

BAYERISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHE KLASSE

ABHANDLUNGEN · NEUE FOLGE, HEFT 127

RUDOLF HÖLL

Genese und Altersstellung von Vorkommen
der Sb-W-Hg-Formation
in der Türkei und auf Chios/Griechenland

Mit 12 Abbildungen, 4 Karten und 1 Tabelle

Vorgelegt von Herrn Albert Maucher
am 6. Mai 1966

MÜNCHEN 1966

VERLAG DER BAYERISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
IN KOMMISSION BEI DER C.H.BECK'SCHEN VERLAGSBUCHHANDLUNG MÜNCHEN

Die Arbeit wurde von der
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität München
als Dissertation angenommen.

Druck: Gebr. Parcus KG, München
Printed in Germany

Meinem lieben Vater
in Dankbarkeit gewidmet

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	11
Einleitung	13
A. Schichtgebundene, submarin-exhalativ-sedimentäre Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation im Altpaläozoikum	15
a) Vorkommen im biostratigraphisch belegten Gotlandium	15
I. Die Sb-Lagerstätten bei Keramos/Chios (Griechenland)	15
1. Geographische Übersicht	15
2. Geologischer Rahmen	15
2.1 Literaturübersicht	15
2.2 Die Schichtserie von Parparia-Amani-Keramos	16
2.2.1 Die Parparia-Schichten	16
2.2.2 Die Amani-Keramos-Schichten	18
2.3 Der Kalk von Agrelapos	20
2.4 Tektonik	21
2.4.1 Die kaledonische Orogenese	21
2.4.2 Postkaledonische Falten- und Bruchtektonik	22
3. Lagerstätten	23
3.1 Allgemeines	23
3.2 Formen der Vererzung	23
3.2.1 Profilbeschreibung des Vorkommens Xingremos	23
3.2.2 Kurzbeschreibung der übrigen Antimonitvorkommen	27
3.3 Genese der Antimonitvorkommen	28
II. Die Hg-Lagerstätte Kalecik auf Karaburun	29
1. Geographische Lage	29
2. Geologischer Rahmen	29
2.1 Literaturübersicht	29
2.2 Die Denizgiren-Schichten	29
2.3 Der Kalk von Kalecik	32
2.4 Die Schichten von Kalecik	33
2.5 Mesozoisch-känozoische Gesteine bei Kalecik	33
2.6 Tektonik	33
3. Die Lagerstätte	34
3.1 Literaturübersicht und alter Bergbau	34
3.2 Beschreibung der Lagerstätte	36
3.3 Genetische Deutung der Lagerstätte	39
III. Die Hg-Lagerstätte Karareis auf Karaburun	41
1. Geographische Übersicht	41
2. Geologischer Rahmen	41
2.1 Die Denizgiren-Schichten	41
2.2 Der Kalk von Kalecik und die Hornstein-Kieselschiefer-Horizonte	41
2.3 Karbon und Perm	42
2.4 Tektonik	42

3.	Die Lagerstätte	44
3.1	Allgemeines	44
3.2	Beschreibung und genetische Deutung der Lagerstätte	44
IV.	Die Hg-Lagerstätte Mudarli	46
1.	Geographische Übersicht	46
2.	Geologischer Rahmen	47
2.1	Literaturübersicht	47
2.2	Das Gotlandium	47
2.3	Das Devon	49
2.4	Tektonik	50
3.	Die Lagerstätte	50
3.1	Literaturübersicht	50
3.2	Beschreibung und genetische Deutung der Lagerstätte	50
V.	Ergebnisse	53
b)	Vorkommen im biostratigraphisch nicht belegten Kristallin des Menderes-Massivs	54
I.	Gesteinsaufbau und Stratigraphie des Menderes-Massivs	54
1.	Allgemeines	54
2.	Der Basis-Komplex	55
3.	Der Mittlere Komplex	55
4.	Der Hangend-Komplex	57
II.	Die Hg- und Sb-Vorkommen Alaşehir	58
1.	Geographische Lage	58
2.	Geologischer Rahmen	58
2.1	Gesteinsaufbau	58
2.2	Tektonik	59
3.	Die Erzvorkommen	59
3.1	Allgemeines	59
3.2	Beschreibung und genetische Deutung der Erzvorkommen	59
III.	Das Hg-Vorkommen Habibler	63
1.	Geographische Lage	63
2.	Geologischer Rahmen	63
3.	Das Erzvorkommen	64
3.1	Allgemeines	64
3.2	Beschreibung und genetische Deutung	64
IV.	Das Hg-Vorkommen Çamliça	65
1.	Geographische Lage	65
2.	Gesteinsaufbau und Tektonik	65
3.	Das Erzvorkommen	65
3.1	Literaturübersicht	65
3.2	Beschreibung und genetische Deutung	65
V.	Die Hg-Lagerstätte Haliköy und die Sb-Lagerstätte Emirli	66
VI.	Das Hg-Vorkommen Türkönü	67
1.	Geographische Lage	67
2.	Gesteinsaufbau und Tektonik	67
3.	Das Erzvorkommen	67
VII.	Ergebnisse	68
VIII.	Anhang	68

c) Vorkommen in biostratigraphisch nicht belegten, epimetamorphen Sedimenten des Altpaläozoikums	69
I. Das Sb-Vorkommen Demirkapi	69
1. Geographische Lage	69
2. Geologischer Rahmen	69
2.1 Epimetamorphe Schiefer-Serie und Bändermarmor von Danaveli	69
2.2 Ober-Karbon bis Ober-Perm	69
2.3 Tertiär	70
2.4 Tektonik	70
3. Das Erzvorkommen	71
3.1 Allgemeines	71
3.2 Beschreibung und Genese des Vorkommens	71
II. Die Sb-Vorkommen Sülüklü-Eymir	72
1. Geographische Lage	72
2. Geologischer Rahmen	72
2.1 Epimetamorphe Schiefer-Serie	72
2.2 Ober-Karbon(?) und Perm	72
2.3 Tektonik	73
3. Die Erzvorkommen	73
3.1 Geographische Lage	73
3.2 Literaturübersicht	73
3.3 Beschreibung und Genese der Erzvorkommen	73
III. Das Sb-W-Hg-Vorkommen Dudaş	74
1. Geographische Lage	74
2. Geologischer Rahmen	74
2.1 Literaturübersicht	74
2.2 Die altpaläozoische Schiefer-Marmor-Serie	75
2.3 „Permokarbon“	75
2.4 Tertiär und Quartär	75
2.5 Tektonik	76
3. Das Erzvorkommen	76
3.1 Allgemeines	76
3.2 Beschreibung und genetische Deutung des Erzvorkommens	76
IV. Ergebnisse	78
B. Schichtgebundene, submarin-exhalativ-sedimentäre Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation im Jungpaläozoikum	79
a) Vorkommen im biostratigraphisch belegten Perm	79
I. Das Hg-Vorkommen Şeyhşaban	79
1. Geographische Lage	79
2. Geologischer Rahmen	79
2.1 Die paläozoischen und mesozoischen Sedimente und der Serpentinzug	79
2.2 Eruptivgesteine	80
2.2.1 Tuffe	80
2.2.2 Laven	81
2.3 Tektonik	81
3. Das Erzvorkommen	81
3.1 Allgemeines	81
3.2 Beschreibung und genetische Deutung des Erzvorkommens	82
II. Die Hg-Sb-Lagerstätten Sizma-Lâdik-Kurşunlu	82
1. Geographische Lage	82
2. Geologischer Rahmen	83

2.1	Literaturübersicht	83
2.2	Die paläozoischen Schiefer und Extrusiva	83
2.3	Die permisch-mesozoische Marmor-Kalk-Serie	84
2.4	Tektonik	85
2.41	Variszische Faltentektonik	85
2.42	Postvariszische Bruchfaltentektonik	86
3.	Die Lagerstätten	86
3.1	Literaturübersicht	86
3.2	Beschreibung und genetische Deutung	87
III.	Ergebnisse	90
C.	Lagerstätten mit paläozoischer, submarin-exhalativ-sedimentärer Lagervererzung und tertiärer, epigenetisch-hydrothermalen, diskordanter Gangvererzung	91
I.	Die Sb-Lagerstätte Turhal	91
1.	Geographische Übersicht	91
2.	Stratigraphie	91
2.1	Literaturübersicht	91
2.2	Die Turhal-Serie und die Perm-Kalke	91
2.3	Die Kreide	92
2.4	Das Eozän	92
3.	Tektonik	93
3.1	Der Unterbau	93
3.2	Der Oberbau	93
4.	Die Lagerstätte	93
4.1	Literaturübersicht	93
4.2	Beschreibung und genetische Deutung der Lagerstätte	94
4.21	Die tertiären diskordanten Gangvererzungen	94
4.22	Die paläozoische (präpermische) schichtgebundene Vererzung	96
5.	Ergebnisse	98
D.	Die Sb- und Hg-Vorkommen des tertiären, intermediären bis extrem sauren Vulkanismus und Subvulkanismus	99
I.	Die Antimonitvorkommen westlich und südwestlich von Balıkesir in Nordwest- anatolien	99
II.	Das Sb-Vorkommen Sandıköy	100
III.	Die Zinnob- und Antimonitvorkommen beiderseits der Vilayetgrenze von Uşak und Kütahya nördlich und nordöstlich Uşak	100
1.	Die Zinnobervorkommen	101
2.	Die Antimonitvorkommen	102
IV.	Die Antimonitvorkommen Doğlat und Akhisar-Eynehân nordöstlich bis nordnord- östlich Afyon	103
E.	Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation in diskordanten Gängen	104
I.	Die Sb-Vorkommen Tozman	104
1.	Allgemeines	104
2.	Gesteinsaufbau und Erzvorkommen	104
II.	Die Sb-Vorkommen Tatlısu	104
1.	Allgemeines	104
2.	Gesteinsaufbau und Erzvorkommen	105

III. Das Sb-Vorkommen Arnavutköy	105
1. Allgemeines	105
2. Gesteinsaufbau und Erzvorkommen	105
IV. Die Sb-W-Hg-Vorkommen Gümüşler	105
1. Geographische Lage	106
2. Gesteinsaufbau und Tektonik	106
3. Die Erzvorkommen	106
V. Ergebnisse	107
F. Zusammenfassung der Ergebnisse und Ausblick	108
Literaturverzeichnis	113

VORWORT

Als Beitrag zur Kenntnis der Sb-W-Hg-Formation entstand vorliegende Arbeit auf Anregung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER. Für sein stetes Interesse, wertvolle Ratschläge und kritische Hinweise im Gelände und im Institut sowie die Überlassung der feldgeologischen Ergebnisse der von ihm untersuchten Lagerstätte Şeyhşaban gilt ihm mein ergebenster Dank.

Für die gewährte Unterstützung und das Verständnis für diese Arbeit danke ich Herrn Prof. Dr. R. DEHM sehr herzlich.

Die Geländetätigkeit in der Türkei erfolgte im September und Oktober 1963 sowie vom April bis November 1964 im Rahmen des Institutes für Lagerstättenforschung der Türkei (M.T.A.-Enstitüsü Ankara). Für die großzügige Förderung durch dieses Institut gebührt den verantwortlichen Herren, insbesondere Herrn Generaldirektor Dr. S. ALPAN und dem Direktor der Lagerstättenabteilung, Herrn Dr. M. DIZIOĞLU, mein aufrichtiger Dank.

Im März 1964 konnte ich auch die Antimonitvorkommen auf der Insel Chios/Griechenland untersuchen.

Die Laborarbeiten führte ich am Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München durch.

Bei der Anfertigung vorliegender Arbeit wurde mir folgende Hilfe zuteil: Die Bestimmung der Fossilien wurde am Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität München von den Herren Dr. P. WELLNHOFER, Konservator Dr. K. W. BARTHEL, Dr. U. PFLAUMANN, Dr. R. PAVLOVEC und Konservator Dr. W. JUNG vorgenommen. Herr Prof. Dr. G. FISCHER übernahm die Durchsicht einiger Dünnschliffe. Herr Priv.-Doz. Dr. D. D. KLEMM führte Untersuchungen mit der Elektronenmikrosonde durch und unterstützte mich bei der Bearbeitung von An- und Dünnschliffen. Röntgenaufnahmen wurden von den Herren Univ.-Doz. Dr. H. DACHS und Konservator Dr. K.-L. WEINER, Institut für Kristallographie und Mineralogie der Universität München, sowie den Herren Dipl.-Geol. E. DONDERER und Dipl.-Chem. W. MANN, Institut für Mineralogie der Technischen Hochschule München, angefertigt. Herr Dr. S. SCHIEMENZ, Institut für Gesteinskunde der Universität München, übernahm einige chemische Untersuchungen. Herr Prof. Dr. E. PREUSS sowie Herr Dipl.-Geol. H. WOLF, Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München, führten mehrere Spektralanalysen durch. Herr Dipl.-Geol. R. HEROLD vom gleichen Institut unterstützte mich durch Untersuchungen mit dem Phasenkontrastverfahren sowie eine Thermodifferentialanalyse. Herr Prof. Dr. I. KETIN, Universität Istanbul, überließ mir in großzügigem Entgegenkommen eine unveröffentlichte Profiltafel der Stratigraphie um Istanbul. Herr Prof. Dr. G. M. PARASKEVOPOULOS, Universität Athen, stellte mir freundlicherweise eine unveröffentlichte geologische Karte der Insel Chios im Maßstab 1 : 100 000 vom verstorbenen Prof. Dr. K. A. KTENAS zur Verfügung. Für diese Hilfe bedanke ich mich bei allen Herren herzlich.

Gedankt sei auch allen jenen, die mir in praktischen Dingen behilflich waren.

Dem Deutschen Akademischen Austauschdienst schulde ich aufrichtigen Dank für die Gewährung eines Forschungsstipendiums der NATO während meines Auslandsaufenthaltes im Jahre 1964.

EINLEITUNG

Nach der herkömmlichen Lagerstättensystematik werden die mineralogisch einförmigen Antimonit- und Zinnobervorkommen als sehr niedrigthermale, apo- bis telemagmatische, plutonische oder subvulkanische und vulkanische Bildungen betrachtet. Nach RAMDOHR (1960, S. 624 und S. 652) und SCHNEIDERHÖHN (1955, S. 161) ist die bei anderen Lagerstätten ziemlich scharfe Trennung in extrusiv- und intrusiv-hydrothermale Typen bei Antimonit- und Zinnobervorkommen jedoch nicht streng durchführbar. „Antimon- und Quecksilbererze scheiden sich bei oft so niedrigen Temperaturen ab, daß Konvergenzen der plutonischen, subvulkanischen und vulkanisch-exhalativen Folge eintreten“ (RAMDOHR 1960, S. 20).

Eine große Zahl der Antimonit- und Zinnobervorkommen scheint weltweit verbreitet im Paläozoikum, und zwar bevorzugt im Silur (= Gotlandium), zu liegen. Auffallend ist, daß viele derartiger Vorkommen schichtkonkordant an Grenzen verschiedenartiger Gesteine gebunden sind, wobei submarine Vulkanite, Tonschiefer und dunkle, bituminöse Schiefer häufig das Nebengestein aufbauen. In der Literatur werden diese Vererzungen oft als Ergebnis einer Abbildungsmetasomatose durch aufsteigende Erzlösungen unter einem impermeablen Stauhorizont, der sehr häufig ein bituminöser Schiefer ist, gedeutet. Eine syngedimentäre Erzanreicherung wird nur von wenigen Autoren in Erwägung gezogen.

Als erster hat wohl TELLER (1886) mit Nachdruck auf schichtige, im Silur liegende Zinnobervorkommen hingewiesen und deren stratigraphische Position verglichen.

Nach BORCHERT (1942, S. 65) gibt es „zwei Möglichkeiten für die vielfach enge Verknüpfung von Antimonerzen mit dunklen Schiefern. Es kann sich einerseits um rein epigenetische Spaltenfüllungen und Imprägnationen handeln, wobei das Bitumen oder die kohlige Substanz nur günstige Ausfällungsmöglichkeiten für die zugeführten Erzlösungen lieferte. Andererseits kann die Verbindung genetisch enger sein. Die normalerweise weiten Wanderwege der Antimonlösungen vom Muttermagma lassen die Vorstellung naheliegend erscheinen, daß derartige Lösungen oft in Meeresteilen mit Faulschlammfazies ausgetreten sind. Die Erzausfällung aus den Thermen läuft dann parallel mit normaler Sedimentation feinsten Trübe.“

HEGEMANN (1948 b, S. 55) hält ebenfalls eine sedimentäre Entstehung mancher schichtiger Antimonit- und Zinnobervorkommen mit submariner, vulkanischer Stoffzufuhr für möglich.

ANGERMEIER (1964) konnte bei Untersuchungen der sardischen Antimonit-Scheelit-Lagerstätten eine submarin-exhalativ-sedimentäre Entstehung während des Silurs nachweisen.

Die mit diesen schichtigen, zeitlich offenbar größtenteils im Silur auftretenden Zinnobervorkommen verbundenen Probleme wurden erstmals von MAUCHER (1965) in ihrer Fülle erkannt und in einer umfassenden lagerstättenkundlich-geotektonischen Konzeption einer Deutung zugeführt. Dabei werden die häufig mit Antimonit oder Antimonit und Zinnobervorkommen isogenetisch auftretenden Wolframerze (Scheelit oder Wolframit) in ihrer genetischen Bedeutung voll erfaßt und die frühere „Antimon-Quecksilber-Formation“ zur „Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation“ erweitert. Die räumliche Gebun-

denheit der meisten Vorkommen dieser Sb-W-Hg-Formation an einen zirkumpazifischen und einen mediterranen Gürtel, der sich in Asien bis nach China fortsetzt, wird betont. MAUCHER (1965, S. 185) vermutet, „daß es eine großartige altpaläozoische Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation, gebunden an Lineamente parallel zu den Rändern alter Kontinentschollen, gibt, die nicht im Zusammenhang mit einem ‚orogenen Zyklus‘ steht.“

Ziel der vorliegenden Arbeit war, von möglichst vielen der großenteils nur wenig bekannten Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation in Anatolien und auf Chios/Griechenland (Karte 1) Genese und Altersstellung zu klären, ohne auf nebensächliche Einzelheiten näher einzugehen. Dazu waren fast 12 Monate Geländearbeit erforderlich.

Als Unterlage für die Untersuchungen einiger Vorkommen dienten die neuen luftphotogrammetrischen Karten 1 : 25 000 der Türkei. Da diese Karten unter die Geheimhaltungsvorschriften fallen, können nur Nachzeichnungen ohne Angaben von topographischen Einzelheiten gebracht werden. Leider standen gerade auch bei einigen sehr wichtigen Vorkommen nur Kartenblätter 1 : 100 000 oder 1 : 200 000 zur Verfügung. Nur sehr selten war es möglich, von alten Abbauen Grubenpläne zu erhalten.

Die Auswertung der Geländebefunde wurde von mir am Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München durchgeführt. Angesichts der großen Zahl der feldgeologisch bearbeiteten Vorkommen konnten aus Zeitgründen nur wichtige und typische Gesteine aller dieser Vorkommen petrographisch und erzmikroskopisch untersucht werden.

Einige Abbildungen sedimentärer Gefüge von Erzen werden von A. MAUCHER & R. HÖLL in einer späteren Veröffentlichung gebracht, deshalb in vorliegender Arbeit weggelassen. Bei den betreffenden Lagerstätten erfolgt jeweils nur ein kurzer Hinweis.

A. SCHICHTGEBUNDENE, SUBMARIN-EXHALATIV-SEDIMENTÄRE VORKOMMEN DER Sb-W-Hg-FORMATION IM ALTPALÄOZOIKUM

a) VORKOMMEN IM BIOSTRATIGRAPHISCH BELEGTEN GOTLANDIUM

I. DIE SB-LAGERSTÄTTEN BEI KERAMOS/CHIOS (GRIECHENLAND)

1. Geographische Übersicht

Die Antimonitvorkommen im Gebiet von Keramos liegen im gebirgigen Nordwesten der griechischen Insel Chios, welche der kleinasiatischen Küste westlich Izmir vorgelagert ist. Sie ziehen sich von Agiasmata, unmittelbar an der Meeresküste im Norden der Insel, stark absätzig etwa 6 km Luftlinie nach Süden bis zum Dorfe Potamia hin. Die meisten Vorkommen liegen unweit des Dorfes Keramos (Karte 2).

2. Geologischer Rahmen

2.1 Literaturübersicht

Die Insel Chios besteht nach TELLER (1880), PHILIPPSON (1914), KTENAS (1921, 1923) und PAECKELMANN (1939) aus einem paläozoischen Unterbau, einem mesozoischen Mittelbau und einem Oberbau aus limnischem Tertiär. KTENAS und PAECKELMANN gliederten das Paläozoikum in eine stark gefaltete, in sich wiederum uneinheitliche, altpaläozoische sowie eine schwächer gefaltete, jungpaläozoische Serie.

Da für die vorliegende Arbeit nur das Altpaläozoikum von Bedeutung ist, wird nur dieses einer weiteren Betrachtung unterzogen. Es umfaßt die tiefsten auf Chios vorkommenden Schichten. Außerhalb des Bosphorus-Gebietes und der türkischen Halbinsel Karaburun liegen auf Chios offenbar die günstigsten Bedingungen für die Klärung des Altpaläozoikums im ägäisch-westkleinasiatischen Raum.

Nach KTENAS beginnt das Altpaläozoikum mit dem System von Parparia, einer Schichtenfolge von etwa 1000 m Mächtigkeit mit Schiefen, Sandsteinen und Konglomeraten sowie Bänken und Linsen eines massigen, schwarzen, bisweilen kieseligen Kalkes. Diese Gesteinsserie, die im unteren Teil bereits in eine halbkristalline Fazies übergehen soll, betrachtet KTENAS als devonisch, hält jedoch auch ein höheres Alter für möglich. Das konkordant folgende, über 1500 m mächtige System von Amani und Keramos stellt KTENAS in das Unter-Devon. Es wird aufgebaut aus Grauwacken, Arkosen, phyllitischen Schiefen und Konglomeraten, untergeordnet Hornsteinen und Kieselschiefen sowie einzelnen Einschaltungen von Diabasen.

Der Kalk von Agrelopos, der nach KTENAS (1921) schichtkonkordant dem System von Amani und Keramos auflagern soll, wird bis 100 m mächtig und zieht sich von der Meeresküste bei Agrelopos etwa 10 km nach Süden hin. Auf Grund weniger Fossilfunde glaubt KTENAS, diesen Kalk in das Mittel-Devon stellen zu können, und vermutet, daß er sogar in das Ober-Devon hinaufreiche.

Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. G. M. PARASKEVOPOULOS, Athen, vom 28. 2. 1964, faßte KTENAS auf einer kurz vor seinem Tode gefertigten, unveröffentlichten und mit keinerlei Erläuterungen versehenen geologischen Karte der Insel Chios im Maßstab 1 : 100 000 das System von Parparia und das System von Amani und Keramos zusammen und stellte beide in

das Ordovizium. Kalke östlich Melanios hielt KRENAS für gotlandisch. Der Kalk von Agrelapos wurde als unterdevonisch angesehen.

PAECKELMANN (1939, S. 356) erkannte, daß der Kalk von Agrelapos nicht konkordant aus der liegenden Serie von Amani und Keramos hervorgeht: „Es scheint vielmehr so zu sein, daß die Spezialfalten der Keramosschichten vom Kalk von Agrelapos abgeschnitten wurden, daß der Kalk also über abgetragene Falten transgrediert.“ Für das System von Amani und Keramos vermutet er ein ordovizisches Alter; für das System von Parparia hält er Ordovizium oder sogar Kambrium für möglich. Das wahrscheinlichste Alter des Kalkes von Agrelapos ist nach seiner Meinung oberes Unter-Devon.

2.2 Die Schichtserie von Parparia-Amani-Keramos

Diese wohl mehr als 3000 m mächtigen Ablagerungen, vom Ordovizium bis in das Mittel-Gotlandium reichend, weisen sowohl lithologisch wie in ihrer Führung von Pflanzenresten einheitliche Züge auf und stellen eine zusammenhängende, stark vom Festland beeinflusste Schichtenfolge dar. Diese ist gekennzeichnet durch weitaus vorherrschende, faziesverzahnte, sehr häufig kreuz- und schräggeschichtete, rasch sedimentierte, klastische Flachwasserbildungen mit gelegentlichen Wellenfurchen und Wulststrukturen.

2.21 Die Parparia-Schichten

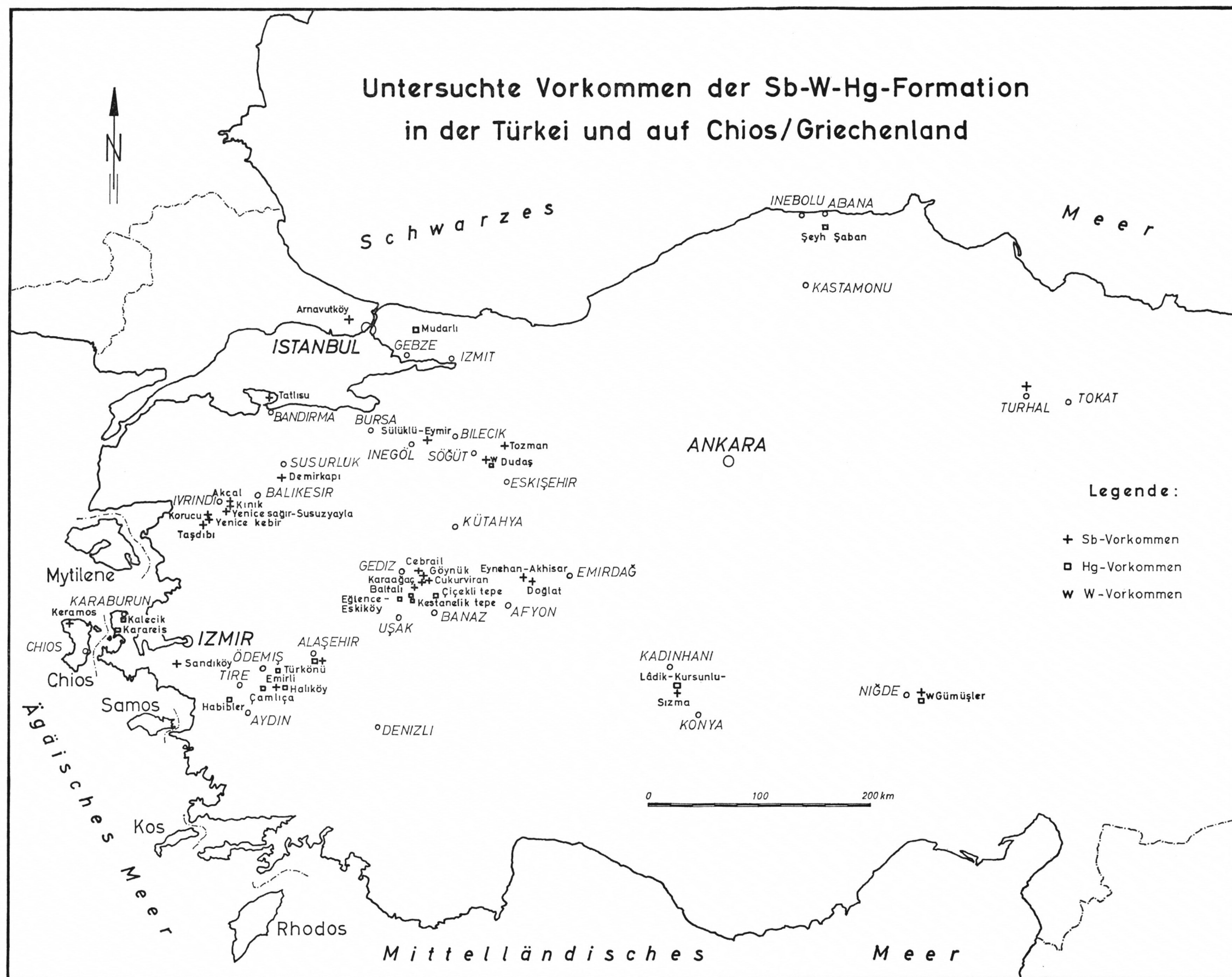
Die ältesten, schwach epimetamorphen Schichten auf Chios beginnen an der Westküste südwestlich von Melanios mit groben, fluviatilen Ablagerungen (mit Gesteinsblöcken bis 70 cm Durchmesser). Es folgen mächtige Konglomerate, deren weitaus vorherrschender Hauptbestandteil gut gerundete, erbsen- bis faustgroße Quarze bilden, wogegen Komponenten aus schwarzen Kieselschiefern und Serizitschiefern stark zurücktreten. Die auflagernde, etwa 1000 m mächtige, sehr eintönige Folge intensiv faziesverzahnter Konglomerate, Grauwacken, Arkosen und Quarzite, denen mitunter geringmächtige, siltitreiche Phyllit-Tonschieferlagen zwischengeschaltet sind, führt nur recht selten die von KRENAS (1921) als charakteristisch beschriebenen Bänke und Linsen massiger, schwarzer, bisweilen kieseliger Kalke. An wenigen Stellen im Gebiet von Melanios und Parparia sind cm- bis dm-mächtige und einige m aushaltende Linsen dunkelgrauer bis blaugrauer, stets sehr sandiger, fossilereicher Kalke, die trotz der verschiedenen stratigraphischen Lage innerhalb der Parparia-Schichten eine erstaunliche lithologische Gleichförmigkeit aufweisen. Vereinzelt treten auch Kalkknollenlagen auf.

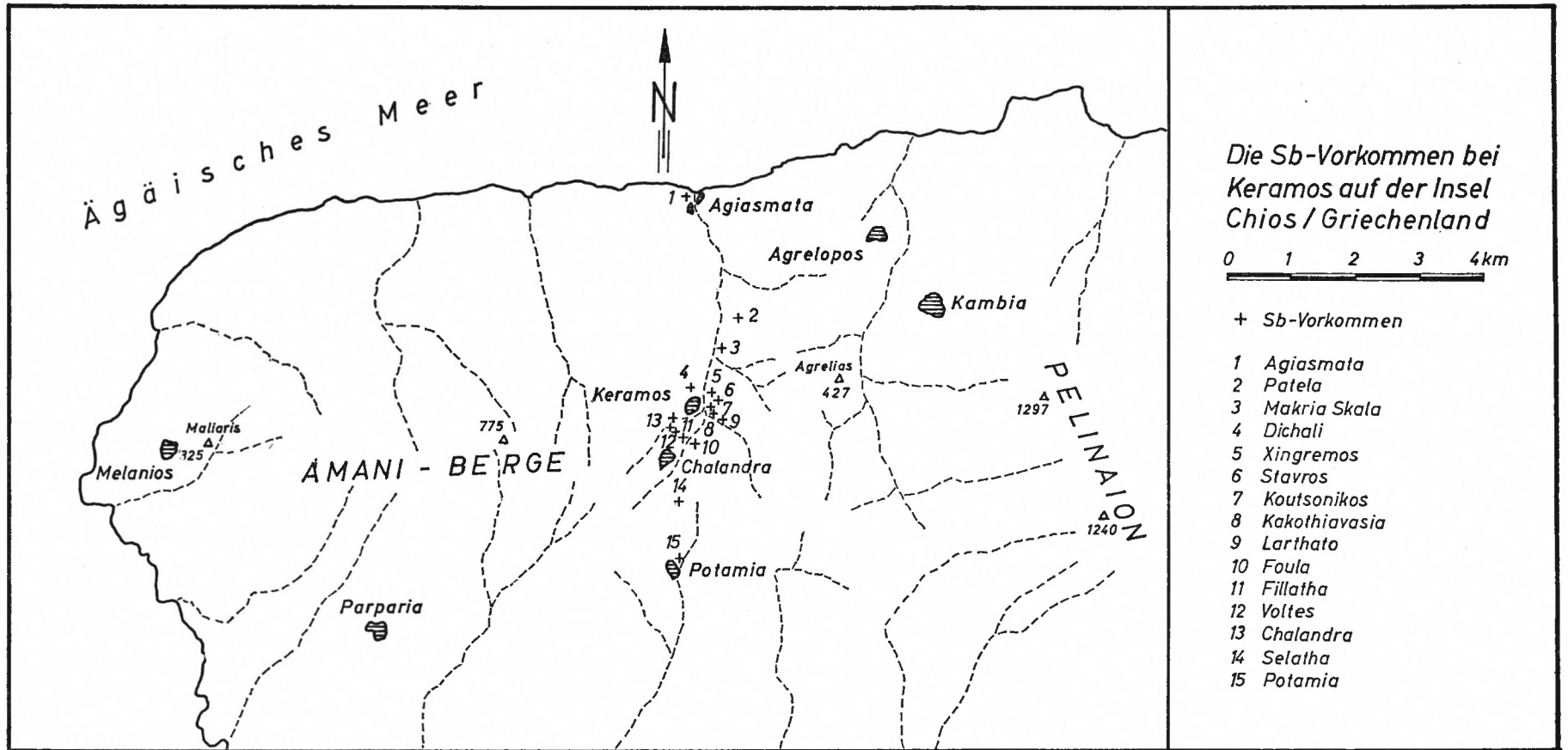
Nur im Gebiet 1 km östlich Melanios am Hügel Maliaris sowie in dessen südsüdöstlicher Fortsetzung folgen mit stellenweise schwacher Winkeldiskordanz zusammen mit Aufarbeitungshorizonten, Konglomeraten und Brekzien in größerem Umfang graue bis schwarze, maximal einige Meter dicke, unreine Kalkschieferlinsen. Der oberste, bis 40 m mächtige und über 2 km im Streichen verfolgbare Kalkhorizont, der Kalk von Melanios, ist teilweise gebankt, überwiegend aber massig. Er bildet das jüngste Glied der Parparia-Schichten. Trotz großer Bemühungen konnte nur eine kümmerliche Fauna geborgen werden. Neben unbestimmbaren Bruchstücken von

Crinoiden,
Brachiopoden,
Korallen,
?Bryozoen

liegt ein Korallenrest vor, der vermutlich zu den

Streptelasmatina





zu stellen ist. *) Der Kalk von Melanios ist damit sicher nicht älter als Caradoc. Er liegt im Profil etwa 2000 m tiefer als der diskordant auflagernde, obergotlandische Kalk von Agrelopos. Seine stratigraphische Einstufung reicht vom höheren Ordovizium bis in das tiefe Gotlandium. Für die unterlagernden, über 1000 m mächtigen Schichten von Parparia ist ordovizisches Alter zu folgern.

DESIO (1930) (berichtet von PAECKELMANN, 1939, S. 362) hält es für möglich, daß auf der 200 km SSE von Chios gelegenen Insel Kos vorkommende, schwarze, glänzende Kalkschiefer, die er auf Grund von *Orthis noctilio* SHARPE und *Fenestella corniculum* (MGH.) in das höhere Ordovizium (Caradoc?) stellt, den Parparia-Schichten der Insel Chios entsprechen. Die fazielle Übereinstimmung des Ordoviziums auf Kos mit den Parparia-Schichten ist, wie bereits PAECKELMANN betont, zwar nicht groß, eine Altersgleichheit jedoch durchaus möglich.

2.22 Die Amani-Keramos-Schichten

Auf dem Kalk von Melanios folgen die nach KTENAS (1921) mehr als 1500 m, nach eigener Schätzung wohl 2000 m mächtigen, anchimetamorphen Amani-Keramos-Schichten. Gegenüber den Parparia-Schichten treten Konglomerate in den Hintergrund, wenn auch noch einige bis über 40 m mächtige, dickbankige Konglomerathorizonte mit meist hohem Gehalt an Geröllen schwarzer Kieselgesteine sowie heller Quarze vorkommen. Das Gebiet der Amani-Berge wird vornehmlich aus ungewöhnlich einförmigen Grauwacken, Grauwackenschiefern, Quarziten und Arkosen, untergeordnet Kieselschiefern, Hornsteinen und Tonschiefern aufgebaut. Kennzeichnend ist das Fehlen von Karbonatgesteinen. Diabase wurden im unteren Teil dieser Schichtenfolge festgestellt. Einige Vorkommen junger Ergußgesteine, die nicht näher untersucht wurden, beobachtete bereits KTENAS in den Amani-Bergen.

Im Gebiet von Keramos und in dem daran nach Osten bis zum Kalk von Agrelopos sich anschließenden, 2 km breiten Gebietsstreifen sind verschiedenfarbige, häufig siltitische Tonschiefer, Grauwacken, Grauwackenschiefer und Quarzite vorherrschend. Konglomerate und Horizonte mit schwarzen Hornsteinen und grauen Kieselschiefern treten in der gesamten Mächtigkeit der Keramos-Schichten untergeordnet auf.

Im Gebiet östlich Keramos finden sich nicht selten ausgezeichnet erhaltene Fraßspuren kriechender Flachwasserbewohner.

Nach freundlicher mündlicher Mitteilung durch Herrn Dr. K. W. BARTHEL vom 2. 6. 1965 sind mm-lange Gebilde in schwach karbonatischen, schwarzen Hornsteinen einige m über der Lagervererzung von Xingremos bei Keramos als Graptolithenreste erkennbar, die wohl zu

Monograptidae (?) indet

zu stellen sind und auf gotlandisches Alter hinweisen. Sonstige Reste tierischer Fossilien wurden trotz intensiver Bemühungen nicht gefunden.

Die Amani-Keramos-Schichten sind jünger als der oberordovizische oder tief untergotlandische Kalk von Melanios und älter als der diskordant überlagernde, obergotlandische Kalk von Agrelopos; sie sind gotlandisch. Wahrscheinlich gehören die Amani-Schichten dem Unter-Gotlandium, die Keramos-Schichten dem Mittel-Gotlandium an.

Die bereits von KTENAS (1921) und PAECKELMANN (1939) erwähnten Pflanzenreste sind besonders in den oberen Keramos-Schichten verbreitet, aber auch in den Amani-Schichten nicht selten. Der stratigraphisch tiefste Fund war im unteren Teil der Parparia-Schichten, etwa 200 m östlich der

*) Fossilbestimmung durch Herrn Dr. P. WELLNHOFFER.

Küste südwestlich von Melanios. Insgesamt wurden von mir an 56 verschiedenen Stellen in den Parparia-Amani-Keramos-Schichten Pflanzenbruchstücke festgestellt, die den Habitus zerbrochener Landpflanzen haben; eine Bestimmung ist wegen des stark aufgearbeiteten Zustandes jedoch kaum durchführbar.

Herr Dr. W. JUNG übernahm freundlicherweise die Überprüfung dieser Reste: „Lediglich ein unmittelbar die Lagervererzung von Xingremos 2 unterlagernder, an Pflanzenresten reicher Siltitschiefer führt einen 4 mm langen Pflanzenrest, der wohl wegen seiner mehrmaligen Dichotomie zu Psilophyten Beziehung haben dürfte. Eine Bestimmung des Genus oder gar der Art ist bei der Dürftigkeit des Fossils unmöglich.“ (S. 27).

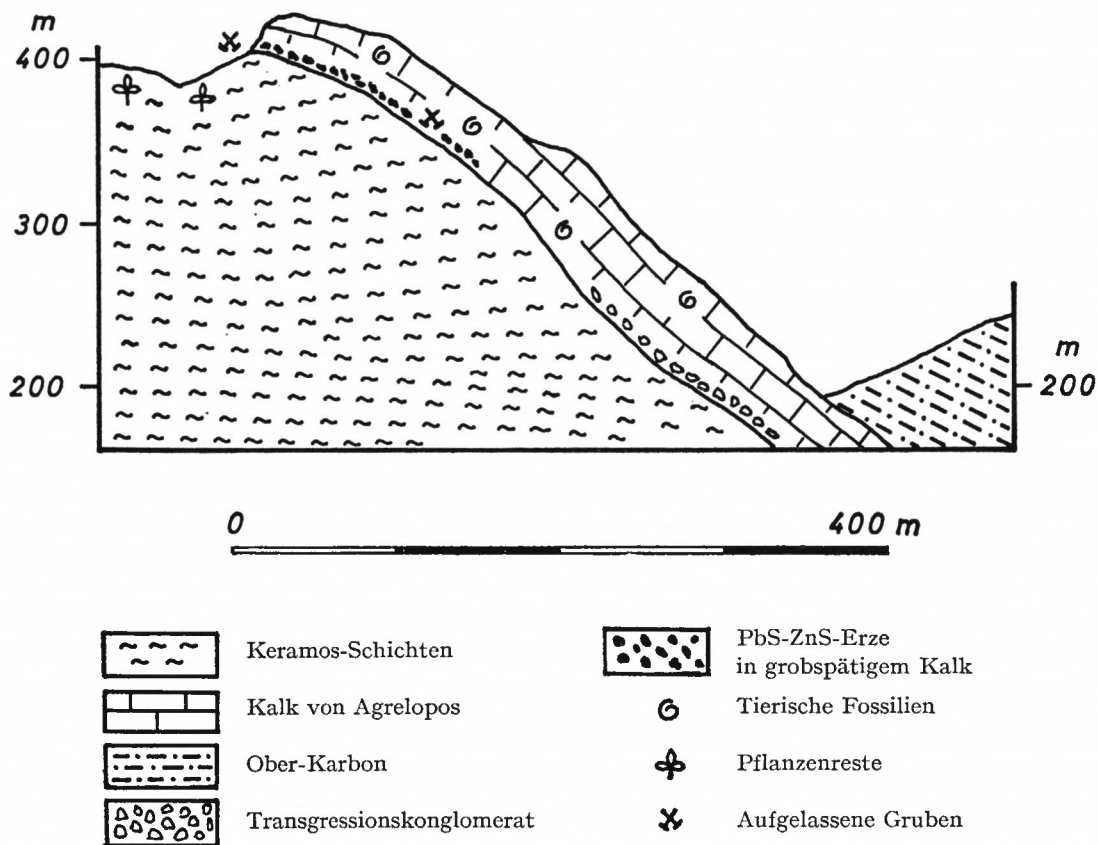


Abb. 1. Lokalität Agrelia/Chios: Diskordante Auflagerung des obergotlandischen Kalkes von Agrelapos auf den verfalteten Keramos-Schichten. An der Basis des Kalkes von Agrelapos häufig Konglomerate aus Komponenten des aufgearbeiteten Liegenden sowie gelegentlich schichtgebundene PbS-ZnS-Erze in sehr grobspätigem Kalk.

Wegen des präobergotlandischen Alters dieser Parparia-Amani-Keramos-Schichten handelt es sich wahrscheinlich mit um die ältesten bisher bekannten Landpflanzenreste der Erde.

In völlig gleichem Erhaltungszustand kommen in altersgleichen Schichten auf der 45 km östlich gelegenen türkischen Halbinsel Karaburun ebenfalls Pflanzenreste vor (S. 30).

2.3 Der Kalk von Agrelopos

Dieser Kalk zieht sich von der Küste nördlich Agrelopos mehr als 10 km nach Süden hin. Er überlagert diskordant ein unregelmäßiges Relief der verfalteten Schichten von Keramos, bei Agrelopos vor allem Konglomerate, Sandsteine, Grauwacken, graugrüne Kieselschiefer und schwarze Hornsteine, bei Agrelias sandige Tonschiefer, Sandsteine und Grauwacken (Abb. 1). An seiner Basis sind stellenweise geringmächtige Konglomerate entwickelt; an mehreren Orten, wie bei Agrelias, ist auch ein bis 7 m mächtiger Horizont aus sehr grobspätigem Kalkspat und Siderit mit Bleiglanz und Zinkblende ausgebildet. Meist liegt jedoch massiger Kalk unmittelbar auf den abgetragenen Falten der Keramos-Schichten. Die Mächtigkeit des Kalkes von Agrelopos schwankt zwischen 0 und 100 m. Sie wird bedingt durch die Abtragung bis zur Ablagerung des diskordant überlagernden Karbons. Der dichte, graue, vorwiegend massige, selten grob gebankte Kalk, der örtlich graubraune bis rotbraune, mergelige Einschaltungen aufweist, ist häufig stark spätig und oft brekziös. Einige Aufarbeitungshorizonte haben stets nur kurze Erstreckung.

Fossilien sind in diesem Kalk nur selten, ihr Erhaltungszustand ist meist schlecht und die Gewinnung aus dem harten Gestein schwierig.

KTENAS (1921) stellte auf Grund der folgenden, mit Vorbehalten zu betrachtenden Fauna den Kalk von Agrelopos in das Mittel- bis Ober-Devon:

Favosites cristatus
Striatopora vermicularis
Cyathophyllum sp.
Euomphalus sp.
Rhynchonella sp.
Acervularia.

WEISSERMEL (1938) beschreibt aus dem Kalk von Agrelopos die folgenden, von PAECKELMANN gesammelten Korallen:

Disphyllum (*Phacellophyllum*) *trigemme* (QUENST.) var.
Columnaria (*Pycnophyllum*) *breviradiata* WEISSERMEL
Thamnopora reticulata minor WEISSERMEL
Favosites cf. *gotlandicus* L.
Favosites cf. *styriacus* HÖRN.
Alveolites cf. *multi-perforatus* SALÉE
Auloporidarum (?) sp. indet.
Heliolites n. sp.

Auf Grund dieser Fauna ist nach WEISSERMEL (1938) und PAECKELMANN (1939, S. 354) der Kalk von Agrelopos „sicher älter, höchstens Unteres Mittel-Devon; doch ist auch Gotlandium nicht ausgeschlossen. Am wahrscheinlichsten ist jedenfalls, daß der Kalk von Agrelopos dem Barrandei-Kalk an der Oberkante des Unter-Devons der Karnischen Alpen im Alter nahe steht“.

Herr Dr. P. WELLNHOFER kam bei der Bearbeitung der Fauna, die von mir unmittelbar südlich des verlassenen Dorfes Agrelopos und bei der Lokalität Agrelas gefunden wurde, zu folgenden Ergebnissen:

Entelophyllum cf. *pseudodianthus* (WEISSERMEL)
Cyathophylloides aff. *manipulatus* (POČTA)
Arachnophyllum diffluens (EDWARDS & HAIME)
Favosites aff. *gotlandicus* LAMARCK
Thamnopora reticulata minor WEISSERMEL
Coenites lonsdalei (D'ORBIGNY)
Heliolites (*Heliolites*) *porosus turcicus* WEISSERMEL
 Stromatoporoidea indet.
 Brachiopoden- und Crinoidenreste

„Die vorliegende kleine Korallenfauna trägt bezüglich ihres Alters typisch silurischen Charakter, obwohl auch Formen vertreten sind, welche mit devonischen Arten verglichen werden können. Zu nennen wäre hier vor allem *Thamnopora reticulata minor*, nach KROPFITSCH & SCHOUPE (1953) eine kleinwüchsige Mutante von *Th. reticulata reticulata*, welche weltweit im Mittel-Devon auftritt, sodann *Cyathophylloides manipulatus*, eine im Unter-Devon Böhmens auftretende Art. Eine völlige Übereinstimmung unserer Formen mit devonischen kann indessen nicht festgestellt werden.

Eindeutig silurischen Bauplan weisen auf: *Entelophyllum* cf. *pseudodianthus* und *Heliolites* (*H.*) *porosus turcicus*, beide im Obersilur des Bosporusgebietes nachgewiesen. *Arachnophyllum diffluens* und *Coenites lonsdalei* stellen Verbindungen zu den Karnischen Alpen her, wo sie von SCHOUPE (1954) aus dem höheren Ludlow beschrieben wurden. Beide Arten sind auch im Obersilur des englisch-baltischen Raumes vertreten.

Im ganzen kann auf Grund der Beziehungen zum Obersilur Bithyniens und der Karnischen Alpen die Fauna ins Ludlow gestellt werden.“

Der lithologisch und in seiner tektonischen Stellung völlig gleiche Kalk von Kalecik auf Karaburun (S. 32), der biostratigraphisch ebenfalls in das Ober-Gotlandium eingestuft werden kann, ist die östliche Fortsetzung des Kalkes von Agrelopos.

2.4 Tektonik

In den durch mehraktige tektonische Verformung gekennzeichneten, anchi- bis epimetamorphen, altpaläozoischen Gesteinen von Chios liegen das Schichtungs-s und das Schieferungs-s parallel.

2.41 Die kaledonische Orogenese

Die ältesten nachweisbaren tektonischen Unruhen, epirogene Bewegungen, deuten sich auf Chios gleichzeitig mit einer Änderung der Sedimentation unmittelbar vor und während der Ablagerung des oberordovizischen oder untergotlandischen Kalkes von Melanios an. Dieser führt vor allem an der Basis Konglomerate, Aufarbeitungshorizonte und Brekzien und lagert meist mit schwacher Winkeldiskordanz den übrigen Parparia-Schichten auf (S. 16).

Nach PAECKELMANN (1939, S. 369) sind die ältesten Schichten auf Chios, die Serie von Parparia-Amani-Keramos, „allem Anschein nach vor dem Unterdevon, also kaledonisch gefaltet worden. Diese kaledonische Orogenese ist bereits eine Rahmenfaltung gewesen.“ Eigene spezielle Überprüfungen konnten diese jungkaledonische Faltung nachweisen. Sie ist älter als der diskordant überlagernde obergotlandische Kalk von Agrelopos

und wahrscheinlich an die Wende Mittel-/Ober-Gotlandium zu stellen. Diese präobergotlandische Orogenese ist ebenso auf Karaburun erkennbar (S. 33 und S. 42). Eine gleichaltrige tektonische Phase ist auch im Raum Istanbul mehrfach nachgewiesen worden (S. 50).

Großtektonisch stellt die ganze Fläche, in der die Schichtserie von Parparia-Amani-Keramos zutage tritt, also der gesamte Nordwesten der Insel Chios, wie bereits TELLER (1880) und PHILIPPSON (1914) erkannten, den Westflügel einer N-S bis NNW-SSE streichenden Großmulde dar. Ihr Kern ist unter dem Massiv des Pelinaion, rund 6 km östlich Keramos, zu suchen. Der östliche Muldenflügel wird zwischen Chios und den nach KTENAS (1923) und PAECKELMANN (1939) aus epi- bis mesozonal metamorphen Gesteinen aufgebauten Spalmatori-Inseln sicher von einer mächtigen Störung abgeschnitten. Auf der Nordwestseite der Halbinsel Karaburun stehen etwa 2000 m mächtige Äquivalente der Schichtserie von Parparia-Amani-Keramos wieder an.

Das ganze ordovizische bis mittelgotlandische Gesteinspaket ist gekennzeichnet durch ein stark vorherrschendes N-S-Streichen und Einfallen der Schichten mit bevorzugt 20° – 75° E. Weitgespannte, westvergente Nebensättel und Nebenmulden mit überwiegend flach liegenden B-Achsen sind kennzeichnend für kompetente Gesteinspakete. Lebhaftige Spezialfaltung tritt bei hohem Anteil an inkompetenten Schiefern auf, so besonders im Gebiet um und östlich von Keramos. Dabei zeigt sich eine breite Streuung der B-Achsen-Richtungen zwischen NNW-SSE und NE-SW. Diese Spezialfalten werden vom N-S streichenden und 30° – 60° E einfallenden Kalk von Agrelopos wie von einer wenig verbogenen Platte diskordant abgeschnitten.

2.42 Postkaledonische Falten- und Bruchtektonik

KTENAS (1921) erkannte eine variszische Faltung zwischen dem Kalk von Agrelopos und dem überlagernden Ober-Karbon. PAECKELMANN (1939, S. 369) bemerkt dazu: „Eine zweite paläozoische Orogenese ist nach Ablagerung des Kalkes von Agrelopos, den wir ins hohe Unterdevon stellen, und vor der Transgression des Oberkarbons erfolgt.“ Er vergleicht diese Orogenese mit bretonischen Bewegungen in Nordanatolien und nimmt an, „daß auch im ägäischen Raume der Oberkarbontransgression die bretonische Faltung an der Wende Devon/Karbon vorausging . . . Die jungdevonische oder altkarbonische Faltung verläuft auf Chios konform mit den kaledonischen Falten.“ Schwache orogene Bewegungen, welche der asturischen Phase zuzuordnen seien, hält PAECKELMANN (1939) für möglich, eine saalische oder pfälzische Faltung auf Chios für erwiesen.

Eine schwache, jedoch feststellbare Überprägung durch E-W gerichtete, flachwellige Verbiegungen sowohl in den Parparia-Amani-Keramos-Schichten wie im Kalk von Agrelopos und besonders im Ober-Karbon östlich Agrelopos ist sicher jünger als oberkarbonisch und wohl einer dieser spätvariszischen Faltungen zuzuordnen.

Neben streichenden, also N-S verlaufenden Aufschiebungen und Abschiebungen treten ganz bevorzugt herzynische, untergeordnet erzgebirgische Verwerfungen im Altpaläozoikum von Chios auf. So folgen alle vom Keramostal abzweigenden, nach ESE ziehenden Täler 120° – 140° streichenden Verwerfungen. Die beobachteten Störungen haben stets nur geringe Versetzungsbeträge im Meter- bis Zehnermeterbereich.

Der unmittelbare Lagerstättenbereich nimmt häufig eine tektonische Sonderstellung ein: Infolge unterschiedlicher mechanischer Eigenschaften zwischen erzführenden Tuffen, Tonschiefern, Graphitschiefern und überlagernden mächtigen, starren Kieselschiefer-Hornstein-Serien kam es besonders in den inkompetenten Graphitschiefern zur Ausbildung von Gleitflächen, Ruschelzonen, Brekzienbildung und Diskordanzen, die jedoch nach der Entstehung der Erzlager angelegt worden sind (S. 26ff.).

3. Lagerstätten

3.1 Allgemeines

Einzelne Erzkörper wurden vor etwa 100 Jahren sowie von 1917 bis 1918 und von 1949 bis 1954 abgebaut.

MARAVELAKIS (1915 und 1916) beschreibt blaugrüne bis schwarze Hornsteine sowie Sandsteine, die im Liegenden, am Kontakt mit Sandsteinen oder Tonschiefern, Antimonit führen. Des weiteren trete dieses Erz auch in Gängen und Verwerfungen quer zu den Schichten auf. Die Vererzung wird als Ergebnis des tertiären Vulkanismus gedeutet. Als Beweis dafür werden Erzvorkommen im Bereich tertiärer Liparite auf Mytilene und in Kleinasien herangezogen.

Mousoulos (1962) bringt eine chemische Analyse von Antimoniterzen der Insel Chios und betrachtet die Erzvorkommen als hydrothermale Bildungen.

3.2 Formen der Vererzung

Bei Agiasmata, Makria Skala, Xingremos, Voltes und Selatha finden sich Obertageaufschlüsse oder teilweise noch zugängliche Stollen, in denen eine schichtkonkordante Lagervererzung anstehend zu beobachten ist.

Klufterze sind in sämtlichen zugänglichen Vorkommen nachweisbar.

3.21 Profilbeschreibung des Vorkommens Xingremos

Zur Verdeutlichung der geologischen Verhältnisse werden Profile vorausgeschickt, die im gegenwärtig am besten aufgeschlossenen Erzvorkommen, im Bereich des von 1949 bis 1954 abgebauten Vorkommens Xingremos aufgenommen wurden (Abb. 3):

Das interessanteste Profil findet sich an der Stirn des Stolleneingangs zu Xingremos 4:

a) Über mehrere 10 m mächtigen Grauwacken und Grauwackenschiefern folgen splittrig-muschelig brechende, plattige und dünnbankige, grünlichgraue bis dunkelgraue, maximal 4 m mächtige, stark absätzige Kiesel-schieferlinsen.

b) Diese werden konkordant überlagert von den grünlichgrauen bis schwarzgrauen, lagenweise auch gelblichgrauen, innig miteinander verzahnten und feingeschichteten „liegenden Tuffen“ von 2–5 m Mächtigkeit. Syndimentäre bzw. paradiagenetische Brekzien, in der Regel aus eckigen, mm-großen, von Quarz verkitteten Komponenten zusammengesetzt, bilden dünne Resedimentlagen. Diese weisen ebenso wie „gekräuselte Schichtung“ und geopetale Füllungen wannenförmiger Einsenkungen auf Bodenunruhen während der Sedimentation hin. Die Tuffe bestehen zu etwa 80–90% aus straff in s. regeltem Hellglimmer. Quarz tritt in feinsten Verteilung sowie in einzelnen eckigen, bis 0,5 mm großen Eruptivquarzen mit angedeuteten Resorptionsbuchten auf. Lagenweise ist bituminös-kohlige Substanz etwas angereichert. Akzessorien sind Leukoxen, Zirkon und Brauneisen.

c) Die „untere Erzlage“ folgt als maximal 8 cm dicke Linse in einer syngenetisch gebildeten, flachen Vertiefung mit scharfer Grenze konkordant auf den „liegenden Tuffen“, die am Kontakt einen hohen Gehalt an bituminös-kohliger Substanz führen und im Mikrobereich subaquatische Rutschungen aufweisen. An Erzmineralien finden sich Antimonit, Pyrit, Markasit, Zinnober und Kupferkies. Verwitterungsbildungen sind Covellin und „Antimonocker“. Der stets feinkristalline Antimonit tritt in dichten, radialstrahlig-büscheligen „Antimonitsonnen“ mit spießigen und körnigen, hypidiomorphen Individuen sowie in wirren Geflechten eng verfilzter Nadeln und Spieße von Bruchteilen bis wenigen mm Länge auf. Zinnober ist selten und findet sich nur an der Liegend- und Hangendgrenze der Erzlinse in Zwickeln und auf Sprüngen etwas reichlicher. Kleine Pyrit- und Markasitkörner sind ebenfalls sehr spärlich, Kupferkies und Covellin nur in Spuren vorhanden. An Gangartmineralien kommt neben völlig untergeordnet auftretenden Karbonaten nur Quarz vor.

d) Über der „unteren Erzlage“ setzen sich die erzfreien „liegenden Tuffe“ in völlig gleicher fazieller Ausbildung bis knapp 40 cm Mächtigkeit fort.

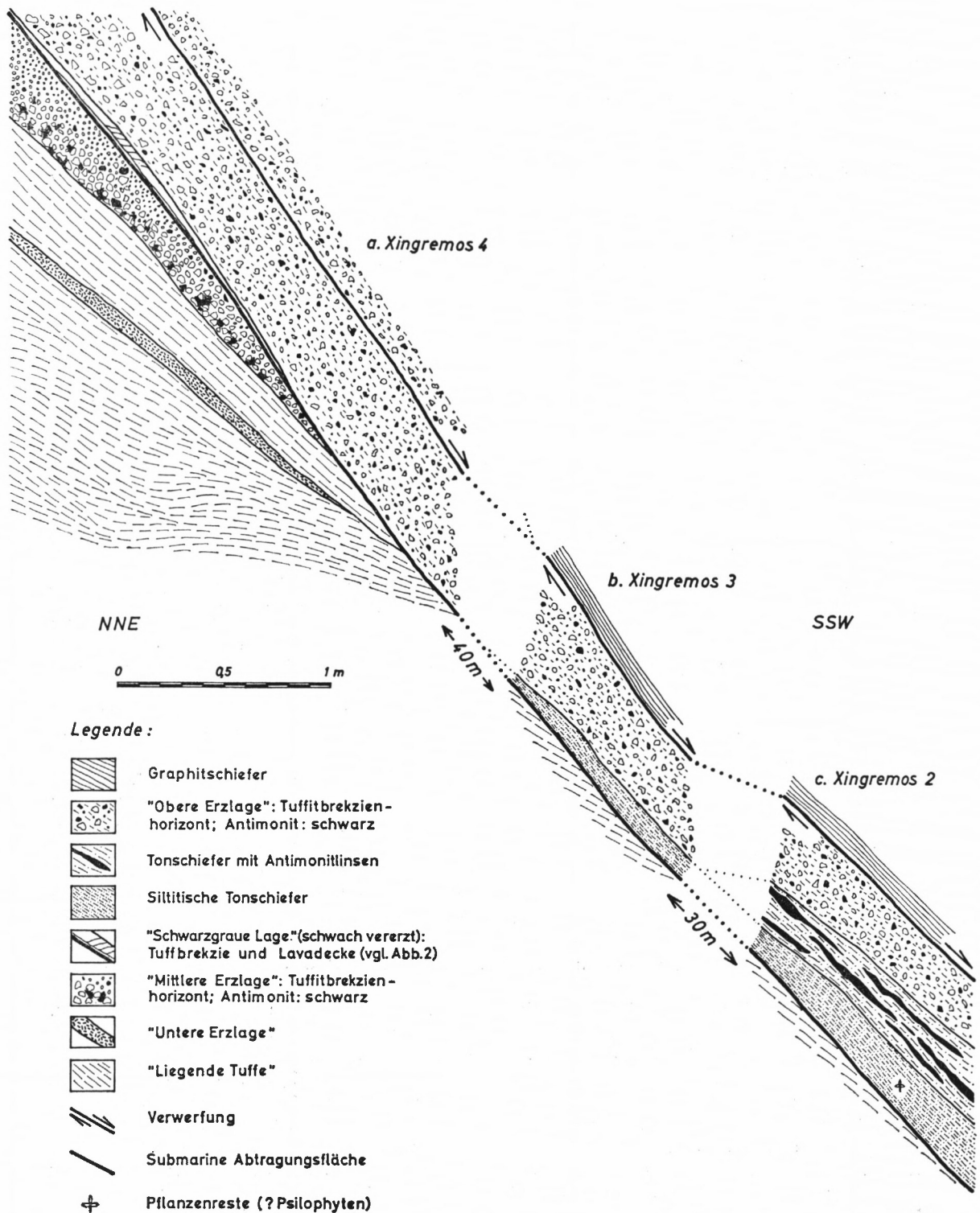


Abb. 3. Stoßaufnahmen im Antimonitvorkommen Xingremos bei Keramos/Chios. Schichtige Erzlagen und Erzlinsen sowie submarine Abtragung während der Ablagerung der erzführenden Sedimente. Die Verwerfung ist jünger als die Vererzung.

e) Die maximal 55 cm mächtige „mittlere Erzlage“, ein Tuffitbrekzienhorizont mit polarer Korngrößen- und Erzverteilung, beginnt darüber mit ausgeprägter Grenze. Die an der Basis bis 2,5 cm großen, kantengerundeten, hellgrauen bis schwarzen Tuffitbruchstücke werden gegen das Hangende zu rasch kleiner und erreichen nur noch höchstens 6 mm Größe.

Sie bestehen meist aus einem ausgezeichnet parallel geregelten, jedoch nicht einheitlichen, mikro- bis kryptokristallinen Hellglimmer-Quarz-Filz mit sehr wenig Chlorit. Mit Hilfe des Phasenkontrastverfahrens konnte auch Kaolinit nachgewiesen werden. Klastische Quarze sind äußerst selten, häufiger treten Eruptivquarze mit schwach entwickelten Resorptionsbuchten auf.

Fast schwarze Tuffitbröckchen führen reichlich feinstgeschichtete, bituminös-kohlige Substanz. In dieser finden sich nesterweise angereichert viele „vererzte Bakterien“ in typischen Brombeerstrukturen, kugeligen Pyritaggregaten von höchstens 0,04 mm Durchmesser, die aus einer Vielzahl kleinster Pyritkügelchen aufgebaut sind. Mehrere maximal 0,05 mm große Gebilde mit einem sehr regelmäßigen, wabenartigen Feinbau müssen als organische Reste angesehen werden; möglicherweise handelt es sich um Radiolarienskelette.

Interessant sind in wenigen Tuffitbröckchen auftretende, bis 0,3 mm große, rundliche und hypidiomorphe Körner, die häufig einen Kern aus Pyrit, eine schalenförmige Umkrustung aus Markasit und Brauneisen sowie einen radialstrahligen Quarzsaum besitzen. Sie sind von Schrumpfungsrissen durchzogen und weisen auf eine Auskristallisation aus Sulfidgelen hin.

Die Erzführung ist in den untersten 8–12 cm der „mittleren Erzlage“ angereichert und nimmt gegen das Hangende rasch ab. Sie tritt zusammen mit viel Quarz und zu feinsten Partikeln zerriebenem Tuffit als Kittmasse der Tuffitbrekzie auf. Antimonit liegt in Form allotriomorpher bis hypidiomorpher Körner vor. Nicht selten sind diese von einem lockeren, feinkristallinen Antimonitpflaster konzentrisch umhüllt. Pyrit und Markasit sind häufig; ihr Auftreten in „vererzten Bakterien“ und Kolloidformen wurde bereits erwähnt. Zinnober kommt in kleinen Kornaggregaten und auf Rissen vor. Akzessorische Erzminerale sind noch Kupferkies und Covellin.

f) Bodenunruhen im Gefolge des submarinen Vulkanismus führten besonders südlich des Profils von Xingremos 4 zu einer bis etwa 1,2 m tief gehenden, kurzfristigen Abtragung und einer deutlich winkeldiskordanten Auflagerung der im Hangenden folgenden Schichten.

g) Die am Aufschluß maximal 7 cm mächtige „schwarzgraue Lage“ über der Abtragungsfläche besteht aus einer wenige mm bis 3 cm dicken Tuffbrekzie und einer eng damit verzahnten, auflagernden, bis 5 cm dicken Lavadecke.

Die Tuffbrekzie ist aus mm-großen, teilweise kantengerundeten und von Quarz verkitteten Bruchstücken eines stets rhythmisch-feingeschichteten, mikro- bis kryptokristallinen Hellglimmer-Quarz-Filzes aufgebaut. Dieser wird spärlich von Eruptivquarzen und akzessorisch Leukoxen und Zirkon sowie spurenweise Antimonit durchsetzt. Der teilweise hohe Gehalt an feinschichtiger, bituminös-kohliger Substanz weist auf submarine Ablagerungen dieser Tuffe hin.

Die sehr markante, schwarzgraue, ungeschieferte Lavadecke, gekennzeichnet durch eine „gestrickte Oberfläche“ (Abb. 2, siehe Anhang) und porphyrisches Gefüge ist makroskopisch bereits als vulkanisches Gestein erkennbar. Unter den Einsprenglingen ist Quarz recht häufig, seritisierte Kalifeldspat ganz untergeordnet. Die Quarze sind bis 0,2 mm groß, überwiegend kantengerundet, scherbis bis hypidiomorph. Mitunter treten auch bipyramidale „Eruptivquarze“ mit Resorptionsbuchten auf; Gasbläschen und Flüssigkeitseinschlüsse sind häufig. Gut gerundete, feingeschichtete Nebengesteinssetzen aus der unmittelbar unterlagernden Tuffbrekzie, meist reich an bituminös-kohliger Substanz, sind verbreitet und machen 10–15% des Volumens der Lavadecke aus.

Die mikro- bis kryptokristalline, stark pigmentierte Grundmasse besteht aus einem dichten Quarzpflaster mit mikrokristallinen Hellglimmern in der Intergranulare. Die Quarzindividuen erreichen etwa 0,005 mm Durchmesser. Mikroskopisch konnte Glas nicht nachgewiesen werden. Bei einer freundlicherweise von Herrn Univ.-Doz. Dr. H. DACHS durchgeführten Röntgenuntersuchung waren ebenso keine Anhaltspunkte für Glasreste feststellbar.

An Erzen treten sehr wenig Pyrit und diffus verteilt in weniger als 1 mm großen Körnern spärlich Antimonit auf. Spektralanalytisch wurden deutliche Spuren von Wolfram und Quecksilber nachgewiesen. Es wurden jedoch weder ein Wolfram- noch ein Quecksilbermineral beobachtet.

Eine chemische Analyse der Lavadecke, ausgeführt im chemischen Labor des Instituts für Gesteinskunde der Universität München, ergab:

SiO ₂	83,54%
Al ₂ O ₃	7,32%
Fe ges. (FeO + Fe ₂ O ₃)	1,00%
TiO ₂	0,38%
MnO	0,01%
P ₂ O ₅	0,05%
CaO	0,14%
MgO	0,37%
Na ₂ O	0,05%
K ₂ O	2,25%
H ₂ O 110° C	0,29%
H ₂ O 1000° C	2,93%
	98,33%

Nach dem Lösen mit H₂F₂ blieb ein schwarzer Schweberückstand zurück. Dieser ist bituminös-kohlige Substanz der aus der Tuffbrekzie aufgenommenen Nebengesteins-einschlüsse.

Röntgenspektrographisch wurden von Herrn Dr. S. SCHIEMENZ noch nachgewiesen:

ZrO ₂	ca. 0,02%
Sb ₂ O ₃	kräftige Linien, Gehalt nicht bestimmt
As ₂ O ₃	Spuren

Die in der Analyse noch fehlenden 1,65 Gewichts-% sind vor allem Antimonit und bituminös-kohlige Substanz.

Auffallend ist besonders das Verhältnis K₂O zu Na₂O.

Mit Ausnahme der bituminös-kohligen Substanz ist eingeschwemmtes, rein sedimentäres Material in den Nebengesteins-einschlüssen, wenn überhaupt vorhanden, sicher völlig zurücktretend; der tuffogene Anteil, vom gleichen submarinen Vulkanismus herrührend, überwiegt absolut. Die durch die chemische Analyse ermittelten Mengenverhältnisse der einzelnen Elemente werden durch diese Nebengesteinsbröckchen deshalb sicher nicht wesentlich beeinflusst. Die chemische Analyse kann daher als repräsentativ für den Chemismus dieses submarinen, erzbringenden Vulkanismus gelten. Sie zeigt die Zusammensetzung

SiO₂-reicher, Na- und Ca-ärmer, K-betonter „Quarzkalikeratophyre“.

h) Die bis etwa 1,5 m mächtige „obere Erzlage“ ist ein Tuffitbrekzienhorizont mit zwischengeschalteten Resedimentlagen. Die überwiegend kantengerundeten Brekzienbruchstücke, durch paradiagenetische Verbiegung und Zerbrechung mm-rhythmisch feingeschichteter Tuffitlagen entstanden, weisen in einzelnen Lagen einen hohen Anteil an eingeschwemmtem, pelitischem Tonmaterial auf, das jetzt als Serizitfilz vorliegt. Die Grundmasse dieser Tuffitbröckchen ist ein mikro- bis kryptokristalliner, an Chlorit stets armer Hellglimmer-Quarz-Filz mit wechselndem Gehalt an bituminös-kohliger Substanz. Kittmaterial der Brekzie sind Quarz, sehr untergeordnet kohlige Substanz, Karbonate, Limonit und Serizit. Die Erze Antimonit, Pyrit und Spuren von Markasit sind sehr feinkörnig in Brekzienbruchstücken, besonders aber in den Zwickelfüllungen der Tuffitbrekzie.

Eine schräge Abschiebung, in tieferen Abbauen von Xingremos am Kontakt zwischen diesem kompetenten Erzhorizont und überlagernden Graphitschiefern verlaufend, durchsetzt bei Xingremos 4 die „obere Erzlage“ fast schichtparallel.

i) Ein geringmächtiger, stark zerscherter Graphitschieferhorizont entwickelt sich aus der oberen Erzlage durch rasche Abnahme der tuffogenen Komponente. Als blauschwarze bis schwarze, milde Tonschiefer mit lagenweise deutlich rhythmischer Feinschichtung führen sie feindispersen Schwefelkies und graphitisch-kohlige Substanz.

j) Die Kiesel-schiefer-Hornstein-Serie im Hangenden der Graphitschiefer wird bis 30 m mächtig und besteht aus einer Vielzahl zerklüfteter Platten und Bänke. Die Farbe ist grau, grünlich-grau bis schwarz, der Bruch splittrig-muschelig; stets ist ausgezeichnete Feinschichtung erkennbar.

Ein fein von Pyritidioblasten durchstäubtes, mikro- bis kryptokristallines Quarzpflaster mit stark wechselnden, überwiegend ganz geringen Mengen von Serizit und Karbonaten in der Intergranulare führt, mehr oder weniger lagenweise angereichert, sphärolithische, radialstrahlige Quarz-Aggregate; in wenigen Bänken tritt ein erhöhter Gehalt an mikrokristallinen, hypidiomorphen Karbonaten mit sideritisch-dolomitischem Chemismus auf. Eingeschwemmte Quarze und Akzessorien sind meist sehr selten. Wenige mm lange Gebilde erwiesen sich als Graptolithenreste (S. 18). Die Gesteine der Hornstein-Kieselschiefer-Serie sind als anchimetamorph überprägte Kieselgel-Sedimente mit wechselndem Anteil pelitisch-detritären Materials aufzufassen.

Ein Profil in Xingremos 3 (Abb. 3), etwa 40 m südlich des eben beschriebenen Profils Xingremos 4 zeigt erhebliche Unterschiede:

Über den „liegenden Tuffen“ folgen 5–15 cm „siltitische Tonschiefer“, darauf konkordant die nur 20–65 cm mächtige „obere Erzlage“ in völlig gleicher Ausbildung wie in Xingremos 4. Diese wird im Hangenden von der bereits erwähnten, schichtparallelen schrägen Abschiebung gegenüber den knapp 80 cm aufgeschlossenen Graphitschiefern und blaugrauen Tonschiefern abgegrenzt.

Das Profil in Xingremos 2 (Abb. 3), rund 70 m SSW des Profils in Xingremos 4, wurde in weitgehend verstürzten Abbauen aufgenommen:

a) Die „liegenden Tuffe“ werden schwach winkeldiskordant über der in Xingremos 4 erwähnten Abtragungsfläche von einer 10–25 cm mächtigen Wechsellagerung von cm-dicken Siltitbändern, Tonschiefern und Graphitschiefern überdeckt; genetisch wichtig ist deren Führung von Pflanzenresten (S. 19), die zu Psilophyten Beziehung haben dürften.

b) In den überlagernden 20–45 cm mächtigen „vererzten Tonschiefern“ treten schichtkonkordante Linsen mit stets feinkristallinem bis feinkörnigem Antimonit auf (vgl. A. MAUCHER & R. HÖLL). Nach Aussagen früherer Bergleute soll dieser Horizont sich nach Süden zu, in den tiefer gelegenen, jetzt nicht mehr zugänglichen Abbauen von Xingremos 1 und Xingremos 130 bei stetiger Mächtigkeitszunahme zu einem bis 80 cm starken Reicherzhorizont entwickelt haben. Zahlreiche Haldenfunde aus dem Abbau Xingremos 130 lassen diese Aussagen als glaubwürdig erscheinen. Die stets schichtparallelen Erzlinsen sind meist übereinander und hintereinander gelagert und stehen zu ihrem Nebengestein, mit dem sie durch allmähliche Übergänge verbunden sind, in engsten, stratigraphisch-faziellen Beziehungen. Verwachsungen zwischen Erz und Nebengestein sind häufig kennzeichnend; paradiagenetische Verformungen des Nebengesteins setzen sich im Erz fort. Pyrit tritt reichlich in hypidiomorphen Kornaggregaten und Pyritsphäroiden auf. „Vererzte Bakterien“ in Form der typischen Brombeerstrukturen sind selten. Neben Markasit kommt noch idiomorpher Arsenkies nesterweise angereichert vor.

c) Die „vererzten Tonschiefer“ werden überlagert von der 25–55 cm mächtigen „oberen Erzlage“, die an der bereits beschriebenen schrägen Abschiebung gegen die hangenden Graphitschiefer grenzt.

3.22 Kurzbeschreibung der übrigen Antimonitvorkommen

Bei Agiasmata, 8–10 m von der Küste des Ägäischen Meeres, sind mm-dicke und cm- bis dm-lange Linsen stark oxydierten Antimonits zusammen mit den umgebenden Graphitschiefern und Tonschiefern stark zerschert.

Bei Patela finden sich in mehreren stark verstürzten Schurfstollen neben Kluftezern wahrscheinlich schichtkonkordante Antimonitlinsen in geringmächtigen Graphitschiefern über liegenden Sandsteinen.

In Makria Skala soll nach Aussagen der einheimischen Bevölkerung ein 50–80 cm mächtiger Erzkörper abgebaut worden sein. Am Eingang des voll Wasser stehenden Schachtes finden sich mehrere dm mächtige Graphitschiefer, denen eine mächtige Hornstein-Kieselschiefer-Serie auflagert. Konkordante Antimonitlagen in Graphitschiefern und dunklen Tonschiefern sowie zahlreiche Haldenfunde deuten auf eine Lagervererzung hin.

In Voltes 2 liegt in einer Sandsteinfolge ein über 1,5 m mächtiger Horizont mit vererzten Tuffitbrekzien, Tonschiefern, Graphitschiefern und konkordanten, wenige cm starken Antimonitlinsen.

Fillatha 2 hat dünne Erzlinsen in sehr stark verstürzten, über 2 m mächtigen Graphitschiefern und Tonschiefern.

Im völlig abgesoffenen Ano Chalandra und Kato Chalandra soll ein bis 70 cm mächtiger Erzgang abgebaut worden sein, der den Beschreibungen von MARAVELAKIS (1915, 1916) zufolge offenbar ein Lagergang war.

In den nur teilweise zugänglichen Stollen bei Selatha liegt auf Sandsteinen ein schwach vererzter, bis 0,5 m mächtiger Tuffitbrekzienhorizont, welcher der „oberen Erzlage“ von Xingremos ungewöhnlich ähnlich ist. Darüber folgen Graphitschiefer und Tonschiefer mit schichtparallelen, einige cm dicken Erzlinsen.

Klufterze finden sich in allen Vorkommen. In Dichali, Stavros, Koutsonikos, dem weitgehend verstürzten Kakothiavasia, Larthato und Potamia sind ausschließlich grobkristalline Klufterze aufgeschlossen. Diese sind weit überwiegend an Querklüfte gebunden, werden höchstens einige cm stark, setzen aber mehr als 20 m in die Teufe (Neo Koutsonikos).

Foula ist restlos verschüttet.

3.3 Genese der Antimonitvorkommen

a) Die Antimonitvorkommen ziehen sich stark absätzig in einem 6 km langen Gebietsstreifen hin. Sie sind gebunden an einen maximal wenige 10 m mächtigen, durch sehr reiche Graphitschieferführung und submarine Eruptiva faziell außergewöhnlichen Horizont der sonst einförmigen, mit großer Wahrscheinlichkeit mittelgotlandischen Keramos-Schichten.

b) Die mit den Erzvorkommen eng verknüpften Eruptiva sind ausschließlich submarine Tuffite, Tuffe und Laven mit quarzkalikeratophrischem Chemismus. Sie sind teilweise selbst erzführend, stets schichtkonkordant, häufig gebankt, wechsellagernd mit Nebengesteinshorizonten und häufig als vererzte Tuffitbrekzien ausgebildet.

c) Die meist mehrfach schichtig übereinander liegenden, linsigen Erzkörper sind konkordant im Nebengestein eingeschaltet und mit diesem durch Übergänge verbunden oder von diesem durch scharfe, stratigraphisch-fazielle Grenzen getrennt. Die Erzlinsen enden durch schichtkonkordantes Vertauben. Sie zeigen im Großgefüge stets ein sedimentäres s; im Mikrobereich hat die starke Neigung des Antimonits zur Mobilisation und Umkristallisation die primäre Feinschichtung der Erzlagen meist verwischt.

Externe Abtragungen in der erzführenden Serie und geopetale Füllungen von Vertiefungen durch vererzte, tuffogene Sedimente mit Kreuz- und Schrägschichtung sind feststellbar. Verknetungen und Stauchungen des erzführenden Nebengesteins weisen auf subaquatische Rutschungen noch nicht völlig verfestigter Sedimente hin. Häufig sind synsedimentäre bzw. paradiagenetische, vererzte Tuffitbrekzien und Resedimente.

Das Auftreten von Pflanzenresten, „vererzten Bakterien“ in typischen Brombeerstrukturen sowie organischen Resten mit wabenartigem Feinbau, die möglicherweise auf Radiolarien zu beziehen sind, ist im unmittelbaren Nebengestein der Erzkörper nachweisbar.

d) Die Erzminerale und das Nebengestein wurden gleichzeitig abgelagert und durchliefen dieselben tektonischen Beanspruchungen und gleiche anchizonale Metamorphose.

An Erzmineralien wurden gefunden:

Antimonit und „Antimonocker“, Pyrit, Markasit, Arsenkies, Zinnober, Kupferkies und Covellin. Ein W-Mineral wurde nicht festgestellt, jedoch konnte Wolfram spektralanalytisch nachgewiesen werden. Geltexturen sind nur in den Begleitmineralien Pyrit und Markasit, nicht aber in Antimoniterzen zu beobachten.

e) Mitunter treten in tektonisch beanspruchten Vorkommen Verwerfungen und Diskordanzen an der Grenze vom Erz zum hangenden, meist graphitischen Nebengestein oder in hangenden Graphitschiefern auf. Die Vererzung wurde jedoch nicht durch diese Störungen bewirkt. Vielmehr bedingten die Unterschiede in den mechanischen Eigen-

schaften zwischen den Erzlagen und den wesentlich plastischer reagierenden, graphitischen Nebengesteinen erst die Störungen, die stets jünger als die Erzbildung sind.

f) Sämtliche Geländebefunde und mikroskopischen Beobachtungen widersprechen der Annahme einer epigenetischen, magmatisch-hydrothermalen Genese dieser Antimonitvorkommen.

Die meist nur wenige m unter den schichtkonkordanten Erzkörpern auftretenden Klufterze beziehen ihren Stoffbestand durch Umlagerung aus den schichtigen Erzkörpern. Diese diskordanten Vererzungen sind keine Beweise für azzendente, hydrothermale Erz-zuführen.

Eine Deutung dieser Vorkommen als Ergebnis einer Abbildungsmetasomatose ist aus physikalisch-chemischen Gründen abzulehnen.

II. DIE HG-LAGERSTÄTTE KALECIK AUF KARABURUN

1. Geographische Lage

Die Hg-Lagerstätte Kalecik liegt auf der gebirgigen NE-Seite der Halbinsel Karaburun (Erythräische Halbinsel), knapp 3 km Luftlinie SSW des Ortes Karaburun (früher Ahirli), rund 65 km Luftlinie WNW Izmir auf einer Höhe von 400 m NN.

2. Geologischer Rahmen

2.1 Literaturübersicht

Untersuchungen über das in vorliegender Arbeit allein interessierende Altpaläozoikum im Nordteil der Halbinsel Karaburun führten von älteren Autoren insbesondere PHILIPPSON (1911, 1915) sowie KTENAS (1925) durch. PHILIPPSON hält die ältesten Schichten im NW dieser Halbinsel für karbonisch. Nach KTENAS entsprechen den Parparia-Amani-Keramos-Schichten auf Chios (S. 16ff.) die von ihm als unterdevonisch betrachteten Schichten von Denizgiren auf Karaburun; den Kalk von Kayandjik sah er als Äquivalent des Kalkes von Agrelopos der Insel Chios an (S. 20f.).

PAECKELMANN (1939) wertete seine geologischen Erkenntnisse auf Chios mit Literaturangaben über Karaburun für stratigraphisch-tektonische Vergleiche zwischen Chios, Karaburun und dem westlichen Kleinasien aus.

KALAFATÇIOĞLU (1961) verfertigte eine geologische Karte der gesamten Halbinsel Karaburun im Maßstab 1 : 200 000. Neben mehreren falschen stratigraphischen Einstufungen bringt er im Gebiet um Kalecik eine sehr fehlerhafte Kartierung.

Alle diese Arbeiten leiden unter einer unzulänglichen Kenntnis der Stratigraphie, da bis jetzt nur KTENAS und PAECKELMANN einige für eine genaue Altersbestimmung nicht hinreichende Fossilfunde im Kalk von Agrelopos auf Chios geglückt waren, und aus dem Altpaläozoikum auf Karaburun noch keinerlei Fossilien vorlagen.

2.2 Die Denizgiren-Schichten

Diese wohl knapp 2000 m mächtigen, anchimetamorphen Schichten werden aus stark faziesverzahnten Grauwacken, Grauwackenschiefern, Sandsteinen, Konglomeraten, Tonschiefern, Kieselschiefern, Hornsteinen und Brekzien aufgebaut. Dünne Kalklinsen treten nur selten, westlich von Küçükbahçe, auf. Ein Äquivalent des Kalkes von Melanios wurde nicht beobachtet.

Diese ältesten Schichten auf Karaburun, die den ganzen Nordwesten der Halbinsel von Denizgiren an der Küste im W bis fast nach Kalecik im E einnehmen und nur von tertiären Ergußgesteinen durchbrochen werden, sind mit den rund 45 km entfernten Parparia-Amani-Keramos-Schichten auf Chios sehr gut zu vergleichen.

Eine Zweiteilung dieser Serie, wie sie auf Chios in die Parparia-Schichten und Amani-Keramos-Schichten möglich ist, konnte hier jedoch nicht durchgeführt werden.

Die Denizgiren-Schichten sind auf Karaburun sicher nicht so tief aufgeschlossen wie die Parparia-Amani-Keramos-Schichten auf Chios. Die Äquivalente der Parparia-Schichten streichen auf Karaburun offenbar nirgends aus. Die Denizgiren-Schichten entsprechen somit wohl nur den Amani-Keramos-Schichten, sind jedoch größtenteils küstenfernere, im Durchschnitt weniger grobklastische Flachwasserbildungen.

Fossilfunde aus den Denizgiren-Schichten sind ebenfalls äußerst spärlich, obwohl auf Karaburun ebenso wie auf Chios eine nur anchimetamorphe Schichtenfolge vorliegt:

Etwas 2 km NW Küçükbahçe konnte ich aus den untersten Denizgiren-Schichten in einer dunkelgrauen, dünnen Kalkbank unbestimmbare

Crinoidenreste

finden. Diese geben einen Hinweis, daß es sich bei den vorliegenden Schichten nicht um Kambrium, sondern höchstens um Ordovizium oder jüngere Sedimente handeln kann.

Die obersten Schichtglieder der Denizgiren-Schichten führen bei der Hg-Lagerstätte Karareis Fossilien, die ein präobergotlandisches Alter nachweisen (S. 41).

Funde von Pflanzenresten glückten zwar an mehreren Stellen, sind aber seltener als auf Chios. Knapp 400 m südwestlich des Tagebaues Kalecik fand sich in den höchsten Denizgiren-Schichten eine wenige cm dicke Siltitschieferlage mit ungewöhnlich viel Pflanzenhäcksel.

Herr Dr. W. JUNG überprüfte freundlicherweise diese Bruchstücke: „Beachtung verdient ein Pflanzenrest, bei dem es sich um eine 1,5 cm lange und 2 mm breite Achse handelt, die eine deutliche Gabelung zeigt. Dieser Rest dürfte zu Psilophyten Beziehung haben. Eine Bestimmung des Genus oder gar der Art ist bei der Dürftigkeit des Fossils unmöglich“ (S. 19).

Westlich Kalecik wie auch bei der Hg-Lagerstätte Karareis werden die Denizgiren-Schichten diskordant von fossilbelegten Kalken des Ober-Gotlandiums überlagert, so daß trotz der nur spärlichen Fossilfunde für die Denizgiren-Schichten genau wie für die Parparia-Amani-Keramos-Schichten ein ordovizisches bzw. untergotlandisches bis mittelgotlandisches Alter erwiesen ist.

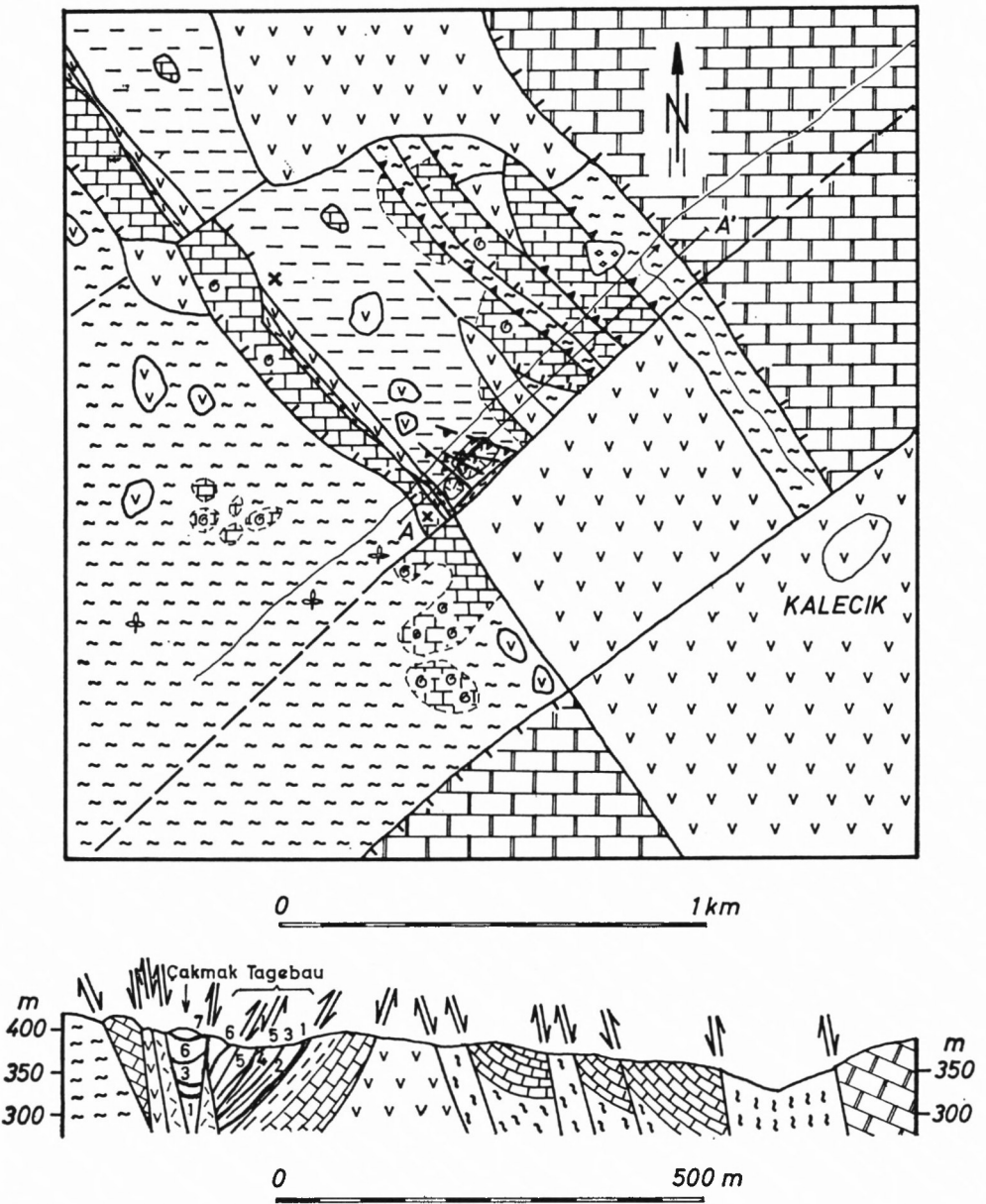
Die Befunde auf Chios (S. 15ff.) und Karaburun (S. 29ff. und S. 41ff.), die eine erstaunlich große Übereinstimmung mit den durch neuere Arbeiten erzielten Ergebnissen über die Stratigraphie um Istanbul (S. 47ff.) aufweisen, legen den Schluß nahe, daß im ägäisch-westanatolischen Raum während des Ordoviziums N-S bis NNW-SSE gerichtete Senkungsgebiete sich ausbildeten. Diese nahmen bis in das mittlere Gotlandium eine mächtige, absolut vorherrschend klastische Gesteinsfolge auf, die jungkaledonisch verfaltet wurde. Das diskordant überlagernde Ober-Gotlandium ist vorherrschend kalkig entwickelt.

Es besteht hinreichende Berechtigung zur Annahme, daß mindestens ein Teil der in Westanatolien weitverbreiteten, epi- bis mesozonal metamorphen, einförmigen, fossil-leeren Schiefer, die ohne Begründung aus Tradition dem Devon oder ganz allgemein dem Paläozoikum zugerechnet werden, den Parparia-Amani-Keramos-Schichten und deren Äquivalenten auf Karaburun sowie dem Ordovizium und Unter- bis Mittel-Gotlandium bei Istanbul und im mazedonisch-südwestbulgarischen Raum gleichaltrig, also ordovizisch bis mittelgotlandisch sind, und ebenfalls spätkaledonisch verfaltet wurden, aber einer stärkeren Metamorphose unterlagen (Tabelle 1).

Geologische Karte der Umgebung der Hg-Lagerstätte Kalecik

LEGENDE:

- Mesozoische Kalke (Akdağ-Serie)
- Schichten von Kalecik
- Kalk von Kalecik
- Denizgiren-Schichten
- Augitandesit
- Serpentin
- Halde
- Tierische Fossilien
- Pflanzenreste
- Schichtgrenze
- Störung allgemein
- Aufschiebung
- Abschiebung
- AA'
- Grube
- Erzfundpunkte
- Nummer der Erzhorizonte



2.3 Der Kalk von Kalecik

Mit dem Kalk von Agrelos auf der Insel Chios (S. 20f.) vergleicht KTENAS (1925) den im Hangenden der Denizgiren-Schichten folgenden „Kalk von Kayandjik“, der nach der neuen Schreibweise des Dorfes Kalecik nunmehr als Kalk von Kalecik bezeichnet wird.

In gleicher Weise wie der Kalk von Agrelos diskordant über die verfalteten Parparia-Amani-Keramos-Schichten übergreift, folgt dieser bis 80 m mächtige Kalk von Kalecik diskordant über den verfalteten Denizgiren-Schichten; meist führt er ein geringmächtiges Basalkonglomerat mit schlecht gerundeten Komponenten des Liegenden. Die Fazies dieses Kalkes ist derjenigen des Kalkes von Agrelos sehr ähnlich: Der Kalk von Kalecik ist dicht, teilweise spätig, grau, vorherrschend massig, selten schlecht gebankt, an der Basis stellenweise als Riffschuttkalk ausgebildet.

Fossilien, besonders Crinoiden- und Korallenreste, sind in den untersten 3 m dieses Kalkes nicht selten, ihre Erhaltung ist jedoch meist schlecht; sonst ist der Kalk recht fossilarm.

Herr Dr. P. WELLNHOFER konnte bei der Bearbeitung der Fossilien, die ich an mehreren Punkten westlich und südlich der Grube Kalecik fand, folgende Ergebnisse erzielen:

Entelophyllum articulatum (WAHLENBERG)
Spongophylloides cf. *perfectus* (WEDEKIND)
Columnaria breviradiata WEISSERMEL
Thamnopora reticulata minor WEISSERMEL
 „*Heliolites* n. sp.“ WEISSERMEL 1938
Platyorthis cf. *cimex* (KOZLOWSKI)
Leptaena rhomboidalis (WILCKENS)
Camarotoechia nucula (SOWERBY)
Camarotoechia aff. *bieniaszi* KOZLOWSKI
Camarotoechia sp.
 „*Rhynchonella*“ *henrici* BARRANDE
Calymene sp.
 Crinoidenreste

„Von den Korallen sind *Columnaria*, *Thamnopora* und der *Heliolites* auch aus dem Kalk von Agrelos (Chios) bekannt (WEISSERMEL 1938). *Spongophylloides* cf. *perfectus* und *Entelophyllum articulatum* treten im Obersilur von Antirovitha auf.

Bei der Brachiopodenfauna bestehen eindeutige Beziehungen zum Silur Podoliens, wobei *Platyorthis cimex* und *Camarotoechia bieniaszi* bisher nur im Ludlow auftraten.

Das Kopfschildfragment von *Calymene* ist nicht näher bestimmbar. Stratigraphisch reicht die Gattung vom Untersilur bis zum Mitteldevon.

Auf Grund der Korallen- und Brachiopodenfauna kann eine altersmäßige Einstufung ins Obersilur (= Ludlow) erfolgen.

Aus der Übereinstimmung der Korallenfauna von Kalecik mit derjenigen des Kalkes von Agrelos (Chios) ergibt sich eine Altersgleichheit, die nun umgekehrt eine Bestätigung des obersilurischen Alters der Agrelosfauna durch die Brachiopodenfauna von Kalecik liefert.“

Der Kalk von Kalecik und der Kalk von Agrelos (S. 20f.) sind demnach nicht nur lithologisch und in ihrer tektonischen Stellung gleich, sie sind vielmehr obergotländische Äquivalente.

2.4 Die Schichten von Kalecik

Auf dem Kalk von Kalecik folgen konkordant äußerst stark faziesverzahnte Tonschiefer, Sandsteine, Grauwacken, Graphitschiefer, einzelne geringmächtige Karbonathorizonte, vor allem aber Tuffe, Tuffite, Laven und Agglomerate in einer Gesamtmächtigkeit von rund 80 m.

Es lassen sich mehrere submarine Eruptionen unterscheiden, die teilweise eine Zinnobervererzung mit sich brachten. Das vollständige Profil der Schichten von Kalecik, die kein Äquivalent auf Chios besitzen, wird unter besonderer Berücksichtigung der Erzhorizonte auf Abb. 4 dargestellt.

Die Schichten von Kalecik überlagern den obergotlandischen Kalk von Kalecik, mit dessen hangenden Teilen sie faziesverzahnt sind, konkordant, ohne Hiatus. Sie können mit der sicher noch obergotlandischen Folge von Kalken und Hornstein-Kieselschiefer-Horizonten bei der 16 km Luftlinie SSW entfernten Hg-Lagerstätte Karareis (S. 41f.) verglichen werden und sind noch in das Ober-Gotlandium einzustufen.

Jüngeres Paläozoikum ist bei der Grube Kalecik nirgends erhalten. Oberes Visé und Ober-Karbon folgen aber im südwestlich anschließenden Gebiet diskordant auf dem Ober-Gotlandium (S. 42).

2.5 Mesozoisch-känozoische Gesteine bei Kalecik

Die massigen mesozoischen Kalke der Akdağ-Serie, tertiäre augitandesitische Gänge, Lavadecken und Pyroklastika sowie an Bewegungsbahnen hochgeschleppte Serpentine im Gebiet bei Kalecik (Karte 3) stehen mit der Zinnobervererzung in keinem genetischen Zusammenhang und werden in vorliegender Arbeit nicht weiter behandelt.

2.6 Tektonik

Theorien über alte Gebirgszusammenhänge im westlichen Kleinasien, aufgebaut auf unzureichenden stratigraphischen Kenntnissen, liegen von mehreren Autoren, besonders von PHILIPPSON (1911 und 1915) und KETIN (1959 und 1960) vor.

Von Karaburun wurde das Äquivalent der von PAECKELMANN (1939) auf Chios erstmals vermuteten kaledonischen Orogenese (S. 11f.) in der Literatur noch nicht erwähnt. KALAFATÇIOĞLU (1961) glaubt, die älteste Diskordanz auf Karaburun zwischen Paläozoikum und Mesozoikum zu finden.

Der NNW-SSE ziehende Kalk von Kalecik folgt jedoch auf einer echten Diskordanz den Denizgiren-Schichten; die ungleichförmige Auflagerung ist nicht durch eine disharmonische Faltung bedingt.

Auf Karaburun wie auf Chios (S. 21f.) und im Raume Istanbul (S. 50) ist eine unter dem Ober-Gotlandium liegende, jungkaledonische Faltung nachweisbar.

Die N-S bis NNW-SSE streichenden und im großtektonischen Bau meist einförmig nach E einfallenden Denizgiren-Schichten mit überwiegend flach nach S abtauchenden Achsen zeigen kleintektonisch innerhalb inkompetenter Schichtglieder lebhaftes Spezialfaltung und intensive Fältelung.

Da für das gestellte lagerstättenkundliche Problem sich die Klärung der Tektonik der näheren Umgebung der Hg-Lagerstätte Kalecik als hinreichend erwies, wird nur noch auf die Tektonik des Raumes dieser Lagerstätte eingegangen.

Der Kalk von Kalecik und die Schichten von Kalecik wurden gleichgerichtet zu dem kaledonischen Faltenzug postkaledonisch verfaltet.

Eine extrem intensive Bruchtektonik, die im Zusammenhang mit der Förderung tertiärer Augitandesite steht, hat das gesamte Gebiet um die Lagerstätte Kalecik in einzelne Schollen zerlegt. Neben der bereits kaledonisch angelegten und immer wieder aufgelebten NNW-SSE-Richtung sind Querverwerfungen in der NE-SW- bis NNE-SSW-Richtung absolut vorherrschend (Karte 3), so daß eine „Schachbrett-Tektonik“ bewirkt wurde.

An großen Verwerfungen beider dominierender Richtungen, wie an den westlich und südlich die Lagerstätte begrenzenden Störungen, finden sich stellenweise schmale Linsen hochgeschleppter Serpentine. Dieses Gestein steht erst im N der Halbinsel Karaburun, 5 km Luftlinie NNW der Lagerstätte Kalecik, wieder an.

3. Die Lagerstätte

3.1 Literaturübersicht und alter Bergbau

Die Hg-Lagerstätte Kalecik wurde unter dem Namen Monastir von einer Reihe älterer Autoren erwähnt, deren Angaben leider häufig so unterschiedlich sind, daß eine Verwendung früherer Ergebnisse in vorliegender Arbeit nur beschränkt möglich ist.

Soweit genetische Fragen behandelt wurden, schlossen sich alle Autoren der Meinung von D'ACHIARDI (1903) an, der in den umliegenden „Basalten“ den Erzbringer vermutete.

GODWIN, DAUSCH, TRÜGEL, ATABEK u. a. (1927–1932) bringen eine Reihe von Beobachtungen über Beschaffenheit und Lagerung der Erzkörper, Erzführung, Abbau, Aufbereitung und Verhüttung. Hinsichtlich der Herkunft des Zinnobererzes herrscht bei diesen Autoren Einigkeit in der Ansicht, daß die Vererzung in genetischem Zusammenhang mit den „Basalten“ stehe. Über die Art und den Mechanismus der Verdrängung des Nebengesteins durch die Erzlösungen und die „Verkieselung der Erzkörper“ bestehen unterschiedliche Auffassungen, ebenso über die Rolle bituminöser Schichten bei der Verdrängung.

ATABEK (1936) bringt eine Beschreibung der einzelnen Erzkörper, YENER (1938) vor allem wirtschaftliche Daten, HILLER (1939) Ergebnisse über Flotationsversuche mit Erzen von Kalecik.

Zum erstenmal wurde von GJELSVIK & ERIKSSON (1957) ausdrücklich auf das unmittelbare Nebengestein der Zinnobererze hingewiesen, wenn auch noch keine genetischen Schlüsse für die Lagerstätte aus den Beobachtungen gezogen wurden: „The most favourable host rock appears to be a black schist, rich in very small pyrite crystals in addition to which it may also contain a little amorphous graphite. The rock may originate from a sapropel mud. Pyrite of somewhat coarser grain is associated with the cinnabar veins.“

RYAN (1960) und VAN DER KAADEN (1963) bringen knappe Zusammenfassungen der Ergebnisse in der Literatur.

Die Lagerstätte stand von 1903 bis 1960 mit mehreren Unterbrechungen im Abbau und soll nach RYAN (1960) bis zum Jahre 1955 bei einem durchschnittlichen Fördererz mit 0,54% Hg 20 750 Flaschen Hg, also rund 715 t Hg geliefert haben. Im Jahre 1965 wurde erneut in sehr kleinem Umfang mit der Förderung begonnen.

Der frühere Abbau ging in einem großen, NNE-SSW gerichteten, 100 m langen, in oberen Teilen bis 50 m breiten und nach alten Berichten bis 60 m tiefen Tagebau und einigen Untertagebauen um. Daneben wurden knapp 50 m südlich aus dem Grubenteil Çakmak im Tagebau und dem rund 75 m tiefer gelegenen Untertagebau noch Erze gefördert. Die tieferen Abbaue und Strecken des Tagebaues sowie im Grubenteil Çakmak sind gegenwärtig restlos mit Schlamm zugeschwemmt. Die in höheren Niveaus vorgetriebenen Strecken sind größtenteils nicht begehbar. Der südliche Teil des Tagebaues ist verstürzt und mit Haldenmaterial verschüttet.

In einem Schurf westlich der großen, NNW-SSE streichenden Verwerfung, etwa 80 m südwestlich der Grube Çakmak, sind die dem Kalk von Kalecik dort unmittelbar zwischengelagerten, stark bituminösen, schwach mit Zinnober imprägnierten, sehr geringen Erzmittel völlig abgebaut. Die Erzsedimentation begann an dieser Stelle sicher bereits während der Ablagerung des fossilführenden obergotlandischen Kalkes von Kalecik.

Rund 600 m NNW des Tagebaues wurden in der streichenden Fortsetzung der Erzkörper einige Lesestücke mit sehr schwacher Zinnoberimprägnation neu gefunden, Untersuchungsarbeiten jedoch nicht durchgeführt.

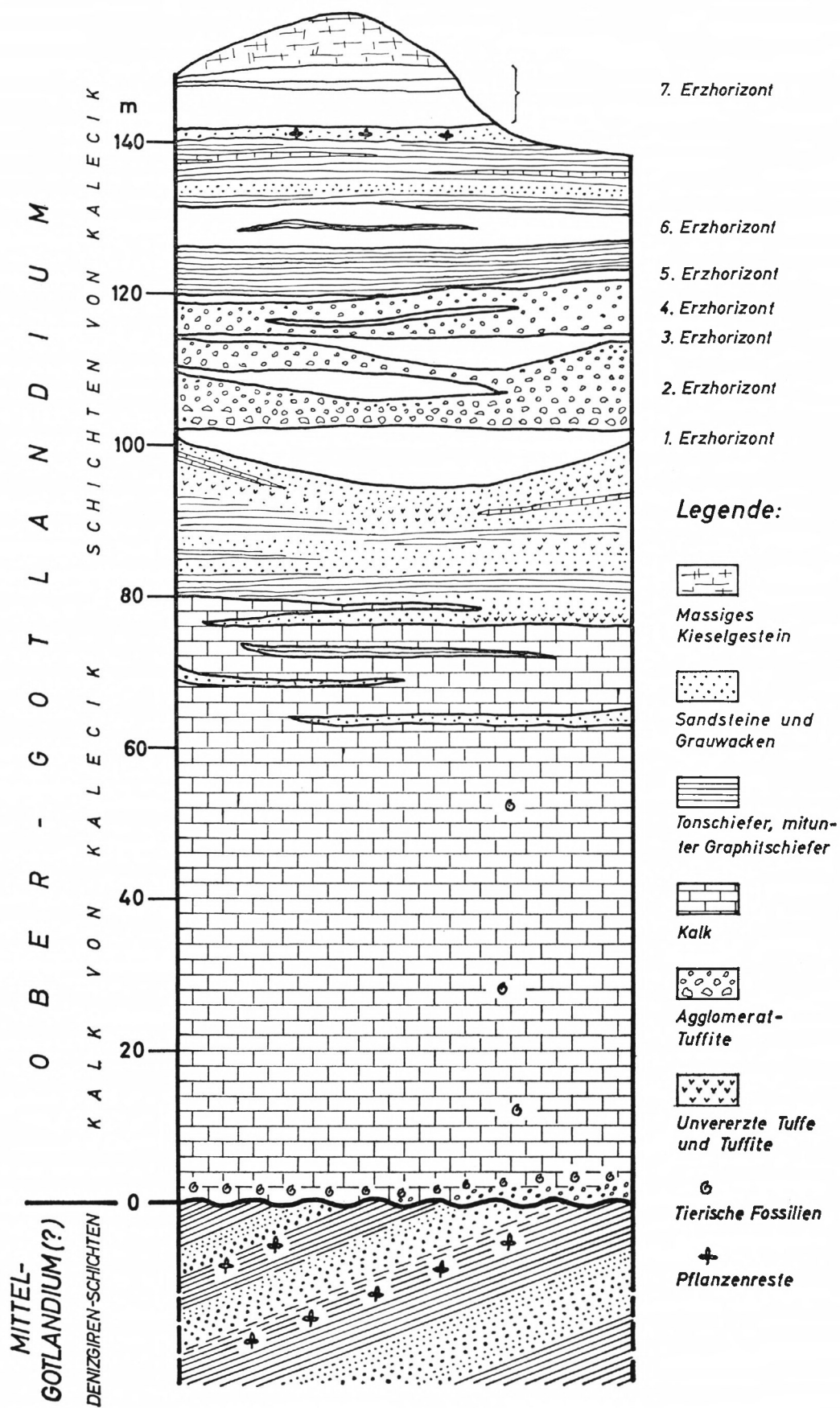


Abb. 4. Das Ober-Gotlandium im Gebiet der Grube Kalecik.

3.2 Beschreibung der Lagerstätte

Im Bereich der Lagerstätte Kalecik sind sieben Erzhorizonte ausgebildet; davon sind gegenwärtig fünf gut aufgeschlossen, zwei restlos verschüttet (Abb. 4).

a) Im Nord- und Nordostteil des Tagebaues folgt auf Grauwacken (S. 33) über einer schichtparallelen Aufschiebung mit 105° – $120^{\circ}/55^{\circ}$ – 70° SSW der erste Erzhorizont. Dieser älteste und nach allen Literaturangaben weitaus bedeutendste, linsenförmige Erzhorizont ist im Nordteil bis 1,4 m mächtig, entwickelt sich in tieferen Abbauen rasch zu einem bis 8 m dicken, jetzt großenteils abgebauten Reicherzkörper, nimmt nach Süden zu aber wieder schnell an Mächtigkeit ab und war nach ATABEK (1936) mit nur 1 m Stärke in einer Tiefe von 75 m unter dem Grubenteil Çakmak wieder angetroffen worden.

Im Nordteil des Tagebaues ist eine kleine, stark tektonisch verbogene, bis 1,4 m mächtige untere Erzlinse des ersten Erzhorizontes mit feinschichtigem Aufbau ausgebildet:

mm- bis cm-dicke Quarzlinen und Quarzlagen aus einem mit winzigen Pyritknöllchen fein imprägnierten, mikrokristallinen Quarzpflaster wechsellagern mit mm-starken, bituminösen, pyritreichen Quarzlagen. Die Erzführung besteht aus Zinnober, Pyrit und Markasit. Der stets hypidiomorphe Zinnober ist recht selten und tritt nur in einzelnen bituminösen, mm-dicken Lagen in lockeren Aggregaten auf. Pyrit ist überall in winzigen Körnchen vorhanden, oft feinlagig stärker angereichert. Markasit wurde nur in Spuren zusammen mit Pyrit beobachtet.

Knapp 20 m östlich des Nordteils, an der Nordostflanke des Tagebaues, ist diese untere Erzlinse fast ausgekeilt. Kontinuierlich entwickelt sich aus ihr die obere Erzlinse des ersten Erzhorizontes, der Haupterzkörper, der an der Nordostflanke bis 1,5 m, im Tiefbau bis 8 m und unter der fast 100 m entfernten Grube Çakmak 1 m Mächtigkeit erlangt und durch eine ungewöhnliche Feinschichtung gekennzeichnet ist. Er ist an der Nordostflanke über der schichtparallelen Aufschiebung halbkreisförmig verbogen und intensiv tektonisch zerhackt, soll aber in größerer Tiefe als ein ungestörter Erzkörper vorgelegen haben.

U. d. M. besteht die mikro- bis kryptokristalline Tuffitmatrix aus einem von winzigen, 0,001 bis 0,01 mm großen Pyrit- und Markasitkörnern sehr reich durchstäubten Quarzpflaster, das rhythmisch-feinschichtig von gröberkörnigen Sulfiden und bituminös-kohliger Substanz durchsetzt wird. Hellglimmer findet sich in wechselnden Mengen in der Intergranulare. Sehr reichlich sind Einsprenglinge. Außer wenigen Nebengesteinsbruchstücken und sehr spärlichem Chalcedon (Quarzin) finden sich scharfkantig-splittrige bis abgerundete Quarzfetzen häufig. Die Quarze führen feinste Karbonateinschlüsse; lagenweise angereichert treten bis 10 mm große, stark zerbrochene Quarzaggregate auf. Die meist nur Bruchteile von mm dicken Feinschichten sind durch submarine Gleitungen verformt. Zerbrechungen einzelner Schichten und Bildung paradiagenetischer Brekzien sind verbreitet.

Die stets spärlichen Akzessorien sind Leukoxen, Zirkon und sehr selten Turmalin.

An Erzmineralien wurden Zinnober, Pyrit, Markasit und Arsenkies gefunden. Eine Reihenfolge der Auskristallisation der Erzmineralien ist nicht feststellbar.

Der stets allotriomorphe Zinnober tritt lagenweise angereichert ganz bevorzugt in mm-rhythmischen, stark bituminösen, mit sehr feinkörnigem, allotriomorphem Pyrit und Markasit sowie Nebengestein verwachsenen, oft synsedimentär bzw. paradiagenetisch verformten Feinschichten auf (vgl. A. MAUCHER & R. HÖLL). Daneben finden sich einzelne, im sedimentären s eingeregelterte, bis 4 mm große, meist jedoch erheblich unter 1 mm liegende Zinnoberkörner.

Pyrit, selten ganz schwach anisotrop, weist verschiedene Strukturen, insbesondere Gelformen auf. Sehr reichlich durchstäubt er in winzigen, bis 0,01 mm großen, allotriomorphen Knöllchen den gesamten Tuffit, der auch in seiner ganzen Mächtigkeit feintrhythmische Lagen und Schlieren mit 0,05 mm großen, mitunter konzentrisch-schaligen und zelligen Pyritkügelchen führt. „Vererzte Bakterien“ sowie geschrumpfte und zerbrochene Pyritgeoden sind recht selten, ebenso hypidiomorphe bis idiomorphe größere Pyritkristalle.

Markasit ist seltener als Pyrit. In winzigen Knöllchen tritt er zusammen mit Pyrit angereichert auf, besonders aber in größeren, hypidiomorphen Körnern, in denen er mit Pyrit verwachsen ist.

Der spärliche Arsenkies kommt in weniger als 0,02 mm großen, rhombenförmigen Idioblasten vor.

b) Die dem ersten Erzhorizont auflagernden Agglomerat-Tuffite, welche fast die gesamte Ostseite des Tagebaues einnehmen, werden auf der Westseite nach 8–10 m Mächtigkeit von einer Lavadecke überlagert. Die submarinen vulkanischen Bomben, die in einer dunklen, an Graphitschiefern reichen Matrix liegen, erreichen an der Basis dieser Agglomerat-Tuffite bis 60 cm Durchmesser, nehmen aber gegen das Hangende zu rasch an Größe ab und werden nur noch etwa faustgroß. Meist sind sie hellgrau bis grau, teilweise bei höherem Sulfidgehalt auch fast schwarz.

Diesen Agglomerat-Tuffiten war ausschließlich in tieferen Grubenteilen der gegenwärtig nirgends erschlossene, nach ATABEK (1936) 0,2–4 m mächtige zweite Erzhorizont zwischengelagert.

c) Der mit scharfer Grenze ohne Kontakterscheinungen folgende, an der Westseite des Tagebaues gut aufgeschlossene, 1,5–4,5 m mächtige dritte Erzhorizont, eine aus mehreren submarinen Ergüssen zusammengesetzte, nicht homogene Lavadecke, konnte nach ATABEK (1936) auch unter der Grube Çakmak mit rund 2 m Mächtigkeit nachgewiesen werden. Der linsenförmige Erzkörper ist jedoch an der Ostseite des Tagebaues bereits ausgespitzt und endet auch in den oberen Abbauen der Westseite ziemlich unvermittelt durch rasches Auskeilen.

Das harte, weit überwiegend dichte, nur partienweise schlackige, graue bis schwarze, von helleren Einschlüssen durchsetzte Gestein zeigt oft starke Protoklase und ein porphyrisches Gefüge. Neben der vorwiegend richtungslosen Textur tritt lagenweise eine deutliche Fluidaltexur mit paralleler Einregelung der Einsprenglinge und kohligter Substanz auf.

Unter den Einsprenglingen überwiegt korrodierter, häufig zerbrochener, von Flüssigkeitseinschlüssen und Gasbläschen durchsetzter Quarz. Typisch bipyramidaler „Eruptivquarz“ mit Resorptionsbuchten ist selten. Sehr reichlich sind bis mehrere cm große Nebengesteinsfetzen besonders aus den liegenden Kalecik-Schichten. Karbonate mit kalzitisch-dolomitischem Chemismus treten lediglich im liegenden und hangenden Teil dieser Lavadecke auf.

Die mikro- bis kryptokristalline Grundmasse besteht weit überwiegend aus einem dichten Quarzpflaster mit ganz untergeordnet Serizit in der Intergranulare. In Schlieren ist kohlige Substanz angereichert. Akzessorien sind Leukoxen, Zirkon und ganz selten Turmalin.

Die Erzführung besteht aus Zinnober, Pyrit und Markasit. Der recht seltene Zinnober tritt in allotriomorphen Körnern stets fein imprägniert auf. Die meist ebenfalls geringe Pyrit- und Markasitführung findet sich in feinkörniger Durchstäubung sowie Anreicherungen an hypidiomorphen Kornaggregaten und Idioblasten.

Eine chemische Analyse dieser Lavadecke liegt nicht vor. Nach dem Mineralbestand ist ein sehr saurer Chemismus zu folgern. Es handelt sich offenbar um submarin ergossene, erzführende, extrem kieselsäurereiche Restlösungen.

In den höchsten Abbauen der Westseite schließt sich in der Verlängerung der ausgekeilten Lavadecke mit scharfer Grenze eine bis 1 m mächtige, jedoch ebenfalls rasch auskeilende, konkordant gelagerte, sehr schwach vererzte Tufflinse an. Das Gestein besteht aus stark porösen, hellgrünen, braun verwitternden Lagen mit zwischengeschalteten, cm-dicken, dichten, blaugrauen Linsen.

Diese dünnen, blaugrauen Linsen bestehen aus einer schwach transversalverschieften Grundmasse und größeren Einsprenglingen. Die submikroskopische, schwach doppelbrechende, dunkle Grundmasse ist mit Ausnahme winziger, durchleuchtender Quarze lichtoptisch nicht näher bestimmbar. Die Einsprenglinge sind allotriomorph-körnige sowie radialstrahlig gewachsene, oft ausbuchtende, stark undulös auslöschende und von Karbonateinschlüssen durchsetzte Quarzaggregate, die mit fingerförmig verzweigten Büscheln von Chalcedon (Quarzin im optischen Sinne) verwachsen sind. Zusammen

mit diesen Einsprenglingen treten unregelmäßig begrenzte, feinste ?Chloritschüppchen und Butzen eines farblosen, feinfilzigen Minerals mit $1' (+)$, niedriger Doppelbrechung und einer Lichtbrechung um 1,56 auf. Eine nähere Bestimmung dieses Minerals war lichtoptisch nicht möglich. Akzessorien sind Leukoxen, opake Erzteilchen und Spuren von Zinnober.

Die porösen, hellgrünen, makroskopisch feinschichtigen, in mikroskopischen Dimensionen oft zerbrochenen und gebogenen, schwach verschieferten Lagen bestehen aus einer mikro- bis kryptokristallinen Grundmasse mit reichlich Quarz und winzigen ?Chlorit- und Helleglimmerschüppchen in der Intergranulare. Häufig sind sehr feinschuppige, makroskopisch hellgrüne, mikroskopisch farblose, unregelmäßig bis bogig begrenzte ?Chloritbüschel. Einsprenglinge sind lappige bis bizarr gewachsene Quarz- und Chalcedonaggregate. Akzessorisch treten Leukoxen, opake Erzteilchen und Zinnober auf.

d) An der Westseite des Tagebaues setzen sich im Hangenden der Lavadecke die Agglomerat-Tuffite mit faustgroßen Lapilli fort und erreichen 3–6 m Mächtigkeit. Nach DAUSCH (1927), ATABEK (1936) und anderen Autoren muß in den gegenwärtig restlos verschütteten Tiefbauen noch ein jetzt nicht mehr zugänglicher, linsiger, an Zinnober reicher vierter Erzhorizont den Agglomerat-Tuffiten zwischengelagert gewesen sein. Dieser ist offenbar weitgehend abgebaut und in den jetzt aufgeschlossenen Grubenteilen bereits ausgekelt.

e) Der bis 1 m mächtige, hellgelbe bis hellgraue fünfte Erzhorizont wurde durch eine fast schichtparallele Verwerfung in mehrere größere Linsen zerstückelt.

Hypidiomorphe Karbonate mit untergeordnet kalzitischem, vorherrschend dolomitischem Chemismus, denen feinschichtige Lagen mit mikrokristallinen, an karbonatischen Einschlüssen sehr reichen Quarzpflastern zwischengeschaltet sind, überwiegen weitaus. Die Quarzlagen werden mitunter von feinschuppigen Chloritaggregaten, seltener von Serizit begleitet. An Erzen treten wieder Zinnober, Pyrit und Markasit auf. Die stets allotriomorphen Zinnoberkörner sind spärlich im gesamten Gestein imprägniert, besonders aber in Bruchteile von mm starken Feinschichten zusammen mit Quarzlagen angereichert. Pyrit und Markasit sind meist stark oxydiert und kommen nur in sehr geringen Mengen in hypidiomorphen Körnern und Kornaggregaten vor.

Das Gestein ist gekennzeichnet durch sedimentäre Feingefüge, wie mm-rhythmische Feinschichtung, subaquatische Verformungen, besonders Rutschfalten und kleine paradiagenetische Verwerfungen im mm- bis cm-Bereich, die von ungestörten Feinschichten überlagert sind. Häufig sind synsedimentäre bzw. paradiagenetische Brekzien und Resedimente.

Die sehr feinschichtigen Zinnobererze werden von diesen submarinen, synsedimentären und paradiagenetischen Verformungen in völlig gleicher Weise betroffen. Die syngene-tisch-sedimentäre Entstehung dieser Zinnobervererzung steht nach den Geländebefunden und makroskopischen wie mikroskopischen Erzbildern außer Zweifel (vgl. A. MAUCHER & R. HÖLL).

f) Im Hangenden folgen 7–10 m dunkelgraue bis violettgraue, anchimetamorphe Tonschiefer, die im höheren Teil mehrere bis 20 cm mächtige Sandsteinbänke führen.

Der überlagernde, 3–5 m mächtige, hellgelbe bis hellgraue, stark brekziöse, massige sechste Erzhorizont soll örtlich in Form zweier paralleler Horizonte mit einer Schieferzwischenlage entwickelt gewesen sein und wurde nach ATABEK (1936) auch unter der Grube Çakmak festgestellt.

Er führt nur ganz spärlich sehr fein imprägnierten, allotriomorphen Zinnober und wird überwiegend aus stark kieseligen Karbonaten mit meist dolomitischem, untergeordnet kalzitischem Chemismus aufgebaut.

Die auflagernden, 2–3 m mächtigen, rotvioletten Siltitschiefer und Sandsteinbänke gehen in graue Tonschiefer und Kalklinsen über, die nur teilweise aufgeschlossen sind, jedoch sicher nicht mehr als 10 m Mächtigkeit erreichen.

Die folgenden 0,8–1,5 m überwiegend feinkörnigen Grauwacken führen in einigen Lagen reichlich unbestimmbare Pflanzenreste.

g) Der überlagernde siebente Erzhorizont ist nur im Grubenteil Çakmak erhalten.

Der 4–6 m mächtige liegende Tuff beginnt mit scharfer Grenze, jedoch ohne Kontakterscheinungen. Er ist ein mürbes, sehr poriges, stark ausgelaugtes, im frischen Zustand hellgraues bis hellgrünes, meist aber braun angewittertes, verschiefertes Gestein.

U. d. M. zeigen diese makroskopisch feinschichtigen, im Mikrobereich stark verbogenen und zerbrochenen Tuffe eine sehr feinkörnige Matrix, die im wesentlichen aus einem mikro- bis kryptokristallinen, Chlorit-reichen Quarz-Hellglimmer-Filz besteht. Die Hellglimmer sind durchwegs sehr feinsplättrig, der Chlorit ist feinschuppig ohne anomale Interferenzfarben. Neben kleinen, splittrigen Quarzeinsprenglingen sind serizitisierte Feldspatrete ganz untergeordnet. Lagenweise treten hypidiomorphe, überwiegend dolomitische Karbonate auf.

Die Erzminerale sind Zinnober, Pyrit und Markasit. Der spärliche, fein imprägnierte Zinnober ist nur selten feinschichtig etwas angereichert. Feinkörniger Pyrit und Markasit durchstäuben das gesamte Gestein reichlich; daneben sind noch größere Kornaggregate und Idioblasten verbreitet.

Unter starker Zunahme der Sulfide entwickelt sich rasch der bis 1,3 m mächtige mittlere Tuffit, eine dunkelgraue bis dunkelgrüne, braun verwitternde, konkordante, feingeschichtete Erzlinse, deren Karbonatgehalt bei oberflächlicher Betrachtung kaum erkannt wird. Dunkelgraugrüne Chloritbutzen verleihen dem Gestein oft ein fleckiges Aussehen.

U. d. M. zeigen sich vor allem bis einige mm dicke, rhythmisch-feinschichtige, sideritisch-dolomitische Karbonate. Diese wechsellagern mit mikro- bis kryptokristallinen, reichlich hypidiomorphe Karbonatkörner und Chlorit sowie wenig Serizit und Feldspatrete führenden, mitunter stark undulös auslöschenden Quarzaggregaten. Akzessorien sind Apatit, Titanit und Zirkon.

Als teilverfestigte Sedimente wurden diese Feinschichten im Mikrobereich paradiagenetisch unregelmäßig verfaltet, zerbrochen und wirr verknetet. Die Erzführung wird von diesen Verformungen betroffen, was auf die gleichzeitige, submarine Ablagerung von Erz und Nebengestein hinweist.

An Erzminerale treten Zinnober, Metacinnabarit, Markasit und Pyrit auf. Der spärliche Zinnober ist zusammen mit wenig Metacinnabarit nur in lappigen Kornaggregaten etwas angereichert. Das weitaus vorherrschende Sulfid ist Markasit, der ebenso wie Pyrit das gesamte Gestein feinschichtig durchstäubt und hypidiomorphe Kornhaufen bildet.

Die konkordant auflagernde, hellgelbe bis graue, an der Basis stark brekziöse, sonst undeutlich geschichtete, 0–2,5 m mächtige, hangende Erzlinse wird aus schwach kieseligen Karbonaten mit vorherrschend dolomitischem Chemismus aufgebaut.

An Erzminerale wurden Zinnober, Pyrit, Markasit, Vaesit und ein Mischkristall aus Vaesit (NiS_2) und Ullmannit (NiSbS) festgestellt. Sie sind gebunden an die bis 35 cm mächtige, stark brekziöse Basis und treten vor allem als Zwickelfüllungen auf. Der Zinnober ist in unregelmäßigen, bis einige mm großen Kornaggregaten angereichert und oft umgelagert. Pyrit und Markasit bilden feine Durchstäubungen.

Mit der Elektronenmikrosonde konnte Herr Priv.-Doz. Dr. D. D. KLEMM (mündliche Mitteilung vom 22. 12. 1965) am Rand von Zinnoberkörnern meist von dünnen Pyritkrusten umsäumten Vaesit sowie ein sehr spärlich vorkommendes Glied der Reihe Vaesit-Ullmannit nachweisen. Antimonit konnte nirgends gefunden werden.

Den Abschluß der Lagerstätte und gleichzeitig der altpaläozoischen Serie bei Kalecik bildet ein konkordant aus der hangenden Erzlinse hervorgehendes, bis 7 m mächtiges, würfelig-eckig bis splittrig brechendes, scharfkantiges, hellgraues Kieselgestein, das aus einem reinen allotriomorph-körnigen Quarzpflaster besteht.

3.3 Genetische Deutung der Lagerstätte

Die genetisch wesentlichen Merkmale dieser Lagerstätte sind:

a) Es treten in einer sedimentären, dem obersten Gotlandium noch zugehörigen Schichtenfolge sieben übereinander, meist an stratigraphisch-faziellen Grenzen gelegene, linsen-

förmige Erzhorizonte auf. Davon sind die gegenwärtig fünf aufgeschlossenen ihrem Nebengestein stets konkordant eingeschaltet und enden, soweit die Aufschlußverhältnisse eine Beurteilung zulassen, durch schichtkonkordantes Vertauben oder an Störungen.

b) An Erzmineralien wurden festgestellt: Zinnober, Metacinnabarit, Pyrit, Markasit, Arsenkies, Vaesit und ein Mischkristall aus Vaesit und Ullmannit.

Die Erzmineralien und ihr unmittelbares Nebengestein sind, wie besonders die innigen Verwachsungen im ersten, fünften und siebenten Erzhorizont zeigen, zusammen abgelagert und damit gleichaltrig.

Diese Erzhorizonte weisen typisch sedimentäre Feingefüge auf:

Mm-rhythmische Feinschichtung und synsedimentäre bzw. paradiagenetische Verformungen der erzführenden Sedimente: Rutschfalten, Stauchungen, Zerbrechungen und Verwerfungen einzelner Feinschichten sowie paradiagenetische Brekzien mit ungestört überlagernden Feinschichten.

c) Diskordanzen, Störungen und Brekziierungen an der Grenze Erzkörper zu Nebengestein, wie sie am ersten, fünften und sechsten Erzhorizont vorkommen, weisen auf starke tektonische Beanspruchungen hin, sind aber jünger als die schichtige Erzführung. Hier dürfen Ursache und Wirkung nicht verwechselt werden: Diese Störungen wurden erst auf Grund der unterschiedlichen mechanischen Eigenschaften zwischen Erzkörpern und Nebengestein an deren Grenzen verursacht und sind keineswegs als Scher- oder Verwerfungszonen anzusehen, welche einer epigenetischen, magmatisch-hydrothermalen Vererzung als Zufuhrspalten dienten.

Die Kluftbestege mit Zinnober, deren Stoffbestand sich stets aus den schichtkonkordanten Erzkörpern herleiten läßt, beweisen nur Mobilisierungen des Zinnobers im mm- bis m-Bereich.

d) Begleitgesteine des ersten, dritten und siebenten Erzhorizontes sind saure vulkanische Restlösungen, nämlich submarin geförderte, sehr Kieselsäure-reiche Tuffite, Tuffe und Laven der obergotlandischen Kalecik-Schichten. Der fünfte, sechste und teilweise auch der siebente Erzhorizont, deren Metallgehalt wohl auf Exhalationen ins Meer zurückzuführen ist, sind verbunden mit kieseligen Karbonaten bevorzugt dolomitischen Charakters.

Die Erzkörper, die in der Literatur (DAUSCH 1927, ATABEK 1936, Literaturzusammenfassungen durch RYAN 1960 und VAN DER KAADEN 1963) als „hydrothermal verkieselte Schiefer“ angesehen und „Quarzite“ genannt oder als „hydrothermal chloritisierte Nebengesteine“ betrachtet werden, sind diese Kieselsäure-reichen bzw. Chlorit-führenden, submarinen Ergußgesteine.

Die besonders von DAUSCH (1927) behaupteten Teufenunterschiede beruhten auf der Hoffnung, in der Tiefe reichere Erze anzutreffen, was der spätere Abbau jedoch nicht bestätigte.

e) Die von allen Autoren bisher vertretene epigenetisch-magmatisch-hydrothermale Bildungsweise der Erzkörper ist nicht vereinbar mit den feldgeologischen und mikroskopischen Befunden, insbesondere mit den sedimentären Gefügen der verschiedenen Erzhorizonte. Die stets als Erzbringer angesehenen und als „Basalte“ bezeichneten Augitandesite sind nirgends vererzt und schneiden zusammen mit hochgeschupptem Serpentin teilweise die Erzkörper scharf ab (Karte 3). Diese Tatsache wird selbst von eifrigen Verfechtern einer magmatisch-hydrothermalen Deutung der Vererzung wie DAUSCH (1927) und ATABEK (1936) erwähnt. Die Augitandesite sind jünger als die schichtigen Erzkörper und stehen mit der Erzzufuhr in keinerlei genetischem Zusammenhang.

Die Deutung der Erzlagerstätte Kalecik durch eine Abbildungsmetasomatose in den schichtkonkordanten, aus submarinen Vulkaniten sowie kieselig-karbonatischen Gesteinen aufgebauten Erzhorizonten muß aus physikalisch-chemischen Gründen abgelehnt werden.

III. DIE HG-LAGERSTÄTTE KARAREIS AUF KARABURUN

1. Geographische Übersicht

Die Hg-Lagerstätte Karareis liegt auf der Westseite der Halbinsel Karaburun unmittelbar an der Küste des Ägäischen Meeres in einem nur schwer zugänglichen Gebiet, 1 km nördlich der Halbinsel Tekekara Dağ, 11 km Luftlinie südlich Küçükbahçe, 2 km südwestlich des verlassenen Ortes Karareis, 16 km SSW der Hg-Lagerstätte Kalecik (Karte 1).

2. Geologischer Rahmen

Die Stratigraphie des Altpaläozoikums, deren Kenntnis sich für das vorliegende lagerstättenkundliche Problem allein als notwendig erwies, wurde bereits bei der Beschreibung der Hg-Lagerstätte Kalecik behandelt.

2.1 Die Denizgiren-Schichten

Im Gebiet der Lagerstätte finden sich die höchsten Schichtglieder dieser anchimeta-morphen Serie, durchgehend Flachwasserbildungen. Diese bestehen aus siltitischen Tonschiefern, Sandsteinen, Kieselschiefern, sandigen Kalksteinlinsen sowie Tuffen, Tonschiefern und Graphitschiefern in genetischem Zusammenhang mit der Hg-Vererzung.

Über dem schichtkonkordanten Erzhorizont (S. 44ff.) folgt eine an der Küste des Ägäischen Meeres gut aufgeschlossene, sicher sehr rasch sedimentierte, kreuz- und schräggeschichtete, knapp 50 m mächtige, vorherrschend Sandsteine und Tonschiefer führende Serie, der mehrere Horizonte mit graubraunen, dünnbankigen und plattigen, mergelig-sandigen Kalklinsen zwischengeschaltet sind. Diese führen häufig unbestimmbare Fossilreste,

dickschalige Lamellibranchiaten,
Gastropoden und
Crinoidenstielglieder.

Aus einem stratigraphischen Niveau 8 m über der Vererzung des SE-Stollens bestimmte Herr Dr. P. WELLNHOFER:

Pleurotomaria cf. *bicincta* HALL
Chonetes sp.

Aus dem gleichen Horizont stammt der Rest eines Cephalopoden, der nach freundlicher mündlicher Mitteilung durch Herrn Dr. K. W. BARTHEL vom 16. 6. 1965 zu den

Endocerida

gehört, die vom Ordovizium bis ins Mittel-Gotlandium vorkommen.

Bei einem Vergleich mit den stratigraphischen Verhältnissen auf Chios und bei Kalecik erscheint ein mittelgotlandisches Alter dieser Schichten als wahrscheinlich.

Die häufigen, stets stark aufgearbeiteten Pflanzenreste sind unbestimmbar.

2.2 Der Kalk von Kalecik und die Hornstein-Kieselschiefer-Horizonte

Mit scharfer Diskordanz (Abb. 4) folgt auf den Denizgiren-Schichten eine bis über 100 m mächtige Serie mit grauen bis graubraunen, ungebankt massigen bis bankigen, häufig sandig-mergeligen, unreinen Kalken, denen Hornstein-Kieselschieferlagen und Brekzienhorizonte zwischengeschaltet sind. Die fazielle Ausbildung dieser sicher ebenfalls

obergotlandischen Serie unterscheidet sich insofern vom Kalk von Agrelopos (S. 20f.) und vom Kalk von Kalecik bei der Typlokalität (S. 32).

Rund 250 m nordöstlich der Grube Karareis wurden aus Kalken eines stratigraphisch hohen Teils dieses Gesteinspaketes unbestimmbare Stielglieder von Crinoiden und ein Cephalopodenrest geborgen, der nach mündlicher Mitteilung durch Herrn Dr. K. W. BARTHEL vom 16. 6. 1965 zu den vom Mittel-Ordovizium bis in das Ober-Gotlandium reichenden

Ascocerida

zu stellen ist.

Im Grubengebiet selbst liegt unmittelbar über der Diskordanz unter den Kalken ein bis 2 m mächtiger Brekzienhorizont, der nur aus groben, eckigen Hornstein- und Kiesel-schieferkomponenten besteht. Dieser Brekzienhorizont schwillt nach NNW zu rasch an und erreicht rund 2 km NNW der Grube Karareis etwa 50 m Mächtigkeit.

Die Hornsteine zeigen ein dichtes, teilweise feinschichtiges, an Sphärolithen reiches, mikro- bis kryptokristallines Quarzpflaster mit sehr geringen Mengen feinschuppigen Hellglimmers in der Intergranulare. Sie sind als anchimetamorph überprägte Kieselgel-Sedimente aufzufassen. Die Brekzienhorizonte entstanden wohl im Zusammenhang mit mehrmaligen, kurzzeitigen tektonischen Bodenunruhen.

2.3 Karbon und Perm

Wegen widriger Umstände war es leider nicht möglich, das nach Osten anschließende Gebiet zu untersuchen, das nach den Feststellungen von KTENAS (1925) aus karbonischen und permischen Gesteinen aufgebaut wird. Nach dessen Ergebnissen faßte PAECKELMANN (1939, S. 366) die karbonisch-permische Schichtserie auf Karaburun folgendermaßen zusammen: „Diskordant über dem devonischen Kalk von Kayandjik liegen auf Karaburun die etwa 1000 m mächtigen Schichten von Yaila mit Kiesel-schiefern, roten Hornsteinen, wenig Sandstein und Schiefern sowie vermutlich mit Keratophyren. Darüber folgen, von KTENAS ebenfalls als „Mittelkarbon“ aufgefaßt, die unteren Schichten von Lythri mit Mergelschiefern, Sandsteinen und Kiesel-schiefern sowie einzelnen Konglomeratlagen. Die oberen Schichten von Lythri, graue dünn-schichtige oder gebankte feste Kalke und schwarze, teilweise mergelige Kalke, in denen schon PHILIPPSON bei Lythri Fusulinen gefunden hatte, stellt KTENAS ins Ural und vergleicht sie mit den Fusulinenkalken von Chios im Liegenden seiner dortigen Cora-Schichten.“

2.4 Tektonik

Wie im Raume Kalecik (S. 33) liegt auch bei der Grube Karareis der obergotlandische Kalk von Kalecik mit seinen Hornstein-Kiesel-schiefer-Horizonten auf einer an der Küste des Ägäischen Meeres gut aufgeschlossenen, scharfen Diskordanz den Denizgiren-Schichten auf (Abb. 5). Die bereits mehrfach erwähnte, präobergotlandische jungkaledonische Orogenese bewirkte eine Einengung in der ENE-WSW-Richtung und schuf NNW-SSE ziehende Falten mit einem flachen Abtauchen der B-Achsen in der SSE-Richtung. Im Gebiet der Grube Karareis zeigen die höchsten Denizgiren-Schichten ein umlaufendes Streichen; sie bilden den N- und NE-Flügel einer nach SSE abtauchenden Mulde, deren SW-Flügel entlang einer streichenden Verwerfung unmittelbar an der Küste mit einem unbekannten Verwerfungsbetrag abgeschoben wurde.

Die tektonischen Unruhen dauerten während des Ober-Gotlandiums noch an, worauf vor allem die vielen Kiesel-schiefer-Hornstein-Brekzien und die starken Faziesunterschiede hinweisen.

Gleichsinnig mit den kaledonischen Falten ist auch das Ober-Gotlandium im Gebiet der Grube Karareis in NNW-SSE streichende Falten gelegt.

Die Bruchtektonik hat mit NNW-SSE und NE-SW die gleichen bevorzugten Richtungen wie bei Kalecik.

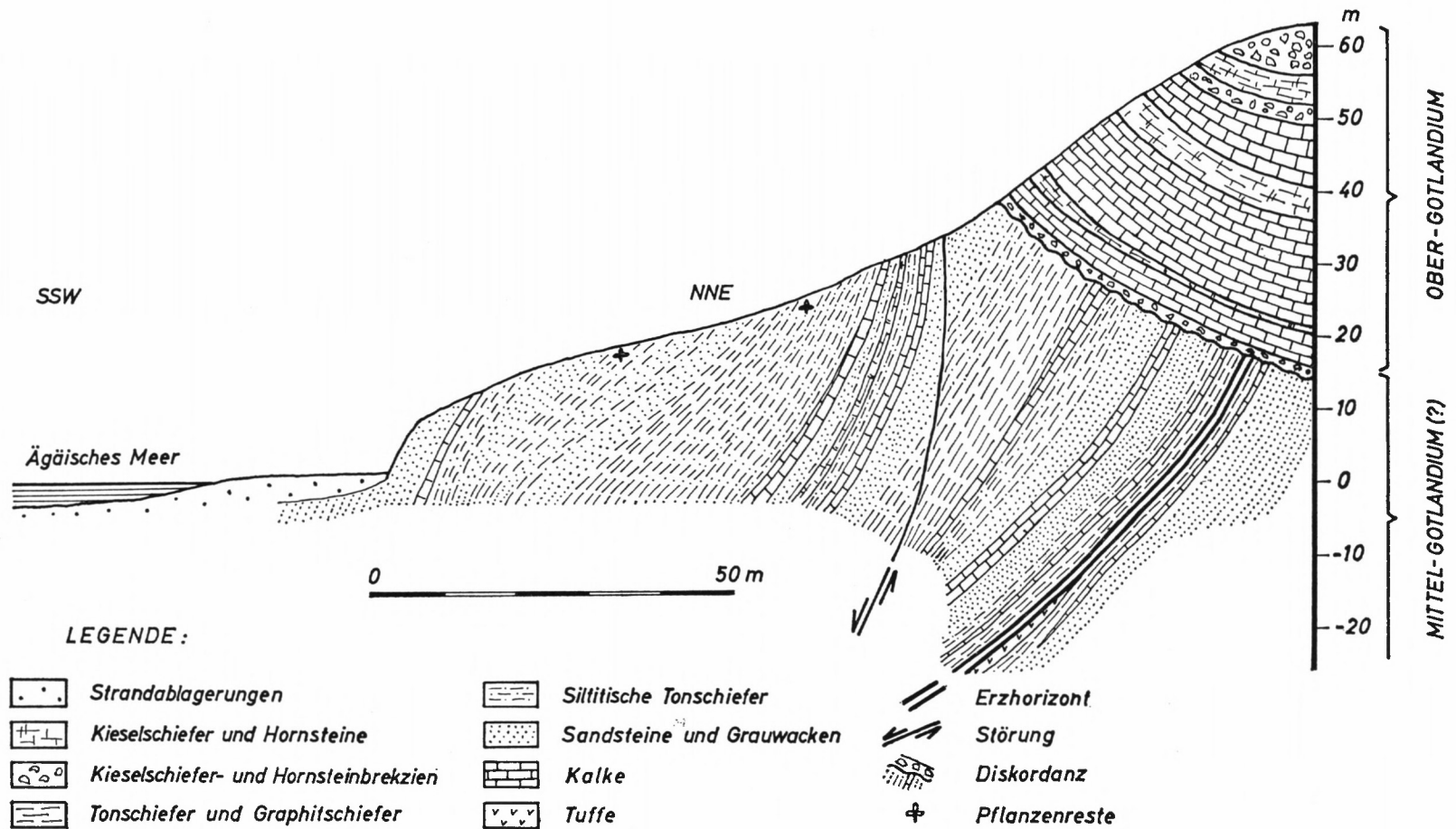


Abb. 5. Profil durch den NNE-Teil der Lagerstätte Karareis, südöstlich des umlaufenden Streichens des Erzhorizontes. Der Erzhorizont liegt schichtkonkordant im höchsten, sehr wahrscheinlich mittelgotlandischen Teil der präobergotlandisch verfalteten Denizgiren-Schichten. Diese werden an der Diskordanzfläche zusammen mit dem Erzhorizont vom obergotlandischen Kalk von Kalecik und den Hornstein-Kieselschiefer-Horizonten diskordant überlagert. Der Erzhorizont ist älter als obergotlandisch.

3. Die Lagerstätte

3.1 Allgemeines

Der einzige, kurze Bericht über diese Lagerstätte, die um die Jahrhundertwende längere Zeit abgebaut wurde, stammt von DEL AGNOL aus dem Jahre 1909. Die Lagerstätte wurde 1935–1937 erneut beschürft und steht seit 1955 bei steigender Förderung ununterbrochen in Produktion. Die im Durchschnitt mehr als 2% Hg führenden Erze werden an Ort und Stelle verhüttet und erbrachten um die Mitte 1964 monatlich rund 3 t Hg.

Im Jahre 1964 ging der Bergbau bis 25 m unter NN um. Die über dem Meeresspiegel gelegene, reiche, nördliche Erzzone war bereits weitgehend ausgebeutet, die übrigen Lagerstättenteile befanden sich erst am Anfang der Erschließung.

3.2 Beschreibung und genetische Deutung der Lagerstätte

a) Der Erzhorizont, an den die gesamte Quecksilbervererzung gebunden ist, liegt völlig schichtkonkordant im höchsten Teil der gotlandischen, wahrscheinlich mittelgotlandischen Denizgiren-Schichten und ist mit diesen einheitlich verfaltet. Er ist rund 400 m im Streichen verfolgbar und bildet in gleicher Weise wie das Nebengestein den N- und NE-Flügel der oben (S. 42) erwähnten, nach SSE eintauchenden Mulde. Im Nordteil dieser Mulde wird der Erzhorizont bis 5 m mächtig und weist dort auch die reichste Erzführung auf. Er nimmt nach SW und SSE an Mächtigkeit und Erzkonzentration ab und ist beim Südoststollen nur noch als sporadisch imprägnierte, bis wenige dm dicke Linse ausgebildet.

An der Diskordanzfläche werden die Denizgiren-Schichten zusammen mit dem Erzhorizont vom obergotlandischen Kalk von Kalecik und den Hornstein-Kieselschiefer-Horizonten diskordant überlagert (Abb. 5), wie Oberflächenaufschlüsse, besonders beim Südoststollen, stellenweise noch zugängliche, alte Abbaue in der Grube, ein alter Grubenplan und Aussagen von Bergarbeitern klar erkennen lassen. Die Vererzung ist somit älter als die jungkaledonische, präobergotlandische Faltung.

b) Der kaum durch Verwerfungen zerteilte, jedoch überwiegend kräftig verschieferte Erzhorizont besteht vorwiegend aus Graphitschiefern, bituminösen Tonschiefern, Karbonatbändern, karbonatreichen Quarzlagen sowie Quarzknauern und Quarzlinsen (Abb. 6).

Die Graphitschiefer führen meist in graphitisch-kohliger Substanz stark kataklastisch zerriebenen Quarz und Serizit, oft auch Karbonate und gelegentlich Rutilnadelchen. Durch Abnahme der graphitisch-kohligen Substanz und Zunahme des Serizitgehaltes gehen sie in bituminöse Tonschiefer über. Einzelne dunkle, immer nur cm-starke Karbonatbänder mit vorherrschend kalzitisch-dolomitischem Chemismus finden sich nicht selten. Reichlich sind brekziöse, mehr oder weniger bituminöse, meist sehr kieselige Karbonate mit Übergängen zu reinen Quarzlagen. In den Graphitschiefern finden sich auffallend häufig stark von Spannungsrissen durchsetzte Quarzlinsen und Quarzknauern, die oft bereits beim leichten Anschlagen in feinkörnige, eckige Splitter zerfallen.

c) Von den Erzmineralien herrscht Zinnober bei weitem vor. Pyrit und Markasit sind reichlich, Arsenkies ist selten, Kupferkies ganz spärlich.

Der stets allotriomorphe, oft mit Pyrit und Markasit verwachsene Zinnober tritt in folgenden Formen auf:

Sehr fein imprägniert in fast allen Gesteinen des Erzhorizontes.

Angereichert in einzelnen cm- bis dm-mächtigen Lagen und Linsen stark bituminöser Tonschiefer Graphitschiefer und kieseliger Karbonate in Form bis einige mm großer, unregelmäßig begrenzter Körner. Sedimentäre Gefüge der Zinnobererze im Mikrobereich, wie Feinschichtung und paradiagenetische Verformungen, sind selten. Sie sind bevorzugt an tektonisch geschützte, kieselige Graphitschiefer gebunden, in denen Zinnober zusammen mit Quarz in feinen, höchstens wenige mm dicken Linsen zwischen graphitisch-kohliger Substanz auftritt.

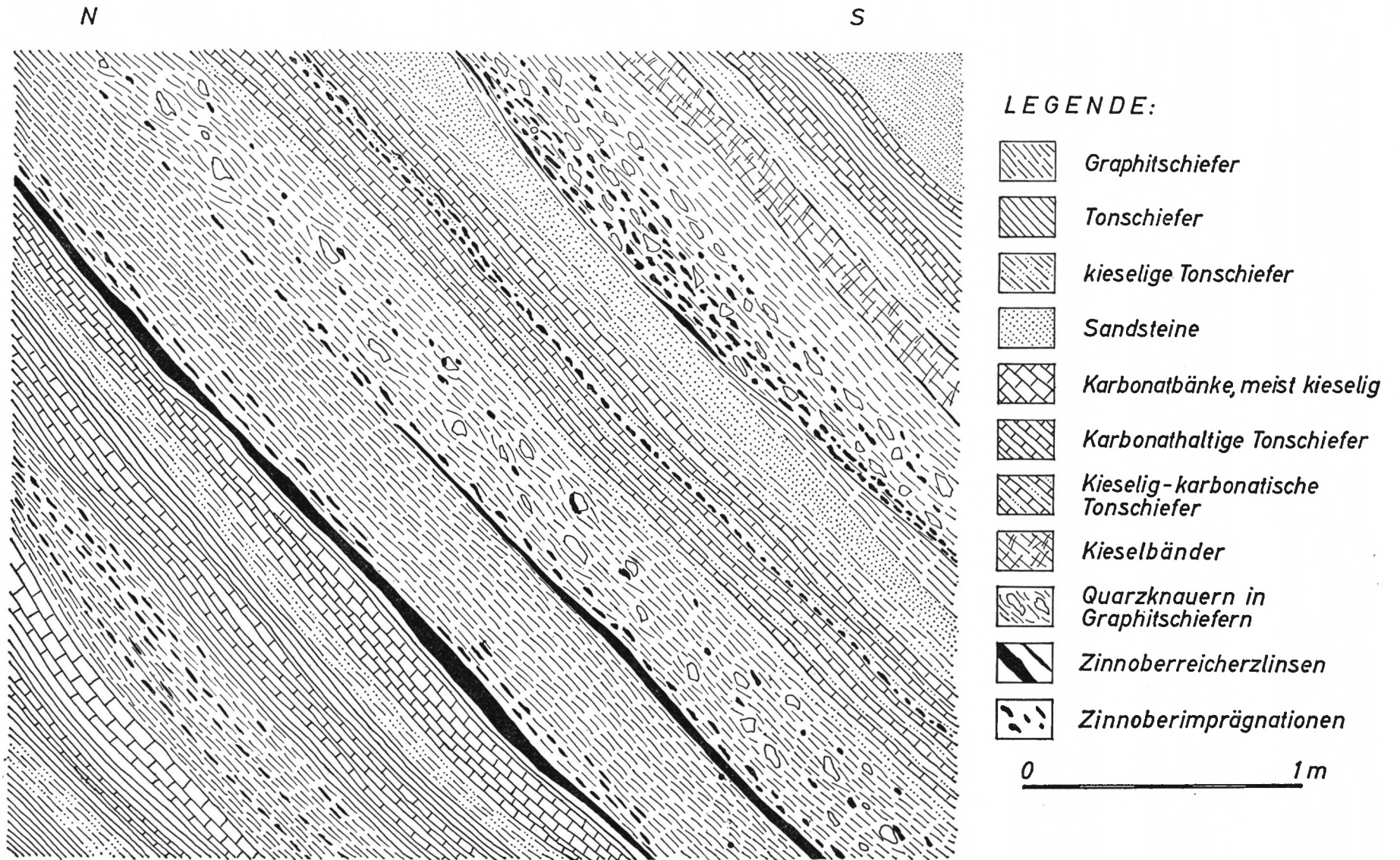


Abb. 6: Hg-Lagerstätte Karareis: Schichtiger Erzhorizont im Nordteil der -10-m-Sohle.

Ausgesprochene Reicherzlinen von höchstens wenigen m Länge und einigen cm Mächtigkeit, stets konkordant gelagert und durch schichtkonkordantes Vertauben endend, führen bis zu 60% Hg. Sie weisen auf rhythmische Metallzufuhren und syngenetisch-sedimentäre Entstehung hin.

Die intensiven Umlagerungen des Zinnobers besonders im Mikrobereich sind auf den Erzhorizont beschränkt, jedoch in dessen gesamter Mächtigkeit nachweisbar. Sie sind keine Beweise für eine epigenetisch-hydrothermale Erzzufuhr, sondern belegen nur örtliche Mobilisierungen.

Der häufig mit Markasit verwachsene Pyrit durchstäubt spärlich den ganzen Erzhorizont mit bis 0,01 mm großen Körnern. Meist bildet er lockere, hypidiomorph-körnige Aggregate. Selten sind Gelstrukturen, wie Erzknollen mit Schrumpfungsrissen, Sphäroide, Pyritonkoide und lockere Atollformen. „Vererzte Bakterien“ in Form der typischen Brombeerstrukturen sind nesterweise angereichert, insgesamt aber spärlich.

Der Markasit tritt bevorzugt in langgestreckten, spießigen und körnigen Aggregaten auf, selten in Gelbildungen. Interessant sind „Blumenkohlformen“.

Arsenkies ist in kleinen, rhombenförmigen Idioblasten meist zu größeren Kornhaufen vereinigt. Kupferkies ist sehr spärlich in allotriomorphen Körnern.

d) Im Südoststollen und im Tiefbau der Grube sind mehrere Tufflagen mit wenigen cm bis einigen dm Mächtigkeit aufgeschlossen. Sie sind unmittelbar unter dem Erzhorizont kreuz- und schräggeschichteten, grobkörnigen Sandsteinen oder Tonschiefern der höchsten Denizgiren-Schichten konkordant eingeschaltet.

Diese dichten, teilweise brekziösen, kräftig verschiefert, stets scharf begrenzten Tufflagen sind überwiegend grau mit einem leicht grünlichen Unterton. Einige Tufflagen führen reichlich Schwefelkies, besonders 0,01–0,1 mm großen, würfeligen Pyrit.

Die mikro- bis kryptokristalline Grundmasse besteht aus einem Quarz-Serizit-Filz mit sehr spärlichem, feinschuppigem Chlorit. Unter den Einsprenglingen überwiegen eckige Quarzfetzen weitaus, seltener sind Muskovitblättchen. Albit, nicht oder nur einfach nach (010) verzwillingt und meist stark serizitisiert, ist selten. Gelegentlich finden sich eckige Einschlüsse, die von einer dichten, submikroskopischen Ausbildung alle Übergänge bis zu einem mikro- bis kryptokristallinen Quarz-Serizit-Filz aufweisen. Entlang Schieferungsflächen tritt teilweise eine Durchaderung mit Kalkspat auf. Akzessorien sind Titanit, Zirkon und sehr selten Turmalin und Apatit.

Nach dem Mineralbestand ist für diese Tuffe, die submarine, vulkanische Vorgänge unmittelbar vor der Ablagerung des Erzhorizontes nachweisen, ein saurer, vielleicht keratophyrischer Chemismus zu vermuten.

Diese Lagerstätte ist aus chemisch-physikalischen Gründen nicht durch eine Abbildungsmetasomatose an einem von submarinen Tuffen unterlagerten, sehr stark von Graphitschiefern durchsetzten, faziell völlig ungewöhnlichen Horizont der Denizgiren-Schichten erklärbar.

IV. DIE HG-LAGERSTÄTTE MUDARLI

1. Geographische Übersicht

Das kleine, 45 km Luftlinie östlich von Istanbul in einem hügeligen, stark bewachsenen, menschenarmen Gebiet der Halbinsel Bithynien gelegene Dorf Mudarlı ist nur von Gebze aus auf einer 44 km nach N führenden Straße zu erreichen.

Die über 50 Jahre alten Abbaue beschränkten sich auf eine kleine Fläche etwa 400 m ESE des Dorfes Mudarlı um Punkt R ⁷15 300, H ⁴⁵43 300 (Kartenblatt ISTANBUL-F23-d4, Maßstab 1 : 25 000), wo ein alter Tagebau und mehrere verfallene Schächte vorhanden sind.

Vor mehreren Jahren fand noch in zusammenhängenden, labyrinthartigen Schürfen und in einem Tagebau um Punkt R ⁷15 300, H ⁴⁵42 550, etwa 900 m SSE Mudarlı in kleinem Umfang ein Abbau statt.

Sämtliche früheren Aufschlüsse sind schlecht erhalten, entweder größtenteils verstürzt oder zugeschwemmt. Das zwischen den beiden alten Abbauen liegende Gebiet ist von Alluvionen und Verwitterungsbildungen stark überdeckt, so daß die – sicher durchgehende – Vererzung gegenwärtig an keinen anderen Stellen aufgeschlossen ist.

2. Geologischer Rahmen

2.1 Literaturübersicht

Arbeiten über die Stratigraphie und Tektonik des Paläozoikums von Istanbul sind zahlreich; der Raum bei Mudarlı wurde jedoch nur selten in Untersuchungen einbezogen.

PHILIPPSON (1911) bringt eine zusammenfassende Beschreibung und eine geologische Karte der gesamten Halbinsel Bithynien.

Die Untersuchungen durch PAECKELMANN (1938) brachten wesentliche Erkenntnisse über die Stratigraphie bei Istanbul.

OKAY (1948) veröffentlichte eine kurze Abhandlung über das Gebiet um Mudarlı sowie dessen weiteren Rahmen.

AKARTUNA (1963) führte Spezialuntersuchungen im nordwestlich und nordöstlich Mudarlı angrenzenden Gebiet durch.

Herr Prof. Dr. I. KETIN, Universität Istanbul, stellte freundlicherweise (am 4. 5. 1964) eine noch unveröffentlichte, die neuesten Erkenntnisse berücksichtigende Tabelle der Stratigraphie um Istanbul zur Verfügung. Diese Tabelle wird in vorliegender Arbeit verwertet.

BAYKAL, F. & KAYA, O. (1965) brachten vorläufige Ergebnisse über die Stratigraphie des Ordoviziums und Gotlandiums bei Istanbul. Sie gliederten diese Gesteinsfolge vom Hangenden zum Liegenden wie folgt:

1. Formation de calcaire coralligène,
2. Formation de subarkose (bis 50 m),
3. Formation de schiste siliceux (200 m),
4. Formation d'orthoquartzite (300 m),
5. Formation d'arkose (über 3000 m).

Die für das lagerstättenkundliche Problem wesentliche „Formation de calcaire coralligène“ stellten sie in das Ober-Silur (= Ludlow).

2.2 Das Gotlandium

Der Raum um Mudarlı wird von gotlandischen und devonischen Sedimenten eingenommen. Am Aufbau des unmittelbaren Gebietes um Mudarlı sind nur Mittleres und Oberes Gotlandium sowie Unter-Devon beteiligt.

Das Unter-Gotlandium um Istanbul ist nach KETIN eine klastische Serie mit 150–500 m Quarzkonglomeraten und Quarziten.

Das Mittel-Gotlandium setzt sich nach KETIN aus 200–600 m mächtigen Grauwacken und Grauwackenschiefern sowie überlagernden, 50–200 m mächtigen Quarziten zusammen.

Im Gebiet 0,6 bis mehr als 1,5 km östlich Mudarlı wird das Mittel-Gotlandium aus einer mehr als 300 m (?) mächtigen, klastischen Serie mit bunten, besonders violetten und rotbraunen Konglomeraten und Brekzien, Grauwacken, Grauwackenschiefern, Tonschiefern, Arkosesandsteinen und im hangenden Teil über 60 m mächtigen, dunklen Quarziten aufgebaut.

Das Ober-Gotlandium, für das KETIN 50–750 m Tabulatenkalke angibt, liegt nach dessen Untersuchungen diskordant älteren Schichtgliedern auf. Östlich Mudarlı ist diese Diskordanz gut erkennbar.

Das Ober-Gotlandium bei Mudarlı besteht aus einer rund 135 m mächtigen Serie (Abb. 7), die weitgehend vorherrschend Kalke und untergeordnet Sandsteinlagen und dünne

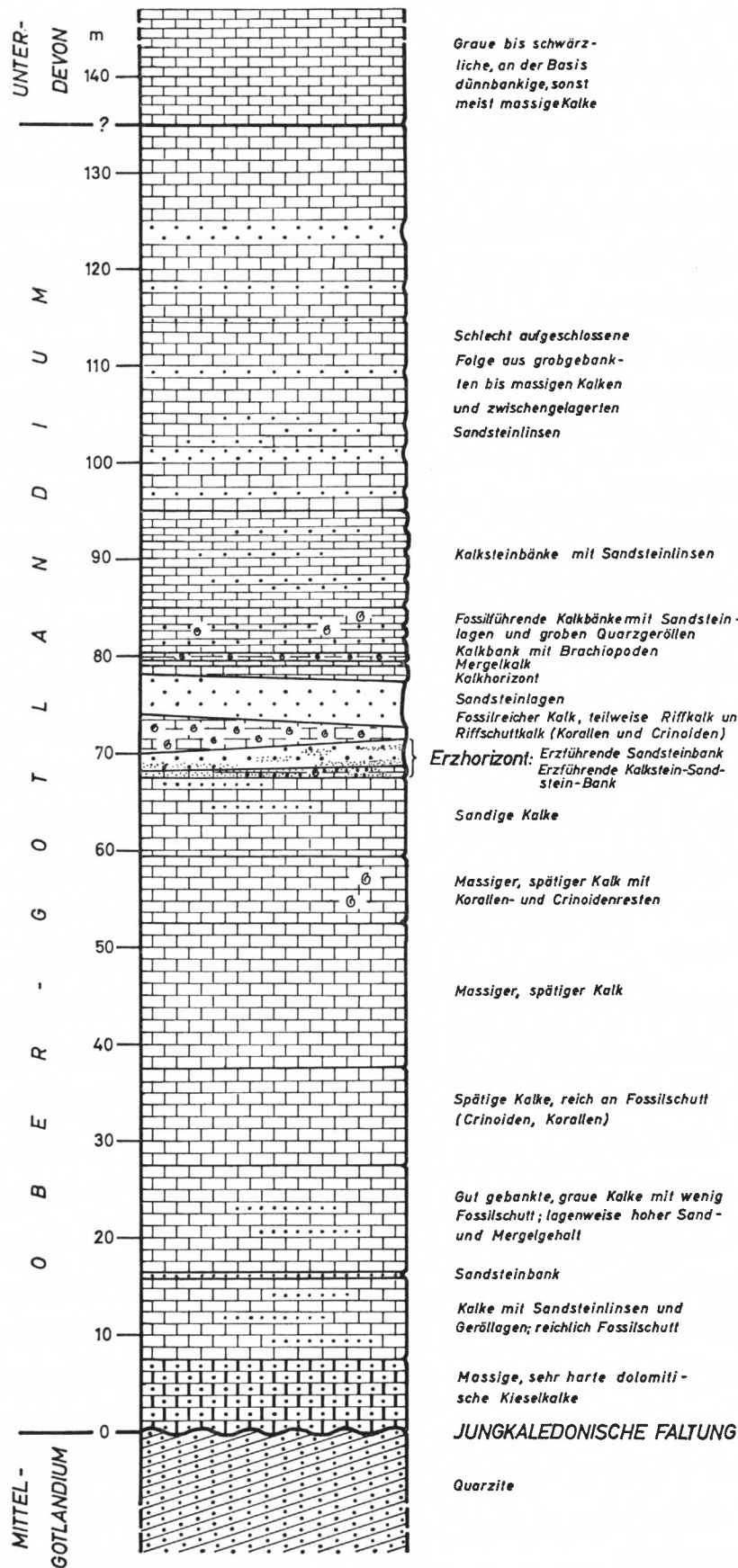


Abb. 7: Das Ober-Gotlandium bei Mudarli.

Konglomeratlinsen führt. Im mittleren Teil dieses Gesteinspaketes liegt die schicht-konkordante Zinnobervererzung (S. 50ff.). Einige Kalkhorizonte sind sehr fossilreich, meist führen sie jedoch nur in unterschiedlichem Maße unbestimmbaren Fossil-schutt (besonders Korallen- und Crinoidenreste).

Herr Dr. P. WELLNHOFER kam bei der Bearbeitung der Fauna, die von mir unter und über dem Erzhorizont 400 m ESE Mudarlı horizontalisiert gewonnen wurde, zu den folgenden Ergebnissen:

„1. Korallenfauna 8–16 m unter der Hg-Vererzung:

Cyathophylloides sp.
Thecia cf. *swinderniana* (GOLDFUSS)

2. Korallenfauna unmittelbar über der Hg-Vererzung:

Entelophyllum articulatum (WAHLENBERG)
Spongophylloides cf. *perfectus* (WEDEKIND)
Polyorophe glabra LINDSTRÖM
Favosites gotlandicus LAMARCK
Favosites hisingeri EDWARDS & HAIME
Thamnopora reticulata minor WEISSERMEL
Heliolites (Heliolites) porosus turcicus WEISSERMEL
Thecia swinderniana (GOLDFUSS)

Die vorstehende kleine Korallenfauna trägt typisch silurischen Charakter. Die meisten Arten sind aus dem Obersilur von Antirovitha bekannt. Beziehungen zum höheren Ludlow (= ef₁) der Karnischen Alpen werden durch *Entelophyllum articulatum* und *Favosites hisingeri* hergestellt. Im ganzen kann für diesen Fossilhorizont ein Alter angenommen werden, das dem oberen Ludlow entspricht.

3. Brachiopodenfauna 8–10 m über der Hg-Vererzung:

Wilsonella wilsoni (SOWERBY)
Rhynchospirina baylei (DAVIDSON)
Spirifer (Eospirifer) cf. *insignis* HEDSTROM
Spirifer (Howellella) angustiplicatus KOZŁOWSKI
Discina (?)

Die vorstehende Fauna zeigt durchwegs Beziehungen zum Gotlandium Polens auf und kann ebenfalls ins höhere Ludlow eingestuft werden.

4. Korallen und Stromatoporen 10–15 m über der Hg-Vererzung:

Palaeofavosites asper (D'ORBIGNY)
Syringopora fascicularis (LINNÉ)
Actinostroma sp.

Palaeofavosites asper kommt im Obersilur Gotlands und Böhmens vor und reicht hier noch bis ins Unterdevon. *Syringopora f.* ist mit der Stromatoporide *Actinostroma* zu einer Lebenssymbiose verwachsen und bildet eine sog. „Caunopora“-Struktur. *Syringopora f.* wird von WEISSERMEL (1939) aus dem Obersilur von Antirovitha und Bithynien beschrieben, so daß dieser Horizont wohl noch zum obersten Ludlow gerechnet werden kann.“

2.3 Das Devon

Das Gedinne liegt südlich Mudarlı in Form etwa 100 m (?) mächtiger, konkordant aus dem Ober-Gotlandium hervorgehender, grauer bis schwärzlichgrauer, an der Basis dünnplattiger bis dünnbankiger, sonst grobgebankter bis massiger, fossilärmer Kalke vor. Die genaue biostratigraphische Grenze Gotlandium/Devon ist nicht bekannt.

Das Siegen (?): Die 1,5 km südlich Mudarlı an der Straße nach Ovacık gut aufgeschlossenen, 25–30 m mächtigen, fossilführenden, grauen Knollenkalke mit nuß- bis kopfgroßen Kalkknollen in mergelig-kalkigem Bindemittel gehören wahrscheinlich zur Siegen-Stufe.

Das Koblenz: 2–4 km südlich Mudarlı vertreten 300 m (?) mächtige, bevorzugt im höheren Teil Kalkknollenhorizonte führende Tonschiefer das Koblenz. – *Greenops prostellans* (R. & F. RICHTER).

2.4 Tektonik

KETIN (1959, 1960) wies auf kaledonische orogene Bewegungen im „Paläozoikum“ von Istanbul-Kocaeli hin, die an der Wende Silur/Devon stattgefunden haben sollen.

AKARTUNA (1963, S. 15 f.) schreibt über das 20–40 km N bis NW Mudarlı zwischen dem Bosphorus und Şile gelegene Gebiet: „Die in unserem Untersuchungsgebiet als zum Silur gehörend bekannten Arkosen und Quarzite besitzen wohl mit den darüber folgenden devonischen und karbonischen Schichten keinen feststellbaren Kontakt, wobei aber auffallend ist, daß die silurischen Schichten im allgemeinen E-W und die übrigen NE-SW gerichtet sind. Aus diesem Grunde ist es sehr wahrscheinlich, daß in diesem Gebiet nach dem Silur eine orogene Bewegung (Kaledon) stattgefunden haben muß.“

Zum gleichen Ergebnis kam auch ABDÜSSELÂMOĞLU (1963) bei Untersuchungen südöstlich Istanbul.

FLÜGEL (1964, S. 24) bezweifelt diese Faltung im Raume von Istanbul: „Die nach H. K. ERBEN (1960) lückenlose, konkordante Obersilur/Unterdevon-Folge dieses Raumes spricht gegen eine kaledonische Faltung im Sinne von I. KETIN (1959, 1960).“

Ursache dieser unterschiedlichen Ergebnisse dürfte sein, daß KETIN (1959, 1960) die Grenze Silur/Devon anders zog als ERBEN (1960). Letzterer konnte auf Grund neuer Fossilfunde diese Grenze innerhalb einer Konkordanz, mit dem höheren Wenlock bis unteren Ludlow beginnenden (FLÜGEL 1964, S. 23 f.) Kalkserie festlegen. KETIN (1959, 1960) hatte die Silur/Devon-Grenze unter dieser Kalkserie (Tabulatenkalke) gelegt, wo ältere, klastische Gesteine diskordant überlagert werden.

Nach den neuen stratigraphischen Erkenntnissen ist diese kaledonische Faltung zwischen dem Mittel-Gotlandium und dem Ober-Gotlandium einzustufen (mündliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. I. KETIN am 4. 5. 1964).

Auch nach den eigenen Fossilfunden (S. 49) kann kein Zweifel über die Zugehörigkeit des Tabulatenkalkes zum Ober-Gotlandium bestehen. Die im Gebiet östlich Mudarlı erkennbare Diskordanz an der Basis dieses Kalkes ist demnach diesen wohl schwachen, präobergotlandischen orogenen Bewegungen zuzuordnen. Diese schufen E-W ziehende Falten, während die überlagernden Gesteine bevorzugt NE-SW bis NNE-SSW streichen.

Diese präobergotlandische Phase östlich Istanbul ist altersgleich mit der auf Chios und Karaburun festgestellten präobergotlandischen Faltung.

Die postkaledonische Tektonik hat im Gebiet um Mudarlı nur einen weitgespannten, NNE-SSW gerichteten, gewölbeartigen Faltenbau geschaffen, der durch E-W und NNE-SSW ziehende Verwerfungen zerteilt wird. Im Gebiet südlich Mudarlı liegen große, flach gelagerte, in sich völlig ungestörte Schollen neben Gebieten mit intensiver Bruchtektonik.

3. Die Lagerstätte

3.1 Literaturübersicht

Die über diese Hg-Lagerstätte vorhandene Literatur ist äußerst dürftig. ATABEK (1940) betrachtet merkwürdigerweise das fossilreiche Ober-Gotlandium (S. 49) als Devon mit auflagerndem Pliozän und gibt das Auftreten von Zinnober und gediegenem Hg in pliozänen Tonen an. VAN DER KAADEN (1963) übernahm diese irige Mitteilung.

3.2 Beschreibung und genetische Deutung der Lagerstätte

a) Die Vererzung ist an einen vollkommen schichtkonkordanten Erzhorizont gebunden. Dieser wird von fossilreichen Kalkhorizonten des Ober-Gotlandiums unter- und über-

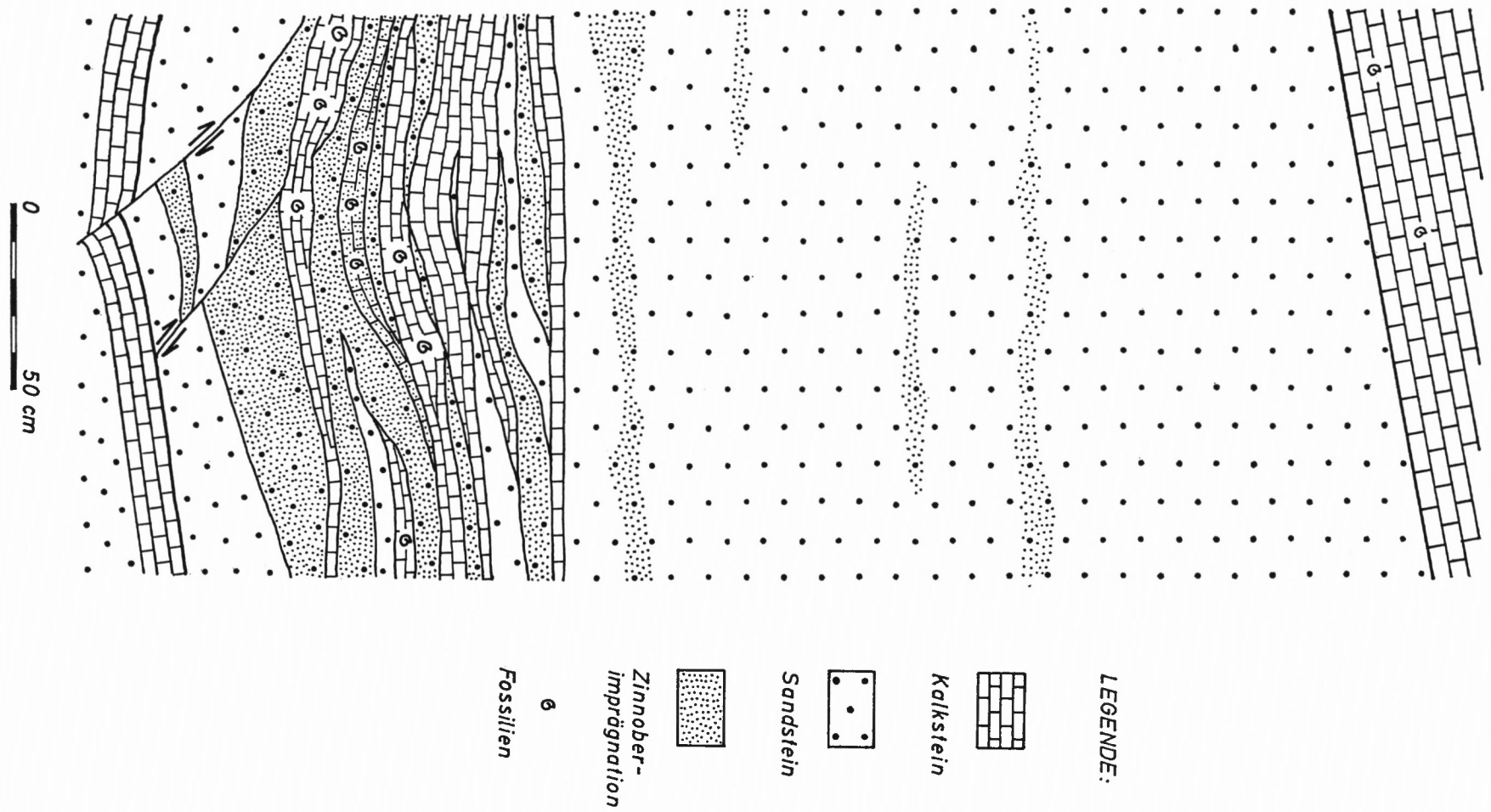


Abb. 8: Stoßaufnahme: Zinnober führender Erzhorizont, 900 m SSE Mudarli, aus stark faziesverzahnter, gut vererzter Sandstein-Kalkstein-Bank und auflagernder, schwach vererzter Sandsteinbank aufgebaut.

lagert (Abb. 7). Er ist ein vollwertiges Schichtglied des einheitlich tektonisch verformten, obergotlandischen Gesteinspaketes.

Der Erzhorizont weist alle Kennzeichen eines Sedimentes, wie Fossilführung, sedimentäre Schichtung mit mm-rhythmischer Feinschichtung bis bankiger Ausbildung, erkennbar vor allem am Wechsel zwischen Kalkstein- und Sandsteinlagen, Schräg- und Kreuzschichtung, submarine Gleitungen sowie synsedimentäre bzw. paradiagenetische Brekzien und Resedimente auf (Abb. 8).

b) Der Erzhorizont wird aus einer intensiv faziesverzahnten Sandstein-Kalkstein-Bank und einer kontinuierlich daraus hervorgehenden, reinen Sandsteinbank aufgebaut.

900 m SSE Mudarlı besteht die um 1 m mächtige Sandstein-Kalkstein-Bank aus mm- bis dm-dicken Kalkstein- und Sandsteinlinsen in vielfachem Wechsel und inniger Verzahnung (Abb. 8). Die punkthaft imprägnierte Erzführung ist bevorzugt in den grünlichgrauen Sandsteinlinsen angereichert, während die spätigen, rotbraunen bis schokoladefarbenen, fossilführenden Kalklinsen überwiegend nur recht schwach vererzt sind. In der über 3 m mächtigen, limonitisierten Sandsteinbank tritt die sehr geringe Erzführung in der gesamten Bankmächtigkeit fein verteilt auf. Lagenweise, besonders an der Basis, ist ein geringfügig erhöhter Erzgehalt feststellbar.

400 m ESE Mudarlı ist die nur 40–55 cm mächtige Sandstein-Kalkstein-Bank ganz überwiegend aus rotbraunen bis schokoladefarbenen, spätigen, fossilführenden Kalklinsen aufgebaut, die lediglich in den mm-dicken Sandsteinschnitten feinst imprägnierten Zinnober führen. Die hangende Sandsteinbank ist bei vollkommen gleicher fazieller Entwicklung und Erzführung wie 900 m SSE Mudarlı mit knapp 2 m in ihrer Mächtigkeit hier ebenfalls reduziert.

Dagegen ist der stark verkarstete, erzfreie, ungewöhnlich fossilreiche (S. 49) Kalkhorizont unmittelbar über dem Erzhorizont (Abb. 7) im Gebiet östlich Mudarlı bis 4 m, etwa 1 km SSE dieses Dorfes nur mehr knapp 1 m mächtig. An seiner Basis findet sich stellenweise ein bis 10 cm mächtiges Konglomerat mit gut gerundeten, bis 2 cm großen Quarzgeröllen und Fossilschutt in einer kalkigen Matrix. Auffallend ist dessen hoher Gehalt an allothigenem, kräftig grünem Chlorit.

c) Die Erzführung besteht nur aus Zinnober. Die einzelnen lappig-eckigen bis runden Erzkörner werden bis 1 mm groß, sind meist jedoch erheblich kleiner. Lediglich umgelagerte Erze auf Klüften und Rissen bestehen auch aus dünnen, zusammenhängenden Bestegen. Diagenetische Umlagerungen des HgS im Mikrobereich sowie Wanderung des HgS auf Klüften im cm- bis dm-Bereich sind nachweisbar, aber für die Genese der Lagerstätte ohne Bedeutung.

Bemerkenswert ist das reichliche Auftreten von allothigenem Rutil oft mit gut ausgebildetem Sagenitgitter im gesamten Erzhorizont. Der Rutil ist vermutlich ehemaliger Ilmenit in Magnetitgeröllen (black sand) (nach freundlicher mündlicher Mitteilung durch Herrn Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER).

d) In der vererzten Sandstein-Kalkstein-Bank finden sich in den Kalklinsen meist reichlich Fossilien. Sehr kennzeichnend ist, daß es fast ausschließlich Kleinformen von Bryozoen, Korallen, Echinodermen und Crinoiden sind, die meist erheblich unter 1 mm Größe bleiben. In den weitaus überwiegenden Fällen dürfte es sich nicht um „Kümmerfaunen“ infolge ungünstiger Lebensbedingungen handeln, sondern um Embryonalstadien normalerweise ein Vielfaches größerer Organismen.

Demgegenüber sind in den Kalkhorizonten unter und über dem Erzhorizont die Fossilien (Korallen, Bryozoen, Crinoiden) stets „normalwüchsig“.

Die Durchmusterung einer großen Zahl derartiger Kleinformen von Fossilien ergab, daß mitunter neben der üblichen Kalkschlammausfüllung auch Zinnoberkörner sich in

Organismenhohlräumen finden. Dies ist besonders gut in einigen diagenetisch zu großen Kalkspat-Einkristallen umkristallisierten Echinodermen zu beobachten, die meist eine ausgezeichnete Konservierung ihres Feinbaues aufweisen. Die Zinnoberkörner liegen immer an der Innenseite der durch dünne Bitumenhäutchen gut sichtbaren Porenkanäle der Echinodermen, nicht in den ehemaligen Hartteilen der Organismen selbst (vgl. A. MAUCHER & R. HÖLL). Im Gegensatz zu der üblichen, lappig-eckigen bis rundlichen Gestalt des Zinnobers sind diese mehr oder weniger durch Kristallflächen begrenzten Zinnoberkörner von einer solchen Winzigkeit, von 0,005 mm und weniger, wie sie im gesamten Erzhorizont sonst nicht mehr beobachtet werden.

Die Bildung dieser Zinnoberkörner muß zwingend prädiagenetisch, alsbald nach dem Tod der obergotlandischen Organismen stattgefunden haben, bevor deren Hohlräume mit Kalkschlamm gefüllt worden waren. Unmittelbar in und an der organischen Substanz wurden offenbar durch deren Zersetzungsprodukte die winzigen Zinnoberkörner abgeschieden.

e) Alle Befunde weisen auf eine sedimentäre Zufuhr des Metallgehaltes zusammen mit reichlich eingeschwemmtem Rutil hin. Ob eine rein sedimentäre Entstehung durch Abtragung einer präexistenten, gegenwärtig nirgends bekannten Hg-Lagerstätte vorliegt, ließ sich nicht entscheiden. Unmittelbar unter, über oder im Erzhorizont konnten bei den früheren Abbauen keine Eruptivgesteine festgestellt werden. Angesichts der weithin tiefgreifenden Verwitterung und starken Überdeckung sowie der meist ungünstigen Aufschlußverhältnisse muß damit gerechnet werden, daß eventuelle geringmächtige, schicht-konkordante Tuff- oder Lavalagen nur sehr schwer nachweisbar sind. Die Quecksilberzufuhr ist möglicherweise auf einen submarinen Vulkanismus zu beziehen, der vielleicht in einer größeren Entfernung von den gegenwärtig bekannten Lagerstättenteilen gelegen sein dürfte. Für eine extrusive Metallzufuhr würde die strenge Schichtgebundenheit der mengenmäßig doch beachtlichen Zinnoberführung im Erzhorizont sowie im Vergleich mit anderen schichtigen Hg- und Sb-Vorkommen das obergotlandische Alter dieser Lagerstätte sprechen.

V. ERGEBNISSE

Die Antimonitvorkommen bei Keramos und die Zinnoberlagerstätten Kalecik, Karareis und Mudarlı müssen zwingend als syngenetisch-submarin-sedimentäre Bildungen im biostratigraphisch belegten Gotlandium aufgefaßt werden. Die Erzvorkommen von Keramos und Karareis gehören mit großer Wahrscheinlichkeit dem Mittel-Gotlandium, diejenigen von Kalecik und Mudarlı mit Sicherheit dem Ober-Gotlandium an, und zwar ist Mudarlı in das obere Ludlow einzustufen, Kalecik wohl in das mittlere bis höchste Ludlow. Eine unmittelbare räumliche und genetische Beziehung zu einem gleichaltrigen, submarinen, mehraktigen sauren Vulkanismus läßt sich bei den Erzvorkommen von Keramos, Kalecik und Karareis nachweisen; ob die Metallzufuhr für die Zinnoberlagerstätte Mudarlı durch Abtragung einer älteren Hg-Lagerstätte oder im Zusammenhang mit einem erzbringenden submarinen Vulkanismus erfolgte, konnte nicht einwandfrei geklärt werden. Eine submarine vulkanische Erzzufuhr wird jedoch als wahrscheinlicher erachtet.

b) VORKOMMEN IM BIOSTRATIGRAPHISCH NICHT BELEGTEN KRISTALLIN DES MENDERES-MASSIVS

I. GESTEINSAUFBAU UND STRATIGRAPHIE DES MENDERES-MASSIVS

1. Allgemeines

Über das metamorphe, polytektonisch geprägte Menderes-Massiv liegen eine Reihe von Einzeluntersuchungen vor, die besonders hinsichtlich stratigraphischer Ergebnisse sowie des Alters der Faltungen und Metamorphosen die sehr unterschiedlichen Auffassungen der einzelnen Autoren widerspiegeln. Vorliegender Beitrag stützt sich im wesentlichen auf die umfassende Arbeit von SCHUILING (1962), die eine Korrektur und Ergänzung durch WIPPERN (1964) fand. Spezialuntersuchungen über die Metamorphose im Menderes-Massiv wurden von DE GRACIANSKY (1965) durchgeführt.

SCHUILING (1962, S. 73) gibt folgendes stratigraphisches Schema für die Gesteinsfolge im Menderes-Massiv an:

1. Permokarbon (= Göktepe-Formation)	200 m	Bituminöse, kristalline Kalke, eingelagert in Schiefern und Quarziten
2. Devon (?) (= Menteşe-Formation)	1000 m	Marmore mit Einschaltungen metamorpher Bau- xite (Schmirgel und Diasporite)
3. Silur (?) (= Graphitschiefer-Serien)	1000 m (örtlich mehr)	Serizit-Chlorit-Schiefer, Amphibolite, Quarzite, Graphitschiefer mit oder ohne Chloritoid
4.	0-250 m	Biotit-Granat-Schiefer, oft graphitisch
5.		Übergangszone zwischen Schiefern und Gneisen
6.		Leukokrate Gneise mit Turmalin und Muskovit
7. Kambrium und Präkambrium (?)	mehrere km	Grobkörnige Zweiglimmer-(Augen-)Gneise
8.		Feinkörnige, biotitreiche Gneise manchmal mit zwischengeschalteten Amphiboliten, gabbroiden Gesteinen und „Cipolini-Rückständen“
9.		Graphitische Granat-Glimmerschiefer
10.		Gneise

Bestimmbare Fossilreste sind im Menderes-Massiv nur aus dem „Permokarbon“ (S. 57) bekannt.

YALÇINLAR (1963) glaubt, in einem den Graphitschiefer-Serien zugehörigen Gesteinspaket am Massiv des Babadağ westlich Denizli Strukturen als Fossilreste erkennen zu können, die er mit Dictyonema, Dendrograptidae, Crinoiden u. a. vergleicht, und folgert ein kambro-ordovizisches Alter. FLÜGEL (1964, S. 23) bemerkt dazu: „Die Unsicherheit des von I. YALÇINLAR angegebenen Alters der Liegendfolge scheint mir jedoch zu groß, als daß diese Angabe als gesichert angesehen werden könnte. Man vergleiche dazu auch die petrographische Beschreibung, die K. NEBERT & F. RONNER (1956) von dieser Folge (Serie II ihrer Bearbeitung) gaben und die sich nur schwer mit dem Auftreten bestimmbarer Graptolithen in derartigen Gesteinen vereinbaren läßt.“

Nach unseren Ergebnissen ist das Kristallin des Menderes-Massivs in drei Komplexe zu gliedern, einen präkambrischen Basis-Komplex, einen ordovizisch bis mittelgotländischen Mittleren Komplex, der in seinen tiefsten Teilen vielleicht auch noch Kambrium enthält, und einen Hangend-Komplex mit einer lückenhaften Folge vom Oberen Visé bis einschließlich der Trias.

2. Der Basis-Komplex

Er umfaßt die stratigraphisch tiefsten und am stärksten metamorphosierten Gesteine des Menderes-Massivs, die Schichtglieder 7–10 des stratigraphischen Schemas von SCHUILING, ganz vorherrschend Gneise, besonders weit verbreitete Zweiglimmerauggneise, daneben noch graphitische Granat-Glimmerschiefer.

Wie SCHUILING betont, waren die Ausgangsgesteine dieser Folge Sedimente, wohl größtenteils Pelite mit eingeschalteten Sandlagen. Dies ist aus dem häufig zu beobachtenden Wechsel von grobkörnigen Augengneisen mit Quarzithorizonten und gelegentlich zwischenlagerten Marmorhorizonten zu schließen.

Hinsichtlich des Alters des Basis-Komplexes sind folgende Aussagen möglich: Der Basis-Komplex ist durch eine Faltung und Metamorphose von dem überlagernden Mittleren Komplex getrennt, der mit dem Ordovizium bis Mittel-Gotlandium von Chios und Karaburun zu parallelisieren ist und möglicherweise noch in das Kambrium hinabreicht. Er ist somit sicher älter als ordovizisch, wahrscheinlich präkambrisch, und vielleicht assyntisch verfaltet. Der Basis-Komplex ist zu vergleichen mit dem präordovizischen „Halbkristallin“ im Sinne von KTENAS (1923) auf den Spalmatori-Inseln (S. 22) zwischen Chios und Karaburun und mit dem Kristallin auf den Kykladen- und den Sporaden-Inseln, das ebenfalls älter als Caradoc sein muß, da DESIO (1930) auf Kos in wesentlich weniger metamorphen Kalkschiefern Caradoc biostratigraphisch wahrscheinlich machen konnte (S. 18). TRIKKALINOS (1954), der auf die petrographische Verwandtschaft der Kykladen-Masse und des Menderes-Massivs hinweist, hält ebenfalls vorsilurische orogene Bewegungen im Untergrund des ostägäischen Raumes als erwiesen.

Ganz ähnliche Verhältnisse scheinen im mazedonisch-südwestbulgarischen Raum vorzuliegen, worauf SCHUILING (1962, S. 81) auf Grund schriftlicher Mitteilung von DIMITROVA (1961) bereits hinweist: „Das Alter der metamorphen Komplexe wird als präkambrisch angenommen, und zwar auf Grund der Tatsache, daß in SW-Bulgarien die ordovizisch-silurischen Sedimente nicht von der Tiefenregionalmetamorphose erfaßt worden sind. Die wichtigsten Faltenstrukturen in diesem Gebiet (i. e. im kristallinen Rhodope-Massiv) sind einige Antiklinalen . . . mit vorwiegend N-S- bis NW-SE-Richtung.“*

KOCKEL, F. & WALTHER, H. W. (1965, S. 590) schreiben über das gleiche Gebiet: „Für die Diabas-Phyllit-Formation und damit für die obere Serie des Serbo-Mazedonischen Massivs ist in den letzten Jahren in Bulgarien und Serbien durch den Nachweis von diskordant auflagerndem fossilführendem Tremadoc tiefst- bzw. präordovizisches Alter sichergestellt. In allen Fällen liegt das vorwiegend aus dunklen bis schwarzen Tonschiefern und Quarziten bestehende Ordovizium diskordant auf dem Kristallin der Diabas-Phyllit-Formation . . . Die Frage, ob es sich bei der Diskordanz an der Hangengrenze der Diabas-Phyllit-Formation um eine altkaledonische Faltung oder um assyntische Bewegungen handelt, muß zunächst offenbleiben. Die Mehrzahl der Autoren hält die Diskordanz für assyntisch, da das Kambrium nach früheren paläogeographischen Vorstellungen in diesem Raum nicht entwickelt sei.“

Die N-S-Richtung mit geringen Abweichungen in die NE-SW- und die NW-SE-Richtung scheint für alle diese kristallinen Serien kennzeichnend zu sein und auf gleichzeitige, sicher präordovizische, wahrscheinlich an der Wende Präkambrium zu Kambrium stattgefundene, großräumige orogenetische Bewegungen (assyntische Faltung) mit ausgeprägter Regionalmetamorphose hinzuweisen. Im Menderes-Massiv sind N-S- bis NE-SW-Lineamente im Basis-Komplex vorherrschend.

3. Der Mittlere Komplex

Der Mittlere Komplex des Menderes-Massivs umfaßt die Schichtglieder 3 bis 6 des stratigraphischen Schemas von SCHUILING, eine mehrere 1000 m mächtige Serie mit vor-

* Korrektur der Rechtschreibfehler und des Stils bei sonst wörtlichem Zitat durch den Verfasser vorliegender Arbeit.

herrschend Serizit-Chlorit-Schiefern, Glimmerschiefern und im tiefsten Abschnitt Gneisen.

Er erweist sich in seinen mittleren und höheren Teilen als metamorphes Äquivalent des Ordoviziums bis Mittel-Gotlandiums auf Chios (S. 16ff.) und der gleichaltrigen Schichten auf Karaburun (S. 29ff.). Er reicht aber bei wesentlich größerer Gesamtmächtigkeit mit seinen untersten Schichtgliedern im Profil tiefer hinab, möglicherweise bis in das Kambrium. Die Graphitschiefer-Serien, die den mächtigen oberen Teil des Mittleren Komplexes bilden und offenbar in einem stratigraphisch hohen Niveau die schichtkonkordanten, submarin-exhalativ-sedimentären Hg- und Sb-Vorkommen Alaşehir, Habibler, Çamliça, Emirli und Haliköy führen, entsprechen in ihrem Alter den oberordovizischen bzw. untergotlandischen bis mittelgotlandischen Amani-Keramos-Schichten auf Chios und dem größten Teil der Denizgiren-Schichten von Karaburun. Sie waren ursprünglich sicher größtenteils küstenfernere Beckenablagerungen. Erst in höheren Teilen dieser in der gesamten Mächtigkeit ganz vorherrschend karbonatarmen Graphitschiefer-Serien sind Flachwassersedimente mit gelegentlich gröberklastischen Einschaltungen nachweisbar, worauf bereits SCHUILING (1962, S. 75) hinwies. Dieser erkannte, daß diese höheren Teile nicht Geosynklinalablagerungen sind, sondern starke Sedimentationsänderungen oder sogar ein Auftauchen über den Meeresspiegel erkennen lassen. SCHUILING erwähnt sedimentäre Lagen, die reich an allothigenen Zirkonen und Ilmenit sind und auf litorale oder sogar fluviatile Ablagerungsbedingungen hinweisen. Er beobachtete ferner zahlreiche Einschaltungen von Quarziten in Glimmerschiefern, die für Seichtwasserfazies sprechen, sowie Kreuzschichtungen und submarine Rutschungen, die Deltabildungen anzeigen. SCHUILING (1962, S. 75) folgert: „From these examples it should be clear that there have been *rather strong oscillations of the sea-level*,* from which we conclude to orogenic movements. These may possibly be correlated with the N-S directed orogeny affecting the massive.“

Durch eigene Untersuchungen bei Habibler und Alaşehir in gleicher stratigraphischer Position können diese Befunde bestätigt werden. Etwa 1,5 km NE Habibler wurden zusammen mit graphitischen Glimmerschiefern mehrere, teilweise über 1 m mächtige, jedoch rasch auskeilende Konglomeratlinsen mit Quarzgeröllen bis zu 0,8 cm Durchmesser beobachtet (S. 63). Im Gebiet südlich Alaşehir konnten schräggeschichtete Quarzite sowie erzführende, an Bitumen reiche Gipslagen festgestellt werden (S. 59).

Es kündigt sich damit bereits in den höchsten Schichtgliedern des Mittleren Komplexes des Menderes-Massivs die auch auf Chios und Karaburun sowie im Raume Istanbul nachweisbare, jungkaledonische Orogenese an, die eine einheitliche Faltung des ostägäisch-kleinasiatischen Beckens auf Chios, Karaburun, im Menderes-Massiv und wahrscheinlich auch in weiten Teilen West- und Nordwestanatoliens mit bevorzugt N-S-Richtung der Faltenachsen verursachte. Eine Ausnahme von dieser Richtung ist in den E-W-streichenden kaledonischen Falten im Raume Istanbul verwirklicht (S. 50).

Ob auch die bretonische Phase das Menderes-Massiv überprägte, wie besonders WIPERN (1964) annimmt, kann nicht entschieden werden.

Äquivalente des obergotlandischen Kalkes von Agrelapos (S. 20f.) auf Chios und des altersgleichen Kalkes von Kalecik sowie der Schichten von Kalecik auf Karaburun

* Von SCHUILING durch Schrägschrift hervorgehoben.

(S. 32f.) sind im Menderes-Massiv bisher nicht bekannt. Nach der jungkaledonischen Faltung erfolgte eine Meeresingression wahrscheinlich erst wieder im Visé.

Im westlichen westanatolischen Raum erweisen sich die aus Tradition dem Devon zugerechneten Schiefererien entweder als jünger bzw. älter oder sind auch gegenwärtig hinsichtlich ihrer genauen stratigraphischen Zugehörigkeit noch unbekannt. Ganz auffallend ist ihre geringe lithologische Übereinstimmung mit den sonst karbonatischen, fossilbelegten Devon-Serien (FLÜGEL 1964, S. 25). Die das Visé und Ober-Karbon oder Perm unterlagernden, epi- bis mesozonal metamorphen Schiefer sind meist mächtige, eintönige, karbonatarmer oder karbonatfreie Serien, die häufig Anzeichen für Flachwasserbildungen klar erkennen lassen. Sie dürften wie der Mittlere Komplex des Menderes-Massivs mindestens größtenteils dem Ordovizium und Gotlandium zugehören.

Auf Grund der vorliegenden Befunde ist nach dem Gotlandium in weiten Teilen Westanatoliens, einschließlich mindestens des westlichen Teils des Menderes-Massivs, eine Schichtlücke verbreitet. Diese umfaßt wahrscheinlich das Devon und untere Unter-Karbon. Fossilbelegtes Devon und Tournai sind in diesem Raum jedenfalls bis jetzt noch nirgends bekannt. Visé sowie größtenteils lückenhaftes Ober-Karbon und Perm lagern diskordant prädevonischen Metamorphiten auf.

4. Der Hangend-Komplex

Die diskordant dem Mittleren Komplex folgenden jungpaläozoischen und triassischen Sedimente bilden den Hangend-Komplex des Menderes-Massivs. Im ostägäisch-westanatolischen Raum begann nach dem Gotlandium eine Meeresüberflutung gebietsweise wohl erst wieder im Visé (ÖNAY 1949, SCHUILING 1962, DESSAUVAGIE & DAĞER 1963, FLÜGEL 1964, WIPPERN 1964).

Das Ober-Karbon ist häufig stark komprehensiv oder fehlt überhaupt, was auch für den Hangend-Komplex des Menderes-Massivs zutrifft. Es ist jedoch auf Chios (KTENAS 1921, PAECKELMANN 1939) und Karaburun (KTENAS 1925, PAECKELMANN 1939, vorliegende Arbeit S. 42;) sehr mächtig entwickelt und auch bei Balıkesir (S. 69f.) fossilbelegt nachgewiesen. In Nord- und Südanatolien füllt es lokale Senken mit limnischen Ablagerungen (FLÜGEL 1964).

Die morphologische Heraushebung des Menderes-Massivs war verbunden mit einer mehrphasigen Bruchtektonik und einem Vulkanismus an den Rändern dieses Massivs. Sie begann vielleicht bereits in der Kreide, hat aber ihren Höhepunkt im Tertiär bis Quartär. In Binnenbecken kam es zur Ablagerung limnisch-fluviatiler Sedimente.

Als Zusammenfassung ergibt sich folgendes Schema für den geologischen Werdegang des Menderes-Massivs:

Kreide und Tertiär:

Morphologische Heraushebung des Menderes-Massivs und mehrphasige Bruchtektonik; Vulkanismus an den Rändern des Menderes-Massivs; limnisch-fluviatile Sedimente in Binnenbecken.

Hangend-Komplex:

Altkimmerische (?) Phase; mehr oder weniger E-W-Strukturen mit örtlichen Abweichungen durch Anpassung an ältere Lineamente; Metamorphose und Granitisation (?).

1. Trias: ca. 800 m Kalkmarmore
Hiatus mit Tuffen; Bauxitbildung.

- | | | |
|--|-----------|---|
| 2. „Permokarbon“:
(Oberes Visé, Ober-Karbon, Perm)
(= Göktepe-Formation) | ca. 200 m | Bituminöse, kristalline Kalke, eingelagert in Schiefer und Quarzite |
|--|-----------|---|

Mittlerer Komplex:

(Bretonische Phase ?).

Spätkaledonische Faltung (Wende Mittel- zu Ober-Gotlandium) mit vorherrschend NNE-SSW- bis NW-SE-Strukturen und Metamorphose.

- | | | |
|---|-----------------------------|---|
| 3. Ober-Ordovizium bzw. Unter-Gotlandium bis Mittel-Gotlandium:
(Graphitschiefer-Serien mit sub-marin-exhalativ-sedimentären Hg- und Sb-Vorkommen) | 1000 m
bis
3000 (?) m | Serizit-Chlorit-Schiefer, Amphibolite, Quarzite, Graphitschiefer mit oder ohne Chloritoid |
|---|-----------------------------|---|
4. (Kambrium und) Ordovizium:
- | | | |
|----|------------------|--|
| a) | 0 m bis
250 m | Biotit-Granat-Schiefer, oft graphitisch |
| b) | | Übergangszone zwischen Schiefern und Gneisen |
| c) | | Leukokrate Gneise mit Turmalin und Muskovit |

Basis-Komplex:

Assyntische (?) Faltung mit vorherrschend N-S- bis NE-SW-Strukturen und Regionalmetamorphose.

5. Präkambrium:

- | | | |
|----|------------|--|
| a) | mehrere km | Grobkörnige Zweiglimmer-(Augen-)Gneise |
| b) | | Feinkörnige, biotitreiche Gneise manchmal mit zwischengeschalteten Amphiboliten, gabbroiden Gesteinen und „Cipolini-Rückständen“ |
| c) | | Graphitische Granat-Glimmerschiefer |
| d) | | Gneise |

II. DIE HG- UND SB-VORKOMMEN ALAŞEHİR

1. Geographische Lage

Die im Sommer 1964 aufgeschlossenen oder beschürften Erzvorkommen finden sich in einem von tief eingeschnittenen Tälern durchzogenen Gebiet zwischen 2,5 km Luftlinie SW bis 2 km SSE und 4,5 km SSW der Stadt Alaşehir im Menderes-Massiv, 350 m bis 750 m über dem Meeresspiegel.

2. Geologischer Rahmen

2.1 Gesteinsaufbau

Das erzführende Gebiet bei Alaşehir und sein näherer Rahmen werden aus einer den „Graphitschiefer-Serien“ im Sinne von SCHUILING (1962) zugehörigen Gesteinsfolge aufgebaut, die gegenüber den altersmäßig mehr oder weniger äquivalenten Gesteinen in

weiter westlich anschließenden Gebieten bei Haliköy, Emirli und Çamliça (S. 65ff.) eine wesentlich geringere Metamorphose aufweist. Vorherrschend sind Biotit-freie Schiefer mit überwiegend Quarz, Muskovit und nur gelegentlich einfach verzwillingtem Albit. Dazu treten wenig Chlorit, sehr untergeordnet Klinozoisit, mitunter Chloritoid und Dolomit. Akzessorisch sind oft reichlich Turmalin, Leukoxen, Zirkon, Limonit und opake Erzteilchen. Diese gesamte Gesteinsserie gehört der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies an, für die Stilpnomelan kritisches Mineral ist (WINKLER 1965, S. 76 ff.). In dieser niedrigsttemperierten, unter hohen Drucken gebildeten Subfazies der Grünschieferfazies tritt noch kein Biotit auf. Durch Anreicherung an graphitischer Substanz gehen diese Schiefer gelegentlich in geringmächtige Graphitschiefer über. Dieser Gesteinsfolge sind konkordant bis 25 m mächtige, erzführende Tuffe eingeschaltet, über denen meist ein absätziger, schwach verkieselter Dolomithorizont ausgebildet ist. Dünne Gipslagen (S. 56 und S. 63) sowie Quarzite mit Schrägschichtung, die auf ehemalige Flachwasserablagerungen hinweisen (S. 56), wurden südlich Alaşehir festgestellt.

In den durch tektonische Einbrüche entstandenen Tälern des Alaşehir çayı und einiger Nebenbäche wird diese metamorphe Gesteinsserie von unmetamorphen, Pflanzenreste führenden, limnisch-fluviatilen tertiären Sedimenten mit vorwiegend Sandsteinen und Konglomeraten diskordant überlagert.

2.2 Tektonik

Die Faltentektonik südlich Alaşehir zeigt nur eine geringe Einengung in der WNW-ESE-Richtung. Die Faltenachsen tauchen im Untersuchungsgebiet 10° – 25° nach NNE ab. Das gegenwärtige Abbaugelände zwischen dem Bahçe dere und dem Arap dere wird von einem flachen Sattel eingenommen, der etwa parallel dem Kamm des NNE-SSW ziehenden Höhenzuges verläuft und mit durchschnittlich 20° nach NNE eintaucht.

Die Bruchtektonik weist zwei bevorzugte Richtungen auf, nämlich WNW-ESE bis NW-SE und NNE-SSW.

Die tertiären Sedimente sind nicht gefaltet, jedoch verkippt. Beim Dorf Evrenli ergaben sich weithin folgende Meßwerte: 95° – $125^{\circ}/10^{\circ}$ – 55° S. Dieses Tertiär wurde noch stark von der WNW-ESE gerichteten Bruchtektonik betroffen.

Auf den plastisch leicht verformbaren Tuffen fand stellenweise ein atektonisches Abgleiten größerer Massen des überlagernden kieseligen Dolomits statt, wodurch falsche tektonische Verhältnisse vorgetauscht werden können.

3. Die Erzvorkommen

3.1 Allgemeines

Die Hg- und Sb-Vorkommen bei Alaşehir sind bis jetzt in der Literatur noch unbekannt.

Die Zinnererze werden seit 1961 in kleinem Umfang abgebaut und an Ort und Stelle in primitiven Öfen verhüttet. Die Antimonerze wurden nur beim „Antimuan ocağı“ etwas beschürft, aber bis jetzt noch nicht genutzt.

3.2 Beschreibung und genetische Deutung der Erzvorkommen

a) In dem oben (S. 58) räumlich umgrenzten Gebiet tritt, über mehrere km verfolgbar, ein schichtparalleler und niveaubeständiger, absätziger Tuffhorizont mit Zwischenlagen auf, der bei starken Schwankungen bis 25 m Mächtigkeit erreicht. Unzersetzte vulkanische Glasreste (S. 61) belegen das tuffogene Ausgangsmaterial dieses Horizontes, der sich durch seine häufig hellgraue bis weißliche Färbung oft kontrastreich vom Nebengestein abhebt.

Der Tuffhorizont wird meist aus einer Folge verschiedener Tufflagen und Tufflinsen aufgebaut, die lokal mit geringmächtigen Schiefern oder gelegentlich Graphitschiefern, recht selten mit dünnen, dolomitisch-sideritischen Karbonatbänkchen wechsellagern. Mitunter sind bis 0,50 m mächtige, stark bituminöse Linsen zwischengeschaltet, die sehr reichlich von Zinnerber führenden Erzknollen mit Markasit, Pyrit und Ni-haltigem Pyrit durchsetzt sind (S. 62f.). Die Erzführung ist an diesen Tuffhorizont gebunden und tritt nur gebietsweise auch in den untersten Metern des überlagernden Dolomithorizontes auf. Soweit die Aufschlüsse eine Beurteilung zulassen, sind Zinnerber und Antimonit, wenn auch räumlich benachbart, so doch stets getrennt.

Auffallend ist eine in den Tuffen weit verbreitete, überwiegend schichtig angereicherte, makroskopisch schwarze, u. d. M. gelbbraune bis rotbraune, u. d. Erzmikroskop wie Zinkblende ohne Innenreflexe aussehende, isotrope Substanz, die in meist eckig-scherbigen Körnern, aber auch als wurmartige bis fadenförmige oder völlig unregelmäßige Gebilde auftritt und verfestigtes Bitumen darstellt (vgl. A. MAUCHER & R. HÖLL). Dieses Bitumen kommt in gleicher Ausbildung in Zinnerber- wie in Antimonit-führenden Tuffen vor und weist wie alle übrigen Befunde auf die einheitliche Genese der Antimon- und Quecksilbervererzung hin.

b) Für die genetische Beurteilung sind die rund 100 m sich hinziehenden Antimonitvorkommen beim „Antimuan ocağı“ (R ⁶³¹ 450, H ⁴²⁴² 380, Kartenblatt UŞAK-L21-a4; Maßstab 1 : 25 000) besonders günstig. Deshalb wird auf die dortigen Verhältnisse näher eingegangen, obwohl die Antimonitvorkommen gegenüber denen des Quecksilbers flächen- und mengenmäßig zurücktreten (Abb. 9):

Über rund 10 m mächtigen, sehr schwach mit Zinnerber vererzten, meist hellgrauen bis weißlichgrauen, stark kaolinisierten Tuffen folgen einzelne dünne Linsen graphitischer Schiefer.

Der auflagernde, bis 2 m mächtige, graue bis grünlichgraue, durch die Verwitterung graugrünlich bis rotbraun gefärbte, mürbe Lapilli-Tuff weist durch lagenweise unterschiedliche Größe der bis 1,5 cm großen Lapilli eine Schichtung auf und führt mitunter Bitumen, gelegentlich auch „Antimonocker“ in dünnen Linsen sowie feinimprägniert.

Über einigen zu feinkörnigem „Antimonocker“ oxydierten, wenige dm langen und fingerdicken Antimonitlinsen, die meist von dünnen graphitischen und bituminösen Lagen begleitet werden, folgen bräunlichgraue, mehrere dm mächtige Tuffe. Diese führen hellgrünliche bis hellbräunliche, unregelmäßig eckige bis bogig begrenzte Einsprenglinge, die sich nur durch etwas größere Kornausbildung, nicht aber im Mineralbestand von der Tuffmatrix unterscheiden. Nur selten treten eckig-scherbige und lappig umgrenzte, bis 0,3 mm große und durch feinste Einschlüsse besonders von Karbonaten getrübe, stark magmatisch korrodierte Quarze mit Resorptionsbuchten auf. Einige Einsprenglinge führen reichlich Helglimmerschüppchen oder mikrokristalline Quarzpflaster. Die schwach pigmentierte, mikro- bis kryptokristalline Grundmasse besteht vor allem aus Quarz, Helglimmerschüppchen, daneben Kaolinit sowie feinverteilten Karbonaten. Akzessorisch sind Bitumen, opake Erzteilehen, Limonit, Leukoxen und Zirkon.

Im Hangenden folgt konkordant ein durchgehender, bis knapp 25 cm mächtiger Erzhorizont aus völlig in gelben „Antimonocker“ umgewandeltem, sehr feinkörnigem Antimonit. Dieser Erzhorizont besteht häufig aus mehreren parallelen, dünnen Erzlinsen. Diese sind mit wenige cm starken graphitischen Schiefern und Tuffen verwachsen und lassen im Verband mit den unter- und überlagernden Tuffen eine sedimentäre Schichtung klar erkennen.

Beim „Antimuan ocağı“ ist diesem Erzhorizont eine bis 12 cm dicke, allseitig von Erz umschlossene Tufflinse zwischengelagert (Abb. 9). Diese besteht aus einem dichten, cremefarbig-grauen, sehr gut erhaltenen Glastuff, der in grünlichgraue, feinkörnige Tuffe übergeht.

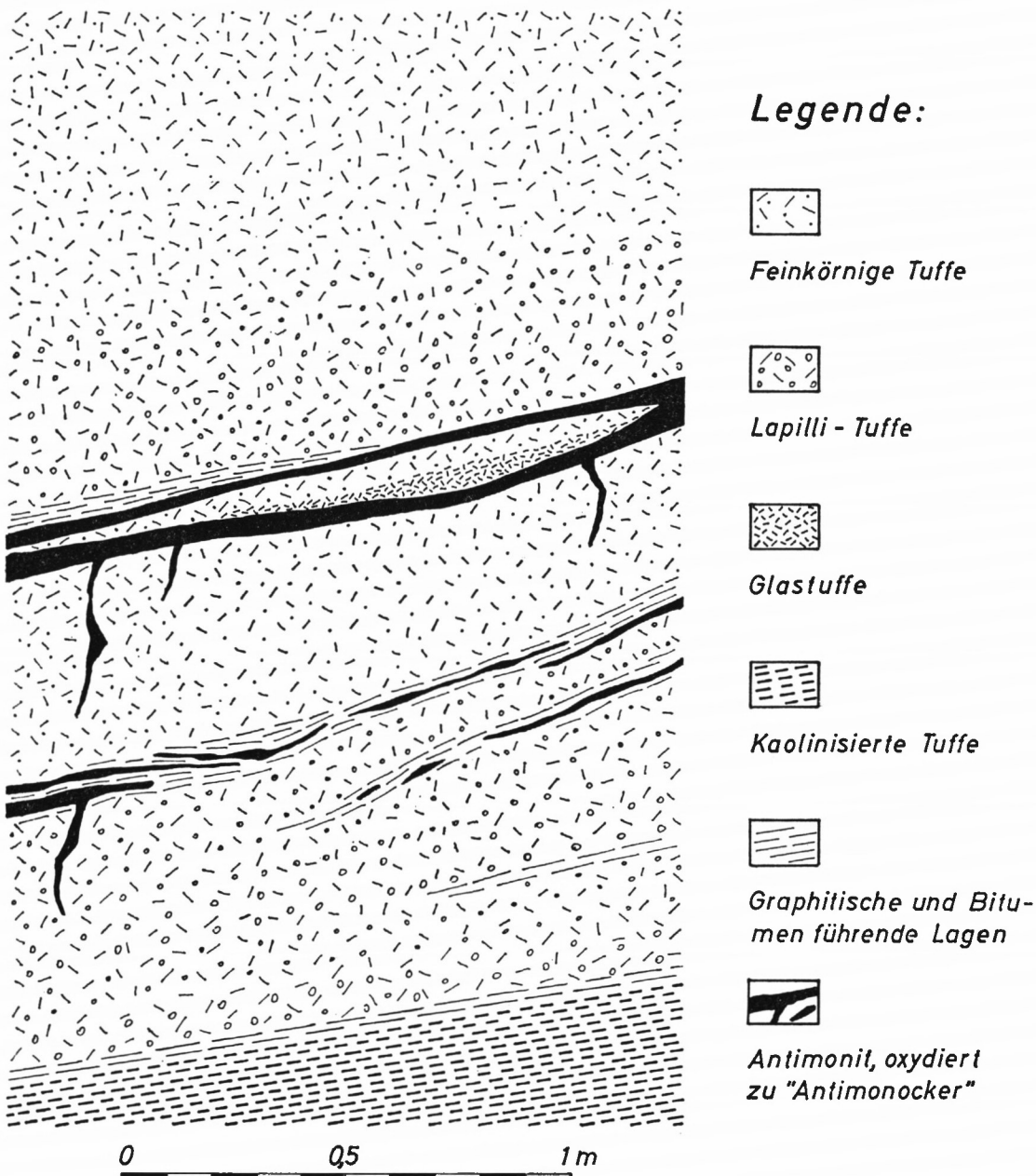


Abb. 9: Stoßaufnahme am „Antimuan ocağı“ südlich Alaşehir: Schichtige Antimonitlagen mit davon ausgehenden, diskordanten, umgelagerten Klufterzen in einer geschichteten, submarin abgelagerten Tuffserie mit graphitischen und Bitumen führenden Lagen.

In diesem Glastuff sind neben reichlich Quarz und Körnern von „Antimonocker“ sowie etwas Bitumen noch einzelne winzige, eckige bis bogig begrenzte, unzersetzte tuffogene Glasreste erhalten (Abb. 10, siehe Anhang). Der weitaus größte Teil dieser Glastuffe ist bereits entglast oder im Zustand der Entglasung. Dabei entsteht eine feinfilzige, farblose Masse eines blättchenförmigen Minerals, das eine Lichtbrechung $> 1,54$, $1' (+)$ und

sehr wahrscheinlich mäßige Doppelbrechung aufweist, sich infolge seiner geringen Korngröße von meist erheblich unter 0,005 mm, gelegentlich auch etwas größer, lichtoptisch nicht näher bestimmen ließ.

Beugungsaufnahmen am Kristalloflex, ausgeführt von den Herren Dipl.-Geol. E. DONDERER und Dipl.-Chem. W. MANN am Institut für Mineralogie der Technischen Hochschule München, ergaben einen breiten Halo für $2\vartheta = 17^\circ\text{--}26^\circ$, was ebenfalls auf Glasreste hindeutet, jedoch keine Reflexe für $d = 14 \text{ \AA}$.

Dieses bei der Entglasung entstehende feinfilzige Mineral ist vermutlich ein noch weitgehend fehlgeordnetes, farbloses Glied der Glimmergruppe. Auch in den Tuffen unter und über dem Glastuff sind Hellglimmer neben Quarz Hauptbestandteil.

Dem Erzhorizont folgen im Hangenden graue und rotbraune, stellenweise von graphitischen Bändern begleitete, bis einige dm mächtige Lapilli-Tuffe. Diese gehen in erzfreie, graue bis bräunlichgraue, bankige, recht einheitliche, mehrere m mächtige, feinkörnige Tuffe über.

Diese feinkörnigen Tuffe bestehen im wesentlichen aus einer mikro- bis kryptokristallinen, schwach in s geregelten Matrix aus Quarz, Hellglimmer und wenig fast farblosen bis schwach bräunlich pigmentierten, feinfilzigen, submikroskopischen Massen. Kleine, eckige und scharfkantig-splittrige Quarzkörner sind recht häufig, größere Eruptivquarzeinsprenglinge selten. Akzessorisch treten Bitumen, Leukoxen, Zirkon und Turmalin auf.

Die ganze Tuffserie wird konkordant überlagert von Dolomit und unvererzten Schiefern mit im wesentlichen Quarz, Muskovit, Albit und Chlorit (S. 59).

Der Verband deutlich schichtiger Antimonitlagen mit unter-, zwischen- und überlagernden, submarinen Tuffen, bituminösen Bändern und graphitischen Schiefern belegt die syngenetische, submarin-exhalativ-sedimentäre Entstehung dieser Antimoniterze.

c) In den Zinnererzen wurden die Erzminerale Zinner, Metacinnabarit, Pyrit, Ni-haltiger Pyrit und Markasit festgestellt. Die Erzführung läßt den schichtigen Aufbau des Tuffhorizontes häufig gut erkennen.

Der Zinner und der recht spärliche Metacinnabarit sind vorwiegend in grünlich-schwärzlichen, bituminösen Lagen sowie höchstens mehrere cm dicken, durch reichlich Bitumen und fein verteilten Schwefelkies oft dunkel gefärbten Bändern innerhalb der Tuffe imprägniert und in mm-starken Linsen angereichert. Diese geschiefertten Tuffe bestehen aus einer Folge hellgrauer bis dunkelgrauer Lagen und Linsen mit vorherrschend feinschuppigen Hellglimmern und Quarz. Teilweise sind sie fast weiß und stark kaoliniert, wie mit einer Thermodifferentialanalyse und mit Hilfe des Phasenkontrastverfahrens festgestellt werden konnte (Untersuchungen durch Herrn Dipl.-Geol. R. HEROLD).

Im „Zengin ocağı“ und im Gebiet 2 km SSW Alaşehir sind öfter bis mehrere cbm große, stark porige, durch Chlorit kräftig grün gefärbte, dolomitisch-kieselige Massen, die einen hohen Zinnergehalt in den Hohlräumen aufweisen.

Auffallend sind einige schwärzliche, bis 0,5 m mächtige, stark bituminöse Horizonte besonders im „Eski ocağı 2“. Diese führen ungewöhnlich reichlich bis faustgroße Schwefel-eisenknollen. Zinner und Metacinnabarit sind diffus verteilt, oft in Zwickeln und Rissen dieser Knollen stark konzentriert.

Markasit und Pyrit sind im gesamten Tuffhorizont häufig zusammen mit Bitumen angereichert. Besonders der Pyrit weist mannigfaltige Formen vor allem mit Gelbtexturen auf. Diese zeigen große Ähnlichkeit mit Pyritvererzungen in anderen submarin-extrusiv-sedimentären Lagerstätten wie z. B. Rammelsberg (RAMDOHR 1953) und Rio Tinto (STRAUSS 1965). Neben hypidiomorphen Körnern finden sich Knöllchen mit zentraler Schrumpfung und Zerkleinerung, gelegentlich von spießigem Markasit

radial umwachsen. Vielfältig gestaltet sind rhythmische Gebilde mit feinporigem Kern und mehrfachen konzentrischen Krusten oder kompaktem Außensaum; mitunter werden auch mehrere Kristallisationszentren von lockeren, gemeinsamen Außenschalen umhüllt. Sehr spärlich sind konzentrische Gebilde aus abwechselnd feinkörnigem, radialstrahligem Markasit und Pyrit in feinsten Verwachsung. Verbreitet sind zarte, häufig zerbrochene, skelettförmige Pyritkrusten, oft nach den Würfelflächen gewachsen, in vielfachem rhythmischem Wechsel. Diese werden gelegentlich noch von derben Krusten aus Pyrit, untergeordnet Markasit umgeben. Nesterweise finden sich Pyritkügelchen mit einem lockeren Saum aus feinstem, radialem Pyrit.

Besonders in Einbuchtungen am Rande von Schwefeleisenknöllchen ist konzentrisch-schaliger, feinkristalliner Pyrit und Ni-haltiger Pyrit häufig. Hypidiomorphe Pyrit-, wesentlich seltener Markasitkerne werden von Ni-führenden Zonen rhythmisch umwachsen. Erzmikroskopisch können diese Ni-führenden Pyrite von Bravoiten nicht unterschieden werden. Untersuchungen mit der Elektronenmikrosonde durch Herrn Priv.-Doz. Dr. D. D. KLEMM ergaben jedoch nur geringe Ni-Gehalte, weshalb die Bezeichnung Ni-haltiger Pyrit dem Namen Bravoit vorgezogen werden muß.

d) Bei Punkt R ⁶_{31 120}, H ⁴²_{43 900} treten über geringmächtigen, kaolinisierten Tuffen mehrere schwach mit Zinnober vererzte, dünne Gipslagen auf (S. 59), deren feinschichtig angereichertes Bitumen randlich oft von Graphitsäumen umgeben ist. Sie sind verwachsen und überzogen mit bis 12 mm dicken, zerbrochenen, feinerhythmischen, gelförmigen Erzkrusten aus feinkörnigem Zinnober und spurenhafte rhythmisch zwischengelagertem Metacinnabarit (vgl. A. MAUCHER & R. HÖLL). Für diese Gipslagen samt ihrer Bitumen- und Erzführung ist eine syngenetisch-submarine, oberflächennahe Bildung zu fordern.

e) Die rezente Bildung von feinnadeligem Antimonit im Schlamm des Arap dere, 50 m oberhalb der Brücke bei der alten Mühle bei R ⁶_{31 520}, H ⁴²_{43 860} weist große Ähnlichkeit mit den gegenwärtig sich abscheidenden Antimoniterzen in Bachablagerungen bei Oğrulca (S. 102) auf.

III. DAS HG-VORKOMMEN HABIBLER

1. Geographische Lage

Das kleine Dorf Habibler liegt 18 km Luftlinie SW Tire im Gebirge zwischen dem Großen Menderes und dem Kleinen Menderes. Die beiden Erzhorizonte finden sich am Eşek tepe, einem Hügel 1,5 km bis 2 km östlich Habibler, rund 550 m über dem Meeresspiegel.

2. Geologischer Rahmen

Das Gebiet um den Eşek tepe wird aus einer den „Graphitschiefer-Serien“ im Sinne von SCHÜLING (1962) zugehörigen Folge von Serizit-Chlorit-Schiefern, Quarz-Serizit-Schiefern und Quarziten sowie wenigen, geringmächtigen, unreinen, marmorisierten Kalklinsen und den beiden schichtparallelen Erzhorizonten aufgebaut.

Nördlich des Eşek tepe folgen jenseits einer WNW-ESE verlaufenden Störung die höchsten Teile dieser „Graphitschiefer-Serien“ mit reichlich graphitischen Schiefern und einigen metamorphen Konglomeratlinsen (S. 56). Diskordant überlagert ein grobkristalliner, bis 150 m mächtiger Marmorhorizont, der auch unmittelbar westlich des Ortes Habibler ansteht und mit der karbonisch-permischen Göktepe-Formation verglichen wird (S. 58).

Eine intensive Faltung ist im Gebiet östlich Habibler nicht nachweisbar. Die weitgeschwungenen Sättel und Mulden streichen bevorzugt NNE–SSW und weisen auf eine schwache Einengung in der ESE–WNW-Richtung hin. Der Eşek tepe bildet eine flache Mulde, deren Achse mit 30° – $35^{\circ}/5^{\circ}$ – 15° NNE abtaucht.

Die Bruchtektonik ist durch die deutlich vorherrschend WNW–ESE bis NW–SE ziehenden Störungen gekennzeichnet.

3. Das Erzvorkommen

3.1 Allgemeines

Über dieses Vorkommen liegen bis jetzt nur zwei fast identische Berichte von WEISS (1901 a und b) vor, der einen 15–25 cm mächtigen „Gang“ im „Thonschiefer“ sowie Zinnober auf Klüften in der Nachbarschaft dieses „Ganges“ an vereinzelt, teilweise mehrere 100 m voneinander entfernt liegenden Stellen erwähnt.

Der von WEISS beschriebene, über 70 Jahre alte, 12 m tiefe Schacht ist nicht mehr zugänglich. Ein alter, kurzer Stollen unter dem oberen Erzhorizont an der N-Seite des Eşek tepe führt nur Kluft-erze. Um einen Einblick in die Vererzung zu gewinnen, wurde an beiden Erzhorizonten je ein kurzer Schurf angelegt.

3.2 Beschreibung und genetische Deutung

a) Es treten zwei parallele, schicht- und schieferungskonkordante, prätektonische Erzhorizonte auf, die durch 10–12 m mächtige Quarz-Serizit-Schiefer und Quarzite getrennt sind.

b) Der untere Erzhorizont ist der von WEISS beschriebene „Gang“ im „Thonschiefer“, der durch den alten Schacht angefahren wurde. Er wird bis zu 45 cm mächtig, ist aber nur auf der Ostseite des Eşek tepe und auf dem unmittelbar nach Osten anschließenden kleinen Höhenrücken entwickelt und endet rasch durch schichtkonkordantes Vertauben.

Der an der Oberfläche tiefgründig verwitterte, ausgelaugte und limonitisierte Erzhorizont hebt sich durch seine grauschwarze Färbung von den umgebenden, hellen Quarz-Serizit-Schiefen und Quarziten deutlich ab. Der Zinnober ist in diesem bituminösen Horizont stark umgelagert und tritt auch in unmittelbar darunterliegenden Klüften auf.

Stellenweise folgen im Hangenden geringmächtige, sehr unreine, hellgraue bis schwarzgraue, überwiegend feinschichtige, marmorisierte Kalklinsen. An deren Basis finden sich mitunter Strukturen, die an ehemalige organische Reste erinnern, jedoch nicht mehr mit Sicherheit als solche erkennbar sind.

c) Der obere Erzhorizont wird bis 2,5 m mächtig und läßt sich rings um den Eşek tepe und dem südlich und südöstlich angrenzenden Gebiet infolge seiner großenteils dunkelgrauen bis blauschwarzen Färbung sehr gut im Gelände verfolgen.

Dieser Horizont besteht aus Feinschichten bis groben Bänken sowie Linsen verschiedener Größe in innigster Verzahnung und vielfacher Wechsellagerung. Vorherrschend sind von Karbonaten und Quarz durchsetzte, graphitische Lagen sowie feinkörnige, gelbbraune bis graubraune Karbonate mit vorwiegend sideritisch-dolomitischen Chemismus in dünnen Schichten, Linsen, Knollen und Bänken. Sehr reichlich treten schichtige Quarzpflaster mit wechselnder Karbonatführung sowie spärlich Muskovit und gelegentlich feinschuppigen Chloritaggregaten auf.

Für die sedimentäre Entstehung dieses Horizontes sprechen nicht nur die Schichtkonkordanz über ein mehr als 0,5 km² großes Gebiet, sondern auch die Feinschichtung bis Bankung. Stellenweise ist der Erzhorizont vor allem in graphitischen Partien intensiv zerschert und mylonitisiert.

Erzminerale sind Zinnober und Pyrit. Spektralanalytisch konnte Herr Dipl.-Geol. H. WOLF noch Spuren von Sb und W nachweisen. Makroskopisch ist Zinnober im oberen Erzhorizont nur sehr selten auf Klüftchen feststellbar. Mikroskopisch erweisen sich die bituminösen Schichten als ganz spärlich von einzelnen Zinnoberkörnern zusammen mit ebenfalls sehr wenig Pyrit durchsetzt. Der Hg-Gehalt einer Probe lag unter 0,003% Hg (Spektralanalytische Bestimmung durch Herrn Prof. Dr. E. PREUSS). Unmittelbar unter dem Erzhorizont sind in klüftigen Quarz-Serizit-Schiefern und Quarziten dünne Klüfttapeten mit Limonit und Zinnober makroskopisch häufiger erkennbar.

IV. DAS HG-VORKOMMEN ÇAMLIÇA

1. Geographische Lage

Das in 350–400 m Meereshöhe gelegene Dorf Çamliça findet sich knapp 20 km südlich von Ödemiş. Die Ausbisse des schieferungsparallelen, schichtkonkordanten Erzhorizontes sind von 200 m bis 1600 m NW sowie von 700 m bis 1200 m NNE dieses Dorfes gut aufgeschlossen.

2. Gesteinsaufbau und Tektonik

Das Liegende und Hangende des Erzhorizontes ist einheitlich aus einer mächtigen Glimmerschieferserie aufgebaut, welche den von SCHÜLING (1962) beschriebenen „Graphitschiefer-Serien“ (S. 54) zugehört.

Das ganze erzführende Gebiet wird von einer flachen, NNW–SSE ziehenden Mulde eingenommen.

Schwach ausgeprägt ist die Bruchtektonik mit streichenden Verwerfungen von wenigen m Sprunghöhe.

3. Das Erzvorkommen

3.1 Literaturübersicht

WEISS (1901 b) erwähnte Zinnober in einem 200 m von Çamliça entfernten Stollen, 900 m über dem Meeresspiegel. Diese Angaben stimmen jedoch mit den tatsächlichen geographischen Verhältnissen bei Çamliça in keiner Weise überein, so daß offensichtlich eine Verwechslung mit einem anderen Vorkommen vorliegt.

Eine knappe Darstellung dieses Erzvorkommens bringt ATABEK (1932).

3.2 Beschreibung und genetische Deutung

a) Der schichtkonkordante Erzhorizont hebt sich durch seine hellgraue bis blaugraue Farbe mit gelegentlich schwach violetter Tönung sehr auffallend von den umgebenden, graubraunen Glimmerschiefern weithin ab. Er schwankt in seiner Mächtigkeit von wenigen m bis 15 m auch auf kurze Entfernungen sehr stark.

Der lithologisch nicht völlig einheitliche, aus einzelnen Lagen und Linsen aufgebaute Erzhorizont ist durchgehend kräftig verschiefert. Infolge seiner Plastizität ist das mürbe Gestein tektonisch meist intensiv im mm- bis m-Bereich zerschert und mylonitisiert worden, während die umgebenden Glimmerschiefer meist ungestört sind. Häufig findet sich ein hoher Gehalt an Quarz und Helleglimmer neben Resten stark zersetzter saurer Plagioklase. Baueritisierter Biotit und wenig Chlorit sind nur lagenweise

etwas angereichert; ganz untergeordnet treten aktinolithische Hornblende und Epidot auf. Mit dem Phasenkontrastverfahren wurde in einigen Lagen reichlich Kaolinit nachgewiesen. Akzessorien sind Leukoxen sowie spärlich Turmalin und Apatit.

Infolge der metamorphen Überprägung und der Mylonitisierung läßt sich auf licht-optischem Wege das Ausgangsgestein des Erzhorizontes nicht mehr sicher ermitteln.

b) Erzminerale sind makroskopisch im Erzhorizont nirgends zu beobachten; mikroskopisch ist Zinnober in vereinzelten Körnern erkennbar. Herr Prof. Dr. E. PREUSS bestimmte den Gehalt einer Probe mit 0,01–0,3% Hg.

Nach ATABEK (1932) konnte in Bachablagerungen spektralanalytisch neben Hg auch Sb nachgewiesen werden.

c) Das Vorkommen Çamliça ist mit Sicherheit kein epigenetisch-hydrothermales Gangvorkommen. Gegen eine hydrothermal-metasomatische Bildung sprechen insbesondere die Schichtkonkordanz des mehr als 1 km² Fläche bedeckenden, einheitlich mit dem Nebengestein verfalteten Erzhorizontes, der im Liegenden und Hangenden von gleichartigen Glimmerschiefern begleitet wird, ohne daß irgendwo ein „Stauhorizont“ erkennbar wäre.

Für die genetische Beurteilung dieses Vorkommens sind Vergleiche mit anderen Hg- und Sb-Vorkommen im Menderes-Massiv wesentlich. Ungewöhnlich groß ist die lithologische Ähnlichkeit des Erzhorizontes bei Çamliça mit den zugehörigen Nebengesteinen der Sb-Lagerstätte Emirli (S. 66f.) und der Hg-Lagerstätte Haliköy (S. 66f.), 15 bzw. 20 km Luftlinie östlich von Çamliça, sowie mit einigen Lagen des Tuffhorizontes der Hg- und Sb-Lagerstätte Alaşehir (S. 58ff.).

V. DIE HG-LAGERSTÄTTE HALIKÖY UND DIE SB-LAGERSTÄTTE EMIRLI

Diese beiden 5 km voneinander entfernten Lagerstätten südöstlich der Stadt Ödemiş wurden im Rahmen der Untersuchungen der türkischen Sb- und Hg-Vorkommen durch das Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München von R. Ö. ÇÖTELI (1965) und H. THALENHORST (1965) bearbeitet. Die Ergebnisse liegen in zwei Diplomarbeiten vor. Ich selbst hatte mehrfach Gelegenheit, diese Lagerstätten zu besichtigen.

Bei Emirli treten diskordante Gänge und drei schichtkonkordante, Antimonit-führende Lagen zwischen mächtigen, den „Graphitschiefer-Serien“ SCHUILINGS (1962) zugehörigen Glimmerschiefern und Quarziten auf, die nach THALENHORST der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies (WINKLER 1965), also der höchsttemperierten Subfazies der Grünschieferfazies zuzuordnen sind. Diese Gesteine sind somit stärker metamorph als die mehr oder minder altersgleichen Äquivalente bei der 40 km Luftlinie NE liegenden Hg- und Sb-Lagerstätte Alaşehir und bei Habibler.

Zwischen Haliköy und Beyköy findet sich eine etwa 6 km lange, Zinnober-führende Zone. Sie ist in ihrem Ostteil, bei Küre und Beyköy, im ungestörten Verband als geringmächtiger, schwach vererzter Horizont Glimmerschiefern schicht- und schieferungsparallel eingelagert. Im Westteil, bei der Grube Haliköy, wird diese dort mächtiger entwickelte Zone ebenfalls von Glimmerschiefern unterlagert. Ihre Begrenzung im Hangenden ist jedoch tektonischer Natur; Zweiglimmeraugengneise des Basis-Komplexes des Menderes-Massivs sind mit 105°–115°/45°–55° N dem Erzhorizont aufgeschoben.

Das primäre Ausgangsgestein der schichtigen, mürben, bläulichgrauen, erzführenden Horizonte von Emirli und Haliköy ist nicht mehr mit Sicherheit bestimmbar; wahrschein-

lich handelt es sich um submarin abgelagerte Tuffe. Auffallend ist ihre große Ähnlichkeit mit einigen Lagen im erzführenden Tuffhorizont bei Alaşehir (S. 59ff.), dem schichtigen, vererzten Horizont von Çamlıca (S. 65f.) sowie dem Hg-Vorkommen Habibler (S. 63f.), die alle in gleichaltrigen Nebengesteinen liegen. An den engen genetischen Beziehungen dieser Sb- und Hg-Vorkommen zueinander kann kein Zweifel bestehen.

VI. DAS HG-VORKOMMEN TÜRKÖNÜ

Dieses kleine, in der Literatur noch nicht erwähnte Quecksilbervorkommen von Türkönü weicht von den oben behandelten Hg- und Sb-Vorkommen des Menderes-Massivs deutlich ab. Es liegt im hochkristallinen, basalen Gneiskomplex des Menderes-Massivs (S. 55 und S. 58).

1. Geographische Lage

Rund 700 m Luftlinie ESE des an der Straße Ödemiş-Beydağ gelegenen Ortes Türkönü, etwa 8 km ESE von Ödemiş, ist die Zinnobervererzung am Ende eines alten, 20 m langen Untersuchungsstollens gut aufgeschlossen (Kartenblatt IZMIR-L20-d1; Maßstab 1:25 000; R 592 950, H 4228 050).

2. Gesteinsaufbau und Tektonik

Das erzführende Gebiet nordöstlich Türkönü wird aus mittel- bis grobkörnigen Zweiglimmer-Augengneisen aufgebaut mit einem Mineralbestand aus Quarz, Plagioklas (Albit und Oligoklas), Kalifeldspat, Muskovit, Biotit, Leukoxen, Apatit, Turmalin und opaken Erzen. Das Gefüge ist granoblastisch. Einige Quarzitbänke sind konkordant zur Schieferung eingelagert. Die präordovizischen, wahrscheinlich präkambrischen Ausgangsgesteine (S. 58) waren sicher Sedimente, wahrscheinlich Pelite mit zwischengelagerten Quarzsandlagen. Ähnliche Verhältnisse fand THALENHORST (1965) im 5–7 km südlich gelegenen Gebiet.

Die Gneise bilden eine schmale, 125° – 145° streichende Mulde mit mittelsteil bis steil stehendem SSW-Flügel und fast saiger stehendem NNE-Flügel. Diese Mulde hebt sich knapp 100 m nordwestlich des Stollens heraus und taucht mit 10° – 35° ESE ab.

Die meist steilen Verwerfungen mit Versetzungsbeträgen von einigen m weisen bevorzugte Streichwerte von 125° – 160° sowie 35° – 60° auf.

3. Das Erzvorkommen

In den Gneisen tritt parallel zur Schieferung eine maximal 2,5 m, überwiegend aber weniger als 1 m mächtige, stark kieselige, erzführende Zone auf, die im Gelände stellenweise als Härtling herauswittert. Sie ist im umlaufenden Muldenstreichen im WNW entwickelt und am südsüdwestlichen Muldenflügel über 150 m nach ESE zu verfolgen.

U. d. M. erweist sich diese erzführende Zone als völlig mylonitisiert. Im feinkörnigen Zerreibsel liegen vor allem undulös auslöschende Quarzbruchstücke, reichlich serizitisierte Feldspatfragmente sowie untergeordnet zerfaserter und verquetschter Muskovit. Posttektonisch erfolgte eine Serizitisation.

Das primäre Ausgangsgestein dieser kieseligen, erzführenden Zone ist wegen der intensiven Mylonitisierung nicht mehr erkennbar. Die monomineralische Erzführung zeigt schwache Zinnerimprägnationen mit allotriomorphen, bis 0,2 mm großen Körnern.

Mobilisierte Zinnererze in den unmittelbar umgebenden Gneisen als Tapeten auf Gesteinsrissen und in Form feiner Imprägnationen in Ruschelzonen sind verbreitet, wie sich im Untersuchungsstollen nachweisen läßt.

Über die Entstehung dieses Zinnervorkommens von Türkönü sind keine näheren Aussagen möglich; vielleicht handelt es sich um eine alte (? gotlandische) Zufuhrspalte im basalen Gneiskomplex des Menderes-Massivs.

VII. ERGEBNISSE

Für die Hg- bzw. Sb-Vorkommen Alaşehir, Haliköy, Emirli, Çamlica und Habibler ist nach allen Befunden gleiche Genese zu fordern. Sie treten in einem 80 km langen, ENE-WSW gerichteten Gebietsstreifen auf und sind einheitlich den „Graphitschiefer-Serien“ im Sinne von SCHÜLING (1962) schichtkonkordant zwischengelagert. Der Hg- und Sb-Lagerstätte Alaşehir, für die zwingend eine submarin-exhalativ-sedimentäre Entstehung gefolgert werden muß, kommt dabei eine entscheidende Schlüsselstellung zu.

Die stratigraphische Position der Erzvorkommen Haliköy, Emirli und Çamlica innerhalb der „Graphitschiefer-Serien“ ist nicht genau zu ermitteln. Dagegen liegen die Vorkommen von Alaşehir und Habibler mit Sicherheit im hangenden Teil der „Graphitschiefer-Serien“, in dem bereits die Verflachung und Heraushebung des ordovizisch bis mittelgotlandischen Sedimentationsbeckens und das Herannahen der präobergotlandischen Faltung erkennbar ist. Diese Erzvorkommen sind daher nicht nur genetisch, sondern auch in ihrem Alter den Antimonitvorkommen auf Chios (S. 15ff.) und der Hg-Lagerstätte Karareis auf Karaburun (S. 41ff.) gleich, mit großer Wahrscheinlichkeit unter- bis mittelgotlandisch. Sie sind etwas älter als die obergotlandischen Hg-Lagerstätten Kalecik auf Karaburun (S. 29ff.) und Mudarli in Bithynien (S. 46ff.).

Im ostägäisch-westkleinasiatischen Raum zwischen Chios und Alaşehir treten in unterschiedlich metamorphen Gesteinen eine Reihe von submarin-exhalativ-sedimentären Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation auf, die zeitlich an das Gotlandium gebunden sind.

Die Entstehung des in präordovizischen, sehr wahrscheinlich präkambrischen Gneisen liegenden Hg-Vorkommens Türkönü ist noch unklar; vielleicht handelt es sich um eine alte (? gotlandische) Förderspalte.

VIII. ANHANG

Nach der Beendigung der Geländearbeit wurden mir noch folgende, teils erst im Jahre 1965 entdeckte Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation im Menderes-Massiv bekannt:

1. Ein Hg-Vorkommen in Schwarzschiefern bei Izmir.
2. Das Hg-Vorkommen Uzgur, 6 km Luftlinie östlich des Hg-Vorkommens Habibler (S. 63ff.). Dieses Vorkommen wurde von mir im Sommer 1965 ganz kurz angesehen.

Es gleicht den beschriebenen schichtgebundenen Erzvorkommen in den Graphitschiefer-Serien des Menderes-Massivs.

3. Sb-Vorkommen südöstlich Tire zwischen Tire und Çamliça (S. 65f.).
4. Hg-Vorkommen bei Mendegüme, rund 10 km Luftlinie südlich Çamliça.
5. Sb-Vorkommen rund 15 km Luftlinie nordöstlich Nazilli bei Yayla Kavacik.

Diese in vorliegender Arbeit nicht weiter verwerteten Vorkommen ordnen sich in ihrer geographischen Lage dem Zug der bearbeiteten Sb- und Hg-Lagerstätten zwischen Chios und Alaşehir in dem rund 240 km langen und bis etwa 30 km breiten, erzführenden Gebietsstreifen ein.

c) VORKOMMEN IN BIOSTRATIGRAPHISCH NICHT BELEGTE EPIMETAMORPHEN SEDIMENTEN DES ALTPALÄOZOIKUMS

I. DAS SB-VORKOMMEN DEMIRKAPI

1. Geographische Lage

Das Dorf Demirkapi liegt an der Straße Balıkesir-Bursa, 29 km NE Balıkesir. Das Antimonitvorkommen findet sich beiderseits des Ayrikli dere, knapp 1 km südlich des Dorfes Demirkapi.

2. Geologischer Rahmen

Das hügelige Gebiet südlich Demirkapi wird aus einer Folge von Paragesteinen verschiedenen Metamorphosegrades aufgebaut.

Einige km südlich des Erzvorkommens treten auch Andesite auf.

2.1 Epimetamorphe Schiefer-Serie und Bändermarmor von Danaveli

Die ältesten, aus tonig-klastischen Sedimenten hervorgegangenen Gesteine, mit parallelem Schichtungs- und Schieferungs-s, sind stark verfaltete und verfältelte, fossilere Serizit-Chlorit-Schiefer, Phyllite, Quarzphyllite und Quarzite. Die im Gebiet südlich Demirkapi aufgeschlossene Mächtigkeit dieser Serie beträgt mindestens 300 m. In ihrem oberen Teil liegt der einheitlich mitverfaltete, schichtkonkordante Erzhorizont.

Wie bereits dargelegt wurde (S. 30; S. 55ff.), sind die einförmigen, karbonatfreien, epi- bis mesozonalen Gesteinspakete Westanatoliens wohl größtenteils nicht dem Devon, sondern dem Ordovizium bis Mittel-Gotlandium zugehörig. Sie haben höheres Alter als der im Gebiet von Danaveli, 3 km SE Demirkapi, diskordant überlagernde, nur reliktsch erhaltene, stark verfaltete Bändermarmor. Dieser bis 40 m mächtige Bändermarmor, der vielleicht dem obergotlandischen Kalk von Kalecik und dem kalkigen Ober-Gotlandium im Raume Istanbul altersgleich ist, liegt diskordant unter anchimetamorphem, fossilbelegtem Ober-Karbon.

2.2 Ober-Karbon bis Ober-Perm

Im erzführenden Gebiet südlich Demirkapi werden die abgetragenen Falten der epimetamorphen Schiefer-Serie, bei Danaveli die Bändermarmore, diskordant von anchi-

metamorphen, über 200 m mächtigen Tonschiefern, Sandsteinen, Grauwacken, Konglomeraten, Kieselschiefern, Arkosesandsteinen, Diabasen und wenigen geringmächtigen Kalkhorizonten überlagert.

Stratigraphisch rund 30 m über der Basis dieser Serie westlich des Erzvorkommens konnte

Pterinopecten papyraceus (SOWERBY)

gefunden werden, ein im Ober-Karbon weitverbreitetes Fossil.*

DESSAUVAGIE & DAĞER (1963) konnten bei Bozviran westlich Balıkesir sogar noch oberes Unter-Karbon biostratigraphisch belegen.

Das Hangende dieser Serie wird von etwa 8 m mächtigen Kalksandsteinen und sandig-mergeligen Kalken gebildet, die 1,5 km WSW des Erzvorkommens bei R 591 670, H 4405 750 folgende Fauna führten:*

Schwagerina sp.
? *Paraschwagerina*
? *Parafusulina*

Das Alter dieser Fauna ist bereits permisch; die ? *Paraschwagerina* und das Fehlen von *Polydiexodina* deuten auf Unter-Perm hin.

Konkordant folgt eine mitunter von schwach anchimetamorphen, bunt gefärbten Tonschiefern durchsetzte, fast immer massige, stark brekziöse, graue, teilweise auch schmutzig-rot und dunkelgrau gefärbte Kalkserie. Diese Kalke enthalten:*

Polydiexodina sp.

Diese Gattung ist für das Ober-Perm leitend.

2.3 Tertiär

Südöstlich von Demirkapi finden sich in größerem Umfang Gips und Bormineralien (Pandermit) führende limnische Ablagerungen.

2.4 Tektonik

Die epimetamorphe Schiefer-Serie liegt bei Danaveli mit einem NNW-SSE-Streichen der Faltenachsen diskordant unter dem Bändermarmor. Wahrscheinlich verbirgt sich hier ein Äquivalent der jungkaledonischen Faltung auf Chios und Karaburun (S. 21f., S. 33 und S. 42) bzw. im Raume Istanbul (S. 50).

Der Bändermarmor wird bei Danaveli stellenweise deutlich diskordant vom Ober-Karbon überlagert; dieser Befund läßt auch altvariszische tektonische Bewegungen (? bretonische Phase) als möglich erscheinen.

Bei Demirkapi, wo der Bändermarmor fehlt, liegt zwischen der epizonalen Schiefer-Serie und dem diskordant auflagernden, anchimetamorphen Ober-Karbon eine scharfe Winkeldiskordanz und ein deutlicher Unterschied des Metamorphosegrades. Das geringmächtige Transgressionskonglomerat 70 m westlich des Ayrikli dere mit 20°/55° W liegt diskordant auf den epimetamorphen Schiefern mit vorherrschend 155°-165°/15°-30° W. Da DESSAUVAGIE & DAĞER (1963) bei Bozviran noch oberes Unter-Karbon nachweisen

* Die Fossilbestimmungen wurden von Herrn Dr. U. PFLAUMANN durchgeführt.

konnten, müssen Faltung und Metamorphose sicher älter als oberkarbonisch sein. Sie sind wohl altersgleich der Diskordanz zwischen Schiefer-Serie und Bändermarmor im Gebiet von Danaveli, wahrscheinlich jungkaledonisch.

Die oberkarbonisch-permische Gesteinsfolge bei Demirkapi wurde in weitgeschwungene, NNE-SSW bis NE-SW ziehende Falten gelegt.

Die Verwerfungen streichen bevorzugt N-S bis NNE-SSW.

Die tertiären limnischen Sedimente liegen fast horizontal und sind tektonisch kaum mehr beansprucht.

3. Das Erzvorkommen

3.1 Allgemeines

Das verkehrsmäßig günstige Vorkommen wurde wiederholt kurzzeitig in Produktion genommen. Die teilweise über 100 Jahre alten Schächte sind ausnahmslos abgesoffen und verschüttet, die Stollen höchstens wenige m begehbar, dann verstürzt oder mit Wasser gefüllt. Nur an einem Stolleneingang (Blatt BALIKESIR-I 20-a4, Maßstab 1 : 25 000; R 593 050, H 4406 150) ist der Erzkörper gut aufgeschlossen.

Eine Vorstellung über den früheren Abbau konnte durch Einblick in eine alte Grubenkarte gewonnen werden.

Die ältesten Mitteilungen über dieses Vorkommen stammen von WEISS (1901 a und b), welcher Quarzlinsen und kleine Antimonitlinsen „im Thonschiefer, der bisweilen Graphit führt“, beschreibt. SPEIDEL (o. J.) erwähnt „gneisartige Schiefer“, in denen er „Antimoniterz in mulmiger Ausbildung“ beobachten konnte. Kurze Bemerkungen über dieses Vorkommen liegen noch von FLIEGEL (1917–1918) und LUCIUS (1933) vor. RYAN (1960) und VAN DER KAADEN (1963) bringen knappe Zusammenfassungen.

3.2 Beschreibung und Genese des Vorkommens

Die streng horizont- und faziesgebundene Erzführung ist beschränkt auf einen schichtkonkordanten, gemeinsam mit dem Nebengestein verfalteten, in den gegenwärtig zugänglichen Stollenteilen im Durchschnitt 1 m, maximal 1,5 m mächtigen Erzhorizont im obersten Teil der epimetamorphen Schiefer-Serie.

a) Der Erzhorizont zieht sich knapp 1 km südlich Demirkapi beiderseits des N-S gerichteten Ayrikli dere in einem schmalen, 250 m langen Gebietsstreifen hin. Die Vererzung ist an einem Sattel, dessen Achse etwa im Bett dieses Baches verläuft, herausgehoben. Sie wird begleitet von einer fast parallel verlaufenden Störung, die den Ostteil einschließlich des Erzhorizontes um 25–35 m absetzt, so daß dort der Erzkörper in den Schächten in 25–32 m Teufe erreicht wurde, während er am Westhang unmittelbar über dem Bachbett ausbeißt.

Der Erzhorizont besteht aus einer innig verzahnten Folge dünner Lagen und Linsen. Sehr kennzeichnend ist sein hoher Anteil an häufig zerscherten Graphitschieferbändern. Fast rein quarzige Schichten und Linsen gehen durch Zunahme von Serizit und graphitischer Substanz in graphitische Serizitschiefer und Graphitschiefer über. Bei wechselndem Gehalt an Karbonaten mit überwiegend dolomitisch-sideritischem Chemismus bildeten sich karbonatische Quarzlagen und kieselige Karbonatbänder. Am rhythmischen Gesteinswechsel ist meist eine Feinschichtung erkennbar.

Gelegentliche schwache Diskordanzen an der Grenze zwischen den sehr graphitischen Erzkörpern und dem Nebengestein mit Gleitflächen- und Brekzienbildung versetzen und zerbrechen meist auch den Erzhorizont in geringem Ausmaß und sind damit jünger als die Vererzung.

Der Erzhorizont ist kein epigenetisch-hydrothermal Gang und kann auch nicht als Gangschar betrachtet werden.

b) Das Erz findet sich überwiegend in einzelnen nur wenige cm, oft auch nur einige mm mächtigen, schichtparallel übereinander gelagerten Linsen im Erzhorizont. Diese sind stets mit der sedimentären Gangart verzahnt und verwachsen, werden höchstens einige m lang und enden durch konkordantes Vertauben. In einzelnen Lagen kam es nicht zur Ausbildung von Derberzen, sondern nur zu einer starken Imprägnation mit feinkörnigem Antimonit.

c) An Erzminerale finden sich Antimonit und wenig Pyrit, daneben reichlich sekundärer „Antimonocker“. In Spuren wurden Zinnober, Covellin und Arsenkies festgestellt.

Der Antimonit ist mit Ausnahme grobkristalliner, umgelagerter Klufterze feinkörnig, weist jedoch stets starke mechanische Beanspruchung und Deformation mit Zerknitterungslamellen und undulöser Auslöschung auf. Sehr reichlich sind Umlagerungen im Mikrobereich; sedimentäre Gefüge sind deshalb nur noch im Makrobereich erhalten. Der meist nur spärliche, randlich oft oxydierte Pyrit tritt in hypidioromorphen Kornaggregaten und in Knöllchen auf.

II. DIE SB-VORKOMMEN SÜLÜKLÜ-EYMR

1. Geographische Lage

Das Dorf Sülüklü liegt in einem hügeligen, vegetationsreichen Gebiet 15 km Luftlinie östlich Inegöl (Vilayet Bursa), nordöstlich des Uludağ-Massivs. Der Ort Eymir befindet sich 5 km SW Sülüklü.

2. Geologischer Rahmen

Der stratigraphische Aufbau im Raume Sülüklü ist sehr ähnlich demjenigen bei dem rund 150 km Luftlinie WSW gelegenen Demirkapi (S. 69f.). Auf einer altpaläozoischen, epimetamorphen Schiefer-Serie folgen diskordant anchimetamorphe Schiefer, aus denen konkordant oberpermische Kalke hervorgehen.

2.1 Epimetamorphe Schiefer-Serie

Die ältesten Gesteine, in einer Mächtigkeit von mehreren 100 m aufgeschlossen, sind intensiv verfaltete und verfältelte, fossilere Chlorit-Serizit-Schiefer, Phyllite, Quarzphyllite, Quarzite und Grauwacken sowie untergeordnet Konglomerate, Grünschiefer und sehr spärlich Marmorlinsen.

Ihr genaues Alter ist unbekannt; von den überlagernden jungpaläozoischen Gesteinen sind sie durch eine scharfe Diskordanz und einen Sprung im Metamorphosegrad getrennt. Ein Vergleich mit der ordovizisch-mittelgotlandischen Gesteinsserie Westanatoliens und im Raume Istanbul läßt gleiches Alter wahrscheinlich erscheinen.

Der schichtgebundene Erzhorizont ist im höheren Teil dieser Serie entwickelt.

Westlich Sülüklü sind mehrfach Asbest-führende Serpentine an N-S gerichteten tektonischen Bewegungsbahnen hochgepreßt.

2.2 Ober-Karbon (?) und Perm

Wenige km westlich Sülüklü wird die epimetamorphe Schiefer-Serie diskordant von einer anchimetamorphen Gesteinsfolge mit Tonschiefern, Sandsteinen, Grauwacken, Kon-

glomeraten und geringmächtigen Kalkhorizonten überlagert. Dieses Gesteinspaket weist eine ungewöhnlich große fazielle Ähnlichkeit mit dem Ober-Karbon bis Unter-Perm bei Demirkapi auf (S. 69f.) und wird ebenfalls von fossilbelegtem Ober-Perm konkordant überlagert.

Mächtige, überwiegend massige, graue, seltener rötliche Kalke führen

Neoschwagerinidae,

welche eine Einstufung in das Ober-Perm gestatten.*

2.3 Tektonik

Die altpaläozoische Gesteinsserie wurde vor Ablagerung der jungpaläozoischen Sedimente (? jungkaledonisch) in NNE–SSW ziehende Falten gelegt, die bei Sülüklü mit 10° – 35° nach SSW abtauchen. Dieser durch den Verlauf der Bäche sehr gut nachgezeichnete, alte Faltenbau wurde überprägt durch eine postpermische, weitgespannte, E–W gerichtete Faltentektonik.

Die im Gebiet um Sülüklü äußerst lebhafteste Bruchtektonik, welche den Erzabbau erheblich erschwert, weist drei Maxima auf: NNE–SSW bis N–S, E–W und WNW–ESE.

3. Die Erzvorkommen

3.1 Geographische Lage

Bei Sülüklü-Eymir sind bis jetzt drei Antimonitvorkommen nachgewiesen:

Altbekannt ist die Vererzung mit $10^{\circ}/25^{\circ}$ – 35° W in einem angeblich 90 Jahre alten, schrägen Stollen 700 m SSW Sülüklü (Kartenblatt BURSA-H23-d3, Maßstab 1 : 25 000; R ⁷29 400, H ⁴⁴40 600). Fast 40 m nördlich wurde 1964 ein zweiter Stollen angesetzt, in dem der gleiche Erzkörper abgebaut wird.

Ein winziges Vorkommen wurde 1 km SE Sülüklü vor wenigen Jahren entdeckt (R ⁷30 340, H ⁴⁴40 750).

Ein tektonisch stark zerlegtes Erzvorkommen findet sich zwischen Eymir und Sülüklü, 2,5 km NE Eymir (R ⁷27 830, H ⁴⁴39 240).

3.2 Literaturübersicht

Über diese Vorkommen, die vor 90 Jahren und um 1950 in sehr geringem Umfang abgebaut wurden, liegen nur zwei Berichte vor: WEISS (1901 a und b) beschreibt ein „Flözchen“ in einem „sehr milden Gneis“. STCHEPINSKI (1940) gibt für das Nebengestein der Vererzung paläozoisches Alter und im Gebiet wenige km westlich Sülüklü permokarbonische Marmore an.

3.3 Beschreibung und Genese der Erzvorkommen

a) Das an allen drei Fundpunkten in einem schichtkonkordanten Erzhorizont auftretende, überwiegend massive Erz ist ausnahmslos feinkörnig, meist sogar extrem feinkörnig.

Bis wenige m unter dem konkordanten Erzhorizont findet sich umgelagerter, stets grobkristalliner Antimonit. Dieser füllt Klüfte oder bildet bis kopfgroße, unregelmäßig gestaltete Derberzbrocken.

* Fossilbestimmung durch Herrn Dr. U. PFLAUMANN.

b) Der bis 35 cm, im Durchschnitt 5–15 cm mächtige Erzhorizont wird bei Eymir aus mehreren übereinander gelagerten, wenige cm starken Erzbändern aufgebaut, die durch Phyllite und untergeordnet Graphitschiefer voneinander getrennt sind. Er ist an allen Fundpunkten schichtkonkordant einer Folge aus Chlorit-Serizitschiefern und Phylliten zwischengeschaltet. Vor allem im Liegenden kommen auch stark limonitisierte Bänke sideritisch-dolomitischer Karbonate vor.

Nach sämtlichen Befunden handelt es sich überall um den gleichen Erzhorizont, der jedoch ganz offensichtlich stark absätzig entwickelt ist. Er wurde mit den umgebenden Schiefern einheitlich verformt und verworfen. Gelegentliche schwache Diskordanzen mit Brekzierung an der Grenze Erzkörper zu Nebengestein erweisen sich als tektonisch bedingt und sind jünger als die Erzbildung.

Die Erzführung des Erzhorizontes ist überall völlig gleich. Sie besteht aus Antimonit, sekundärem „Antimonocker“ und spärlich Kermesit; akzessorisch sind Pyrit, ganz selten Zinnober und Arsenkies.

Der Antimonit ist meist sehr feinkörnig und parallel verschiefert, wie sich aus dem einheitlichen Auslöschen bei +Nicols ergibt. Mitunter zeigt er besonders in armen Erzen und weniger stark verschieferten Partien bei äußerst feinkörniger Ausbildung durch rhythmische Wechsellagerung mit der Gangart noch eine alte Feinschichtung (vgl. A. MAUCHER & R. HÖLL).

Pyrit liegt in einzelnen zerbrochenen Knöllchen und in hypidiomorphen Körnern vor, Arsenkies gewöhnlich in winzigen rhombenförmigen Idioblasten. Zinnober bildet kleine unregelmäßige Kornaggregate.

Die ebenfalls überwiegend feinkörnige Gangart besteht vor allem aus kantengerundetem Quarz und Karbonaten, untergeordnet Serizit und gelegentlich graphitischer Substanz.

III. DAS SB-W-HG-VORKOMMEN DUDAŞ

1. Geographische Lage

Dieses Vorkommen befindet sich fast 3 km Luftlinie südlich des Dorfes Dudaş (Kaza Söğüt, Vilayet Bilecik), 30 km Luftlinie nordwestlich Eskişehir in einem stark bewachsenen, gebirgigen Gebiet (Kartenblatt ESKIŞEHİR-I24-a2, Maßstab 1 : 25 000; R² 65 150, H ⁴⁴31 050). Von der Straße Eskişehir-Bilecik zweigt im Dudaş dere vor Gündüzbey köy ein mit dem Jeep befahrbarer, 5 km langer Grubenweg ab.

2. Geologischer Rahmen

2.1 Literaturübersicht

Während über das Erzvorkommen mehrere Berichte vorliegen, wird dessen Rahmen meist nur sehr knapp abgehandelt. Soweit geologische Kartierungen vorgenommen wurden, weichen diese teilweise so stark voneinander ab, daß ein Vergleich kaum durchführbar ist.

Stratigraphisch wesentliche Erkenntnisse brachten die Untersuchungen durch KUPFAHL (1954), der eine geologische Karte im Maßstab 1 : 100 000 verfertigte, welche auch das erzführende Gebiet einschließt. VAN DER KAADEN (1957) bearbeitete das Erzvorkommen, erstellte eine geologische Karte seiner näheren Umgebung im Maßstab 1 : 25 000 und brachte (1963) eine kurze Zusammenfassung der bisherigen Kenntnisse über dieses Vorkommen.

Übereinstimmung herrscht bei allen Autoren in der Meinung, daß der Rahmen der Vererzung von paläozoischen, und zwar wohl altpaläozoischen Gesteinen gebildet wird, wenn auch bis jetzt Fossilfunde noch fehlten.

2.2 Die altpaläozoische Schiefer-Marmor-Serie

Nach KUPFAHL (1954) verläuft nördlich von Eskişehir „mit einem Streichen von 70°–80° eine ca. 20 km breite Antiklinale paläozoischer Schichten“. Die in einer Mächtigkeit von weit über 1000 m aufgeschlossenen Schichten des südlichen Rahmens des Erzvorkommens fallen durchwegs bei einem Streichen von vorherrschend 50°–80° nach NW bis N ein, was KUPFAHL (1954) auch für die östlich und westlich anschließenden Gebiete nachweisen konnte. Von NNW nach SSE treten damit immer ältere Gesteine zutage, die auch eine rasche Zunahme des Metamorphosegrades dieser Serie nach SSE erkennen lassen. Vorherrschend sind stark durchbewegte, graue bis schwärzliche Phyllite, örtlich Chloritoid führende Aktinolith-Chlorit-Albit-Schiefer (VAN DER KAADEN 1957) und Graphitschiefer. Die nicht seltenen epimetamorphen Grünschiefer wurden bereits von mehreren Autoren als metamorphe basische Extrusionen aufgefaßt. Einige schräggeschichtete metamorphosierte Konglomeratbänke weisen auf eine Flachwasserfazies hin. Bevorzugt im höheren Teil dieser Serie treten geschieferte, stark umkristallisierte, wenige m mächtige, überwiegend gebankte Marmorlinsen und Marmorhorizonte auf. Der liegende Teil dieses Gesteinspaketes wird vornehmlich aus Glimmerschiefern aufgebaut.

Im höchsten Teil dieser Schiefer-Marmor-Serie, stratigraphisch im Hangenden des schichtigen Erzvorkommens, knapp 150 m ENE des Tagebaues, konnte ich schlecht erhaltene Fossilreste in einer dichten, marmorisierten Kalklinse finden. Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. K. W. BARTHEL vom 3. 8. 1965 handelt es sich um nicht näher bestimmbare Reste spiraler, hochgetürmter Gastropoden sowie um sehr stark umkristallisierte Bryozoen (?). Die Gestalt der Gastropodenreste schließt ein kambrisches Alter mit großer Wahrscheinlichkeit aus.

Der höchste Teil der Schiefer-Marmor-Serie, welcher auch die Vererzung führt, ist jünger als kambrisch und älter als „permokarbonisch“.

Hinsichtlich des Alters der Schiefer-Marmor-Serie bemerkt KUPFAHL (1954): „Das Schiefergebirge ist als paläozoisch (hauptsächlich Devon) bekannt, wenn auch paläontologische Beweise ausstehen.“ . . . „Die der Antiklinale randlich diskordant auflagernden Marmore, die im weiteren Raum durch *Fusulina* und *Neoschwagerina* als permokarbonisch nachgewiesen wurden, geben Hinweise auf das Alter der Faltung. Dieses kann als unterkarbonisch angenommen werden.“

Nach den eigenen Beobachtungen in West- und Nordwestanatolien erscheint ein ordovizisches bis mittelgotlandisches Alter der Schiefer-Marmor-Serie sowie ein jungkaledonisches Alter der Faltung und Metamorphose wahrscheinlicher.

Von den erzführenden Schieferserien bei Demirkapi (S. 69) und Sülüklü (S. 72) unterscheidet sich die Schiefer-Marmor-Serie bei Dudaş durch das mitunter reichliche Auftreten von Grünschiefern, ehemaligen basischen Ergüssen, und die gelegentlichen Einschaltungen von Marmorlinsen und Marmorhorizonten.

2.3 „Permokarbon“

Über der als Aufschiebungsbahn benutzten Diskordanzfläche folgt nach KUPFAHL (1954) das „Permokarbon“ mit einem mächtigen, morphologisch markant hervortretenden Zug halbkristalliner Kalke, denen Tonschiefer, Grauwacken und Sandsteine auflagern.

2.4 Tertiär und Quartär

Große Flächen südlich und westlich des Erzvorkommens werden von Sanden, Lehmen, Mergeln, Konglomeraten und besonders Quellsinterkalken, die als „Onyx“ abgebaut werden, lückenhaft bedeckt.

2.5 Tektonik

Die Faltung und Metamorphose der Schiefer-Marmor-Serie war nach VAN DER KAADEN (1957) begleitet von syntektischen Intrusionen von Biotit-Granodioriten und leukokraten Graniten, die bei Çalti köy, 5 km NNW des Erzvorkommens, anstehen.

Die Schiefer-Marmor-Serie im Bereich des Erzvorkommens bildet den überwiegend steil, eintönig nach NW bis NNW einfallenden NNW-Flügel der bereits erwähnten WSW-ENE ziehenden Antiklinale, die wenige hundert m südwestlich der Grube bei stärkerem Abtauchen ihrer Faltenachse nach WSW ein Umbiegen der Schichten nach S und SSE zeigt.

Das „Permokarbon“ wurde an der Diskordanzfläche auf die Schiefer-Marmor-Serie nach SSE aufgeschoben.

Die junge Bruchtektonik weist bevorzugt die NNW-SSE- und NNE-SSW-Richtungen auf.

3. Das Erzvorkommen

3.1 Allgemeines

Dieses Vorkommen wurde 1936 entdeckt und von 1937 bis 1940 sowie im Jahre 1944 in einem Tagebau und davon ausgehenden, völlig systemlos angelegten, kleinen, löcherartigen Schürfen sowie einem 8 m langen, gegenwärtig restlos abgesoffenen und unzugänglichen Schacht mit anschließendem, kurzem Stollen in geringem Ausmaß abgebaut. Weitere Erzausbisse sind nicht bekannt.

Da hier erstmals in der Türkei (1944) Wolframerze gefunden worden waren, wurde dieses Vorkommen mehrfach untersucht. ÇINAR (1944), BARUTOĞLU (1944), BOZBAĞ (1946), TOLUN (1947) und ÇEBECİ (1948) verfertigten mehrere kurze Arbeiten über das Erzvorkommen und dessen wirtschaftliche Verwertbarkeit. ERGIN (1947) führte geophysikalische Untersuchungen durch. Soweit diese Autoren zur Genese dieses Erzvorkommens Stellung bezogen haben, vertreten sie eine hydrothermale Entstehung. Der gleichen Auffassung ist auch VAN DER KAADEN (1957), welcher den eingehendsten Bericht über dieses Vorkommen verfaßte. Nach dessen Meinung kam es während der Faltung der Schiefer-Marmor-Serie an der Grenze zwischen kompetenten Kalken und inkompetenten Schiefen zur Bildung von Aufschiebungen. Hydrothermale Lösungen folgten einer dieser Aufschiebungen und waren verantwortlich für die Sb-W-Hg-Vererzung des Vorkommens, das zwischen einer umkristallisierten, brekziösen Kalklinse und limonitisierten kalkigen Epischiefen liege.

3.2 Beschreibung und genetische Deutung des Erzvorkommens

Die Untersuchungen dieses Vorkommens leiden unter den gegenwärtig auf den kleinen Tagebau beschränkten, sehr schlechten Aufschlüssen und der starken Zersetzung und Limonitisierung des schieferigen Nebengesteins sowie der fast völligen Oxydation der anstehenden Antimonerze, so daß frische Gesteins- und Erzproben kaum irgendwo gewonnen werden können.

a) Die Erzführung liegt mit 60° – 75° / 15° – 70° NNW schichtkonkordant im höchsten Teil der Schiefer-Marmor-Serie, die vor allem in den Marmoreinschaltungen eine starke Faziesverzahnung und extreme Mächtigkeitsschwankungen schon auf kleinstem Raum erkennen läßt. Große Mächtigkeitsunterschiede von 0,1–1,8 m mit stark wechselnder fazieller Ausbildung zeigt auch der schichtige Erzhorizont.

Profil im SW des Tagebaues:

Der erzführende Horizont lagert einer mehrere m mächtigen Marmorlinse auf, welche im unteren Teil gut geschichtet, im oberen Teil massig ausgebildet ist. Die Vertiefungen ihrer stark gewellten Oberfläche werden von 0–25 cm mächtigen, gegenwärtig durchgreifend oxydierten Antimonitderberzlinen ausgefüllt, die im Hangenden ohne scharfe Grenze in den eigentlichen Erzhorizont übergehen. Letzterer weist bevorzugt im liegenden Teil eine nesterartige Erzführung in Form einzelner Büschel

grobkristallinen Antimonits auf. Die Lagerart besteht in den Derberzlinsen ganz bevorzugt aus Quarz und nur sehr untergeordnet aus Kalkspat. Unmittelbar darüber nimmt der Quarzgehalt ab und der Erzhorizont entwickelt sich kontinuierlich zu einem fast unverzerten Marmorhorizont. Im Hangenden folgen konkordant völlig limonitisierte Epischiefer und Marmorschiefer.

Profil im NE des Tagebaues:

25–30 m nördlich des eben beschriebenen Profils ist die liegende Marmorlinse fast ausgekeilt und wird von sehr stark limonitisierten und zersetzten, quarz- und serizitreichen, geringmächtigen Epischiefen überlagert. Diese gehen ohne erkennbaren Kontakt durch allmähliche Abnahme des Serizitgehaltes in den fast rein quarzigen, stark zerklüfteten und teilweise ausgelaugten Erzhorizont über, der nur noch spärlich dünne Serizitlagen und selten einen geringen Kalkspatgehalt führt.

Im höchsten Teil des Erzhorizontes tritt eine nur linsig ausgebildete, intensiv verschieferte, meist gut vererzte, grün gefärbte und braun verwitternde, 0–12 cm dicke Schieferlage auf. Diese besteht weit überwiegend aus Quarz, der Anzeichen starker mechanischer Deformation mit Kataklyse, undulöser Auslöschung und Böhmischer Streifung aufweist. Um- und Rekristallisation des Quarzes mit Verdrängung der Begleitminerale, einschließlich der Erzminerale, sind verbreitet. Serizit und feinschuppiger Chlorit treten untergeordnet auf. An Erzminerale finden sich fast völlig oxydierter, grobstrahlig-büscheliger Antimonit, sehr stark limonitisierter, hypidiomorpher Pyrit und vereinzelt Zinnober. Das Ausgangsgestein dieser grünen Schieferlage läßt sich infolge der metamorphen Überprägung nicht mehr bestimmen; möglicherweise handelt es sich um ein ehemaliges tuffogenes Material.

Über dem Erzhorizont folgen wieder völlig zersetzte und stark limonitisierte Epischiefer mit reichlich Quarz und Serizit sowie geringmächtigen Marmorlinsen.

b) An Erzminerale wurden in der Grube Dudaş insgesamt festgestellt: Antimonit, „Antimonocker“, Scheelit, Zinnober, Pyrit, Markasit, Kupferkies, Buntkupfer, Malachit und Azurit. Andere Bearbeiter erwähnen noch Tungstit (?) und Hausmannit.

Der Antimonit ist durchwegs grobkristallin-spießig, rosetten- und büschelförmig, stark mechanisch überprägt, umgelagert und deformiert. Er zeigt intensive Zerknitterungslamellierung und undulöse Auslöschung. Durch Oxydation entstand „Antimonocker“; in der Literatur werden die Sb-Oxyde Senarmontit und Valentinit erwähnt.

Der spärliche Scheelit ist in den quarzigen Teilen des Erzhorizontes, besonders an der NE-Seite des Tagebaues fein imprägniert. Er liegt in winzigen, hypidiomorphen Körnern vor und zeigt häufig viereckige Querschnitte.

Zinnober wurde makroskopisch in unregelmäßigen Zwickelfüllungen in der grünen Schieferlage im obersten Teil des Erzhorizontes an der NE-Seite des Tagebaues beobachtet. Er ist sonst nur mikroskopisch in winzigen, unregelmäßig eingesprengten Körnern vertreten.

Der schwach anisotrope Pyrit ist selten; ganz spärlich sind Markasit, Kupferkies, Buntkupfer, Malachit und Azurit.

c) Echte Intrusivgesteine, Biotit-Granodiorite und leukokrate Granite, die nach VAN DER KAADEN (1957) der Faltung und Metamorphose der Schiefer-Marmor-Serie altersgleich sind, liegen 5,5 km Luftlinie NNW des Erzvorkommens bei Çalti köy, wo jedoch auch von diesem Autor keinerlei Spuren einer Sb-W-Hg-Vererzung festgestellt werden konnten. Eine genetische Beziehung des Erzvorkommens Dudaş mit diesen Intrusivgesteinen ist deshalb völlig hypothetisch.

Für die Existenz der von VAN DER KAADEN (1957) behaupteten Aufschiebung, welche hydrothermalen Lösungen als Zufuhrweg gedient haben soll, konnten keine Anhaltspunkte gewonnen werden.

d) Bei der Regionalmetamorphose wurden die ursprünglichen Gefüge weitgehend zerstört; intensive Umlagerung und Umkristallisation sind insbesondere in den Antimoniterzen erkennbar.

Für die von früheren Bearbeitern mehrfach vertretene Reihenfolge in der Abscheidung der Mineralien mit Scheelit, Antimonit I, Kalkspat, Quarz und Antimonit II, konnten keine Beweise erbracht werden. Die verschieden starke Neigung einzelner Mineralien zur idiomorphen Ausbildung (Scheelit) bzw. Umkristallisation und Mobilisation (Antimonit) können derartige Abscheidungsfolgen vortäuschen. Quarz und Kalkspat verändern ihre Mengenverhältnisse im Erzhorizont mindestens im SW-Teil des Tagebaues vom Liegenden zum Hangenden kontinuierlich. Sichere hydrothermale Zersetzungen oder kontaktmetamorphe Veränderungen des Nebengesteins sind nicht nachweisbar. Die tiefgreifende Limonitisierung bei der Verwitterung ist nicht auf das unmittelbare Grubengebiet beschränkt, sondern im ganzen umliegenden Gebiet erkennbar.

Salbanderscheinungen fehlen; es zeigen sich vielmehr die bereits beschriebenen deutlichen Unterschiede zwischen hangendem und liegendem Teil des Erzhorizontes, der wie das umgebende Nebengestein generell starke fazielle Unterschiede erkennen läßt.

IV. ERGEBNISSE

Die drei in Nordwestanatolien gelegenen Erzvorkommen Demirkapi, Sülüklü-Eymir und Dudaş treten einheitlich schichtkonkordant im oberen Teil einer epimetamorphen Schiefer-Serie auf. Deren Ausgangsgesteine waren im Westen, bei Demirkapi, ganz überwiegend klastisch, untergeordnet tonig; nach Osten treten bei Sülüklü-Eymir wenige, bei Dudaş häufige Einschaltungen ehemals submariner, basischer Vulkanite und Kalke auf. Getrennt durch eine sehr wahrscheinlich jungkaledonische Faltung und epizonale Metamorphose, liegt diese Serie bei allen drei Vorkommen diskordant unter anchimetamorphem Jungpaläozoikum, bestehend aus Ober-Karbon und Perm bzw. „Permokarbon“. Sie ist bei Dudaş mindestens in ihrem höheren, erzführenden Teil sicher jünger als kambrisch und insgesamt nach allen Befunden am besten mit dem Ordovizium bis Mittel-Gotlandium im ägäisch-westanatolischen Raum und im Gebiet bei Istanbul vergleichbar. Die Antimonitvorkommen Demirkapi und Sülüklü-Eymir sind einander sehr ähnlich, das Vorkommen Dudaş mit Sb, W und Hg weicht von diesen in der Erzführung ab. Jedoch sind alle drei Erzvorkommen als submarin-sedimentäre Bildungen zu betrachten, deren Metallgehalt wohl im Zusammenhang mit nicht mehr sicher nachweisbaren Exhalationen zugeführt wurde. Auf Grund ihrer stratigraphischen Stellung im höheren Teil der epimetamorphen Schiefer-Serie sind alle drei Erzvorkommen mehr oder weniger gleichaltrig und insbesondere auch beim Vergleich mit genetisch ähnlichen submarin-exhalativ-sedimentären Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation wahrscheinlich unter- bis mittelgotlandisch.

B. SCHICHTGEBUNDENE, SUBMARIN-EXHALATIV-SEDIMENTÄRE VORKOMMEN DER Sb-W-Hg-FORMATION IM JUNGPALÄOZOIKUM

a) VORKOMMEN IM BIOSTRATIGRAPHISCH BELEGTEN PERM

I. DAS HG-VORKOMMEN ŞEYHŞABAN

Die Bearbeitung dieses Vorkommens wurde von meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER, durchgeführt, der mir freundlicherweise die Möglichkeit bot, ihn während der Geländetätigkeit zu begleiten. Für die Überlassung sämtlicher Ergebnisse bin ich ihm zu großem Dank verpflichtet.

1. Geographische Lage

Das Erzvorkommen befindet sich rund 20 km Luftlinie südlich der Schwarzmeerküste von Abana. Von der Straße Devrekâne-Abana zweigt nach Überquerung des Süleymançayırı dere eine schmale Grubenstraße ab, die über Durabeyler, Ahatlar und Terce zur Grube führt.

Das Gelände ist von steilen Tälern durchschnitten und hat Höhenunterschiede bis über 1000 m; im eigentlichen Grubengebiet reichen sie von der Talsohle bei 650 m bis 1150 m.

2. Geologischer Rahmen

2.1 Die paläozoischen und mesozoischen Sedimente und der Serpentinzug

Mit Ausnahme von BLUMENTHAL (1948) werden aus dem Gebiet keine paläozoischen Gesteine beschrieben, sondern nur „älterer Flysch“ erwähnt, der in das Mesozoikum gestellt wird. BLUMENTHAL gibt einen paläozoischen „Complexe schisteux du Göynük Dağ – Şişaban“ an und vermerkt auch bereits das Vorkommen von Serpentin in diesem Raume.

Dieser „Complexe schisteux du Göynük Dağ – Şişaban“ ist deutlich in zwei geologische Einheiten zu trennen, die durch eine markante, annähernd E-W (meist um 80°) streichende Linie voneinander geschieden sind. Auf dieser Linie ist Serpentin hochgepreßt, der nicht nur bei Ahatlar, wo er Chromit führt, sondern auch im Tal des Elmali çay und an dessen westlichen Hängen ansteht. Er läßt sich lückenhaft bis nach Küre verfolgen, wo er in großer Mächtigkeit aufgeschlossen ist.

Im Norden grenzt an den Serpentinzug eine Serie aus schwach epimetamorphen Schiefern und Kalken, in denen keinerlei Anzeichen für eine Zinnobervererzung feststellbar sind. Der etwas stärkere Metamorphosegrad gegenüber der erzführenden permischen Serie südlich des Serpentinzuges läßt ein höheres Alter vermuten.

Die einzige erzführende und erzhöfliche Gesteinsfolge ist die tektonisch sehr komplizierte, von Süden an den Serpentin angrenzende paläozoische Einheit. Ein mächtiger Dolomitzug führt in seinem höchsten Teil dünne, bituminöse, schwarze, schichtige Bänder und Linsen

zusammen mit Erzen, wie sie unmittelbar westlich des Ocağı 6a aufgeschlossen sind. Die unregelmäßig überlagernde, stark faziesverzahnte, bis 25 m mächtige Folge von meist schwarzen, fast rein kieseligen Lagen, Eruptivgesteinen, Konglomeraten, Serizitschiefern und Tonschiefern ist teilweise vererzt. Diese Folge geht im Hangenden kontinuierlich in eine erzfreie, anchimetamorphe Sandstein-Tonschiefer-Serie über.

Stratigraphisch etwa 6 m über dem schwarzen, Zinnober und spurenhaltig Antimonit führenden Kieselhorizont des kleinen Schurfes 30 m nördlich des Şeyhşaban dere konnte bei R ²⁵85 250, H ⁴⁶28 000 (Kartenblatt KASTAMONU-E32-a4; Maßstab 1 : 25 000) in einer nur 30 cm mächtigen, schwarzgrauen Kalklinse folgende von Herrn Dr. P. WELLNHOFER bearbeitete Fauna geborgen werden:

Dielasma sacculus (MARTIN)
Dielasma cf. *elongatum* (SCHLOTHEIM)
Dielasma sp.
Morrisina sparsiplicata (WAAGEN)
Stenoscisma aff. *netschajewi* (TSCHERNYSCHEW)
Cleiothyridina cf. *subexpansa* (WAAGEN)

„Die vorliegende kleine Brachiopodenfauna trägt unverkennbar jungpaläozoische Züge. Auf Grund der Steinkernerhaltung von Einzelklappen war in den meisten Fällen eine exakte Bestimmung unmöglich. Hinzu kommt die große äußere Ähnlichkeit mancher Formen paläozoischer Terebratulidae, die vor allem bei den Gattungen *Dielasma* und *Morrisina* zu beobachten ist. Trotzdem kann die größte Übereinstimmung mit Arten festgestellt werden, welche teils bezeichnend für das Perm sind, teils ins Karbon zurückreichen. Hervorzuheben ist hier *Dielasma sacculus*, die sowohl im Karbon als auch im Perm zu finden ist. Ganz ähnliche Formen finden sich im Perm von Kaschmir und im Permokarbon des Tianschan und Chinas. *Cleiothyridina subexpansa* und *Morrisina sparsiplicata* sind bekannt aus dem Mittleren und Oberen Productuskalk (Ober-Perm) der Salt Range, *Stenoscisma netschajewi* aus dem Schwagerinenkalk des Timan-Plateaus in Rußland. *Dielasma elongatum* ist weltweit verbreitet und wird erwähnt aus dem deutschen Zechstein, dem Perm von Neu-Süd-Wales, Rußlands, Englands, Indiens, Ost-Grönlands, von Timor, Madagaskar, Italien, den Karnischen Alpen und dem Karakorum.

Das überwiegende Auftreten der vorliegenden Arten in permischen Schichten läßt eine Einstufung der Fauna ins Perm nicht unbegründet erscheinen.“

Nach Osten taucht das Paläozoikum unter das Mesozoikum ein. Schon bei der Abzweigung der Grubenstraße von der Straße Devrekâne-Abana steht das Mesozoikum mit einer Folge schwarzer Tonschiefer an, die von einer mächtigen Serie grobklastischer Konglomerate überlagert werden, über denen Kreidekalke folgen.

2.2 Eruptivgesteine

Diese wurden zusammen mit der erzführenden Gesteinsserie mehrfach festgestellt. Sie sind den permischen Gesteinen teils in Tufflagen zwischengeschaltet, teils liegen sie als Bindemittel grober Konglomerate zwischen den schwarzen Kieselbänken und den hangenden Schiefern, teils verzahnt mit den höchsten Dolomitlagen, teils sind sie im Verband nicht klar erkennbar.

2.21 Tuffe

Die schichtkonkordanten, überwiegend hellgrauen, meist stark zersetzten Tufflagen sind besonders an der Ostseite des Stolleneinganges zu Ocağı 2 (R ²⁵85 250, H ⁴⁶28 320) in einer Mächtigkeit bis zu rund 2 m aufgeschlossen.

U. d. M. liegen in einem verschieferten, mikro- bis kryptokristallinen Quarz-Serizit-Filz reichlich Einsprenglinge. Unter diesen überwiegen eckige Quarzfetzen weitaus. Untergeordnet sind serizitisierte Reste albitischer Feldspäte, recht selten Muskovitschüppchen und Chlorit. Sehr spärlich finden sich Kalkspat und Epidotkörner.

Unter den Akzessorien sind Limonit, Turmalin, Titanit und Leukoxen verbreitet, Zirkon ist sehr selten.

Opake Erzteilechen und winzige Zinnoberkörner treten völlig zurück. Herr Prof. Dr. E. PREUSS bestimmte den Gehalt einer Tuffprobe mit 0,01–0,3% Hg.

Etwa 1 km WNW obigen Fundpunktes westlich des Elmali çay stehen Tuffe in gleicher Ausbildung wieder an.

2.22 Laven

Diese grau- bis grauweiß gefärbten und graubraun verwitternden, wenig verschieferten Eruptiva sind nicht völlig einheitlich. Sie sind meist so stark spilitisiert, daß häufig nur noch ein Mineralbestand aus vorherrschend Serizit, Quarz und Kalkspat, untergeordnet Chlorit und Brauneisen sowie selten Epidot und Zoisit vorliegt.

Frischere Proben dieser Eruptiva zeigen holokristallin-porphyrische Struktur. Die sehr reich von Einsprenglingen durchsetzte Grundmasse ist mikrokristallin, allotriomorph- bis hypidiomorph-körnig. Sie wird aus Albit und Quarz aufgebaut und zeigt granophyrische Verwachsungen.

Unter den Einsprenglingen überwiegen tafelige, bis über 1 mm lange, ganz vorherrschend stark zersetzte Albite, die nach dem Albit-, Karlsbader- und gelegentlich auch nach dem Periklin-Gesetz verzwillingt sind. Reichlich tritt Quarz auf. Sehr vereinzelt sind Reste von Biotit und Hornblende (?).

Unter den Akzessorien überwiegen Ilmenit und Leukoxen; Apatit, Turmalin und Zirkon treten zurück. Mitunter sind Pyrit und Brauneisen sehr reichlich.

Eine chemische Analyse liegt nicht vor; nach dem Mineralbestand ist ein keratophyrischer bis quarzkeratophyrischer Chemismus dieser Eruptivgesteine wahrscheinlich.

2.3 Tektonik

Der auf einer 80° streichenden Bewegungszone hochgepreßte Serpentinzug ist für das erzführende und erzhöfliche Gebiet sowie dessen unmittelbaren Rahmen von wesentlicher Bedeutung.

Die im Norden angrenzende paläozoische Einheit weist einen einfachen, etwa E–W gerichteten Faltenbau mit teilweise steil stehenden Faltschenkeln auf. Sie fällt im Gebiet bei Kayaardı in einem Sattel, dessen Achse rund 30° nach Osten abtaucht, unter das Mesozoikum ein.

Die von Süden an den Serpentinzug angepreßte permische Einheit läßt B-Achsen mit 80°-Streichen und geringes Abtauchen nach Osten erkennen. Sie zeigt außerdem eine zweite B-Tektonik mit Achsen, die 120° ziehen und ebenfalls sehr flach nach ESE abtauchen. Diese komplizierte Tektonik wird noch durch eine spätere Bruchtektonik mit steilen Verwerfungen überprägt. Ihre Richtungen streichen 10° und 80°. Eine dieser Verwerfungen schneidet die erzführende Serie deutlich gegen Osten ab. Sie verläuft parallel zum Yukangöynük-Tal bei Sökü, überquert den Şeyhşaban çay und streicht weiter nach Norden über den flachen Sattel zwischen Terce und Kayaardı.

3. Das Erzvorkommen

3.1 Allgemeines

Über dieses Erzvorkommen liegen zwei Berichte von KOVENKO (1939) und CORONINI (1964) vor. Beide gehen von der Annahme aus, daß die Vererzung nur von einer Verwerfung kontrolliert werde.

Die bisherigen Aufschlußarbeiten des von Engländern begonnenen und von einer türkischen Firma seit einigen Jahren betriebenen Bergbaues basierten auf den gleichen Vorstellungen und ließen alle lithologischen, stratigraphischen und tektonischen Überlegungen, wie Faltung und Schollenzerlegung, unberücksichtigt.

3.2 Beschreibung und genetische Deutung des Erzvorkommens

a) Das erzführende und erzhöfliche Gebiet ist auf die permische Gesteinsserie südlich des Serpentinzuges beschränkt. Die Vererzung ist an den permischen, altersgleichen Vulkanismus gebunden und tritt in den durch diesen bedingten Tufflagen und Verkieselungen sowie bevorzugt in bituminösen, schwarzen Linsen und Lagen in den unmittelbar unterlagernden, höchsten Teilen des Dolomitzuges und den überlagernden Tonschiefern auf. Sie ist prätektonisch, stratigraphisch-lithologisch gebunden und teilweise tektonisch begrenzt.

b) Die Erzführung besteht aus Zinnober, Metacinnabarit, Antimonit, Pyrit und Markasit, wobei Zinnober weitaus vorherrscht. Sie tritt in verschiedenen Formen auf:

Feine Erzimprägnationen kommen im Dolomit, in den Tufflagen und bituminösen Tonschiefern vor. In kleinen Hohlräumen im Dolomit sind auch Zinnoberkristalle ausgebildet.

Gelegentlich sind die Quecksilbererze lagenförmig im Dolomit angereichert, gebunden an die bituminösen Bänder, welche eine sedimentäre Schichtung und syngenetisch-subaquatische Verformungen, wie Rutschfalten und Stauchungen klar erkennen lassen (vgl. A. MAUCHER & R. HÖLL).

Feine Rißfüllungen und derbe Anreicherungen aus mobilisierten Erzen treten hauptsächlich in stark verwitterten Gesteinen mit tonigen Kluftfüllungen auf.

c) Eine besondere Bindung der Erze an Verwerfungen ist nicht zu beobachten. Nirgends wurden magmatisch-hydrothermale Erzgänge gefunden. Anzeichen für epigenetische metasomatische Verdrängungen, auf welche die Vererzung bezogen werden könnte, sind nicht feststellbar.

II. DIE HG-SB-LAGERSTÄTTEN SIZMA-LÂDIK-KURŞUNLU

Die Bearbeitung dieser räumlich sich weit hinziehenden Lagerstätten im Gebiet zwischen Konya und Kadinhani litt unter der vom M.T.A.-Institut äußerst kurz bemessenen Zeit für die Geländetätigkeit und unter dem Verhalten des Konzessionsinhabers des Gebietes um Sizma. Es muß deshalb weitgehend auf Untersuchungen anderer Autoren zurückgegriffen werden.

1. Geographische Lage

Das erzführende Gebiet liegt rund 30–45 km Luftlinie NNW bis NW der Stadt Konya, 1200–1800 m über dem Meeresspiegel. NIEHOFF (1961) erwähnt insgesamt 15 Vorkommen mit Quecksilbererzen: „Die Fundpunkte erstrecken sich über ein Gebiet von etwa 30 km Länge und 15 km Breite, wobei die Längsachse des Gebietes ungefähr in WSW–ENE-Richtung verläuft. Etwa im Mittelpunkt des Verbreitungsgebietes der Erze liegen die Gruben der ‚Sizma Civalimaden‘, die an verschiedenen Betriebspunkten Quecksilbererze gewinnen und an Ort und Stelle verhütten.“

Im grob gesehen WSW–ENE ziehenden südlichen erzführenden Gebietsstreifen liegen die wichtigsten Fund- und Abbauorte 6 km Luftlinie WNW bis 5 km NNE des Dorfes Sizma. Es sind dies von West nach Ost: Fundpunkte am Kayhan dere, Kizkayasi, Medresse, Hauptgrube Büyük Mağara, Yumaklı tepe, Yavsanık und Domuzlapa tepe. In neuester

Zeit durchgeführte Schürfarbeiten, die, den Erfahrungen der dortigen Bergleute entsprechend, im liegendsten Teil der permisch-mesozoischen Marmor-Kalk-Serie angesetzt wurden, erwiesen sich in den meisten Fällen als erfolgreich.

Im 3–5 km nördlich anschließenden, ziemlich genau E–W verlaufenden nördlichen erzführenden Gebietsstreifen, 4 km Luftlinie SW bis 5 km SE des Dorfes Lâdik, folgen von West nach Ost die Erzausbisse und Gruben Böğürme tepe, Topraklı böğürme tepe, Çirakman tepe, Küçük Ardicli tepe, am Değirmen cayi, am Küçük tepe und unmittelbar in und östlich Kurşunlu. Ein kleines Vorkommen liegt noch am Muratbağı tepe 2 km WSW Lâdik.

Die gegenwärtig wirtschaftlich wichtigsten Vorkommen sind die 4,5 km NNW Sizma befindliche Hauptgrube Büyük Mağara und am genau 4 km nördlich davon liegenden Çirakman tepe.

2. Geologischer Rahmen

2.1 Literaturübersicht

Fast alle früheren Bearbeiter, die im einzelnen bei der Beschreibung der Literaturübersicht über die Erzlagerstätten (S. 86f.) erwähnt werden, bringen neben den lagerstättenkundlichen Mitteilungen auch mehr oder weniger ausführliche Bemerkungen zur Stratigraphie und Tektonik im Gebiet der Erzvorkommen.

Die weitaus wichtigsten und eingehendsten Untersuchungen, die der vorliegenden Beschreibung größtenteils zugrunde liegen, wurden von NIEHOFF (1961 und 1963) durchgeführt. Dieser erstellte auch eine geologische Karte des vererzten Gebietes und seiner weiteren Umgebung im Maßstab 1 : 100 000.

2.2 Die paläozoischen Schiefer und Extrusiva

Die unter der erzführenden Marmor-Kalk-Serie liegende, erzfreie, fossililere, mächtige, epimetamorphe Gesteinsfolge im Gebiet der Lagerstätten wird weit vorherrschend aus ehemaligen klastischen Sedimenten aufgebaut, wobei nach NIEHOFF (1963) Pelite und Psammite etwa gleich stark beteiligt sind und vielfach wechsellagern. Im höheren Teil dieser vor allem aus Serizitphylliten, Serizitquarziten, Quarziten, Chloritschiefern, Grünschiefern und sehr selten Konglomerat-Quarziten zusammengesetzten Serie finden sich Einschaltungen fossililerer Marmore und Kalk-Phyllite, die jedoch im Gebiet von Sizma-Lâdik-Kurşunlu nur sehr schwach entwickelt sind. Nach NIEHOFF (1963) ist diese Gesteinsserie paläozoisch: „Ihre untere Altersgrenze ist unbekannt, während der obere Teil der Serie (mit den Marmoren und Kalk-Phylliten) wahrscheinlich ins Ober-Karbon bis Unter-Perm hineinreicht. Die große Masse der klastischen Serie gehört möglicherweise dem Devon an.“

Die den Schiefern deckenförmig eingelagerten Extrusiva in Gestalt paläozoischer Ophiolite konnte NIEHOFF (1963) in der E–W-Richtung etwa 80 km verfolgen. „Ihre Hauptverbreitung liegt im Gebiet nordöstlich und westlich von Sizma. Es finden sich dort zwei mächtige Decken von metamorphosiertem Keratophyr, die konkordant den liegenden und hangenden Schiefern eingeschaltet sind. Die beiden submarinen Deckenergüsse werden durch ein 30 m mächtiges Zwischenmittel von metamorphen Schiefern, Quarziten und Marmoren getrennt.“ Der Chemismus dieser Ophiolite ist nach NIEHOFF (1963) verhältnismäßig gleichförmig und reicht vom Natronkeratophyrspilit bis zum verschieferten Quarzporphyr“. Auch bei Lâdik treten derartige Ophiolite auf.

2.3 Die permisch-mesozoische Marmor-Kalk-Serie

Unter dieser Bezeichnung faßt NIEHOFF (1963) eine schwer zu gliedernde, überwiegend 500–900 m mächtige Marmor-Kalk-Folge zusammen, die vom Perm bis in die Unter-Kreide reichen soll. Die Erzführung ist im Lagerstättengebiet Sizma-Lâdik-Kurşunlu stets an den tiefsten Teil dieser Marmor-Kalk-Serie gebunden.

Nach NIEHOFF (1961) erfolgt die Überlagerung dieser Serie auf den metamorphen Schiefen örtlich unterschiedlich, und zwar auf zweierlei Art: „Es gibt einerseits Gebiete, in denen die Überlagerung mit einer eindeutigen Diskordanz verbunden ist, und andererseits Areale, in denen die komprehensiven Kalke konkordant auf den Schiefen aufliegen (eventuell sehr schwache Diskordanz). Im letzteren Fall können an der Basis der Kalkserie geringmächtige Wechsellagerungen von Kalk und Schiefen einsetzen.“

Die gesamte vererzte Serie, bei Sizma knapp 100 m, südlich von Lâdik wohl nicht mehr als 50 m, bei Kurşunlu höchstens 20 m mächtig, ist vorherrschend aus grauen und blaugrauen bis blauschwarzen Kalken und Marmoren aufgebaut. Sie ist häufig von bituminösen Lagen und Linsen durchsetzt; teilweise sind sogar Schwarzschiefer ausgebildet. Nach NIEHOFF (1963) ist es „die Regel, daß bei Wechsellagerungen zwischen dunklen, bituminösen und hellen Kalkgesteinen die ersteren nur wenig umkristallisiert sind, während letztere meist zu kristallinen Halbarmoren oder grobkristallinen Marmoren umgewandelt sind“. Partienweise sind intensive Verkieselungen feststellbar. Die Struktur ist mikrokristallin bis sehr grobkristallin; selten sind sekundäre Dolomitierungen. Die in der erzführenden Marmor-Kalk-Serie auftretenden Effusivgesteine werden bei der Beschreibung und genetischen Deutung der Lagerstätten (S. 89f.) behandelt.

Im Gebiet nördlich Sizma, bei der Grube Büyük Mağara, beginnt diese erzführende Serie mit einem etwa 40 m mächtigen, gut gebankten Kalkpaket, dem schichtkonkordant eine Reihe von teilweise erzführenden Schieferlagen zwischengeschaltet ist. Diese Erzhorizonte sind in der Literatur (S. 86f.) mehrmals erwähnt, so von SCHUMACHER (1937), KOVENKO (1937), NIEHOFF (1961) und VAN DER KAADEN (1963). Sie werden von diesen Autoren stets als metasomatische Bildungen betrachtet.

Die Bankkalke gehen im Hangenden in unregelmäßig dickbankige bis vorherrschend massige Kalkmarmore über, die nur noch sporadisch von Erzknöllchen durchsetzt sind. Bei Lâdik fehlen gebankte Kalke fast völlig; ganz vorherrschend sind massige, nur selten eine Schichtung andeutende, schwach erzführende Kalkmarmore mit Mächtigkeiten im Zehnermeterbereich. Östlich Kurşunlu treten nur noch große, schwach vererzte, massige, linsenförmige Kalkmarmorkörper auf, die meist nur noch einige m, maximal etwa 20 m mächtig werden.

Die gut gebankten Kalke bei der Grube Büyük Mağara sind nach den feldgeologischen Beobachtungen im Gebiet von Lâdik-Kurşunlu nicht tektonisch unterdrückt, sondern werden von einer Schichtlücke vertreten. Die Veränderungen der Sedimentationsbedingungen über den Bankkalken waren offenbar von einer Ausdehnung des Ablagerungsraumes von Sizma aus nach Norden begleitet. Die vererzten massigen Kalkmarmore im Raume Lâdik-Kurşunlu entsprechen offenbar den kontinuierlich aus den Bankkalken hervorgehenden, vererzten massigen Kalkmarmoren bei Sizma. Es muß jedoch erwähnt werden, daß durch die teilweise intensive tektonische Zerstückelung, die Fossilarmut und das fast durchgehende Fehlen einer Schichtung in den massigen Kalkmarmoren genaue stratigraphische Vergleiche sehr erschwert sind.

NIEHOFF (1963) fand an drei verschiedenen Stellen in den Tälern südlich des Dorfes Eldes bei Ilgin, rund 40 km WNW Lâdik, nahe der Liegendgrenze der Marmor-Kalk-Serie reiche Fusulinen-

faunen, die eine Einstufung in das Mittel- und Ober-Perm gestatteten, und stellte den liegenden Teil der Marmor-Kalk-Serie im Gebiet von Sizma-Lâdik-Kurşunlu mit Vorbehalt ebenfalls in das Perm.

Rund 100 m südöstlich des Eingangs zur Grube Büyük Mağara fand ich in den gut gebankten Kalken unmittelbar über der Basis der Marmor-Kalk-Serie parallel eingeregelter, spindeliger, bis 12 mm lange, äußerlich sehr stark an Fusulinen erinnernde Gebilde, deren innerer Feinbau jedoch wegen der starken Umkristallisation nicht mehr erkennbar ist.

Aus den gleichen Kalkbänken stammen einige Crinoidenstielglieder, die nach freundlicher schriftlicher Mitteilung durch Herrn Dr. K. W. BARTHEL vom 16. 6. 1965 zu den karbonischen bis triassischen

Encrinidae

gehören. „Die vorliegenden Fossilreste sind am besten mit permischen und triassischen Crinoiden (*Dadocrinus*-ähnliche und *Encrinus*-ähnliche Formen) vergleichbar.“

Aus dem erzführenden, massigen Kalk unmittelbar östlich von Kurşunlu konnten schlecht erhaltene Gastropoden gefunden werden. Herr Dr. P. WELLNHOFER bestimmte:

Holopella cf. *trimorpha* WAAGEN

Meekospira cf. *acuminata* (GOLDFUSS)

Lissochilina sp.

Murchisonia sp.

Trachyspira (?) sp.

„Sämtliche Fossilien (Gastropoden) liegen in einer Erhaltung vor, die eine eindeutige Bestimmung nicht ermöglicht. Die vorliegenden Reste, meist Steinkerne, konnten noch am ehesten mit permischen Formen verglichen werden. Die Altersstellung der Kalke muß daher etwas fraglich bleiben und kann nur mit einiger Wahrscheinlichkeit mit Perm angegeben werden.“

Auf Grund der vorliegenden kleinen Fauna und eines Vergleiches mit dem in seiner stratigraphisch-tektonischen Position sehr ähnlichen, mittel- bis oberpermischen, untersten Teil der Marmor-Kalk-Serie bei Ilgin (S. 84f.) ist ein permisches Alter zu folgern.

Nach NIEHOFF (1963) folgen im Hangenden dieser permischen Kalke und Marmore, meist über geringmächtigen Linsen von Phylliten und Quarziten, noch mehrere hundert m mächtige, massige Kalke, die dem Mesozoikum angehören, mangels Fossilien jedoch nicht weiter gegliedert werden können. Sie stellen möglicherweise eine comprehensive Folge von Trias, Jura und Unter-Kreide dar und bauen nordwestlich Sizma die bis 2200 m mächtigen Berggipfel auf.

Die magmatischen Gesteine, die in keinem genetischen Zusammenhang mit der Vererzung stehen, werden nicht weiter behandelt. NIEHOFF (1963) erwähnt Gabbros und Gabbrodiorite sowie Diabasspessartit. Westlich und nordöstlich Lâdik treten Dioritgänge auf.

2.4 Tektonik

2.41 Variszische Faltentektonik

Die Schieferserie des Paläozoikums samt ihren Ophiolit- und Marmoreinlagerungen zeigt eine intensive Biegefaltung, die bei Lâdik-Kurşunlu vorwiegend NNW-SSE bis NW-SE gerichtet ist, bei Sizma mehr in ein E-W-Streichen übergeht.

Nach NIEHOFF (1963) nimmt im weiteren Rahmen des erzführenden Gebietes die Intensität der Biegefaltung im ganzen von S nach N (bzw. SW nach NE) zu, wobei es im N zu N-vergenten Faltenüberkipnungen kommt. NIEHOFF (1963) hält eine kräftige spätvariszische Faltung für erwiesen. Zumeist lagert die permisch-mesozoische Marmor-Kalk-Serie deutlich diskordant der älteren Schieferserie auf. Nach NIEHOFF (1963) sind sehr schwach ausgeprägte Diskordanzen nur recht selten (z. B. am Kizkaya bei

Sizma-Civalimaden): „Auch hier finden sich jedoch zumeist im Liegenden der Marmorserie Linsen oder Lagen von Quarziten, die auf eine Schichtlücke mit Erosion hinweisen.“ Es kommen in diesem Bereich vereinzelte lückenhafte, klastische Transgressionsbildungen (S. 84) vor, denen die eigentliche mächtige Marmor-Kalk-Serie auflagert.

Diese mechanische Deformation wird im weiten Rahmen der Lagerstätten von einer schwach epi- bis schwach mesozonalen Regionalmetamorphose überlagert, deren Intensität nach NIEHOFF (1963) im gleichen Richtungssinn wie die Faltungsintensität ansteigt. Hinsichtlich des Alters dieser Regionalmetamorphose glaubt NIEHOFF an ein ebenfalls jungpaläozoisches Alter, da die in die jüngere permisch-mesozoische Marmor-Kalk-Serie eingelagerten Linsen klastischer Sedimente weniger stark verändert seien.

2.42 Postvariszische Bruchfaltentektonik

Die permisch-mesozoische Marmor-Kalk-Serie weist einen wesentlich ruhigeren, WSW-ENE bis W-E gerichteten Faltenbau auf als die paläozoischen Schiefer und bildet bei Lâdik-Kurşunlu und östlich der Grube Büyük Mağara den tektonisch stark zerhackten Scheitel und Nordflügel einer antiklinalartigen Aufwölbung.

NIEHOFF (1963) schreibt: „Die Faltung der Marmore ist nur flachwellig und im ganzen scheint sich die Gesamtserie den gebirgsbildenden Prozessen gegenüber wie ein starrer Block verhalten zu haben. Die tektonische Energie der alpidischen Orogenese sollte sich zum größten Teil in der Umkristallisation der Marmore unter Streß umgesetzt haben.“

Das heutige Bild wird geprägt durch eine Achsenvergitterung, an der paläozoische und mesozoische oder tertiäre Faltungsphasen beteiligt sind.

Das gesamte erzführende Gebiet wurde von einer intensiven Bruchtektonik erfaßt. Die Hauptstörungsrichtung und bevorzugte Klufrichtung streicht 100° – 130° . Eine mindestens teilweise jüngere Bruchtektonik zieht NNW-SSE bis NNE-SSW. Die Brüche sind gelegentlich mit tektonischen Brekzien gefüllt, die auch Rotlehm mit mobilisiertem Zinnober führen können (z. B. mehrfach am Çirakman tepe südlich Lâdik). Im östlichen Teil des erzführenden Gebietes biegt die Marmor-Kalk-Serie nach SE um und wird stark von SW-NE ziehenden Querstörungen durchsetzt.

3. Die Lagerstätten

3.1 Literaturübersicht

Die ältesten Mitteilungen über diese um 1900 wiederentdeckten Lagerstätten stammen von SHARPLESS (1906), der auch berichtet, daß bei Sizma bereits ein uralter Bergbau auf Hg umging und unter hereingebrochenen Gesteinsmassen neben zahlreichem Gerät die Skelette von 50 verschütteten Bergleuten aus dem zweiten Jahrtausend v. Chr. gefunden worden seien. WHITTAL (1907) bringt vor allem einige Angaben über die Zinnobervererzung bei Kurşunlu, CANAKIS (1911) einen kurzen bergmännischen Bericht und Ausführungen über Hg-Vorkommen bei Lâdik.

SCHUMACHER (1937 a) bemerkt über die Erzführung bei Sizma: „Die Hauptvererzung hält sich vorwiegend an den Kontakt von Schiefer und Kalkstein, weil hier die Erzlösungen sich stauten und so besonders intensiv auf dem Wege der Metasomatose oder Imprägnation auf den angrenzenden Kalkstein einwirken konnten. Der Kalkstein, zum Teil auch der Schiefer, ist im Bereich der Erzführung silifiziert und zu einer Art Hornstein umgewandelt, an den der Zinnober gewöhnlich gebunden ist.“ Diese genetische Deutung ist die herrschende Lehrmeinung über diese Lagerstätten geworden und bis heute geblieben. Sie wurde von fast allen späteren Autoren übernommen; wenig berücksichtigt wurden seine Ergebnisse über die Grube Büyük Mağara selbst: „Die Vererzung folgt dem Kontakt von Schiefen und Kalkstein, geht aber von hier auch in den liegenden Kalkstein hinein und bevorzugt anscheinend besonders stark zerrüttete Zonen in diesem Kalkstein, beziehungsweise Stellen mit eingelagerten Schieferschichten. Abgebaut wurden früher vier übereinander liegende Erzhorizonte, die

sehr wechselnde Mächtigkeiten etwa zwischen 0,5 und 2 m haben. Innerhalb dieser Mächtigkeit ist der Kalkstein großenteils silifiziert. Das abgebaute Erz bestand daher vorwiegend aus einem hornsteinartigen Quarzit mit Imprägnationen und kleinen Trümmern und Adern von Zinnober.“

PILZ (1937), vor allem aber KOVENKO (1939) berichten, daß die Vererzung bevorzugt in der Nachbarschaft bituminöser Kalke auftritt. KOVENKO schreibt: „Dans toutes ces mines les filons sont paralleles aux couches de calcaire bitumineux noirâtres, ce qui permet de distinguer encore mieux les filons de calcite, dolomite et quartz.“

ZIEGLER (1939) bringt neben bergmännischen Mitteilungen einige geologische Befunde. So beschränkt sich bei Sizma die Vererzung „auf lokale Imprägnationen von einigen kristallinen Kalkbänken, besonders auffallend da, wo diese bituminös sind“. 3 km SSE Lâdik sollen die Zinnobererze auf ca. 30 m auseinander liegenden Spalten kalzitischer Gangart in kristallinen Kalken aufsetzen.

RYAN (1960) und VAN DER KAADEN (1963) stellten die bisherigen Kenntnisse in der Literatur zusammen. Letzterer erwähnt vom größten Ausbiß, Büyük Mağara, 5 Erzhorizonte mit 0,5–2 m Mächtigkeit, die durch erzfreie Kalke voneinander getrennt sind.

NIEHOFF (1961) berichtet: „Bemerkenswert ist, daß alle beobachteten Erzvorkommen an die Liegendgrenze der Kalkserie gegen die unterlagernden metamorphen Schiefer gebunden sind. Wie ich bei einer Befahrung der Stollen der „Sizma Civalimaden“ feststellen konnte, geht die Vererzung von dieser Grenzfläche zwischen Schiefer und Kalk aus, die eine tektonische Bewegungsfläche darstellt. Die Schiefer sind meist erzfrei, während die Vererzung auf eine 2–3 m mächtige Zone in den Kalken beschränkt ist. Offensichtlich hat also die als tektonische Bewegungsbahn benutzte Grenzfläche zwischen Kalk und Schiefer als Weg für die Erzlösungen gedient, wobei hauptsächlich die im Kalk gebildeten Scherklüfte vererzt wurden. In den Fällen, wo die Überlagerung der Kalkserie vermittels einer Wechsellagerung zwischen Kalk und Schiefen erfolgt, wie das z. B. bei den in Betrieb befindlichen Gruben nördlich von Sizma der Fall ist, können dann örtlich mehrere Erz-„Horizonte“ (bis zu 3) ausgebildet werden“. Damit schließt sich NIEHOFF im wesentlichen der von den älteren Autoren bereits vertretenen epigenetisch-metasomatischen Deutung der Lagerstätten an.

3.2 Beschreibung und genetische Deutung

a) Aus dem liegenden, permischen, gut gebankten Teil der Marmor-Kalk-Serie in der Hauptgrube Büyük Mağara wurden von verschiedenen Autoren drei, vier oder fünf „schichtparallele Gänge“ bzw. Erzhorizonte erwähnt. Nach mündlicher Mitteilung des Grubenbesitzers, Herrn M. DEMIRKIRIŞCI, sollen im Herbst 1964 insgesamt 10 derartiger, meist ziemlich stark absätziger Erzkörper in der Bankkalkserie bekannt gewesen sein. Bei einer Befahrung, bei der leider nicht die gesamte Grube besichtigt werden konnte, ließen sich unschwer fünf schichtige Erzhorizonte sicher feststellen.

Der 15–50 cm dicke Haupterzkörper liegt in einem bis etwa 1,50 m mächtigen, meist undeutlich feingeschichteten, von feinkörnigen Quarzlagen durchsetzten Quarzphyllithorizont, der mehr als 100 m im Streichen und Fallen aufgeschlossen und vollkommen schichtkonkordant der Bankkalkserie, stratigraphisch etwa 20 m über deren Basis, eingeschaltet ist.

Selten sind Derberze; meist ist eine Vielzahl dünner, mehr oder weniger paralleler, einige mm bis cm starker und cm bis dm langer Erzlinsen ausgebildet, die im Verband mit ihrem Nebengestein ein ehemaliges sedimentäres Gefüge, insbesondere eine Schichtung erkennen lassen. Antimonit und Zinnober sind meist unregelmäßig miteinander verwachsen; untergeordnet treten feinkörniger bis hypidiomorph-körniger, häufig schwach anisotroper Pyrit sowie Arsenkies auf. Sehr selten sind Metacinnabarit und Markasit.

Für die genetische Beurteilung wesentlich ist die Vererzung in graphitischen Schiefen:

Ein Schwarzschieferhorizont, der bei anderer Erzführung dem Mansfelder Kupferschiefer recht ähnlich ist, wird aus einem parallellagigen, sehr feinschuppigen Hellglimmer mit etwas kohlig-graphitischer Substanz und wenigen Quarzkörnern aufgebaut. Er ist

ungewöhnlich reich durchsetzt von stets parallelen, feinsten Erzlinen und Erzlinealen, die einige mm bis mehrere cm lang werden und höchstens wenige mm, teilweise nur um 1/100 mm dick sind (vgl. A. MAUCHER & R. HÖLL).

Sie bestehen überwiegend aus einer reichen Durchstäubung mit winzigen Pyrit- und Markasitkörnchen. Nur in den größeren dieser Erzlinen treten hypidiomorphe Körner und Kornaggregate aus oft deutlich schwach anisotropem Pyrit auf, häufig mit lockerem, von feinsten Nebengesteins-einschlüssen durchsetztem Kern und dichten Schalen. Einige undeutlich rhythmisch aufgebaute Pyritkugeln zeigen Schrumpfungsrisse und sind vorzugsweise im Zentrum zerbrochen. Lockere, mehr oder weniger rundliche Gebilde, aus feinsten Pyritknöllchen zusammengesetzt, ähneln „vererzten Bakterien“. Atollförmige Pyritkugeln, die teilweise einen Pyritkern umsäumen, sind vereinzelt. Die Erzminerale Zinnober und Metacinnabarit kommen zusammen vor, meist als Zwickelfüllungen zwischen Pyritkörnchen, seltener in eigenen, Pyrit-freien Erzlinen.

Die gesamten Gefügemerkmale und die Art der Vererzung sprechen ganz entschieden gegen eine metasomatische Deutung. Sie weisen eindeutige sedimentäre Kennzeichen auf, die eine ungewöhnlich vielfache, rhythmische, feinschichtige Ablagerung von Erzmineralien sowie pelitischem und organischem Material in einem ruhigen, ungestörten, kaum von synsedimentären oder paradiagenetischen Verformungen erfaßten Sediment belegen, das keinerlei Anzeichen von Verdrängungen aufweist.

In einem anderen, stärker verkieselten Schwarzschieferhorizont zeigen sich prinzipiell die gleichen Erscheinungen, nur sind die graphitischen und quarzigen Feinlagen sowie die Erzlagen und Erzlinen mit Zinnober und Antimonit durchwegs etwas dicker, teilweise mehrere mm stark, mitunter auch syngenetisch-submarin verformt. Niveaubeständige Erzlagen mit nur Zinnober wechsellagern mit solchen von reinem Antimonit sowie dünnen Erzbändern, welche Zinnober zusammen mit Antimonit führen. Derartige Gefüge können nicht als Ergebnis einer Abbildungsmetasomatose durch Zinnober und Antimonit angesehen werden, sondern sind als Ergebnis einer submarinen, rhythmischen Ausscheidung zu betrachten. Je nach der Metallzufuhr wurden reiner Zinnober, reiner Antimonit oder Zinnober zusammen mit Antimonit abgelagert.

In anderen sehr kieseligen sowie kalkigen, recht armen Erzhorizonten kam es nicht zur Ablagerung von Erzlinen oder Erzlagen, sondern offenbar infolge zu geringer Metallzufuhr nur zu feiner Erzimprägnation, höchstens gelegentlich zur Ausbildung bis erbsengroßer Erzknöllchen.

b) In den massigen Kalkmarmoren über den Bankkalken bei Sizma sowie im ganzen Erzgebiet von Lâdik-Kurşunlu sind nur unregelmäßig imprägnierte, mitunter in stark silifizierten Gesteinspartien stärker angereicherte Zinnoberkörner und gelegentlich wirre Aggregate mit feinkristallinem Antimonit feststellbar. Die andersartigen Ablagerungsbedingungen (S. 84) ließen einen schichtigen Absatz von Erzen nicht zu; nirgends sind in diesen massigen Kalkmarmoren, die selbst nur selten eine Schichtung andeuten, sedimentäre Gefüge in den Erzen erkennbar.

Die massigen Kalkmarmore sind gegenüber den wesentlich stärker bituminösen Bankkalken viel intensiver umkristallisiert, oft ausgesprochen grobkristallin. Dementsprechend zeigt ihre Erzführung überall deutliche Anzeichen für Mobilisierungen im Mikro- bis Meterbereich. Meist wurden unregelmäßig gestaltete, bis 2 cm große Knöllchen und feine Zwickel- und Rißfüllungen von Zinnober zwischen Kalkspatkörnchen gebildet.

c) Reichlich treten mobilisierte Zinnobererze auf Verwerfungen und Klüften auf. Sowohl auf den 100°–130° streichenden als auch auf den mehr oder weniger N–S gerichteten Störungen sind häufig dünne, meist mit Limonit verwachsene Tapeten von Zinnober zu beobachten. Sie reichen teilweise noch einige m unter die Basis der Kalke in die liegende Schieferserie. Besondere Erzanreicherungen finden sich oft in mit Lehm gefüllten Spalten oder in ausgelaugten tektonischen Brekzien. Der Lehm, meist Rotlehm, ist offenbar besonders günstig für die Abscheidung von Zinnober aus vadosen Wässern und damit für

die Bildung und Anreicherung deszendenter umgelagerter Erze, oft ausgesprochener Reicherze.

d) In der Literatur werden diese Störungen meist als Zufuhrwege für die Erzlösungen von einem unbekannten, hypothetischen Erzbringer aus der Tiefe angesehen. Ihre deszendente Erzführung wird als aszendente Vererzung in diskordanten Gängen betrachtet. Die schichtige Ausbildung mehrerer Erzkörper in der Bankkalkserie der Grube Büyük Mağara, bevorzugt zusammen mit bituminösen Lagen, wird zwar von mehreren Autoren (S. 86f.) erwähnt, makroskopische wie mikroskopische Gefügeuntersuchungen werden jedoch nicht beschrieben. Die Vererzung wird durch Metasomatose unter einem impermeablen Stauhorizont erklärt; eine eingehende Begründung für diese genetische Deutung wurde von keinem Autor gegeben. Soweit auf genetische Fragen überhaupt näher eingegangen wird, ergeben sich Schwierigkeiten, eine Reihe übereinander lagernder, schichtparalleler Erzhorizonte, die zudem sehr unterschiedliche Mengenverhältnisse zwischen Hg und Sb aufweisen, durch metasomatische Verdrängungen in einer wenig differenzierten Bankkalkserie erklären zu können. Diese Schwierigkeiten werden umgangen durch sehr allgemeine Beschreibungen, wonach die Vererzung sich an die „Grenzfläche zwischen Schiefer und Kalk“ halten solle. Als Schiefer werden dabei meist die unmittelbar unter der permisch-mesozoischen Marmor-Kalk-Serie liegenden, nach NIEHOFF (1963) wahrscheinlich oberkarbonischen bis unterpermischen, höchsten Teile der mächtigen Schieferserie (S. 83) bezeichnet, teils jedoch auch die der Bankkalkserie zwischengelagerten, geringmächtigen Schieferhorizonte (S. 86f.). Manche Literaturangaben, insbesondere auch die Beschreibung von NIEHOFF (1961) (S. 87), erwecken den Eindruck, als ob mehr oder weniger sämtliche Erzvorkommen an die Grenzfläche zwischen der Marmor-Kalk-Serie im Hangenden und der mächtigen Schieferserie im Liegenden gebunden sei. Dies würde zwar am wenigsten gegen eine metasomatische Entstehung sprechen, stimmt jedoch mit den tatsächlichen Gegebenheiten einfach nicht überein. In der Grube Büyük Mağara werden nicht nur in den untersten 2–3 m der Bankkalkserie (NIEHOFF 1961), sondern in der gesamten Mächtigkeit dieser Bankkalke aus einzelnen Erzhorizonten und sogar im untersten Teil der auflagernden, massigen Kalkmarmore Erze gewonnen. Im Raume Lâdik-Kurşunlu sind an der Liegendfläche der Marmor-Kalk-Serie trotz der zahlreichen Aufschlüsse noch keinerlei Erzanreicherungen festgestellt worden, entgegen der Behauptung von NIEHOFF (1961).

e) Im Lagerstättengebiet Sizma-Lâdik-Kurşunlu wurden an Erzminerale insgesamt beobachtet:

Zinnober, Metacinnabarit, Antimonit, „Antimonocker“, Pyrit, Markasit, mitunter Cuprit, Azurit, Malachit und Covellin, sehr selten Arsenkies und Auripigment (?).

NIEHOFF (1961) erwähnt noch Bleiglanz, VAN DER KAADEN (1963) gibt auch Tetraedrit an.

Die Erze werden von Quarz, Kalkspat und Schiefer, oft Schwarzschiefer, gelegentlich auch von Flußspat und Baryt begleitet.

f) Wesentlich für die genetische Beurteilung sind basische Laven und Tuffe, die den vererzten Kalkmarmoren linsenförmig zwischengeschaltet sind und einen der Erzführung altersgleichen Vulkanismus belegen.

Am Çirakman tepe südlich Lâdik treten gelegentlich verschieferte, submarine basische Tuffe auf, besonders in der kleinen Schurfgrube E bei R 45 840, H 4224 270 (Kartenblatt ILGIN-L28-c2; Maßstab 1 : 25 000). Sie sind den massigen Kalken linsenförmig eingelagert, fast völlig zersetzt, weich, überwiegend grünlichgrau bis graugrün und dunkelbraun bis schwarz gefleckt.

Das weitaus vorherrschende Mineral ist schuppiger oder büscheliger Talk. Daneben treten noch sehr feinfaseriger Chrysotil und etwas feinschuppiger Antigorit auf. Sehr untergeordnet ist stengelige aktinolithische Hornblende. Vereinzelt sehr dünne, Biotit-reiche Lagen sind fast völlig in feinschuppige Chlorite unter Ausscheidung von Rutilnadelchen umgewandelt. Ganz spärlich sind sekundäre Quarzkörner. Akzessorien sind Rutil, Leukoxen, Zirkon und vereinzelt Apatit.

Eine von Herrn Prof. Dr. E. PREUSS durchgeführte spektralanalytische Untersuchung ergab einen Gehalt von 0,003–0,03% Hg.

Mehrfach sind den vererzten Kalkmarmoren unmittelbar östlich Kurşunlu, besonders bei R ⁴⁹ 270, H ⁴² 24 370, verschieferter, graugrüne bis graue basische Laven mit Fluidaltextur und mitunter ausgebildeter Mandelsteinstruktur zwischengelagert. Wie die Tuffe am Çirakman tepe sind diese Laven durchwegs stark bis fast völlig vertalkt, enthalten aber vereinzelt auch noch unzersetzten Forsterit. Herr Prof. Dr. E. PREUSS bestimmte den Gehalt einer Lavaprobe spektralanalytisch mit 0,01–0,3% Hg.

III. ERGEBNISSE

Für die Hg und Sb führenden Erzvorkommen Şeyhşaban und im Raume Sizma-Lâdik-Kurşunlu ist eine syngenetisch-exhalativ-sedimentäre Entstehung während des Perms zu folgern. Die submarinen Erzzufuhren, die bei Sizma rhythmisch während der Ablagerung eines knapp 100 m mächtigen Kalkpaketes erfolgten, wurden begleitet von einem altersgleichen untermeerischen Vulkanismus. Das Problem, ob vielleicht altpaläozoische Erzlager die Stoffquelle der vom permischen Vulkanismus nur regenerierten Vererzung sind, oder ob die permischen Effusiva eine eigene juvenile Stoffzufuhr brachten (MAUCHER 1965, S. 176), kann nicht entschieden werden. Sicher altpaläozoische, besonders gotlandische Gesteinsserien wurden bei Şeyhşaban nicht beobachtet. In dem stratigraphisch tiefsten Gesteinspaket bei Sizma-Lâdik-Kurşunlu, der nach NIEHOFF (1963) wahrscheinlich devonischen bis unterpermischen Schieferserie, wurden mit Ausnahme von deszendenden, mobilisierten Erzen auf Störungen, unmittelbar unter der Auflagerungsfläche der Marmor-Kalk-Serie, noch keine Hg- oder Sb-Vererzungen gefunden. In den metamorphosierte keratophyrischen Ophioliten dieser Schieferserie (S. 83) wurden ebenfalls weder eine Hg- noch eine Sb-Erzführung festgestellt.

C. LAGERSTÄTTEN MIT PALÄOZOISCHER,
SUBMARIN-EXHALATIV-SEDIMENTÄRER LAGERVERERZUNG UND TERTIÄRER,
EPIGENETISCH-HYDROTHERMALER, DISKORDANTER GANGVERERZUNG

I. DIE SB-LAGERSTÄTTE TURHAL

1. *Geographische Übersicht*

Diese derzeit größte und wichtigste türkische Sb-Lagerstätte liegt im nordöstlichen Teil Zentralanatoliens bei der Stadt Turhal im Vilayet Tokat, etwa 100 km Luftlinie südlich des Schwarzmeerhafens Samsun. Das sich in nahezu W-E-Richtung erstreckende, fast 12 km lange und weniger als 2 km breite erzführende Gebiet verläuft an den Hängen eines W-E gerichteten Höhenzuges beiderseits des Yeşil Irmak von Geyran köy, 6 km NNW Turhal, bis 1 km SSE Dazmana, knapp 10 km ENE Turhal. Die wichtigsten Abbaue befinden sich westlich des Yeşil Irmak, 5–7 km Luftlinie N bis NNE dieses Ortes.

2. *Stratigraphie*

2.1 *Literaturübersicht*

Nach ihrer Wiederentdeckung um 1930 wurden über diese Antimonitlagerstätte vor allem in den Jahren 1936–1940 von verschiedenen Autoren kurze bergmännische Berichte und Beiträge zur Kenntnis der Lagerstätte und ihres geologischen Rahmens geliefert, so von MAUCHER (1936, 1937, 1938), UNTERHÖSSEL (1936), YENER (1936), SCHUMACHER (1937 b), PILZ (1937), KOVENKO (1938, 1940) und BARUTOĞLU (1938).

ÖLSNER (1936–1939) gab eine ausführliche Darstellung dieser Lagerstätte. Ihm sind wertvolle Ergebnisse über die Stratigraphie, Tektonik und insbesondere eingehende Untersuchungen und Kartierungen der einzelnen Erzvorkommen im Konzessionsgebiet der Özdemir Antimuan Madenleri İşletmesi Ltd. Şti. zu verdanken.

Eine Beschreibung und Kartierung im Maßstab 1 : 133 333 des Raumes am Yeşil Irmak durch BLUMENTHAL (1950) umfaßte auch das Gebiet um Turhal, das ferner eine kurze Bearbeitung durch BAYKAL (1945) erfuhr.

RYAN (1960) und VAN DER KAADEN (1963) bringen kurze Zusammenfassungen der bisherigen Kenntnisse. KRAEFF (1963) schließt sich sehr stark an ÖLSNER (1936–1939) an.

2.2 *Die Turhal-Serie und die Perm-Kalke*

Die ältesten, von ÖLSNER als „Turhal-Serie“ bezeichneten, von allen Bearbeitern als sehr wahrscheinlich paläozoisch betrachteten Gesteine sind kristalline Schiefer. Vorherrschend sind stark durchbewegte epizonale Phyllite mit häufig hohem Graphitgehalt sowie Quarzphyllite. Zwischengeschaltet sind im erzführenden Gebiet mindestens zwei, ursprünglich sicher mehrere m mächtige, durch die spätere Tektonik jedoch stellenweise vollkommen ausgequetschte Graphitschieferhorizonte. Daneben treten absätzig entwickelte, schichtkonkordante, mit den Graphit- und Serizitschiefern faziesverzahnte Grünschiefer

auf, die nach den Untersuchungen von ÖLSNER (1936–1939) und BLUMENTHAL (1950) wohl metamorphosierte Diabastuffe darstellen. Bei Civrıl köy, rund 6 km westlich Turhal, sind mehrere gut gebankte, stark marmorisierte Kalkhorizonte in dieser Gesteinsserie eingelagert. Die häufigen Diabase nehmen vor allem östlich des Yeşil Irmak weite Gebiete ein.

Fossilien wurden in dieser Gesteinsserie noch nirgends gefunden. In auflagernden Kalkzügen südlich und östlich Turhal (Katmer kaya und Mercimek tepe) wurden nach BLUMENTHAL (1950, S. 28) Querschnitte von *Mizzia velebitana* SCHUB., *Gymnocodium* sp. und fragmentäre Fusulinenreste festgestellt, die permisches Alter belegen. Dieser Autor konnte auch für die Kalke des Taşlı dağ nördlich Amasya Perm nachweisen. Er folgert daher für die Schiefer-Serie ein präpermisches Alter.

2.3 Die Kreide

Die zwischen dem Paläozoikum und der Kreide liegenden, stratigraphisch nicht näher einzuordnenden „Zwischenbildungen“ im Sinne von BLUMENTHAL (1950, S. 31 ff.) im Gebiet von Turhal-Zile kommen im erzführenden Gebiet nicht vor und stehen mit der Vererzung in keinem Zusammenhang.

Der mächtige, gebankte bis massige Kalk, der sich von Geyran köy westwärts bis nach Kelit hinzieht, ist im vererzten Gebiet westlich des Yeşil Irmak nur in drei kleinen Erosionsresten erhalten. Er gehört nach BLUMENTHAL (1950) wahrscheinlich der Unter-Kreide und tiefen Ober-Kreide an.

In der südlichen Umrandung des weiten Tales von Turhal treten ebenso wie unmittelbar östlich dieser Stadt neben klastischen Schichten verschiedenartige Kalke auf, die BLUMENTHAL (1950) auf Grund einiger Fossilfunde in die Ober-Kreide stellen konnte.

2.4 Das Eozän

Im erzführenden Gebiet östlich des Yeşil Irmak liegen einige kleine, reliktsch erhaltene Vorkommen von Eozän transgressiv über Diabasen und Schieferen der Turhal-Serie, nicht über kretazischen Kalken, die bei Beginn der eozänen Sedimentation bereits weitgehend abgetragen waren. Das Eozän beginnt mit einem bis 50 cm mächtigen Basalkonglomerat mit vorwiegend Diabas-, Quarz- und Kalkgeröllen sowie Schieferfetzen.

Aus diesem Konglomerat konnte Herr Dr. R. PAVLOVEC folgende Fauna bestimmen, die wahrscheinlich in das Unter-Eozän einzustufen ist:

Stylocoenia taurinensis (MICHELIN)

Discocyclus div. sp.

Nummulites partschi partschi DE LA HARPE

Nummulites cf. *burdigalensis* DE LA HARPE

Darüber folgen bis 30 m mächtige, fossilführende, sandige Mergel und Sande mit einigen Horizonten harter Kalkknollen. Die an einem Stolleneingang 1 km SW Dazmana (Abb. 11) gesammelte Fauna ist nach freundlicher Bestimmung durch Herrn Dr. R. PAVLOVEC sehr wahrscheinlich in das Untere Lutet (Unteres Mittel-Eozän) zu stellen:

Stylophora cf. *conferta* REUSS

Turritella imbricata LAMARCK

Clavilithes macrospira COSSMANN

Nummulites laxispinus DE LA HARPE

Die Täler sind von jungtertiären (?) und alluvialen Ablagerungen bedeckt.

3. Tektonik

Der Bauplan des erzführenden Gebietes läßt in der Turhal-Serie einen stark gefalteten Unterbau und in den kretazischen und eozänen Sedimenten einen durch Bruchfaltentektonik gekennzeichneten Oberbau klar erkennen.

3.1 Der Unterbau

Die Schieferserie zeigt im Raume nördlich Turhal einen sehr komplizierten, antiklinalartigen, W-E bis WSW-ENE gerichteten Bau.

Im erzführenden Gebiet sind diese Schiefer im allgemeinen in enge, überwiegend W-E ziehende, meist steil stehende, teilweise deutlich S-vergente Falten gelegt mit bevorzugt steilem Einfallen nach Norden. Vom Gebiet der Grube A kuyusu bis in das Gebiet der Grube A galeri, unmittelbar westlich des Yeşil Irmak, schwenken diese Falten rasch um in etwa die N-S-Richtung bei ganz vorherrschend westlichem Einfallen. Östlich des Yeşil Irmak streichen diese Schiefer, vielfach durch mächtige Diabasstöcke ausgelenkt, bevorzugt W-E bis WNW-ESE. Die ursprüngliche Biegefaltung wird von einer Scherfaltung stark überprägt. Deren Gleitebenen sind bevorzugt alte hol-Flächen bezogen auf die Achsen der Biegefalten, so daß die Achsen der Scherfalten und Biegefalten gleiche Richtung aufweisen. Linsige Zerschierung konform der Biege- und Scherfaltung, Auf- und Überschiebungen mit ausgeprägter Bildung von Gleitflächen sowie mächtige Ruschelzonen sind besonders in graphitischen Schiefen verbreitet.

Mit dieser Faltung, über deren präalpidisches Alter keine näheren Aussagen möglich sind, war eine epizonale Metamorphose verbunden.

Ob die ungleichförmige Auflagerung der Permkalke durch eine echte Diskordanz oder eine disharmonische Faltung bedingt ist, konnte nicht entschieden werden; BLUMENTHAL (1950) glaubt an disharmonische Bewegungen zwischen dem Schieferkomplex und diesen Kalken.

3.2 Der Oberbau

Mit scharfer Diskordanz liegen im erzführenden Gebiet auf den gekappten Falten der Turhal-Serie die Kreide und das Eozän.

Das Eozän ist noch schwach verfaltet und neben N-S ziehenden Verwerfungen stark von vorherrschend etwa E-W verlaufenden Störungen durchzogen. Auffallend ist, daß diese letzteren großenteils Aufschiebungen nach S bis SE mit steil nordfallenden Störungskontakten darstellen (Abb. 11). Völlig gleiche Erscheinungen wurden auch von BAYKAL (1945) aus dem Gebiet südlich Turhal und von BLUMENTHAL (1950) beschrieben. Bei diesen tektonischen Bewegungen, welche jünger sind als die eozänen Sedimente dieses Raumes, wurden die alten präalpidischen Strukturen wieder benützt.

4. Die Lagerstätte

Da nur für das Konzessionsgebiet der Özdemir Antimuan Madenleri İşletmesi Ltd. Şti. brauchbare topographische Karten zur Verfügung standen, war die Geländearbeit sehr erschwert.

4.1 Literaturübersicht

Die früheren Bearbeiter dieser Lagerstätte wurden bereits bei der Beschreibung der Stratigraphie erwähnt (S. 91).

Die klarsten und ausführlichsten Darstellungen der geologischen Verhältnisse dieser Lagerstätte stammen von MAUCHER (1936, 1937, 1938) und ÖLSNER (1936–1939). Die

übrigen Autoren bringen keine wesentlich neuen Gesichtspunkte, sondern schließen sich weitgehend diesen beiden Bearbeitern an.

Nach MAUCHER (1938, S. 619) treten die mineralogisch sehr gleichmäßigen und einfachen, meist reinen Antimonit und selten etwas Pyrit führenden Erze in zwei verschiedenen Formen auf: „Einmal als diskordante, meist saiger stehende Gänge, deren Generalstreichen Ost–West verläuft. Es gibt aber auch N–S streichende Gänge. Das andere Mal als konkordante Lagergänge in den Schiefer. Deren Streichrichtung ist ebenfalls etwa Ost–West, jedoch mit wechselndem Fallen von 15° bis 60° Nord. Die Graphitschiefer sind meist im Hangenden der Lagergänge oder bilden direkt das Hangende. Im Liegenden sind Serizit- und Grünschiefer.“ Das Alter der Vererzung wird in das Tertiär gestellt, da der Antimonit sicher jünger ist als die Schiefer und Diabase und außerdem tektonisch bedingte Querspalten vererzt, welche zu den gleichen Spaltensystemen gehören, die auch in den kretazischen Kalken auftreten. „Lagergänge und Quergänge entstammen sicher einer Bildungsperiode, die sich aber auf einen langen Zeitraum erstreckt haben muß, da die Quergänge die Lagergänge auf Klüften durchsetzten, die die Lagergänge zum Teil verworfen haben. Bei den Quergängen handelt es sich um typische Quarz-Antimonitgänge, während die Lagergänge zum Teil sicher metasomatisch gebildet sind.“

ÖLSNER (1936–1939) unterscheidet ebenfalls Lagergänge und Quergänge. Nach seinen Ergebnissen sind die Quergänge verhältnismäßig selten. „Die Gänge treten größtenteils als Lagergänge überall dort auf, wo bei einer Faltung ein Aufblättern von Schichten stattfand und somit ein Anlaß für die Anlage der Gangspalten gegeben war. Das sind vorwiegend Grenzen verschiedener Elastizität und starke Knickstellen. Als eine solche Gesteinsgrenze von besonderer Bedeutung wäre zu nennen:

1. Die Grenze Diabastuff-Serizitschiefer,
2. die Grenze Serizitschiefer-Graphitschiefer.“

Die Bildung der Lagervererzung ist nach ÖLSNER wie folgt zu erklären: „Da sich in den Graphitschiefern leicht Spannungen des Gebirges durch Bewegungsvorgänge auslösten, blättert infolge dieser Bewegungen der Serizitschiefer unmittelbar an der Grenze gegen den Graphitschiefer auf und gab so den Anlaß zur Bildung von Gangspalten. In relativ geschmeidigen Graphitschiefern selbst trifft man keine große bauwürdige Vererzung.“ . . . „Durch spätere Bewegungen, die sich wiederum auf den alten Gleitflächen auslösten, konnte die Lagerstätte entweder teilweise (Grube B) oder fast völlig zerstört werden (Grube D und Sulu Mağara auf der großen, sich von der Grube B nach der Grube D hinziehenden Ruschelzone).“

Leider faßt ÖLSNER den Begriff „Lagergänge“ zu weit, da er auch mehrere zweifellos diskordante Erzgänge dazu rechnet.

Interessant ist noch eine Beobachtung von UNTERHÖSSEL (1936): „Den Phyllitschiefern ist eine 30–40 m mächtige Zone eines sauren Eruptivgesteins konkordant eingelagert und in diese wieder mehrere der Schichtung parallele Erzgänge.“

4.2 Beschreibung und genetische Deutung der Lagerstätte

4.21 Die tertiären diskordanten Gangvererzungen

Im Gegensatz zu den früheren Feststellungen von ÖLSNER (1936–1939) ist der derzeit überwiegende und wirtschaftlich wichtigste Teil der zahlreichen Erzvorkommen nicht zum Typ der Lagergänge zu rechnen, sondern zeigt folgende Merkmale:

a) Die Erzgänge sind überwiegend an etwa E–W verlaufenden Störungen, und zwar Aufschiebungen und Überschiebungen, meist sogar breiten Ruschelzonen gebunden, in denen ganz bevorzugt graphitische Serizitschiefer und Graphitschiefer wirr verknüchtet und zerschert sind. Die Vererzung setzt in Form jüngerer, bis 3 m, im Durchschnitt 0,2–1,0 m breiter, überwiegend etwa E–W ziehender Gänge durch diese Ruschelzonen und ist häufig durch noch jüngere Bewegungen, deren Verschiebungsbetrag in A galeri und in der Grube B 1 höchstens einige m erreicht, an der Oberfläche, seltener an der Unterseite gestriemt. Sie sind teils nur von ganz wenigen, geringmächtigen Querstörungen betroffen (Gruben A galeri, A kuyusu, C 1, E 2–E 4, Beş ocaklar und Üç ocaklar), teils jedoch stark durch Querstörungen tektonisch zerstückelt (Gruben B 1 und Inal ocağı).

Gelegentlich spalten die Gänge in eine Schar paralleler, meist nur schwach vererzter, fast rein quarziger Gangtrümer auf. Mitunter führen die Erzgänge reichlich eingeschlossene Nebengesteinsfetzen mit einigen mm dicken Quarzsäumen.

b) Die Erze bestehen aus Antimonit und nur sehr selten Pyrit, Markasit und Arsenkies. Gangart ist Quarz.

Der Antimonit ist überwiegend grobstrahlig, rosettenförmig, selten feinkristallin. Der Erzgehalt wechselt sehr stark; Derberze gehen unvermittelt in fast reinen Quarz über.

Die beim Zusammentreffen eines quarzreichen Antimonitganges mit zersetzten, serpentinierten Diabasen und Grünschiefern entstandenen Mineralien Gudmundit, Berthierit und Ullmannit (?) zusammen mit Antimonit, Markasit, Pyrit und Bravoit wurden von MAUCHER (1938) bereits ausführlich beschrieben.

Gudmundit wurde öfter beobachtet, in den Gruben Inal ocağı, A galeri, C 1 und im Stollen 1 km SW Dazmana.

c) MAUCHER (1936, 1938) stellte diese Vererzung auf Grund stratigraphisch-tektonischer Überlegungen in das Tertiär.

Von Bedeutung für die Frage des genaueren Alters dieser Antimonitgänge erwies sich ein Erzgang östlich des Yeşil Irmak, etwa 1 km SW des Dorfes Dazmana. An einer mehr als 300 m an der Oberfläche verfolgbaren Störung wurde Diabas mit 90° – 105° / 75° – 80° N auf fossilreiches Eozän (Unter-Eozän (?) und Unteres Lutet) (S. 92) aufgeschoben. Die bis 2 m breite Mylonitzone an dieser Aufschubung ist von einem 3–20 cm breiten, tektonisch noch beanspruchten Erzgang durchzogen, der durch einen 25 m langen Stollen mit kurzen Querstrecken aufgeschlossen ist (Abb. 11). Die Aufschubung und Vererzung fand

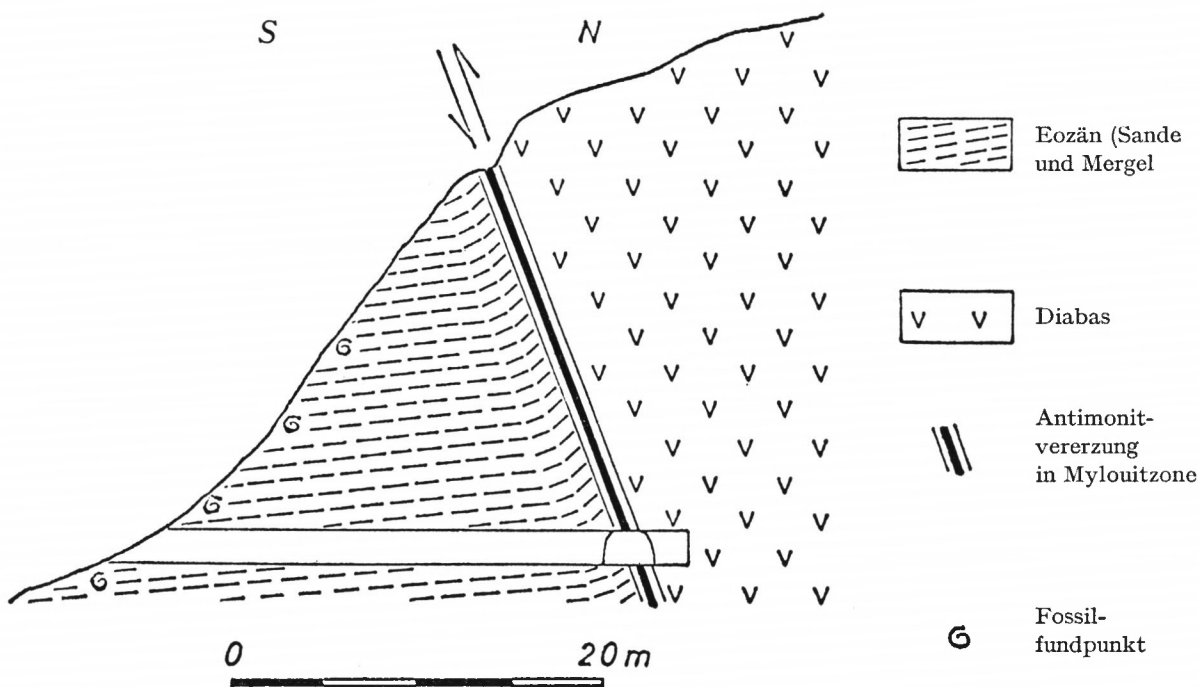


Abb. 11: Profil beim Stollen 1 km SW Dazmana. Diskordante Antimonitvererzung entlang Aufschubung von Diabas auf Unteres Lutet.

hier ohne Zweifel nach dem Unteren Lutet statt. Da dieser Erzgang den übrigen diskordanten Erzgängen geologisch-tektonisch vollkommen gleicht und in seiner geographischen Lage zwischen den diskordanten Erzgängen weiter östlich und den westlich anschließenden keinerlei Anzeichen für besondere Bildungsbedingungen aufweist, ist der Schluß berechtigt, auch für die Entstehung dieser Antimonitgänge ein gleiches Alter nach dem Unteren Lutet zu folgern.

Ein „Erzbringer“ kann, wie schon die früheren Autoren feststellten, im Raum um Turhal nicht gefunden werden.

Die diskordanten Erzgänge der Antimonitlagerstätte Turhal sind nach ihrem Mineralbestand eintönige, tieftemperierte, hydrothermale, quarzige Antimonitgänge, deren Bildung jünger ist als Unteres Lutet (Unteres Mittel-Eozän).

4.22 Die paläozoische (präpermische) schichtgebundene Vererzung

Einige Antimonitvorkommen, die vor allem im Gebiet zwischen der Grube B 1 und der Grube D sich verfolgen lassen, weichen deutlich von den oben beschriebenen diskordanten Antimonitgängen ab:

a) 30–45 m westsüdwestlich des Eingangs zur Grube B 1 treten in gegenwärtig gut aufgeschlossenen, äußerst stark zerscherten und verquetschten Graphitschiefern zusammen mit wenig eingekneteten Serizitschiefern, Grünschiefern und Diabasfetzen überwiegend faust- bis kopfgroße, mitunter auch größere, runde, angenähert rotationselliptisch oder zigarrenförmig ausgewalzte Erzbrocken auf (Abb. 12, siehe Anhang). Die Erze bestehen aus völlig umkristallisiertem und mobilisiertem Antimonit und lassen keine ursprünglichen Gefüge mehr erkennen. Die Antimonitkörper sind intensiv deformiert und stets von sehr engständiger, teilweise mehrfach sich überkreuzender Zerknitterungslamellierung erfaßt. Begleitmineralien sind ganz bevorzugt meist stark kataklastisch zerriebener Quarz, untergeordnet Serizit und Karbonate. Die Graphitschiefer sind bei der Grube B 3, 30 m nordwestlich der Grube B 1, besonders stark tektonisch zusammengeschoben und fehlen über dem diskordanten Erzgang der Grube B 1, der stellenweise in einzelne Gangtrümer aufspaltet, sowie im östlich daran anschließenden Gebiet. Es fehlen dort auch derartige ausgewalzte Erzknochen, die stets nur an diese Graphitschiefer gebunden sind.

In der Grube B 3 wurden einige Monate lang diese Erze gefördert. Da kein Erzgang, sondern immer nur diese verschieden großen, unzusammenhängenden Erzbrocken gefunden werden konnten, wurde der Abbau wieder eingestellt.

b) Entlang einer etwa WNW–ESE verlaufenden, tektonischen Bewegungszone zieht sich aus dem Gebiet westlich der Grube C 1 bis östlich der Grube B 1 ein stark absätziger, diskordanter, tertiärer Erzgang hin, welcher stellenweise in eine mehr oder minder parallele Gangschar aufspaltet und jünger als die Bewegungszone ist.

Dieser diskordante Erzgang durchschneidet bei der Grube B 2 die Erzknochen führenden Graphitschiefer spitzwinklig. Östlich dieser Grube liegen diese Graphitschiefer über, westlich davon unter diesem diskordanten, flach bis mittelsteil nach N einfallenden Erzgang. Dieser wird durch eine größere, E–W ziehende Störung im N begrenzt und durch mehrere kleine N–S verlaufende Verwerfungen im dm- bis m-Bereich versetzt. Bewegungen auf oder nahe über der Oberfläche des Erzanges, die zu einer kräftigen Striemung in der NW–SE-Richtung geführt haben, können mit Hilfe einiger ins Hangende abzweigender Gangtrümer rekonstruiert werden. Diese Gangtrümer sind nicht tektonisch verknetet, sondern als Ganzes lediglich 2,5–3,5 m an dieser Bewegungsfläche versetzt. Die tektonisch ausgewalzten Erzbrocken in den Graphitschiefern können somit nicht, wie ÖLSNER ver-

mutete, auf eine tektonische Zerstörung und Auswalzung dieses diskordanten, auch von ihm als „regelmäßig entwickelt“ beschriebenen Erzganges zurückgeführt werden, sondern sind älter als dieser Erzgang.

Die Graphitschiefer samt ihren Erzknollen lassen sich vom Gebiet der Grube B 2 absatzig bis zu den jetzt restlos verstürzten und verschütteten, alten Abbauen verfolgen, in denen frühere Bearbeiter eine tektonisch wenig gestörte, absatzige, 0,2–2 m mächtige Lagervererzung an der Grenze zwischen liegenden Serizitschiefern oder Diabastuffen und hangenden Graphitschiefern feststellen konnten. Photographische Aufnahmen dieser Lagervererzung wurden von MAUCHER (1938, S. 617, Abb. 2 und S. 618, Abb. 3) wiedergegeben.

MAUCHER (1938, S. 619) hatte bereits beobachtet, daß die Lagergänge älter sein müssen als die Quergänge: „Lagergänge und Quergänge entstammen sicher einer Bildungsperiode, die sich aber auf einen langen Zeitraum erstreckt haben muß, da die Quergänge die Lagergänge auf Klüften durchsetzten, die die Lagergänge zum Teil verworfen haben.“ Das Alter der Vererzung wurde von ihm in das Tertiär gestellt, da der Antimonit tektonisch bedingte Querspaltenererzungen, welche zu den gleichen Spaltensystemen gehören, die auch in den kretazischen Kalken auftreten.

c) Im Bereich 30–45 m SSW der Grube B 1 und in der Grube B 3 wurden – soweit möglich – die größten Durchmesser an 44 dieser ausgewalzten Erzkörper in den Graphitschiefern gemessen. Es zeigte sich, daß diese Erzbrocken in ihrer Gestalt und Lagerung eine Beziehung zur tektonischen Verbiegung, Zerschierung und Verknetung der Graphitschiefer aufweisen. In dem durch E–W bis ENE–WSW streichende Falten gekennzeichneten Gebiet liegen diese größten Durchmesser den B-Achsen der Kleinfalten und den Scherflächen der linsigen Zerschierung in den Graphitschiefern parallel, was auf eine gleiche tektonische Beanspruchung dieser Graphitschiefer und eines prätektonisch bereits existenten Erzkörpers hinweist. Wenn auch nach dem Unteren Lutet noch sichere schwache, tektonische Bewegungen (S. 93) stattfanden, welche die altangelegten tektonischen Strukturen wieder benützten, so kann, wie die schwache, großräumige Faltung des Eozäns selbst zeigt, die intensive Verfaltung und Verknetung der Graphitschiefer nur auf die präalpidische Faltung der paläozoischen Schieferserie selbst bezogen werden. Der tektonisch zerlegte und ausgewalzte Erzkörper, der sicher den Lagergängen im Sinne von MAUCHER (1936, 1938) entsprach, muß daher bereits präalpidisch vorhanden gewesen sein.

d) Die Entstehung der Lagervererzung war damit sicher verschieden von der zweiten Vererzungsphase im Gebiet von Turhal nach dem Unteren Lutet. Für die Lagervererzung ist prinzipiell eine metasomatische oder eine submarin-sedimentäre Bildungsweise möglich.

MAUCHER (1936, 1938) ebenso wie andere Bearbeiter, die sich im wesentlichen auf dessen Ergebnisse stützten, erachteten eine metasomatische Bildung entlang Schichtgrenzen für wahrscheinlich.

Die nach MAUCHER (1936, 1938), ÖLSNER (1936–1939) und anderen Autoren im unmittelbaren Liegenden von Lagergängen absatzig auftretenden Grünschiefer, die ÖLSNER als ehemalige Diabastuffe deutete, weisen auf eine submarine vulkanische Tätigkeit hin.

Diese stark verschieferten, graugrünen, braun verwitternden Gesteine treten in der Nähe der von MAUCHER (1938, Abb. 2 und 3) beschriebenen und abgebildeten, jetzt restlos verfallenen, alten Abbaue eines Lagerganges reichlich auf. Hauptbestandteil ist büscheliger bis feinschuppiger Chlorit, meist Pennin. Daneben ist Serizit besonders in Scherflächen häufig. Die Plagioklase sind serizitisiert und entkalkt, der Augit ist in Chlorit und aktinolithische Hornblende umgewandelt. Epidot ist selten. Sehr reichlich tritt als Neubildung Kalkspat neben spärlich Quarz auf. Akzessorien sind Ilmenit, Leukoxen und opake Erzkörner.

Eine schichtkonkordante, epigenetische, präalpidische metasomatische Verdrängung durch den Antimonit mit scharfer Bindung an die stratigraphische Grenze zwischen Dia-

bastuffen oder Serizitschiefern und auflagernden Graphitschiefern unter völliger Ausparung aller anderen Schiefer und Vulkanite ist schwer verständlich. Eine syngenetisch-submarin-sedimentäre Bildungsweise dieser Lagererze, deren Metallzufuhr in engem Zusammenhang mit der Förderung der unmittelbar unterlagernden Diabastuffe gebracht werden kann, bietet eine zwanglose Erklärung für die stratigraphische Folge von submarinen Tuffen, schichtgebundenen Antimoniterzen und Graphitschiefern.

e) Für eine syngenetisch-sedimentäre Entstehung spricht auch die Ausbildung der Antimoniterze in kaum gestörten Teilen der Lagervererzung.

Nach freundlicher mündlicher Mitteilung durch Herrn Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER bestand das Erz tektonisch wenig oder kaum gestörter Teile der Lagervererzung aus einem sehr feinkörnigen Antimonit. Die aus dieser Lagervererzung im Jahre 1936 gewonnenen Proben in der Bayerischen Staatssammlung für allgemeine und angewandte Geologie sowie ein lebenswürdigerweise zur Verfügung gestellter alter Anschliff zeigen einen äußerst feinkörnigen, verschieferten Antimonit, der schwach metamorph überprägten, sedimentären Antimoniterzen, wie z. B. denjenigen von Sülüklü-Eymir, ungewöhnlich ähnlich, für hydrothermale Antimonitgänge jedoch untypisch ist.

MAUCHER (1938, S. 629) beschrieb diese Lagererze wie folgt: „Die Derberze sind oft streckenweise völlig geregelt, so daß eine Art ‚Antimonitschiefer‘ vorliegt. Es ist dies sehr oft im Mikroskop, häufig aber auch schon mit dem bloßen Auge zu erkennen. Man findet auch reiche Partien eines ganz dichten, hellgrauen Erzes, das man nicht ohne weiteres als Antimonit ansprechen würde. Unter dem Erzmikroskop zeigt sich dann, daß es sich um sehr dichten, feinkörnigen Antimonit, völlig durchsetzt mit feinsten Schieferverdrängungsresten handelt.“

In druckgeschützten Partien ist dieser Antimonit mit allotriomorphen Körnern von 0,005–0,05 mm Durchmesser einheitlich auslöschend und nur wenig verzwillingt. In stärker beanspruchten Bereichen erfolgte eine Umkristallisation zu etwas größerem, stark zwillingslamelliertem Antimonit. Äußerst spärlich sind winzige Arsenkieskörner (?). Weit vorherrschendes Begleitmineral ist Quarz. Der Antimonit wird von Quarzidioblasten durchsetzt und durchwächst seinerseits in nadelig-spießigen Kriställchen den Quarz. Eine klare Altersfolge zwischen den Begleitmineralien und den Erzmineralien ist nicht erkennbar.

Die Lagervererzung der Antimonitlagerstätte Turhal ist als syngenetisch-submarin-sedimentäre Bildung aufzufassen, deren Metallzufuhr in genetischem Zusammenhang mit unterlagernden submarinen Tuffen steht, die als vollwertige Schichtglieder zur präpermischen, paläozoischen Turhal-Serie gehören.

5. Ergebnisse

Für die Antimonitlagerstätte Turhal sind zwei zeitlich und genetisch verschiedene Vererzungen zu folgern:

Eine schichtgebundene, präpermische, paläozoische, syngenetisch-exhalativ-sedimentäre Lagervererzung im Zusammenhang mit Tuffen und Graphitschiefern.

Eine diskordante, tieftemperierte, epigenetisch-hydrothermale Gangvererzung, die jünger ist als Unteres Lutet.

D. DIE Sb- UND Hg-VORKOMMEN DES TERTIÄREN, INTERMEDIÄREN BIS EXTREM SAUREN VULKANISMUS UND SUBVULKANISMUS

In vorliegender Arbeit werden nur die wichtigsten Ergebnisse kurz mitgeteilt. Eine ausführliche Veröffentlichung ist vorgesehen.

Die Erzvorkommen liegen in Westanatolien und sind dem intermediären bis sauren Vulkanismus dieses Raumes zugehörig. Der Höhepunkt dieser vulkanischen Tätigkeit lag im Unter-Miozän (NEBERT 1961 b, AKARTUNA 1962, DORA 1964, LAHUSEN 1966).

I. DIE ANTIMONITVORKOMMEN WESTLICH UND SÜDWESTLICH VON BALIKESİR IN NORDWESTANATOLIEN

Der erzführende Raum erstreckt sich 30 km westlich bis 50 km WSW der Stadt Balıkesir. Er zerfällt in zwei getrennte Gebiete:

Rund 15–26 km SW der kleinen Stadt Ivrindi liegen die Erzvorkommen bei Korucu – Yenice kebir – Taşdibi.

6 km SE bis 7 km östlich Ivrindi finden sich die Vorkommen bei Yenice sağır – Susuzayla – Kinik – Akçal.

Die Erzvorkommen Yenice sağır – Susuzayla und ihr geologischer Rahmen wurden von Herrn L. LAHUSEN, Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München, untersucht. Die Ergebnisse liegen in einer unveröffentlichten Diplomarbeit (1966) vor. Ich selbst konnte diese Vorkommen mehrmals zusammen mit Herrn LAHUSEN besichtigen.

Der erzführende Raum wird aus jungpaläozoischen, mesozoischen und tertiären Gesteinen aufgebaut. Der tiefere Untergrund tritt nirgends zutage. Vielleicht im Ober-Oligozän beginnend, besonders aber im Unter-Miozän, wurden große Massen intermediärer bis saurer Effusiva gefördert. Bei Susuzayla – Yenice sağır kam es nach der Hauptförderung der andesitisch-dazitischen Vulkanite zur Ablagerung von Tuffiten und kalkig-kieseliger Sedimente. In letzteren fand LAHUSEN an vier verschiedenen Lokalitäten eine Gastropodenfauna. Diese Fauna wurde von Herrn Prof. Dr. R. DEHM bearbeitet und bis auf weiteres dem Aquitan = Unter-Miozän zugerechnet. Die auflagernden Effusiva sind nach den Untersuchungen von LAHUSEN überwiegend geringmächtige dazitische Tuffe.

Die Antimonitvorkommen stehen in genetischem Zusammenhang mit diesem andesitisch-dazitischen Vulkanismus und seinen sauren, kieseligen Restdifferentiaten.

Die Erzführung ist stets sehr eintönig: Kurz- bis langnadeliger, klein- oder grobkörniger sowie spießiger Antimonit herrscht überall weitaus vor. Verwitterungsbildungen sind „Antimonocker“ und mitunter Kermesit; Pyrit und Markasit treten immer stark zurück. Kupferkies und Covellin sind nur gelegentlich in Spuren vorhanden.

Die Vererzung tritt in folgenden Formen auf:

Feinkörnige Antimonitimprägnationen in silifizierten und kaolinisierten Schlotbrekzien (mehrfach in der Grube Yeniçe sağır).

Quarzfrie, randständig gewachsene, nadelige Antimoniterze auf Spalten und Klüften in Schloten (Grube Yeniçe sağır, zwei winzige Vorkommen in Yeniçe kebir).

Antimonit-Quarz-Gängchen, häufig verzweigt in eine parallele Gangschar in den Effusiva (Vorkommen 1 km WSW Kinik, mehrere Vorkommen bei Yeniçe sağır – Susuzyayla: Gözlücaayır, Yuva dere, Bostan dere, Yellice Siirt u. a.).

Mächtige, meist nur sehr schwach vererzte Quarzstöcke entlang Störungen. An ihrem Kontakt sind die Vulkanite bis mehrere m kaolinisiert.

Überwiegend brekziöse Antimonit-Quarz-Gänge und Antimonit-Quarz-Stöcke in Störungszonen in der klastischen, oberkarbonischen Gesteinsserie, dem sedimentären Dach, über unterlagernden Subvulkaniten (vier Vorkommen 1 km WSW bis 2 km WSW Taşdibi, Susuzyayla).

Nesterweise angereicherte, büschelige, langnadelige Antimonitführung in breiten Zerrüttungszonen mit intensiven, unregelmäßigen Verkieselungen in oder am Kontakt mit den oberpermischen Kalken, über unterlagernden Subvulkaniten (mehrere kleine Vorkommen 2 km westlich bis 2 km SW Korucu, drei kleine Vorkommen etwa 1,5 km WNW Yeniçe kebir, winziges Erzvorkommen 2 km NW Akçal).

Rezente Antimonitabscheidung in Bachablagerungen (bei der Grube Yeniçe sağır).

II. DAS SB-VORKOMMEN SANDIKÖY

Das Antimonitvorkommen befindet sich 0,5 km NNW bis 1 km westlich Sandiköy, etwa 7 km WNW Cumaovasi, 20 km Luftlinie SSW Izmir.

Die Vererzung liegt in einer faziesverzahnten, nach AKARTUNA (1962) wahrscheinlich untermiozänen, limnisch-fluviatilen, mitunter auch Tuffe führenden Gesteinsserie, die noch schwach gefaltet ist und überwiegend 40° – 55° / 30° – 50° SE aufweist. Wenige 100 m südlich des Erzvorkommens stehen Rhyolithe an.

Der absätzige, bis 2 m mächtige Erzhorizont ist schichtig zwischen liegenden, bis mehrere m mächtigen Süßwasserkalken und auflagernden Konglomeraten gebunden. Er besteht meist aus mehreren, immer nur schwach vererzten, grauen bis braunschwarzen Hornsteinlinsen, die mit Süßwasserkalkeinschaltungen verzahnt sind. Die Hornsteine sind als verfestigte Kieselgel-Sedimente aufzufassen. Gelegentlich tritt auch Baryt auf.

Die Erzführung besteht aus Antimonit und wenig Pyrit, Markasit, Realgar und Auripigment.

Die Metallzufuhr für dieses sedimentäre Erzvorkommen erfolgte zusammen mit sub-aquatischer Kieselsäurezufuhr in ein kalkreiches limnisches Flachwasserbecken. Sie steht offenbar in Verbindung mit dem untermiozänen Vulkanismus.

III. DIE ZINNOBER- UND ANTIMONITVORKOMMEN BEIDERSEITS DER VILAYETGRENZE VON UŞAK UND KÜTAHYA NÖRDLICH UND NORDÖSTLICH UŞAK

Der gebirgige, erzführende Raum erstreckt sich aus dem Gebiet 20 km Luftlinie nördlich Uşak und 15 km östlich Gediz nach Osten bis in das Gebiet nördlich und südlich des

Bergmassivs des bis 2309 m hohen Murat dağı und bedeckt eine Fläche von rund 500 km² (Karte 4). Die Antimonit- und Zinnobervererzungen weisen zwar gleiche Genese auf, sind aber räumlich scharf getrennt. Nördlich des Hochwertes ⁴³13 000 treten ausschließlich Antimonit-, südlich dieser Linie nur Zinnobervorkommen auf.

1. Die Zinnobervorkommen

In einem 26 km langen Gebietsstreifen sind von West nach Ost gegenwärtig folgende Zinnobervorkommen bekannt:

Eğlence-Eskiköy,
Akkiz sivrisi tepe,
Baltali (mehrere Vorkommen 2 km westlich bis 2 km südlich des
Dorfes Baltali, besonders am Maden sivrisi tepe und am Arap-
ciyatak tepe),
Kestanelik tepe,
Karaağaç (am Tepezçali tepe),
Karacahisar,
Çiçekli tepe,
Çiçekli kayasi tepe.

Die erzführenden Vulkanite und Subvulkanite ragen teilweise als steile Felsmassen auf (Çiçekli tepe, Çiçekli kayasi tepe) und setzen sich schlauchförmig in die Tiefe fort; teils bilden sie den Gipfel einzelner Hügel (Kestanelik tepe, Karaağaç, Karacahisar). Die meist glasigen Effusiva der westlichen Erzvorkommen (Eğlence-Eskiköy, Akkiz sivrisi tepe, die Vorkommen bei Baltali) machen sich morphologisch kaum bemerkbar.

Erzfreie, intermediäre bis saure Effusiva, Andesite und Rhyolithe, sind zwischen Eskiköy und Karacahisar verbreitet.

Die Vererzung ist genetisch an die extrem sauren Restdifferentiate gebunden. Bei allen Vorkommen erfolgte eine meist schwache Metallzufuhr zusammen mit der vulkanischen Stoffzufuhr; in einigen Lagerstätten (besonders am Çiçekli tepe) sind noch erzreiche exhalative Nachphasen feststellbar.

Die Erzführung ist bei sämtlichen Vorkommen außergewöhnlich eintönig: Zinnob-er ist meist einziges Erzmineral; nur gelegentlich kommen in Spuren noch Metacinnabarit, Pyrit, Markasit, Auripigment und Realgar (?) vor.

Der Zinnob-er ist in den kieseligen vulkanischen bzw. subvulkanischen Schloten und Stöcken häufig diffus imprägniert oder in Nestern angereichert.

In den vorherrschend glasigen Vulkaniten der westlichen Erzvorkommen (Eğlence-Eskiköy, Akkiz sivrisi tepe, Baltali) sitzt das Erz meist auf Rissen und Klüften.

Teilweise ist der feinkörnige Zinnob-er auch im Fluidalgefüge dieser Gläser eingeregelt. Vor allem am Gipfel des Kestanelik tepe finden sich die Erzanreicherungen in Schlieren parallel den Fließflächen übereinander geschobener, mächtiger Linsen und Platten.

Schlotbrekzien sind besonders in den östlichen Lagerstätten am Çiçekli tepe und am Çiçekli kayasi tepe sehr verbreitet. In diesen durchwegs nur ganz schwach vererzten, brekziös-löcherigen Vulkaniten sind mehrere parallele, vorwiegend E-W ziehende, bis einige m breite Zerrüttungszonen feststellbar. An diesen ist die Schlotfüllung meist extrem

intensiv brekziiert und durch stark wasserhaltige, erzreiche Nachphasen häufig gut vererzt. Die Brekzienbruchstücke wurden dabei von Quarz, Chalcedon und Zinnober verkittet. Am Çiçekli tepe wurden in diesen Zonen sogar einige stark löcherige, brekziöse, deutlich fluidal texturierte, knallrote Reicherzkörper gebildet.

Bei einigen Vorkommen finden sich umgelagerter Zinnober und winzige Hg-Tröpfchen im Waldboden.

2. Die Antimonitvorkommen

Im Gebiet zwischen Cebrail-Cukurviran-Karaağaç wurden folgende Erzvorkommen festgestellt:

Cebrail,
Göynük,
Cukurviran,
Oğrulca,
Karaağaç.

Sämtliche Erzvorkommen sind einander sehr ähnlich, ausnahmslos stark kieselig. Der Erzgehalt ist meist recht niedrig; Derberze sind nur in der Grube Göynük und einigen kleinen Vorkommen bei Oğrulca festgestellt worden.

Die Erzführung besteht überall weit vorherrschend aus Antimonit mit sehr variabler Ausbildung von feinnadelig bis grobspießig. Markasit und Pyrit fehlen nirgends völlig, sind aber nur in der Grube Göynük reichlich. Diese Lagerstätte führt auch spurenhafte Zinnober und Zinkblende.

Die Erzvorkommen setzen großen Störungen auf. Sie sind überwiegend an mächtige kieselige Stöcke mit kavernösem Quarz oder dichtem, meist dunklem Kieselgestein gebunden. Eigenartig ist das größte Erzvorkommen, die Lagerstätte Göynük. Diese zeigt im horizontalen Schnitt einen nach Westen offenen, halbkreisförmigen Verlauf der sehr grobbrekziösen, reich von Nebengesteinseinschlüssen durchsetzten, erzführenden Zone, die sich rasch in der Tiefe verbreitert. Ihr Westteil ist noch unverritz und unbekannt.

Selten sind unregelmäßige, schwach vererzte Verkieselungen am Kontakt mit Karbonaten (teilweise Cebrail, teilweise Cukurviran).

Vereinzelte sind auch schmale Antimonit-Quarz-Gänge, besonders bei Oğrulca. Dort gehen mitunter mächtige kieselige Stöcke ziemlich unvermittelt in schmale Antimonit-Quarz-Gänge oder Gangscharen über.

Säulenartige Gestalt mit Fluidalgefüge zeigen einige bis 100 m hohe kieselige Schlote mit Durchmessern im Zehnermeterbereich im Gebiet nordöstlich Karaağaç; diese führen nur spurenhafte Antimonit.

Im Gökgöz dere, besonders aber im Akçakaya dere bei R 728 530, H 4317 650 (Kartenblatt UŞAK-K23-a2; Maßstab 1 : 25 000) bilden sich gegenwärtig unterhalb von Antimonitgängen schichtig-linsenförmige Antimonitablagerungen im rezenten Bachschlamm, ähnlich wie bei Alaşehir (S. 63). Als gemeinsame Kennzeichen der rezenten sedimentären Antimonitbildung in Bachablagerungen können angegeben werden: Die schichtig-linsige Ablagerung der Hauptmasse der stets mit dem sedimentären Nebengestein verwachsenen, überwiegend nadelig-kleinspießigen Antimonitkristalle, die nur in Ausnahmefällen sedimentäre Feingefüge zeigen, im allgemeinen verzahnte Aggregate und Antimonitsonnen erkennen lassen.

IV. DIE ANTIMONITVORKOMMEN DOĞLAT UND AKHISAR-EYNEHAN NORDÖSTLICH
BIS NORDNORDÖSTLICH AFYON

Diese Erzvorkommen zeigen weitgehende Übereinstimmung mit den Erzvorkommen im Gebiet Cebirail-Göynük-Cukurviran-Oğrulca-Karaağaç. Die kleine Antimonitlagerstätte 3 km NW des Dorfes Doğlat, bei R ³07 900, H ⁴³21 500 (Kartenblatt ESKIŞEHİR-I25-c4; Maßstab 1 : 25 000), liegt 40 km Luftlinie NE Afyon. Sie setzt in einer Länge von 200 m und einer Breite bis 30 m einer 70° streichenden Störungszone auf. In dieser werden die Nebengesteinstrümmer durch Quarz, Chalcedon und Erz verkittet. Der meist stark oxydierte Antimonit wird begleitet von spurenhaltig Markasit, Pyrit und Zinnob. Die Vererzung steht sehr wahrscheinlich in genetischer Beziehung zu sauren Restlösungen kleiner Rhyolithvorkommen in unmittelbarer Nähe.

13–15 km Luftlinie WNW der Lagerstätte Doğlat wurden in einem durch WNW–ESE und NE–SW ziehende Störungen tektonisch stark zerstückelten, 15 km² großen Gebiet, 2,5 km westlich bis 7,5 km WSW des Dorfes Akhisar und 5,5–8,5 km nördlich von Eynehan, rund 40 km NNE Afyon, 14 überwiegend recht kleine Antimonitvorkommen festgestellt. Alle Erzvorkommen sind einander sehr ähnlich. Die immer nur gering vererzten Antimonit-Quarz-Gänge und bis 400 m lange, meist kavernöse, kieselige Stöcke führen überwiegend langnadeligen, büscheligen Antimonit zusammen mit wenig Pyrit und Markasit.

E. VORKOMMEN DER Sb-W-Hg-FORMATION IN DISKORDANTEN GÄNGEN

I. DIE SB-VORKOMMEN TOZMAN

1. Allgemeines

Die Erzvorkommen liegen in einem gebirgigen, schwer zugänglichen Gebiet 4–6 km nordöstlich des Dorfes Tozman (Nahiye Inhisar, Kaza Söğüt, Vilayet Bilecik), 35 km Luftlinie nördlich von Eskişehir. Sie wurden erst 1961 entdeckt und werden gegenwärtig in geringem Umfang abgebaut.

2. Gesteinsaufbau und Erzvorkommen

Wenig verschieferter Granodiorit, der von zahlreichen vorherrschend NE–SW ziehenden, älteren Aplitgängen und vier jüngeren, 45° – 65° streichenden Antimonitgängen durchsetzt wird, nimmt den Raum nordöstlich Tozman ein. Die stets scharf begrenzten Erzgänge werden bis zu 40 cm mächtig, spalten mitunter in eine Schar paralleler Gangtrümer auf und führen überwiegend grobkristallinen, büscheligen Antimonit und sehr untergeordnet hypidiomorphen Pyrit; Gangart ist Quarz. Die Erzführung wechselt im gleichen Gang sowohl in der Vertikalen wie in der Horizontalen oft ungewöhnlich rasch, innerhalb weniger m vom reinen Derberz bis zur fast völligen Verquarzung.

Der auf einer Verwerfung 5–6 km NW Tozman, unmittelbar südöstlich des Tozman dere aufsetzende, bis 40 cm, im Durchschnitt 5–25 cm mächtige Hauptgang läßt sich bei einem durchschnittlichen Streichen von 65° über 800 m verfolgen; nur selten ist er in eine Gangschar zerteilt.

Etwa 100 m Luftlinie nordwestlich des Südwestteils dieses Erzganges verläuft ein paralleles, mehr als 150 m langes, bis 15 cm breites Erzgängchen.

Knapp 100 m südöstlich des Nordostteils des Hauptganges liegt ein ebenfalls paralleler, bis 20 cm mächtiger, über 100 m aufgeschlossener Antimonitgang.

Etwa 4 km NE Tozman ist eine bis 5 m breite, 60° – 65° streichende Gangschar mit mehreren wenige cm breiten Antimonit-Quarz-Gängchen in völlig zersetztem Nebengestein in zwei Schürfen freigelegt.

In dem menschenarmen, gebirgigen, dicht bewachsenen Gebiet bestehen berechnete Hoffnungen, weitere Erzgänge zu finden.

II. DIE SB-VORKOMMEN TATLISU

1. Allgemeines

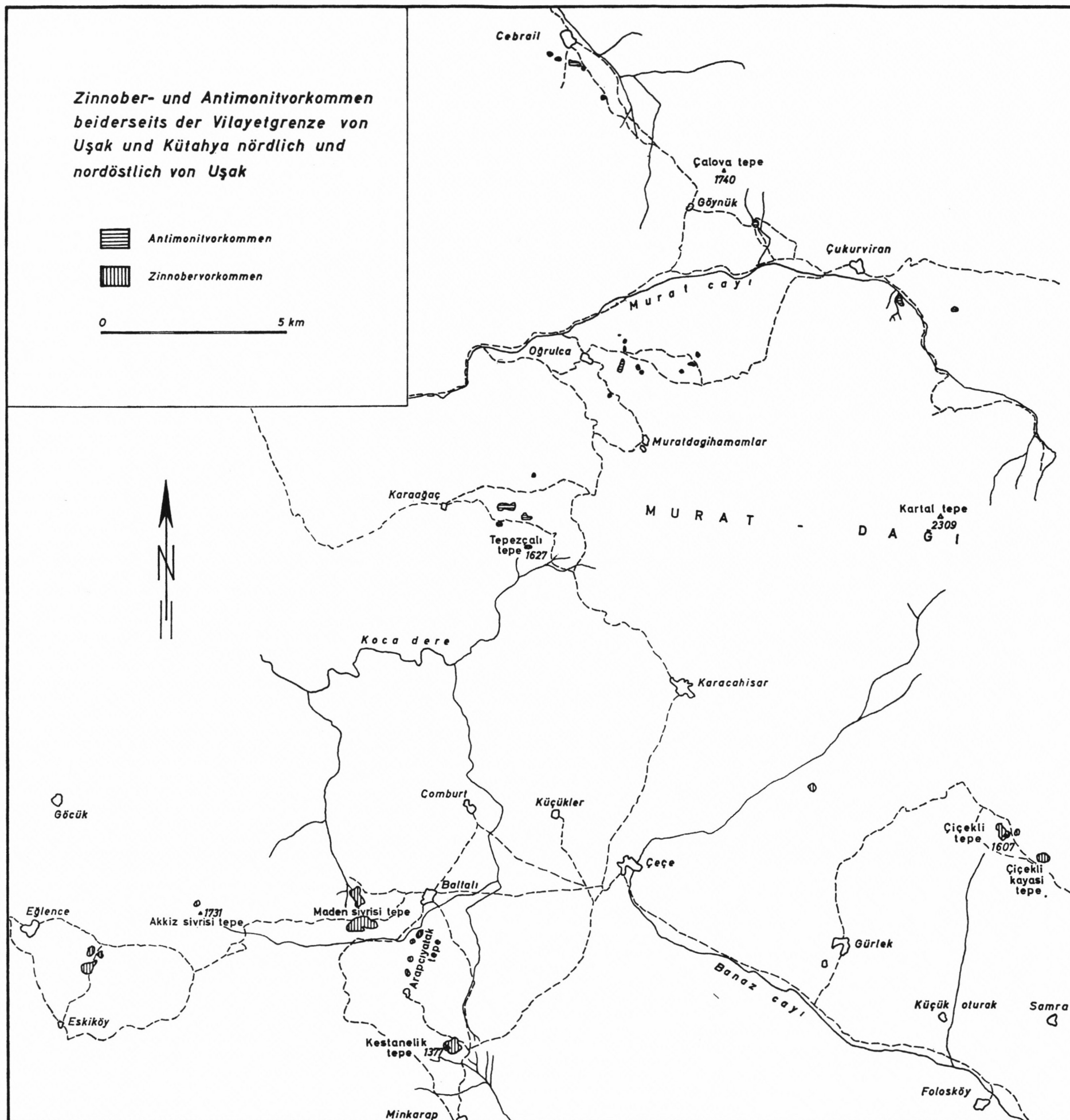
Das Dorf Tatlisu liegt am Marmara-Meer auf der SE-Seite der Kapıdağ-Halbinsel, 10 km Luftlinie nördlich Bandırma. Die Erzvorkommen finden sich im gebirgigen Gebiet nordöstlich Tatlisu.

Über diese von 1948 bis 1949 beschürften Vorkommen gibt es einen kurzen Bericht von RYAN (1960), der ein aufgelaßenes Antimonvorkommen erwähnt.

*Zinnober- und Antimonitvorkommen
beiderseits der Vilayetgrenze von
Uşak und Kütahya nördlich und
nordöstlich von Uşak*

-  Antimonitvorkommen
 Zinnobervorkommen

0 5 km



2. Gesteinsaufbau und Erzvorkommen

Das gesamte erzführende Gebiet wird einheitlich aus einem feinkörnigen, schwach verschieferten Granit aufgebaut.

Die bis 15 cm mächtigen, N-S bis NNE-SSW ziehenden Antimonitgängen setzen an drei verschiedenen Lokalitäten im Granit auf, der am stets scharfen Kontakt immer bis wenige dm kaolinisiert ist. Die Erzführung ist überall gleich: Grobkristalliner, büscheliger Antimonit herrscht weitaus vor; dazu treten noch wenig Pyrit und Markasit. Gangarten sind Quarz und untergeordnet Chalcedon.

Das 1,6 bis 1,8 km ENE Tatlisu etwa 30° streichende, meist nur wenige cm starke, schwach vererzte Antimonitgängen läßt sich fast 200 m verfolgen.

Die 2,5 km NE des gleichen Dorfes in einem alten Schurf gut aufgeschlossene Vererzung ist nur auf einer Länge von 30 m zu beobachten.

4,6–4,7 km NNE Tatlisu wurde ein fast 150 m langer, maximal 15 cm, im Durchschnitt etwa 6 cm breiter, N-S streichender, stellenweise in mehrere fingerdicke Trümer aufgespaltener Erzgang in vier kurzen, verstürzten Stollen und einigen Schürfen in geringem Umfang abgebaut.

III. DAS SB-VORKOMMEN ARNAVUTKÖY

1. Allgemeines

Es findet sich rund 5 km südlich des Dorfes Arnavutköy, 4 km nördlich Kayabaşıköy, 25 km WNW Istanbul, in Thrazien.

Über dieses 1960 entdeckte und in einigen Obertageaufschlüssen beschürfte Vorkommen liegen noch keinerlei Berichte vor.

2. Gesteinsaufbau und Erzvorkommen

Die mächtige Serie von Tonschiefern mit Pflanzenresten, Grauwacken, Sandsteinen, Konglomeraten, Arkosesandsteinen und Kieselschiefern im erzführenden Gebiet zwischen Arnavutköy und Kayabaşıköy wurde von BAYKAL & KAYA (1963) in das Unterkarbon der Thrazischen Serie eingestuft.

In einer über 300 m verfolgbaren, wenige m breiten Ruschelzone setzen mehrere parallele, 120°–145° streichende, stark absätzige, überwiegend nur einige cm dicke Erzgängen diskordant durch diese Sedimentserie. Der Kontakt zum Nebengestein ist meist scharf; gelegentlich treten jedoch auch unregelmäßige Verwachsungen mit mylonitisiertem Nebengestein auf.

Die stets arme Vererzung führt überwiegend feinkörnigen, selten grobkristallinen Antimonit und viel Pyrit. Quarz und Chalcedon bilden die Gangart.

IV. DIE SB-W-HG-VORKOMMEN GÜMÜŞLER

Aus Zeitmangel war es nur möglich, die einzelnen Vorkommen anzusehen; eine eingehendere Bearbeitung mußte leider unterbleiben.

1. Geographische Lage

Das Dorf Gümüşler liegt 8 km ENE der Stadt Niğde im südlichen Zentralanatolien. Die gegenwärtig bekannten Erzvorkommen finden sich in vier räumlich etwas getrennten Gebieten im fast vegetationslosen, sehr menschenarmen, gebirgigen Raum, 3 km Luftlinie ESE bis 8 km SSE sowie 7 km südlich Gümüşler zwischen 1430 m und 2000 m NN. Die meisten und größten, zur Zeit allein in Abbau stehenden Erzgänge liegen nahe des Orandes, 4–5 km Luftlinie SE bis SSE dieses Dorfes. Am Armutlar tepe, über 3 km ESE dieses Ortes, sind in einem kleinen Gebiet mehrere kurze Erzgänge in den letzten Jahren abgebaut worden. Bei Atağili Yayla, 7 km südlich Gümüşler, treten einige stark oxydierte, nur wenige cm dicke Antimonitgüngchen auf. 7–9 km SE bis SSE Gümüşler sind mehrere Erzvorkommen teils etwas beschürft, teils noch völlig unverritz.

2. Gesteinsaufbau und Tektonik

Das erzführende Gebiet wird von einer fossilleeren Paragesteinsserie aufgebaut. Dunkelgraue bis graubraune, meist Biotit-reiche Glimmerschiefer überwiegen bei weitem; in der gesamten Serie sind Horizonte bis mächtige Pakete fast immer gut gebankter, weißer bis hellgrauer, grobkristalliner Marmore in vielfacher Wechselfolge eingeschaltet. Feinkörnige Gneise und Amphibolite sind selten. Am Materialwechsel zwischen Glimmerschiefern und Marmoren ist die meist parallele Lage des alten sedimentären s und des Schieferungs-s deutlich erkennbar.

Diese Gesteinsserie kann mit keiner der fossilbelegten devonischen oder gotlandischen Sedimentfolgen der benachbarten Taurus- bzw. Antitaurusgebiete verglichen werden, sondern ist sehr wahrscheinlich älter, vielleicht ordovizisch oder kambrisch (Mündliche Mitteilung durch Herrn Dr. R. VACHÉ, Landshut, früher M.T.A. Ankara).

Die Faltenachsen dieser Serie ziehen NE–SW, während die jüngere Bruchtektonik mit vorherrschender 70°–110°-Richtung neben Vertikalbewegungen auch schräge Blattverschiebungen verursachte, wobei – soweit beobachtet – die Nordschollen gegenüber den Südteilen nach Osten verschoben sind.

Das ganze erzführende Gebiet wird durchschwärmt von diskordanten Quarz- und Aplitgängen; gebietsweise treten auch zahlreiche Gänge und linsenförmige Körper mit häufig grobkörnigem, granitischem Gestein auf, besonders etwa 6 km SE Gümüşler um das kleine Granitvorkommen bei R 960 100, H 4201 600 (Kartenblatt KOZAN-M33-b1; Maßstab 1 : 25 000). Die weitaus überwiegende Streichrichtung dieser Gänge ist konform der vorherrschenden Richtung der Bruchtektonik, also mehr oder weniger E–W.

3. Die Erzvorkommen

Die Erzführung ist stets an diskordante, maximal 1,40 m, meist 0,05–0,45 m mächtige Gänge gebunden, die sehr häufig in parallele Gangscharen aufspalten und ganz bevorzugt 70°–110° streichen. Ob die Erzgänge in genetischem Zusammenhang mit dem erwähnten kleinen Granitvorkommen stehen, konnte nicht hinreichend untersucht werden. Auffallend ist, daß rings um diesen Granit die Antimonitgüngchen stets sehr As-reich (Auripigment, Realgar) sind, was bei den sonstigen Erzvorkommen nicht festgestellt werden konnte.

An Erzmineraleien wurden gefunden: Antimonit, Chapmanit, „Antimonocker“, Zinnober, Scheelit, Realgar, Auripigment, Arsenkies, Pyrit,

Markasit, ein Mineral der Enargitgruppe (Enargit?, Stibioenargit?), Kupferkies, Azurit, Malachit, Covellin und Kupferglanz.

Der in allen Erzgängen auftretende, sämtliche übrigen Erzminerale mengenmäßig bei weitem überwiegende Antimonit ist körnig bis grobstrahlig, sehr selten nadelig, gelegentlich kataklastisch zerrieben und mobilisiert. Hellgrauer und gelber „Antimonocker“ ist eine häufige Verwitterungsbildung am Ausbiß der Erzgänge.

Ein grünlichgelbes, sehr feinkörniges Mineral, das im mächtigsten, Antimonit, Zinnober und Scheelit führenden Erzgang 4,5 km SSE Gümüşler, besonders um R 58 120, H 4203 080, öfter festgestellt wurde, erwies sich, röntgenographisch bestimmt (ASTM-Kartei Nr. 11–135), als Chapmanit $\text{Fe}_2\text{SbSi}_2\text{O}_8(\text{OH})$. Auf Grund des Auftretens in vollkommen unverwitterten Gangteilen handelt es sich wahrscheinlich um kein Oxidationsmineral.

Zinnober wurde nur partienweise in einigen Erzgängen des Erzgebietes 4–5 km SE bis SSE Gümüşler sowie in den As-reichen Gängchen unmittelbar nördlich des kleinen Granitvorkommens bei R 60 200, H 4201 700 gefunden, war dann aber oft stark angereichert.

In größeren Körnern eingesprengter, mit Quarz und derbem, grobstrahligem Antimonit verwachsener Scheelit wurde im größten Erzgang bei R 58 150, H 4203 080, 4,5 km SSE Gümüşler, festgestellt. Dieser Erzgang, der alle drei Elemente der isogenetischen Sb-W-Hg-Formation (MAUCHER 1965) führt, liegt an einer fast E–W ziehenden Verwerfung teilweise zwischen Marmoren, die offenbar die Abscheidung von Scheelit begünstigten. Für eine systematische Geländeuntersuchung auf Scheelit stand leider keine UV-Lampe zur Verfügung. Realgar und Auripigment sind besonders reichlich in allen Erzgängen bei dem kleinen Granitvorkommen (S. 106). Sehr spärlich tritt Arsenkies in winzigen, hypidiomorphen Körnern und rhombenförmigen Idioblasten gelegentlich auf.

Kleinkörniger Pyrit und Markasit sind stets nur recht untergeordnet.

Die Kupferminerale Kupferkies, ein Glied der Enargitgruppe (Enargit?, Stibioenargit?), Azurit, Malachit und mit Covellin verwachsener Kupferglanz wurden besonders in den Antimonitgängen am Armutlar tepe festgestellt, sind jedoch mengenmäßig völlig unbedeutend.

Gangarten sind Quarz, Karbonate und Schwerspat. Quarz herrscht weitaus vor; Karbonate und Schwerspat wurden nur in wenigen Gängen nachgewiesen.

V. ERGEBNISSE

Die Antimonitvorkommen bei Tozman und Tatlisu sind hydrothermale Antimonit-Quarz-Gänge in Tiefengesteinen unbekannten Alters. Sie liegen bei Tozman im Granodiorit, bei Tatlisu im Granit.

Das Antimonitvorkommen Arnavutköy besteht aus epigenetisch-hydrothermalen Gängchen, die in einer Ruschelzone im Unter-Karbon aufsetzen.

Die Erzvorkommen von Gümüşler mit den isogenetischen Elementen Sb, W, Hg, Cu und As sind diskordante, hydrothermale Erzgänge in einer wahrscheinlich ordovizischen oder kambrischen Paragesteinsfolge. Ob ein genetischer Zusammenhang zwischen der Vererzung und einem kleinen Granitvorkommen besteht, konnte nicht genügend untersucht werden. Mit größerer Wahrscheinlichkeit handelt es sich um tief abgetragene (?paläozoische) Zufuhrspalten.

F. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE UND AUSBLICK

Es wurde eine Reihe von Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation in der Türkei und auf Chios/Griechenland untersucht. Die vorliegende Arbeit behandelt sowohl Stratigraphie, Stoffbestand und Tektonik des Nebengesteins dieser Erzvorkommen als auch deren Erzinhalt, Gefüge und Lagerungsverhältnisse. Insbesondere erwies sich eine Klärung der Stratigraphie bei vielen Vorkommen als dringend notwendig.

Auf Chios und Karaburun konnte das Altpaläozoikum biostratigraphisch gegliedert werden. Die bis 3000 m mächtige, anchi- bis epimetamorphe, klastische, ordovizisch bis mittelgotlandische Flachwasserserie führt Pflanzenreste, die zu Psilophyten Beziehung haben dürften und zu den ältesten Landpflanzen der Erde zu rechnen sind. Eine sehr ähnliche lithologische Entwicklung zeigt die ordovizisch bis mittelgotlandische Gesteinsfolge im Raume Istanbul. Durch lithologisch-stratigraphische und tektonische Vergleiche konnte dasselbe Alter auch für diskordant unter karbonischen und permischen Sedimenten liegenden, einförmigen, epi- bis mesozonal metamorphen Schiefererien West- und Nordwestanatoliens wahrscheinlich gemacht werden. Insbesondere gelang eine altersmäßige Einstufung des sehr umstrittenen Kristallins des Menderes Massivs in einen präkambrischen Basis-Komplex, einen ordovizisch bis mittelgotlandischen, in den tiefsten Teilen vielleicht noch kambrischen Mittleren Komplex und einen Hangend-Komplex aus Oberem Visé bis einschließlich der Trias.

Das Ordovizium bis Mittel-Gotlandium im ostägäisch-westkleinasiatischen bis nordwestanatolischen Raum wurde einheitlich von einer präobergotlandischen Faltung erfaßt, die im Gebiet um Istanbul E-W, sonst bevorzugt etwa N-S streichende Faltenzüge schuf. Jungkaledonische orogene Bewegungen waren bisher nur aus dem Gebiet um Istanbul bekannt.

Das diskordant auflagernde Ober-Gotlandium auf Chios, Karaburun und bei Istanbul ist bevorzugt kalkig entwickelt. Marmore in Nordwestanatolien sind damit zu parallelisieren. Fossilführendes Ober-Gotlandium war von früheren Autoren im ägäisch-westanatolischen und nordwestanatolischen Raum nur bei Istanbul nachgewiesen worden. Mit Ausnahme dieses Gebietes um Istanbul, das seit dem Beginn des Devons eine gegenüber dem übrigen West- und Nordwestanatolien andersartige Entwicklung durchläuft, ist Devon im nordwestanatolischen und ostägäisch-westanatolischen Raum etwa bis in das Gebiet von Beyşehir nach den gegenwärtigen Kenntnissen wahrscheinlich nicht entwickelt. Zwischen dem Gotlandium und dem diskordant folgenden Visé, Ober-Karbon oder Perm ist eine Schichtlücke verbreitet, die das Devon und mindestens das untere Unter-Karbon umfaßt.

In mehreren Gebieten Anatoliens, besonders auch im nördlichsten Zentralanatolien, konnte Perm nachgewiesen werden.

Die lagerstättenkundlichen Untersuchungen brachten gegenüber den bisherigen Ansichten grundlegend abweichende Ergebnisse:

Es ließen sich drei „metallogenetische Epochen der Sb-W-Hg-Formation“ feststellen:

Die weitaus wichtigste ist die altpaläozoische, dem Gotlandium zugehörige, erste metallogenetische Epoche, die nach MAUCHER (1965) in

einem mediterranen und einem zirkumpazifischen Gürtel weltweit verbreitet ist. Sie wird in der Türkei und auf Chios durch folgende, stets syngenetisch-sedimentäre, meist an eine graphitische Sonderfazies gebundene Erzvorkommen vertreten:

Keramos (Sb, Spuren von Hg und W),
 Karareis (Hg),
 Kalecik (Hg),
 Mudarli (Hg),
 Alaşehir (Hg und Sb),
 Habibler (Hg, Spuren von Sb und W),
 Haliköy (Hg),
 Emirli (Sb),
 Çamlıca (Spuren von Hg und Sb),
 Demirkapi (Sb, Spuren von Hg),
 Sülüklü-Eymir (Sb, Spuren von Hg),
 Dudaş (Sb, wenig W und Spuren von Hg).

Diese Erzvorkommen sind im einzelnen nicht völlig gleichaltrig:

Im höheren bis höchsten Ober-Gotlandium liegen die Hg-Lagerstätten Kalecik und Mudarli. Diese sind altersgleich den Zinnobervorkommen am Rusch und Stegunek in den Karawanken sowie der Hg-Lagerstätte Almaden in Spanien (TELLER 1886).

Die übrigen Erzvorkommen liegen unter dem Ober-Gotlandium: In einem hohen bis höchsten Teil der ordovizisch bis mittelgotlandischen Gesteinsfolge, wahrscheinlich dem Mittel-Gotlandium zugehörig, sind die Sb-Lagerstätten Keramos und die Hg-Lagerstätte Karareis. Gleiches Alter ist auch für folgende Erzvorkommen wahrscheinlich: Alaşehir, Habibler, Demirkapi, Sülüklü-Eymir und Dudaş. In ihrer stratigraphischen Stellung innerhalb der ordovizischen bis mittelgotlandischen Metamorphite des Menderes-Massivs nicht völlig klar, unter- oder mittelgotlandisch, sind die Erzvorkommen Haliköy, Emirli und Çamlıca.

Möglicherweise gehört zu dieser altpaläozoischen, ersten metallogenetischen Epoche auch die Lagervererzung von Turhal, deren präpermisches Alter jedoch nicht näher bestimmt werden konnte.

Ein unmittelbarer räumlicher und genetischer Zusammenhang mit einem altersgleichen, untermeerischen Vulkanismus, Tuffen und Laven, ist mit Sicherheit bei folgenden Erzvorkommen nachweisbar: Keramos, Kalecik, Karareis und Alaşehir. Bei einigen anderen Vorkommen, vor allem Haliköy, Emirli und Çamlıca, sind wegen der metamorphen Überprägung die bei Vergleich mit der Lagerstätte Alaşehir wahrscheinlich tuffogenen Ausgangsgesteine nicht mehr sicher bestimmbar. Praktisch reine submarine Kieselsäurezufuhr zusammen mit den Erzlösungen ist besonders bei den Vorkommen Habibler, Demirkapi, Sülüklü-Eymir und Dudaş zu folgern. Die Vererzung der Hg-Lagerstätte Mudarli ist sedimentär zugeführt, möglicherweise auf einen Vulkanismus in größerer Entfernung von den bekannten Lagerstättenteilen zu beziehen.

Durch chemische Analysen unterbaute, eingehende, vergleichende Untersuchungen solcher in genetischem Zusammenhang mit der Erzführung stehenden Vulkanite müssen einer späteren Arbeit vorbehalten bleiben. Auffallend ist, daß es sich bei diesen vulkanischen Gesteinen stets um saure bis extrem saure Restdifferentiate handelt. Bei Vulkaniten von Keramos konnte deutliches Überwiegen des K gegenüber dem Na chemisch

nachgewiesen werden. Eine K-Vormacht scheint bei derartigen Gesteinen verbreitet zu sein.

Eine klare Beziehung zwischen diesen Erzvorkommen und ihren zugehörigen Vulkaniten zu einem orogenen Zyklus im Sinne von STILLE (1939), insbesondere zu einem initialen, ophiolitischen Magmatismus, der am ehesten in Erwägung gezogen werden muß, läßt sich nicht feststellen. Die Erzvorkommen liegen teils unter, teils über (Kalecik, Mudarli) der jungkaledonischen, präobergotlandischen Faltungsdiskordanz. Die geringe Zahl der im Ober-Gotlandium auftretenden Vorkommen ist möglicherweise auf die weit verbreitete Abtragung des Ober-Gotlandiums im ostägäisch-westanatolischen Raum zurückzuführen. Auch die Erzvorkommen unter dieser Diskordanz sind, mit Ausnahme des Vorkommens von Dudaş, sedimentären Gesteinsfolgen zwischengeschaltet, die an basischen oder sauren, submarinen Vulkaniten entweder sehr arm sind oder in denen derartige Effusiva überhaupt nicht festgestellt wurden. Die Zuordnung der mit der Erzführung genetisch verknüpften, oft vor allem im Hangenden von Hornsteinen, Kieselschiefern oder massigen Kieselgesteinen begleiteten, generell sehr geringmächtigen, häufig nur cm bis dm mächtigen, ganz vorherrschend sauren Vulkanitlagen zu einem „völlig verkümmerten initialen Vulkanismus“ der kaledonischen Orogenese erscheint wegen der sicher genetischen Einheitlichkeit aller dieser Erzvorkommen nicht möglich. Es zeigt sich hierin wahrscheinlich ein Unterschied zwischen submarin-exhalativ-sedimentären Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation und submarin-exhalativ-sedimentären Lagerstätten anderer „Erzformationen“, insbesondere Kieslagern. Diese meist an Metallinhalt (Fe, Cu, Pb, Zn usw.) um ein Vielfaches größeren Lagerstätten sind häufig mit mächtigen, sauren bis basischen, submarinen Ergußgesteinen verknüpft, die nach einigen Autoren (STRAUSS 1965) einem initialen, ophiolitischen Vulkanismus zuzuordnen sind.

Für die Lösung des Problems der geotektonischen Einordnung dieser altpaläozoischen Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation bieten die lagerstättenkundlich-geotektonischen Konzeptionen von MAUCHER (1965) eine zwanglose Erklärung. Danach sind diese Erzvorkommen an deutliche Lineamente (Geosuturen) entlang alten Rändern von Kontinenteschollen gebunden. Die ostägäisch-anatolischen Erzvorkommen der Sb-W-Hg-Formation sind dem eurasiatisch-mediterranen Gürtel der Sb-W-Hg-Formation zugehörig.

Die räumliche Anordnung einzelner Anhäufungen an Erzvorkommen, wie in dem Gebietsstreifen Keramos – Kalecik – Karareis – Habibler – Çamliça – Emirli – Haliköy – Alaşehir oder demjenigen von Demirkapi – Sülüklü-Eymir – Dudaş verläuft quer zum Generalstreichen dieses großen Lineamentes. Durch weitere Vergleiche mit anderen Lagerstättenkonzentrierungen der Sb-W-Hg-Formation ist noch zu untersuchen, ob diese Erzvorkommen an mächtige Querbrüche zu den alten Lineamenten gebunden sind. Derartige Querbrüche, welche mitunter die Geosuturen in der Horizontalen über große Entfernungen versetzen können, sind an rezenten Lineamenten, wie dem „Mittelatlantischen Rücken“, ja bekannt. Das Problem, ob die Förderung der Hauptmasse des juvenilen, simischen bis intermediären Mantelmateriale ohne besondere Erzanreicherungen im wesentlichen an die Ränder der Geosuturen, die Zufuhr der sauren bis extrem sauren, an Sb, W und Hg angereicherten Restdifferentiate an mehr oder weniger gleichzeitig aufreißende Querverwerfungen bei Ausweitungsprozessen räumlich und zeitlich gebunden sind, kann nur aufgezeigt werden.

Der zweiten metallogenetischen Epoche, im Perm, gehören in der Türkei die Hg und Sb führenden submarin-sedimentären, von einem untermeerischen Vulkanismus begleiteten Erzvorkommen Şeyhşaban und im Raume Sızma-Lâdik-

Kurşunlu an. Mehr oder weniger altersgleich sind auch andere Erzvorkommen der Sb-W-Hg-Formation, wie die Hg-Vorkommen der Pfalz, von Idria und in der Vellacher Kotschna südlich Eisenkappel in Österreich. Das Problem, ob altpaläozoische Lagerstätten die Stoffquelle der vom permisch(-triassischen) Vulkanismus nur regenerierten Vererzungen sind oder die permisch(-triassischen) Effusiva eine eigene juvenile Metallzufuhr brachten (MAUCHER 1965), ließ sich nicht mit Sicherheit entscheiden. Eine Klärung dieses Problems ist wohl am ehesten im Erzgebiet der Karawanken möglich, wo schichtige, obergotlandische Zinnobervorkommen am Rusch und Stegunek (TELLER 1886) nur 9,5 km Luftlinie von den oberpermischen oder untertriassischen Hg-Vorkommen der Vellacher Kotschna entfernt sind.

Die dritte metallogenetische Epoche ist im Unter-Miozän; sie reicht teilweise vielleicht in das Ober-Oligozän zurück. Ihr gehören die folgenden türkischen Zinnober- und Antimonitvorkommen an:

Eğlence-Eskiköy (Hg),
 Akkiz sivrisi tepe (Hg),
 Baltali (Hg),
 Kestanelik tepe (Hg),
 Karaağaç (Hg),
 Karacahisar (Hg),
 Çiçekli tepe (Hg),
 Çiçekli kayası tepe (Hg),
 Cebirail (Sb, Spuren Hg),
 Göynük (Sb, Spuren Hg),
 Cukurviran (Sb),
 Oğrulca (Sb),
 Karaağaç (Sb),
 Doğlat (Sb, Spuren Hg),
 Akhisar-Eynehan (Sb),
 Yenice sağır (Sb),
 Susuzyayla (Sb),
 Kinik (Sb),
 Akçal (Sb),
 Korucu (Sb),
 Yenice kebir (Sb),
 Taşdibi (Sb),
 Sandiköy (Sb).

Die Erzvorkommen sind genetisch auf andesitisch-dazitische Vulkanite bis extrem saure, rein kieselige Restdifferentiate zu beziehen. Die Erze treten teils in den Vulkaniten selbst als Gängchen und Imprägnationen auf, teils in mächtigen Quarzstöcken, Quarzgängen oder Verkieselungszonen. Das Vorkommen Sandiköy liegt schichtig in limnischen Sedimenten. Wie bei den permischen Lagerstätten ergibt sich auch bei diesen Vorkommen das Problem, ob sie durch eine juvenile Zufuhr aus dem Mantel oder durch Regenerierung alter Lagerstätten entstanden sind.

Ein Auftreten der Vererzung in plutonischen Gesteinen, Graniten bzw. Granodioriten unbekannten Alters, ist nur bei den Antimonitvorkommen Tatlısu und Tozman sicher nachweisbar.

Für die tertiäre, postuntereozäne, diskordante Antimonitvererzung von Turhal und die Antimonitgäńchen im Unter-Karbon bei Arnavutköy ist ein Erzbringer nicht feststellbar.

Das Erzvorkommen Gümüşler mit den isogenetischen Elementen Sb, W und Hg weist in seinen stets diskordanten Gängen in wahrscheinlich ordovizischen oder älteren Paragesteinen möglicherweise tief abgetragene (? paläozoische) Zufuhrspalten auf. Derselbe Tatbestand ist für das von den schichtgebundenen, gotlandischen Erzvorkommen Çamliça, Emirli und Haliköy nur einige km entfernte Hg-Vorkommen Türkönü im sehr wahrscheinlich präkambrischen Basis-Komplex des Menderes-Massivs möglich.

Es sei hier noch darauf hingewiesen, daß die bedeutende Antimonitlagerstätte von Gravelotte in der Murchison Range in Nordost-Transvaal/Südafrika nach der vorliegenden Literatur (SAHLI 1961, BOESE 1964) offenbar große Ähnlichkeit mit dem Erzvorkommen Gümüşler besitzt. Neben anderen Erzmineraleien führt diese südafrikanische Lagerstätte Antimonit, Zinnober und Scheelit. Nach BOESE liegen die Antimonglanzgänge in einer Rumpfgebirgsscholle aus alten präkambrischen Schichtgesteinen des Swaziland-Systems, umgeben von Granit-Gneisen des kristallinen Basement-Complexes von Nordost-Transvaal. „Das Auftreten von Antimonglanzgangen in der Scherzone im Zentrum der Murchison Range könnte im ursächlichen Zusammenhang mit einer altangelegten . . . tiefreichenden Störungszone stehen, die eine Verbindung mit den tieferen Erdkrustenteilen hergestellt haben würde. Der Zeitpunkt der Antimonabsätze ist nicht mit Sicherheit zu datieren, und es muß hier offen bleiben, ob sie den großen tertiären und jungpaläozoischen Antimonerz-Generationen angehören oder eine selbständige Altersstellung einnehmen“ (BOESE 1964, S. 78).

Genetische Beziehungen von Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation zu irgendwelchen anderen „Erzformationen“ konnten in keinem Fall nachgewiesen werden. Dies spricht für die Feststellung von MAUCHER (1965, S. 183), „daß Antimon und Quecksilber eine Außen-seiterstellung einnehmen, die sich darin äußert, daß sie im speziellen weder genetisch noch regional eine Verbindung mit anderen Paragenesen erkennen lassen“. Durch den Nachweis von Wolfram in den Vorkommen Gümüşler, Dudaş, Keramos und Habibler konnte die von MAUCHER (1965) erstmals erkannte isogenetische Bindung des W an Sb- und Hg-Vorkommen bestätigt werden.

LITERATURVERZEICHNIS

- ABDÜSSELÂMOĞLU, S., 1963: Nouvelles observations stratigraphiques et paléontologiques sur les terrains paléozoïques affleurant à l'est du Bosphore. – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, **60**, 1–6, Ankara.
- AGNOL, E., DEL, 1909: Rapport sur la mine de cinabre de Karaburun.- M.T.A.-Archiv **720** (unveröff.), 4 S., Ankara.
- AHLFELD, F. & MUNOZ REYES, J., 1939: Die Bodenschätze Boliviens. – VIII + 199 S., Berlin (Bornträger).
- AKARTUNA, M., 1962: On the Geology of Izmir-Torbalı-Seferihisar-Urla district. – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, **59**, 1–18, Ankara.
- 1963: Die Fortsetzung der Überschiebung von Şile an der Nordküste des Bosporus. – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, **61**, 15–21, Ankara.
- AKKUŞ, M. F., 1962: The Geology of the Area between Kütahya and Gediz. – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, **58**, 21–30, Ankara.
- ANGERMEIER, H.-O., 1964: Die Antimonit-Scheelit-Lagerstätten des Gerrei (Südostsardinien, Italien) und ihr geologischer Rahmen. – Inaug.-Diss., 62 S., Univ. München.
- ATABEK, S., 1932 a: Bericht über die Hg-Lagerstätte bei Tire am Dorf Çamlica. – M.T.A.-Archiv **734** (unveröff.), 1 S., Ankara.
- 1932 b: Bericht über die Quecksilberlagerstätte bei Uşak. – M.T.A.-Archiv **735** (unveröff.), 4 S., Ankara.
- 1936: Karaburun Ahirli Civa Madeni Hakkında Rapordur. – M.T.A.-Archiv **2603** (unveröff.), 21 S., Ankara.
- 1944: Izmir Vilayeti, Merkez Kazasi Cumaovasi, Nahiyesi Sandiköy Antimuan Madeni Hakkında Rapor. – M.T.A.-Archiv **1611** (unveröff.), 6 S., Ankara.
- 1946: Mudarlı Civa madeni. – M.T.A.-Archiv, Prospeksiyon Raporu **2346** (unveröff.), 3 S., Ankara.
- ATABEK, S.: s. GODWIN, DAUSCH, TRÖGEL & ATABEK.
- AYGEN, T., 1956: Etude géologique de la région de Balya. – Publ. M.T.A., **D 11**, 95 S., Ankara.
- BARUTOĞLU, Ö. H., 1938: Turhal Özdemir Antimuan Madeni Yigin Kübaj Hesaplarina ait Rapor. – M.T.A.-Archiv **778** (unveröff.), 8 S., Ankara.
- 1939: Comburt Civa Madeni Hakkında. – M.T.A.-Archiv **853** (unveröff.), 13 S., Ankara.
- 1944: Dudaş Antimon Madeni Hakkında Rapor. – M.T.A.-Archiv **1577** (unveröff.), 9 S., Ankara.
- BAYKAL, F., 1945: Zile-Turhal Bölgesine Ait Muvakkat. – M.T.A.-Archiv **1627** (unveröff.), 4 S., Ankara.
- BAYKAL, F. & KAYA, O., 1963: Allgemeine Stratigraphie des Karbons in der Umgebung von Istanbul. – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, **61**, 1–10, Ankara.
- 1965: Note préliminaire sur le Silurien d'Istanbul. – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, **64**, 1–8, Ankara.
- BLUMENTHAL, M. M., 1948: Un aperçu de la géologie des chaînes nordanatoliennes entre l'Ova de Bolu et le Kısilirmak inférieur. – Publ. M.T.A., **B 13**, 365 S., Ankara.
- 1950: Beiträge zur Geologischen Karte der Türkei. – Beiträge zur Geologie der Landschaften am Mittleren und Unteren Yeşil Irmak (Tokat, Amasya, Havza, Erbaa, Niksar). Publ. M.T.A., **D 4**, 153 S., Ankara.
- BOESE, R., 1964: Die Antimonglanzgänge von Gravelotte in der Murchison Range in Nordost-Transvaal/Südafrika. – Diss., 85 S., Univ. Hamburg.
- BORCHERT, H., 1942: Vorkommen des Antimon. – In: Gmelins Hdb. anorg. Chemie, Syst.-Nr. **18**: Antimon, A 1, 49–226, Berlin (Verlag Chemie).
- 1960: Geosynklinale Lagerstätten, was dazu gehört und was nicht dazu gehört, sowie deren Beziehungen zu Geotektonik und Magmatismus. – Freib. Forsch.-H., **C 79**, 7–61, Berlin.

- 1962: Chemismus und Petrologie der Erdschalen sowie die Entstehung und Ausgestaltung der wichtigsten Diskontinuitäten der Erdkruste. – N. Jb. Mineral., Mh., 143–163, Stuttgart.
- BOZBAĞ, H., 1946: Dudaş Antimon Madeninde Bulunan Volfram Cevheri Hakkında Rapor. – M.T.A.-Archiv 1681 (unveröff.), 11 S., Ankara.
- CANAKIS, G., 1909: Die Antimonerzlagerstätten zu Gheunik (Mourat Dag) und Djibrail. – M.T.A.-Archiv 517 (unveröff.), 6 S., Ankara.
- 1911: Mining department. J. W. WHITTAL & Co. Lettre No. 49. – M.T.A.-Archiv 540 (unveröff.), 5 S., Ankara.
- CANET, J. & JAOUËL, P., 1946: Rapport sur la géologie de la région située entre Manisa-Aydin-Kula-Gördes. – M.T.A.-Archiv 2068 (unveröff.), 15 S., Ankara.
- CEBEÇİ, A., 1948: Dudaş Antimuan Madeni Nihai Raporu. – M.T.A.-Archiv 1779 (unveröff.), 17 S., Ankara.
- ÇINAR, C., 1944: Eskişehir-Dudaş Köyü Civarındaki Antimuan Madeni Hakkında Rapor. – M.T.A.-Archiv 391 (unveröff.), 2 S., Ankara.
- ÇÖTELI, R. Ö., 1965: Die Quecksilbergrube von Haliköy und ihr geologischer Rahmen. – Diplomarbeit (unveröff.), 54 S., Univ. München.
- CORONINI, G., 1964: Bericht über das Quecksilbervorkommen von Şeyh Şaban. – Maden etüd şubesi Nr. 182/64 (unveröff.), Ankara.
- D'ACHIARDI, G., 1903: Notizie sul giacimento cinabifero di Kara-Burun nell'Asia Minore. – Proc. verb. Atti soc. Tosc. Sc. Nat., 173–176, Pisa. (non vid.).
- DAĞER, Z.: s. DESSAUVAGIE & DAĞER.
- DAUSCH, A.: s. GODWIN, DAUSCH, TRÖGEL & ATABEK.
- DESIO, A., 1930: Sulla Presenza del siluriano fossilifero nell'isola di Coo (Egeo). – Atti della Reale Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti Ser. 6, 11, 1020–1021, Roma. (non vid.).
- DESSAUVAGIE, T. & DAĞER, Z., 1963: Occurrences of Lasiodiscidae in Anatolia. – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, 60, 76–83, Ankara.
- DIMITROV, S., 1958: Über die alpidische Regionalmetamorphose und ihre Beziehung zu der Tektonik und dem Magmatismus in Südostbulgarien. – Geologie, 7, 560–568, Berlin.
- 1959: Kurze Übersicht der metamorphen Komplexe in Bulgarien. – Freib. Forsch.-H., C 57, 62–72, Leipzig.
- DORA, O. Ö., 1964: Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Yamanlar-Gebirge nördlich von Karşıyaka (Westanatolien). – Inaug.-Diss., 64 S., Univ. München.
- EIDEL, J. J. & TUNELL, G., 1963: Genesis of Antimony-Mercury deposits. – Geol. Soc. Am. Abstracts, 199 S., New York.
- ERBEN, H. K., 1960: Zur Stratigraphie und Fazies des Silurs und Devons an der bithynischen Küste des Marmara-Meeres. – Vortragsber. Silur/Devon-Symposium Bonn/Brüssel, 27 S., Bonn. (hektogr.), (non vid.).
- ERGIN, K., 1947: Dudaş Antimuan Madeninin Gravimetrik. – M.T.A.-Archiv 1774 (unveröff.), 7 S., Ankara.
- ERIKSSON, T.: s. GJELSVIK & ERIKSSON.
- FAHR, G. & HÖSEL, G., 1964: Bentonitisierte Tuffe im Silur des südwestlichen Vogtlandes. – Geologie, 13, 429–438, Berlin.
- FLIEGEL, G., 1917–1918: Minerallagerstätten der Türkei. – M.T.A.-Archiv, (unveröff.), 282 S., Ankara.
- FLÜGEL, H., 1964: Die Entwicklung des vorderasiatischen Paläozoikums. – Geotek. Forsch., 18, I–II, 1–68, Stuttgart.
- GJELSVIK, T., 1957: Annex 6: Investigations of Mineral Deposits related to the Alpine Volcanism in the Biga Peninsula Region, Western Turkey. – In: GJELSVIK, T., 1955–1957: Mineral Exploration in Turkey. – M.T.A.-Archiv 2574, 29–31, Ankara.
- GJELSVIK, T. & ERIKSSON, T., 1957: Annex 5: „Civa Maden“ Cinnabar Mine Karaburun. – In: GJELSVIK, T., 1955–1957: Mineral Exploration in Turkey. – M.T.A.-Archiv 2574, 27–28, Ankara.
- GODWIN, R. M., DAUSCH, A., TRÖGEL, O. & ATABEK, S., 1927–1932: Report on the Present State of the Karabournou Mercury Mine. – M.T.A.-Archiv (unveröff. Kompendium), Ankara.

- GRACIANSKY DE, P., 1965: Précisions sur le métamorphisme du massif de Menderes de long de sa bordure méridionale (SW de la Turquie). – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, **64**, 9–23, Ankara.
- GRÜNDER, W., PÄTZOLD, H. & STRUNZ, H., 1962: Sb₂O₄ als Mineral (Cervantit). – N. Jb. Mineral., Mh., 1962, 93–98, Stuttgart.
- HEGEMANN, F., 1948 a: Geochemische Untersuchungen über die Herkunft des Stoffbestandes sedimentärer Kieserzlager. – Fortschr. Mineral., **27**, 45–46, Stuttgart.
- 1948 b: Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner vulkanischer Stoffzufuhr. – Fortschr. Mineral., **27**, 54–55, Stuttgart.
- HERMANN, F., 1947: Die Antimonerzvorkommen Mittel- und Südosteuropas, ihre lagerstättenkundliche Stellung und wirtschaftliche Bedeutung. – Verh. geol. Bundesanstalt, 57–83, Wien.
- HESS VON WICHENDORFF, H., 1910: Die Antimonlagerstätten der Umgebung von Schleiz und Greiz im reussischen Vogtlande. – Z. prakt. Geol., **18**, 240–249, Berlin.
- HILLER, T., 1939: Minerais de mercure de Karaburun. Essais de concentration par flottation. – M.T.A.-Archiv **880** (unveröff.), 5 S., Ankara.
- HÖLL, R.: s. MAUCHER & HÖLL.
- HÖSEL, G.: s. FAHR & HÖSEL.
- HUMMEL, S., 1937: Auszug aus den Monatsberichten über die Schurfarbeiten in der Antimongrube Göynük. – M.T.A.-Archiv **1473** (unveröff.), 3 S., Ankara.
- JANKOVIĆ, S., 1960: Allgemeine Charakteristika der Antimon-Erzlagerstätten Jugoslawiens. – N. Jb. Mineral., Abh., **94**, (Festband Ramdohr), 506–538, Stuttgart.
- JAOL, P.: s. CANET & JAOL.
- JASMUND, K.: s. KRAUME & JASMUND.
- KAADEN, G., VAN DER, 1957: Report on the tungsten-antimony occurrence south of Dudaş Köy (Vil. Bilecik-Kaza Söğüt). – M.T.A.-Archiv **2560** (unveröff.), 9 S., Ankara.
- 1959: Age relations of magmatic activity and of metamorphic processes in the north-western part of Anatolia, Turkey. – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, **52**, 15–33, Ankara.
- 1963: Arsenic-Mercury-Antimony and Gold Deposits in Turkey. – M.T.A.-Archiv (unveröff.), 19 S., Ankara.
- KAADEN, G., VAN DER & METZ, K., 1954: Beiträge zur Geologie des Raumes zwischen Datça-Muğla-Dalaman Çay (SW-Anatolien). – Bull. Geol. Soc. Turkey, **V**, No. 1–2, 71–170, Ankara.
- KALAFATÇIOĞLU, A., 1961: A geological study in the Karaburun Peninsula. – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, **56**, 40–49, Ankara.
- KAYA, O.: s. BAYKAL & KAYA.
- KETIN, I., 1959: The Orogenetic Evolution of Turkey. – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, **53**, 82–88, Ankara.
- 1960: Notice explicative de la carte tectonique de Turquie au 1/2 500 000. – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, **54**, 1–7, Ankara.
- KOCHEL, F. & WALTHER, H. W., 1965: Die Strimonlinie als Grenze zwischen Serbo-Mazedonischem und Rila-Rhodope-Massiv in Ost-Mazedonien. – Geol. Jb., **83**, 575–602, Hannover.
- KOVENKO, V., 1938: Rapport sur les deux visites des mines d'antimoine de Turhal. – M.T.A.-Archiv **526** (unveröff.), 10 S., Ankara.
- 1939 a: Succincte note sur la visite de la mine de mercure à Sizma Köy (Region de Konya). – M.T.A.-Archiv **919** (unveröff.), 9 S., Ankara.
- 1939 b: M.T.A.-Archiv **860** (unveröff.), 4 S., Ankara.
- 1940: Note sur la courte visite de la nouvelle minéralisation de stibine de Turhal (région de Çamlıca). – M.T.A.-Archiv **1098** (unveröff.), 4 S., Ankara.
- KRAEFF, A., 1963: Geology of the antimonite deposits in concession of Özdemir Antimuan Madenleri İşletmesi Turhal. – M.T.A.-Archiv **3208** (unveröff.), 8 S., Ankara.
- KRAUME, E. & JASMUND, K., 1951: Die Tufflagen des Rammelsberges bei Goslar. – Heidelb. Beitr. z. Mineral. u. Petrographie, **II**, 443–454, Berlin.
- KTENAS, K. A., 1921: Recherches sur la géologie de la Mer Egée. – C. R. somm. soc. géol. France., **1921**, 131–132 u. 146–148, Paris.

- 1923: Les plissements d'âge primaire dans la région centrale de la Mer Egée. – C. R. XIII. Congr. géol. Int., **1922**, 571–583, Liège.
- 1925: Contribution à l'étude géologique de la presqu'île d'Erythrée (Asie Mineure). – Annuaire scientifique de la faculté des Sciences., **A1**, 1–57, Athen.
- KUPFAHL, H. G., 1954: Rapport über die geologischen Untersuchungen zur Kartierung der Blätter 55/2, 55/4 (Eskişehir) und 56/1, 56/3 (Sivrihisar). – M.T.A.-Archiv **2247** (unveröff.), 127 S., Ankara.
- LAHUSEN, L., 1966: Die Antimonitvorkommen bei Yeniçesağır-Susuzyayla und ihr geologischer Rahmen (Vilayet Balıkesir/Nordwestanatolien). – Diplomarbeit (unveröff.), 85 + VI, Univ. München.
- LUCIUS, M., 1933: Die magmatischen Erzlagerstätten Anatoliens und ihre Beziehung zur Tektonik. – M.T.A.-Archiv **660** (unveröff.), 52 S., Ankara.
- MARAVELAKIS, M., 1915 und 1916: The eruptive rocks and metallogeny of Chios Island. – Archimidis, **16**, 85–95, (1915); **17**, 18–24 (1916), Athen.
- MARSHALL, R. R., 1961: Devitrification of natural glass. – Bull. Geol. Soc. Am., **72**, 1493–1520, New York.
- MAUCHER, A., 1936: Bericht über Antimonitvorkommen bei Turhal. – Petrographische und erzmikroskopische Untersuchungen an den Gesteinen und Erzen der Antimonitvorkommen bei Turhal. – M.T.A.-Archiv **756** (unveröff.), 16 S., Ankara.
- 1937: Das Antimonit- und Gudmunditvorkommen von Turhal (Türkei). – Fortschr. Mineral. Krist. etc., **22**, S. 1, Stuttgart.
- 1938: Über Gudmundit aus der Antimonitlagerstätte von Turhal (Türkei). – Metallwirtschaft, **XVII**, **23**, 617–619, Berlin.
- 1960: Die Kieserze von Keltaş, ein Beispiel submariner Gleitfalten in exhalativ-sedimentären Erzlagerstätten. – N. Jb. Mineral., Abh., **94**, 495–505, Stuttgart.
- 1964: Bericht über die Untersuchungen im Gebiet des Quecksilbervorkommens von Şeyhşaban (Concession 35/8) (Kastamonu-Bozkurt). – Unveröff. M.T.A.-Bericht, 12 S., Ankara.
- 1965: Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. – Freib. Forsch.-H., **C 186**, 173–188, Leipzig.
- MAUCHER, A. & HÖLL, R.: Unveröffentlichte Unterlagen für die Publikation sedimentärer Gefüge in Erzen der Sb-W-Hg-Formation.
- MAUCHER, A., SCHULTZE-WESTRUM, H.-H. & ZANKL, H., 1962: Geologisch-Lagerstättenkundliche Untersuchungen im Ostpontischen Gebirge. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., N. F., **109**, 97 S., München.
- METZ, K.: s. KAADEN & METZ.
- MOUSOULOS, L., 1962: Die Probleme des Untertageabbaues von Erzen in Griechenland (Griechisch). § 29: Antimonerze. 126–131, Athen.
- MUNOZ REYES, J.: s. AHLFELD & MUNOZ REYES.
- NEBERT, K., 1959: Die Kieselbildungen des simischen Magmatismus in Anatolien. – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, **53**, 1–20, Ankara.
- 1961 a: Das anatolische Orogen vom Standpunkt der Undationstheorie. – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, **56**, 17–25, Ankara.
- 1961 b: Zur Kenntnis des neogenen Vulkanismus im Raume westlich von Gördes (Westanatolien). – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, **57**, 52–56, Ankara.
- NEBERT, K. & RONNER, F., 1956: Alpidische Albitisationsvorgänge im Menderes-Massiv und dessen Umrahmung. – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, **48**, 86–99, Ankara.
- NIEHOFF, W., 1961: Kurzbericht über das Vorkommen von Quecksilbererzen im Gebiet zwischen Konya und Kadinhani (Pafta 91/3 und 91/4). – M.T.A.-Archiv (unveröff.), 3 S., Ankara.
- 1963: Bericht über die Ergebnisse der Revisionskartierung 1 : 100 000 der Blätter Akşehir, Pafta 90/2 und Ilgin, Pafta 91/1, 91/3 und 91/4 im Sommer 1961. – M.T.A.-Archiv (unveröff.), 24 S., Ankara.
- ÖLSNER, O., 1936–1939: Bericht über die Untersuchungsarbeiten auf den Antimonerzgängen von Turhal. – M.T.A.-Archiv **783** (unveröff.), 27 S., Ankara.
- OFTEDAHL, CHR., 1958: A Theory of Exhalative-Sedimentary Ores. – Geol. För. Förh., **80**, 1–19, Stockholm. (non vid.).

- OKAY, A. C., 1948: Geologische Untersuchung des Gebietes zwischen Şile, Mudarlı, Kartal und Riva in Kocaeli (Bithynien, Türkei). – Rev. de la Fac. des Sciences de l'Univ. d'Istanbul, S.-B., XIII, 4 S., Istanbul.
- PAECKELMANN, W., 1938: Neue Beiträge zur Kenntnis der Geologie, Paläontologie und Petrographie der Umgegend von Konstantinopel. – Geologie Thraziens, Bithyniens und der Prinzeninseln. – Abh. Preuß. geol. L.-A., N. F., 186, 202 S., Berlin.
- 1939: Ergebnisse einer Reise nach der Insel Chios. – Z. deutsch. geol. Ges., 91., 341–376, Berlin.
- PAEHR, F., 1917: Zinnobervorkommen nördlich Uşak. – M.T.A.-Archiv 670 (unveröff.), 249–250, Ankara.
- PÄTZOLD, H.: s. GRÜNDER, PÄTZOLD & STRUNZ.
- PHILIPPSON, A., 1911 und 1915: Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. – Peterm. geogr. Mitt., Ergänzungshefte 172 und 183, Gotha.
- 1914: Zusammenhang der griechischen und kleinasiatischen Faltengebirge. – Peterm. geogr. Mitt., II, 71–75, Gotha.
- 1918: Kleinasien. – Handb. reg. Geol., V, 2, 178 S., Heidelberg.
- PILZ, R., 1937 a: Rapport sur les gisements de mercure et de cuivre de Sizma près de Konya. – M.T.A.-Archiv 544 (unveröff.), 7 S., Ankara.
- 1937 b: Rapport sur les permis recherches No. 1/1, 1/2 et 23/27 de la région de stibine de Turhal. – M.T.A.-Archiv 525 (unveröff.), 8 S., Ankara.
- 1937 c: Rapport préliminaire sur la reconnaissance de plusieurs gisements minéraux dans les régions de Şaphane, du Murat Dağ et de l'Eğrigöz Dağ. – M.T.A.-Archiv 641 (unveröff.), 20 S., Ankara.
- 1939: Rapport complémentaire sur la reconnaissance de plusieurs gisements minéraux dans les régions de Şaphane, du Murat Dağ et de l'Eğrigöz Dağ. – M.T.A.-Archiv 922 (unveröff.), 24 S., Ankara.
- QUIRING, H., 1945: Antimon, in: „Die metallischen Rohstoffe“, 7, 155 S., Stuttgart (Ferd. Enke).
- RAMDOHR, P., 1953: Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg-Lagerstätte. – Geol. Jb., 67, 367–494, Hannover.
- 1960: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. – XV + 1089 S., Berlin (Akademie-Verlag).
- ROEVER, W. P., DE, 1961: Mantelgesteine und Magmen tiefer Herkunft. – Fortschr. Mineral., 39, 1, 96–107, Stuttgart.
- ROMIEUX, J., 1942: Rapport sur la géologie des régions de Sivrihisar, des Paşa Dağları et des Emir-Dağları. – M.T.A.-Archiv 1431 (unveröff.), 80 S., Ankara.
- RONNER, F.: s. NEBERT & RONNER.
- ROUTHIER, P., 1963: Les Gisements Métallifères. – 2 Bde., Paris (Masson & Cie.).
- RYAN, C. W., 1960: A Guide to the Known Minerals of Turkey. – 196 S., Ankara.
- SAHLI, E. W., 1961: Antimony in the Murchison Range of the North-Eastern Transvaal. – Subm. by 7th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress April 1961 in Johannesburg.
- ŠČEGLOR, A. D., 1959: Über einige Besonderheiten der Bildung von Quecksilber-Antimon-Wolfram-Lagerstätten in Transbaikalien. – Zapiski Vsesojuz. miner. Obšč., 48–59. – Referat im Zentralblatt f. Geol. Paläont., 1962, Heft 1, Nr. 337.
- SCHNEIDERHÖHN, H., 1952: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. – N. Jb. Mineral., Mh., 47–89, Stuttgart.
- 1955: Erzlagerstätten. – 3. Aufl., 375 S., Jena (Gustav-Fischer-Verlag).
- SCHUILING, R. D., 1959: Über eine prä-hercynische Faltungsphase im Kaz-Dağ Kristallin. – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, 53, 88–93, Ankara.
- 1962: On petrology, age and structure of the Menderes migmatite complex (SW-Turkey). – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, 58, 71–84, Ankara.
- SCHULTZE-WESTRUM, H.-H.: s. MAUCHER, SCHULTZE-WESTRUM & ZANKL.
- SCHUMACHER, F., 1937 a: Bericht über das Quecksilbervorkommen Sizma. – M.T.A.-Archiv 545 (unveröff.), 7 S., Ankara.
- 1937 b: Berichte über die Antimonvorkommen von Turhal und Göynük. – M.T.A.-Archiv 524 (unveröff.), 14 S., Ankara.

- SHARPLESS, F. F., 1906: Mercury Mines at Koniah, Asia Minor. – M.T.A.-Archiv 542 (unveröff.), 6 S., Ankara.
- SPEIDEL, F., o. J.: Antimonvorkommen bei Demir Kapu. – M.T.A.-Archiv 670 (unveröff.), Teil 83, 254–256, Ankara.
- o. J.: Antimonvorkommen bei Edremit. – M.T.A.-Archiv 670 (unveröff.), Teil 84, 257–260, Ankara.
- STCHEPINSKY, V., 1940: Rapport sur les richesses minérales du vilayet de Bursa. – M.T.A.-Archiv 1225 (unveröff.), 10 S., Ankara.
- STILLE, H., 1939: Zur Frage der Herkunft der Magmen. – Abh. Preuß. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., 19, 31 S., Berlin.
- STRAUSS, G. K., 1965: Zur Geologie der SW-Iberischen Kiesprovinz und ihrer Lagerstätten, mit besonderer Berücksichtigung der Pyritgrube Lousal/Portugal. – Inaug.-Diss., 152 + XV, Univ. München.
- STRUNZ, H.: s. GRÜNDER, PÄTZOLD & STRUNZ.
- TELLER, F., 1880: Geologische Beobachtungen auf der Insel Chios. – Denkschr. math.-nat. Cl. K. Akad. Wiss., 11, 340–356, Wien.
- 1886: Ein Zinnerz führender Erzhorizont in den Silur-Ablagerungen der Karawanken. – Verh. geol. Reichsanst., 285–293, Wien.
- THALENHORST, H., 1965: Die Antimonit-Lagerstätte von Emirli (West-Türkei) und ihr geologischer Rahmen. – Diplomarbeit (unveröff.), 65 S., Univ. München.
- TOLUN, R., 1947: Dudaş (Eskişehir) Antimuan-Volfram Madeni Üzerinde Etüt ve Hazırlama Tecrübeleri Hakkında Rapor. – M.T.A.-Archiv 1806 (unveröff.), 5 S., Ankara.
- TRIKKALINOS, J. K., 1954: Beiträge zur Erforschung des tektonischen Baus Griechenlands. – Praktika de l'Acad. d'Athènes, 18, No. 2, Athen.
- TRÖGEL, O.: s. GODWIN, DAUSCH, TRÖGEL & ATABEK.
- TRÖGER, W. E., 1935: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. – V+360 S., Berlin (Verlag Deutsch. Mineral. Ges.).
- 1955: Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale. – In: H. FREUND, Handb. der Mikroskopie in der Technik, 4, Teil 1, 51–319, Frankfurt/Main (Umschau Verlag).
- TUNELL, G.: s. EIDEL & TUNELL.
- UNTERHÖSSEL, F., 1936: Untersuchung der Antimonvorkommen 6–7 km nördlich von Turhal. – M.T.A.-Archiv 516 (unveröff.), 12 S., Ankara.
- WALTHER, H. W.: s. KOCHER & WALTHER.
- WEISS, K. E., 1901 a: Kurze Mittheilungen über Lagerstätten im westlichen Anatolien. – Z. prakt. Geol., 9, 1, 249–262, Berlin.
- 1901 b: Kurze Mittheilungen über Lagerstätten im westlichen Anatolien. – M.T.A.-Archiv 639 (unveröff.), 34 S., Ankara.
- WEISSERMEL, W., 1938: Eine altpaläozoische Korallenfauna von Chios. – Z. deutsch. geol. Ges., 90, 65–74, Berlin.
- WHITTAL, H., 1907: Messieurs J. W. WHITTAL & Co. Constantinople (Brief). – M.T.A.-Archiv 538 (unveröff.), 5 S., Ankara.
- WINKLER, H. G. F., 1965: Die Genese der metamorphen Gesteine. – 218 S., Berlin (Springer-Verlag).
- WIPPERN, J., 1964: Die Stellung des Menderes Massivs in der alpidischen Gebirgsbildung. – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, 62, 74–82, Ankara.
- YALÇINLAR, I., 1963: Le massif calédonien de Babadağ et ses couvertures anthracolithiques. – Bull. Min. Res. Inst. Turkey, 60, 14–21, Ankara.
- YENER, H., 1936: Turhal Antimuan Madeni Hakkında Rapordur. – M.T.A.-Archiv 522 (unveröff.), 8 S., Ankara.
- 1938: Karaburun Civa Madeni Hakkında. – M.T.A.-Archiv 716 (unveröff.), 15 S., Ankara.
- ZANKL, H.: s. MAUCHER, SCHULTZE-WESTRUM & ZANKL.
- ZIEGLER, K. G. J., 1939: Montangeologische Untersuchungen im Westlichen Taurus. Teil II: Bericht und Nachtrag über die Untersuchungen einiger Mineralvorkommen im Gebiet des Westlichen Taurus. – M.T.A.-Archiv 768 (unveröff.), 14 S., Ankara.

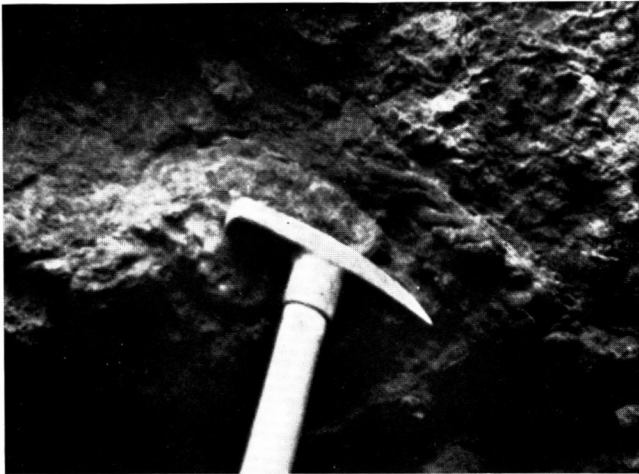


Abb. 2. Stolleneingang zu Xingremos 4 bei Keramos/Chios: Dünne, schwach mit Antimonit, spurenhaltig mit Hg und W vererzte, submarine Lavadecke zwischen erzführenden Tuffitbrekzienhorizonten (vgl. Abb. 3).

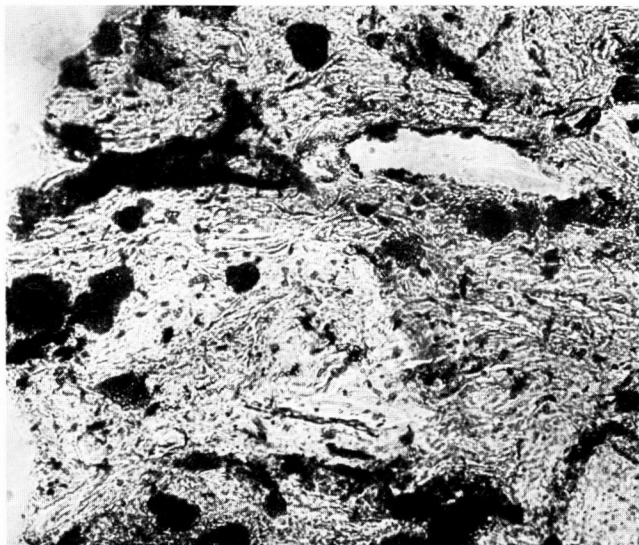


Abb. 10 a. Ds.: TK 47/33A //Nic. Vergr. 280 $\times$.

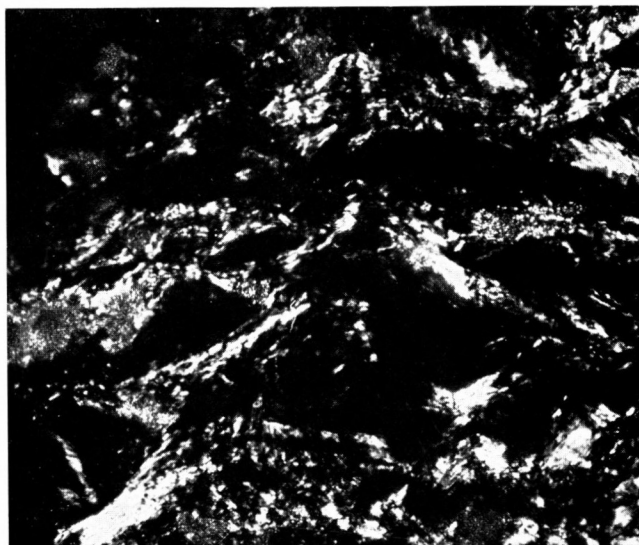


Abb. 10 b. Wie Abb. 10 a, jedoch + Nic. Vergr. 280 $\times$.

(Zu Abb. 10 a und 10 b)
Glastuff vom „Antimuanocağı“ (R⁶³¹ 450, H⁴²⁴² 380) bei Alaşehir (vgl. Abb. 9): Die Glassubstanz ist in einzelnen Relikten noch unzersetzt erhalten, wie in dem dreieckigen Rest unterhalb der Bildmitte auf der linken Bildseite; zum überwiegenden Teil ist sie bereits in feinschuppigen, farblosen Glimmer umgewandelt. Mehrere Körner von gelbem „Antimonocker“ erscheinen bei // Nic. dunkel. Rechts unten findet sich wenig Quarz. Links im Bild ist der Rand des Präparats erkennbar; in der oberen Hälfte ist ein längliches Loch im Schliff.

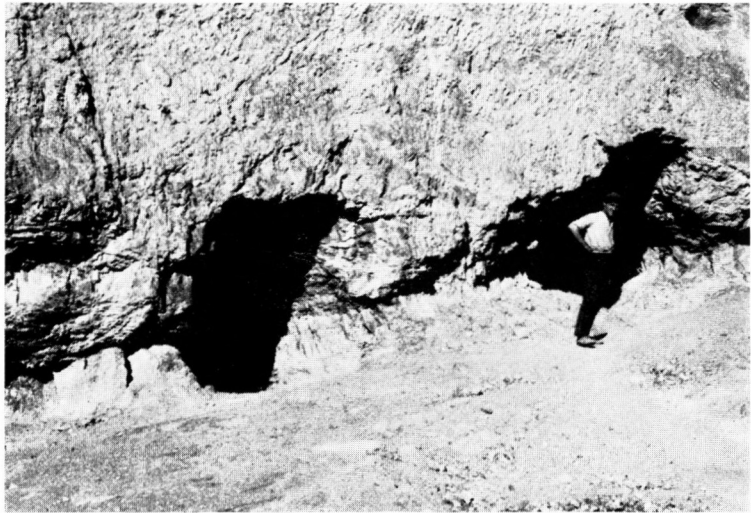


Abb. 12 a: Antimonitlagerstätte Turhal: Tektonisch ungestörte Lagervererzung. (Aufnahme: A. Maucher, 1936.)



Abb. 12 b: Antimonitlagerstätte Turhal: In „zigarrenförmige“ Körper zerschnittene Lagervererzung in Graphitschiefern 40 m SSW der Grube B 1. Hammerstiellänge 54 cm. (Aufnahme: R. Höll, 1964.)