

ALPIDISCHE ALBITISATIONSVORGÄNGE IM MENDERES MASSIV UND DESSEN UMRAHMUNG

ABSTRACT

K. NEBERT - F. RONNER

Extensive albitisation processes have been recorded within the crystalline rocks of the Menderes massif i. s. s. and its surroundings; the latter made up of Paleozoic schist-capping, Tauric elements of the Mesozoic era and the flysch-facies of Eocene age. The Oligocene flysch and the Neogene Sediments are free of albite. Furthermore, the different kinds of albite formation in relation to schistosity and to the various rock components are discussed. Also the conditions for the migration of elements are being mentioned. We therefore arrived at the following conclusions: The albitisation of the crystalline rocks of the Menderes massif and its surroundings is of alpine age (Eocene-Oligocene) and it is independent of P. T. and stress as well as the chemical composition of the host rocks. The albitisation depends decisively on the pressure gradient and the migration channels, which are both due to tectonic features caused by the orogenesis.

I - EINLEITUNG

In den Jahren 1953 und 1954 führte K. NEBERT im Auftrag des M.T.A. Institutes/Ankara im Südwesten der Türkei Kartierungsarbeiten im Masstab 1: 100 000 durch. Bearbeitet wurden die Blätter 87-4 (zum grössten Teil), 104-2 (zum Teil) und vollständig 105-1, 105-2 und 106-1. Durch Literatur und un-

veröffentlichte M. T. A. - Berichte wurde Einblick in angrenzende Gebiete gewonnen.

F. RONNER übernahm die petrographische Bearbeitung des Gesteinsmaterials [1]. Der Inhalt folgender Ausführungen ist gemeinsames Gedankengut von K. NEBERT und F. RONNER.

II - GEOGRAPHISCHE LAGE UND KURZE GEOLOGISCHE ÜBERSICHT-DES MENDERES - MASSIVS

Das Menderes-Massiv nimmt als Gebirgsland meist mit dem Charakter eines Mittelgebirges — den Raum zwischen Söke — Denizli in einem breiten Streifen nach Norden ein. Die Nordgrenze kann nach dem derzeitigen Untersuchungsstand nur ungefähr angegeben werden. Im Westen reicht es (im Südabschnitt) bis zur Ägäis (Siehe Fig. 1).

Das Massiv i. e. S. baut sich aus kristallinen Gesteinen aller drei Tiefen-

stufen auf, wobei zweitstufige Gneise und Glimmerschiefer dominieren. Hochmetamorphe Amphibolite und Eklogite sind ebenso relativ selten wie Marmore und erststufige Diaphorite. Gneise von granitähnlichem Charakter konnten im untersuchten Gebiet nicht als mag-

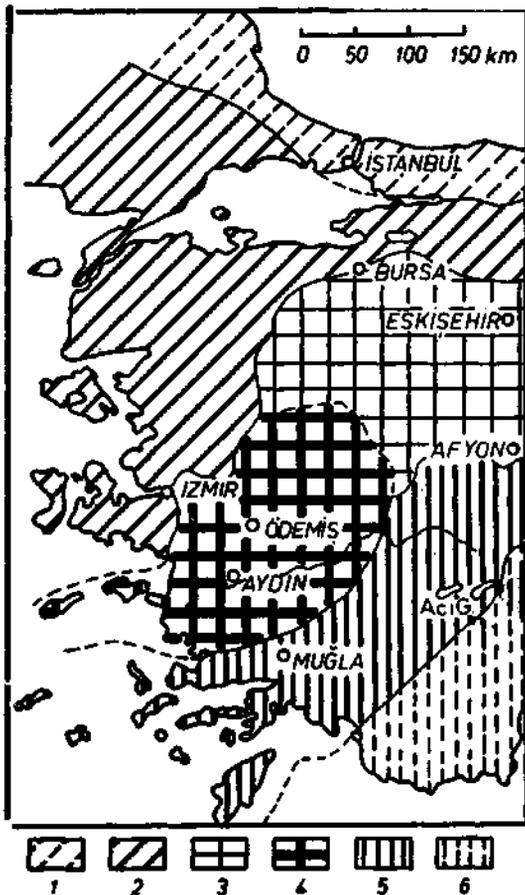


Fig. 1 - Tektonische Grossgliederung Westanatoliens nach Blumenthal (vereinfacht):

1. Pontiden; 2. Anatoliden; 3. Zentralanatolische Zwischenzone; 4. Menderes Massiv; 5. Tauriden; 6. Iraniden.

matische Kristallisationsprodukte erkannt werden. Zwei randliche Hüllzonen mit gegenüber dem Kern abnehmender Metamorphose intensität schmiegen sich bogenförmig dem Massiv an. Sie bestehen aus erststufigen Schiefen mit

häufigem Graphit- bzw. Chloritoidgehalt und in weiterer Entfernung vom Zentrum aus halbmetamorphen paläozoischen Gesteinen. In beiden Hüllserien sind mächtige Marmoreinschaltungen, deren Körnigkeit ebenfalls gegen den Rand zu abnimmt. Alle diese drei Einheiten werden als Menderesmassiv (früher lydisch-karische Masse nach PHILLIPPSON) aufgefasst, [1]

In tektonischer Hinsicht wurde dieses Massiv als alter starrer Kern, der sich als Block der alpidischen Orogenese entzog (PHILLIPPSON 1910/15), als alpidisch hochgekommenes Zwischengebirge (KOBEL 1931, BLUMENTHAL 1946), als mehrere Teilkerne, die Faltenzüge ein-klemmen (PENCK 1918, SALAMON-CALVI 1940), als Grundgebirgs-Kuppel (oder-Dom), deren Ränder noch von einer Orogenese überwältigt werden können (LEUCHS 1943) und als westlichster gehobener Transvers.alstruktur-Block (PAREJAS 1940) betrachtet.

Diesem Massiv i. w. S. sind tauride Elemente angelagert, die im wesentlichen aus mesozoischen Kalken, Halb-marmoren und Kalkschiefern bestehen.

Als letztes Bauglied seien die Flyschketten erwähnt, die unter das Neogen einsinken.

Diese scharfe tektonische Trennung zwischen Menderes-Massiv und tauriden Elementen erscheint nach unseren Ergebnissen nicht mehr gerechtfertigt.

III - EIN SCHEMATISGHES (UNGEFÄHRES) W-O PROFIL

(Fig. 2) von Ödemiş im Westen zum Acigöl im Osten zeigt als Kern verschiedene Gneise (Gneise von Orthohabitws und überwiegend Paragneise) und verschiedene Glimmer-Quarzschiefer (oft Albit führend). Kleinere hochkris-

talline Marmoreinschaltungen treten unhäufig auf. Bis hierher reicht das zweitstufige Mendereskristallin im en-

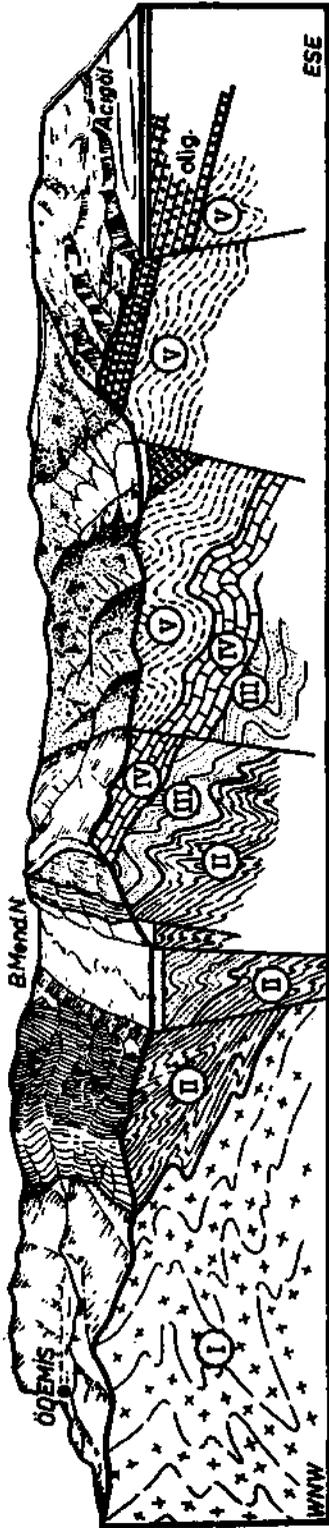


Fig. 2 - Erklärung im Text.

Gegen Osten schliessen sich (als Serie II der Figur) erststufige Gesteine als tiefere Hüllzone an. Diese wurden von NEBERT 1954 als Marmor-Graphit-schiefer-Serie nach ihrem typischen Gesteinsbestand benannt. Die Gesteine unterscheiden sich von denen des Mendereskristallins i. e. S. durch den geringeren Metamorphosegrad, ihrer starken Graphit- und Chloritoidführung und durch das häufigere Auftreten von Marmoren. Die Marmore haben auch mengenmässig wesentlich grösseren Anteil. Im Profilbereich ist das generelle Fallen dieser Serie (obwohl im einzelnen stark in sich gefaltet) vom Kern weg gegen Osten. Als Alter ist tieferes Paläozoikum (Silur) wahrscheinlich.

Serie III— als obere Hüllzone — ist aus halbmetamorphen Schiefeln und leicht veränderten Sedimenten des jüngeren Paläozoikum gebildet. Im Profilbereich sind dies die Honaz-Schiefer (nach NEBERT 1954) und das Permokarbon des Kocababa Dağı. Neben Chloritphylliten, Marmorkalken-z. T. plattig entwickelt und serizitführend - treten auch Halbarmore von unbestimmtem paläozoischen Alter auf. Im grossen gesehen ist auch hier wieder gegenüber den beiden ersten Serien eine Abnahme des Metamorphosegrades und ein Zunehmen der kalkigen Anteile festzustellen.

Das tektonisch stark bewegte Mesozoikum — Serie IV des Profils — ist als «serie comprehensive» (nach BLUMENTHAL 1946) und als Schiefer-Hornstein-Formation entwickelt. Die «serie comprehensive» stellt eine mächtig entwickelte Folge von Massenkalken dar, die ohne Sedimentationslücke wahrscheinlich nach unten bis in die Trias reicht. Diese Serie IV wird zu den Tauriden gerechnet.

geren Sinne, in der Figur als Serie I bezeichnet.

Als letztes Bauelement fungiert der Flysch als Serie V. Zwischen dem stark

gefalteten Eozän- und dem nur linear verstellten Oligozän-Flysch ist eine deutliche Diskordanz. Wie auch bei den vorhergehenden Serien ist das generelle Fallen im Profilbereich vom Zentrum weg nach Osten.

Das Neogen ist diesen Serien in eingesunkenen Schollen aufgelagert. Die

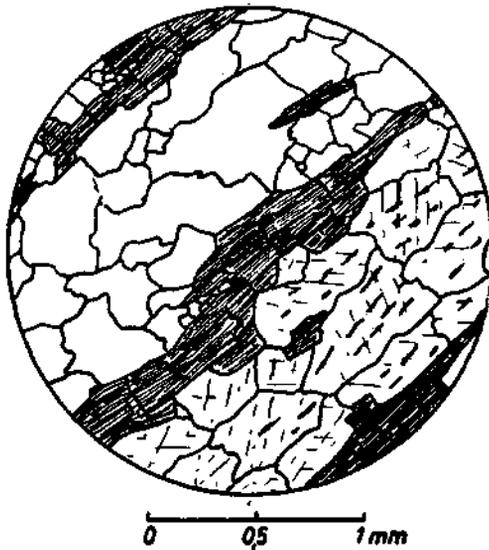
Reihe von Serie I bis zum Neogen ist durch späte germanotype Tektonik in Einzelschollen zerlegt, die das Bild stark verwirren. Die Bruchtektonik beschränkt sich nicht auf einen einzigen Akt, sondern auf eine ganze zeitliche Folge.

IV - DAS AUFTRETEN VON ALBITEN IN DEN VERSCHIEDENEN SERIEN

Das Hauptgewicht bei folgendem wird auf die Untersuchungsgebiete NEBERT's gelegt; im Anschluss werden benachbarte Gebiete, wo ebenfalls Albitisation festgestellt wurde, kurz gestreift.

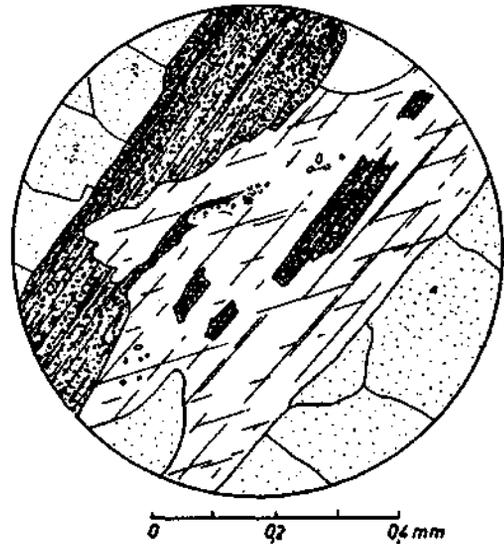
Serie I des Profils ist das Menderekrystallin i. e. S. Bei sämtlichen untersuchten Proben der verschiedenen Gneise (Fig. 3) (Normalgneis, Augengneis,

Oligoklas- nachgewiesen. Da diese sauren Plagioklase fast durchwegs den einzigen Feldspat darstellen, kann gesagt werden, dass diese Gesteine einzig durch dieses Auftreten von Albiten zu Gneisen wurden. Nur die relative Häufigkeit der Albit-Individuen unterscheidet sie von den verschiedenen Glimmerschiefern (Fig. 4) der gleichen Serie. Auch bei diesen tritt Albit (bzw.



**Fig. 3 - Schieferlagengneis (Menderekristallin).
Komponenten: Quarz, Glimmer und (Oligo-) Albit.
(M.T.A. - Koll. Nr. 19038). Gut ausgebildete
Lagentextur**

Flasergneis, Schiefergneise, granatführende Gneise und Gneise von Orthohabitus) wurde albit-bzw. in einzelnen Fällen



**Fig. 4 - Glimmerschiefer (Menderekristallin).
Komponenten: Quarz, Biotit und Albit. Biotit- (und
kleine Quarz-) Einschlüsse in Albit. (M.T.A. - Koll.
Nr. 19049)**

selten Oligoklas) auf. Textur und übriger Mineralgehalt ist gleich dem der Gneise. Jedoch bildet der Albit nur

einen untergeordneten bis akzessorischen Gemengteil. Die Glimmerschiefer sind: Zweiglimmer-Quarzschiefer, Muskowit Quarzschiefer, Biotit-Quarzschiefer, Granatglimmerschiefer, Muskowit - Plagioklas-Quarzschiefer, Quarzit und Amphibolit. Da jedes einzelne dieser Gesteine Albit bei ca. 50 % der Proben enthält, die restlichen 50 % jedoch feldspatfrei sind, kann schon daraus geschlossen werden, dass diese Albite einer Stoffzufuhr — die auf bestimmte Bahnen beschränkt war — ihre Entstehung verdanken und nicht ihre Anlage im ursprünglichen Chemismus des Ausgangsgesteins hatten.

Dieser graduelle Übergang von den Glimmerschiefern zu den Gneisen ist nicht nur petrographisch beobachtbar, sondern auch im Feld gegeben. Der Feldgeologe ist nicht in der Lage, eine Abgrenzung bereits an Ort und Stelle vorzunehmen, sondern kann eine solche nur nachträglich am Schreibtisch nach den petrographischen Bestimmungen annäherungsweise festlegen [1].

In manchen Gneisen kann man zwei verschiedene saure Plagioklase feststellen; dabei lässt sich mikroskopisch jedoch eindeutig beweisen, dass diese zwei verschiedenalten Generationen angehören. Wohl sind beide Albite, doch ist die ältere Generation an ihrer Trübung und Mikrolithenfülle, die auf einem ursprünglich höheren An — Gehalt hinweist, deutlich von den völlig klaren,

unzersetzten Neubildungen der zweiten Generation zu unterscheiden. Auch fügen sich die Individuen der ersten Generation der allgemeinen Gesteinstextur ein, wohingegen die Albite der zweiten Generation rundliche Idioblasten sind.

In Serie II, der Marmor-Graphitschiefer- Serie NEBERT's ist das Auftreten von Albit bereits gemindert. Auch hier wieder scheint die Albitführung nicht an einen bestimmten Gesteinstypus gebunden, sondern recht regelmässig über alle Vertreter der Serie verteilt zu sein. Ca. 20 bis 25 % der genommenen Proben führen Albit. Diese Proben ergaben petrographisch: Graphitische Chloritoid-Quarzschiefer, graphitische Quarzschiefer (z. T. Serizit oder Serizit und Granat führend), Muskowit-(Serizit-) Quarzschiefer, verschiedene Quarzite (Serizit-, Rutil- oder Piemontitführend), verschiedene z. T. graphitische oder granatführende Serizit-oder Biotit-Phyllite, Chlorit-Quarzschiefer (z. T. mit Epidot und/oder Aktinolith) und



Fig. 5 - Graphitischer Quarz - Muskowit-Albit-Kalzit-schiefer (Marmor-Graphitschiefer-Serie). Quarz-, Kalzit- und Graphiteinschlüsse im Albitporphyroblasten. Intern «» gegen Extern «S» gedreht (M. T. A. - Koll. Nr. 18095).

zahlreiche weitere Varianten erststufiger Glimmerschiefer, wie z.B. ein Kalk-Epidot - Chlorit-Serizit - Albit - Schiefer (Fig. 5).

Jedoch -und dies erscheint besonders bemerkenswert- ist die Albitführung nicht nur auf metamorphe Silikatgesteine beschränkt, sondern erstreckt sich auch—und zwar in gleicher Häufigkeit— auf metamorphe Nichtsilikata. Marmor, graphitische Marmore, z. T. Muskowit führend, graphitische und nichtgraphitische Kalkschiefer, die akzessorisch Muskowit bzw. Chlorit enthalten können, weisen spärlich bis relativ häufig neugebildete Albit-Idioblasten auf (Fig. 6).

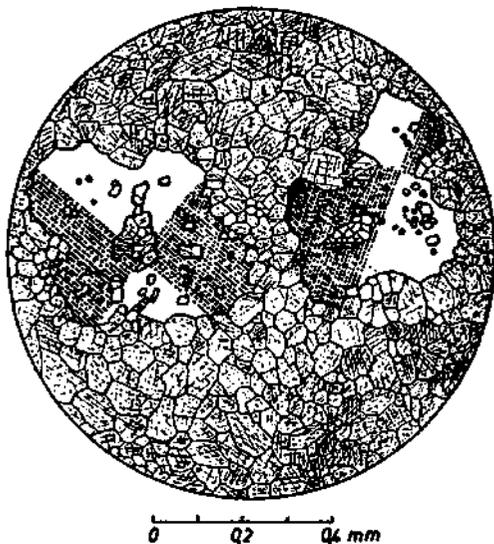


Fig. 6 - Albitführender Marmor (Marmor-Graphit-schiefer-Serie) (M.T.A. - Koll. Nr. 18032).

Serie III des Profils sind geringmetamorphe paläozoische Sedimentgesteine. Im Profilbereich sind das die Honazschiefer und das Permokarbon Kocababa Dağı. Während die erstere Gruppe vorwiegend phyllitisch-quarzitisch mit Chlorit-Phylliten, Chloritschiefern und Quarzschiefern entwickelt ist (Fig. 7), und Marmoralkale nur unwesentlich auftreten, ist das Permokarbon hauptsächlich aus mächtigen plattigen Mar-



Fig. 7 - Albitführender Chlorit-Quarzschiefer mit Kalzit. (Honaz-Schiefer) (M.T.A. - Koll. Nr. 18982).

morkalken (Fig. 8) mit Quarzit-Zwischenlagen ausgebildet. Alle Glieder dieser Gruppen können Albite beihalten.

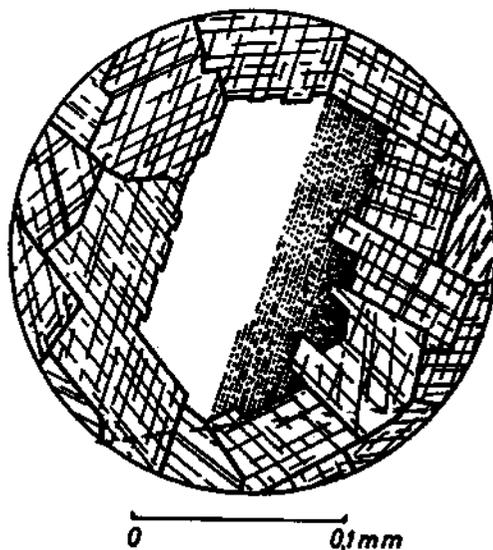


Fig. 8 - Albitführender Marmoralk (Permokarbon des Kocababa Dağı). Verdrängung des Kalzites entlang der Rhomboederflächen durch Albit (M.T.A. - Koll. Nr. 18063).

Dasselbe trifft für die mesozoische Serie IV (Fig. 9) zu. Jedoch besteht sowohl zwischen diesen als auch den folgenden jüngeren Gesteinen und

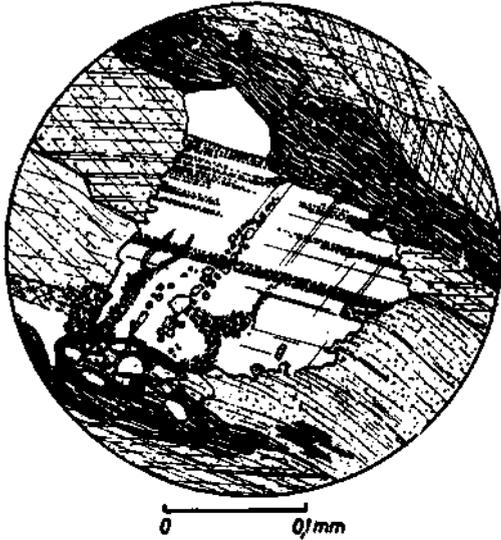


Fig. 9 - Mesozoischer Kalkschiefer (mit Chlorit, Albit und Quarz). (M. T. A. - Koll. Nr. 18979)

zwischen den Serien I-III ein grundlegender Unterschied: die Gesteine ab Mesozoikum sind nicht (oder kaum) mehr metamorph. Die Albitneubildung ist daher von der Regionalmetamorphose weitgehend unabhängig. Darauf wird später noch näher eingegangen werden.

Serie V des Profils sind die Flyschketten. Hier ist eine deutliche Zwei-

teilung in stark gefalteten Eozän- und nur linear verstellten Oligozänflysch mit einer dazwischenliegenden Diskordanz für die Albitisation von entscheidender Bedeutung. Während die Sandsteine, Konglomerate, Mergel, mergeligen Kalke und Kalkbrekzien des Eozän noch neu gebildete Albite führen können (Fig. 10), sind die Gesteine des Oligozän steril an Albiten. Auch das Neogen ist albitfrei.

Ein kurzer Blick in andere Räume, die noch zum Mendereskristallin oder dessen Randzonen gezählt werden können, zeigt uns, dass diese Albitisierungserscheinungen von grösserer regionaler Bedeutung sind. H. HOLZER -1954-, der unmittelbar im Norden angrenzende Gebiete bearbeitete, kommt zu ungefähr derselben Serieneinteilung. Aus den der Arbeit beigelegten Dünnschliffbeschreibungen ist ersichtlich, dass ebenfalls in allen Serien Albite (z. T. sicher als neugebildet erkannt) bis in den Eozänflysch hinein auftreten. Da auch die Gesteine weitgehend mit dem vorher beschriebenen parallelisiert werden können, wird von einer neuerlichen detail-

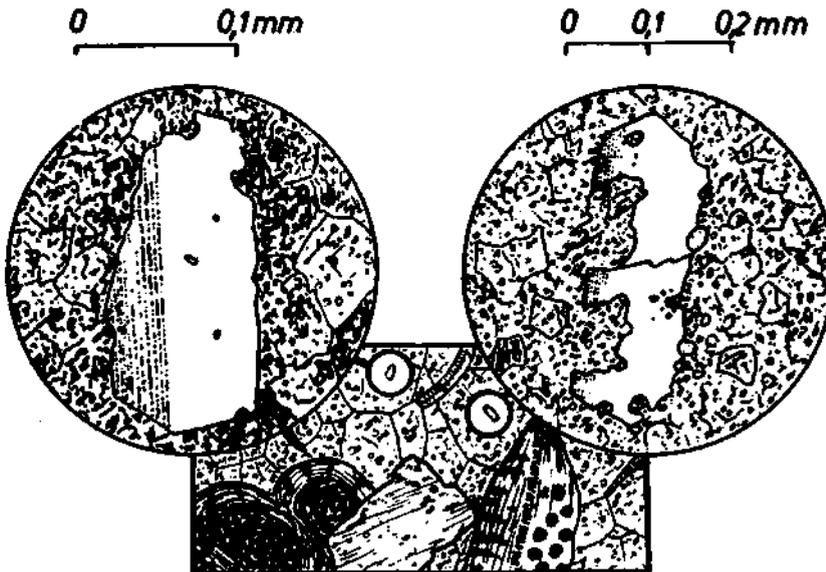


Fig. 10 - Eozänen-Flysch mit bestimmbar Mikrofossilien und Neuprecipung von Albit. (M. T. A. - Koll. Nr. 18974 a)

lierten Aufzählung abgesehen. In der Arbeit von G. v. d. KAADEN und K. METZ 1954- über den Raum um Muğla ist im Süden des Mendereskristallins entlang der Linie Karabörtlen-Çetibeliköy ebenfalls ein Streifen von Gesteinen mit Albitneubildungen. Die beiden Autoren stellen eine enge Beziehung zu den häufigeren Glaukophangesteinen fest und erklären beide Erscheinungen durch eine Na-Zufuhr. Nach v. d. KAADEN-1955- setzen sich die Albit- und Glau-

kophan-führenden Gesteine der Karabörtlen-Narbenzone nach NE und nach SW weiter fort. Mesozonale (und wenig epizonale) Metamorphite aus dem Raum Söke-Milas [1] dem Südwesten des Mendereskristallins-ergaben nach petrographischen Untersuchungen von RONNER ebenfalls viel neugebildete Albite. Schon aus dieser kurzen Übersicht ist kenntlich, dass die Tatsache der Albitneubildungen von regionaler Bedeutung ist.

V - VERSUCH EINER ALBITISATIONS - INTENSITÄTSKARTE

(Siehe hiezu Fig. 11)

Zur Erfassung der Gesamtverbreitung der Neu-Albite wären langdauernde geologisch-petrographische Detailstudien nötig. Abschliessende regionale Ergebnisse können hier nicht gebracht werden, aber der Versuch einer örtlich begrenzten Albitisationskarte mag einen Erfolg versprechenden Weg zeigen.

Herausgegriffen ist der südwestliche Teilausschnitt des Kartenblattes 87-4, südlich von Adagüme und Bademiye. Es sei betont, dass die Proben nicht im Hinblick oder mit dem Ziel einer solchen Intensitätsstufenfolge entnommen wurden; ja, dass z. Z. der Geländearbeit das Problem der Albitisierung noch gar nicht erfasst werden konnte. Daher sind die Ergebnisse höchstens allenfalls durch Zufälligkeiten verfälscht.

Es* zeigte sich folgendes Bild: im Gebiet der Ortschaft Balabanlı stehen Augen-, Schiefer- und Flasergneise an. Die mikroskopischen Untersuchungen ergaben reichlich neugebildete grosse Albitporphyroblasten. In der Figur ist dieses Gebiet als Intensitätszone A mit dicht erfüllten Kreisen, und breiter Schraffur angegeben. Südlich dieser folgt die Intensitätszone B, mit Quarzschiefern-gegen die Zone

A graduell in Gneise übergehend. Es sind albitführende Muskowit- bzw. Serizit-Quarzschiefer, die oft akzessorisch Turmalin und etwas Zirkon führen. Die neugebildeten Albitporphyroblasten sind noch relativ häufig, aber bedeutend kleiner als in Zone A. Die Albithäufigkeitskreise in der Figur sind massig dicht gepunktet, die Schraffur mittelbreit. Zone G mit schütter punktierten Kreisen folgt südlich anschliessend mit Serizit- und Zweiglimmer-Quarzschiefern, oft granatführend. Die Albite sind klein und selten geworden. Auch hier gibt es wieder Übergänge zu den Gesteinen der Zone B. Daher sind die angegebenen Grenzen nur schematisch gezogen und subjektiv in Bezug auf die Wahl der Trennung in verschiedene Albit-Häufigkeitsgrade. Ausserhalb der drei Zonen A, B und G liegen Serizit- und Muskowit-Quarzschiefer (z.T. mit Chlorit), die frei jeglicher Albitführung sind. Die Kreise, die hier wie immer geschlagenen Handstücken entsprechen, sind leer gelassen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass von einem Zentrum mit starker Albitführung aus (Balabanlı) die

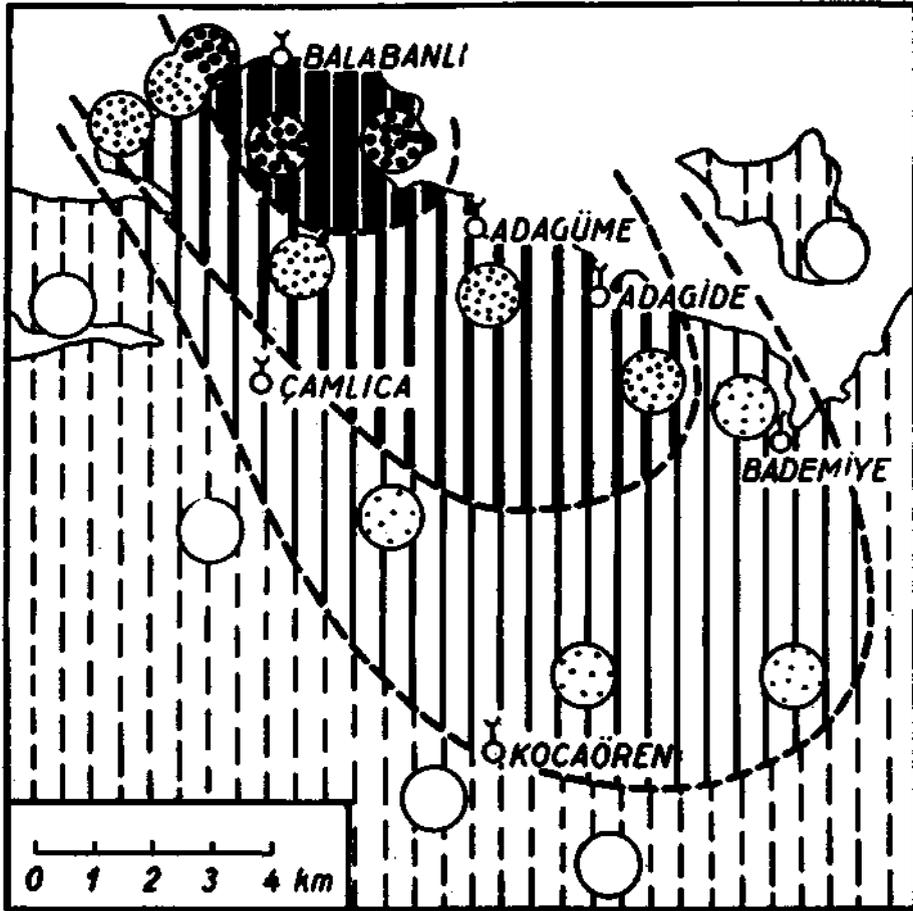


Fig. 11 - Albitizations - Intensitätskarte. Senkrechte Schraffur = Kristallin; weiss = Alluvium.

Albithäufigkeit in sonst gleichen oder ähnlichen Gesteinen gegen Südosten zu allmählich abnimmt, während die

Albithäufigkeitskurve gegen NE und SW rasch abfällt. Dadurch entsteht ein breiter—nach SE gerichteter—Schlauch.

VI - ARTEN DER ALBITBILDUNG

Auch hier wird ausschliesslich auf die annähernd 300 Dünnschliffe aus den Untersuchungsgebieten NEBERT's zurückgegriffen.

Bei den Gneisen und Glimmerschiefern regelt sich der Albit z. T. völlig in das Gefüge ein, so dass man nicht direkt von einer Neubildung (gegenüber den anderen Gesteinskomponenten) sprechen kann. Dabei kann er selbständige Lagen bilden (siehe

Fig. 3) oder verteilt zwischen den übrigen Komponenten liegen (Fig. 12). Die Bildung erfolgte in diesen Fällen prä- bis paratektonisch in Bezug auf die Schieferung.

Häufiger lässt sich das späte Wachstum der Albite nachweisen.

Und dies auf zweierlei Arten :

Erstens spät in Bezug zur Schieferungstektonik und zweitens spät in

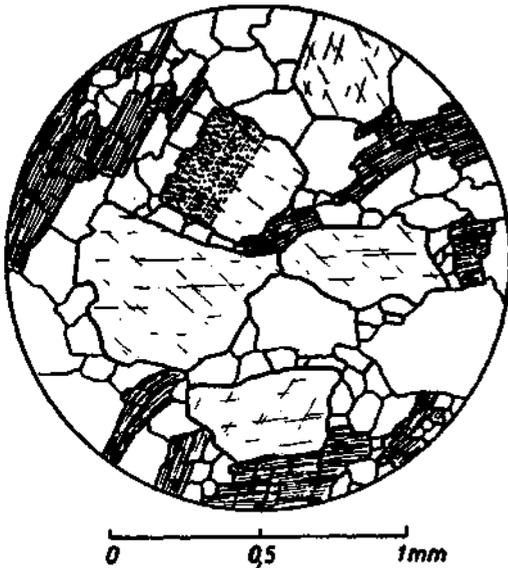


Fig 12 - Albit-Chlorit - Quarzschiefer. Die Neualbite liegen verteilt zwischen den anderen Komponenten (M.T.A. - Koll. Nr. 19071).

Bezug zu den anderen Gesteinskomponenten.

Im ersten Falle finden sich Albitaugen verschiedener Grosse, welche die Schieferung auf- und auseinander treiben. Die Glimmerbahnen schmiegen sich in Wellenform um die rundlichen Albite (Fig. 13); die Bildung ist posttektonisch. Oft ist dabei das Intern «s» der Albitporphyroblasten gegen das Extern «S» der Schieferung gedreht (siehe Fig. 5); die Bildung ist para- und posttektonisch.

Im zweiten Falle ist die Albit-Spätbildung an ihrer Relation zu den anderen Komponenten kenntlich; auch hier wieder auf zweierlei Weise :

- a) der Albit umwächst andere Mineralien und
- b) der Albit verdrängt andere Mineralien.

Die Art der umwachsenen Individuen ist völlig vom Bestand des ursprünglichen Gesteins abhängig. Wir treffen Quarkörner und ganze Quarzstreifen (Fig. 13 u. 15), Glimmer (siehe

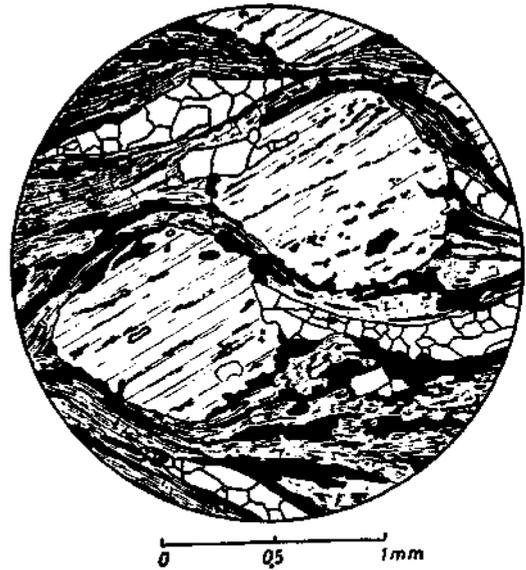


Fig. 13 - Muskowit-Albit-Schiefergneis (mit Limonit). Die Albit-Porphyroblasten treiben die Parallel-Schieferung auf und auseinander. Rotation der Albit-Rundlinge (M.T.A. - Koll. Nr. 19054).

Fig. 4), Quarz und Glimmer gemeinsam, aber isoliert oder als geschlossene Schieferpartien. Oft ist auch Graphit eingeschlossen (siehe Fig. 5).

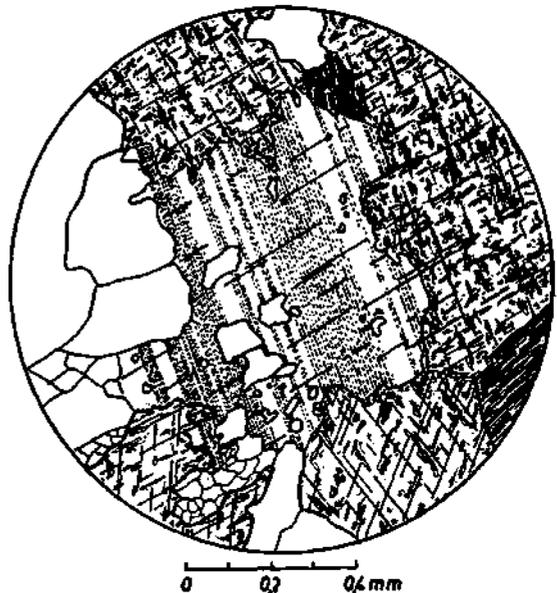


Fig. 14 - Biotitgneis. Völlig ungetrübler Albit verdrängt stark sericitisierten Kalifeldspat. Die Figur zeigt, dass hier die Albitbildung nicht auf eine perthitische Entmischung allein zurückgeführt werden kann (M.T.A. - Koll. Nr. 19069).

Verdrängung betrifft alle Gesteinskomponenten (da die Schiefereinschlüsse doch nur mehr Relikte darstellen), ist aber an Einzelbildern deutlicher kenntlich. Vor allem sei die Albitbildung in Kalifeldspat erwähnt, die hier nicht allein auf perthitische Entmischung zurückgeführt werden kann, sondern bei der man eine Na-Zufuhr annehmen muss (Fig. 14). Auch die Verdrängung von Plagioklas einer alten Generation durch jungen Albit ist hiezu zu stellen. Diese alte Generation ist oft nurmehr an stark getrübbten Relikten festzustellen (Fig. 15). Ebenso gehört die Albitsprossung in den Kalken und Marmoren zu den Verdrängungen (siehe Fig. 8), wobei aber kein Baustein—im Gegensatz zu den Kalifeldspaten oder den Plagioklasen—übernommen werden kann. Sowohl das CaO wie auch das CO₂-Molekül muss abgeführt werden.



Fig. 15 - Zweiglimmergranitgneis. Der Plagioklas einer alten Generation ist bereits fast ganz von Neu-Albit verdrängt; nurmehr ein kleiner stark kaolingstrübter Kernrest deutet auf seine frühere Existenz hin. (M. T. A. - Koll. Nr. 19039)

VII -BILDUNGSBEDINGUNGEN DER ALBITE

Wie im vorigen gezeigt werden konnte, müssen bei der Bildung von Neu-Albiten in diesem Raum Stoffwanderungen stattgefunden haben. Die Abwanderung von K (aus Kalifeldspat), Ca und Al (aus Plagioklas) und CaO und CO₂ (aus Kalzit) lässt keine Schlüsse über eine Wanderungsweite zu, da sie sich—dem Mineralbestand der betreffenden Gesteine nach—ganz in der Nähe wieder abgesetzt haben können. Bei der Zuwanderung von Na jedoch müssen grössere Entfernungen angenommen werden, wie oben dargelegt wurde.

Für eine Migration müssen mehrere Voraussetzungen gegeben sein, deren wichtigste sind :

1 - Ein Raum, aus dem der Stoff emigriert

- 2 - Ein Impuls, der den Stoff zum Migrieren bringt
- 3 - Ein Weg, auf dem der Stoff migrieren kann und
- 4 - Ein Raum, in dem der Stoff immigriert.

Der Einfachheit halber sei angenommen, dass der «Stoff» aus Na-reichen Lösungen besteht.

1. Als Herd der Na-Lösungen kommen (wie schon erwähnt) die Wirtsgesteine der Neu-Albite selbst nicht in Frage. Da auch ein Massengestein der atlantischen Reihe nicht gefunden wurde, kann auch ein solch Na-reiches Magma als «Nährgebiet» ausgeschlossen werden. Wir sind daher zur Annahme einer Zufuhr aus grösserer Tiefe gezwungen. Da die Albitisation (wie

noch dargelegt wird) in alpidischer Zeit stattfand, erscheint eine Na-Mobilisation in tiefverlagerten Geosynklinalgesteinen durchaus wahrscheinlich.

2. Als Impuls, der die Migration auslöst, kommt in erster Linie ein Druckgefälle in Frage; ein Temperaturgefälle ist für die Wanderungsgeschwindigkeit von Bedeutung. Andere Faktoren können hier vernachlässigt werden.

a - Ein Druckgefälle ist während einer orogenen Phase zweifellos gegeben. Die in der Tiefe gebildeten Lösungen stehen unter hohen Spannungen, die ihren Ausgleich in höheren, durch Oberflächentektonik entspannten Räumen suchen und durch Migration finden.

b - Ein Temperaturgefälle ist zwischen dem tieferen Nährgrund dem hochgelagerten Zehrgebiet ebenfalls schon allein durch die geothermische Tiefenstufe gegeben. Je höher die Temperatur, desto beweglicher und bewegter sind die Moleküle. Daher werden sie in den tiefen Räumen dem Druckimpuls mit äusserster Bereitwilligkeit folgen, während sie auf der Wanderung nach

oben mit sinkender Temperatur immer träger und in den Tiefdruckgebieten mit geringer Temperatur einem Ausfällen entgegenkommen werden.

3. Die Migrationswege sind ebenfalls durch die Tektonik bedingt. In grosser Tiefe, wo die Lösungen noch eine hohe-temperaturbedingte-Migrationsbereitschaft haben, genügen als Wege submikroskopische Gesteinsporen und Schwächezonen. Mit sinkender Mobilität auf dem Weg nach oben sind offenere Bahnen erforderlich und diese sind dann aber auch vorhanden. Je oberflächennaher die Tektonik ist, desto mehr und klaffendere Fugen werden auftreten.

4. Der Immigrationsraum wurde bei den Punkten 1-3 schon gestreift. Es kann hier zusammenfassend gesagt werden: Der Bereich, in dem die Na-Lösungen zur Ruhe kommen und die Albitbildung stattfindet, ist charakterisiert durch ein Ausklingen des Druck- und sekundär des Temperaturgefälles. Ferner müssen die «statischen» PT-Verhältnisse, bzw. allenfalls ein Stress den Kristallisationsbedingungen des in Frage kommenden Minerals entsprechen.

VIII-SCHLUSSFOLGERUNGEN

Nach einer zusammenfassenden Kurzübersicht über die Beobachtungen werden daraus die Schlussfolgerungen gezogen :

Die Neu-Albite treten sowohl in den zweitstufigen Metamorphiten der Serie I (Meridereskristallin i. e. S.), in den erststufigen Gesteinen der Serie II (Marmor-Graphitschiefer-Serie), den halbmetamorphen Gesteinen der paläozoischen Serie III (ebenfalls Silikata und Nichtsilikata), als auch in den nichtmetamorphen -Sedimenten (meist Kalken) der Serien IV und V (Meso-

zoikum und Eozänflysch) auf. Im Oligozänflysch, der stofflich vom Eozänflysch nicht unterschieden ist, fehlen bereits die Neualbite ebenso wie im Neogen. Nicht jede Probe ist albitführend, sondern nur ein bestimmter Prozentsatz der Handstücke jeder Serie hat Albite. Die Albitisationskarte eines kleinen Teilausschnittes zeigt ein Zentrum mit starker Albitführung (Gneise), von dem aus die Albithäufigkeit gegen SE langsam und gegen NE und SW rasch abnimmt (Glimmerschiefer).

Aus diesen Beobachtungen kann geschlossen werden :

— Die Sprossung der Neualbite ist nicht (oder nicht entscheidend) bedingt vom Chemismus (Mineralbestand) der Wirtsgesteine, da sich die Albite sowohl in den Silikatgesteinen als auch in den Karbonatgesteinen finden.

— Die Sprossung der Neualbite ist weitgehend unabhängig von den Druck- und Temperatur-Bedingungen der Wirtsgesteine, da sich die Albite sowohl in den zweitstufigen Metamorphiten als auch in mikrofossilführenden Flyschgesteinen finden.

— Die Sprossung der Neualbite wird nicht beeinflusst von einem Stress, wie er bei einer Metamorphose von zweit- und erststufigen kristallinen Schiefen auftreten muss.

— Die Sprossung der Neualbite ist an eine bestimmte Zeit gebunden, da alle vor-oligozänen Gesteine (bis Ober-Eozän) albitführend und alle Gesteine ab Oligozän albitfrei sind. Die Albitisation fand daher an der Grenze Eozän-Oligozän statt [1].

— Die Sprossung der Neualbite ist durch eine Stoffzufuhr bedingt, die aus grösseren Tiefen kommt, da weder die Wirtsgesteine noch ein Na-reicher magmatischer Herd als Na-Lieferanten in Betracht kommen.

— Die Sprossung der Neualbite ist an bestimmte Teilbereiche gebunden, wie die ungleiche Verbreitung der Neualbite innerhalb der einzelnen Serien zeigt.

— Die Sprossung der Neualbite ist an bestimmte Bahnen gebunden, die tektonisch bedingt sind. Dies zeigt die Schlauchform des albitführenden Be-

reiches (auf der Intensitätskarte), dessen Richtung mit der tektonischen Anlage des betreffenden Gebietes übereinstimmt.

— Die Häufigkeit der Neualbite weist verschiedene Intensitätsgrade auf, sodass man von einem «Albitisations-Epizentrum» aus die Fliesesrichtung der Na-Lösungen ermitteln kann. Diese ist im Bereich der Albitisationskerte SE [1].

— Die Sprossung der Neualbite ist an einen orogenen Akt (Grenze Eozän-Oligozän) gebunden, der das Druckgefälle und die Wege für die Na-Lösungen schuf. Diese Wege sind in den tieferen Bereichen durch die Schieferung, in Oberflächennähe durch Bruchsysteme gegeben.

Daher kann zusammenfassend gesagt werden :

a- Die Albit-Sprossung ist unabhängig von Druck, Temperatur, Stress und Chemismus der Umgebung (all dies zumindest von der zweiten Tiefenstufe an bis zu oberflächennahen Bedingungen). Das Mineral Albit ist «Druchlaufer» in all diessen Belangen.

b - Die Albitisation ist entscheidend abhängig von einem *Druckgefälle* (vom Nähr-zum Zehrgebiet) und einer genügenden *Wegsamkeit*. Beide Faktoren werden durch einen *orogenen Akt* hervorgerufen.

c - Die Albitisation ist *alpidisch* und fand an der Grenze Eozän - Oligozän statt pyrenäische Phase.

L I T E R A T U R H I N W E I S

- BLUMENTHAL, M. : Die neue geologische Karte der Türkei und einige ihrer stratigraphisch - tektonischen Grundzüge. - *Eclogae geol. Helv. Vol. 39/12 (1946)*.
- CANET, J. & JAOUËL, P. : Manisa - Aydın - Kula - Gördes bölgəsi jeolojisi. - *Unveröffentl. M. T. A. - Rapport (1946)*.
- CHAPUT, E. : Esquisse de l'évolution tectonique de la Turquie. - *Publ. Inst. de Geol. Univ. İstanbul, No. 6 (1931)*.
- HAMILTON, W., : Researches in Asia Minor, Pontus and Armenia. - London (1841).
- HAMILTON, W. & STRICKLAND, H. : On the geology of the western part of Asia Minor. - *Transact. Geol. Soc. London (1841)*.
- HOLZER, H. : Rapport über geologische Kartierung der Kartenblätter 88/3, 88/4, 89/3, sowie 105/1 und 89/1 (teilweise). - *Unveröffentl. M. T. A. - Rapport (1954)*.
- KAADEN, G. van der & METZ, K. : Beiträge zur Geologie des Raumes zwischen Datça - Muğla - Dalaman Çay (SW-Anatolien). - *Bull. of the Geol. Soc. of Turkey. Vol. V, (1954)*.
- KAADEN, G. van der : Ergänzungsbericht über die in der Zeit von 2. 5.1954 bis zum 14. 6.1954 durchgeführte geologische Aufnahme der Kartenblätter Fethiye 122/1 und Fethiye 122/3 mit einer Übersicht über die Lagerstätten nutzbarer Minerale im Raum zwischen Datça - Marmaris - Muğla - Dalaman Çay. - *Unveröffentl. M. T. A. - Rapport (1955)*.
- KOBER, L. : Das alpine Europa. - *Berlin (1931)*.
- LEUCHS, K. : Der Bauplan von Anatolien. - *Neues Jahrb. f. Mineralogie usw. Jahrg. 1943, Abt. B., Heft 2/3. (1943)*.
- NAUMANN, E. : Die Grundlinien Anatoliens und Zentralasiens. - *Geogr. Zeits. 2. (1896)*.
- NEBERT, K. : Bericht über die geologischen Kartierungsarbeiten im Gebiet der 1 : 100.000 Blätter Denizli 105 - 1, 105 - 2 und Isparta 106 - 1. - *Unveröffentlichter M. T. A. - Rapport (1954)*.
- — Bericht über die geologischen Kartierungsarbeiten auf dem 1 : 100.000 Kartenblatt «Manisa 87 - 4». - *Unveröffentl. M. T. A. - Rapport (1955 a)*.
- — Die jungneogenen Buchten von Bozdoğan und Karacasu. - *Unveröffentl. M. T. A. - Rapport (1955 b)*.
- ÖNAY, T. : Über die Smirgelgesteine (SW-Anatoliens). - *Schweiz, Mineral, u. Petr. Mitt. Bd.-29. (1949)*.
- PAREJAS, E. : La tectonique transversale de la Turquie. Revue de la Faculte des Sciences de l'Universite d'Istanbul. - *Serie B, tome V, fasc. 3 - 4. (1940)*.
- PENCK, W. : Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens. - *Verl. Engelhorn's Nachf. Stuttgart (1918)*.
- PHILIPPSON, A. : Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. - *Petermann's Mitt. Heft 1-5, Gotha (1910/1915)*.
- PHILIPPSON, A. : Kleinasien. - *Handbuch der reg. Geol. Bd. 5,2 (1918)*.
- SALAMON-CALVI, W. : Kurze Übersicht über den tektonischen Bau Anatoliens. - *M. T. A. - Mecm. (1940)*.
- TSCHIHATCHEFF, P. de : Asie Mineure. - *4. me partie : Geologie. Paris (1867/69)*.