

PETROLOGISCHE UND METALLOGENETISCHE UNTERSUCHUNGEN IM GRANITMASSIV VON KARAKOCA

O. Özcan DORA

Ege Üniversitesi, İzmir

ZUSAMMENFASSUNG. — Die anatektische Entstehung des Karakocagranitmassivs wurde auf Grund der Geländebefunde und der mikroskopischen Untersuchungen erkannt. Das Entstehungsalter (früh alpin) stimmt mit dem vom Eğrigözgranit überein. Beim Karakocagranit erfolgte aber in die Dachdecken keine Intrusion; er wurde *in situ* erstarrt.

Die Pb-Zn Gänge im Karakocagranit sind von den Restlösungen der anatektischen Schmelzen entstanden. Es ist anzunehmen, dass die paläozoischen Metamorphite ein Reservoir für die Schwermetallionen darstellen. Drei vererzungsphasen wurden unterschieden.

I. EINFÜHRUNG

Der Verfasser war bei den Explorationsarbeiten, die vom M.T.A. Institut (Lagerstättenforschung) in den Sommermonaten 1964 bei der Pb-Zn Lagerstätte von Karakoca geführt wurden, mitbeschäftigt. Neben den Bohrungsarbeiten und Untertageaufnahmen wurden auch die petrologischen sowie metallogenetischen Probleme der Umgebung in die Untersuchungen einbezogen. Im Sommer 1967 wurde wieder eine einmonatige Geländebegehung vorgenommen. Die wirtschaftlichen Ergebnisse dieser Untersuchungen sind im technischen Rapport, den der Verfasser dem M.T.A. Institut vorlegte, enthalten. Hier werden die wissenschaftlichen Ergebnisse diskutiert.

Dem M.T.A. Institut, das neben wirtschaftlichen und technischen Arbeiten gleichzeitig wissenschaftliche Untersuchungen ermöglicht und insbesondere dem General Direktor Doz. Dr. Sadrettin Alpan danke ich herzlich.

II. GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE DES GEBIETES

Das Arbeitsgebiet liegt 25 km nördlich von der Ortschaft Simav des Vilâyet Kütahya. Es wird im Osten von Katran und Eğrigözgebirgszügen und im Westen von dem Akdağgebirgszug, der in dem Gipfel Namazlartaşı mit 2089 m kulminiert, begrenzt (Anlage 1).

Gneise, Schiefer sowie Granite bilden schwache morphologische Höhen, während Marmorlagen, mesozoische Kalke und die widerstandsfähigen Lavadecken der jungen Vulkanite durch die schroffen orographischen Höhen sich bemerkbar machen. Der Kocaçaybach, der in den Fluss von M. Kemalpaşa mündet, durchquert das Gebiet mit einem tiefen Einschnitt in nord-südlicher Richtung.

Die erste geologische Karte des Untersuchungsgebietes im Masstab 1 : 100 000 wurde von Zeschke (1953) aufgenommen. Über das Alter der metamorphen Serien und der Granite sind keine Angaben enthalten.

Holzer (1954) nimmt das Alter des Granitmassivs von Eğrigöz sowie dessen Apophysen an der Wende Kreide-Tertiär an.

Bürküt (1966) ermittelte das Alter vom Eğrigöz Granitmassiv durch die radioaktive Zerfallsreihe von U/Pb als $69,6 \pm 7$ mill. Jahre.

Öztunalı (1967 nach den freundlichen mündlichen Mitteilungen) kam aber durch die Anwendung der verschiedenen radioaktiven Methoden auf 160 mill. Jahre.

Gawlik (1960) berichtete über die Reservemöglichkeiten von Karakoca Pb-Zn lagerstätten.

Die Gesteine des Untersuchungsgebietes kann man vom Alteren zum Jüngeren als 1. Metamorphite, 2. palingene Granite, 3. mesozoische Kalke, 4. neogene Serien in vier Einheiten gliedern. Die systematische Beschreibung sowie Angaben über das Alter der Gesteine sind schwierig, da die kontinuierlichen Fossilführenden Sedimentite fehlen.

II.1. Metamorphite

Nach dem Metamorphosegrad sind Zweiglimmergneis, der Quarz-Albit-Epidot-Biotit Subfazies zugehörigen Glimmerschiefer, der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorid Subfazies zugehörigen Schiefer sowie Marmore zu unterscheiden.

II.1.1. Zweiglimmergneis. — Gneisbänder umschliessen den Granit in nord-östlicher Richtung. Die Grenze zwischen Gneis und Granit ist nicht exakt festzulegen, sodass dazwischen eine Granitgneiszone angenommen wurde. Durch makroskopische und mikroskopische Beobachtungen sind Quarz, Kalifeldspäte, Plagioklase, Biotit, Muskovit, Cordierit, Hercynit und als akzessorisch Apatit, Titanit, Zirkon sowie Monazit festgestellt worden.

Quarz: Mit c Achsen in die Schieferungsebenen eingeregelt. Unter dem gekreuzten Nicol zeigen die hypidiomorphen Kristallkörner undulöse Auslöschung. Sie wurden in der Regel nach der Entstehung des Gneises kataklastisch beansprucht und postdeformativ rekristallisiert.

Besonders in den Anatexiten zeigt der Quarz sehr mannigfaltige myrmekitische Verwachsungen mit Feldspäten.

Orthoklas: Der optische Achsenwinkel ($2V_x$) wurde mit der Mallard-Konstanten auf 62° berechnet. Sie bestehen aus Porphyroblasten, die pertitische Verwachsungen zeigen. Im Allgemeinen wachsen sie zum Nachteil der Plagioklase und enthalten die älteren Quarz-, Glimmer- und Albiteinschlüsse. Die Einschlüsse und Wirtsmineralien haben verschiedene Orientierungen zur Schieferungsebene. Postkristalline, tektonische Beanspruchungen erzeugen bei Porphyroblasten kataklastische Risse, entlang derer nachher Pinitisierung fortschreitet.

Orthoklase bis zur 0,5 cm \emptyset Grösse sind mit blossem Auge leicht zu unterscheiden. Es kann hier von einem kleinkörnigen Augengneis gesprochen werden.

Mikroclin: Er tritt weniger als der Orthoklas auf und zeigt mikroperitische Textur. Die Albitschlieren und -fäden sind nach den (100) Flächen der Mikroclinporphyroblasten orientiert.

Plagioklase: Sie treten als hypidiomorphe und idiomorphe Porphyroblasten auf. Die Bestimmung der An Gehalte wurde am Universaldrehtisch durch die Ermittlung der Auslöschungsschiefep der Albit/Karlsbad - und Albit/Periklinlamel-

len senkrecht zu den M (010) und P (001)/M Ebenen vorgenommen. Die Werte schwanken zwischen 5% An und 28% An. Sie präsentieren Albit und Oligoklas der isomorphen Serie. Die An Gehalte der zonaren Glieder nehmen von innen nach aussen ab.

Im Allgemeinen sind alle Plagioklase nach den komplexen Albit (010)-, Albit/Periklin (parallel~001 rhombischer Schnitt) und Albit/Karlsbad (010)/[001] Gesetzen verzwillingt. Antipertitische Verwachsungen mit Kalifeldspäten sind sehr selten zu beobachten.

Plagioklase entstanden in drei Generationen. Der älteste Plagioklas ist am meisten der sekundären Umwandlung unterworfen worden und wird von dem Plagioklasporphyroblasten II verdrängt. Dagegen ist Plagioklas III vom Albitcharakter und bei den jüngsten tektonischen Bewegungen entstanden. Mit Quarz zusammen füllt er Zwickelräume aus.

Biotit: In Gneis tritt der Biotit in zwei Generationen auf. Biotit I entstand bei der älteren Metamorphose (varistisch) und ist reich an Ti Gehalten (5-10 % TiO_2 , rote, rötlich braune, pleokroistische Farben). Während der letzten Metamorphose (früh alpine Orogenese) die sich bis Migmatisation steigerte, wurden die erwähnten Biotite um die [010] Achsen syntektonisch rotiert. Dabei ist eine generelle Zunahme an FeO und MgO Gehalten zu beobachten, die die pleokroistischen Farben in Richtung Z und Y in bräunlich grün umschlagen lassen.

Wie Winkler (1966) experimentell bewiesen hat, geht der Biotit bei hohen Drucken im Bereich von Anatexis inkongruent in die Schmelze. Von dieser eutektischen Schmelze scheiden sich nachher Orthoklas und Granat Kristalle ab. Diese gleiche Reaktion erfolgte auch bei der Entstehung des Hercynits in den anatektischen Granitgneisen und des Andradits in den Pegmatoiden unseren Gebietes. Da der SiO_2 Gehalt der eutektischen Schmelze niedrig war, entstand in den Granitgneisen (Anatexiten) nahe Biotiten das Al-Spinell Hercynit (FeAl_2O_4) sowie Orthoklas und Magnetit (Fe_3O_4) und der restliche Biotit wurde relativ an Mg angereichert. Dagegen entstand in Pegmatoiden, wo in der Schmelze genügend SiO_2 vorhanden war Andradit. Wenn man die offene Formel des Biotits (1 $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 \cdot 3 (\text{Mg, Fe}) \text{O} \cdot \text{H}_2\text{O}$) betrachtet, wird sofort 1 Mol Orthoklas und Mg, Fe-Ionen haltige Rest erkannt.

Muskovit: Gegenüber Biotit tritt er selten auf. In Anatexiten ist er kaum zu beobachten. Die (001) Flächen der Muskovite sind parallel der Schieferungsebenen orientiert. Die jüngsten Glieder können auch diagonal zur Schieferung wachsen. Das Abnehmen der Muskovite vom Gneis zum Granit und das seltene Auftreten in Anatexiten ist darauf zurückzuführen, dass diese in dem Migmatitkuppel gewesen sind. Nach der partiellen Aufschmelzung wurden K Kationen von Muskovit im Orthoklas der Anatexite aufgefangen.

Cordierit: Durch den sehr leichten Pleokroismus (blass orange-blass blauviolett) kann er von Orthoklasen unterschieden werden. Die Diagnose ist nicht immer mit Sicherheit durchzuführen. Ausserdem wird er von der Pinitisierung stärker als Orthoklas erfasst.

Hercynit: Er kommt sehr selten vor. Wie bereits erwähnt entsteht er aus Biotit. Wenn die Reaktion in umgekehrte Richtung läuft, wandelt sich der Hercynit wieder in Biotit um.

Akzessorische Mineralien: Apatit ist als idiomorphe Kristalle in verschiedenen Korngrößen ausgebildet. Grosse Kristalle sind kataklastisch zersprungen.

Sehr selten trifft man auf den Titanit. Durch die regelmässigen Kuvertformen wird er identifiziert.

Zirkon tritt im allgemeinen als rundliche Körner auf. Sogar die Körnergruppen, die primäre sedimentäre Ursprungsformen aufweisen, sind ohne wesentliche Änderungen erhalten geblieben (Tafel I).

Monazit ist durch die radioaktiven Höfe in Biotiten zu erkennen.

Im westlichen Gneisband sind 10 bis 25 m mächtige Pegmatoidgänge zu beobachten. Sie führen Andradit, Turmalin (Schörl), Muskovit, Quarz, Orthoklas, Albit und Plagioklas (Albit-Oligoklas). Biotite wurden völlig in Andradit und Orthoklas umgewandelt. Das Element B des Turmalins dürfte vom paläozoischen metamorphen Sedimentiten in die anatektische Schmelze eingewandert sein.

II.1.2. Glimmerschiefer. — Im Gebiet von Karakoca erreicht er eine Mächtigkeit von 100 m. Das Gestein besteht aus Biotit, Muskovit und Albit, die der Schieferungsfläche parallel wachsen, sowie aus Aktinolith, Tremolit, Epidot und Quarz. Biotit kommt als lappige Fetzen vor und zeigt zwischen braunem und gelbbraunem Pleokroismus. Albitkristalle werden durch die orientierte Pinitschlieren verdrängt. Aktinolith und Tremolit wachsen auch generell s-Fläche parallel; aber manche sprossen postdeformativ diagonal zur Schieferung. Epidot ist immer postdeformativ entstanden.

Diese zweiglimmerführende Schiefer werden nach Winkler (1967) in die *Quarz-Albit-Epidot-Biotit Subfazies* der Grünschieferfazies eingeordnet.

II.1.3. Schiefer. — Er besteht aus prädeformativen Muskovit, Chlorid, die in der Schieferungsebene geregelt sind und dem syntektonischen Albit. Albit zeigt entlang der kataklastischen Risse Pinitisierung und Calcitisierung. Primäre Granatmineralien (?) sind vollkommen in Prochlorit und Albit umgewandelt. Zum Teil ist Hercynit entstanden. Epidot findet sich selten und im allgemeinen diagonal zu den s-Flächen verwachsen. Quarz ist hypidiomorph und kataklastisch.

Nach der alten Nomenklatur können diese Gesteine als Fillite bezeichnet werden. Nach Winkler (1967) gehören sie der *Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit Subfazies* der Grünschieferfazies an.

II.1.4. Marmor: — Zwischen den Metamorphiten der Grünschieferfazies werden 5-10 m mächtige Marmorbänder angetroffen. Marmore sind ausserdem mit Schieferzwischenschaltungen südlich vom Karakoca-Dorf weit verbreitet. Makroskopisch sehen sie dunkelgrau bis weiss aus. U.d.M.¹ sind grosse, rekristallisierte Calcitkristalle mit Druckzwillungslamellen nach (0112), sowie Quarzkörper zu beobachten. An den Kontakten zwischen Marmorbänder und Schiefer kommen die typischen Indexmineralien der Grünschieferfazies, wie Tremolit und Epidot vor.

Zum Eğrigöz-Massiv hin treten zwischen den Grünschiefern metamorphisierte alte, saure Vulkanite auf. Mit blossem Auge sind Quarzphanokristen zu unterscheiden. U.d.M. sind die, in die Schieferungsebene eingeregelt, kataklastischen

und postdeformativen grossen Quarzporphyroblasten zu beobachten. Die Matrix, die auch geschiefert ist, besteht aus Quarz, Albit und Serizit.

II.2. Biotit-Granit

Gneis und Granitgneis gehen ohne scharfe Begrenzung in den Granit über. Im Gelände ist der Granit durch die typische Verwitterungserscheinungen von den übrigen Serien leicht zu unterscheiden.

Im untersuchten Gebiet hat der Granit nicht immer die gleiche chemische Zusammensetzung und Gefüge. An manchen Stellen ist er ausgesprochen schieferig ausgebildet und enthält noch gut erhaltene Gneisrestite (Abb. 1).

U.d.M. ist ein prä- und parakristallin deformiertes, holokristallines, hypidiomorphes Gefüge zu sehen. Insbesondere wachsen entlang der Zerrungsflächen kataklastische Feldspat- und Quarzkristalle. Das Gestein besteht aus Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Biotit, Epidot und akzessorisch Apatit, Zirkon, Monazit.

Kalifeldspat tritt als Mikroklin auf. Der optische Achsenwinkel ($2V_x$) schwankt zwischen den Werten 70° und 78° . Im Mikroklin sind sowohl orientierte, pertitische Verwachsungen, als auch Einschlüsse von älteren Plagioklasen zu beobachten. Meist nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingten Mikrokline werden sekundär pinitisiert.

Plagioklase sind nach den komplexen Albit/Karlsbad, Albit/Ala und Albit/Periklin Gesetzen verzwillingt. Mit dem Universaldrehtisch wurden 28% bis 38% An Gehalte ermittelt. Obwohl keine scharfen zonaren Grenzen zu sehen sind, sind die mittleren Partien, die von der Serizitisierung besonders vorgezogen werden, An reicher. Manche Plagioklase enthalten antipertitische Kalifeldspatschlieren, Biotitreste und Quarzkörner.

Quarz tritt auch hier als undulöse Körner auf und bildet wieder markante myrmekitische Bilder.

Biotit ist als Mg reiche Varietät vertreten. Seine pleochroistischen Farben ändern sich vom Dunkelgrün bis Braun zum Gelb bis Hellgrün. Ausser diesem grünen Biotit tritt der ältere, dunkelbraun bis rote, FeO reiche Biotit, der von dem primären Gestein des Granits überliefert wurde. In der unmittelbaren Nähe der tektonischen Bewegungen, insbesondere bei den Blei-Zinkgängen von Karakoca, wurden die Biotite vollständig in Chlorite (Pennin) umgewandelt, (s. hydrothermale Beeinflussung der Gänge).

Sehr selten ist Epidot enthalten. In Gruppen tritt er besonders mit den Melanosommineralien zusammen.

Apatit gehört zur ältesten Mineralisationsphase an. Er tritt in Form regelmässig begrenzter Idioblasten auf.

In Biotit wurde reichlich *Monazit* angetroffen. Für die genetische Deutung ist es ein wichtiger Hinweis, dass *Zirkone* auch im Granit als rundliche Körner auftreten.

Am Rande des Karakoca-Granits sind feinkörnige *Aplitgranit* und *Quarzdioritporphyrit* vom granitischen Chemismus aufgeschlossen.

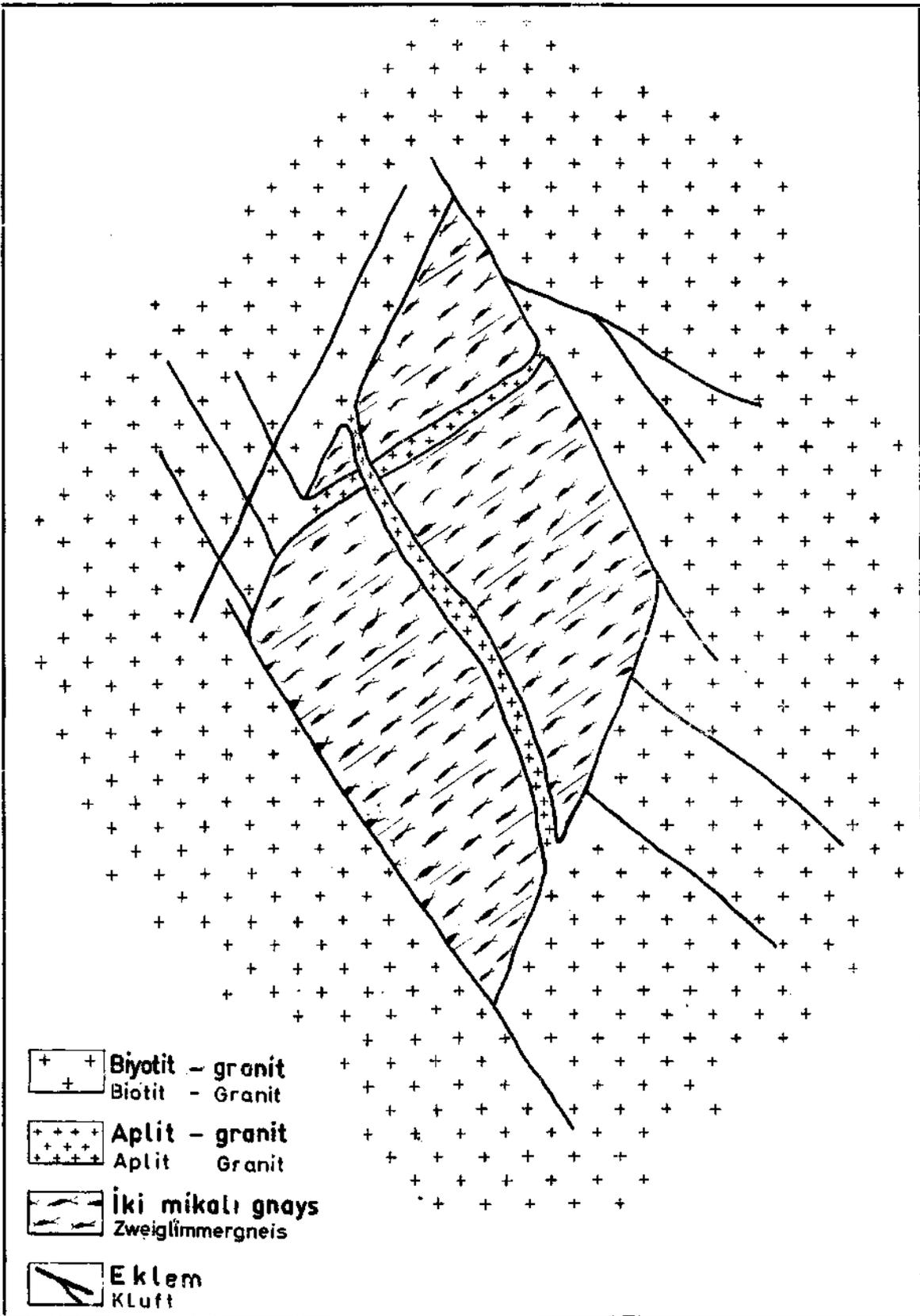


Abb. 1 - Gneispartien im Granit.

Die Albit-Tonalite treten als 10-50 m mächtige Dyks, die entlang der telefonischen Linien hochgekommen sind. Das Gestein besteht aus völlig albitisiertem und serizitisiertem Plagioklas (Andesin-Labrador) sowie aus intensiv chloritisierten Hornblende und Biotit und den Mineralien Chlorit, Albit, Quarz. Akzesorische Mineralien sind Pistazit, Titanit und Magnetit. Die durchkreuzenden feinen Calcitäderchen sind sekundär entstanden. Plagioklase zeigen intersertale Textur und die Zwickelräume werden von hypidiomorphen Quarz- und Albitkörnern ausgefüllt.

II.3. Mesozoische Kalke

Diese Serie besteht aus den halbkristallinen grauen, schmutzig grauen bis weissen Kalken, die nach ihrer geometrischen Lage diskordant über den Schiefen zu liegen scheinen. Makroskopisch ressilal aussehenden Kalke zeigen u.d.M. granoblastisches Gefüge, das aus Grossen, rekristallisierten Calcitkristallen besteht. Die Druckzwillinge der Rhomboeder (0112) sind viel seltener als bei den echten Marmoren.

Holzer (1954) fand in diesen Kalken im nördlichen Gebiet Lamellibranchier, die für das Kreidealter sprechen. Sowohl dieser Befund als auch lithologische Ähnlichkeit mit übrigen jungmesozoischen Kalken Westanatoliens berechtigen uns zu der Annahme des jurassischen bis kretasischen Alters.

II.4. Neogen Serien

Neogen ist aus limnischen, brackischen, fluviatilen Sedimenten und sauren Tuffen und Tuffiten aufgebaut. Extrusionen erfolgten sowohl in Form von Lavaecken als auch in Form von Dyks und Stöcken. Im Allgemeinen bilden die Laven die oberen Partien, während Dyks und Stöcke noch jünger sind.

Neogen wurde nicht weiter untergliedert. In Vulkaniten sind u.d.M. Albit, Oligoklas, Andesin, Sanidin, Quarz, Biotit (Wodanit) Phänokristen zu beobachten. Das Gefüge ist vitrophyrisch und besteht aus Feldspat-, Quarz-, Biotitmikrolithen und spherolitischen Glassubstanz. Von der sauren Vulkanitreihe wurden Biotit-Dazit, Rhyodazit, Rhyolit unterschieden.

Basalte nördlich von Simav (Anlage 1) sind mit grösster Wahrscheinlichkeit vom oberpliozenem Alter. Sie wurden entlang der jüngsten Grabenbrüche, die auch zahlreicher thermalquellen markieren, gefördert.

III. GENESE VON GRANIT

Die Gneise, die den Granit umschliessen, sind nördliche Ausläufer des grossen Gneiskomplexes vom Menderesmassiv. Von den meisten Autoren (Schuiling, 1962; Öztunalı, 1965-1967; Wippert, 1964) wird der Hauptteil dieser Gneise als sedimentären Ursprungs angenommen. In Anlehnung an diese Arbeiten und die typischen sedimentären Strukturen, die im Gelände beobachtet werden (ständige Wechsellagerung von Biotit-Amphibolitschiefer mit Gneis und Auftreten rundlicher Zirkonkörner im Gneis), möchten wir auch annehmen, dass es sich bei den Gneisen vom Karakocagranitmassiv um Paragneise handelt.

Nach den experimentellen Arbeiten, die in letzten Jahrzehnten gemacht wurden, wissen wir heute, dass die Gneise der pelitischen und psammitischen

Zusammensetzung in dem Bereich der hochgradigen Metamorphose (670° bei 2kb H_2O) partiell zu schmelzen anfangen (Winkler, 1966). Es entstehen dadurch eutektische Schmelzen von granitisch-granodioritischer Zusammensetzung. Wenn die Schmelzung im partiellen Bereich der Gneise erfolgt, entstehen *in situ* Migmatite. Dabei konzentriert sich der granodioritische Schmelzanteil in mm bis dm grossen Linsen und Adern, während im kristallinen Restteil die Menge an Biotit, Granat und Cordieritminerale sich relative anreichert. Unter dem Einfluss des gerichteten Drucks werden die in grossen Mengen konzentrierten Schmelzteile als Apophysen oder, wenn genügend hohe Temperaturen herrschen, als granitische Plutone in die oberen Schichten introdiert.

Bei den Untersuchungen vom Karakocamassiv konnten wir feststellen, dass die oben erwähnten Prozesse sich auch hier abgespielt haben. Folgende Beobachtungen sprechen für diese Annahme :

a) Im Gebiet von Karakoca ist die Grenze zwischen Granit und Gneis nirgends scharf ausgeprägt. In der Zwischenzone ist immer ein migmatitischer Bereich (Migmatit ist im Sinne von Mehnert, 1968, als «Ein Gestein sowohl metamorphe als auch intrusive Teile enthält» definiert), der die charakteristischen Eigenschaften vom Gneis und Granit zeigt, enthalten.

b) An der Gneis-Granitgrenze treten keine kontaktmetamorphen Indexminerale, die auf den intrusiven Charakter des Granits und die Kontaktmetamorphose hindeuten, auf.

c) Der Granit enthält von Klüften begrenzte Gneispartien. Es sind besonders günstig geschützte Stellen des anatektisch geschmolzenen Gneises, wo die Schmelztemperaturen nicht erreicht wurden, und das primäre Gestein erhalten blieb (Abb. 1).

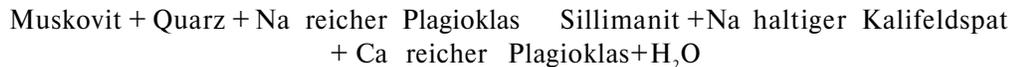
d) Bei den mikroskopischen Untersuchungen wurden sowohl im Gneis als auch im Granitgneis (Migmatit) die rundliche Ausbildung des als Indexmineral angenommenen Zirkons festgestellt, und wurde das Zusammenauftreten der gleichgrossen Körner wie im sedimentären Primärgestein beobachtet. Dies deutet sowohl auf die sedimentäre Herkunft der Gneise als auch auf die Zusammengehörigkeit der Migmatite und Gneise hin. Im Granit sind auch in den meisten Fällen die rundlichen Formen der Zirkone und das Zusammenvorkommen der gleichgrossen Körner erhalten geblieben.

List (1965) konnte in den Anatexiten des südlichen bayrischen Waldes zeigen, dass morphologische Ausbildung die Elongation sowie die Kornverteilungsanalyse der Zirkone und Apatite als Indizien für genetische Aussagen herangezogen werden können.

Die Verteilung der Apatitkörner ist sowohl im Gneis als auch im Granit gleich intensiv. Aber über die Korngestalt können hier nicht nähere Aussagen gemacht werden, da die meisten Apatitkörner im Granit durch die Postkristallisation (Weiterewachsen?) idiomorphe Gestalt gewonnen haben.

e) In den Migmatiten ist eine K-Feldspatanreicherung gegenüber den Gneisen festzustellen. Die neugebildeten Orthoklase wachsen immer zum Nachteil der Biotite und Muskovite. Vor der Anatexis wird in Gneisen der Kalifeldspat nach Winkler (1966) durch folgende Reaktion gebildet:

6 Muskovit + 2 Biotit + 5 Quarz + 3 Cordierit + 8 Kalifeldspat + 8H₂O
 Dieser Reaktion verdanken die meisten Kalifeldspäte der anatektischen Granite. Jetzt wird auch die Tatsache verständlich, warum in Anatexiten Muskovit sehr zurücktritt, während der Überschuss an Biotit und Quarz noch in der Schmelze erhalten bleibt. Der Muskovit kann sogar unter Bildung von Sillimanit völlig verschwinden :



Im Gebiet von Karakoca schritt die Metamorphose und Anatexis nicht soweit, dass es bis zur Bildung von Sillimanit kam. Dagegen wird Sillimanit im östlichen Eğrigözmassiv, wo die Schmelzen unter Einfluss der gerichteten Drucke bis in die Dachdecken intrudierten und stellenweise bis 1 km breiter Kontakthof bildeten, erwähnt (Aytuğ, 1968).²

Unter dem Gesichtspunkt der oben erwähnten Kriterien können wir uns die Entstehung des Karakocagranits folgenderweise vorstellen :

Im Karakocagebiet haben die partiel verschmolzenen Gneisteile eine eutektische Schmelze von kalifeldspat und quarzreicher Zusammensetzung gebildet und sind *in situ* ohne Intrusion ins Nebengestein, bei gleicher Temperatur mit der Umgebung zu Graniten erstarrt. Sehr verbreitete myrmekitische Bilder deuten auch auf eutektische Schmelzen aus quarz und kalifeldspatreicher Zusammensetzung hin.

Nach dem Erstarren der granitischen Gesteine änderte sich die Restschmelze mit steigender Temperatur ihren Chemismus, sodass in den Randpartien der Granite granodioritische Gesteine entstanden. Die Restschmelze wurde immer basischer und erreichte schliesslich tonalitische Zusammensetzung, die dann entlang der tektonischen Linien als Gänge die Spalten ausfüllten.

Die Schwermetallionen, die im paläozoischen sedimentären Zyklus Westanatoliens beteiligt sind, wurden durch die Anatexis in der Restlösung gesammelt und auch in tektonisch gezeichneten Zonen den Albit-Tonaliten folgend als Erzgänge abgesetzt (siehe Pb-Zn Gänge).

In Abb. 2 sind die tektonischen-, metamorphen-, und palingenen Vorgänge der Karakoca- und benachbarten Eğrigözdistrikte zusammengefasst. Die Entstehung der Gneise dürfte mit der varistischen Gebirgsbildung zusammenhängen, wobei diese nicht die älteste Metamorphose markiert. Sicher unterliegen die Kerngneise (Augengneise) vom Menderesmassiv und der nordöstlichen Randgebiete (Karakoca-Eğrigöz Region) einer älteren Metamorphose (präkambrisch bis kaledonisch?). Hier sind die Meinungen sehr verschieden. Eine eindeutige Lösung dieses Problems steht noch aus.

Im bearbeiteten Gebiet trat in früh alpidischen orogenen Phase die Hauptmetamorphose und die Palingenese in Erscheinung. Dieser Zeitraum stimmt mit der Altersbestimmung der Eğrigözgranite von Öztunalı (1967) mit 160 mill. Jahren überein. Im Karakocagebiet geschah die Erstarrung ohne Einwanderung der Schmelzen in die höheren Decken an Ort und Stelle, während im Eğrigözdistrikt die Schmelzen intrusiven Charakter gewannen (Öztunalı, 1967). Dagegen präsentiert sich wahrscheinlich die Zahl von 60 mill. Jahren von Bürküt (1966) den letzten

Emporsteigeakt des Egrigözgranits. Diese Annahme wird auch durch den Befund von Holzer (1954) bekräftigt, wonach der Egrigözgranit die oberkretasische Kalke in Dagardi-Gebiet kontaktmetamorph beeinflusst haben soll. Im Egrigözgebiet wird wieder die Tatsache bekräftigt, dass das Emporsteigen von palingenen Plutonen in sehr langen geologischen Zeiten erfolgt, wie dies von Read (1957) angenommen wird.

IV. BLEI-ZINK GÄNGE

IV.1. Strukturelle Ausbildung

Drei kilometer WNW -lich vom Dorf Karakoca, wo die albit-tonalitischen Dyks sich konzentrieren, treten die Pb-Zn Gänge auf. Sie streichen in Richtung 110° bis 130° und bestehen aus einem 1,5 km langen Hauptgang und den anderen kleinen parallelen 50 bis 100 m langen Gängen. Der Distrikt, in dem die Gänge sich häufen, stimmt mit der Granit-Migmatit Grenze überein (Abb.3).

Der Hauptgang ist eine Verwerfungszone, die in Richtung 120° streicht und mit 55° bis 80° nach SSW einfällt. Die sehr gut erhaltene Harnischstriemung bildet mit der Einfallrichtung 20° - 30° Abweichungswinkel. Dies führt zu dem Schluss, dass die Bewegungen keine normale einfache Verwerfungen waren, sondern eine

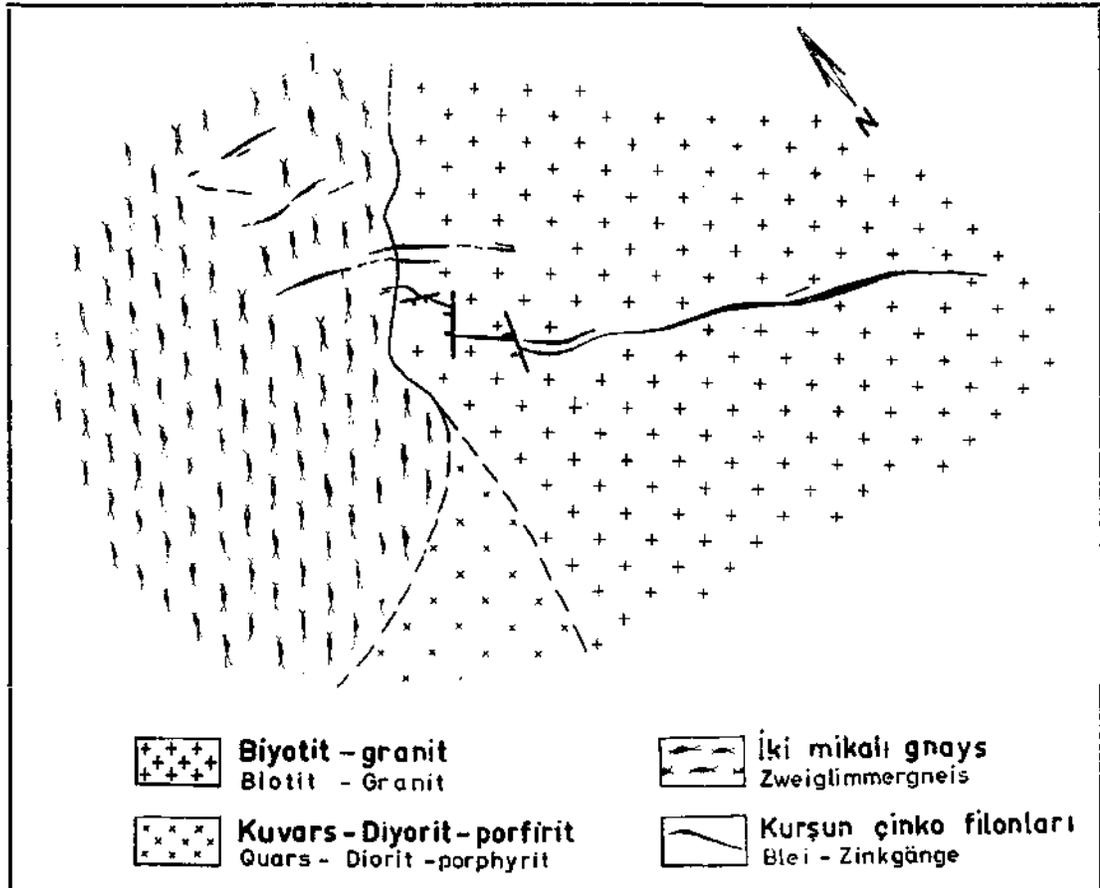


Abb. 3 - Vorkommen der Blei-Zinkgänge im Karakoca-Gebiet.

Kombination der Abschiebungen und horizontaler Verschiebungen darstellen. Nach den Harnischrichtungen zu beurteilen, ist SW-Block gegenüber dem NO-Block relativ abgesunken.

Die vererzte Zone, die durch albit-tonalitischen Dyks markiert ist, ist mit den scharfen Salbändern vom granitischen Nebengestein getrennt. Die Zerklüfte der Verwerfungen im Granit sowie die Kontaktflächen zwischen Granit und den Albit-Tonalitdyks werden von den Erzmineralien Bleiglanz, Zinkblende und Kupferkies usw. ausgefüllt. Die postkristallinen Spalten sind mit Letten und Chloridmineralien belegt. Da die Pb-Zn haltigen Lösungen entlang der Gänge nicht überall gleich verteilt sind, bilden sie unregelmässige Reicherzanbrüche (Anlage 5).

Die 100 bis 200 m langen Teile im Osten und Westen des Hauptganges unterlagen sehr starker Oxydation. Die neuentstandenen sekundären Mineralien wie Limonit, Malachit, Azurit und Anglesit markieren die Gangzone von dem weissen granitischen Nebengestein sehr markant.

An den Stellen, wo die Oxydation nicht so stark einwirkte, sind die primären Sukzessionen der Erz- und Gangmineralien zu beobachten. Bei den Erz- und Gangmineralien (Quarz) von Karakocagängen konnten mehrere Generationen festgestellt werden. Aber *ausgesprochen niveaubeständige, auf grössere Erstreckung hin anhaltende Lagentexturen fehlen*. Dort, wo der Gang mylonitisch ausgebildet ist, werden die Nebengesteinsfragmente (Granit und Albittonalit) kokardenartig, konzentrisch von den Erz- und Gangmineralienbändern umschlossen.

IV.2. Hydrothermale Beeinflussung des Nebengesteins

Am unmittelbaren Kontakt der Gänge wird das Nebengestein sehr stark hydrothermal beeinflusst. Dies geschieht in Form von Verkieselung, Chloritisierung, Kaolinisierung und Albitisierung.

Verkieselung zeigt sich bei den granitischen Gesteinen viel deutlicher, im Gegensatz zu Albit-Tonaliten. Auf beiden Seiten der Gänge werden granitische Gesteine im Bereich von 2 bis 5 m Breite von papierdünnen bis cm dicken Quarzadern durchzogen oder von den SiO₂ haltigen Lösungen durchtränkt. Manchmal geht die Grenze zwischen diesen Adern und Nebengestein verloren. Dieser Quarz, der die Verkieselung verursachte, ist steril an Erzmineralien und gehört zur Generation des jüngsten Drusenquarzes an.

Chloritisierung zeigt sich in der Umwandlung der Biotite zu Pennin und Prochlorit. Auf Grund des neuentstandenen Chlorits haben sowohl die Brekzienfragmente im Gang'als auch der Kontakthof im Nebengestein grüne Farben erhalten.

Kaolinisierung ist nur bei Feldspäten zu beobachten. Diese sekundären Kaolinmineralien belegen, wie bereits erwähnt, die Verwerfungsflächen.

Albitisierung erfolgte erst nach der hydrothermalen Umwandlung, und davon sind grössere Gebiete als Kontakthof ergriffen. Nur in unmittelbarer Nähe ist sie weitaus am stärksten. Sogar sind manchmal die ganzen Feldspäte in Albit umgewandelt.

IV.3. Mineralogie und Paragenese der Erzgänge

Beim Grubenbetrieb des Hauptganges nimmt der Bleiglanz den grössten Teil an Erzmineralien ein. Die übrigen Mineralien sind nach der Häufigkeit des Auf-

treten Zinkblende, Kupferkies, Pyrit, Hämatit und die sekundären Mineralien. Sie wurden in drei Vererzungsphasen ausgeschieden.

1. *Bleiglanz*, — Er tritt als grosse, idiomorphe Hexaeder- und Kubo-oktaederkristalle oder als xenomorphe, derbmässige Aggregate auf. Die rekristallisierten Teile zeigen entweder sehr feinkörnige, massige oder grobkristalline Textur. Er kommt immer in Vergesellschaftung von Zinkblende vor.

U.d.M. sind die zweiverschiedenen Generationen vom Bleiglanz leicht zu unterscheiden. Bleiglanz I ist mit Zinkblende und Kupferkies II zusammengewachsen. Mit Zinkblende bildet er sowohl kristallographisch orientierte, als auch verzahnte, glatrandige Verwachsungen, die auf eine gleichzeitige Ausscheidung hindeuten. Nur in seltenen Fällen werden manche Zinkblendekörner von Bleiglanz umsäumt. Ältere, idiomorphe Pyritkristalle wurden in unregelmässiglappigen Bleiglanzkörnern eingeschlossen.

Bleiglanz II ist dagegen zusammen mit den jüngsten Erzmineralien (Pyrit III, Hämatit u.s.w.) und dem Drusenquarz zu beobachten. Im allgemeinen tritt er in Form von idiomorphen, kubischen Kristallen auf (Abb. 4). Die Kristalle sind in den (001) Flächen translativ verschoben, so dass die Hexaederkanten gebogen wurden. Daraus lässt sich ersehen, dass die tektonischen Bewegungen bis zur jüngsten Mineralisationsphase andauerten. Makroskopisch oder mikroskopisch sind im Bleiglanz keine Ag-Mineralien festzustellen.

2. *Zinkblende*. — Sie gehört der zweiten Vererzungsphase an. Auf dem westlichen Teil der Gänge finden sich sehr regelmässig verwachsene Kristalle, die aus Tetraedern + Oktaedern + Hexaedern kombinierte Formen bestehen. Sie zeigen schwarz bis dunkelbraune Farben.

Nach den Diffraktometermessungen wurde ein mittlerer a_0 Wert von $5,4186+0.0006 \text{ \AA}$ ermittelt. Dies entspricht nach Kullerud (1959) einem Mischkristall mit 20% Mol FeS Gehalt.

Eine halbquantitative Spektralanalyse von fünf repräsentativen Zinkblendemineralien ergaben folgende Werte :

Tabelle - 1

Nr.	E l e m e n t e											
	Ge	Ag	Cd	Ga	Fe	Mn	Ni	Mo	Sn	W	Sb	Cu
GL 7 : (Sp)	(+)	+	—	+	(+)	—	—	—	—	—	—	+
GL 7A :	—	+	++	+	++	+++	—	—	—	—	(+)	+
K 15 : (Sp)	+	++	+	++	+++	—	—	—	—	—	—	++
K 19 : Sp	+	++	—	++	+++	—	—	—	—	—	Sp	++
K 20 : —	+	++	(Sp)	++	+++	—	—	—	—	—	—	+

+ Zeichen symbolisiert den 1/4 Wert des jeweiligen, einzelnen Elements. Sp : Spur. Die Literaturwerte in Zinkblende enthaltenen Elemente : Fe u. Mn: 1000-6000 ppm, Cd : 600-2000 ppm, Cu : 250-500 ppm, Ag : 50-250 ppm, Ge : 100-350 ppm, Ga : 10-50 ppm.

Die Werte weichen von den Spektralanalysenwerten der normalen Zinkblenden nicht ab. Das völlige Fehlen der hochtemporalen Elemente (Mo, Sn, W,) dürfte mit der palingenen Natur der Erzlösungen zusammenhängen.

U.d.M. treten in der Zinkblende häufig Kupferkiesentmischungskörper hervor. Sie sind bald tropfenförmig unregelmässig verteilt, bald perschnurartig oder

in Stäbchen nach kristallographischen Richtungen angeordnet. Selten kommen unregelmässig-lappige Körner vor, die offenbar durch Sammelkristalisation der Entmischungskörperchen entstanden sind. Ein leichter Anisotropieeffekt ist zu beobachten.

3. *Kupferkies*. — Kupferkies ist in drei Generationen entstanden. Kupferkies der ersten Generation bildet nur mit Pyrit I eine Paragenese. Durch die syntektonische Kataklyse wurde er mosaikartig zerstückelt (Tafel II, Foto 1).

Kupferkies II ist mit den übrigen isogenetischen Sulfiden xenomorph, glattrandig verwachsen.

Dagegen sitzt der zur jüngsten Mineralisationsphase angehörende Kupferkies III, als selbständige, idiomorphe Kristalle auf den Hämatitbändern (Abb. 4).

U.d.M. sind insbesondere die Zwillungslamellierung nach dem Spinelgesetz (III) zu beobachten.

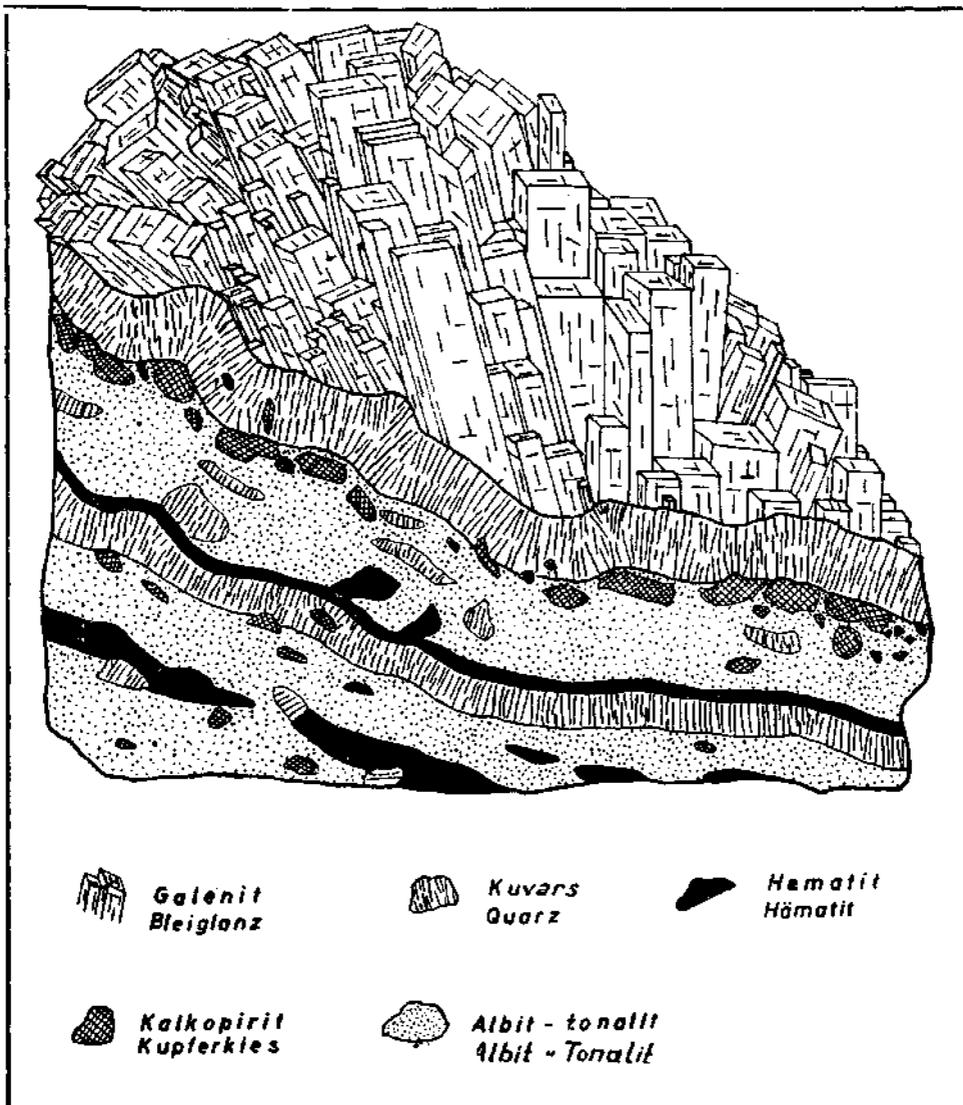


Abb. 4 - Die Mineralien der jüngsten Vererzungsphase.

4. *Pyrit*. — Er tritt mindestens in drei Generationen auf. Pyrit I gehört mit Kupferkies I zusammen zur ersten Mineralisationsphase an und wurde kataklastisch zerstückelt. Die idiomorphe Kristallmorphologie ist aber erhalten geblieben.

Pyrit II ist mit den übrigen Sulfidmineralien isogenetisch verwachsen und verlor dabei die idiomorphe Kristallform. Er zeigt u.d.M. xenomorphe, glattrandige Verwachsungsstruktur.

Pyrit III bildet das jüngste Mineral der Mineralisation. Die Flächen des jüngsten Drusenquarzes wurden von idiomorphen Pyrit-Hexaeder überkrustet. In manchen Fällen belegt die gelartige Varietät des Pyrits III wieder die Flächen des erwähnten Quarzes.

5. *Hämatit*. — Er ist nur in der jüngsten Mineralisationsphase zu beobachten. Die Nebengesteinsfragmente werden von dünnen Hämatitbändern umgeben. Der Hämatit verdrängt zum Teil den Pyrit III, der mit ihm wechselweise Bänder bildet. U.d.M. sind aber die primären Hämatitkristalle (Leisten) von den pseudomorphen Formen (Hexaeder) sehr leicht zu unterscheiden.

6. *Sekundäre Mineralien*. — Beim östlichen Teil des Hauptganges, in dem sich der Grubenbetrieb befindet, ist eine sehr starke Oxydation der primären Erzminerale zu beobachten. Das Fehlen der karbonatischen Nebengesteine bedingt die Entstehung der typomorphen Oxydations- und Zementationsminerale. So überwiegen Anglesit, Covellin, Kupfervitriol, Neodigenit, Bornit, Tenorit, während Malachit, Azurit, Smithsonit und Cerussit sehr untergeordnet auftreten.

Das häufigste der sekundären Mineralien ist zweifellos *Brauneisenerz*, das vorwiegend aus Nadeleisenerz und untergeordnet aus Rubinglimmer besteht. Es entsteht durch die Verwitterung von Pyrit, Hämatit und Kupferkies, wobei diese Mineralien manchmal völlig pseudomorphosiert werden.

An bestimmten Gängen wird der Bleiglanz völlig von *Anglesit* pseudomorphosiert (Anlage 3, Gang 3). Die rhombischen Anglesitkristalle wachsen nach den kristallographischen Richtungen des kubischen Bleiglanzes.

Neodigenit, *Covellin* und *Tenorit* verdrängen den Kupferkies sowohl parallel den kristallographischen Richtungen als auch gesetzlos.

7. *Gangminerale*. — Der weitaus überwiegende Inhalt der Karakoca-Pb-Zn Gänge ist der *Quarz*. Er tritt in zwei voneinander unterscheidbaren Generationen auf. Den Hauptteil des Ganginhaltes füllt der mit erzmineralien isogenetisch entstandene, grobkörnige Quarz. Er geht unterhalb vom 80 m Niveau in die Amethystvarietät über. U.d.M. wird ein Pflastergefüge der zwischen der Erzminerale gefüllten, klein- bis grobkörnigen, allotriomorphen Quarzaggregate beobachtet. Die mm dünnen Quarzaderndurchsetzungen gleich ein Netzwerk das Nebengestein.

Der zur jüngsten Phase angehörende Quarz besteht aus dem idiomorphen Drusenquarz. Die stengeligen, wasserklaren Kristalle kleiden die Hohlräume aus und stehen senkrecht auf den Salzbändern. Die $\{1011\}$ und $\{0111\}$ Rhomboederflächen der Kristalle sind gleichgross gewachsen und bilden mit $\{1010\}$ Prismaflächen regelmässige Kristalle. Manchmal erreichen die c Achsen eine Länge bis zu 2 cm.

Der sehr selten angetroffene *Calcit* ist sekundär entstanden.



Foto 1 - Körnergruppe von rundlichen Zirkonen in Gneis.
Weisses Mineral Quarz; Fetzen mit Spaltrissen Biotit. Karakoca, Dünnschliff 350, N

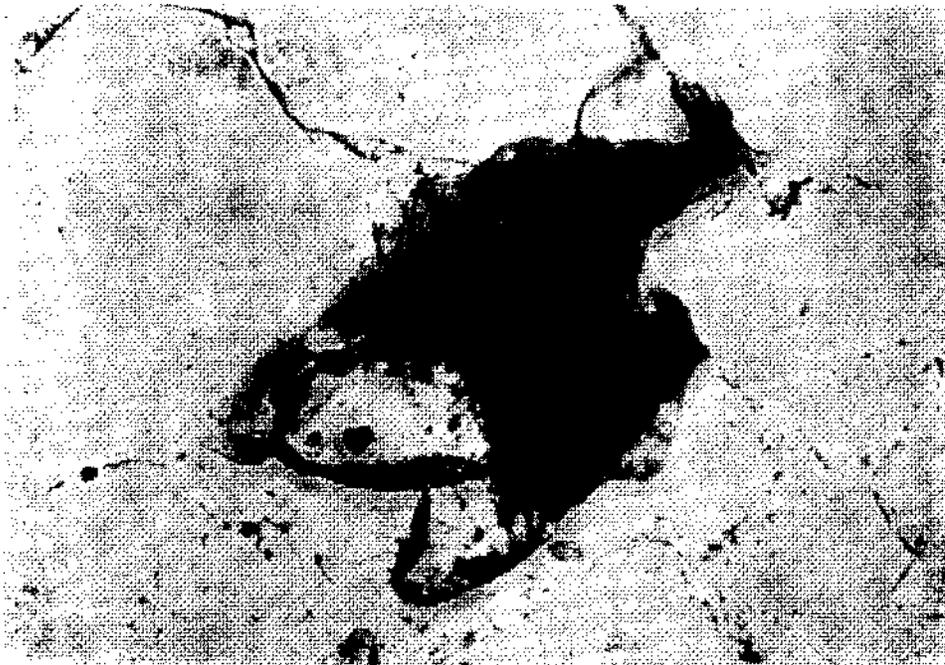


Foto 2 - Zirkonkörner in Migmatit.
Dunkles Mineral Biotit. Karakoca, Dünnschliff, 150, N



Foto 1 - Erzbrekzie aus Kupferkies I.
Kupferkiesfragmente werden von jüngeren Quarz überkrustet. Auf dem wachsen Hämatitnadeln. Karakoca, Anschliff, 56 x, N

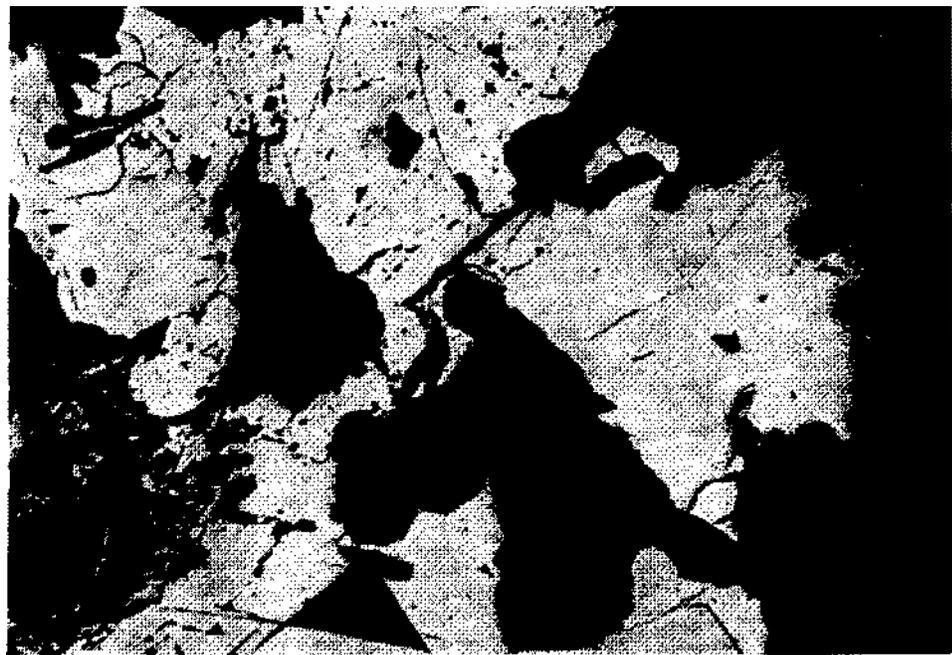


Foto 2 - Bleiglanz und Kupferkies II wachsen isogenetisch.
Bleiglanz (hellgrau) mit typischen dreieckigen Spaltbrüchen; Kupferkies grauweiss; Gangart Quarz (schwarz). Karakoca, Anschliff, 56 x, N

IV. 4. Teufenunterschiede

Die Ergebnisse der Untertagekartierung und der Bohrungen führen zu der Annahme, dass die optimalen Zonen des Hauptganges aus den unregelmässigen geometrischen Körpern bestehen. Die zusammenhängende, grösste, optimale zone, in der sich die Gruben befinden, ist ein linsenartiger Körper im Osten des Hauptganges (Anlage 5). Diese hat 300 m horizontale und 150 m vertikale Erstreckung und taucht mit 30° bis 40° nach Osten ein. Die Pb-Zn Vererzung ist auch in optimaler Zone nicht regelmässig zu verfolgen. Sie tritt als 10 bis 20 cm mächtige und 2 bis 15 m lange, parallele Linsen, die derb oder brekziös Bleiglanz- und Zinkblendemineralien führen. In den E und W Enden der optimalen Zone werden die Bleiglanz- und Zinkblendemineralien (Linsen) sehr spärlich und verlieren sich im Gang, so dass die Erzspalte nun mehr Pyrit und Hämatit Mineralien enthält.

Es ist bemerkenswert, dass die Reicherzführung auf die erweiterten Stellen der Spalte entfällt. Da die optimale Zone die ganzen Mineralperioden enthält, ist anzunehmen, dass die schmalen, schwachvererzten Teile des Ganges die spitzen Enden der verschiedenaltrigen Mineralperioden entsprechen. Wegen der Unterbrechung der bergbaulichen Untersuchungen (Investitionsschwierigkeiten), konnte die fortsetzung der optimalen Zonen in die Tiefe nicht weiter verfolgt werden. Auf der Anlage 5 ist die vermutliche, zweite, laterale Optimalzone gezeichnet.

IV. 5. Zeitliche Folge der Mineralbildung

Bei der Beschreibung der einzelnen Mineralien wurde jeweils kurz auf die relativen Altersverhältnisse eingegangen. Zusammenfassend können wir im Lagestättendistrikt von Karakoca drei zeitlich deutlich trennbare Erzparagenesen unterscheiden.

Wie aus der Tabelle 2 zu ersehen ist, wurde in der ersten Phase Pyrit und Kupferkies als älteste Mineralien der Vererzungsphase ausgeschieden. Zwischen dieser und der zweiten Phase ist eine tektonisch aktive Zeit zu unterscheiden. Den Pyrit I und Kupferkies I wurden zu Myloniten verarbeitet und von den Mineralien der jüngeren Phasen zusammengekittet.

Die zweite Phase ist durch reichlichen Gehalt an Sulfiden charakterisiert. Die wirtschaftlich wichtigen Mineralien Bleiglanz I, Zinkblende und Kupferkies II wurden in dieser Phase ausgeschieden.

Dagegen wurde in der dritten Phase in kleinen Mengen Kupferkies III, Hämatit, Pyrit III in den wiederaufgerissenen Spalten abgesetzt. Bleiglanz II ist rekristalisationsprodukt des Bleiglanzes I und besteht aus sehr grossen, idiomorphen Kristallen.

Tabelle - 2

<i>Primäre Erzminerale</i>	<i>Gangminerale</i>
<i>I. Vererzungsphase : Pyrit I, Kupferkies I</i>	} Quarz } Amethyst
<i>II. Vererzungsphase : Pyrit II, Kupferkies II, Zinkblende, Bleiglanz I</i>	
<i>III. Vererzungsphase : Kupferkies III, Hämatit, Pyrit III, Bleiglanz II</i>	Drusenquarz Calcit

IV. 6. Genetische Deutung der Vererzung.

Karakoca- und Eđrigözgranitmassive enthalten reichliche Pb-Zn metallionen. Die Pb-Zn Lagerstätten der beiden Distrikte aber entstanden unter ^verschiedenen physikalisch-chemischen Verhältnissen und -in verschiedenen Zeiten. Während im Eđrigözmassiv verschiedene Typen der Pb-Zn Lagerstätten (Kontakt-metasomatisch bis Epihydrothermal) auftreten, wird beim .Karakocamassiv nur ein bestimmter Typ angetroffen. Die Bearbeitung der Paragenesen sowie der Vererzungsphasen im Eđrigözmassiv muss einer späteren Veröffentlichung vorbehalten werden.

Wie es in vorhergehenden Kapiteln erläutert wurde, ist anzunehmen, dass die Pb-Zn Metallionen aus den palingen geschmolzenen, paläozoischen, metamorphen Sedimentiten in die Restlösung einwanderten. Die Erzlösungen wurden in den Spalten von Albit-Tonalit oder in den Verwerfungsfugen zwischen Granit und Albit-Tonalit abgesetzt.

Die gleichen tektonischen Spalten und Verwerfungen, die das Emporsteigen von Albit Tonaliten ermöglichten, dienten auch den Erzlösungen als Zufuhrkanäle. Da die tektonischen Bewegungen auch während der Vererzung andauerten, wurden die Erzminerale der älteren Generation kataklastisch zerstückelt und zu Myloniten verarbeitet.

Karakoca Pb-Zn Gänge entsprechen der meso- bis epithermalen Phase der hydrothermalen Mineralbildung. Denn die typomorphen Mineralien (Arsen kies, Magnetkies, Cubanit, Vallerit u.s.w.) der katathermalen Phase sowie pneumatogene Erz- und Gangminerale wurden nicht angetroffen. Daneben können Kupferkiesentmischungen in Zinkblende als Kriterien für nicht sehr niedrigthermale Entstehung verwertet werden (Ramdohr, 1960).

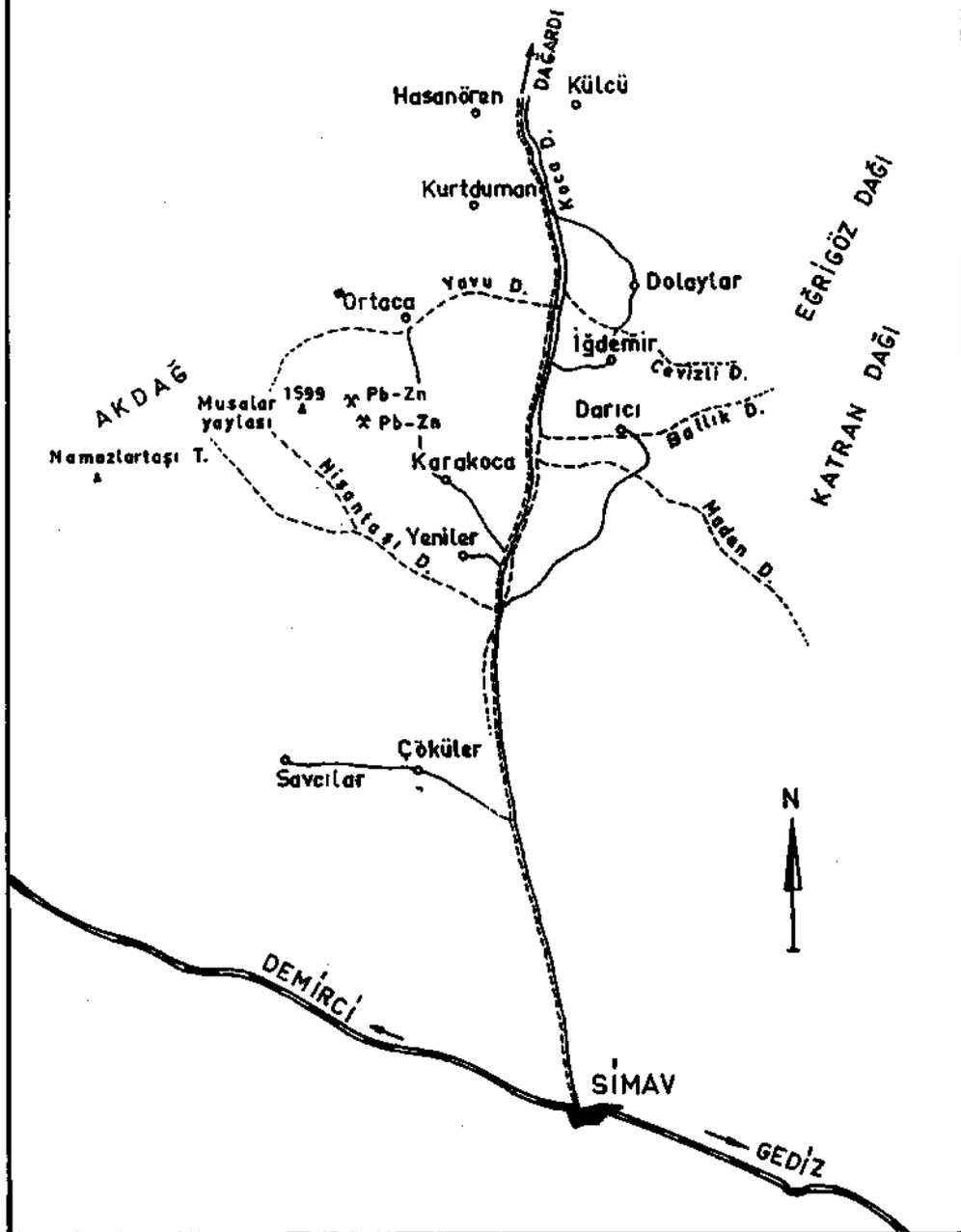
Durch Berechnung der a_0 Parameter der Zinkblendekristalle wurde 20 % Mol FeS (Pyrrhotit) Gehalt festgestellt und wurde in dem Kullerud (1959)-Diagramm 550° Entstehungstemperatur abgelesen. Die Anwendung dieser Diagramme auf natürliche Zinkblenden ist in den letzten Arbeiten von Barton & Toulmin (1966) und Chernyshev & Anfilogov (1967) mehrfach bezweifelt worden. Vielmehr sind der Fe Ionengehalt der Lösung und O sowie S partiellen Drucke für die Einbauung des Pyrrhotites in Zinkblendekristallen von fundamentaler Bedeutung. Der Verfasser (1969) konnte, in den kontakt-metasomatischen Pb-Zn Lagerstätten, zeigen, dass die temporalen Elemente, die durch Röntgenfluoreszenzmethoden in Erz- und Gangminerale nachgewiesen wurden, für annähernd genaue Angaben über die Entstehungstemperatur herangezogen werden können.

In den Karakoca-Lagerstätten konnte keine typischen, temporalen Elemente nachgewiesen werden (s. spektroskopische Ergebnisse). Unter dem Gesichtspunkt der klassischen mikroskopischen Methoden, ist für die Entstehung dieser Gänge ein Temperaturintervall zwischen 300° und 200° anzunehmen.

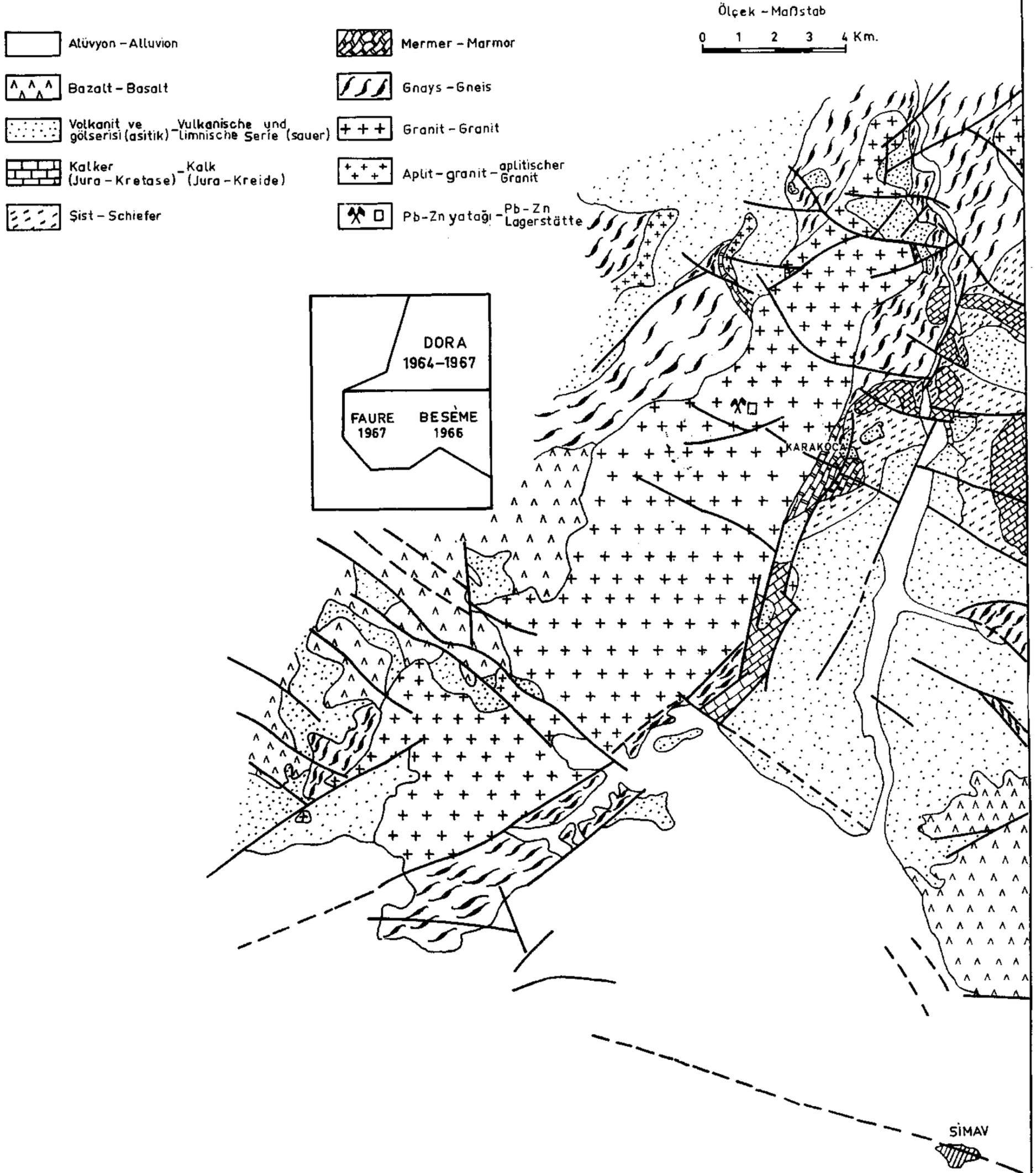
Die rekristallisierten Bleiglanz II Mineralien entstanden von den quasi-juvenilen Lösungen, unter den anderen PT Verhältnissen und S Partieldrücken, zwischen 200° und 100°.

GEOGRAPHISCHE LAGE DER Pb-Zn-LAGERSTÄTTE VON KARAKOCA

0 2 4 6 Km.



GEOLOGISCHE KARTE DES GRANITMASSIVS VON KARAKOCA



**GEOLOGISCHE KORTE DER UMGEBUNG DES
GRANITMASSIVS VON KARAKOÇA**
 Alluvion - Alluvion

 Moloz - Hangschutt

 Fluvial - Fluviale Serie

 Tuff (asitlik) - Tuff (asauer)

 Vulkanit (asitlik) - Vulkanit (sauer)

 Kalker (Jura-Kretase ?) - Kalk (Jura-Kreide)

 Ku-Al-Mus - Qu.-Al.-Mus. - Klorit - Siefert

 Ku-Al-Epidot - Qu.-Al.-Epidot - Biotit - Siefert

 Mermer - Marmor

 Iki mikali gnays - Zweiglimmer - Gneis

**NEOJEN
NEOJEN**
**PALEOZOIK
PALADZOIKUM**
 Granit - gnays

 Granit - Gneis

 Biotit - granit

 Biotit - Granit

 Kuarsdiortporfirit - Quarzdiortporphyrifit

 Aplit - granit - Aplitischer - Granit

 Albit-tonalit

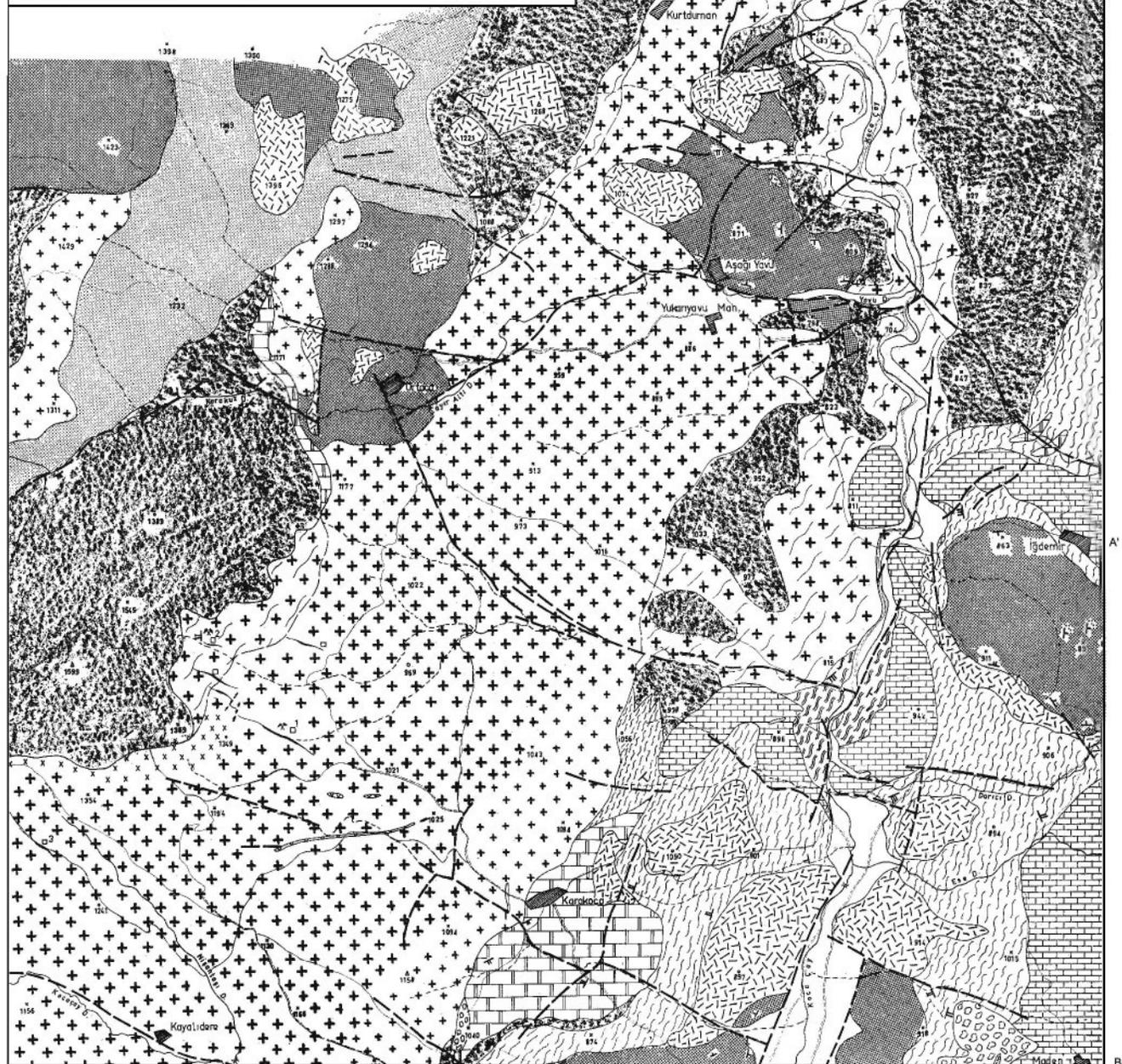
 Kurşun - çinko filonu

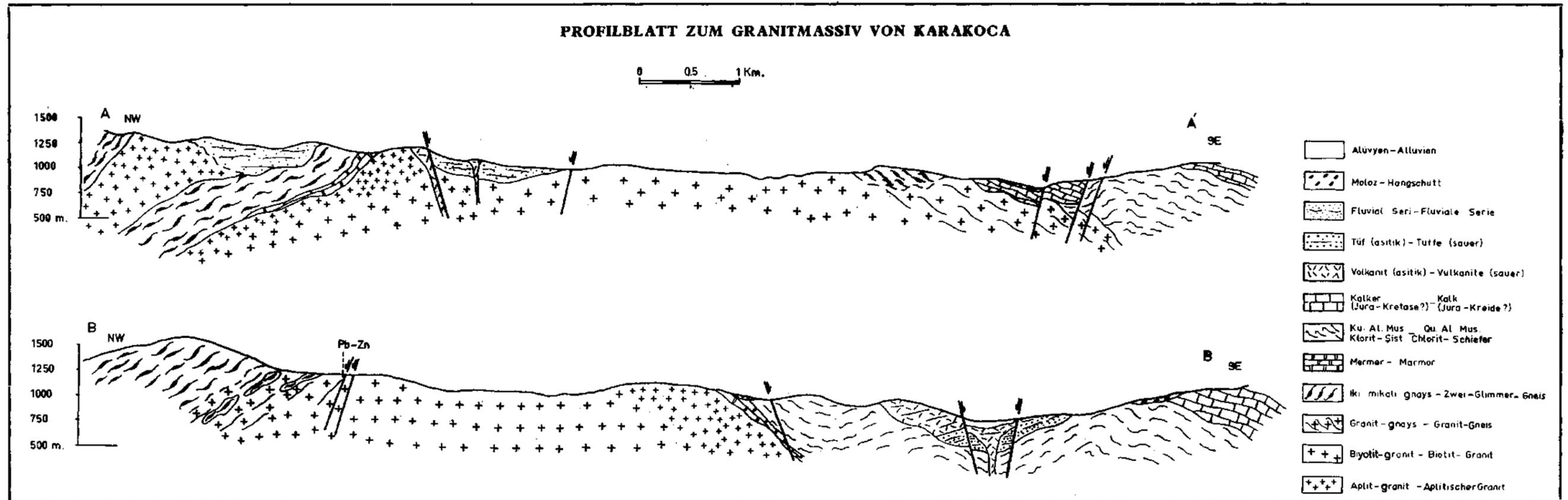
 Blei - Zink Gang

 Sistoziite, fay
Schieferung, Störung

ÖLÇEK - MAĐSTAB

0 1000 2000 m.

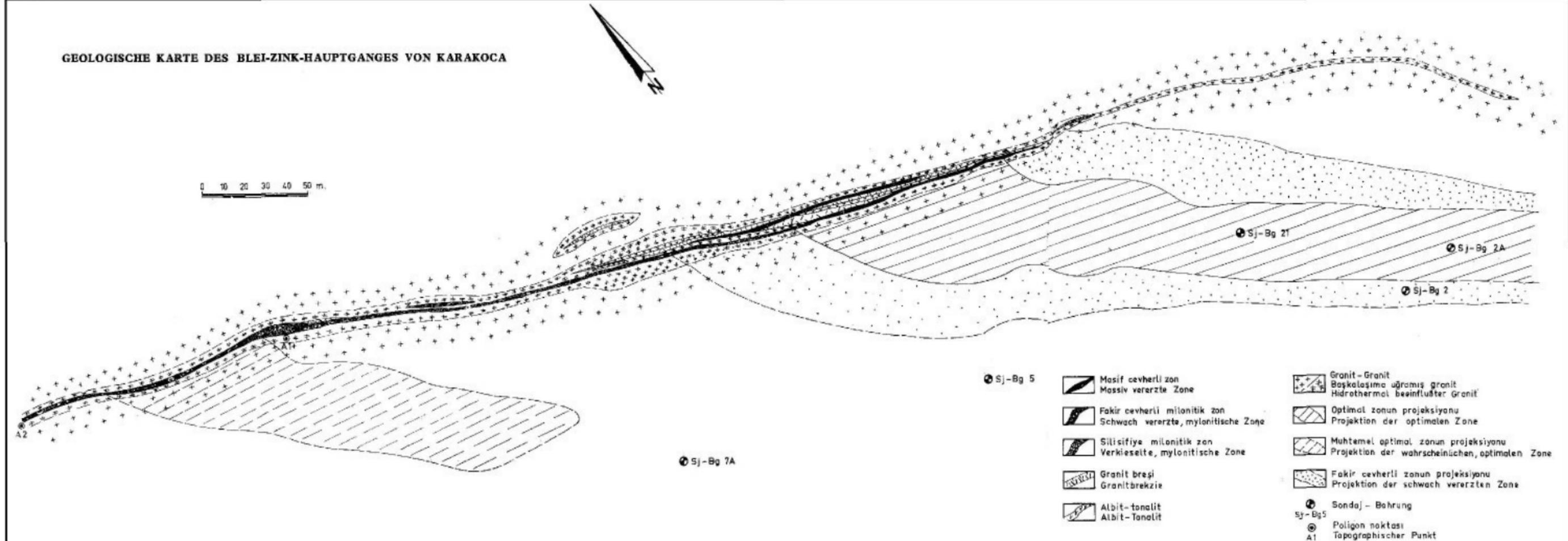




GEOLOGISCHE KARTE DES BLEI-ZINK-HAUPTGANGES VON KARAKOCA



0 10 20 30 40 50 m.



LITERATURVERZEICHNIS

- BARTON, B. P., Jr. & TOULMIN, P. III. (1966) : Phase relations involving sphalerite in the Fe-Zn-S system. *Econ. Geol.* v. 61.
- BÜRKÜT, Y. (1966): Kuzezybatı Anadolu'da yer alan plutonların mukayeseli jenetik etüdü. *İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul.*
- CHERNYSHEV, L. V. & ANFILOGOV, V. N. (1967): Experimental data on the composition of sphalerite association with pyrrhotite and pyrite at temperatures of 350°-500°. *Doklady v. 176, Academy of Sciences of the U.S.S.R. Earth Science Sec.*
- DORA, Ö. O. (1965): Karakoca kurşun madeni ve civarının jeolojik etüdü. *M.T.A. Rep.* no. 3855 (unpublished), Ankara.
- (1969) : Kontakt metasomatik Pb-Zn yataklarında cinkoblend-pirotit ve grena karışım kristallerinin jeolojik termometre olarak kullanılması. *Konferans, II. Bilim Kongresi, Ankara.*
- GAWLIK, J (1960) : Untersuchung des Bleibergwerkes von Karakoca/Simav. *M. T. A. Rep.* no. 2813 (unpublished), Ankara.
- HOLZER, H. (1954) : Rapport über geologische Kartierung auf den Kartenblättern Beyce 54/4 und Simav 71/2. *M.T.A. Rep.* no. 2366 (unpublished), Ankara.
- KULLERUD, G.; SKINNER, B. J. & BARTON, B. P., Jr. (1959): Effect of FES on the unit cell edge of sphalerite, a revision. *Econ. Geol.* v. 54.
- LIST, F. K. (1965) : Statistische Untersuchungen an Zirkon und Apatit in Anatexiten des südlichen bayerischen Waldes. *Geol. Rundsch.*, Bd 55.
- MEHNERT, K. R. (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks. *Eisevier Publ. Comp.*, Amsterdam-London-New York, pp. 393.
- ÖZTUNALI, Ö. (1965) : Petrographie und Entstehung der Uraniumvorkommen der Umgebung von Demirtepe-Cavdar und Osmankuyu-Kisir. *M.T.A. Bull.* no. 65, Ankara.
- (1967) : Habilitationsarbeit. (Im Druck.)
- RAMDOHR, P. (1960) : Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. *Akademie Verlag*, pp. 1089, Berlin.
- READ, H. H. (1968) : The granite controversy. *Murby*, pp. 430, London.
- SCHUILING, R. D. (1958): A zircon-study of an augen-gneiss in the Menderes massif, *M.T.A. Bull*, no 51, Ankara.
- (1962): On petrology, age and structure of the Menderes migmatite complex (SW Turkey)., *M.T.A. Bull.* no. 58, Ankara
- WINKLER, H. G. F. (1966) : Der Prozess Anatexis : Seine Bedeutung für die Genese der Migmatite. *Tsch. Min. u. Pet. Mitt.* Bd XI, H. 3-4.
- (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine. 228 p., 2. Auf., *Springer Verlag*, Berlin-Heidelberg-New York.
- WJPPER, J. (1964): Die Stellung des Menderes Massives in der alpidischen Gebirgsbildung. *M.T.A. Bull.* no. 62, Ankara.
- ZESCHKE, G. (1953): Rapport der Sommerkartierung. *M.T.A. Rep.* no. 2249 (unpublished), Ankara.