

ORTHOKLAS-MIKROKLIN TRANSFORMATION IN MIGMATITEN DES EĞRİGÖZ-MASSIVS

(Eğrigöz Çevresi Migmatitlerinde Ortoklas-Mikroclin Transformasyonu)

O. Özcan Dora

Ege Üniversitesi, Jeolojisi Enstitüsü,

ZUSAMMENFASSUNG

Im Gebiet des Eğrigöz-Massivs wurden die Mineralfazies der regionalen Metamorphose untersucht und festgestellt, dass die Metamorphose den Grad der Migmatisation erreichte. Das Auftreten der Indexminerale Cordierit und Sillimanit in den hochgradig-metamorphen Serien beweist, dass die regionale Metamorphose einen mittleren Typen zwischen Barrow und Abukuma einnimmt. Radioaktive Altersbestimmungen aus dem Arbeitsgebiet und Vergleiche mit Angaben aus anderen Teilen des Mendere-Massivs ergaben, dass die hochgradige, bis zu Migmatisation angestiegene Metamorphose postliassisch, also frühalpidisch stattgefunden hat, dass aber das anatektische Eğrigöz-Massiv in die Deckschichten erst nach der Oberkreide eingedrungen ist.

Die röntgenographischen Messungen der durch schwere Lösungen angereicherten K-Feldspäte aus der höchstgradig regional metamorphen Zone zeigten, dass sie auf der von 1 bis 10 eingeteilten Hoch Sanidin-Maximum Mikroclin Tabelle der 4. Reihe und somit einem Strukturverhältnis $Or_{60}oMi_{40}$ entsprechen. Andererseits steigt der Albitgehalt im K-Feldspat bis zu 20 % an. Setzt man die ermittelten Werte in Diagramme ein, die aus Laborversuchen gewonnen wurden, so erhält man eine Transformations-temperatur von 500-550°C. Dieser Wert liegt aber weit unter der Migmatisationstemperatur von 680-700°C, die für eine hochgradige Metamorphose notwendig ist.

Es ist daher möglich, folgende Überlegungen als Alternativ-Vorschläge anzustellen :

1. Seit der letzten Metamorphose steigt der Al-Si-Ordnungsgrad der K-Feldspäte, d.h. ihre Triklinität erhöht sich.

2. Bei der letzten Aufheizung erreichte die Temperatur im Gebiet um 500-550°C.

Im Anbetracht der geologischen Verhältnisse scheint die zweite Überlegung einen höheren Grad der Wahrscheinlichkeit zu haben. Es ist sehr wahrscheinlich, dass bei dem Emporsteigen der Massive an der Kreide-Tertiärgrenze die Temperatur im Untersuchungsgebiet nur bis 500-550°C anstieg und die an den K-Feldspäten festgestellte Erhöhung der Al-Si-Ordnung (Orthoklas-Mikrolin-Transformation) zu dieser Zeit stattgefunden hat.

Ö Z

Eğrigöz Masifi çevresindeki rejonel metamorfizmanın mineral fasiyesleri incelenmiş ve metamorfizmanın migmatizasyon safhasına kadar yükseldiği saptanmıştır. Migmatitlere geçişte kordierit ve sillimanit indeks minerallerinin ortaya çıkması, rejonel metamorfizmanın Barrovian ile Abukuma tipi arasında yer aldığını ispatlamaktadır. Bölgeye ait mevcut radyoaktif yaş tayinleri ve Menderes Masifinin diğer kesimlerinden elde edilen verilerle yapılan kıyaslamalar sonucu, migmatizasyona kadar ulaşan yüksek dereceli metamorfizmanın post liasik, erken alpin orojenik fazında vuku bulduğu, ancak anateksitik orijinli Eğrigöz Masifinin üst Kre-tase sonrası örtü tabakaları içine sokulduğu gösterilmiştir.

En yüksek dereceli metamorfik zondan alınan ve ağır sıvılarla zenginleştirilerek röntgenografik ölçü yapılan K-feldispatların, 1 den 10 kadar numaralanmış yüksek sanidin-maksimum mikrolin tablosunda 4. sırada yer aldıkları bulunmuş ve $Or_{60}Mi_{40}$ oranına uyan bir kafes strüktürü gösterdikleri saptanmıştır. Bulunan değerler deneysel incelemelerle hazırlanmış diyagramlara tatbik edildiğinde, 500-550°C lik bir transformasyon sıcaklığına ulaşılmaktadır. Bu değerler yüksek dereceli metamorfizma için zorunlu olan 680-700°C lik migmatizasyon sıcaklığının çok altındadır.

Bundan dolayı Eğrigöz Bölgesi için şu: iki alternatif fikri ileri sürmek mümkündür:

1. Son metamorfizmadan bu yana K-feldispatların Al-Si dizilmelerinde yüksek düzene doğru bir gidiş vardır; yani triklinite dereceleri artmaktadır.

2. Son metamorfizmada bölge ancak 500-550°C'lik bir ısınmaya maruz kalmıştır.

Jeolojik olaylar dizisi ışığında ikinci yaklaşım mantığa daha yakındır. Kretase-Tersiyer sınırında vuku bulan masiflerin yükselmesinde, bölgenin ancak 500-550°C'ye kadar ısınmış ve K-feldispatlarda saptanan Al-Si düzeni artışının (ortoklas-mikroklin transformasyonu) meydana gelmiş olması kuvvetle muhtemeldir.

EINFÜHRUNG

Wenn man das Blatt İzmir der geologischen Karte der geologischen (1:500 000) betrachtet, fällt sofort auf, dass aus kristallinen Gesteinen aufgebaute Menderes-Massiv sich nördlich des Gediz-Grabens (im Altertum Hermos) in Form von einzelnen Fetzen bis zum Süden des Vilayets Kütahya fortsetzt. Den NW liehen Rand dieses einheitlichen Komplexes bildet die mesozoische İzmir-Ankara Zone Brinkmann's (1966). Im genannten Bereich des Massivs treten mehrere granitische Körper auf (Anlage I). In der vorliegenden Untersuchung wurde die genetische Beziehung der beiden granitischen Körper nördlich von Simas der Karakoca- und Eğrigöz-Massive mit der regionalen sowie Kontakt-Metamorphose näher erläutert.

Die ersten detaillierten geologischen und petrographischen Untersuchungen der Eğrigöz- und Karakoca-Massive wurden bei der geologischen Aufnahme der Blätter Simav 71-1 und 71-2, 1:100000 durch Zeschke (1953) und Holzer (1954) vorgenommen. Nach Holzer hat der Granit die oberkretazischen Kalke kontaktmetamorph beeinflusst. Deswegen nimmt er als Alter der Intrusionen den Zeitraum um die Wende Oberkreide-Tertiär an.

Bürküt (1966) bestimmte mit der U/Pb Methode das Alter des Eğrigöz-Granits als 69,6 + 7 Millionen Jahre. Dagegen kam Öztunalı (1967) durch Anwendung mehrerer Methoden (Rb/Sr etc.) auf 160 Millionen Jahre. Dora (1969) konnte die anatektische Entstehung des Karakoca-Massivs nachweisen und nahm für die Ana-

taxis der Metamorphite ein postliassisches, frühalpines Alter an. Nach Dora (1969) besteht zwischen der Anatexis und der Intrusion der Massive in die Deckschichten ein Zeitintervall von fast 100 Millionen Jahren.

GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE

In der Übersichtskarte von Westanatolien (Anlage I) wurden die metamorphen Glieder des Menderes-Massivs sowie die mesozoische IZMIR-ANKARA-Zone Brinkmann's (1966) aufgetragen. Bei einer kritischen Betrachtung fällt sofort die konzentrischschalige Ausbildung der einzelnen, kleinen metamorphen Dome im Rahmen des Menderes-Massivs auf. Das untersuchte Gebiet stellt auch einen von diesen hochgradig metamorphen Domen dar.

Die Granitstöcke von Eğrigöz und Karakoca bilden eine in NNE Richtung gestreckte, hufeisenähnliche Form, die aus zwei Teilantiklinalen besteht. Die Granite werden von einer metamorphen Decke, die heute bis auf 4-5 km. Mächtigkeit verdünnt ist, überlagert. Die höchstgradig-metamorphosierte, unteren Einheiten dieser Decke sind an günstigen Stellen 2 km. mächtig aufgeschlossen. Öfters hat der Granit auch mit den niedergradigen Metamorphiten oder mit den nicht metamorphen Serien direkte Kontakte. Dieses Auftreten des Granits in verschiedener geologischer Umgebung hat sicher mit den sich so verschiedenen radioaktiven Altersbestimmungen einen ursächlichen Zusammenhang. Auf den genannten Zusammenhang weisen auch die Ergebnisse der Feldspatsmessungen hin.

Die höchsten Partien der niedriggradig-metamorphen Grünschiefer bestehen aus den Marmoren und Kalkschiefern (Anlage 2). Die Marmore enthalten die Mineralien der **Quarz-Calcit-Muskovit-Tremolit-Subfazies**, während in den Kalkschiefern die **Quarz-Calcit-Albit-Muskovit-Subfazies** angetroffen wird. Marmore sind massig bis dickbankig und grobkörnig. Ihre Farbe wechselt von schwarz bis rein weiss. Die Kalkschiefer treten in dünnen Bänken auf und sind auch grobkörnig. Dagegen haben sie meist hellere Farben. Sowohl die Marmore als auch die Kalkschiefer bis zur **Hornblende-Hornfelsfazies** kontakmetamorph verändert.

In den alumino-silikatreichen Gliedern der Grünschieferfazies wird als Erste die Quarz-Albit-Muskovit+Chlorit + Calcit-Subfazies angetroffen. Die Mineralien sind synkinematisch aufgewachsen (Tf. I. Photo 1). Entlang einer zweiten Schieferung, die sich makroskopisch sichtbar macht, sind jüngere Muskovit-II-Kristalle gesprosst. Wegen der nur geringen optischen Unterscheidungsmerkmale zwischen Pyrophyllit, der in niedrigmetamorphen, Al_2O_3 -reichen pelitischen Sedimenten zu erwarten ist, und Muskovit(2Va von Muskovit 30-47°, 2 V a von Pyrophyllit 53-62°, Deer, Howie and Zussman, 1966) ist eine eindeutige Identifizierung des Pyrophyllits im Dünnschliff nicht möglich. Deshalb wurden von den durch eine Schwereflüssigkeit (Bromoform: Benzol = 8:1, $d = 2,66 \text{ gcm}^{-3}$ bei 20°C) angereicherten Phyllosilikaten röntgendiffraktometrisch Diagramme angefertigt. Nur wurde bei den 2 θ Glanzwinkeln, wo die Peakwerte von Pyrophyllit zu erwarten waren, keine Reflexe registriert. Es waren sehr deutlich die Peakwerte von Muskovit und Chlorit zu lesen. Dies ist sicher mit dem Kalireichtum der Gesteine zu erklären.

Unter der obengenannten Fazies folgt die Quarz-Albit-Biotit-Muskovit+Chlorit-Turmalin \pm Klinozoisit-Subfazies. Sie wird durch das Auftreten des Biotits charakterisiert. Bei den mergeligen Lagen wurde die Calcit-Muskovit-Tremolit \pm Quarz-Subfazies gebildet.

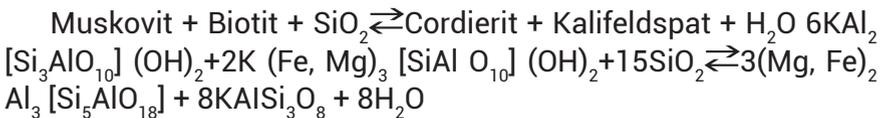
In der nächsten höhermetamorphen Subfazies der Grünschieferfazies treten zum ersten Mal idiomorphe Granate auf, die möglicherweise: aus der Reaktion:

Chlorit + Biotit A + Quarz \rightleftharpoons Almandingranat + Biotit B + H_2O
entstanden sind (Tf.I, Photo 2). Die Paragenese dieser Subfazies ist Quarz-Albit-Biotit-Granat \pm Chlorit+Epidot.

Wenn man die drei auftretenden Subfazies des Untersuchungsgebietes mit den Subfazies des Barrowtypus vergleicht, stellt man bei einer flüchtigen Betrachtung eine merkliche Koinzidenz fest. Dies ist aber nur eine trügerische Ähnlichkeit. Denn die eigentlichen Hochdruck- und Niedertemperaturmineralien, wie Chloritoid und Stilpnomelan, die den Barrowtypus charakterisieren, wurden nicht angetroffen. Bei den hochgradigmetamorphen Einheiten tritt dieser Unterschied noch deutlicher in Erscheinung.

Der Übergang zur Almandin-Amphibolitfazies macht sich mit dem Auftreten von Hornblende, Diopsid und Plagioklas bemerkbar. Bei den mergeligen Lagen wurde die Quarz-Calcit-Diopsit Grüne Hornblende- Plagioklas (An % 30) ± Epidot ± Biotit ± Turmalin ± Sfen Mineralparagenese beobachtet. Dagegen liefern die kalireichen Edukte die Quarz-Plagioklas-Biotit-Granat+Turmalin-Subfazies. Obwohl der selten auftretende Granat vom Gestein nicht separiert und von ihm keine Röntgenaufnahmen gemacht werden konnte, muss es sich hier um spessartin-reichen Granat handeln, da der Druck-wie wir noch wahrscheinlich machen werden-um 3000 Bar herum lag.

In der zweiten Subfazies der Almandin-Amphibolit-Fazies tritt das genetisch aussagende Mineral Cordierit auf. Die Quarz-Biotit-Cordierit- Kalifeldspat-Granat+Turmalin-Subfazies wird nur in einigen hundert Metern beobachtet. Im Gebiet ist die in Winkler (1966, 1967) angegebene Reaktion:



abgelaufen (Tf. II, Photo 1). Denn der Muskovit ist ganz verschwunden und der Biotit ist teilweise vom neuentstandenen Cordierit verzehrt worden.

Die höchstgradige Subfazies ist durch die Mineralparagenese von **Quarz-Feldspat-Plagioklas (An % 36) - Cordierit-Sillimanit-Blotit ± Muskovit** vertreten (Tf. II, Photo 2). Sillimanit wird nur in den, bis zur Teilschmelzung erhitzten Migmatiten beobachtet. Er ist wahrscheinlich durch die von Okruch (1969) auch in Metamorphiten von Steinach in der Oberpfalz festgestellte Reaktion :

Muskovit + Quarz (+ Biotit) \rightleftharpoons K-Feldspat + Sillimanit + H₂O (+Biotit) entstanden. Bei der regionalen Metamorphose wurde als Zwischenglied kein Andalusit ausgeschieden. Dagegen tritt Andalusit, wie wir später erwähnen werden, in den Kontaktmetamorphenen Fazies auf. Für die Bildung des Sillimanits ist in bestimmten Gebieten auch die folgende von Guidotti (1963) vorgeschlagene Reaktionsgleichung denkbar:

Muskovit + Quarz + Na-reicher Plagioklas \rightleftharpoons Na-haltiger K-Feldspat + Ca-reicher Plagioklas + Al-Silikat (Sillimanit) + H₂O

In Dora (1969) wurde bereits auf die zweite Reaktion hingewiesen. Die röntgenographischen K-Feldspatsmessungen bestätigen jetzt (s. Kapitel Feldspatsuntersuchungen) diese Annahme.

Wenn die regionalmetamorph entstandenen Mineralien des Egrigöz-Karakocagebites einer kritischen Bewertung unterzogen wird, fällt sofort auf, dass die typischen Hochdruck- und Hochtemperaturmineralien nicht vorkommen. Sie sind in erster Linie in der Grünschieferfazies Stilpnomelan und in der Almandin-Amphibolitfazies Disthen. Das Fehlen von Chloritoid und Staurolith sollte nicht sehr viel bedeuten, da die beiden Mineralien nur bei dem geeigneten Gesteinschemismus auftreten. Dagegen kann das Fehlen von Disthen in diesem Gebiet für die genetische Interpretation herangezogen werden. Denn er ist aus den südlichen Teilen des Menderes-Massivs, wo eine regionale Metamorphose vom Barrowtypus angenommen wird, mehrfach beschrieben (Schuiling 1962, İzdar 1971). Diese Tatsache und das Auftreten von Cordierit, der bis jetzt im Menderes Massiv nur in der Arbeit von Öztunalı (1965) als ein vermutliches Mineral beschrieben war, berechtigen uns hier eine intermediäre metamorphe Fazies anzunehmen. Die PT-Bedingungen der Metamorphose mussten zwischen den Werten der Barrow- und Abukuma-Typen liegen. Diese Annahme wird auch durch die Beobachtung bekräftigt, dass die Mächtigkeit der in situ erhaltenen Serien der Almandin-Amphibolitfazies nirgends 3 km überschreitet. Wenn man bedenkt, dass auch die Serien der Grünschiefer 3 bis 4 km Mächtigkeit haben sollten, da sie die Entstehung der Hochdruck-Mineralien in den darunter liegenden Serien nicht verursachen könnten, ergibt sich fürs Gebiet eine Gesamtmächtigkeit von 6-7 km zur Zeit der regionalen Metamorphose. Unter diesen Umständen herrschte höchswahrscheinlich ein Belastungsdruck ($P_L = P_{H_2O}$ von 2 bis höchstens 3 kb vor. Wie die höchstgradigen Fazies beweisen, müssen aber die Temperaturen um die Schmelzgrade der anatektischen Schmelzen liegen. Es können aber Temperaturen von 680-700°C nicht überschritten werden, da bei obigen Drucken die Phasenkurve der Muskovit \rightleftharpoons Orthoklas-Reaktion die Anatektische Kurve um diese Temperaturen überschneidet (Winkler 1966). Daraus ist zu ersehen, dass die Gneise bei mittleren Drucken schmelzen können, bevor noch die höchstgradigen Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies erreicht ist. Im Gebiet begann

die partielle Schmelzung noch in Anwesenheit von Muskovit in der **Cordieritzone** und erreichte schliesslich in der **Sillimanitzone** ihren höchsten Wert.

In dem Zwischengebiet, wo die Eğrigöz- und Karakoca-Granitmassive sich auf 2 bis 3 km. nähern, ist die anatektische Entstehung der Massive sehr deutlich festzustellen. Hier verliert sich der scharfe Kontakt zwischen dem Granit und den höchstgradigen Metamorphiten, Es wird ein allmählicher und kontinuierlicher Übergang der metamorphen Glieder der Almandin-Amphibolitfazies in die Migmatite und Granite beobachtet. Die durch partielle Schmelzung entstandenen granitischen Schmelzen wanderten in diesem Gebiet nicht weiter und erstarrten in situ. Deswegen sind auch keine Kontaktwirkungen anzutreffen. Die petrologischen Reaktionen der erwähnten Anatexis ist im einzelnen aus der Arbeit Dora (1969) zu entnehmen.

Die granitischen Schmelzen blieben und erstarrten aber nicht immer an Ort und Stelle. Insbesondere entlang der NNE gerichteten Antiklinalachsen stiegen sie empor und drangen in die niedergradigeren Metamorphite ein. An diesen Stellen wurden schmale (höchstens 2-400 m Breite) Kontakthöfe gebildet. Die kontaktmetamorphen Fazies überschreiten nirgends die Hornblende-Hornfelsfazies. Bei den mergeligen Lagen wurde die **Quarz-Calcit-Andradit-Diopsid-Subfazies** gebildet. Bei den alumino-siliziumreichen Gliedern entsteht aus Muskovit öfters die Andalusit führende Subfazies (Tf. III, Photo 1).

Nach den Arbeiten von Wippert (1964), Brinkmann (1966-1971), Başarır (1970) und İzdar (1971), die südlichen Teile des Menderes-Massivs behandeln, gehört die letzte Metamorphose, die als «Hauptkristallisation» bezeichnet wird, der postliassischen Phase der frühalpiden Orogenese an. Başarır (1970) berichtet, dass die Migmatisation und die Augenbildung der Gneise dieser letzten Metamorphose zuzuschreiben sind. Auch im untersuchten Gebiet weisen die radioaktiven Altersbestimmungen auf ein postliassisches Alter der Metamorphose hin. Nur erscheinen die sehr verschiedenen Altersdaten auf den ersten Blick etwas verwirrend. Aber wenn man sie mit den geologischen Gegebenheiten kombiniert, wird eine logische Erklärung leichter ersichtlich. Die 160 Millionen Jahre, die von Öztunalı (1967) berechnet wurden, stimmen mit der oben genannten «Hauptkristallisation» des Menderes-Massivs überein. Die von Bürküt (1966) berechneten 69 Millionen Jahre

würden mit den Beobachtungen Holzer's(1954) zusammenpassen, wonach die Granitintrusion die oberkretazischen Kalke beeinflusst haben soll. Wie bei den radioaktiven Altersbestimmungen öfters der Fall ist, wurden hier sehr wahrscheinlich zwei verschiedene Kristallisationakte fixiert: Einmal die Hauptmetamorphose, zum Zweiten die Granitintrusionen. Es ist auch nicht sehr verwunderlich-wie oft von Read (1957) beschrieben ist., dass hier zwischen der Entstehung der granitischen Schmelze und Platznahme ein Zeitintervall von etwa 100 Millionen Jahren besteht. Besonders wurden von palingenen Graniten diese lange Erstarrungszeit bekannt. Damit gehört die Hauptmetamorphose, die bis zur Anatexis und Granitisation führte, wie in den südlichen Abschnitten des Menderes Massivs, der frühalpiden Phase an. Dies steht ausserdem mit den geologischen Fakten überein, dass in der nächsten Umgebung niemals nichtmetamorphe Trias und Lias beschrieben wurden. Die ältesten nichtmetamorphen Serien in der Umgebung von Tavşanlı gehören nach Kaya (1972) dem Jura an.

Das Menderes-Massiv verdankt seine Entstehung sicher nicht einem einzigen Metamorphoseakt. Es wurde sicher durch die varistische und möglicherweise bir präkambrische Orogenesen beeinflusst und mehrmals metamorphisiert. Dies ist in den verschiedenen Fältelungsrichtungen zu ersehen. Die Achsenrichtungen der letzten Metamorphose ist NNE. Deswegen weichen die Meinungen über das Alter und die Edukte des Menderes-Massivs auseinander. Für die Paraentstehung der Gneise wurden von anderen Teilen des Massivs gute Beispiele beschrieben (Schuiling, 1958, 1962). Auch im untersuchten Gebiet wurden sehr eindeutige Hinweise auf die pelitisch-psammische Zusammensetzung der Edukte erhalten. Neben dem wechselnden Charakter der Gneise in Chemismus und Korngrösse haben Zirkone und Apatite noch ihre alte sedimentäre Anhäufungen beibehalten (Dora, 1969, 1971). Ausserdem lassen die Titanitreste die alte sedimentäre s_1 noch erkennen (Tf. III, Photo 2).

FELDSPATUNTERSUCHUNGEN

Seit zwanzig Jahren wurde die Mikroklin-Orthoklas-Transformation der Kalifeldspäte für die Einteilung der regionalmetamorphen Gebiete in die Grünschiefer- und Almandin-Amphibolitfazies herangezogen. Diese beiden chemisch-gleichzusammengesetzten Feldspäte zeigen je nach ihrer Si-Al Verteilung, die geordnet oder

ungeordnet sein kann, triklone und monokline Kristallstruktur. Diese Symmetrieänderung in der Struktur kann durch die U-Tischmessungen und die Röntgenuntersuchungen sehr leicht festgehalten werden. Da ein kontinuierlicher Übergang besteht, wird im allgemeinen von der Triklinität der K-Feldspäte gesprochen.

Nach den Diagrammen, die von Wright and Stewart (1968) vervollständigt wurden, kann die Kristallmodifikation sowie die chemische Zusammensetzung der K-Feldspäte mit genügender Genauigkeit bestimmt werden. Nur benötigt diese Methode langwierige Berechnungen und ausgearbeitete Computerprogramme. Dagegen ist die drei Peaksmethode, die von Wright (1968) vorgeschlagen wurde, praktischer und einfacher. Diese Methode beruht darauf, dass zwischen den a, b, c,- Parametern des Kristalls und den $(\bar{2}01)$, (060) und $(\bar{2}04)$ Peakwerten eine gerade Proportionalität besteht. Gegebenfalls können noch die Peakwerte von (002) und (113) herangezogen werden, um den Glanzwinkel von $(\bar{2}04)$ genau zu ermitteln. In einem Diagramm, wo die 2θ Werte für die $(\bar{2}04)$ und (060) Flächen als Koordinaten eingetragen sind, reihen sich die Syntheseprodukte der Hoch Sanidin-Hoch Albit, P50-56 Orthoklas und Maximum Mikroklin-Tief Albit Serien entlang der Geraden mit positiver Korrelation auf. Wenn die Glanzwinkelwerte der $(\bar{2}04)$ und (060) Flächen in dieses Koordinatensystem eingetragen werden, kann man leicht die Stelle des Untersuchten K-Feldspats mit der Triklinitätstabelle, die in Wright and Stewart (1968) zusammengestellt ist, vergleichen und den Triklinitätsfaktor ablesen.

Bei den normalen K-Feldspäten, die zwischen den gemessenen und aus dem Diagramm gelesenen $(\bar{2}01)$ Werten eine Abweichung von höchstens 0,1 haben, steht der Orthoklasgehalt mit den (201) Werten im linearen Verhältnis, wobei die Korrelation der Gerade negativ ist. Die Zusammensetzung dieser normalen K-Feldspäte kann damit aus den 2θ Werten der $(\bar{2}01)$ Flächen direkt abgelesen werden.

Die Ionenaustauschexperimente an Alkalifeldspäten sowie die Berechnungen mit Hitzeflussmodellen ergaben, dass die Triklin-Monoklin-Transformation der K-Feldspäte bei 400-450°C erfolgten. Orville (1963) stellte fest, dass die Transformationstemperatur sich mit dem Albitgehalt der K-Feldspäte ändert. Während die reinen K-Feldspäte die Modifikationsänderung bei 400°C zeigen, benötigen die albithaltigen Glieder Temperaturen bis zu 550°C.

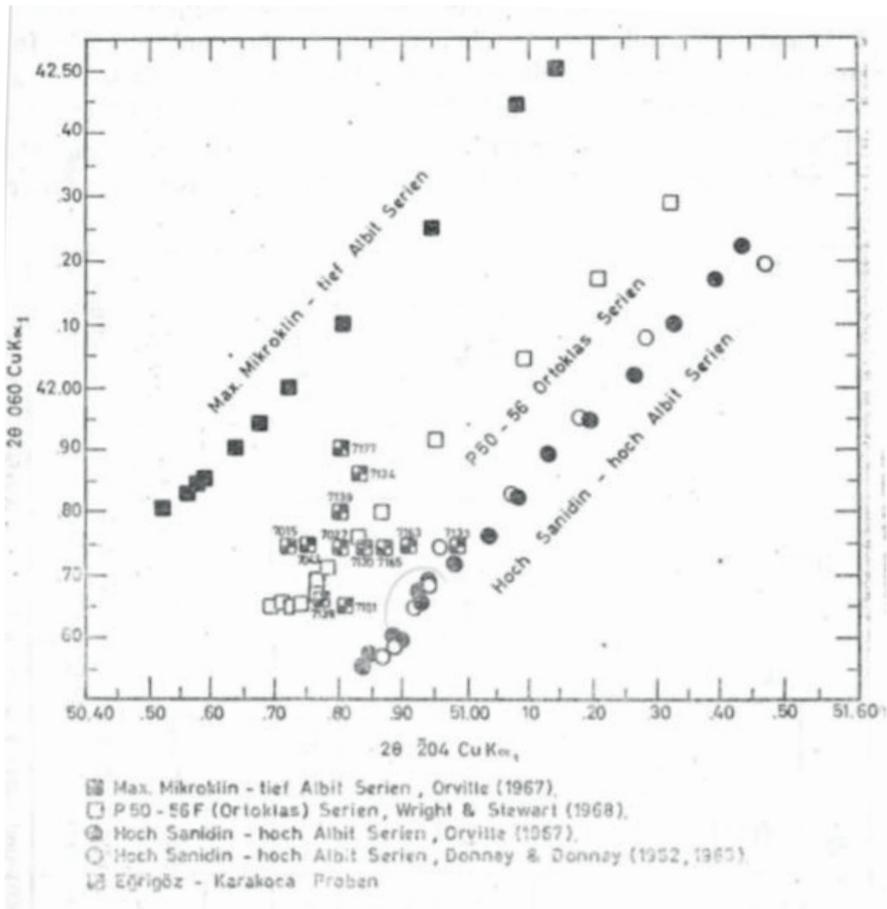


Abb. 1. Das (060) - (204) Diagram der drei kompletten Alkalifeldspatserien (Nach Wright 1968). Die Eğrigöz-Proben haufen sich um P50-56 Orthoklasserie.

Wenn wir den Strukturzustand der K-Feldspäte aus regional-metamorphen Gebieten ermitteln können, werden wir in der Lage sein, über die Temperatur der Metamorphose genauere Angaben zu machen. In dieser Untersuchung wurden die Proben aus der höchstgradigen Zone des Eğrigöz-Karakoca-Gebietes zermahlen und die K-Feldspäte- wurden durch schwere Flüssigkeiten aus dem Gesteinspulver angereichert und anschliessend unterdem Binokular aufgelesen. Die an Feldspäten angereicherten Proben

wurden im Achatmörser sehr fein gemahlen und dreimal zwischen den 2θ Werten von 20 bis 60° diffraktometrisch vorwärts und rückwärts gelaufen. Die 2θ Mittelwerte (Tabelle 1) für die Flächen (060), (204) und (201) wurden in die Abb.1 und 2 eingetragen. Aus Abb. 1 kann man sehen, dass die Proben sich um die

Lokalität	Proben Nummer	2θ Werte				Ab-Gehalt	ZV	Gestein
		(201)-a	(060)-b	(204)-c	(002)			
Bahtılı	71063	21,05	41,75	50,91	27,74	Or ₈₇ Ab ₁₃	82	Augengneis Migmatit
	71065	21,10	41,75	50,85	27,69	Or ₈₂ Ab ₁₈	76	
Kocakıran T.	71030	20,97	41,75	50,85	27,64	Or ₉₄ Ab ₀₆	80	Migmatit
Karakise	71033	21,08	41,70	51,01	27,88	Or ₈₂ Ab ₁₈	52	Migmatit Migmatit
	71034	21,06	41,96	50,94	27,62	Or ₈₄ Ab ₁₆	70	
Y. Dolaylar	71038	21,10	41,67	50,77	27,70	Or ₈₂ Ab ₁₈	86	Migmatit Aplit
	71039	21,00	41,80	50,80	27,80	Or ₈₉ Ab ₁₁	84	
Musalar Yaylaası	70015	20,90	41,75	50,72	27,82	Or ₈₅ Ab ₀₂	64	Pegmatoid
Kiremit Ocağı	70027	20,95	41,75	50,80	27,60	Or ₈₄ Ab ₀₄	68	Pegmatoid
	70043	20,80	41,75	50,75	27,90	Or ₁₀₀ Ab ₀₀	62	
Taşpınar-İnce	71077	20,95	41,90	50,80	28,00	Or ₈₆ Ab ₀₄	84	Perlsigneis Migmatit
	71081	20,86	41,65	50,81	27,70	Or ₁₀₀ Ab ₀₀	80	

Tabelle 1. 2θ — Werte der (201), (060) und (204) Flächen und ZV, — Werte der Proben.

P50-P56 Orthoklas-Serie häufen. Die Proben mit den Nummern 7015, 7043, 7134, 7139 und 7177 liegen auf der Maximum-Mikroklin-Tief Albit Seite und die mit den Nummern 7163, 7165 und 7181 auf der Hoch Sanidin-Hoch Albit Seite der erwähnten Orthoklaslinie. Nur erscheint die Probe mit der Nummer 7133 auf der Hoch Sanidin-Hoch Albit-Linie. Auch $2V_x$ Bestimmung der Proben mit dem Universaldrehtisch ergaben Werte, die den Triklinitätsgrad der Proben entsprechen. Nur, wie auch in Laves and Viswanathan (1967) dargelegt wurde, zeigen die $2V_x$ Werte mancher dem Gleichgewichtszustand nicht erreichten (unstabilen) K-Feldspäte bis zu 20° Unterschiede in gleichen Proben. Die optische Achsenänderung der K-Feldspäte im Eğrigöz-Region wird systematisch in einer getrennten Arbeit behandelt.

Die auf dem Diagramm eingetragenen Proben entsprechen in einer von 1 bis 10 eingeteilten Maximum Mikroklin-Hoch Sanidin Tabelle (Wright and Stewart 1968) dem 4. Rang. Die Al-Si-Ordnung repräsentiert ein Orthoklas-Mikroklin Verhältnis von $Or_{60}Mi_{40}$. Die Trennung der zu den 131 und $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ Flächen gehörenden Peaks erfolgten erst ab einem Orthoklas Mikroklin Verhältnis von $Or_{60}Mi_{40}$. Dann kann die Triklinität nach der Gleichung $D = 12,5 d (131) - (\bar{1}\bar{3}\bar{1})$ berechnet werden (Goldschmidt und Laves, 1954). Da das Orthoklas-Mikroklin Verhältnis der untersuchten Proben den erwähnten Mindestwert kaum überschritten, wurde in den Difraktometerdiagrammen diese Peaktrennung nicht beobachtet.

Auf der anderen Seite kann das Mischungsverhältnis Orthoklas- Albit aus dem Diagramm, das auf den Peakwert von $(\bar{2}01)$ Flächen aufgestellt ist, abgelesen werden (Wright 1968). Die untersuchten Proben des Eğrigöz-Karakocagebietes hatten einen Albitgehalt von bis zu 20 %.

DISKUSSION DER ERGEBNISSE

Unter dem für das untersuchte Gebiet angenommenen Druck von 2-3 kb. musste die Übergangstemperatur von der Grünschieferfazies zur Almandin-Amphibolitfazies um 500°C liegen. Da die K-feldspathaltigen Proben aus der höchstgadig-metamorphen Serien(Migmatiten) der Almandin-Amphibolitfazies stammten, mussten sie weit über die genannte Temperatur hinaus erhitzt

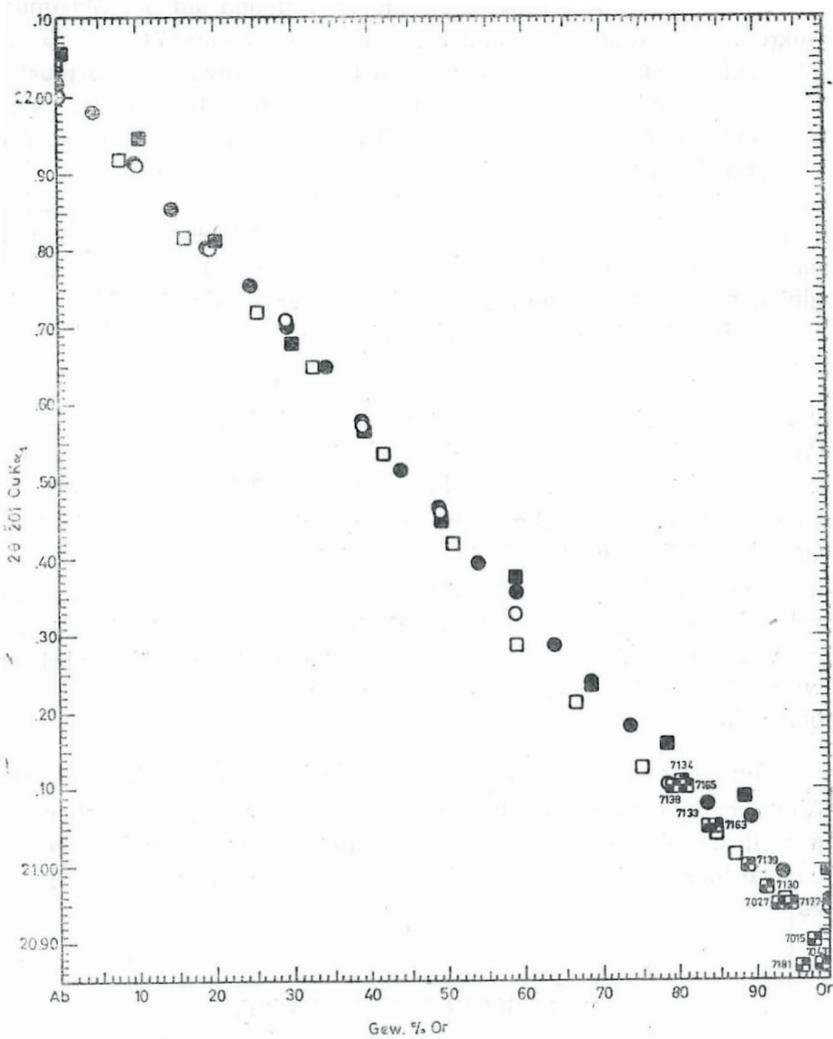


Abb. 2. Für drei kompletten Alkalifeldspatserien sind $(201) 2\theta$ Werte gegen Orthoklasgehalt aufgetragen (Wright 1968). Die untersuchten Proben enthalten bis zu 20 % Albit. Die Signaturerklärungen sind wie in Abb. 1.

sein. Wie oben ausführlich berichtet wurde, wurden sie Temperaturen von mindestens 680° - 700° unterworfen.

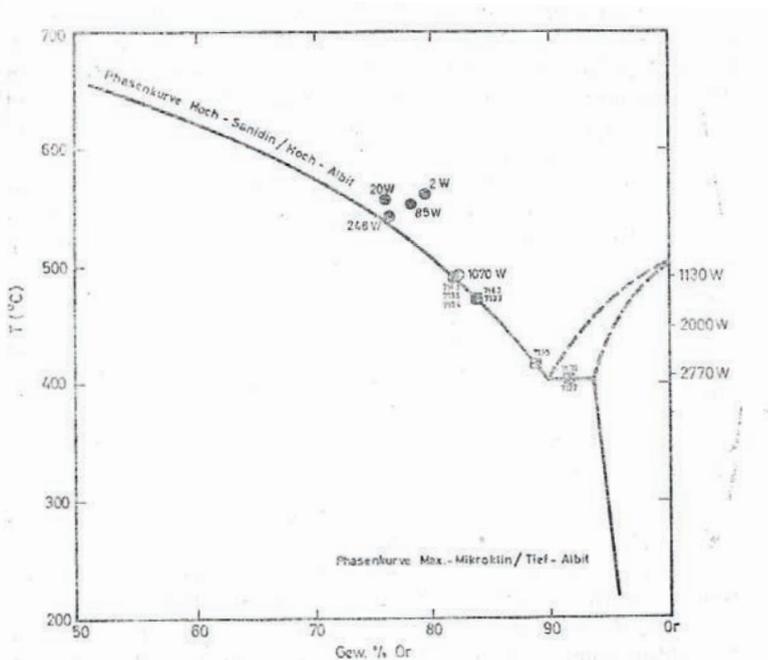


Abb. 3. Die Änderung der Temperatur der Mikroklin-Orthoklastransformation durch Ab-Gehalt (nach Orville 1963 und Wright 1967). Die untersuchten Proben zeigen Umwandlungstemperaturen um 500°C .

Ein Vergleich der Kristallisationstemperaturen der Kalifeldspäte, die aus den phasenpetrologischen Untersuchungen und aus Röntgen-diagrammen ermittelt wurden, zeigt, dass zwischen beiden Werten eine grosse Differenz besteht. Für die Al-Si Ordnung, die im Gebiet nachgewiesen ist, kann die Umwandlungstemperatur den Wert von $400 - 500^{\circ}\text{C}$ nicht überschreiten. Diese Werte wurden durch Hitzeflussberechnungen (Steiger and Hart 1967) und durch Syntheseuntersuchungen (Tomisaka 1962; Orville 1967) bestätigt. Wenn wir noch den Albitgehalt der untersuchten Proben, der bis zu 20 % ansteigen kann, in Betracht ziehen, können Translationstemperaturen von $500 - 550^{\circ}\text{C}$ angenommen werden, da nach Orville (1963) und Wright (1967) dieser Albitanteil die Umwandlungstemperatur um 100°C erhöht (Abb. 3). Scotford (1969) stellte südlich von Ödemiş im Menderes-Massiv in den Metamorphiten der Grün-

schieferfazies Augengneise fest und ermittelte durch Triklinitätsmessungen für die Kalifeldspäte die Entstehung der K-Feldspäte in einer fremden Umgebung durch K-Metasomatose. Nur sind im Eğrigöz-Gebiet Spuren einer Metamorphose im Sinne Scotford's nicht abzuweisen. Hier werden die K-feldspatführenden Fazies allein in den höchstgradigen Metamorphiten angetroffen. Vielmehr können für das untersuchte Gebiet zwei alternativ-Überlegungen angestellt werden.

1. Seit der letzten Metamorphose (Emporsteigen der Granite) steigt der Al-Si Ordnungsgrad der K-Feldspäte, d.h. ihre Triklinität erhöht sich.

2. Bei der letzten Aufheizung erreichte die Temperatur im Gebiet nur 500 - 550°C.

Die Untersuchungen in grossen regionalmetamorphen Gebieten der Erde bestätigen, dass beide erwähnten Überlegungen gültig sein können. Z.B. fand Marmo et al. (1963) heraus, dass die präkambrischen Gneise und Granite sehr viel Mikroclin enthielten. Er begegnete aber an unerwarteten Stellen der ausserordentlich niedrigen Triklinität der Kalifeidspatporphyroblasten. Deswegen ist bis jetzt die Erhöhung der Triklinität mit der Zeit eindeutig nicht bewiesen worden. Für das untersuchte Gebiet kann die Erhöhung des Triklinitätsgrades der K-Feldspäte nach der letzten Metamorphose nicht in Betracht gezogen werden, da die letzte Aufheizung sehr jung, d.h. laramisch war.

Die zweite Überlegung wird den Tatsachen im Gebiet eher gerecht. Wie oben auseinandergesetzt, wurde das Gebiet frühalpidischpostliassisch einer hochgradigen Metamorphose unterworfen. Die letzte Aufheizung fand beim Emporsteigen der anatektisch entstandenen Granit-Massive in die höheren Stockwerke an der Wende Kreide Tertiär statt. In dieser Phase wurde das Gebiet ausserhalb des kontakthofs, der unmittelbar mit intrudierten Graniten in Berührung kam und entsprechend kontaktmetamorph umgewandelt war, bis zu 500-550°C erhitzt. Somit wurden in der frühalpidischen Phase entstandenen K-Feldspäte retrograd metamorphisiert, d.h. ihre Triklinität hat sich erhöh. Auch Scotford (1969) nimmt für die merklich triklinen K-feldspäte der Kerngneise des Menderes-Massivs, die nördlich von Ödemiş liegen, eine

gleiche retrograde metamorphose an. Seine Messungen an diesen K-Feldspäten ergaben auch Entstehungstemperaturen von 500-550°C. Er gibt aber hier als Ursache eine ganz junge K-Metasomatose an. Dagegen haben im untersuchten Gebiet allein die jüngeren Granitintrusionen die genannte retrograde Metamorphose verursacht.

Prof. Dr. R. Brinkmann (İzmir) möchte ich für die wertvollen Diskussionen sowie das fördernde Interesse an dieser Arbeit meinen herzlichen Dank aussprechen. Zu grossem Dank bin ich auch dem Institutsmitgliedern, die bei praktischen Arbeiten mir sehr behilflich waren, verpflichtet.

LITERATURVERZEICHNIS

- Başarır, E., 1970 : Bafa Gölü doğusunda kalan Menderes Masifi güney kanadının Jeolojisi ve petrografisi.—Scien. Rep. of. Fac. of scien, Ege Univ, No: 102, İzmir.
- Brinkmann, R., 1966 : Geotektonische Gliederung von Westanatolien.—N. Jb. Geol Pal. Mh. 603-618, 6 Abb.
- , 1967 : Die Südflanke des Menderes-Massivs bei Milas, Bodrum und Ören.—Scien. Rep. of Fac. of Scien., Ege Univ., No: 43, Izmir.
- , 1971 : Das kristalline Grundgebirge von Anatolien.—Geol. Rundschau, Bd. 60, 886-899.
- Bürküt, Y., 1966 : Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plütonların mukayeseli jenetik etüdü.—İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını, İstanbul.
- Deer, W.A., R.A. Howie, and J. Zussman, 1966 ; An introduction to the rock forming minerals.—London: Longmans.
- Dora, Ö.O., 1969 : Petrologische und metallogenetische Untersuchungen im Granitmassiv von Karakoca.—Bull. of the Min. Res. and Expl. Inst, of Turkey, No: 73, .10-26.
- , 1971 : Kontakt-metasomatik ve hidrotermal çinkoblend yatakları ile bağıntılı olarak Fe-Zn-S sisteminin mineralojik incelenmesi.—Scien. Rep. of Fac. of Scien., Ege Univ. No: 122.
- Goldsmith. R.J. and Laves, F., 1954 : The microcline-Sanidine stability relations.— Geochim et Cosmochim. Acta, V-5, 1-19.
- Guidotti, C.V., 1963 ; Metamorphism of the pelitic schists in Bryan Font

- Quadrangle, Maine.—Am. Mineralogist 48, 991-1023.
- Holzer, H., 1954 : Beyce 54/4 ve Simav 71/2. paftalarının jeolojik löveleri raporu.— M.T.A. Rap. No: 2366 (Yayınlanmamış), Ankara.
- İzdar, E., 1971 : Introduction to geology and metamorphism of the Menderes Massiv of western Turkey.—Geology and History of Turkey, Ed. Angus S. Campbell, Pet. expl. Soc. of Libya, 495-500.
- Kaya, O., 1972 : Tavşanlı yöresi ofiolit sorununun ana çizgileri.— Bull. of the geol. Soc. of Turkey. V XV, No: 1, 26-108.
- Laves, F. and Viswanathan, K., 1967 : Relations between the optic axial angle and triclinicity of potash feldspars, and their significance for the definition of «stable» and «unstable» states of alkali feldspars.— Schweiz. Min. Petrogr. Mitt, t, 47, 147-161.
- Marmo, V., Hytönen. K., and Vormaa, A., 1963 : On the occurrence of potash feldspars of inferior triclinicity within the Precambrian rocks in Finland. Compt. Rend. Soc. Geol. Finlande, 221: 34.
- Okrusch, M., 1969 Die Gneishornfelse um Steinach in der Oberfalz. Eine Phasenpetrologische Analyse.—Beitrage zur Mineralogise und Petrologie, V. 22, No: 1, 32-72.
- Orville, M.P., 1963 : Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases — Am Journal of science, V. 261, 201-237.
- , 1967 : Unit-cell parameters of the microcline-low albite and the sanidine-high albite solid solution series.—The Am. Mineralogist, V. 52. No: 1-2, 55-86.
- Öztunalı, Ö., 1965 : Petrographie und Entstehung der Uraniumvorkommen der Umgebung von Demirtepe-Çavdar und Osmankuyu-Kısır (Çine-Massiv). —Bull. of the Min. Res. and expl. Inst, of Turkey. No, 65, 119-132.
- , 1967 . Flabilitationsarbeit. (Im Druck).
- Read, H.H., 1957 ; The granit controversy. Murby, London, 430 pp.
- Schuiling, R. D., 1958 A zirkon-study of an augengneiss in the Menderes massive, —Bull of the Min. Res. and expl. Inst of Turkey, No: 51.
- , 1962 : On the petrology, age and structure of the menderes migmatite complex. Bull. of the Min. Res. and exph Inst of Turkey, No: 59, 71-84.
- Scotford, M.D., 1963 : Metasomatic augen gneiss in greenschit fasies,

- western Turkey., Geol. Soc. of America Bull., V, 80, 1079-1094.
- Steiger, H.R. and S.R. Hart, 1987 : The microcline-orthoclase transtion within a contact aureole.—The Am. Mineralogist, V. 52, No: 1-2, 87-116.
- Tomisaka, T., 1962 ; On order-disorder transformation and stability range of microcline under high water vapour pressure —Mineralogical Journal, V. 3, No. 5-6, 261-281.
- Wjppern, J., 1964 : Die Stellung des Menderes-Massivs in der alpidischen Gebirgs- bildung.—Bull. of the min. ros. and expl. Inst, of Turkey, No- 62.
- Winkler, H.G.F., 1966 : Der Prozess Anatexis: Seine Bedeutung für die Genese der Migmatite.—Tschermaks Min. u. Pet. Mitt. Bd, XI, H, 3-4 236-287.
- , 1967 : Petrogenesis of metamorphic rocks—Springer-Verlag. Berlin.Heidelberg. New York.
- Wright L.T., and D.B. Stewartr 1988 : X-Ray and optical study of alkali feldspar, I. Determination of composition and structural state from refined unitcell parameters and 2V.—The Am. Mineralogist, V. 53, No: 1-2, 38-87.
- Wright, L.T., 1967 : The microcline-orthoclase transformation in the contact aureole of the Eldora Stock; Colorado.—The Am. Mineralogist, V. 52, Nos. 1-2, 117-137.
- , 1968 : X-Ray and optical study of alkali feldspar: II. An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2 θ values for three reflections.—The Am. Mineralogist, V. 53, No: 1-2, 88-104.
- Zeschke, G., 1953 : 1953 yaz mevsimi löveleri raporu. M.T.A. Rap. No, 2249 (Yayınlanmamış), Ankara.

Tafel I



Photo 1. Quarz-Albit-Muskovit-Schiefer

Synkinematische Muskovit I-Kristalle (schwarz und horizontal) zeigen Fältelungen; postkristalline Muskovit II-Kristalle sind entlang der s_2 -Schieferung, die s_1 mit einem Winkel ca. 35° schneidet, angeordnet. Unten Chlorit (dunkelgrau): 35X, N+.

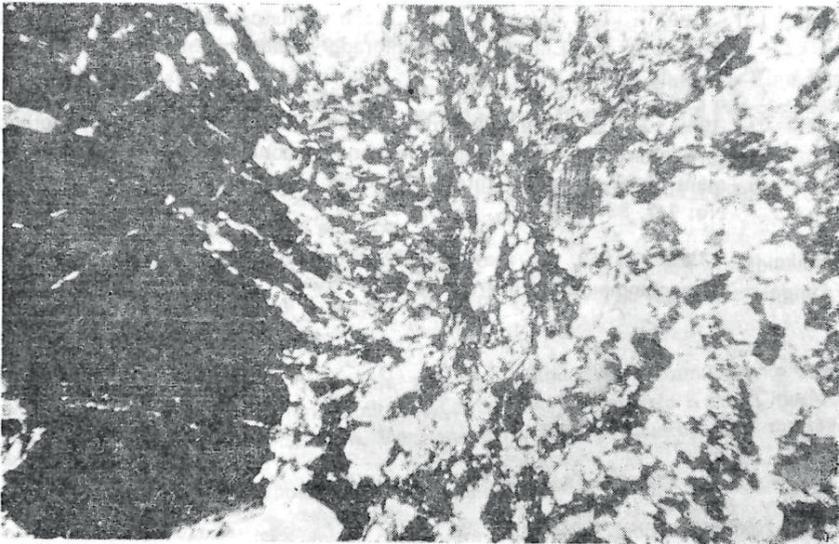


Photo 2. Quarz-Albit-Biotit-Granat-Schiefer

Biotit B, der zusammen mit dem Almandin granat neu entsteht, bildet konzentrische Anordnung um Almandinporphyroblaste (Bildmitte). 35X, N+.

Tafel II



Photo 1. Quarz-Biotit-Cordierit-Kalifeldspat-Granat-Subfazies

Die aus Biotit und Muskovit entstandenen Cordieritnester sind weitgehend pinitisiert. 100X, N+.



Photo 2. Quarz-Kalifeldspat-Cordierit-Sillimanit-Biotit-Subfazies

Die nadeligen Sillimanitkristalle sind wirt im Quarz verwachsen 500X, NII.

Tafel III

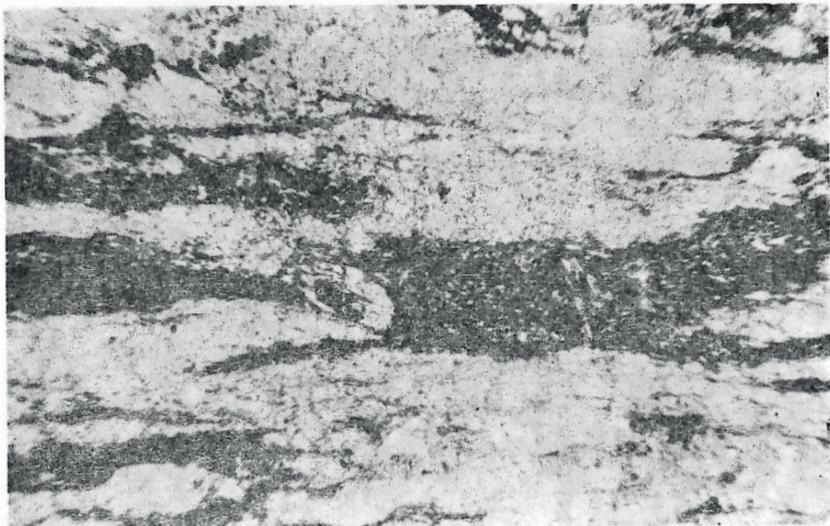


Photo 1. Quarz-Cordierit-Kalifeldspat-Andalusitfels

Muskovite (gefältet) sind völlig zum Andalusit (dunkelgrau) umgewandelt.
35X, NII.

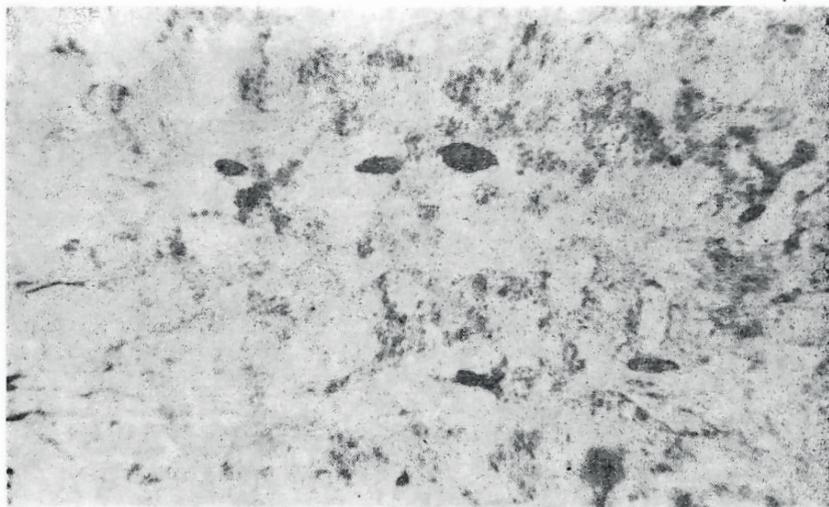


Photo 2. Perigneis

Die linsengörmigen Titanitroste (schwarz) sind in einer Matrix von Quarz-pflaster entlang der alten sedimentären Schichtung angeordnet. Foliation ist fast parallel zur Schichtung. 35X, NII.

METAMORPHE EINHEITEN DES MENDERES - MASSIVES

0 25 50 Km

Meer

aeolisches

BALIKESIR

ANKARA - ZONE

ANKARA

Bergama

IZMIR

Ödemiş

AYDIN

MUĞLA

Emet

Demirci

Simay

Gediz

USAK

Kula

Eşme

Güney

DENİZLİ

-  DECKSCHICHTEN
-  İZMİR - ANKARA - ZONE (BRINKMANN, 1966)
-  MARMORE, KALKSCHIEFER und GRAUWACKEN
-  SCHIEFERGNEISE und SCHIEFER
-  KERNGNEISE und MIGMATITE
-  GRANITE und GRANODIORITE

