

GENETISCHE ERGEBNISSE EINER GEOLOGISCH-MINERALOGISCHEN UNTERSUCHUNG DER KUPFERERZLAGERSTÄTTEN UND-VORKOMMEN IN SÜDOSTANATOLIEN

Ahmet ÇAĞATAY

Mineral Research and Exploration Institute of Turkey

ZUSAMMENFASSUNG. — Die in unserem Arbeitsgebiet vorhandenen Kupfererzlagerstätten und -vorkommen Südostanatoliens sitzen auf tektonischen Linien, wo sich die zwei verschiedene Orogene vertretenden Iraniden über die Irakiden oder das Bitis-Massiv über die Ophiolithe der alpidischen Geosynklinale geschoben haben, bzw. auf den diese Linien begleitenden Verwerfungen, kurz gesagt, in den Überschiebungszonen. Die Kupfererzlagerstätten und -vorkommen Südostanatoliens, deren Genese in engem Zusammenhang mit dem Entstehen der betreffenden Überschiebungszonen steht, sind postorogene, epigenetische, hydrothermal-metasomatische Bildungen. Wenn man überlegt, dass das Übereinanderschieben der zwei getrennte Orogene vertretenden Gesteine in der Erdkruste bis zu grösserer Tiefe hinabreichen kann, ist es nötig, neben der Betrachtung der Überschiebung als ein mechanisches Ereignis, d.h. als ein relatives Gleiten beider Gesteinsmassen auch darauf hinzuweisen, dass sie in den tieferen Lagen der Erdkruste das Auftreten der Wärmeenergie bewirken kann. Diese Wärmeenergie hat das Grundwasser in Zirkulationsform in Bewegung gesetzt, dadurch aus den Ophiolithen die die Kupfererzlagerstätten Südostanatoliens bildenden Metalle sowie Schwefel abgelöst, mobilisiert und ihre Ablagerung auf den Überschiebungslinien ermöglicht. Die Möglichkeit, dass dort, wo das granitische Magma nicht besteht, die Hydrothermen auf diese Weise entstehen können, wird für einen angesichts der vorliegenden Unterlagen naheliegenden, gültigsten Erklärungsweg gehalten.

EINLEITUNG

Von den im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Lagerstätten und Vorkommen (Abb.I) wurden das Ana Yatak-Vorkommen (G. Göymen Kalgan, 1963; A. Heike, 1964) und das Weiss-Vorkommen (A. Çağatay, 1968) in Ergani Maden nur kurz behandelt, weil sie bereits geologisch und vor allem mineralogisch ausführlich bearbeitet worden sind. Das Kısa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden, die Madenköy-Lagerstätte in Siirt und die Vorkommen von Lice-Kara Dere sowie Çüngüş-Midyе Köyü wurden aber detaillierter behandelt, weil keine früher durchgeführte, mineralogische Studie über sie vorliegt.

Der Verfasser hat die Gelegenheit gefunden, das Gebiet der Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden in den Jahren 1963-1968 mehrmals zu besuchen und zu untersuchen. Es wurden dabei in den Vorkommen von Weiss und Ana Yatak Proben gesammelt und in der Erzlagerstättenabteilung der Universität Mainz untersucht. Ferner wurden auch die früher angefertigten und determinierten Anschliffe des Ana Yatak-Vorkommens (A. Heike, 1964) benutzt. Der Verfasser hat die Proben aus verschiedenen Vorkommen der «Vor-» und «Nachvererzung» und Kısa Bekir in den Jahren 1967/68 während seiner Tätigkeit im Kupfererzbergbaubetrieb der Etibank in Ergani Maden gesammelt. Es war dem Verfasser in Etibank nicht möglich, die An- und Dünnschliffe herzustellen bzw. zu bearbeiten; er konnte diese Möglichkeit erst nach seinem Arbeitsbeginn beim M.T.A.- Institut im Jahre 1971 finden.

Zahlreiche Proben aus anderen in dieser Arbeit genannten Lagerstätten und Vorkommen wurden von den in dieser Gegend arbeitenden Geologen der Abteilung für Lagerstättenuntersuchung des M.T.A. Institutes übersandt. Um diese Lagerstätten und Vorkommen an

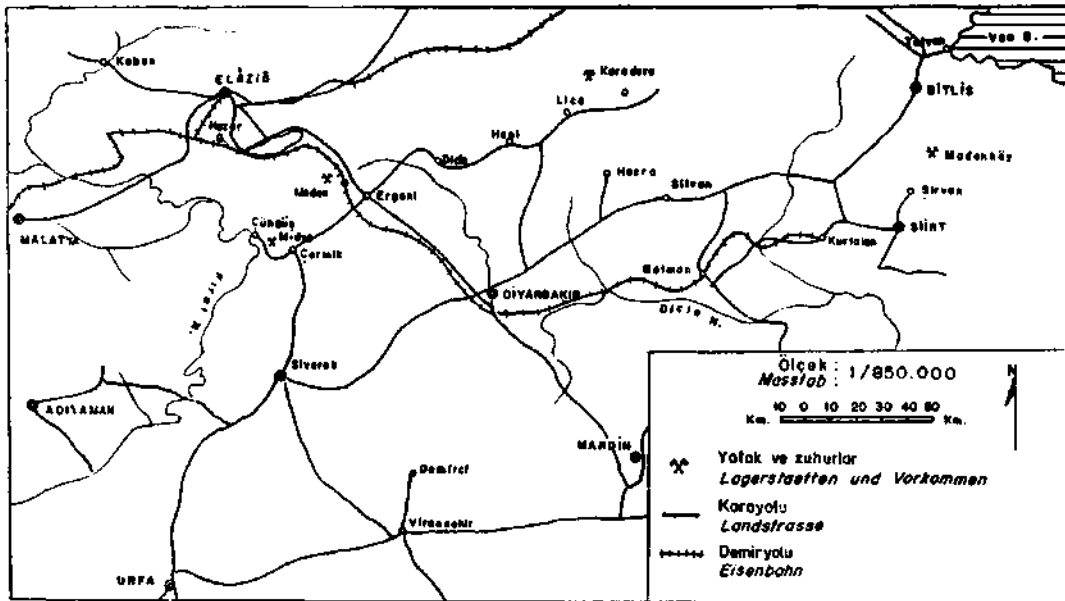


Abb. 1 - Lokationskarte der Kupfererzlagerstätten und -vorkommen in Südostanatolien.

Ort und Stelle untersuchen zu können, hat der Verfasser ferner sie im Sommer 1976 besucht und einige neue, interessante Proben entnommen. In der Erwägung, dass es nützlich sein würde, hat der Verfasser sich entschlossen, diese eine lange Zeit in Anspruch nehmende Arbeit zu veröffentlichen.

I. DIE KUPFERERZLAGERSTÄTTEN VON ERGANİ MADEN

1. Die Gesteine und die geotektonische Lage des Gebiets der Lagerstätten von Ergani Maden

Die Kupfererzlagestätten von Ergani Maden liegen in den Iraniden, die einen Zweig des alpidischen Orogens darstellen. Die hauptsächlichen Gesteine der Iraniden sind kristalliner Schiefer, Marmor, Gabbro, Norit, Peridotit, Chromitit, Serpentin, Spilit, Keratophyr, Tuff, Diabas, Plattenkalke, Tonschiefer, Radiolarit und die die Transgressionskonglomerate der Maastricht-Transgression (J. Romieux, 1941) enthaltenden Sedimente (A. Heike, 1964). Ein Teil der oben genannten Hauptgesteine der Iraniden besteht zweifellos aus Bruchstücken und Resten eines alten (mindestens paläozoischen) Orogens. Während des alpidischen Orogens sind alle diese Gesteine miteinander gefaltet, geknetet und so ist die heutige Schuppentektonik entstanden. Das Zusammenvorkommen der verschiedenen mechanischen Eigenschaften besitzenden, d.h. kompetenten (festen) und inkompetenten (plastischen, elastischen, nicht festen) Gesteine bildete den Hauptfaktor beim Entstehen der Schuppentektonik der Iraniden. Der Serpentin ist nämlich in Form von kalten Intrusionen zwischen die festen Gesteine eingedrungen und die Schuppentektonik zustande gebracht. Der während der Orogenese zwischen den festen Gesteinen aufgestiegene, plastische und schlüpfrige Serpentin ist in diesem Gebiet reichlich vorhanden. Die Iraniden sind in südöstlicher Richtung über die den Randfaltengürtel bildenden, flyschartigen Gesteine überschoben. Bei dieser Schubbewegung hat der Serpentin die

Schlüpfrigkeit sowie Erleichterung beschafft und als Zwischenmittel zum Entstehen der Überschiebungslinie in grossem Masse beigetragen. Die Überschiebung ist im Gelaende am besten und deutlichsten von der Kalemndan-Brücke zu sehen (Abb. 2). Weil die Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden auf der Überschiebungslinie, wo die Iraniden über den Randfaltengürtel geschoben sind, oder auf den mit dieser Linie gleichlaufenden, sekundaeren Verwerfungen liegen, gewinnt diese Überschiebungszone an Bedeutung. Nach der Ansicht des Verfassers steht die Bildung der Lagerstaetten in engem Zusammenhang mit der betreffenden Überschiebungszone.

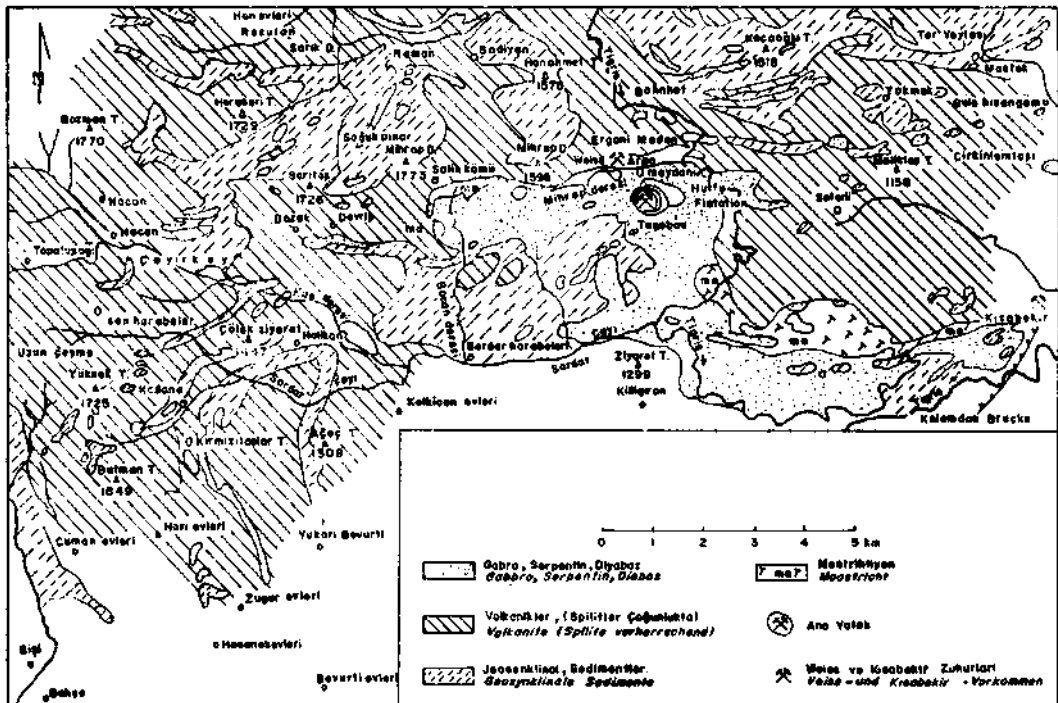


Abb. 2 - Die Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden (A. Helke, 1964).

2. Die im Gebiet der Lagerstaetten von Ergani Maden angetroffenen, verschiedenen Vererzungstypen

Unter dem Namen «die Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden» sind drei Lagerstaetten bekannt. Sie sind die Ana Yatak-, Weiss- und Kisa Bekir-Vorkommen (Abb. 2). Weil zwischen diesen drei Lagerstaetten in mineralogischer, geologischer und tektonischer Hinsicht grosse Aehnlichkeit besteht, haelt der Verfasser es für zweckmaessig, sie als eine genetische Einheit zu bearbeiten.

Die die obigen drei Lagerstaetten bildende Vererzung wird als «die Hauptvererzung» bezeichnet. Ausserdem werden in der Umgebung der Lagerstaetten von Ergani Maden stellenweise auch sehr kleine Kupfererzvorkommen angetroffen. Diese kleinen Vererzungen weichen in mineralogischer, geologischer und tektonischer Hinsicht von der Hauptvererzung ganz ab. Diese Vorkommen wurden in die «Vor-» und «Nachvererzung» geteilt (A. Heike, 1964) und bei dieser Teilung wurde in erster Linie die Zeit berücksichtigt. So wird es angenommen,

dass die Vorvererzung während des Entstehens von Gesteinen der alpidischen Geosynklinale, die Hauptvererzung während der Bildung der betreffenden Überschiebungszone und die Nachvererzung später zustande gekommen sind.

A. *Die Vorvererzung.* — Wir können auch die Vorvererzung in zwei Abschnitte, d.h. in die syngenetische und epigenetische Vererzung trennen:

a. *Die syngenetische Vererzung:* Die Tonschiefer der Geosynklinale enthalten hier und da, wenn auch spurenweise, Kupfererz. Zwischen den Schieferlagen werden Malachyt- und Azuritspuren beobachtet. Ferner befindet sich in der Umgebung von Zahuran Köyü, an dem Ort Balik Gölü (Orta Baraka) zwischen den spilittischen Kissenlaven ein horizontales, 10-12 m langes und 10-15 cm mächtiges Kupfererzband. Es wurde festgestellt, dass die aus diesem Vorkommen entnommenen Proben neben dem zum Teil kolloidales Gefüge aufweisenden, reichlichen Bornit- und Pyritgehalt auch in geringerer Menge Kupferkies, Chalkosin-Covellin und in Spuren Sphalerit enthalten. Seine günstige Lage hat den Abbau dieses Vorkommens ermöglicht. Sowohl die Kupfererzspuren zwischen den Tonschiefern als auch das Kupfererz des Vorkommens von Balik Gölü werden als syngenetische, sedimentäre Bildungen angesehen (A. Heike, 1964). Der Verfasser ist der Meinung, dass «die vulkanisch-exhalative Bildungstheorie» hier die naheliegendste, beste Erklärung darstellen würde.

b. *Die epigenetische Vererzung:* Die in der Geosynklinale weit verbreiteten, spilittischen Kissenlaven und ihre Brekzien sind von kleinen Quarz-Epidotgängen unterbrochen. Die dunkle Farbe der Spiliten ermöglicht im Gelände das Auffallen der hellfarbigen Quarz-Epidotgänge. Diese Gänge sind einige cm oder dm mächtig. Manchmal verzweigen bzw. verbreiten sie sich im Spilit wie ein Netz. In den Quarz-Epidotgängen sind als Erzminerale Chalkosin und Bornit vorhanden. Wenn auch nur mittels einer Lupe zu sehen ist, befindet sich fast in allen Quarz-Epidotgängen Chalkosin. In manchen Gängen sind Chalkosin und Bornit in ziemlich grosser Menge vorhanden. Das reichste dieser Gänge enthält zwei Maultierlast derbes Reicherz (A. Heike, 1964). Unter dem Erzmikroskop stellt es sich heraus, dass der Chalkosin lamelliert ist, also die Paraform des rhombischen und hexagonalen Chalkosins darstellt. Auf der Erde ist der grosse Teil des Chalkosins in Malachyt umgewandelt. Die Umwandlung des Chalkosins in Malachyt ist deszendend und wird unter dem Mikroskop deutlich erkannt. Der Chalkosin befindet sich mit den Spekularitkristallen zusammen und ist mit ihnen verwachsen.

Die Chalkosin enthaltenden Quarz-Epidotgänge in den Spiliten sind durch hydrothermale, laterale Sekretion entstanden. Der Kupfergehalt dieser Gänge ist nämlich durch Hydrothermen aus den Spiliten mobilisiert. Die Analyse von beiden aus den durch Hydrothermen nicht angegriffenen Spiliten entnommenen Proben hat 0.014 % und 0.021 % Cu ergeben (A. Heike, 1964). Dieses Ergebnis bekräftigt die Ansicht über hydrothermale, laterale Sekretion.

B. *Die Hauptvererzung.* — Es wurde bereits betont, dass die Hauptvererzung und die durch sie entstandenen drei Erzlagerstätten den Gegenstand des Kupfererzbergbau in Ergani Maden bilden. Diese Lagerstätten bestehen aus drei verschiedenen, derben Sulfidmassen und in ihren Liegenden befindet sich je eine von Gängen oder Gängchen der Sulfidminerale angeschnittene bzw. durchdrückte Chloritmasse, die wir als «Imprägnationserz» nennen. In der Ana Yatak-Lagerstätte ist ferner unter dem Imprägnationserz eine Magnetitmasse vorhanden.

i. Die Ana Yatak-Lagerstaette in Ergani Maden : Ana yatak ist die grösste der oben genannten drei Kupfererzlagerstaetten in Ergani Maden. Sie ist annaehrend linsen- bzw. ellipsenförmig und besitzt eine Grosse von 300 m Laenge, 100 m Breite und 45 m Höhe. Die bis heute fast völlig abgebaute, sulfidische Derberzmasse von Ana Yatak enthielt 5-6 Mio t Derberz mit einem durchschnittlichen Cu-Gehalt von 9-11 %. Nach einigen alten Unterlagen wird auch behauptet, dass das Reicherz 14% Cu enthaelt (A. Heike, 1964).

a. Die mikroskopische Untersuchung der Derberze von Ana Yatak in Ergani Maden: Unter dem Erzmikroskop zeigen alle drei Lagerstaetten in Ergani Maden den gleichen Mineralaufbau. Aus diesem Grunde werden sie unter dem Namen «die Hauptvererzung» zusammen behandelt. Die Analyse dieser im allgemeinen sulfidische Kupferminerale führenden Erze zeigt neben einem hohen Fe-, Cu- und Zn-Gehalt auch in Spuren As, Co, Ni, Au, Ag und Mo. Das Derberz in Ana Yatak laesst sich in drei Erztypen unterscheiden und zwar in «das Gelberz», «das Schwarzerz» und «das Erz mit Kolloidalstruktur» (A. Heike, 1964).

a) Das Gelberz: Dieses Erz besitzt ein homogenes Aussehen, bildet annaehrend 80-85 % des Erzes von Ana Yatak und man kann sogar mit blossen Auge erkennen, dass es aus feinkörnigem Pyrit und Kupferkies besteht, in welchem diese Pyrite liegen. Bei einer sehr starken Vergrösserung unter dem Erzmikroskop stellt es sich heraus, dass viele idiomorph- hypidiomorphe, meistens kataklastische Pyritkristalle und-kristaellchen in einer Grundmasse aus Kupferkies liegen. Wir können sagen, dass ein derartiges Erz das Derberz der Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden charakterisiert. Ausserdem findet man im Gelberz Pyrrhotin, Sphalerit, in mikroskopischer Grosse und Menge Cubanit, Valleriit, Anatas, Magnetit, teilweise zu Magnetit und Cr-Spinell umgewandelter Chromit, Co-Pentlandit, Linneit und als Gangart Chlorit, manchmal Siderit, Baryt und Ilvait. Im Gelberz wurden als deszendente Mineralien in sehr geringer Menge oder in Spuren Limonit, Covellin, aus Magnetit umgewandelter Maghemit und aus Co-Pentlandit laengs seiner Raender und Risse umgewandelter Cattierit festgestellt.

b) Das Schwarzerz: Dieses Erz befindet sich südwestlich der Lagerstaette, auf der in Richtung auf die Kreisstadt Maden liegenden Seite der Erzmasse von Arpa Meydam und bildet annaehrend 15 % des Derberzkörpers von Ana Yatak (A. Heike, 1964). Das Schwarzerz enthaelt grobkörnige Sulfidminerale. Unter dem Mikroskop stellt es sich heraus, dass das Schwarzerz aus den aszendenten sowie deszendenten Mineralien besteht und dass aszendente Mineralien sich zu den deszendenten umwandeln. Im Schwarzerz bildet der Pyrit das mengenmaessig überwiegendste Mineral. Daneben sind aus Pyrrhotin umgewandeltes «Zwischenprodukt» (P. Ramdohr, 1960), aus Kupferkies umgewandelter Digenit und Covellin, ferner mit Pyrit verzahnter Markasit, aus Co-Pentlandit umgewandelter Cattierit und als Mineral des Eisernen Huts Goethit vorhanden. Im Schwarzerz wurden Valleriit und Cubanit nicht festgestellt. Dieses Erz verdankt seine schwarze Farbe den Mineralien Digenit, Covellin und dem Zwischenprodukt. Die beiden erstgenannten Mineralien füllen manchmal die Risse und Sprünge des Erzes.

d) Das Erz mit Kolloidalstruktur: Es ist eine in den Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden wenig vorhandene Paragenese. Das Erz besteht aus grobem, kugeligem, vielblaetterigem Pyrit, Melnikovit-Pyrit Markasit und Covellin. Es enthaelt auch in sehr geringer Menge Kupferkies, Sphalerit und als Gangmineral Baryt.

l) Die kompakte Magnetitmasse: Sie ist in den Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden nur unter dem Ana Yatak vorhanden. In den sulfidischen Derb- und Impraeagnationserzen der Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden ist der Magnetit in mikroskopischer Menge vorhanden. Die in Ana Yatak unter dem Impraeagnationserz liegende, kompakte Magnetitmasse war in

dem heute verfallenen Stollen auf 1143 m Höhe sehr gut sichtbar. Die erzmikroskopische Untersuchung der im Jahre 1964 aus diesem Stollen und aus dem Liegenden des Tagebaus entnommenen Proben hat ergeben, dass die kompakte Magnetitmasse aus den idiomorph-hypidiomorphen sowie kataklastischen (Foto I), xenomorphen Bildungen und zum Teil aus den in verschiedenen Richtungen angeordneten bzw. eine netz- oder geflechtartige Textur aufweisenden Staebchen besteht. Das Auftreten von Cr-Spinell und Chromitrelikten in einem Teil der idiomorph-hypidiomorphen Magnetite zeigt, dass solche idiomorph-hypidiomorphen Magnetitkristalle, wenn auch teilweise, durch hydrothermale Alteration aus Chromit entstanden sind. Ferner werden sowohl in hypidiomorphen als auch in staebchenförmigen Magnetiten manchmal viel kleinere Ilmenit körnchen beobachtet. Im Magnetit und Gang befinden sich spurenweise auch Rutil und Titanit. Man kann klar erkennen, dass der Haematit z.T. durch Umwandlung aus Magnetit entstanden ist und dieser Haematit bildet in der kompakten Magnetitmasse nach dem Magnetit das zweitüberwiegendste Erzmineral. Die später als der Magnetit und Haematit entstandenen Sulfidminerale Pyrit, Kupferkies, Pyrrhotin, Sphalerit und Co-Pentlandit haben in der Magnetitmasse in Form von Gängen und Gängen ein Netz gebildet (Foto I). Der Molybdänit wurde in den Kupfererzlagertstätten von Ergani Maden zum ersten Mal in der kompakten Magnetitmasse bestimmt. Das Gangmineral der Magnetitmasse besteht grösstenteils aus Chlorit und, wenn auch selten, findet man manchmal auch den Ilvait, das typische Mineral der Metasomatose.

ii. Das Weiss-Vorkommen in Ergani Maden: Das Weiss-Vorkommen liegt 1 km nordwestlich von Ana Yatak. Obwohl es seit langem bekannt ist, wurde dieses Vorkommen erst im Jahre 1960 in Abbau gesetzt und der grosse Teil seiner Erzmasse ist heute erschöpft. Das eine dünne Linsenform aufweisende Weiss-Vorkommen bildet mit seiner Erzreserve von ungefähr 2 Mio t die zweitgrösste Kupfererzlagertstätte in Ergani Maden. Der Durchschnitt der gesamten Reich- und Imprägnationserzmenge dieses Vorkommens enthält 5-6 % Cu und 2-3 % Zn. Das Erz zeigt auch hier einen durchschnittlichen Cu-Gehalt von 10-11 %.

Das Erz des kleineren Weiss-Vorkommens bildet einen ziemlich einheitlichen Körper. Im Erz dieses Vorkommens bilden der makroskopische Pyrit, Kupferkies, Pyrrhotin und die Zinkblende die überwiegendsten Erzminerale. Die Proben ergeben unter dem Erzmikroskop, dass die Pyrite im allgemeinen als Gebilde erscheinen, die im Kupferkies, Pyrrhotin und Sphalerit schwimmen, meistens eine kataklastische Textur zeigen und deren kataklastische Risse von diesen Mineralen gefüllt sind. Aus diesem Grunde wird es angenommen, dass der Pyrit eines der ältesten Minerale darstellt, mindestens älter als die Minerale, in welchen er sich befindet. Andererseits ist der Pyrit jünger als der Magnetit, Chromit, Ilmenit sowie Rutil und ersetzt manchmal die Minerale. Der Pyrit umschliesst manchmal den Magnetit und in diesem Falle stellt es sich klar heraus, dass ein sehr kleiner Teil des Pyrits aus Magnetit umgewandelt (pyritisiert) ist. Ferner füllt eine sehr geringe und junge Pyritgeneration die Risse sowie Spalte des Kupferkieses, Pyrrhotins, Sphalerits und zeigt so, dass sie jünger als diese Minerale sein kann. Wenn auch selten, wird der Pyrit ebenfalls in Form von aus einer oder einigen konzentrischen Schalen bestehenden Kügelchen angetroffen, die manchmal allein sind, manchmal aber mit Kupferkies, Pyrrhotin und Sphalerit verwachsen. Ausserdem tritt der Pyrit auch als Melnikovit-Pyrit mit Gejstruktur auf. Die rhythmischen Schalen des Melnikovit-Pyrits sind manchmal durch Gangminerale und Sphalerit-Zwischenschalen deutlicher geworden.

Der Kupferkies ist der hauptsächliche Kupferträger des Weiss-Vorkommens. In den Anschnitten sieht man, dass er die Zwischenräume der allotriomorphen sowie anderen Minerale füllt. Der Kupferkies bildet nach dem Pyrit das zweitüberwiegendste Erzmineral und zeigt neben der im allgemeinen oleanderblattförmigen Zwillingsbildung manchmal auch eine

parallellamellierte Zwillingbildung. Der Kupferkies verdrängt die Mineralien wie Pyrit, Pyrrhotin, Glaukodot, Chromit, Magnetit, Ilmenit und beweist so, dass er jünger als sie ist. Andererseits ist der Kupferkies durch Digenit und Covellin ersetzt. An diese Paragenese beteiligt sich manchmal auch der Limonit. Im Kupferkies sind die sehr kleinen Pyrit- und Zinkblendekörnchen den kristallographischen Richtungen besonders (100-Flächen) parallel angeordnet und dadurch ist eine Entmischungstextur entstanden.

Der Pyrrhotin füllt im allgemeinen mit dem Kupferkies zusammen die Zwischenräume sowie Risse der Pyrite und zeigt selten auch Druckzwillingsbildungen. Er wandelt sich längs seiner Ränder, Risse und Spalten teilweise zu Zwischenprodukt um. Während dieser Umwandlung entstehen manchmal die Pyritbildungen mit Vogelaugentextur.

Die Zinkblende befindet sich im Weiss-Vorkommen in viel reicherer Menge als in Ana Yatak. Die Zinkblende enthält im allgemeinen die Kupferkies- und Pyrrhotinentmischungen, die aber manchmal nicht auftreten; und manche Kupferkiesentmischungen enthalten als eine zweite Generation sehr kleine Vallerit- und Pyrrhotinentmischungen.

Der Markasit wird z.T. idiomorph und eigenständig, manchmal aber als ziemlich kleine Bildungen im Pyrit angetroffen (Foto 8). Er kann teilweise idioblastisch und skelettenförmig mit Pyrit sowie Gang verwachsen und sehr feinkörnig sein.

Der Co-Gehalt bildet ein anderes Charakteristikum der Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden. Im Weiss-Vorkommen wurden als Co-Mineralien der sich längs seiner Ränder und Risse zu Cattierit umwandelnde Co-Pentlandit, Linneit, Glaukodot und das violettbraune Co-Ni-Mineral beobachtet, welches vielleicht ein anderes Mineral aus der Linneit-Gruppe ist (A. Çağatay, 1968).

Obwohl der Vallerit im Kupferkies häufig auftritt, wurde er in sehr kleiner Menge und spurenweise angetroffen. Der Bornit, Galenit und Chalkosin sind andere in sehr kleinen Spuren festgestellte Sulfidmineralien des Weiss-Vorkommens. In den Proben wurden ferner in Spuren der aus Kupferkies umgewandelte Digenit und Covellin beobachtet. Diese Mineralien treten manchmal nebeneinander manchmal einzeln auf und werden zuweilen vom Limonit begleitet.

Der Magnetit ist im allgemeinen tafelförmig und manchmal tritt er in rundlichen Körnern auf. Die tafelförmigen Magnetite sind die Pseudomorphosen von Haematit. Der Magnetit ist ebenfalls zum Teil durch hydrothermale Alteration aus Chromit umgewandelt. Selten zeigt er eine Umwandlung zu Haematit (Martitisierung). Der Chromit und Cr-Spinell sind die häufig angetroffenen Mineralien. Die idiomorphen und kataklastischen Chromitkristalle schwimmen teils im Chloritgang teils in den Sulfiden. Der Chromit ist längs seiner Ränder und kataklastischen Risse zu Cr-Spinell und Magnetit umgewandelt. Der Chromit ist zu dem Erzkörper aus Serpentin gekommen, der von hydrothermalen Lösungen metasomatisch verdrängt wurde.

Der Ilmenit befindet sich meistens im Gang und manchmal in den Sulfiden. Der Ilmenit ist ebenfalls durch Verdrängung des basisch-magmatischen Gesteins (Spilit, Diabas) von hydrothermalen Lösungen aus diesen Gesteinen entnommen und dabei z.T. in Rutil umgewandelt. Der Ilmenit tritt in Form von verschiedenen grossen Tafeln auf und manchmal wird er als sehr kleine Relikte im Rutil angetroffen. Die einer hydrothermalen Alteration ausgesetzten Ilmeno-Haematit- oder Ilmeno-Magnetit-Bildungen haben ihren Haematit- und Magnetitgehalt verloren und so sind die teilweise oder völlig zu Rutil umgewandelten Ilmenitskelette übriggeblieben. Neben diesen aus Ilmenit umgewandelten Rutilen sind auch sehr kleine, erst durch starke Vergrößerung unter dem Mikroskop erkennbare Rutil und Anatase vorhanden. Der Haematit

wird in Form von Staebchen und Naedelchen (Tafelschnitte) teils im Gang teils im Pyrit gesehen. Der Cuprit und Tenorit sind andere oxydische Erzminerale, die im Weiss-Vorkommen mit Malachit, Covellin, Limonit und Haematit zusammen auftreten.

Das gediegene Gold ist in Glaukodot, Kupferkies, Pyrit, Zinkblende, Pyrrhotin und Galenit vorhanden. Das gediegene Gold bevorzugt in erster Linie die Grenzbereiche beider oder mehrerer von diesen Mineralien und wurde nur in einigen Anschliffen beobachtet (Foto 2). Der Graphit wird in der Probe festgestellt, die im Kontakt der das Erz überdeckenden, tonigen Schiefer mit dem Erz entnommen wurde, und die schuppenförmigen Graphite zeigen Verbiegungen.

Der Chlorit ist das häufigst angetroffene Gangmineral des Weiss-Vorkommens. Wie in Ana Yatak bildet der Chlorit auch hier mit einer, wenn auch geringen, Menge Serpentin zusammen das Hauptmineral des Imprägnationserzes. Ferner ist auch der Siderit ein häufig angetroffenes Gangmineral. Ausserdem ist teils mit Siderit zusammen teils für sich allein der Calcit vorhanden. Der Aktinolith und Tremolit befinden sich mit Kupferkies und Pyrrhotin zusammen in Form von Naedelchen, die von Rändern dieser Mineralien nach innen eindringen bzw. wachsen. Im Weiss-Vorkommen wurde in den Erz- und Gangmineralien als sehr geringe Spaltenfüllung auch der Quarz festgestellt.

iii. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden: Das Kisa Bekir-Vorkommen liegt in Luftlinie 7 km südöstlich von Ana Yatak, am Nordabhang des Tigris-Tales und ist nach dem 500 m südöstlich liegenden Dorf Kisa Bekir genannt. Das Kisa Bekir-Vorkommen enthält einschliesslich der Derby- und Imprägnationserze insgesamt 80.000 t Erz mit einem durchschnittlichen Gehalt von 6-7 % Cu und 3-4 % Zn. Die Bohrungen zur Reservenrechnung dieses Vorkommens wurden im Jahre 1966 begonnen; das Vorkommen wurde dann im Jahre 1967 in Abbau gesetzt und am Ende des Jahres 1968 war sein ganzes Erz gefördert. Das Kisa Bekir-Vorkommen ist in der Geologie sowie Tektonik seiner Lokalität und ferner auch in seinem mineralogischen Aufbau mit dem Ana Yatak und Weiss-Vorkommen völlig übereinstimmend. Auch das Erz des Kisa Bekir-Vorkommens bestand wie in den beiden genannten Vorkommen aus zwei Erztypen, d.h. aus derben (reichen) und imprägnierten (armen) Erzen. Die auf der Höhe 918-963 m liegende Derbyermasse von Kisa Bekir war linsenförmig und hatte in NO-SW-Richtung eine Länge von 90 m und im Nordosten eine maximale Breite von 30 m. Die mit einer sanften Neigung nach Nordosten abtauchende, linsenförmige Derbyermasse zeigte nach Südosten ein Einfallen von annähernd 40°. Während des Abbaus traten in der Derbyermasse stellenweise kleine Chloritnischen auf und die Derbyermasse war im Hangenden mit einer 1-2 m mächtigen und im Liegenden mit einer 8-10 m mächtigen Chloritschicht umhüllt. Dieser Chloritgürtel bildete das Imprägnationserz des Kisa Bekir-Vorkommens, enthielt Gänge sowie Gängchen und man konnte teilweise mit blossen Auge erkennen, dass sie aus den Erzmineralien wie Pyrit, Kupferkies, Zinkblende und Pyrrhotin bestehen. Im Hangenden des Kisa Bekir-Vorkommens befinden sich über dem Chloritschiefer der Reihe nach einige Meter mächtige Geosynklinalensedimente (Tonschiefer, Kalke) und Serpentin, im Liegenden unter dem erzführenden Chlorit wieder die Sedimente der Geosynklinale und die ihnen zwischengelagerten Spilite.

Wie das Weiss-Vorkommen (A. Çağatay, 1968) besass auch das Kisa Bekir-Vorkommen im Unterschied zum Ana Yatak (A. Heike, 1964) einen grossen eisernen Hut. Das Entstehen eines solchen, grossen, eisernen Huts in dem Kisa Bekir-Vorkommen ist dadurch verursacht, dass dieses Vorkommen wegen seiner geologischen Lage den äusseren Einflüssen offen ist. Im Limonit des eisernen Huts waren auch descendente Kupferminerale wie Malachit, Azurit und

Kupfervitriol vorhanden. Obgleich das Derberz des Kisa Bekir-Vorkommens makroskopisch den Erzen des Ana Yatak und Weiss-Vorkommens ähnlich ist, enthält es im Vergleich mit dem Gelberz von Ana Yatak und dem Derberz des Weiss-Vorkommens in grosser Menge deszendente Mineralien. Das Kisa Bekir-Vorkommen umfasst im Verhältnis mit der grossen Oxydationszone deszendente Mineralien wie Digenit, Covellin, Zwischenprodukt (in grosser Menge) und gediegenes Kupfer (in sehr geringer Menge). Das gediegene Kupfer befindet sich in den Chloritasschen im Derberz oder in den Nebengesteinen. Die Anreicherung des Derberzes von Kisa Bekir an deszendenten Mineralien hat verursacht, dass dieses Erz, in welchem aszendente Mineralien überwiegen, ein zerquetschtes Aussehen bekommt. Das schwer zu verhüttende Derberz von Kisa Bekir ist im Kupfererzbergbau als «Staubertz» genannt. Wegen aller diesen Eigenschaften ist das Reicherz des Kisa Bekir-Vorkommens dem Schwarzerz von Ana Yatak einigermassen ähnlich.

Die Anschliffe der in den Jahren 1967-1968 im Kisa Bekir-Vorkommen gesammelten, verhältnismässig festen 74 Proben haben unter dem Erzmikroskop die unten mengenmaässig angereicherten, sulfidischen und oxydischen Mineralien ergeben:

Der Pyrit ist das überwiegendste Erzmineral und tritt in Form von idiomorph-hypidiomorphen Kristallen oder kolloidalen Bildungen auf. Er zeigt im allgemeinen eine kataklastische Textur und seine Risse sowie Zwischenräume sind mit Kupferkies, Sphalerit und manchmal auch mit Pyrrhotin gefüllt (Foto 3). Zwischen den kolloidalen Melnikovit-Pyritschalen befinden sich manchmal, wenn auch in geringer Menge, konzentrische Kupferkies- (Foto 4), Sphalerit- und Magnetitschalen. Ferner wurde festgestellt, dass die Pyritkugeln mit konzentrischer Schale Kerne und Schalen aus Kupferkies und Sphalerit enthalten (Foto 5). Die genannten Kugeln können sich im Kupferkies sowie Sphalerit und als Anhaufungen auch im Gang befinden. Wie in den beiden anderen Lagerstätten beobachtet wurde, hat sich der Pyrit auch im Kisa Bekir-Vorkommen im Kupferkies als sehr kleine Körner längs der kristallographischen Richtungen besonders (100-Flächen) angereicht und dadurch die Mitverwachsung zustande gebracht, welche eine Entmischungsstruktur darstellt (Foto 6).

Der Kupferkies füllt in Form von allotriomorphen Bildungen die Zwischenräume und Risse der Pyrite (Foto 3). Im Kupferkies wurden ferner sehr feine, idiomorph-hypidiomorphe Sphaleritkörnchen und kleine, in zwei verschiedenen Richtungen streichende Sphalerit-Lamellen beobachtet. Im Derberz des Kisa Bekir-Vorkommens ist im Vergleich zu den Derberzen der beiden anderen Lagerstätten mehr Sphalerit vorhanden. Neben dem in ziemlich grosser Anzahl und Menge Kupferkies- und Pyrrhotinentmischungen enthaltenden Sphalerit (Foto 7) ist, wie im Weiss-Vorkommen, auch der gar keine Entmischung aufweisende Sphalerit vorhanden. Die den bestimmten kristallographischen Richtungen (100-Spaltflächen) folgenden Entmischungen bringen manchmal den Zonenbau des Sphalerits zustande (Foto 7). Im Sphalerit befindet sich ausserdem in grosser Menge Magnetit als sehr feine (5-15 Mikron grosse), teils idiomorph-hypidiomorphe teils xenomorphe Körnchen. Der Sphalerit des Kisa Bekir-Vorkommens unterscheidet sich in dieser Hinsicht von dem Sphalerit der oben behandelten Ana Yatak-Lagerstätte sowie des Weiss-Vorkommens und zeigt z.T. kataklastische Textur. Die kataklastischen Risse des Sphalerits sind mit Covellin und Digenit gefüllt. Der Pyrrhotin füllt mit Kupferkies und Sphalerit zusammen als allotriomorphe Bildungen die Zwischenräume und kataklastischen Risse der Pyritkristalle, tritt zuweilen in Form von Stäbchen auf (das Aussehen des Tafelschnittes) und zeigt kataklastische Textur sowie Druckzwillingungsbildungen. Der teilweise im Kupferkies als Gaengcheh, Stäbchen und linsenförmig auftretende Pyrrhotin ist im Kisa Bekir-Vorkommen in grösserer Masse zu «Zwischenprodukt» umgewandelt als im Weiss-Vorkommen (Foto 8). Infolge der Umwandlung des Pyrrhotins zu Zwi-

schenprodukt sind die Pyrit-Markasitbildungen mit Vogelaugentextur entstanden. Der Markasit befindet sich im allgemeinen mit Pyrit verzahnt im Kisa Bekir-Vorkommen in reicherer Menge als im Weiss-Vorkommen. Der Markasit kann auch Zwillungsbildungen in Form von parallelen Lamellen zeigen und besitzt wie der Pyrit eine kataklastische Textur. Die kataklastischen Markasitstücke schwimmen im Kupferkies und treten manchmal auch im Pyrit auf (Foto 9).

Der Digenit wird in den Sphalerit-, Kupferkies- sowie Pyritrissen als Gaengchen und manchmal auch als den Kupferkies und Sphalerit umschliessende Gürtelchen beobachtet. Der Digenit ist z.T. zu Covellin umgewandelt. Der Chalkosin wurde spurenweise im kataklastischen Riss des Sphalerits als deszendentes Mineral festgestellt. Der Bornit wurde in einem Anschliff in \pm aus Kupferkies umgewandelter Form gefunden. Der Covellin wurde wie der Digenit als Gaengchen in den Pyrit-, Sphalerit-, Kupferkies- und Gangrissen in reicherer Menge beobachtet. Ferner kann er auch diese Mineralien umschliessend auftreten. Das gediegene Kupfer wurde in dem Riss der teilweise chloritisierten, karbonatisierten (Dolomit) und vertalkten Serpentinprobe beobachtet.

Wie im Weiss-Vorkommen besteht der Vallerit auch hier aus sehr kleinen, max. 20-30 Mikron langen, 3-5 Mikron breiten, wurm-, peitschen- oder linsenförmigen Bildungen. Diese im Kupferkies liegenden Bildungen haben manchmal ihre eine Seite an ein anderes im Kupferkies vorhandenes Mineral angelehnt (Foto 10). Während der Vallerit in vielen Anschliffen spurenweise als kleine Bildungen auftrat, wurde der Cubanit im Erz von Kisa Bekir nur in einem Anschliff festgestellt. Der im Kupferkies vorhandene Cubanit ist lamellar (Foto 11). Wieder Cubanit wurde auch der Galenit nur in einem Anschliff festgestellt.

Der Co-Pentlandit ist das in den Erzen der Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden häufigst angetroffene Co-Ni-Mineral (A. Çağatay, 1968). Trotzdem tritt er in den Anschliffen nur in Spuren auf. Der Co-Pentlandit wurde meist im Pyrrhotin, manchmal auch im Kupferkies und Pyrit oder als Einschlüsse zwischen diesen Mineralien beobachtet (Foto 12). Der Kobalt-Pentlandit ist zu einem teils hypidiomorphes, teils flaemmchen- und staebchenförmiges Mineral umgewandelt, das laengs seiner Raender und Risse vermutlich aus einige Mikron breitem Cattierit besteht. Der Linneit befindet sich meistens in Form von idiomorphen Kristallen im Kupferkies (Foto 13). Sie besitzen eine maximale Kantenlaenge von 20-30 Mikron. Selten liegt der Linneit im Kupferkies als sehr feine Körner und bildet mit ihm lamellare Verwachsung (Foto 14). Ferner enthalten die Linneitkristalle zuweilen Kupferkies-, Pyrrhotin- und Sphaleriteinschlüsse. Das Linneitmineral ist manchmal deutlich durch den Kupferkies ersetzt. Der Glaukodot befindet sich meistens im Kupferkies und seltener im Pyrrhotin als idiomorphe aber kataklastische Gebilde. Der Spaltflaechen und den kataklastischen Rissen des Glaukodots folgend sind in ihn der Kupferkies und Pyrrhotin eingedrungen.

Der Magnetit ist das häufigst angetroffene, oxydische Mineral des Kisa Bekir-Vorkommens. Er befindet sich der Reihe nach im Sphalerit, Kupferkies, Pyrrhotin, Pyrit sowie in den Gangmineralien Chlorit und Siderit. Vor allem im Sphalerit und Kupferkies tritt der Magnetit in grosser Anzahl und in Form von kleinen Gebilden auf. Sie bestehen aus teils idiomorph-hypidiomorphen teils xenomorphen Körnchen. Insbesondere die idiomorph-hypidiomorphen Körnchen enthalten selten Cr-Spinell- und Chromitrelikte. So ist ein, wenn auch sehr kleiner, Teil des im Sphalerit und Kupferkies festgestellten Magnetits durch Umwandlung des Chromits entstanden. Die Umwandlung ist vielleicht zum Teil während der Serpentinisierung des durch das Erz ersetzten, ultrabasischen Gesteins (Peridotits) und zum Teil dadurch erfolgt, dass die die Vererzung ermöglichenden, hydrothermalen Lösungen auf die Chromite wirkten, welche aus dem durch das Erz ersetzten Gestein entnommen wurden. Ferner sind die im Sphalerit,

Kupferkies und Pyrrhotin vorhandenen, kleinen Magnetitbildungen zweifellos zum Teil während der Serpentinisierung und der später mit der Vererzung gleichlaufenden Chloritisierung freigeworden. Im Magnetit können manchmal sehr kleine Pyrit-, Pyrrhotin- sowie Kupferkiesintrusionen auftreten, und manchmal ist er laengs seiner Raender deutlich zu Pyrit umgewandelt (Foto 15). Andererseits zeigt der Magnetit randlich Umwandlungserscheinungen zu Maghemit und Haematit. Ausserdem befinden sich der Maghemit und Haematit manchmal als sehr feine Körnchen im Magnetit. Eine an die mirmekitische Verwachsung erinnernde Verwachsung wird zwischen dem Magnetit und Pyrrhotin gesehen.

Der Chromit befindet sich in sehr geringer Menge und als idiomorph-hypidiomorphe, kataklastische Kristalle (Foto 16) fast in und zwischen allen im Kısa Bekir-Vorkommen angebotenen Erz- und Gangmineralien. Die Raender und Ecken des meist eine kataklastische Textur aufweisenden Chromits sind zuweilen durch die Korrosion angegriffen und rundlicher geworden. Der Chromit ist fast immer laengs seiner Raender und kataklastischen Risse zu Cr-Spinell und Magnetit von grauer Farbe in verschiedenen Nuancen umgewandelt (Foto 17). Dieser aus Chromit umgewandelte Magnetit kann auch Umwandlung zu Pyrit und Haematit zeigen. Das grösste Chromitkorn misst 0.5 mm. Die Risse der kataklastischen Chromite sind manchmal mit Pyrit, Kupferkies, Pyrrhotin und Sphalerit gefüllt (Foto 16).

Der in geringen Spuren vorhandene Haematit ist teils aus Magnetit umgewandelt, teils tritt er im Limonit als eingesprengter Haematitstaub auf. Vielleicht sind auch die letztgenannten durch Martitisierung aus Magnetit umgewandelt. Wie der Siderit (wohl Ankerit) und Dolomit umschliesst der Haematit manchmal die Karbonate oder füllt ihre Risse. Als oxydische Erzminerale wurden ferner aus gediegenem Kupfer umgewandelter Cuprit, Tenorit, Ilmenit und aus Ilmenit umgewandelter Rutil, Leukoxen festgestellt.

Der Limonit wurde als Spaltenfüllung und teilweise auch als Pseudomorphosen von Pyrit beobachtet. Der in Gaengchen auftretende Limonit zeigt eine konzentrisch-schalige, nierige Struktur oder bildet manchmal radialstrahlige Staebchenanhaefungen. Beide Modifikationen des Limonits wurden gesehen.

In den Anschliffen der aus dem Kısa Bekir-Vorkommen entnommenen Proben wurden als Gangmineralien viel Chlorit, wenig Dolomit, Serpentin, Siderit, Calcit und in sehr geringer Menge Quarz, Baryt, Talk sowie sich zu Chlorit umwandelnde Amphibolreste festgestellt.

b. Die mikroskopische Untersuchung des Impragnationserzes der Lagerstaetten von Ergani Maden: Bei der Beschreibung des Derberzes der Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden hatten wir darauf hingewiesen, dass der Chlorit das in reichster Menge vorhandene Gangmineral ist. Sowohl in Ana Yatak als auch in Weiss- und Kısa Bekir-Vorkommen sehen wir, dass der das Derberz umschliessende und nach der Tiefe maechtiger werdende Chlorit von gelben Sulfidmineralien in Form von Gaengen und Gaengchen angeschnitten ist. Im Impragnationserz sind saemtliche im Derberz auftretende Erzminerale vorhanden. Alle andere im Derberz mit Chlorit zusammen angetroffene Gangmineralien werden auch im Impragnationserz festgestellt.

c. Die geologisch-tektonische Beschreibung der Hauptvererzung: Wie weiter oben angeführt wurde, befinden sich die drei sulfidischen Erzmassen, Produkte der Hauptvererzung, auf der Überschiebungslinie, wo die Iraniden über den Randfaltengürtel geschoben sind, oder auf den mit dieser Linie gleichlaufenden neben Verwerfungen. Alle drei Erzlagerstaetten liegen in den Gesteinen der alpidischen Geosynklinale. Infolgedessen steht die Bildung der Lagerstaetten in engerem Zusammenhang mit der Überschiebungslinie und ist «postorogen».

Ein weiteres, wie die Vorkommen von Ana Yatak, Weiss und Kisa Bekir auf einer Überschiebungslinie sitzendes Kupfererzvorkommen befand sich in der Umgebung von Kündükan auf Kelloşk Tepe. Da diese Lagerstätte in unbekannter alter Zeit abgebaut und ihr Erz geschmolzen worden ist, kann heute das Vorhandensein eines solchen Vorkommens nur an den Schlackenresten auf Kelloşk Tepe erkennen.

d. Über die Genese der Hauptvererzung: Oben haben wir uns bemüht, die Ergebnisse der über die Hauptvererzung bis heute durchgeführten Untersuchungen kurz wiederzugeben. Jetzt wollen wir mit Hilfe dieser Ergebnisse erforschen, wie eventuell die von der genannten Vererzung gebildeten Kupfererzlagerstätten in Ergani Maden entstanden sein können bzw. was für eine Genese sie haben und woher die in diesen Lagerstätten vorhandenen Metallmassen gekommen sein können.

Die mineralogische Untersuchung der Vorkommen von Ana Yatak, Weiss und Kisa Bekir, welche die Produkte der Hauptvererzung sind, zeigt uns, dass sie unter mesothermalen Bedingungen und intrakrustal entstandene, hydrothermale Lagerstätten sind. Es wird dadurch klar bewiesen, dass im Erz die Mineralien wie Cubanit und Vallerit vorhanden sind. Ferner sind das Auftreten von Pyrrhotin, Pentlandit und Molybdenit im Erz, die eine Entmischungstextur aufweisende, lamellare Verwachsung von Sphalerit, Pyrit und Linneit mit Kupferkies und die überhaupt oleanderblättrförmige Zwillingungsbildung des Kupferkieses (P. Ramdohr, 1960) andere Beweise, die darauf hinweisen, dass die Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden bei hohen Temperaturen entstanden sind.

Es gibt zwar Autoren (M. Sirel, 1949; H. Borchert, 1958), die aufgrund des, wenn auch geringen, Auftretens der Erzminerale mit kolloidaler Struktur für die Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden eine «syngenetisch-sedimentäre» Entstehung annehmen wollen, es ist aber seit langem bekannt, dass solche Strukturen auch auf anderen Wegen entstehen können (P. Ramdohr, 1960). Derartige Mineralien oder Mineralanhäufungen mit kolloidaler Struktur können z.B. infolge der Mischung von hydrothermalen Lösungen mit Grundwasser entstehen oder das kolloidale Erz kann einer anderen Paragenese ausser der Hauptvererzung angehören. Durch descendente Umwandlung von Kupferkies zu Digenit und Covellin nach dem ascendente hydrothermalen Entstehen der Kupfererzlagerstätten in Ergani Maden ist im Erz eine Anreicherung zustande gekommen und dabei hat sich in den oberen Teilen der Lagerstätten der eiserne Hut gebildet.

Weil in den Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden in grosser Menge Chlorit mitenthalten ist, können wir sie zu der «chloritischen Kupfererzformation» zählen. Da sie durch metasomatische Verdrängung der im Gelaende häufig angetroffenen Gesteine wie Gabbro (Norit), Diabas, Peridotit, Serpentin und Tonschiefer entstanden sind, können die Mineralien in den Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden in zwei Gruppen, d.h. in «alte» bzw. direkt aus den verdrängten Gesteinen entnommene Mineralien und in Produkte der hydrothermalen Lösungen geteilt werden. Als alte Mineralien können wir einen Teil der im sulfidischen Erz sowie Chlorit oft beobachteten, aus ultrabasischen und basischen Gesteinen entnommenen Chromite, Ilmenite und Magnetite nennen. Unter dem Einfluss der hydrothermalen Lösungen sind von diesen Mineralien der Chromit teilweise zu Chrom-Spinell und Magnetit, der Ilmenit teilweise zu Rutil und Leukoxen umgewandelt. Dass der Chromit und Ilmenit, deren grosse Festigkeit gegen die äusseren Wirkungen uns bekannt ist, in den Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden fast immer in grosser Masse zu anderen Mineralien umgewandelt sind, kann nur mit dem Einfluss der hydrothermalen Lösungen auf diese Mineralien erklärt werden. Als Erzeugnis der Umwandlung von alten Mineralien zu den neuen unter Einfluss der Hydrothermalen

können wir. in erster Linie den aus Mafiten, und Ultrabasiten umgewandelten, vor allem im Impregnationserz aber auch im Derberz das Hauptgangmineral darstellenden Chlorit nennen. Der hohe Eisengehalt der sulfidischen Erze in den Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden zeigt, dass ein Teil dieses Eisens aus den verdrängten Gesteinen entnommen (Sulfidierung) und nur ein anderer Teil desselben von hydrothermalen Lösungen gebracht worden ist (G. Kullerud und H. S. Yoder Jr., 1965). Die Pyritisierung des Magnetits, ferner das Freiwerden des Eisens infolge der Umwandlung von Ilmenit zu Rutil sind diese Ansicht bekräftigende Beweise.

Es befinden sich Cu, Zn, As, Co, Ni, Pb, Au, Ag und Mo, die von hydrothermalen Lösungen mitgetragen wurden und Nichteisenmetalle sind. Nach der naheliegendsten Theorie über den Ursprung dieser Metalle sind sie von Hydrothermen aus den basisch-ultrabasischen Gesteinen der Iraniden aufgelöst und mobilisiert (P. Ramdohr, 1967; A. Çağatay, 1975). So können wir die Hauptvererzung der Lagerstätten von Ergani Maden als «lithogen-hydrothermal»¹ oder «petrogen-hydrothermal» bezeichnen. In diesem Falle müssen wir auch an die Quelle des Schwefels, der mit den oben aufgezählten Metallen die sulfidischen Mineralien bildet, sowie an die Quelle der sie mittragenden Hydrothermen denken. In der Umgebung der Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden befindet sich keine Schwefelquelle. Daher meint der Verfasser, dass es der beste, naheliegende Weg würde, die Quelle des Schwefels in den Gesteinen der Geosynklinale zu suchen. In Bezug auf die Quelle der Hydrothermen, d.h. auf die Wasser- und Wärmeenergie werden wir nur darauf hinweisen, dass die Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden auf der postkinematischen Überschiebungslinie entstanden sind, wo die Iraniden über den Randfaltengürtel geschoben sind, und dass eine solche Überschiebung in der Erdkruste bis zu grösserer Tiefe hinabreichen kann. Wenn wir auch gewöhnlich den Tektonismus als ein mechanisches Ereignis, d.h. *ein relatives Gleiten* der beiden Gesteinsmassen betrachten, müssen wir auch annehmen, dass ein tektonisches Gleiten gleichzeitig die Lösung der unter der Erdkrustevorhandenen Energie, d.h. das Auftreten der Wärmeenergie und die sich in Form von Zirkulation verwirklichende Ortsänderung des Grundwassers verursacht. Der Verfasser glaubt ferner dass es zweckmässig würde, darauf hinzuweisen, dass all diese Ereignisse auch in den sehr tiefen Lagen geschehen können. Unserer Meinung nach würde es angebracht, anzunehmen, dass dort, wo das diapirische Granitmagma nicht besteht, der Schwefel und die Hydrothermen auch auf diese Weise entstehen können. Damit es bewiesen wird, dass die Metallgehalte der in den Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden vorhandenen Erzminerale durch hydrothermale Alteration aus Basiten und Ultrabasiten der Iraniden mobilisiert werden können, müssen diese Gesteine vor allem Kupfer enthalten. Aus diesem Grunde wurden die in Azgilir entnommene Gabbroprobe und in Soridag entnommene Peridotitprobe zur Analyse gegeben und diese Analysen haben der Reihe nach 0.030 % Cu und 0.018 % Cu ergeben. Dass sowohl der Gabbro und Peridotit als auch der Spilit und Diabas, wenn auch in sehr geringer Menge, Kupfer enthalten, bildet den hauptsächlichsten Beweis dafür, dass der Kupfergehalt der Hauptvererzung durch Mobilisation aus diesen Gesteinen entstanden sein kann (A. Heike, 1964, A. Çağatay, 1975). Manche inzwischen veröffentlichten Arbeiten bekräftigen ebenfalls diese Theorie (P. Antun und P. Ramdohr, 1966). Ferner wird die Ansicht des Verfassers, die Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden seien in der Erdkruste entstandene (intrakrustal)-hydrothermale Bildungen, auch in den früheren Arbeiten von R. Pilz (1917), J. Romieux (1941), P. De Wijkerslooth (1944, 1945, 1954, 1957), A. Heike (1964), A. Çağatay (1968) und Griffiths u.a. (1972) völlig gestützt. Bamba (1976) bestetigt diese Ansicht teilweise, Ileri u.a. (1976)

wollen das Entstehen der Erzlagerstätten von Ergani Maden in Verbindung mit der Plattentektonik erklären.

C. Die Nachvererzung. — Die im Gebiet der Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden ausser der Hauptvererzung entstandenen, posttektonischen Vererzungen werden als «die Nachvererzung» bezeichnet. Vor allem im Bereich zwischen Seterli und Düngen (Abb. 2) werden in den zwischen Spiliten emporragenden Diabasschloten kleine Bornit-, Kupferkiesgänge sowie die Mineralien Quarz, Epidot und Zoisit angetroffen. Diese Gänge sind durch die dem Aufstieg der Diabasintrusionen folgenden, hydrothermalen Lösungen entstanden. Die Analysen haben gezeigt, dass die im Diabas entnommenen Proben minimal 0.84 % und maximal 4.2 % Cu enthalten (A. Heike, 1964).

Andererseits werden im Gebiet der Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden die Spilite angetroffen, die stellenweise, wenn auch in geringer Menge, Pyrit enthalten. Solche Vererzungen befinden sich vor allem dort, wo die Spilite längs einer Zone der hydrothermalen Alteration ausgesetzt, d.h. chloritisiert, serizitisiert und in Tonmineralien umgewandelt sind. Die wichtigste davon ist das zwischen Putyan und Mestek liegende Türbehafir-Vorkommen. Hier befindet sich in den spilitischen Gesteinen ein 1-2 m mächtiges, massives Pyritflöz. In den von diesem Vorkommen entnommenen Proben wurden unter dem Erzmikroskop neben den in reichster Menge vorhandenen, idiomorph-hypidiomorphen, teils kataklastischen, teils kolloidalen Pyritbildungen in Rissen und Zwischenräumen dieser Pyrite auch wenig Kupferkies und spurenweise Zinkblende, Haematit und Leukoxen festgestellt.

II. DIE PYRIT-, KUPFERKIES- UND MAGNETITLAGERSTÄTTE VON SIIRT MADENKÖY

a. Die geographische Lage und geologisch-tektonische Stellung der Lagerstätte

Die Pyrit-, Kupferkies- und Magnetitlagerstätte von Siirt-Madenköy liegt 48 km nordöstlich von Siirt und ist nach dem ganz in der Nähe befindlichen Dorf genannt. Die Haupterzmasse befindet sich nördlich vom Schnittpunkt des an Madenköy vorbeilaufenden Yoldere mit dem in E-W-Richtung fließenden Bach. Die längs des Yoldere angetroffenen Schlackenreste bezeugen, dass diese Lagerstätte in alter Zeit abgebaut worden ist. Ferner wurde im Bereich dieser Schlacken auch das Vorhandensein der alten Stollen festgestellt. Wie die Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden besteht auch die Pyrit-, Kupferkies- und Magnetitlagerstätte von Siirt-Madenköy aus zwei Erztypen, d.h. aus derben und aus imprägnierten Erzen. Im Derberz wurden durchschnittlich 1.4 % Kupfer, 25-30% Schwefel und 30-35% Magnetit festgestellt. Wenn wir den durchschnittlichen Kupfergehalt des Imprägnationserzes von 0.4 % zu dem durchschnittlichen Kupfergehalt des Derberzes hinzufügen, ergibt sich eine Gesamterzreserve von 15-16 Mio t mit einem annähernden Durchschnittsgehalt von 1 % Cu. Alle diese Zahlen sind Ergebnisse der bis heute verwirklichten Bohrungen und Analysen. Es wird vermutet, dass die neu niederzubringenden Bohrungen das Erz treffen und dadurch die Erzreserve erhöht werden. Falls der Kupfer-, Schwefel- und Magnetitgehalt des eventuell durchzuteufenden, neuen Erzes anders sein sollte, werden sich selbstverständlich auch die durchschnittlichen Gehalte ändern.

Im Bereich der Lagerstätte von Siirt-Madenköy treten Gesteinstypen von zwei verschiedenen Orogenen auf (Borchert, 1958). Von diesen Gesteinen befinden sich die Kalksteine des Permokarbons, welche die oberen Teile der kristallinen Serie der dem Paläozoikum zuge-

ordneten Bitiis-Masse bilden, im Norden und Süden der Lagerstaette. Zwischen den Kalksteinen sind Spilite der alpidischen Geosynklinale (zum Teil in Form von Kissenlaven), porphyrische Spilite, Diabase, hier und da mit ihnen deutliche Aufeinanderfolgezeigende Schlammsteine, Kalksteine und ihre Brekzien vorhanden (Abb. 3). Ferner können wir auch die Kalksteinstrümmerringe um die Überschiebungslinie, den Basaltgang in Yoldere und die Alluvionen am Bachufer als andere hauptsächliche, in der Umgebung der Erzlagerstaette angetroffene Gesteinstypen aufzählen. Hier sind die Kalksteine der Bitiis-Masse über die Vulkanite und Sedimente der alpidischen Geosynklinale geschoben (Abb. 3). Die Vulkanite und Sedimente der alpidischen Geosynklinale treten hier in tektonischen Fenstern zwischen den kristallinen Kalksteinen auf. Die Erzlagerstaette liegt in einer aus Spiliten, Diabasen, Schlammsteinen und ihren Brekzien bestehenden Formation, die sich in nächster Nähe der E-W streichenden Überschiebungslinie befindet, an welcher die im Norden vorhandenen kristallinen Kalke bzw. die Bitiis-Masse über die Vulkanite und Sedimente der Geosynklinale geschoben sind.

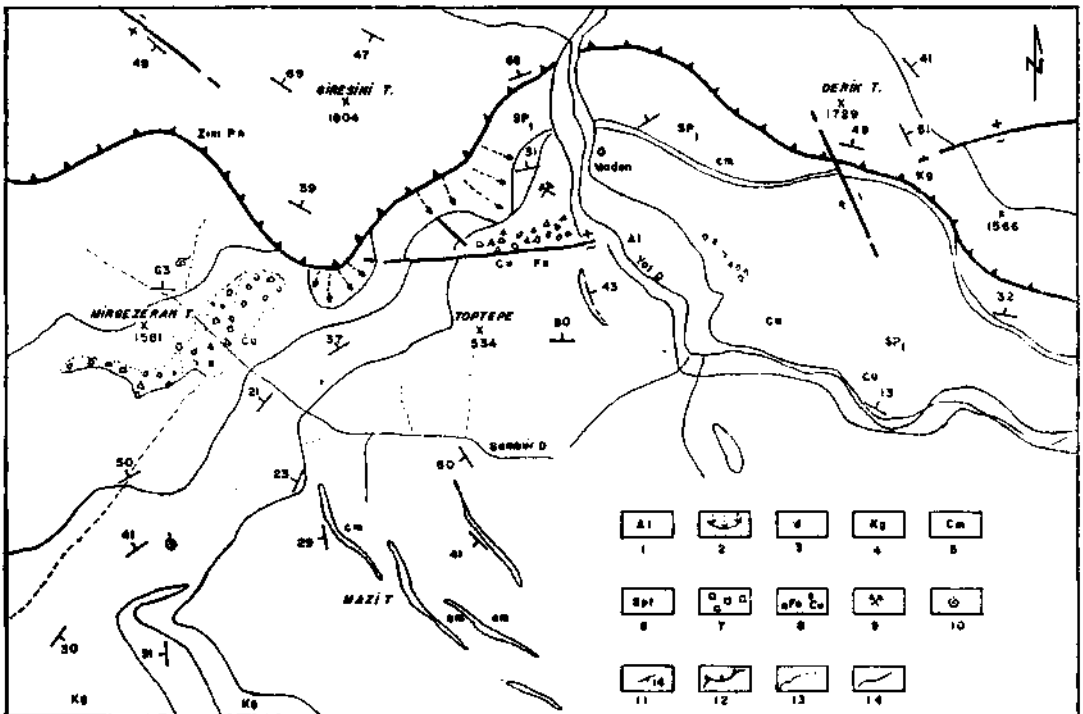


Abb. 3 - Geologische Karte der Umgebung von Siirt-Madenköy (Rüstem Yıldırım, Fahrettin Alyamaç, 1976).
 1 - Alluvion; 2 - Kalksteindetritus; 3 - Dazit; 4 - Schotter; 5 - Schlammstein; 6 - Spilit.
 Diabas; 7 - Alteration; 8 - Kupfer- und Eisenmineralisation; 9 - Altes Bergwerk; 10 - Fossilfundpunkt; 11 - Schichtstreichen und -einfallen; 12 - Überschiebung; 13 - Verwerfung; 14 - Formation.

b. Die Größe und der Aufbau der Derberzmasse von Siirt-Madenköy

Die Derberzmasse von Siirt-Madenköy erstreckt sich in E-SE-Richtung und besitzt eine linsenförmige Gestalt. Bis heute wurde festgestellt, dass diese Erstreckung des Derberzes annähernd 350-400 m, die maximale Breite seines SW-NE-Schnittes ungefähr 200 m und seine Mächtigkeit 0-150 m betragen. Das Erz wird im Osten zugedeckt und seine nördliche Erstreckung kann nur mit Hilfe der neu niederzubringenden Bohrungen ermittelt werden. Unter dieser großen Derberzmasse befindet sich nach einer Lücke von 20 m als Zweig der großen

Derberzlinse ein kleineres, 30-40 m langes und 20 m mächtiges Derberzlinnschen. Beide Derberzmassen tauchen gleichlaufend mit dem Einfallen der Überschiebungslinie nach NNW ein. Die Kernproben der bis heute im Derberz zwischen den in Klammern angegebenen Metern vorwärtsgegangenen Bohrungen M_3 (103-203 m), M_4 (158.70-170.70 m), M_5 (103-174 m), M_7 (143-255 m), M_8 (90.30-195 m), M_{11} (127-223 m) und M_{13} (203-274 m) haben ergeben, dass im obersten Teil an Pyrit, dann nach unten an Pyrit+Kupferkies, Pyrit+Kupferkies+Magnetit, Pyrit+Magnetit und Magnetit+Pyrit reiche Erzlagen vorhanden sind (R. Çalgın, 1976). Der Magnetitgehalt des Derberzes wird also nach der Tiefe hin höher. Der Verfasser deutet diese Erscheinung als einen Hinweis darauf, dass in der Entstehungszeit der Lagerstätte von Siirt-Madenköy die diese Lagerstätte bildenden Lösungen sich geändert haben.

c. Die mikroskopische Untersuchung des Derberzes

In der Lagerstätte von Siirt-Madenköy wurde der Pyrit meist in idiomorph-hypidiomorphen (Foto 18), im allgemeinen in kataklastischen (Foto 19) Kristallen, manchmal als xenomorphe, manchmal als kolloidale (Foto 20) Bildungen festgestellt. Ein sehr kleiner Teil des Pyrits ist aus Pyrrhotin umgewandelt. Vor allem in den idiomorph-hypidiomorphen Pyriten beobachtete man manchmal neben den kleinen Magnetit-, Haematit und Rutileinschlüssen Kupferkies- und sehr selten auch Sphaleritinkclusionen. Die kataklastischen Risse der Pyritbildungen, deren Korngröße zwischen 5-10 Mikron und 2-3 mm schwankt, sind teils mit Kupferkies teils mit Karbonaten (Siderit, Calcit, Dolomit) und Quarz gefüllt. Die Pyrite schwimmen teils miteinander verzahnt teils für sich allein in den Gangmineralien und im Kupferkies (A. Çağatay-T. Eyyüboğlu - H. Akyol, 1976). In diesem Falle können wir sagen, dass der Pyrit mit Ausnahme von im Derberz beobachtetem Rutil, Ilmenit, Chromit und einem Teil des Magnetits älter als alle anderen Erzmineralien ist.

Der Kupferkies füllt in Form von allotriomorphen Bildungen die Zwischenräume und Risse des Pyrits, des mit Pyrit zusammen auftretenden Markasits und manchmal auch des Magnetits sowie Haematits. Der Kupferkies zeigt mitunter, wenn auch in geringem Masse, eine kataklastische Textur; er ist längs seiner kataklastischen Risse sowie Ränder zu den spurenweise auftretenden, deszendenden Mineralien wie Limonit, Chalkosin und Covellin umgewandelt. Der mit Kupferkies nebeneinander verwachsene Bornit wurde in kleinen Körnchen spurenweise festgestellt. Der Sphalerit wurde im Kupferkies und manchmal im Gangmineral Kupferkiesmischungen enthaltend festgestellt. Der Sphalerit im Kupferkies tritt auch in mit Kupferkies lamelliert verwachsener Form auf.

Der Galenit und das Fahlerz wurden in manchen Anschliffen festgestellt.

Der Linneit wurde in sehr geringen Spuren und in Form von max. 40-50 Mikron grossen, idiomorph-hypidiomorphen, teilweise auch xenomorphen Körnchen im Kupferkies und in den an Kupferkies ziemlich reichen Proben festgestellt. Es wurde auch beobachtet, dass die Linneitkörnchen sich im Kupferkies manchmal aneinander reihen oder zusammenhaufen.

Der Magnetit ist das nach Pyrit am häufigsten angetroffene Erzmineral. Er befindet sich teils als 250-300 Mikron grosse, idiomorph-hypidiomorphe Kristalle, teils als rundliche (Foto 21) oder bis 1 mm lange Stäbchen (Schnitte der tafeligen Kristalle) (Foto 22) und ist längs seiner Ränder in sehr geringem Masse zu Mghemit und Haematit umgewandelt. Die idiomorphen Magnetitkristalle zeigen manchmal einen sehr schönen, zonalen Aufbau. Dieser ein Charakteristikum der hydrothermalen Magnetite darstellende, zonale Aufbau hat sich teils durch den Farbenunterschied der im Magnetit vorhandenen Zonen teils durch seine zonale Ver-

wachung mit Siderit herausgestellt. Die in Form von Staebchen festgestellten Magnetite sind Pseudomorphosen von Haematit (Musketoffit) und sind manchmal gebogen, gekrümmt oder zerbrochen (Foto 2I). Die Magnetitstaebchen können in verschiedenen Richtungen streichend ein Netz bilden oder treten manchmal in radialstrahligen Bündeln auf. Derartige Magnetite zeigen Umwandlung zu Maghemit sowie Haematit und treten manchmal mit den Ilmenitstaebchen nebeneinander auf, die sich laengs ihrer Raender zu Rutil und Leukoxen umwandeln. Der staebchenförmige Magnetit ist, wenn auch teilweise, früher als die idiomorph-hypidiomorphen Typen entstanden. Der im allgemeinen mit Kupferkies und Pyrit verzahnte Magnetit enthaelt sehr kleine, 2-3 Mikron messende Pyrrhotin- und Kupferkieskörnchen.

Der Haematit befindet sich in geringer Menge, ist zum Teil infolge der Martitisierung aus Magnetit entstanden und zum Teil tritt er im Gang meist in Staebchen auf. Vor allem die letztgenannten Typen bilden manchmal im Siderit radialstrahlige, sphaeroidale Gebilde. Die Tatsache, dass in manchen Haematitstaebchen der Magnetit angetroffen wird, weist darauf hin, dass die Haematitstaebchen zum Teil aus Magnetit umgewandelt sind. Man findet den Leukoxen fast in jedem Anschliff in sehr geringen Spuren und er enthaelt manchmal Rutil- und Ilmenitmanchmal Magnetitrelikte. Ferner wird der sich teilweise zu Rutil, Leukoxen und Titanit umwandelnde Ilmenit in Form von Staebchen oder Staebchenanhaefungen beobachtet und diese Staebchen sind max. 100-150 Mikron lang, 5-10 Mikron dick. Diese im allgemeinen in Gangmineralien und im Chlorit liegenden Gebilde sind aus den durch die Vererzung verdraengten Gesteinen entnommen. In manchen Proben wurden max. 30-40 Mikron grosse, laengs ihrer Raender und Risse teilweise zu Chrom-Spinell und Magnetit umgewandelte, idiomorph-hypidiomorphe Chromitkörnchen festgestellt. Diese insbesondere in iddingsitisierten Olivinen der Diabase vorhandenen Chromite werden manchmal auch in den Chloriten und sulfidischen Mineralien beobachtet. So sind die aus den Nebengesteinen entnommenen Mineralien wie Chromit und Ilmenit die aeltesten Mineralien der Lagerstaette von Siirt-Madenköy. Neben dem Covellin und Chalkosin wurden auch andere deszendente Mineralien wie Limonit und Malachyt festgestellt. Weil in der Lagerstaette von Siirt-Madenköy die obere Lage der Derberzmasse in einer Tiefe von min. 90-100 m beginnt, hat hier der die Oxydationszone bildende, eiserne Hut nicht entstehen können.

Im Derberz wurden als Gangmineralien der Reihe nach Chlorit, Serizit, Karbonate (Siderit, Dolomit, Calcit), Quarz, Baryt und Titanit festgestellt. Der Chlorit zeigt in Form von Krypto- und Mikrokristallen manchmal eine strahlige Struktur und tritt im allgemeinen mit Serizit auf. Die Karbonate, der Quarz und der Baryt bilden als Füllung der Zwischenraeume und Risse die Gaengchen. Der in Krypto- und Mikrogebilden auftretende Quarz zeigt undulöses Auslösen.

d. Die mikroskopische Untersuchung des Impraeagnationserzes

In der Lagerstaette von Siirt-Madenköy ist das Impraeagnationserz dadurch entstanden, dass die Löcher und Risse der basischen, das Derberz umschliessenden, teilweise oder völlig chloritisierten, serizitisierten, karbonatisierten, in Tonmineralien umgewandelten und verkieselten Gesteine wie Spilit und Diabas von sulfidischen Mineralgaengchen gefüllt worden sind. Das in der Naeh des Derberzes mehr Chlorit, Karbonat und Serizit enthaltende Impraeagnationserz geht mit dem Entfernen vom Derberz ip die an Erzmineralien ziemlich armen Tonmineralien über. Der teilweise oder völlig einer hydrothermalen Alteration ausgesetzte Impraeagnationserzgürtel bildet mit den unverwitterten Spiliten und Diabasen, aus denen er entstanden ist, scharfe Grenzen. Im Impraeagnationserz wurden alle im Derberz angetroffenen Erzmineralien

festgestellt. Wenn man aber in Rechnung setzt, dass das Imprägnationserz im Vergleich zum Derberz sehr geringe Erzminerale enthält, stellt es sich heraus, dass das Imprägnationserz an Pyrit und Magnetit, welche die Hauptminerale des Derberzes sind, sehr arm, an Kupferkies aber reich ist. Diese Tatsache ergibt sich auch aus den Analysendurchschnitten des Kupfergehalts von Derb- und Imprägnationserzen. Im Unterschied zum durchschnittlichen Cu-Gehalt von 1.4 % des Derberzes besitzt das Imprägnationserz einen Cu-Gehalt von 0.40 %. Das Gleiche gilt auch für die Zinkblende sowie für den im Derberz gar nicht angetroffenen Galenit. Wie im Derberz derartige Imprägnationserztaschen auftreten können, so sind im Imprägnationserz in sehr geringer Masse oder gar nicht einer Alteration ausgesetzte Spilit- und Diabasblöcke vorhanden. Es hat sich durch die M₁-, M₄-, M₅-, M₇- und M₈- Bohrungen herausgestellt. Im Imprägnationserz wurden ferner spurenweise oder in sehr geringen Spuren auch die Gangminerale wie Chaledon, Apatit und Turmalinadelchen festgestellt (A. Çağatay, T. Eyyüboğlu und H. Akyol, 1976). Andererseits streicht die Alterationszone beiderseits der Lagerstätte von Madenköy in E-W-Richtung laengs einer mit der Überschiebungsbahn gleichlaufenden Linie in einer 2 km langen Strecke und tritt mit Unterbrechungen in Aufschlüssen zutage. Wir wissen nichts darüber, welche Umwandlungen diese auf der Erdoberfläche vielmehr als Tonmineralisation auftretende Alteration in der Tiefe erlitten hat und ob sie Erz führt. In Gemeinschaft mit der Tonbildung wird stellenweise, wenn auch in sehr geringer Masse, die Pyritisierung beobachtet. Die Pyrite sind zum Teil in Limonit umgewandelt.

e. Über die Genese der Lagerstätte von Siirt-Madenköy

Obleich in den untersuchten Anstufen der Pyrit-, Kupferkies- und Magnetitlagerstätte von Siirt-Madenköy als geologisches Thermometer anzusehende Minerale wie Cubanit und Vallerit nicht angetroffen wurden, ergab es sich, dass diese Lagerstätte nicht mengenmäßig aber hinsichtlich der Anzahl und Textur ihrer anderen Minerale den Kupfererzlagertstätten von Ergani Maden ähnlich ist. Auch in der Lagerstätte von Madenköy hat man das Ganze des Chromits sowie Ilmenits, die aus den durch hydrothermale Lösungen verdrängten Spiliten und Diabasen entnommen wurden, und einen sehr kleinen Teil des Haematits sowie Magnetits als älteste Minerale festgestellt. Unter Einwirkung der hydrothermalen Lösungen sind der Chromit teilweise zu Chrom-Spinell und der Ilmenit der Reihe nach zu Rutil, Leukoxen und Titanit umgewandelt. Andererseits sind die Spilite und Diabase teilweise oder völlig chloritisiert, serizitisiert, karbonatisiert und in Tonmineralien umgewandelt. Mit den hydrothermalen Lösungen sind neben sehr vielem Fe auch in geringerer Menge Cu und spurenweise oder in sehr geringen Spuren Zn, Pb, Ni, Co und As getragen. Der Verfasser ist der Ansicht, dass es der richtigste Weg wäre, die Quelle des zum größten Teil in der Struktur des Pyrits verbrauchten Schwefels sowie des die Karbonatisierung ermöglichenden CO₂ in den magmatischen und sedimentären Gesteinen der Geosynklinale zu suchen. Die Proben der in der Umgebung vorhandenen und durch hydrothermale Alteration nicht angegriffenen Spilite sowie Diabase haben unter dem Erzmikroskop an sulfidischen Mineralien spurenweise Pyrit und in sehr geringen Spuren Kupferkies, an oxydischen Mineralien spurenweise Magnetit, Haematit und in sehr geringen Spuren Ilmenit gezeigt. Die chemische Analyse beider Proben hat im Spilit 0.011 % und im Diabas 0.017 % Cu ergeben.

Andererseits glaubt der Verfasser, dass die Quelle der Hydrothermen in sehr engem Zusammenhang mit der postkinematischen Überschiebungslinie steht, an der die Masse von Bitlis über die Vulkanite und Sedimente der alpidischen Geosynklinale geschoben ist. Der Tektonismus hat auch hier nicht nur eine der zu zwei verschiedenen Orogenen gehörigen Gesteinsmassen über die andere geschoben und gleiten lassen, sondern er hat auch bewirkt, dass unter

der Erde die Waermeenergie auftritt und das Grundwasser durch Zirkulation wandert. Im Falle der Annahme, dass eine derartige Schiebbewegung lange Strecken zurücklegen und bis zu grossen Tiefen reichen kann, sieht der Verfasser keinen Grund dafür, dass eine solche Waermeenergie nicht entsteht. Die Tatsache, dass in einem breiten Bereich um die Lagerstaette von Siirt-Madenköy herum eine saure Magmaintrusion nicht angetroffen wurde, welche eventuell die Quelle der hydrothermalen Lösungen bilden könnte, zwingt uns in diesem Falle, die Quelle der Hydrothermen mit Recht an der Überschiebungslinie zu suchen, die in unmittelbarer Naehede der Lagerstaette verlaeuft. Wie die Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden ist auch die Lagerstaette von Siirt-Madenköy ein «lithogen-hydrothermales» Vorkommen, welches dadurch entstanden ist, dass die in Verbindung mit der postorogenen Überschiebungslinie gebildeten Hydrothermen aus den Gesteinen der Geosynklinale die Metalle wie Fe, Cu, Zn, Pb, Ni, Co, As und S sowie CO₂ mobilisiert und diese Lösungen an einer der mit der Überschiebungsbahn gleichlaufenden, tektonischen Linien zur Ausfaellung gebracht haben. In diesem Falle wird die Lagerstaette von Siirt-Madenköy als eine epigenetisch-hydrothermale, d.h. spaeter als die Nebengesteine teils in tektonischen Hohlräumen teils durch Verdraengung der Spilite und Diabase entstandene, hydrothermal-metasomatische Lagerstaette betrachtet. Andererseits haben die durch hydrothermale Alteration der Nebengesteine gebildeten, tonigen Lagen zum Auffangen der hydrothermalen Lösungen beigetragen.

III. DAS PYRIT- KUPFERKIES- MAGNETITVORKOMMEN VON DIYARBAKIR-LİCE - KARADERE

a. Die geologische und tektonische Untersuchung des Vorkommens von Lice-Karadere

In der Umgebung des, Pyrit-, Kupferkies- und Magnetitvorkommens von Lice-Karadere sind einerseits an Metamorphiden der Bitlis-Masse die Glieder eines alten (palaeozoischen) Orogens wie Gneis, Glimmerschiefer, Chlorit-Serizitschiefer, andererseits die Spilite (grösstenteils als Kissenlaven), Diabase, Schlammsteine der als die Karadere-Formation genannten alpidischen Geosynklinale, ferner die massiven sowie geschichteten Kalke und im Süden die Flysche des jüngeren Miozaens vorhanden (Abb. 4). Die Spilite zeigen stellenweise mit den Schlammsteinen eine schöne Aufeinanderfolge und manchmal einen brekziösen Aufbau.

Im Bereich des Vorkommens von Lice-Karadere befinden sich zwei verschiedene Überschiebungslinien. Eine davon ist dadurch entstanden, dass die kristallinen Schiefer der Bitlis-Masse sich über die eozaenen Vulkanite und Sedimentgesteine der alpidischen Geosynklinale geschoben haben und die andere ist dadurch hervorgerufen, dass während dieser Schubbewegung die eozaenen Gesteine über die Flysche des jüngeren Miozaens aufgeschoben sind. Das Vorkommen von Karadere liegt auf der ersten Überschiebungslinie im Kontakt der kristallinen Gesteine mit Spiliten, Diabasen und Schlammsteinen (Abb. 4). Die kristallinen Schiefer auf der Überschiebungslinie streichen in NE-Richtung und fallen mit 30-60° nach NW ein. Auch die Vulkanite und Sedimentgesteine der Geosynklinale zeigen ein mit den Metamorphiden übereinstimmendes Einfallen. Das auf der Überschiebungslinie und genau im Kontakt der kristallinen Gesteine mit Spilit-Diabas-Schlammstein liegende Vorkommen von Karadere besteht aus den Pyrit-, Kupferkies- und Magnetitmineralien enthaltenden, kleineren oder grösseren, rundlichen, linsenförmig-ellipsoidalen Gebilden. Sie liegen in einer Grundmasse bestehend aus den völlig zerbröckelten Spiliten, Diabasen und Schlammsteinen. Die Pyrit und sehr wenig Kupferkies enthaltenden Köpfe sind maximal 10-15cm gross, diejenigen mit Magnetit-Kupferkies- und wenig Pyrit-Gehalt besitzen einen Durchmesser von 1.5-2 m und sind im

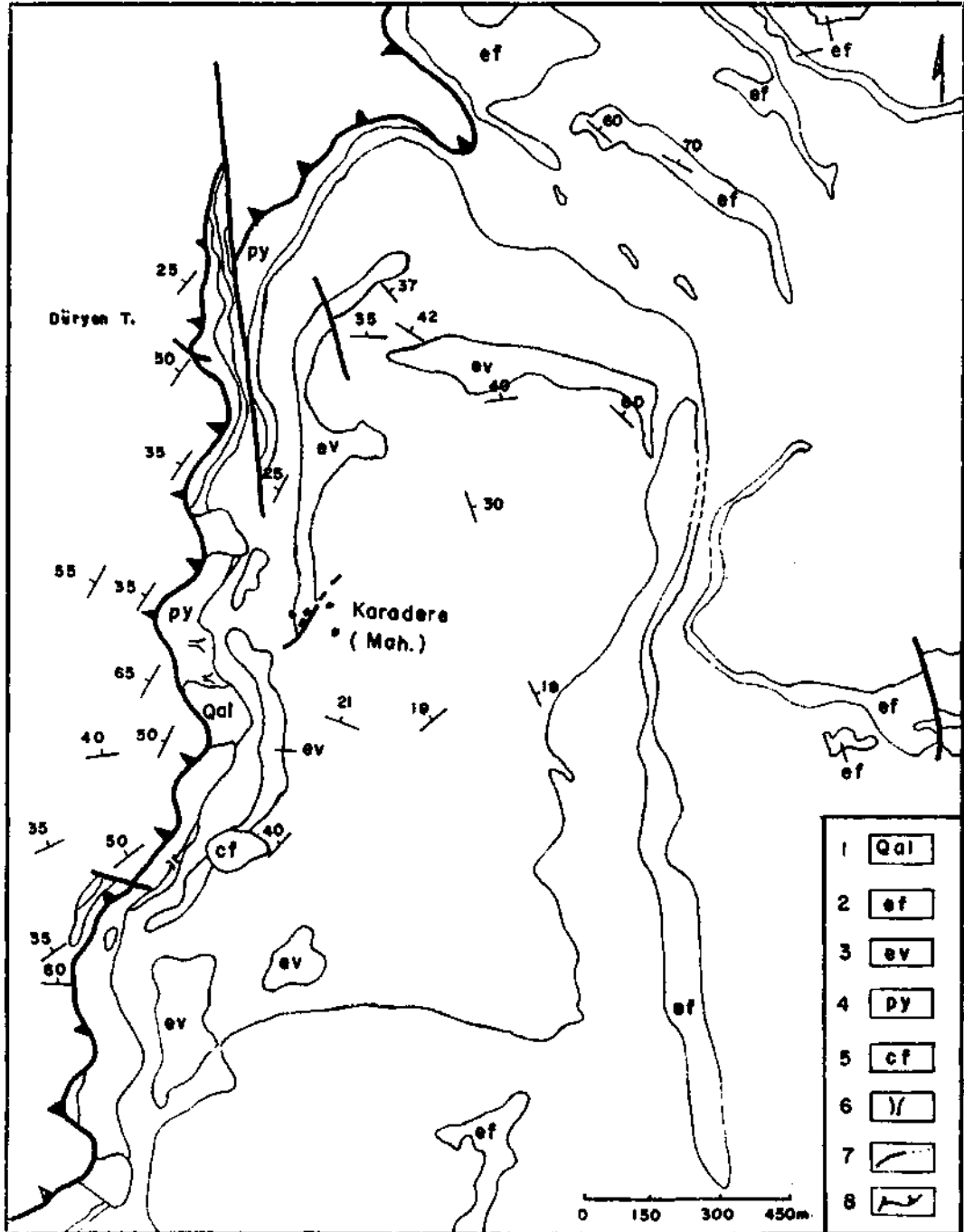


Abb. 4 - Geologische Karte des Kupfererzvorkommens in der Umgebung von Lice-Karadere-Yayla (Hanefi Polat).
 1 - Alluvion und Hangschutt; 2 - Flysch; 3 - Spilit, Diabas; 4 - Pyrit; 5 - Schlacke; 6 - Schurf;
 7 - Verwerfung; 8 - Überschiebung.

allgemeinen, wie Gletschergerölle platt. Es ist deutlich zu sehen, dass die Kanten und Ecken dieser Erzbildungen geraspelt und abgetragen sind. Der gleichen Überschiebungslinie parallel laeuft im Spilit und Diabas eine 50-100 m mächtige, in einigen Kilometern zu verfolgende, Umwandlung in Tonmineralien, Pyritisierung, mitunter Serizitisierung und Chloritisierung aufweisende Alterationszone. In dieser Zone sind in der Naehe der Erdoberflaeche Umwandlung in Tonmineralien sowie Pyritisierung vorherrschend und ihre gelblich-blasse Farbe ermöglicht, diese Alterationszone in dunkelfarbigem Spiliten, Diabasen und Schlammsteinen sogar aus weiter Ferne zu erkennen. Die in der Alterationszone impraegniert vorhandenen Pyrite sind in der Naehe der Erdoberflaeche zu Limonit umgewandelt.

b. Die mikroskopische Untersuchung des Vorkommens von Lice-Karadere

In den Anschliffen der Proben, die aus den Erzköpfen des Karadere-Vorkommens entnommen sind, wurden der Reihe nach Pyrit, Kupferkies, Magnetit, Haematit, Markasit, Sphalerit und Limonit festgestellt. Der Pyrit zeigt teils idiomorph-hypidiomorphes teils xenomorphes sowie kolloidales Gefüge und insbesondere die idiomorph-hypidiomorphen Pyrite besitzen eine stark kataklastische Textur. Die kataklastischen Risse der in Kupferkies und Gangmineralien schwimmenden Pyritbildungen sind ebenfalls mit diesen Mineralien gefüllt. Die Pyrite bilden manchmal im Kupferkies kleine Gaenge und diese Gaengchen können sich manchmal verbinden bzw. ein netzartiges Aussehen bekommen. Der eine gelartige Textur aufweisende Pyrit umschliesst mit Markasit zusammen den Kupferkies.

Der Kupferkies füllt als allotriomorphe Bildungen die Zwischenraeume sowie Risse des Pyrits und Magnetits. Der Sphalerit füllt mit sehr wenigem Kupferkies zusammen die Zwischenraeume der Pyrite. Im Sphalerit sind meist den kristallographischen Richtungen parallel angeordnete Kupferkiesentmischungen vorhanden. In den sehr kleinen, xenomorphen Sphaleritkörnchen, die durch ihre hellgelbliche Innenreflexe mit den Mineralien wie Pyrit und Magnetit verzahnt sind, wurden ausserdem keine Kupferkiesentmischungen festgestellt. Der Linneit wurde nur in zwei an Kupferkies reichen Proben spurenweise beobachtet. Er wurde im Kupferkies als max. 30-40 Mikron grosse, idiomorph-hypidiomorphe Körnchen gefunden. Die Linneitkörnchen reihen sich manchmal im Kupferkies aneinander und enthalten mitunter viel kleinere Kupferkieseinschlüsse.

Im Magnetit, Kupferkies und Gang wurden idiomorph-hypidiomorphe Kristalle mit kubischem Schnitt, wenn auch in geringer Anzahl, als xenomorphe Gebilde und ferner auch als Staebchen (Musketoffit) festgestellt. Der Magnetit ist spurenweise laengs seiner Raender und Risse zu Maghemit und Haematit umgewandelt. Der Haematit bildet manchmal durch Anordnen in verschiedenen Richtungen netzartige Staebchenanhaeuftungen, manchmal radialstrahlige, sphaeroidale Gebilde mit gefüllten Hohlräumen. Die maximale Laenge der Haematitstaebchen, die manchmal Magnetitrelikte enthalten und manchmal sich biegen bzw. krümmen, wurde als 0.7 mm gemessen. Ferner wurden der Ilmenit, Rutil, Leukoxen und Chromit in sehr geringen Spuren beobachtet. Die Ilmenite treten zum Teil als zu Rutil und Leukoxen umgewandelte Staebchen auf. An Gangmineralien wurden wieder in erster Linie der Chlorit sowie Serizit, in geringerer Menge die Karbonate (Siderit, Calcit) und der Quarz festgestellt.

c. Über die Genese des Vorkommens von Lice-Karadere

Sowohl wegen der Überschiebung und Nebengesteine, in denen das Pyrit-, Kupferkies- und Magnetitvorkommen von Karadere liegt, als auch wegen der Tatsache, dass es nach seiner mikroskopischen Untersuchung fast dieselben Mineralien mit gleicher Struktur und Textur wie in der Lagerstaette von Siirt-Madenköy enthaelt, wird angenommen, dass auch dieses Vorkom-

men am ersten Anfang wie die Lagerstätte von Siirt-Madenköy entstanden ist. Wie die Lagerstätte von Siirt-Madenköy ist nämlich auch das Vorkommen von Karadere dadurch entstanden, dass die von Hydrothermen aus den Gesteinen der Geosynklinale mobilisierten, metallischen Lösungen und Schwefel als Sulfid- und Oxydminerale auf der Überschiebungslinie abgelagert sind. Der einzige Unterschied besteht darin, dass das Erz von Karadere als ellipsoide und linsenförmige Gebilde auftritt. Diese rundliche Erscheinungsform des Erzes kann unseres Erachtens nur mit einer tektonischen Bewegung gedeutet werden. Es wird angenommen, dass der Tektonismus hier, nachdem die Erzlagerstätte durch hydrothermale Mobilisation genau auf der Überschiebungslinie entstanden war, mit der Schubbewegung der kristallinen Schiefer der Bitlis-Masse über die Vulkanite und Sedimente der alpidischen Geosynklinale dauerte. In diesem Falle tritt uns das Vorkommen von Karadere als Reste einer alten «hypothetischen Lagerstätte» entgegen, die am ersten Anfang wie die Lagerstätte von Siirt-Madenköy mit Hilfe der Überschiebung auf der Überschiebungslinie entstanden und im Laufe der Fortsetzung der späteren Schubbewegung zerstückelt und zerbröckelt ist. Die Ecken der längs der Überschiebungslinie geschleppten Erzstücke sind abgetragen bzw. abgerundet. Infolgedessen sind die Pyrit-, Kupferkies- und magnetitköpfe des Vorkommens von Karadere in zwei Stufen entstandene (bicyklische), wurzellose, allochthone Bildungen. Die im Karadere-Vorkommen niedergebrachten Bohrungen haben gezeigt, dass die wurzellosen, allochthonen Erzköpfe nur im Kontakt zwischen Kristallin-Ophiolith vorhanden sind und dass sie sich in der ophiolithischen Serie nicht nach der Tiefe ersetzen.

IV. DAS KUPFERERZVORKOMMEN VON DİYARBAKIR-ÇÜNGÜŞ-MİDYE KÖYÜ

a. Die geographische Lage und geologisch-tektonische Stellung des Vorkommens

Das alte Dorf Midye Köyü, dessen Name als Oyuklu Köyü geändert ist, liegt 8 km östlich der Kreisstadt Çüngüş im Vilayet Diyarbakır. Das Kupfererzvorkommen befindet sich ungefähr 1 km östlich von Oyuklu Köyü am Ort Bağtepe im Kayışdere (Abb. 1). Im Gebiet des Kupfererzvorkommens von Midye Köyü befinden sich kristalline Gesteine (Gneis, Schiefer, Marmor) eines altpaläozoischen Orogens und Gesteine wie Serpentin, Splint, Schlammstein sowie ihre Brekzien, die der Geosynklinale des alpidischen Orogens angehören (Abb. 5). Alle diese Gesteine haben hier ebenfalls die einen Zweig des alpidischen Orogens darstellenden Iraniden gebildet und sind über die jüngeren Irakiden geschoben. Wenn man wünscht, können hier zwei verschiedene Überschiebungslinien erwähnt werden. Die eine davon verläuft in E-W-Richtung längs einer Linie, wo die kristallinen Gesteine über die Vulkanite und Sedimente des alpidischen Orogens geschoben sind, und die andere erstreckt sich in gleicher Richtung längs einer Linie, wo die Ophiolithe des alpidischen Orogens über die flyschartigen Gesteine geschoben sind. Der Serpentin hat auch hier zweifellos wegen seines plastischen Charakters eine die Schubbewegungen erleichternde Rolle gespielt. Er tritt in der Umgebung des Kupfererzvorkommens mit Schlammsteinen und Spalten zusammen im Kontakt der kristallinen Gesteine in max. 15-20 m mächtigen Aufschlüssen zutage.

Das Kupfererzvorkommen von Midye Köyü besteht aus wenigem Kupferkies, der in Verbindung mit den Gneisen sowie mit einigen der Quarzgänge auftritt, die sich in kristallinen Schiefen in nächster Nähe der ersten Überschiebungslinie befinden und teils zu der Schieferung konkordant verlaufen teils dieselbe mit einem Winkel schneiden (Abb. 5). Die Mächtigkeit der Quarzgänge beträgt maximal 2-2,5 m; diese Gänge sind fester als die kristallinen Schiefer, daher sind sie weniger abgetragen und tauchen so stellenweise als morphologische

Erhebungen auf. Die in manchen dieser Quarzgaenge vorhandenen Kupferkiesflözchen sind nicht kontinuierlich und man kann mit blossen Auge sehen, dass sie teilweise zu Malachyt umgewandelt sind und dass im Kontakt zwischen Quarz-kristallinem Schiefer manchmal deutliche Epidotisierung vorkommt. Die maximale Mächtigkeit der Kupferkies enthaltenden Gneislage wurde als 1.5-2 m gemessen. Die Kupferkiesgebilde treten als max. 1-2 mm grösse Körnchen auf, die zu der Gneisschieferung konkordant angeordnet sind.

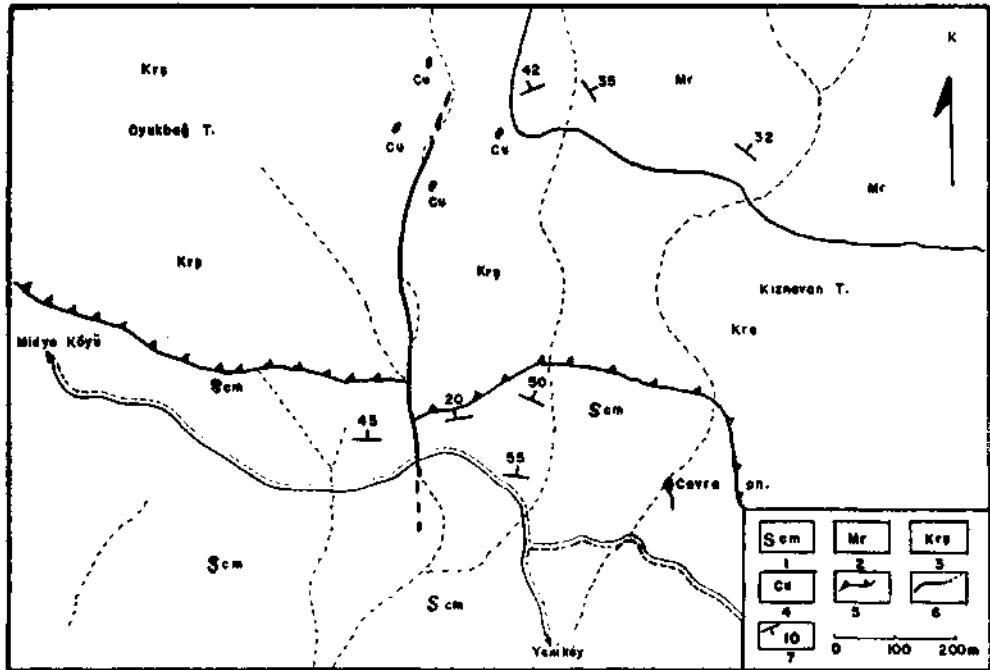


Abb. 5 - Geologische Karte des Gebiets von Diyarbakır-Cüngüş-Kayışlıdere (Üzeyir Keser).
 1 - Serpentinit, Schlammstein, Spilit; 2 - Marmor (silifizierter, weisser Kalk);
 3 - Kristalliner Schiefer (Mikroschiefer, Gneis usw.); 4 - Aufschlüsse des Kupfererzes;
 5 - Überschiebung; 6 - Verwerfung; 7 - Schichtstreichen und -einfallen.

b. Die mikroskopische Untersuchung des Vorkommens

Die Kupferkies enthaltenden Gneisproben zeigen unter dem Mikroskop, dass die Feldspat- und Quarzgebilde miteinander in der Weise verzahnt sind, dass eine Gneistextur erscheint. Die Feldspate zeigen im allgemeinen Serizitisierung, Chloritisierung und Epidotisierung. Aufgrund der Feldspatrelikte wurde festgestellt, dass dieses Mineral aus einer Albit+Oligoklas-Komposition besteht. Die Quarze zeigen eine kataklastische Textur. Im Gneis wurde als akzessorisches Mineral Sphen beobachtet. Die kupferkieshaltigen Gneisproben haben unter dem Erzmikroskop der Reihe nach Kupferkies, wenig Covellin+Chalkosin, in sehr geringen Spuren Bornit, Linneit, Sphalerit und in den Sphenen Ilmenit+Rutil-Reste gezeigt (A. Çağatay, N. Üregel, 1976).

Der Kupferkies tritt im allgemeinen als allotriomorphe Gebilde auf, die die Zwischenräume der Gangminerale füllen. Die eine kataklastische Textur aufweisenden Kupferkiese sind manchmal längs ihrer Ränder und Risse teilweise zu Covellin und Chalkosin umgewandelt. Der Bornit befindet sich in Form von kleinen Kupferkiesentmischungen enthaltenden

Körnchen und ist manchmal zu Covellin sowie Chalkosin umgewandelt. Der Linneit hat überhaupt im Kupferkies und manchmal für sich allein im Gang hypidiomorph-xenomorphe, max. 40-50 Mikron grosse Körnchen gebildet. Der Sphalerit befindet sich ebenfalls als max. 50-60 Mikron grosse xenomorphe Körnchen im Kupferkies. Der Ilmenit und Rutil wurden als Relikte in den zu der Schieferung konkordant angeordneten und verlaufenden Sphenen festgestellt. In diesem Falle stellt es sich heraus, dass wenigstens ein Teil des Sphens und Rutils aus Ilmenit umgewandelt ist.

c. Die genetische Deutung des Vorkommens

Es wird gedacht, dass die sowohl in Verbindung mit den Quarzgaengen in kristallinen Schiefen als auch in Verbindung mit dem Gneis auftretende Kupferkiesvererzung hydrothermalen Ursprungs ist. Es liegt uns einige Unterlagen vor, die zeigen, dass die in Verbindung mit hydrothermalen Quarzgaengen und Gneis auftretende Erzminerale bildenden Lösungen aus den Mafiten und Ultramafiten unter kristallinen Gesteinen mobilisiert worden sind. Die wichtigste davon ist die Tatsache, dass mit Kupferkies zusammen, wenn auch in geringer Menge, das Mineral Linneit vorkommt. Der Linneit ist ein sulfidisches Ni-Co-Mineral und seine Entstehung ist nur dadurch ermöglicht, dass diese Metalle von Hydrothermen aus Serpentin gelöst und entnommen wurden. Sowohl die Epidotisierung, Chloritisierung und Serizitisierung im Kontakt der Quarzgaenge als auch die Epidotisierung, Chloritisierung und Serizitisierung der Feldspate in Gneisen sind andere Beweise der hydrothermalen Alteration. So können wir sagen, dass das Kupfererzvorkommen von Midye Köyü eine durch hydrothermale Mobilisation entstandene, epigenetische und postorogene Bildung ist. Später sind die azendenten Kupferminerale Kupferkies und Bornit teilweise zu den deszendenten Kupfermineralen Covellin, Chalkosin und Malachyt umgewandelt. Obwohl dieses Vorkommen sich sowohl in seiner Lagerung als auch in Paragenese von den vorher untersuchten Lagerstätten und Vorkommen unterscheidet, betrachten wir es aus zwei verschiedenen Gründen in der gleichen Gruppe. Einer dieser Gründe liegt darin, dass das Vorkommen von Midye Köyü auf der Überschiebungslinie liegt und der andere ist es, dass auch dieses Vorkommen wie andere Lagerstätten und Vorkommen das Mineral Linneit enthält.

V. SCHLUSSFOLGERUNGEN UND EMPFEHLUNGEN

1. Wie oben angeführt wurde, stehen die Kupfererzlagerstätten und-vorkommen Südostanatoliens hinsichtlich ihrer Lage in engstem Zusammenhang mit den Überschiebungslinien und sitzen entweder direkt auf den Überschiebungslinien oder in nächster Nähe derselben auf einer der sie begleitenden Verwerfungen.

2. Die Kupfererzlagerstätten und -vorkommen in Südostanatolien sind mit Ausnahme des Vorkommens von Midye Köyü fast immer in den vulkanischen und sedimentären Gesteinen der Geosynklinalen des alpidischen Orogens teils die tektonischen Lücken füllend teils diese Gesteine metasomatisch ersetzend entstanden.

3. Es bestehen als das chloritisierte (Seite 58) und chloritisierte, serizitisierte, karbonatisierte sowie in Tonmineralien umgewandelte (Seite 64) Imprägnationserz bezeichnete Gürtel, welche die Derberzmassen der Kupfererzlagerstätten in Südostanatolien umschliessen, vor allem in unteren Teilen mächtiger werden und in Form von die Risse sowie Hohlräume füllenden Gaengchen sulfidische Mineralien enthalten. Diese Umwandlungen des Imprägnationserzes sind durch die hydrothermale Alteration der Nebengesteine des Derberzes hervorgerufen (C. Anderson, 1969).

4. Die mikroskopischen Untersuchungen der aus den Kupfererzlagerstätten und-vorkommen in Südostanatolien entnommenen Derby- und Imprägnationserzproben haben ergeben, dass von den Lagerstätten in Ergani Maden die Ana Yatak-, Weiss- und Kısa Bekir-Vorkommen ganz ähnlich sind und die Lagerstätte von Siirt-Madenköy grosse Ähnlichkeit mit dem Vorkommen von Lice-Karadere aufweist. Ferner sind auch zwischen diesen beiden Typen Ähnlichkeiten vorhanden.

5. Ausser den im Gebiet der Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden angetroffenen, durch «Vor-» und «Nachvererzungen» entstandenen Vorkommen enthalten alle im Rahmen dieser Arbeit untersuchten und in engem Zusammenhang mit der Überschiebungslinie stehenden Lagerstätten und Vorkommen das Mineral Linneit. In diesem Falle wurde der Linneit als das «leit» Erzmineral dieser Lagerstätten und Vorkommen bezeichnet. Wir sind der Meinung, dass der Linneit zur Aufklärung der Genese dieser Lagerstätten und Vorkommen helfen kann. Unseres Erachtens hat der Linneit die in seiner Zusammensetzung vorhandenen Ni- und Co-Elemente durch Mobilisation aus dem Ni-Co-Gehalt der einer hydrothermalen Alteration ausgesetzten, basischen, aber vor allem ultrabasischen Gesteine entnommen. Diese Theorie bekräftigt unsere Ansicht, dass wie Ni und Co auch die Metalle anderer die Lagerstätten und Vorkommen bildenden Mineralien durch Hydrothermen aus den Nebengesteinen mobilisiert sein können. Ausserdem haben auch die aus verschiedenen Gebieten der Türkei unseren Laboratorien zur Determination übersandten und vom Verfasser untersuchten Proben mehrmals gezeigt, dass der Linneit infolge der Metasomatose der Ultrabasiten entstehen kann.

6. Im Lichte aller dieser Feststellungen sind die Kupfererzlagerstätten und -vorkommen Südostanatoliens in Verbindung mit den Überschiebungslinien entstandene, postorogene, epigenetische, d.h. später als die Nebengesteine gebildete, hydrothermal-metasomatische Lagerstätten. Die Metall- und Schwefelgehalte der die Erzlagerstätten bildenden Mineralien sind mit grosser Wahrscheinlichkeit von Hydrothermen aus den Gesteinen der Geosynklinale des alpidischen Orogens mobilisiert worden. Nur mengen- und zahlenmässig sehr geringe Mineralien sind aus den verdrängten Nebengesteinen entnommen. Während der Metasomatose ist aus dem verdrängten Gestein auch eine bestimmte Menge Fe freigeworden und im Aufbau eines Teils der sulfidischen Mineralien verbraucht.

7. Nachdem wir festgestellt haben, wie eng die Kupferkies, Pyrit und Magnetit enthaltenden Kupfererzvorkommen in Südostanatolien an die Überschiebungslinien gebunden sind, stellt sich die Tatsache heraus, dass grosse Lagerstätten wie diejenigen von Ergani Maden und Siirt-Madenköy sich nur in der Überschiebungszone befinden können. Infolgedessen ist der Verfasser der Meinung, dass es zweckdienlich wäre, derartige grosse Lagerstätten in der Überschiebungszone zu suchen. Wenn es auch möglich ist, ausserhalb der Überschiebungszone in den Ophiolithen an kleinere Verwerfungen gebundene, epigenetische Kupfererzvorkommen mit ähnlicher oder verschiedener Paragenese anzutreffen, sind sie im Verhältnis zu der Grösse der in Frage kommenden Verwerfungen kleine Vorkommen (Seite 61).

8. Neben den die Derby immer begleitenden und durch hydrothermale Alteration entstandenen, als das chloritisierte, serizitisierte, karbonatisierte, silifizierter und sulfidierte Imprägnationserz bezeichneten Massen sind ferner ebenfalls an die Überschiebungsbahnen sowie andere tektonischen Linien gebundene, aber statt des Derby sehr wenig Pyrit und in Spuren Kupferkies enthaltende, hydrothermale Alterationszonen vorhanden. In diesem Falle ist es nicht richtig, die hydrothermale Alterationszone immer als «leitend» für die Vererzung anzunehmen. Unseres Erachtens wäre es zweckmässig, die Möglichkeit in Erwägung zu ziehen, dass solche kein Erz führenden Alterationszonen auch durch die kein Erz tragenden Hydrothermen entstehen können.

Herrn Baykal Karul, der den Besuch der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Lagerstätten und Vorkommen organisiert hat, ferner meinen Kollegen Herrn Hanefi Polat, Herrn Ruhi Çalgın und Herrn Üzeyir Keser, die an diesen Lagerstätten und Vorkommen lange gearbeitet haben, möchte ich für ihre wertvolle Führung und Beratung während meines Besuchs bestens danken.

Ich sehe mich verpflichtet, Herrn Generaldirektor Doz. Dr. Sadrettin Alpan, der mir sowohl Gelaende- als auch Laborarbeiten ermöglicht und meine Studien in jeder Hinsicht unterstützt hat, sowie Frau Dr. Nilüfer Ogan, Direktorin der Laboratorienabteilung, meinen verbindlichsten Dank zum Ausdruck zu bringen.

Manuscript received 26 October, 1976

Übersetzt von Zerrin BENGİ

LITERATURVERZEICHNIS

- ANDERSON, Ch. A. (1969): Massive sulfide deposits and volcanism. *Economic Geology*, vol. 64, no. 2, March-April, 1969.
- ANTUN, P.; EL GORESY, A. & RAMDOHR, P. (1966): Ein neuartiger Typ «hydrothermalen» Cu-Ni-Lagerstätten. *Mineralium Deposita* 1, 2., 113-132, Heidelberg.
- BAMBA, T. (1976): Ophiolite and related copper deposits of the Ergani mining district, southeastern Turkey. *M.T.A. Bull.*, no. 86, Ankara.
- BORCHERT, H. (1958): Die Chrom und Kupfererzlagerstätten des initialen ophiolithischen Magmatismus in der Türkei. *M.T.A. Publ.*, no. 102, Ankara.
- ÇAĞATAY, A. (1968): Erzmikroskopische Untersuchung des Weiss-Vorkommens bei Ergani Maden, Türkei, und genetische Deutung der Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden. *N.Jb. Miner. Abh.*, 109, 1/2, 131-155, Stuttgart.
- (1975): Wirtschaftsgeologische Arbeiten in den Provinz von Şark Kromit und mineralogische Untersuchung heazlewooditführender Chromite von Kefdağ. *M.T.A. Bull.*, no. 84, Ankara.
- (1975): Erzmikroskopische Untersuchung der mackinawitführenden Kernproben von Kangal-Yellice. *M.T.A. Bull.*, no. 84, Ankara.
- EYYÜBOĞLU, T. & AKYOL, H. (1976): Mineralojik rapor no. 9076 (unveröffentl.), Ankara.
- & ÜREGEL, N. (1976): Mineralojik rapor no. 9178 (unveröffentl.), Ankara.
- ÇALGIN, R. (1976): Siirt-Madenköy bakır yatağının jeolojisi ve mineralizasyonu hakkında ara rapor (unveröffentl.), Ankara.
- GÖYMEN ÇALGAN, G. (1963): Erzmikroskopische Untersuchung der Erzminerale der Hauptlagerstätte von Ergani Maden (Osttürkei) und Ihre Genese, Diss. *Heidelberg*.
- GRIFFTS, W.R.; ALBERS, J.P. & ÖNER, Ö. (1972): Massive sulphide copper deposits of the Ergani maden area, southeastern Turkey. *Econ. Geol.*, 67, pp. 701-713.
- HELKE, A. (1964): Die Kupfererzlagerstätte Ergani Maden in der Türkei. (Eine geologisch-erzmikroskopische Untersuchung.) *N.Jb. Miner. Abh.* 101, 3, 233-270, Stuttgart.
- KULLERUD, G. & YORDER, H.S. Jr. (1965): Sulfide-silicate relations. *Carnegie Institution, Ann. Rep. Direct. Geophys. Labor.*, 1964-1965, Washington, D.C., pp. 175-189.

- İLERİ, S.; SALANCI, B.; BİTEM, M. & DOĞAN, R. (1976): Ergani (Maden) bakır yatağı plaka tektoniği. T.J.K. Bült., cilt. 19, sayı 2, s. 133-143. Ankara.
- PILZ, R. (1917): Beitrag zur Kenntnis der Kupfererzlagerstätten in der Gegend von Arghana Maden. Z. *prakt. Geol.*, 25. Jg., 191-198.
- RAMDOHR, P. (1960): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. 3. Aufl., Berlin.
- ROMIEUX, J. (1941): Rapport d'ensemble géologique et minier sur les gisements d'Ergani Maden et des environs. *Etibank Rap.* Ankara.
- SIREL, M.A. (1949): Die Kupferlagerstätte Ergani Maden in der Türkei. N. *Jb. Miner. Abh.*, 80., Abt. A., Seite 36-100, Stuttgart.
- WIJKERSLOOTH, P. de (1944): Der primäre Mineralbestand der Kupferlagerstätte von Ergani Maden (Vil. Elazığ, Türkei). *M.T.A. Mecm.* H. 1/31, S. 72-78, Ankara.
- (1945): Neuer Beitrag zur Kenntnis der Kupferlagerstätte Ergani Maden im Vilayet Elazığ (Türkei). *M.T.A. Mecm.* H. 1/33, S. 90-104, Ankara.
- (1954): Über das Alter und die Genese der Kupfererzlagerstätte Ergani Maden (Vilayet Elazığ, Türkei). *Bull. Geol. Soc. Turkey*, vol. V, no. 1/2, S. 190-198, Ankara.
- (1957): Über die primären Erzminerale der Kupferlagerstätte von Ergani Maden (Vilayet Elazığ), Türkei. *Geol. Förh.*, 79, 1.257—273, Stockholm.

PHOTOS

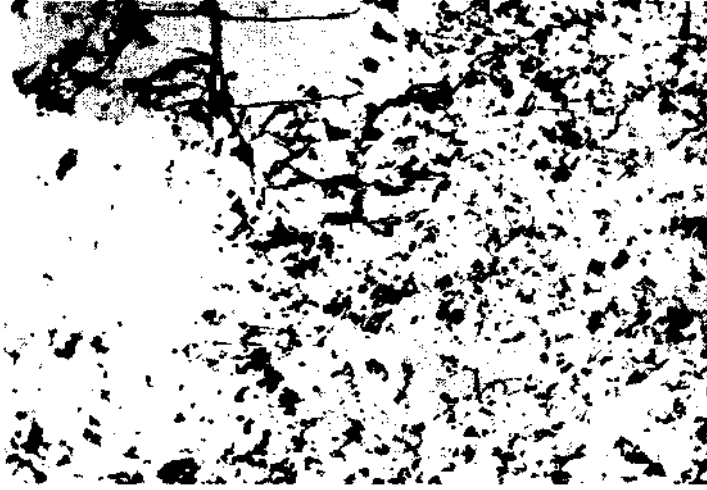


Foto 1 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Das Ana Yatak-Vorkommen in Ergani Maden, die kompakte Magnetitmasse. Kataklastische Risse des Magnetits (grau) sind mit Pyrrhotin + Kupferkies (hellstgrau) und Pyrit (weiss), gefüllt. Gang und Löcher (schwarz) sind sichtbar.

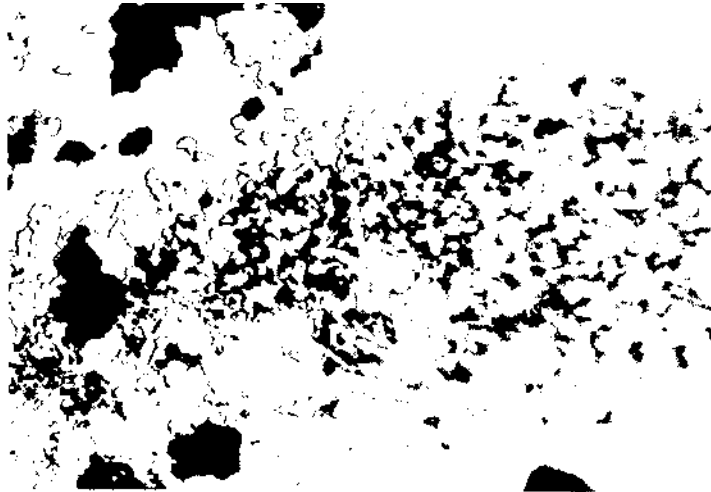


Foto 2 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Das Weiss-Vorkommen. Im Kupferkies (grau) gediegenes Gold (weiss), Pyrit (hellgrau), Sphalerit (dunkelstgrau) und Gang (schwarz).

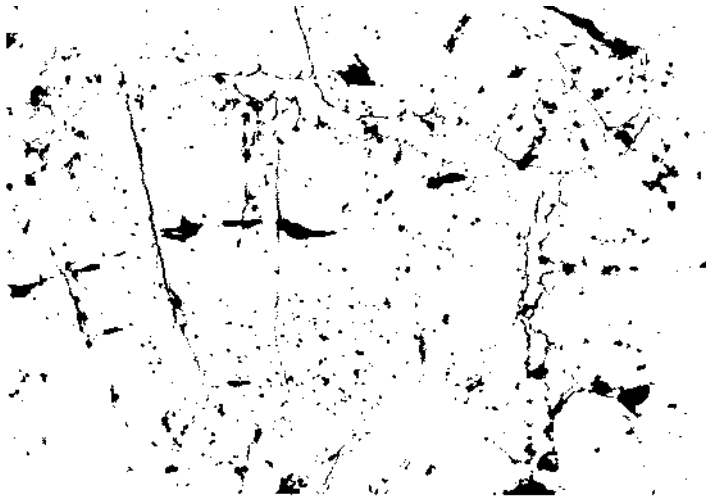


Foto 3 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Das Kısa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Kataklastische Risse des Pyrits (hellstgrau) sind mit Kupferkies (hellgrau) gefüllt. Löcher und Gang (schwarz).

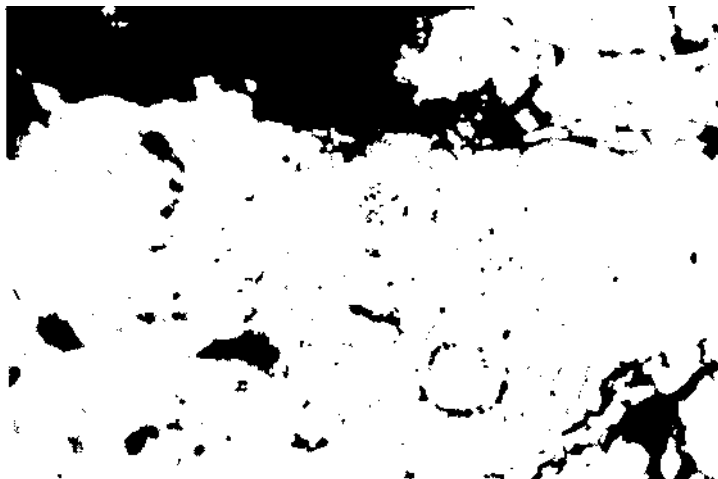


Foto 4 - Okular: 10, Objektiv: 60, im Immersionsöl. Das Kısa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Pyrit (von lichterer Farbe und Relief aufweisend) zeigt mit Kupferkies (hellgrau und vorherrschend) kolloidale Verwachsung. Gangmineral Chlorit und Löcher (schwarz).

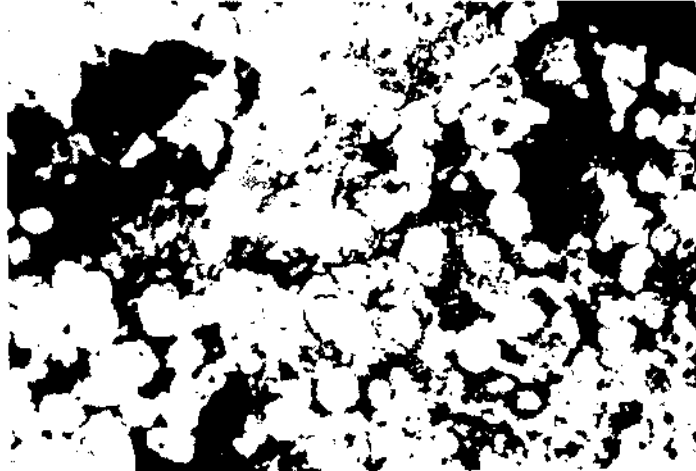


Foto 5 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Pyrit (weiss) zeigt mit Kupferkies (von dunklerer Farbe) in Form von Kugeln kolloidale Verwachsung. Sphalerit (grau), Gangminerale (schwarz) sind sichtbar.



Foto 6 - Okular: 10, Objektiv: 60, im Immersionsöl. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Pyritlamellen streichen im Kupferkies in Richtung der (111-) Blätterungsflächen und bilden lamellare Verwachsung. Löcher und Gang sind schwarz. Pyrit (Relief aufweisend), Sphalerit (dunkelgrau).

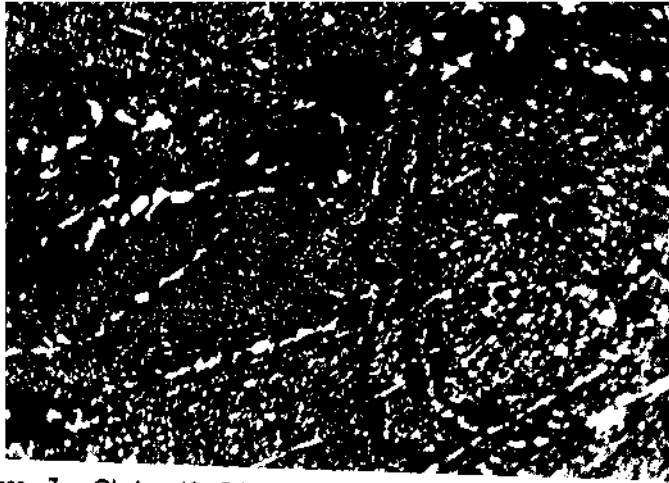


Foto 7 - Okular: 10, Objektiv: 60, im Immersionsöl. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Im Sphalerit (grau) sind die Kupferkies- und Pyrrhotinmischungen (weiss) den bestimmten kristallographischen Richtungen (100-Flächen) parallel angeordnet und haben so den Zonenbau des Sphalerits zustande gebracht. Löcher und Gang (schwarz).



Foto 8 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Pyrrhotin (grau) ist laengs seiner Raender und Risse zu Zwischenprodukten (hellgrau) umgewandelt. Gang (dunkelgrau), Löcher (schwarz) sind sichtbar.



Foto 9 - Okular: 10, Objektiv: 60, gekreuztes Nicol, im Öl. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Im Pyrit (grau) Markasitkörnchen (wegen Anisotropieeigenschaften hellgrau und dunkelgrau), kataklastische Risse des Pyrits (schwarz).

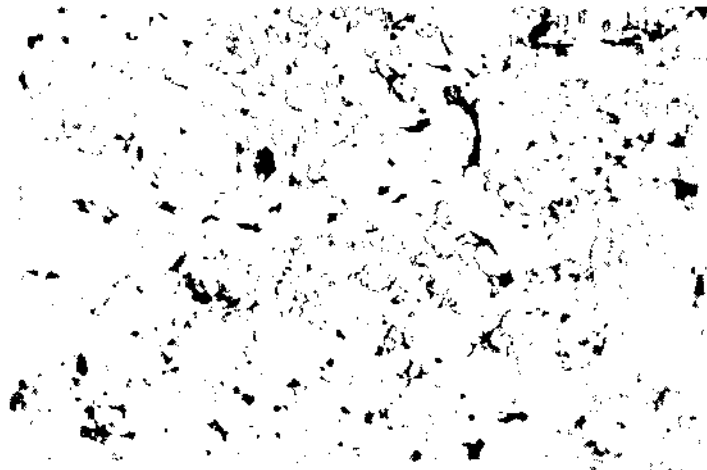


Foto 10 - Okular: 10, Objektiv: 25, gekreuztes Nicol, im Öl. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Im Kupferkies (hellgrau), Vallerit (weiss), Pyrrhotin (grau und in verschiedenen Nuancen), Pyrit (hellgrau und Relief aufweisend), Gangmineral und Löcher (schwarz) sind sichtbar.



Foto 11 - Okular: 10, Objektiv: 16, im Öl. Das Kısa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Im Kupferkies (hellgrau) parallele Cubanitlamellen (grau). Gang (schwarz).

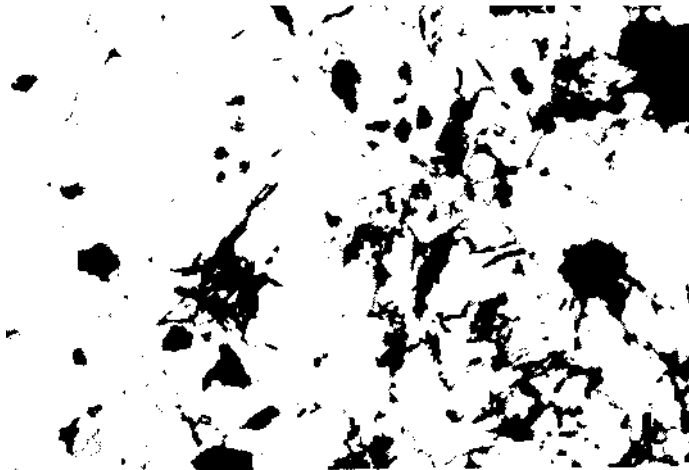


Foto 12 - Okular: 10, Objektiv: 16, im Öl. Das Kısa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Im Pyrrhotin (hellgrau) Co-Pentlandit (in der Mitte und weiss). Kupferkies (von heilerer Farbe als Pyrrhotin), Pyrit (Relief aufweisend), Sphalerit (dunkelgrau) und Gang (schwarz).

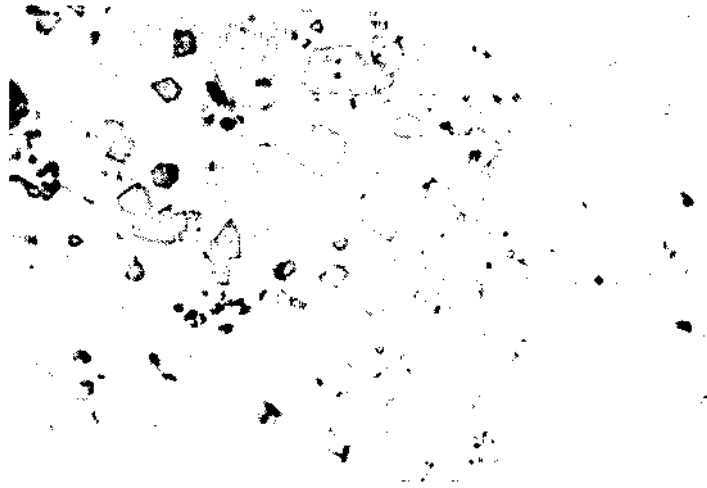


Foto 13 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Das Kısa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Linneit (hellgrau) befindet sich im Kupferkies (hellstgrau) als idiomorph-hypidiomorphe Kristallanhäufungen. Löcher sind (schwarz).

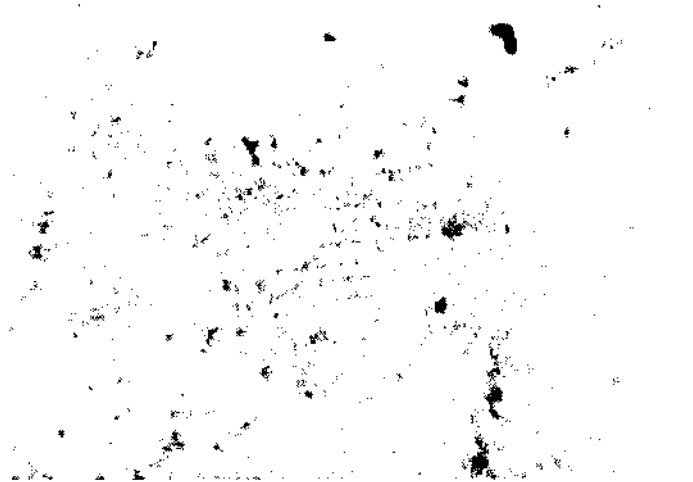


Foto 14 - Okular: 10, Objektiv: 60, im Immersionsöl. Das Kısa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Linneitkörnchen und -stäbchen reihen sich im Kupferkies an und bilden eine an die Entmischungen erinnernde, lamellare Verwachsung.

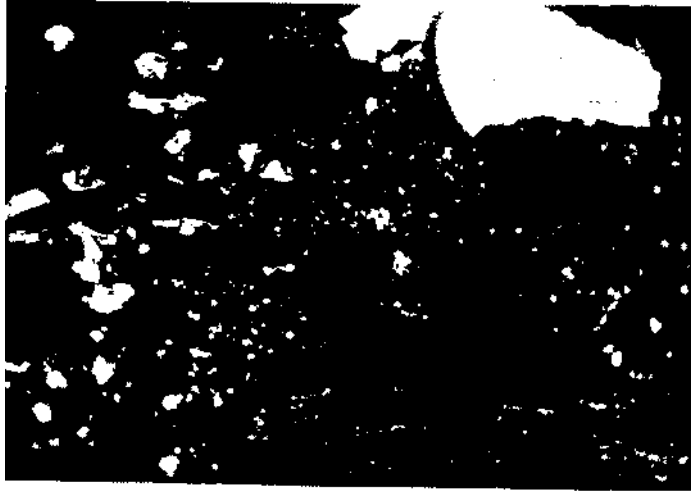


Foto 15 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Magnetit (grau) ist laengs seiner Raender teilweise zu Pyrit (weiss) umgewandelt. Gangminerale (dunkelgrau) und Löcher (schwarz).

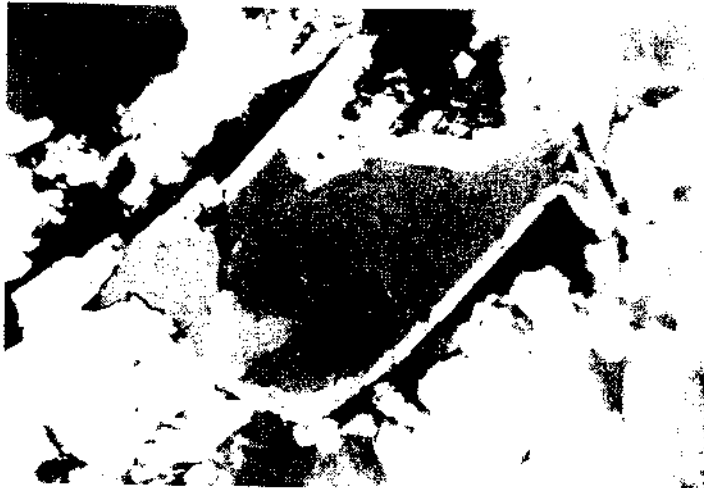


Foto 16 - Okular: 10, Objektiv: 60, im Immersionsöl. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Chromit (grau) idiomorph und kataklastisch. Er ist laengs seiner Raender und Risse zu Cr-Spinell (hellergrau) sowie Magnetit (hellgrau) umgewandelt und seine kataklastischen Risse sind mit Pyrit (weiss) gefüllt. Gangminerale (dunkelgrau).

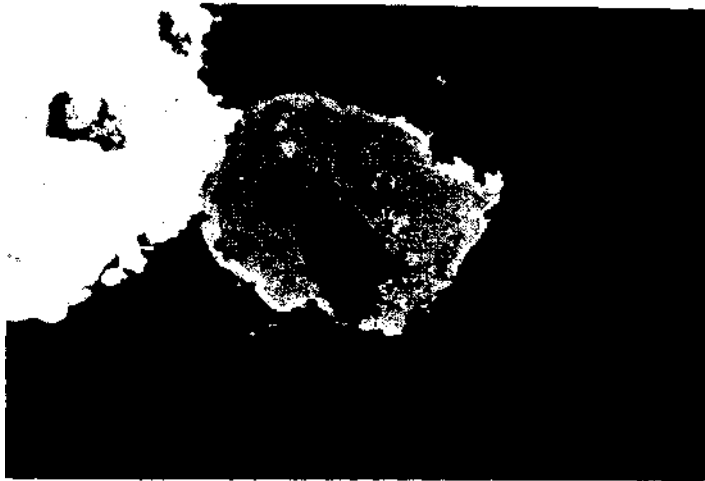


Foto 17 - Okular: 10, Objektiv: 60 im Immersionsöl. Das Kısa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Chromit (dunkelgrau und im Inneren) ist in ziemlich grossem Masse zu Cr-Spinell (grau) und Magnetit (hellgrau und im Aeusseren) umgewandelt. Pyrit (weiss), an Gangmineralien Chlorit (schwarz), Karbonat (dunkelgrau).

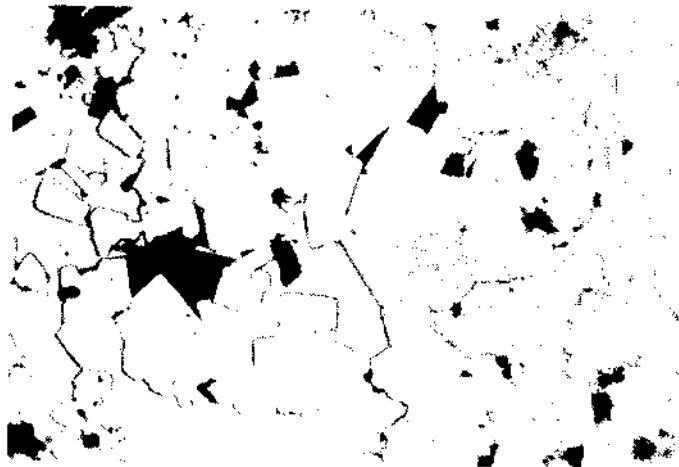


Foto 18 - Okular: 10, Objektiv: 40, in der Luft. Die Lagerstätte von Siirt-Madenköy. Pyrit (hellstgrau) befindet sich im Kupferkies (hellgrau) als idiomorphe Kristalle. Gangmineralien und Loch (schwarz).



Foto 19 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Die Lagerstaette von Siirt-Madenköy. Pyrit (hellgrau) zeigt kataklastische Textur und seine kataklastischen Risse sind mit Kupferkies gefüllt. Löcher (schwarz).

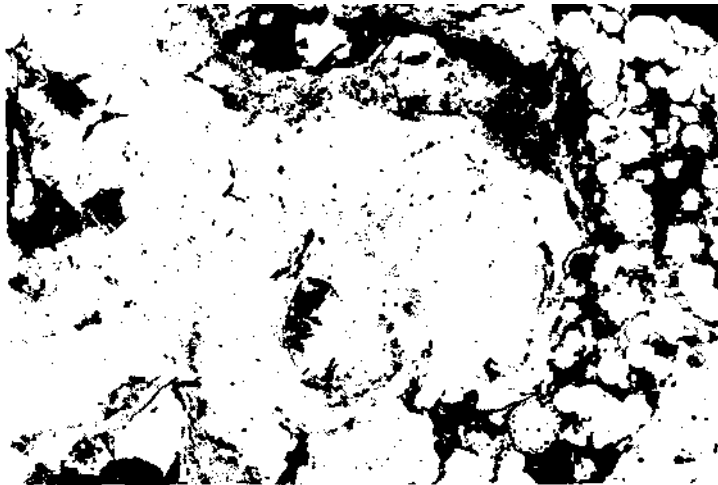


Foto 20 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Die Lagerstaette von Siirt-Madenköy. Pyrit (hellstgrau) ist teils in Form von Kügelchen und teils zeigt er mit Kupferkies (hellgrau) kolloidale Verwachsung. Gangminerale und Löcher (schwarz).

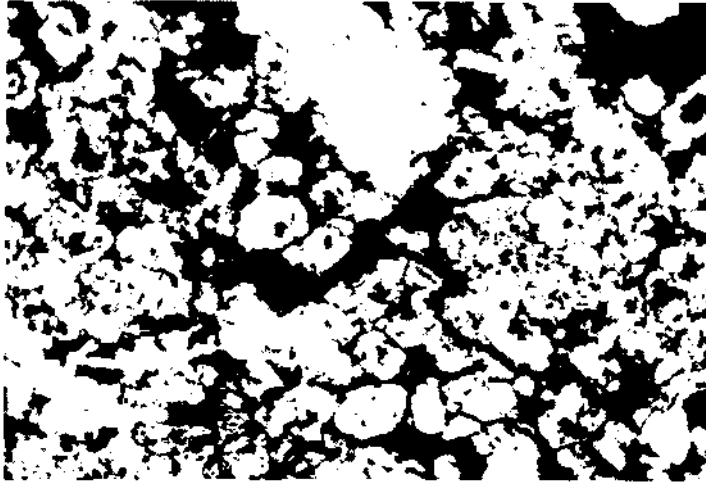


Foto 21 - Okular: 10, Objektiv: 16, in der Luft. Die Lagerstätte von Siirt-Madenköy. Magnetit (grau) tritt in Form von rundlichen Gebilden auf und zwischen ihnen befinden sich Pyrit (weiss) und Gang (schwarz).

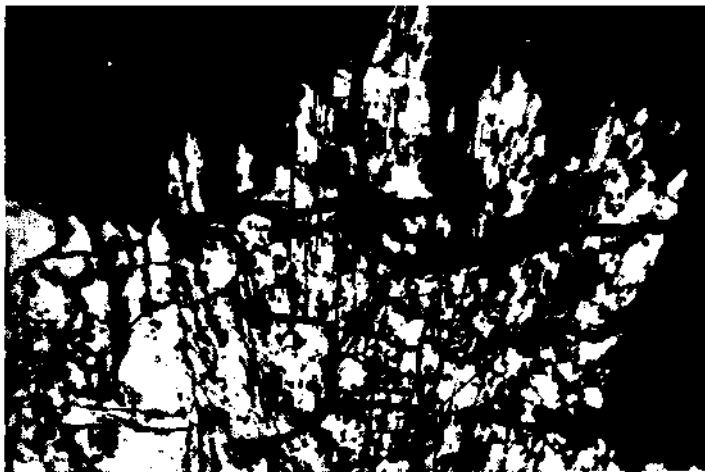


Foto 22 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Die Lagerstätte von Siirt-Madenköy. Magnetit (grau) tritt in Form von Staebchen auf, ist durch Gang (schwarz) verdraengt und einer Zerbrechung-Spaltung ausgesetzt.