

DIE KIESELBILDUNGEN DES SIMISCHEN MAGMATISMUS IN ANATOLIEN

Karl NEBERT

Mineral Research and Exploration Institute of Turkey

1. Einleitung

Zu den auffallendsten Erscheinungen in Anatoliens Gesteinswelt gehören die zahlreichen und mannigfaltigen Kieselbildungen, die wir in paläozoischen, mesozoischen und tertiären Sedimenten antreffen. Während die Kieselbildungen der paläozoischen Ära gemeinsam mit den ihnen zugehörigen Sedimentgesteinen häufig fortgeschrittenen Umwandlungen metamorpher und metasomatischer Natur unterworfen waren, ist dies bei den tertiären Bildungen überhaupt nicht, und bei den mesozoischen nur in geringem Masse der Fall. Im anatolischen Orogen lassen sich die mesozoischen und tertiären Kieselbildungen mit dem simischen Magmatismus in Zusammenhang bringen. So gibt es in Anatolien Gebiete, wo der mesozoische Magmatismus mit seinen serpentinisierten ultrabasischen und basischen Produkten neben dem neogenen (aridesitisch-basaltischen) Vulkanismus vorkommt. Hier überlappen sich beide und man findet ihre Kieselbildungen am gleichen Hang, so dass es manchmal schwierig ist, zu entscheiden, welche Kieselprodukte dem einen und welche dem anderen zuzurechnen sind. Solche Gebiete bieten Gelegenheit, die Kieselbildungen auf vergleichender Basis zu studieren, zumal es an guten Aufschlüssen nicht mangelt.

Paläozoische Kieselbildungen, wie Lydite und Kieselschiefer, wurden in dieser Arbeit nicht berücksichtigt. Hier fehlt es noch an genügendem Beobachtungsmaterial. Zudem haben metamorphe Vorgänge den ursprünglichen Zustand der paläozoischen Kieselprodukte weitgehend verändert, wodurch jede Deutung erschwert wird. Indessen lässt sich jetzt schon vermuten, dass sich ein guter Teil der paläozoischen Kieselbildungen in den Rahmen der Entstehungsweise der mesozoischen und tertiären sedimentären Kieselbildungen einfügen wird.

Wenn in vorliegender Arbeit lediglich aus einigen Räumen Anatoliens Beispiele gebracht wurden, so geschah dies deshalb, weil sich diese Räume ganz besonders gut für das Studium der Kieselbildungen eignen. Die Kieselbildungen haben jedoch in Anatolien eine weitreichende Verbreitung. Es gibt kaum ein grösseres Gebiet, wo sie nicht entweder als Produkte des mesozoischen oder als solche des neogenen Magmatismus zugegen sind. Darüber hinaus findet man sie auch auf der Balkanhalbinsel und in den Alpen. Somit kommt dem Problem der Kieselbildungen eine regionale Bedeutung zu.

2. Das lithologische Erscheinungsbild

a. *Das Erscheinungsbild der neogenen Kieselbildungen.* — In mineralogischer Hinsicht haben wir es hier zum

überwiegenden Teil mit opalartigen Bildungen zu tun, deren Gesteinshabitus einen kolloidalamorphen Zustand verrät. Die Farbe dieser Produkte ist recht wechselvoll: von Milchweiss, Ockergelb, Kollophoniumbraun, Grasgrün, Apfelgrün, Hellblau, Indigoblau bis Schwarz haben wir alle Übergänge. Auch farblose, glasähnliche Varietäten sind nicht selten. Die mengenmässige Vormacht haben jedoch die helleren, weiss getönten Abarten.

Der Bruch ist ausgezeichnet muschelig. Die Bruchflächen zeigen Glas- bis Wachsglanz oder sie sind völlig glanzlos, ja bisweilen matt. Gewöhnlich sind die geschlagenen Bruchstücke durchscheinend.

Neben diesen typischen Gelformen treten noch Varietäten auf, die man als Jaspis bzw. Hornstein bezeichnen könnte, und die sich hinsichtlich ihres mineralogischen Habitus sowie ihrer Färbung in nichts von den später zu beschreibenden Hornsteinen des mesozoischen Magmatismus unterscheiden.

Auch in formaler Hinsicht ist das Auftreten der neogenen Kieselbildungen recht mannigfaltig und abwechslungsreich. Die einfachste Art ihres Auftretens sind kugelförmige Gebilde von einigen mm Durchmesser, die in Süsswasserkalken, -kalkmergeln oder -mergeln eingebettet sind (Tafel I, Foto 1, linke Hälfte). Weiters wären knollenartige Formen zu nennen. Sie sind einige cm gross und haben gewöhnlich einen unregelmässig-elliptischen Umriss, der sich unschwer von einem Kreis ableiten lässt. Ihr vertikaler Durchmesser ist gegenüber dem horizontalen beachtlich verkürzt, wodurch sie als plattgedrückte Gebilde erscheinen, die meistens zu zweien oder zu mehreren biskottenartig aneinander gewachsen sind. Auf diese Art entstehen des öfteren bizarre Formen und Gestalten, die stark an die

Losskindlbildungen erinnern (Taf. I, Foto 1 und Foto 2). Die Oberfläche ist glatt und meist etwas flachwellig. Ein Teil der Gebilde scheint aus einem einzigen Stück zu bestehen (Foto 2, erste Reihe oben). Manche wieder erscheinen als aus mehreren Stücken zusammengesetzt (Foto 2, das zweite Exemplar von links, in der 2. und 3. Reihe). Andere Exemplare bestehen aus ineinander gewickelten Gellagen (Foto 1, 3. und 4. Reihe unten).

Die Grenze zwischen diesen Kieselbildungen und dem umgebenden Kalkgestein ist ganz scharf ausgebildet. Ein Übergang Hess sich nirgends beobachten. Auch kann man bei günstigen Aufschlussbedingungen erkennen, wie die kleinen Kugeln oder die plattgedrückten Gebilde in den Schichtungsflächen des neogenen Gesteins liegen und mitunter wie die Perlen einer Kette aneinandergereiht sind (Foto 3, Tafel II).

Derartige Kieselgebilde sind beispielsweise in den pliozänen Süsswasserablagerungen von Denizli, in den pliozänen Süsswassermergeln und -kalken von Kayı-Bucuk (Ankara) und in den Süsswasserbecken von Soma und Tavşanlı oft massenhaft verbreitet.

Die Dimensionen der bisher beschriebenen neogenen Kieselbildungen überschreiten kaum das Handstückbereich. Eine gesteinsbildende Bedeutung erlangen erst jene, die in Lagen den kalkigen Sedimenten zwischengeschaltet sind. Hierbei kann es sich vorerst nur um wenige Zentimeter dünne Lagen handeln (Tafel II, Foto 4), die seitlich linsenartig auskeilen (Tafel II, Foto 5), oder es wechsellagern über 10 cm dicke Süsswasserkalklagen mit gleichdicken Kiesellagen (Tafel III, Foto 6). Schliesslich treten oft auch meterdicke Kieselbänke auf, und da diese auch in horizontaler Richtung Ausdehnungen von über einem Kilometer erlangen können,

lassen sie sich im Gelände morphologisch als harte, markante Rippen verfolgen. Beispiele hierfür findet man westlich und nördlich von Tavşanlı, in den pliozänen Süßwasserbecken von Harmancık und Domanig.

In Einzelfällen erreichen die neogenen Kieselbildungen überrnormale Dimensionen und bauen kleinere Bergrücken (Tafel III, Foto 7), ja sogar mächtige Gebirgspfeiler auf. Das Letztere ist z. B. der Fall bei dem 1374 m hohen Berg Okluk Dağı und dessen Ausläufern (westlich von Tavşanlı), die fast zur Gänze aus opalartigen, hauptsächlich weisslich gefärbten Gelkieselmassen aufgebaut sind.

Solch mächtige Kieselbildungen findet man für gewöhnlich in unmittelbarer Nähe neogener Vulkanzentren, wie dies im Gebiet von Tavşanlı besonders instruktiv verwirklicht ist.

Auch Verkieselungen sind häufig (z. B. im Neogenbecken von Kayı-Bucuk, Ankara, und in jenem von Tavşanlı). Hierbei handelt es sich entweder um einen metasomatischen Prozess (denn das kalkig-mergelige Sedimentmaterial wurde verdrängt und durch SiO_2 ersetzt), oder um eine Durchsetzung des diagenetisch bereits verfestigten Süßwasserkalkes (Kieselsäure drang bis in die feinsten Poren des Kalksteins ein). Da aber das Muttergestein fast immer nur partiell verdrängt bzw. durchsetzt wurde, nehmen die Verkieselungsprodukte ganz unregelmässige Formen (Tafel III, Foto 8) an. Das kalkig-mergelige Material fiel zu meist der Verwitterung zum Opfer und wurde vom Regen abtransportiert. Die verwitterungsfeste und zurückgebliebene Substanz erscheint dann von kleineren und grösseren Löchern schwammartig und unregelmässig ausgehöhlt und liegt als rauhfächiger Schutt auf den Hängen.

b. *Das Erscheinungsbild der mesozoischen Kieselbildungen.* — Zwecks Vereinfachung wird eine Unterteilung vorgenommen. Zuerst wird das Erscheinungsbild solcher Kieselbildungen besprochen, die direkt an serpentinierte Ultrabasite gebunden sind. Hernach folgen Kieselbildungen, die gemeinsam mit anderen Sedimentgesteinen in Begleitung ophiolitischer Gesteine auftreten. Schliesslich sollen jene Kieselbildungen erörtert werden, die nur Sedimentgesteinen zwischengeschaltet sind, bei denen somit eine direkte Beziehung zu irgendwelchen ophiolitischen bzw. anderen magmatischen Gesteinen nicht erkennbar ist.

Die unmittelbar an serpentinierte Ultrabasite gebundenen Kieselbildungen sind zum überwiegenden Teil rot oder ockergelb gefärbt. In der Literatur sind die roten Varietäten als Hornstein, die gelblichen als Jaspis benannt. Wir haben es jedoch in den meisten Fällen nicht mit mikrokristallinem Quarz zu tun, sondern mit amorphen Gelformen, die zu den Opalen gehören. Um jedoch in der Bezeichnung die Kontinuität zu wahren, will ich die Namen «Hornstein» und «Jaspis» beibehalten.

Fast jedes grössere Serpentinmassiv Anatoliens führt derartige Hornstein- bzw. Jaspismassen, deren Dimensionen recht unterschiedlich sind. Häufig sind grosse, einige Zehner Kubikmeter erreichende Brocken, die beim Zerfall einen harten Kieselgrus bzw. -schutt liefern. Diese Kieselmassen zeigen die gleichen tektonischen Anlagen, wie das serpentinierte basische oder ultrabasische Nebengestein, mit dem sie innigst verbunden sind.

Die zweite Kategorie mesozoischer Kieselbildungen ist gemeinsam mit anderen Sedimenten (Schiefer, Kalksteine, Mergel, Sandsteine etc.) mit Ophiolitgesteinen vergesellschaftet. Die Assoziation: «Sediment-Kieselbildung-Ophiolit»

ist für alle Serpentinegebiete Anatoliens und des Balkans typisch. PHILIPPSON gab ihr den Namen «Schiefer-Hornstein-Formation», um ihren komplexen Charakter hervorzuheben.

Zwar haben wir es bei dieser Assoziation in den meisten Fällen mit einem tektonischen Verband zu tun, vor allem was das Lagerungsverhältnis Sediment-Ophiolit betrifft, und dennoch müssen diese Gesteine einmal eine stratigraphische Einheit gebildet haben, denn zu auffallend treten im Komplex der Schiefer-Hornstein-Formation immer wieder die gleichen Schichtglieder bzw. Gesteinspartner auf.

Der name Hornstein oder Jaspis trifft auch hier nicht immer zu, denn bei diesen Kieselbildungen handelt es sich gleichfalls um amorphe Gelmassen mit physikalischen Eigenschaften, analog denen der neogenen Kieselbildungen. Neben hellen Abarten herrschen mengenmässig rote und grüne Varietäten vor. Nicht selten treten jedoch auch graue und schwarze Hornsteine hinzu. Zuweilen sind auf Bruchflächen —vor allem bei den roten Varietäten— weisse Pünktchen zu sehen, die sich unter dem Mikroskop als Radiolarien erweisen. In diesem Fall kann man das Gestein mit Recht als Radiolarit (bzw. als Radiolarienhornstein) bezeichnen und dem ganzen Verband den Namen «Radiolarit-Serie» geben, ein Terminus, der in der geologischen Literatur vielfach an Stelle von Schiefer-Hornstein-Formation verwendet wird.

Im einfachsten Fall treten im Sedimentgestein (meistens Kalkstein) dünne Kieselinseln von cm-Länge auf, die im allgemeinen der Primärschichtung des Gesteins folgen (Tafel IV, Foto 9). Ferner treten an Stelle einzelner Linsen dünnere Kieselagen (Tafel IV, Foto 10) oder dickere Kieselbänke (Tafel V, Fo-

to 11). Die Wechsellagerung: Kieselbildwhg-Sedimentgestein ist zwar primär, folgt jedoch keiner bestimmten Gesetzmässigkeit. Die Grenze zwischen Kieselbildung und Sediment ist scharf. Ein allmählicher Übergang zwischen beiden konnte nicht beobachtet werden. Die Bankung der Kieselmassen ist meistens unregelmässig. Hier schwillt sie an, dort nimmt sie ab. Jede tektonische Überarbeitung des Gesteinsverbandes haben auch die Kieselbildungen mitgemacht. Neben Fältelung (Tafel IV, Foto 10) und Faltung (Tafel V, Foto 11) beherrscht oft intensive Bruchtektonik (Tafel V, Foto 12) das Gesteinsbild im grossen und im kleinen.

Die dritte Gruppe von Kieselbildungen kommt in mesozoischen Gesteinsverbänden vor, die als selbstständige stratigraphische Einheiten grössere Areale einnehmen, wobei diese Einheiten keine direkten Beziehungen zu ophiolitischen oder anderen magmatischen Gesteinen aufweisen.

V. d. KAADEN & METZ (1954) beschreiben aus dem Gebiet Muğla (Südwestanatolien) weisse und rote «Hornsteinbänke oder bankig angeordnete Hornsteirknollen» als Zwischenlagerungen von mesozoischen Plattenkalken. Ähnliche Kieselbildungen finden wir in der Gegend von Milas und Bodrum (Südwestanatolien). Auch hier sind es dünne Kieselagen oder dickere Bänke, die mesozoischen Plattenkalken eingeschaltet sind (Tafel V, Foto 13). Knollenartige Gebilde sind desgleichen recht verbreitet. Diese bankig angeordneten Kieselbildungen waren dem gleichen Faltungsprozess unterworfen wie die mit ihnen assoziierten mesozoischen Kalksteinbänke (Tafel VI, Foto 14), wodurch ihre «präorogene» Entstehung erwiesen ist.

In gleicher Ausbildung finden wir diese weiss, rot oder grün gefärbten

Kieselbildungen im zentralen Westanatolien (Bursa, Tavşanlı, Kütahya) wieder. Auch hier handelt es sich um grössere mesozoische Kalksteinkomplexe, die zumindest in stratigraphischer Hinsicht selbstständige Einheiten bilden. Und schliesslich ist bei dieser letzten Gruppe die Wechsellagerung : Sediment-Kieselbildung ebenfalls keiner Gesetzmässigkeit unterworfen. Und auch die Grenze zwischen beiden Gesteinsarten ist ohne irgend einen Übergang ganz scharf ausgebildet.

c. Analogien und Differenzen.— Das dieser Arbeit beigelegte Bildmaterial verfolgt hauptsächlich den Zweck, die Analogien im lithologischen Erscheinungsbild der behandelten Kieselbildungen zu dokumentieren. Wenden wir uns zunächst den mesozoischen Kieselbildungen zu. Die Bilder : Foto 10 und Foto 14 illustrieren wohl am besten die weitgehende Analogie zwischen dem Erscheinungsbild der Kieselbildungen der Schiefer-Hornstein-Formation (assoziiert mit serpentinierten Ultrabasiten) und jenem der Kieselbildungen in selbstständigen mesozoischen Kalkkomplexen (denen Ophiolite fehlen). Hier wie dort finden wir Kiesellagen und -bänke in Wechsellagerung mit reinen Kalkbänken. Gemeinsam mit den Kalkbänken haben in beiden Fällen die Kieselbildungen auf tektonische Kräfte in gleicher Weise mit Faltung bzw. Fältelung geantwortet.

Vergleicht man nun das Erscheinungsbild der mesozoischen Kieselbildungen mit jenem der neogenen Kieselbildungen (etwa Foto 5 mit Foto 9, oder Foto 6 mit Foto 13), so wirkt die Ähnlichkeit zu überzeugend, als dass eine Analogie in formaler Hinsicht geleugnet werden könnte.

Bei den Kieselbildungen des neogenen Vulkanismus herrschen helle (weisse) Abarten vor. Wohl gibt es auch dunkle

Varietäten, sie treten jedoch mengenmässig in den Hintergrund. Bei den mesozoischen Kieselbildungen liegt der Fall umgekehrt : hier kommen dunkel (tiefrot und tiefgrün) gefärbte Arten am häufigsten vor, während helle Varietäten prozentuell schwächer vertreten sind.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass zwischen den mesozoischen und den neogenen Kieselbildungen in formaler Hinsicht weitgehende Analogien existieren. Differenzen gibt es nur in bezug auf das Verhältnis : hell zu dunkel in der Farbenvertretung der Kieselbildungen. Bei den neogenen Kieselbildungen herrschen mengenmässig helle Varietäten vor, bei den mesozoischen hingegen dunkle.

3. Die Entstehung

a. Die Entstehung der neogenen Kieselbildungen. — Die Feuersteine (Flint) der europäischen Kreideablagerungen sind hinsichtlich ihres lithologischen Erscheinungsbildes noch am ehesten mit den neogenen Kieselbildungen Anatoliens zu vergleichen. Die Feuersteine werden allgemein als durch Sammlung kolloidaler Kieselsäure organischen Ursprungs (Kieselschwämme, Radiolarien, Diatomeen, Dinoflagelaten) entstanden gedacht. Als Stütze dieser Deutung werden mehr oder minder gut erhaltene Reste von Kiesel skeletten angeführt, die man im Feuerstein-Dünnschliff unter dem Mikroskop wahrnehmen kann. Meistens handelt es sich jedoch nur um einzelne gut erkennbare Skelettreste, die in einer überwiegenden kieseligen Grundmasse eingebettet sind. Die Möglichkeit einer anorganischen Ausfällung der Kieselsäure kommt vor allem deshalb nicht in Betracht, weil eine SiO_2 -Zufuhr durch vulkanische Tätigkeit nicht nachzuweisen ist. Es fehlen den betreffenden Sedi-

mentschichten entsprechend korrelierte vulkanische Gesteine.

Anders bei den neogenen Kieselbildungen in Anatolien: diese sind geradezu an eine vulkanische Tätigkeit gebunden. Die neogenen Süßwassersedimente West- und Zentralanatoliens sind durchsetzt von vulkanogenen Produkten zumeist basaltisch-andesitischer Provenienz. Neben Agglomeraten, Tuffen, Tuffiten und Lavaergüssen treten massive Kieselbildungen auf. Diese oft mehrere Meter starken Kiesellagen nehmen gelegentlich Flächen von einigen km² ein. Die Entstehung solcher ungeheurer Kieselmassen kann unmöglich auf kolloidales SiO₂ organischen Ursprungs zurückgeführt werden. Zwar gesellen sich auch Süßwasserdiatomeen zu derartigen Kieselbildungen und ergeben gelegentlich auch Kieselgurlager (z. B. in der Gegend von Tavşanlı und Kütahya). Ferner beschreiben ALTINLI & IRMAK (1946) aus der Gegend von Kayseri (Zentralanatolien) 2-4 m starke Lagen von Kieselgur, die neogenen Tuffen zwischengeschaltet sind. Jedoch können diese Kieselgurlager nicht als Beweis für eine organische Entstehung der Kieselbildungen in den neogenen Süßwasserablagerungen West- und Zentralanatoliens gelten. Vielmehr ist es so, dass SiO₂ in beachtlichen Massen in den anatolischen Neogenseen schon primär vorhanden sein musste, um ein günstiges Lebensmilieu für die Süßwasserdiatomeen zu schaffen. Die Kieselalgen wurden chemotaktisch angezogen, fanden äusserst günstige Lebensbedingungen in jenen Süßwasserbeckenteilen vor, wo SiO₂ bereits angesammelt war, und konnten sich massenweise vermehren, wobei die vorhandene Kieselsäure durch ihren Körper zu Kieselpanzer verarbeitet wurde.

Die neogenen Süßwasserbecken West- und Zentralanatoliens sind überwiegend

tektonisch angelegt. Gleichzeitig mit der fortschreitenden Einsenkung grosser Gebietsteile verlief eine intensive vulkanische Tätigkeit. In der Regel findet man mit den limnischen Sedimenten assoziiert auch entsprechende Produkte dieses Vulkanismus (Agglomerate, vulkanische Brekzien, Tuffe, Lavaergüsse etc.). In solchen Fällen kann die anorganische Entstehung der Kieselbildungen auf eine postvulkanische Tätigkeit ohne weiters zurückgeführt werden. Jedoch ist es auch bei vulkanitfreien neogenen Süßwassersedimentfolgen unschwer die Entstehung von Kieselbildungen auf eine postvulkanische Tätigkeit zurückzuführen. Denn stets sind in der näheren oder weiteren Nachbarschaft dieser limnischen Ablagerungen auch andesitische oder basaltische Gesteinsmassen vorhanden. An Spalten entlang kann von einem benachbarten Vulkanherd aus die Kieselsäure zugeführt worden sein.

Die Kieselbildungen der neogenen Süßwassersedimente West- und Zentralanatoliens sind somit das Produkt eines ausgedehnten Vulkanismus. Dass es sich überwiegend um eine postvulkanische Tätigkeit handelt, zeigt die zeitliche Folge der vulkanogenen Produkte im stratigraphischen Profil. So wird z. B. in den Neogenbecken von Harmançık, Domaniç (westlich von Kütahya) und Soma der untere Abschnitt der Süßwasserablagerungen zumeist von groben Agglomeraten mit tuffitischem Bindemittel eingenommen. Nach oben zu und besonders im mittleren Abschnitt sind den limnischen Sedimenten (Tone und Mergel) auch mächtige Tufflagen und Lavaergüsse zwischengeschaltet. Erst die zeitlich jüngsten Sedimente (Süßwasserkalke und -kalkmergel) führen reine Kieselbildungen, wie sie im Abschnitt 2 unter Punkt a beschrieben wurden.

Bei einigen Bohrungen, die im Braunkohlengebiet von Soma niedergebracht

wurden, zeigen die Bohrkerne die Wechselbeziehung zwischen explosiver Tätigkeit des vulkanischen Beckenrandes und postexplosiver ruhiger SiO_2 -Förderung besonders instruktiv. Stets folgen im Bohrkern gegen das Hangende auf eine etwa 10-30 cm (mitunter auch 2-3 m) starke Tufflage isolierte Kieselbildungen (wie sie etwa in Foto 1 und 2, Tafel I dargestellt sind), die in hellen Süsswassermergeln eingebettet sind.

Hierauf ist in vertikaler Richtung die Süsswasserfolge in den Bohrkerne einige Meter (5-10 m) kieselfrei. Erst wenn eine neue Tufflage auftritt, folgen unmittelbar darauf auch neue Kieselbildungen. Dies zeigt, dass jeder explosiven vulkanischen Tätigkeit (Ascheförderung) eine ruhige SiO_2 -Förderung folgte.

Mit Wasser bildet die Kieselsäure ein hydrophiles Sol. Ist sie nur in einer geringen Konzentration zugegen (etwa in jener des Flusswassers oder in jener eines normalen Süsswassers), dann hat sie gegenüber Elektrolyteinwirkungen grosse Beständigkeit, d.h. sie wird kaum nennenswert ausgeflockt. Nur wenn grosse Mengen an Kieselsol in Süss-Seewasser gelangen, kommt es zur Ausflockung. Dabei geht das Kieselsol in ein wasserarmes Kieselgel (Opal) über. Um jene mächtigen Kieselmassen des neogenen -Vulkanismus erzeugen zu können, musste die erforderliche Kieselsäure in Form eines hochkonzentrierten Hydrosols zugeführt werden. Derartige Konzentrationen sind beispielsweise in heissen Quellwässern verwirklicht, da die Löslichkeit des SiO_2 mit der Temperatur zunimmt. Es ist somit naheliegend, anzunehmen, dass postvulkanische heisse und an SiO_2 übersättigte Lösungen entlang von Spalten empordrangen und auf dem Seeboden ausflossen. Durch plötzliche Abkühlung wurde die Kieselsäure ausgeflockt. Als

Gallerte bedeckte sie die noch nicht verfestigten Sedimente. Eine kontinuierliche SiO_2 -Zufuhr ermöglichte es der Kieselgallerte an Mächtigkeit zuzunehmen und in tieferliegende Beckenteile zu fliessen. Auf diese Art entstand auf dem Beckenboden ein mehr oder weniger zusammenhängender Kieselgallerterasen, der eine beachtliche Flächenausdehnung erlangen konnte.

Kürzere oder längere Unterbrechungen in der SiO_2 -Zufuhr erlaubten, dass in den Zwischenzeiten abermals limnische Sedimente (Kalke und Mergel) zur Ablagerung gelangten. So entstanden die zahlreichen Kiesellagen, die —bald auskeilend, bald an Stärke zunehmend— den limnischen Sedimenten zwischengeschaltet sind. In der Wechsellagerung von Kieselbildungen und Süsswassersedimenten kann man bis zu einem gewissen Grad eine Periodizität erblicken, die auf eine geysirähnliche Tätigkeit der aus den Spalten emporsteigenden überhitzten Wässer zurückzuführen ist. Keinenfalls aber äussert sich in dieser Wiederholung ein jahreszeitlicher Einfluss.

Es ist leicht vorstellbar, wie sich von grösseren Gallertmassen mitunter kleinere Teile ablösen konnten, oder aber die SiO_2 -Förderung war von Haus aus so gering, dass sich nur kleine Kieselmassen bildeten. Diese isolierten Kieselklumpen wanderten mit der Strömung oder infolge eines geringfügigen Bodengefälles weiter. Ihre anfängliche unregelmässige Gestalt erhielt allmählich die Form einer Kugel (Foto 1, Tafel I, links) oder die eines abgeplatteten Ellipsoids. Das Fortrollen kam jedoch bald zum Stillstand. Die SiO_2 -Gallertkugel wurde von den sich ablagernden Sedimentpartikelchen bedeckt und schliesslich eingebettet. Foto 3 (Tafel II) illustriert dieses Stadium besonders schön. Die Einzel-Kieselgebilde sind förmlich in die

Schichtfugen des Neogengesteins eingeregelt. Zugleich dokumentiert das Bild, dass wir es hier mit einer synsedimentären Reihung zu tun haben, dass also die Kieselgebilde nicht Produkte postsedimentärer (etwa diagenetischer) Vorgänge sind. In diesem Fall müssten die Kieselprodukte unregelmässig über die gesamte Aufschlussfläche verteilt sein.

Waren die Gallertkugeln bereits so weit erhärtet, dass sie der Last des bedeckenden Sedimentmaterials standhielten, dann wurden sie in ihrer kugelförmigen Gestalt konserviert (Foto 1, Tafel I, links). War dies nicht der Fall, dann wurden die SiO_2 -Gallertkugeln mit der Last des zunehmenden Sedimentmaterials flacher und schliesslich plattgedrückt. Nach der diagenetischen Verfestigung erhalten wir Gebilde, wie sie in Foto 1 und 2 (Tafel I) dargestellt sind. Gesellen sich zwei oder mehrere Gallertkugeln zueinander, dann werden sie uns als bizarre Formen überliefert. Dass sich solche Gallertmassen mitunter auch gegenseitig ein- oder umwickeln können, illustriert Foto 2 (Tafel I, unten).

Solch am Beckenboden frei herumliegende SiO_2 -Gallertkugeln übten naturgemäss eine chemotaktische Anziehungskraft auf zufällig vorbeigleitende Diatomeen aus. Mit der Zeit sammelten sich um die Kugel herum zahlreiche Diatomeen an und fanden hier günstige Lebensbedingungen vor, sodass sie sich rasch (fallweise massenhaft) vermehren konnten. Dass nun auch Kieselalgen in die Gallertmassen selbst eindringen, ist sehr wahrscheinlich. Derartige Kieselbildungen lassen unter dem Mikroskop auch einzelne Diatomeengehäuse erkennen. Doch ist das blosses Vorhandensein solcher Kieselgehäuse in einem verfestigten Kieselgel (Opal) noch keineswegs der Beweis, dass auch die die Gehäuse einbettende Kieselgelmasse organischer

Entstehung sei (entstanden etwa durch Auflösung von Diatomeenschalen). Die Diatomeengehäuse sind lediglich Einschlüsse, deren Vorhandensein dem Zufall zuzuschreiben ist. Wir dürfen diese Kieselbildungen somit noch nicht als Diatomit bezeichnen. Damit soll nicht gesagt sein, dass mitunter Süsswasserdiatomeenschalen durch massenhafte Anhäufung (Kieselgur) nicht auch Diatomite (verfestigte Gesteine, die nur aus fossilen Diatomeengehäusen aufgebaut entstanden sind) ergeben können. Zwar ist dies in den neogenen Süsswassersedimenten Anatoliens bedeutend seltener anzutreffen. Die Hauptmasse der Kieselbildungen ist hier anorganischer Herkunft auf postvulkanische Vorgänge im Rahmen des neogenen Vulkanismus zurückzuführen.

Die Färbung der neogenen Kieselbildungen lässt sich unschwer mit dem Chemismus der postvulkanischen Vorgänge in Zusammenhang bringen. Sie wird von Metallbeimengungen (Fe, Mn etc.) erzeugt. Sind keine Metalle zugegen, so entsteht ein farbloses Kieselgel. Ändert sich der Chemismus während der SiO_2 -Förderung, so ändert sich entsprechend auch die Farbe der entstehenden Kieselgebilde.

Dass als Begleiterscheinung postvulkanischer Kieselsäureemanationen auch metasomatische Vorgänge stattfinden, ist zu erwarten. Verkieselungen sind in den neogenen Sedimenten West- und Zentralanatoliens häufig. Verdrängt wurde vor allem das CaCO_3 . Die Art, wie man sich diesen Prozess chemisch vorzustellen hat, wurde in der einschlägigen Literatur verschiedentlich behandelt.

Der Kalzit wurde gewöhnlich nur partiell verdrängt, sodass die entstandenen Kieselgebilde das Kalkgestein ganz unregelmässig durchsetzen. Derartige «Kieselskelette» sind namentlich an

angewitterten Kalksteinflächen zu sehen. Das CaCO_3 wurde bei der Verwitterung herausgelöst und abtransportiert, das SiO_2 blieb als widerstandsfähigeres Skelett zurück.

Zuweilen haben wir es gar nicht mit einem echten metasomatischen Prozess zu tun. Vielmehr dringt die Kieselsäure bis in die kleinsten Poren des diagenetisch bereits verfestigten Kalksedimentes ein. Auch grössere Risse im Kalk wurden von SiO_2 erfüllt. An angewitterten Bruchflächen ergibt sich dann das gleiche Bild wie bei den vorhin erwähnten echten Verkieselungen (Verdraengungen).

Diagenetische Vorgänge könnten die einmal zur Ablagerung gelangten Kieselbildungen umwandeln. Es sei an erster Stelle an Umkristallisationsprozesse gedacht. Da aber der Faktor Zeit bei derartigen Prozessen die Hauptrolle spielt, sind diese bei den jungen, neogenen Kieselbildungen weniger zu erwarten. Sie treten eher bei den anschliessend zu besprechenden Kieselbildungen des mesozoischen Magmatismus auf.

b. *Die Entstehung der mesozoischen Kieselbildungen.* — Eingehende Untersuchungen von DAVIS (1918) an den Radiolariten aus der Gegend von San Francisco, ebenso, die von GRUNAU (1947) auf breiter Basis durchgeführten Erörterungen über die Bildungsmöglichkeiten der Radiolarite und schliesslich die von ROUTHIER (1946) gebrachten Interpretationen und Diskussionen über Beobachtungsdaten aus Korsika haben die « Tiefsee - Entstehungshypothese » (STEINMANN 1913, 1915, 1927, MOLENGRAF 1900) erschüttert.

Gegen die Tiefseenatur der Radiolarienhornsteine sprechen vor allem :

- Wechsellagerung von Radiolarit mit Kalken und klastischen sowie grobklastischen Sedimenten des neritischen und litoralen Ablagerungsbereichs. (Im abyssischen Ablagerungsbereich kommen nur feinste Fraktionen von Ton, niemals aber Kalk, geschweige denn Sandsteine und Brekzien zur Ablagerung.)
- Die mancherorts beachtliche Gesamtmächtigkeit (über 400 m) der Radiolaritbildungen in einer relativ kurzen geologischen Zeitspanne. (Im abyssischen Bereich ist die Sedimentationsgeschwindigkeit ungemein gering.)
- Die rhythmische Wechsellagerung bzw. Schichtung. (Im abyssischen Ablagerungsbereich wurde eine solche zwischen rotem Ton und Radiolarienschlamm nicht festgestellt.)

Gegen die Tiefseenatur der anatolischen Radiolarienhornsteine haben sich insbesondere BLUMENTHAL (1956), BAILEY & MC GALLIEN (1956), CHAPUT (1936), DUBERTRET (1953) und TROMP (1948) ausgesprochen, wobei die gleichen Argumente ins Feld geführt wurden.

Das Kernproblem bei der Radiolaritbildung ist jedoch nicht der Büdungsraum bzw. die Sedimentationstiefe, sondern die Frage nach der Herkunft der Kieselsäure. Mit Recht stellt WENK (1949) in seiner Arbeit über die Vergesellschaftung von Radiolarienhornsteinen mit Ophiolitgesteinen das Kieselsäureproblem in den Vordergrund seiner Diskussion.

GRUNAU (1947) hält die Radiolarite von Arosa (Schweiz) für biogeochemische Sedimente. Nach ihm sind die Skelette abgestorbener Radiolarien die alleinigen Lieferanten der für die Bildung der Radiolarite benö-

tigten Kieselsäure. Selbst wenn man annähme, der Grossteil der Radiolarienhornsteine sei auf biochemischem Weg entstanden, so hat man das Kieselsäureproblem noch keinesfalls gelöst. WENK (1949) setzt sich mit der Frage der Herkunft der Kieselsäure ausführlich auseinander, wobei die letzten Forschungsergebnisse auf dem Gebiet der Hydrologie, Hydrobiologie, Geologie und Petrologie herangezogen werden.

Die Tiefseeforscher versuchen ebenfalls die Herkunft der Kieselsäure zu klären. Sie suchen vor allem nach Quellen, die die SiO_2 -Konzentration im Meerwasser erhöhen könnten. Denn gelöste Kieselsäure ist im Meerwasser in solch minimaler Konzentration vorhanden, dass sie die Grundlagen für eine reiche Entfaltung von Kieselschalern nicht liefern könnte. Dagegen spielt chemisch gebundene Kieselsäure, etwa in Form von suspendierten Silikatpartikelchen, eine weit grössere Rolle. Hierbei ist experimentell erwiesen, dass z.B. Diatomeen die Fähigkeit besitzen, derartige Silikatpartikelchen biochemisch zu zerlegen und die freigewordene Kieselsäure für den Aufbau ihrer Schale zu verwenden.

WENK zeigt nun, dass in der Natur Prozesse vorkommen, die den Kieselsäurehaushalt der Meeresgebiete derart beeinflussen, dass optimale Lebensbedingungen für Kieselorganismen geschaffen werden. Die bekannte Tatsache, dass kieselige Sedimente, neben karbonatischen und klastischen Gesteinen meistens auch mit Ophioliten zusammengehen (Schiefer - Hornstein - Ophiolit - Serie PHILIPPSON's), versuchten bereits im 19. Jahrh. italienische Geologen (LOTTI und PANTANELLI, zitiert nach WENK) dahingehend zu erklären, dass die Bildung von Radiolarienhornsteinen auf eine submarine vulkanische Tätigkeit zurückzuführen sei. Und zwar sollen

besonders in der Schlussphase der Ophiolitförderung am Meeresboden kiesel-säure- und alkalireiche Quellen aufgetreten sein und das schon abgelagerte tonige Sedimentmaterial silifiziert und parallel dazu eine massenhafte Entfaltung von Kieselschalern (Radiolarien) ermöglicht haben.

Neuere Untersuchungen von DEWEY & FLETT und NIGGLI (zitiert nach WENK) zeigten, dass ein basaltisches Magma in extrem kiesel-säure- und natronreiche Spaltungsprodukte übergeführt werden kann, wenn es reich an leichtflüchtigen Bestandteilen, wie CO_2 , H_2O , Na u.a., ist. Dringen nun «die im Überschuss vorhandenen natron- und kiesel-säurereichen Lösungen und Dämpfe» bis zum Meeresboden empor, dann entweichen sie in das Meerwasser und «schaffen dort auf weite Distanzen ausgezeichnete Bedingungen für die Entwicklung kieseliger Organismen und fördern auch die anorganische Ausfällung von Kieselsäure» (WENK). Mit der vulkanischen Tätigkeit steigt aber auch die CO_2 -Konzentration im Meerwasser, was zur rascheren Auflösung von Kalziumkarbonat führt. Absinkende Kalkschaler werden aufgelöst, kieselige Organismen finden hingegen günstige Lebensbedingungen. Schliesslich kann die vulkanische Tätigkeit auch Asche fördern. Solch feinkörniges Silikatmaterial kann entweder biochemisch abgebaut, oder aber vom Meerwasser aufgelöst werden. Beides führt direkt oder indirekt zur Steigerung der SiO_2 -Konzentration im Meerwasser.

Analoge Gedanken hatte bereits zehn Jahre vorher J. KÜHNEL (1939) ausgesprochen, als er mit seiner «Thermalhypothese» das Problem der Entstehung der oberkretazischen Feuersteine zu erklären versuchte. Nach ihm ist das Feuersteinproblem kein «Sonderproblem», wie dies WETZEL (1937, 1939)

behauptete, der die Feuersteine der deutschen Oberkreide als ein Produkt frühdiagenetischer und -biochemischer Prozesse auffasste, sondern nur ein «Teilproblem» im Rahmen der Entstehungsweise der übrigen sedimentären Kieselbildungen. Zuerst setzt sich KÜHNEL mit dem Problem der Herkunft der Kieselsäure bei den genetisch zusammengehörenden Hornsteinen und Radiolariten der Alpen auseinander. Regionalgeologische Beobachtungen beweisen, dass die Kieselsäure thermaler Herkunft ist und mit dem Aufstieg mitteljurassischer Ophiolite in Zusammenhang steht. Radiolarien sind keine wesentlichen Gesteinsbestandteile, sondern lediglich Einschlüsse. Dann zieht KÜHNEL eine Parallele zwischen den mitteljurassischen Hornsteinen und den oberkretazischen Feuersteinen und kommt zu dem Ergebnis, dass beide Kieselbildungen ihrem Wesen nach nicht verschieden sind. Lediglich der Charakter des einbettenden Sedimentes ist andersartig.

Mögen KÜHNEL's Vorstellungen über die Entstehung der Feuersteine auch einige Fragezeichen hervorrufen (wie z. B. die «wandernde Thermalwasserfahne»), so bleibt die Grundkonzeption seiner «Thermalhypothese» bestehen: Die oberkretazischen Feuersteine sind anorganische, synsedimentäre Bildungen. Ihre Kieselsäure stammt aus Exhalationen basischer Eruptionen. Die Organismen waren an der Entstehung der Feuersteine nur passiv oder indirekt beteiligt.

ROUTHIER (1946) diskutiert Beobachtungsdaten, die er vor allem auf der Insel Korsika gesammelt hatte. Hier befinden sich die Hornsteine (Jaspisse) entweder in direktem Kontakt mit Grüngesteinen ohne Zwischenschaltung von anderen Gesteinen sedimentärer bzw. metamorpher Natur, oder sie

haben eine ganz bestimmte Lage in bezug auf das Ophiolitmassiv, da sie stets an dessen Pillow-Laven oder Brekzien gebunden sind. Diskutiert wird auch das Problem der Herkunft der Kieselsäure. Nach ROUTHIER stammt die Kieselsäure vorwiegend aus der submarinen Zersetzung oder subaerischen Verwitterung silikatischer Gesteine (Lavaergüsse und Tuffe) das geosynklinalen Magmatismus. Ähnlich versuchte bereits KOSSMAT (1936) mit Hilfe sekundär entstandener Kieselsäure das Kieselproblem zu lösen. Keinesfalls sind Radiolarienskelette und Diatomeenschalen die Kieselsäurelieferanten. Sie treten erst dort auf, wo für ihre Entfaltung anorganisch ausgefällte Kieselsäure bereits in optimaler Konzentration vorhanden ist.

Über die Entstehung der Hornsteine bzw. Radiolarite stehen sich somit zwei Auffassungen gegenüber. Die eine sieht in diesen Kieselbildungen diagenetisch verkieselte biochemische Sedimente (GRUNAU). Die andere Auffassung deutet sie als anorganisch-chemische Ausfällungen, wobei die Radiolarien in den Radiolariten als Einschlüsse angesehen werden. Die Anhänger der zweiten Auffassung möchten die Kieselsäure entweder direkt mit dem geosynklinalen Magmatismus in Verbindung setzen (WENK spricht z.B. von einer Ophiolit-Radiolarit-Paragenese) oder sie leiten diese aus der sekundären Zersetzung ophiolitischer Gesteine ab (ROUTHIER, KOSSMAT, BAILEY & Mc CALLIEN).

Vom Standpunkt dieser zwei (bzw. drei) Auffassungen aus sollen nun die mesozoischen Kieselbildungen Anatoliens untersucht werden. Dabei soll die im Abschnitt «Erscheinungsbild» vorgenommene Unterteilung beibehalten werden.

Die unmittelbar an serpentinisierte Ultrabasite gebundenen Kieselbildungen

können kaum als durch biochemische Prozesse entstanden gedacht werden. Dagegen spricht vor allem ihr übergross dimensioniertes Auftreten. Ausserdem Hessen sich in diesen Kieselgelmassen keine Radiolarienspuren nachweisen. Wir haben es also hier immer nur mit typischen Hornsteinbildungen zu tun.

Um das Vorhandensein dieser Kieselgelmassen erklären zu können, müssen wir unbedingt auf anorganische Quellen zurückgreifen. Und zwar könnte man einen Teile dieser Hornsteine mit ROUTHIER als sekundär auf dem Wege der subaerischen oder submarinen Zersetzung erklären. Auch dynamometamorphe Vorgänge könnten zu roter Kieselausscheidung führen, wie sich dies in Westanatolien nachweisen liess (NEBERT 1959). Die Hauptmasse jedoch muss in direkten Zusammenhang gebracht werden mit der Extrusion ultrabasischer und basischer Magmen in den mesozoischen Geosynklinalraum und zwar denke ich hier in erster Linie an eine postvulkanische Tätigkeit, in Form von SiO_2 -Exhalationen. Nur diese konnten in der Lage sein, derartige Massen zu fördern. Der Umstand, dass einige westanatolische Serpentinmassive (z.B. bei Kütahya) neben roten Hornsteinen gelegentlich auch Tuffe (die streng von den Tuffen des neogenen Vulkanismus zu sondern sind) führen, kann diese Auslegung nur stützen.

Die zweite Kategorie der mesozoischen Kieselbildungen bilden zusammen mit Sedimenten verschiedenster Art die « Schiefer - Hörnstein - Formation ». Wir sahen bereits, wie GRUNAU die Hornsteine von Arosa für diagenetisch stark verkieselte biochemische Sedimente auffasste, deren SiO_2 aus den Skeletten abgestorbener Kieselorganismen (vornehmlich Radiolarien) bezogen wird. Zu diesem Schluss kommt GRUNAU auf

Grund der dichten Aneinanderlagerung der Radiolariengehäuse in den von ihm untersuchten Dünnschliffen. Gegen diese Deutung ist der Einwand v zu bringen, dass es in Anatolien synsedimentäre Hornsteine der zweiten Gruppe gibt, die völlig radiolarienfrei sind. Darüber hinaus gehen anatolische Radiolaritlager seitlich häufig in radiolarienarme bis radiolarienfreie Hornsteine über. Gewiss, die diagenetischen Prozesse sind ihrem Wesen nach noch unbekannt, trotzdem ist es nicht einzusehen, warum an einer Stelle die Radiolarienskelette massenhaft intakt erhalten geblieben sind, während ein paar Meter seitlich die Gesteinsdiagenese sich derart ausgewirkt haben soll, dass bis auf wenige Skelette alle anderen aufgelöst wurden. Ferner findet man nur zu oft einzelne, völlig unversehrt gebliebene, jedoch äusserst zart aufgebaute Radiolarienskelette in einer kryptokristallinen Kieselmasse eingebettet. Warum gerade diese zarten Gebilde von Auflösungs- und Umwandlungsprozessen verschont geblieben sind, kann die biochemische Entstehungstheorie der Radiolarienhornsteine desgleichen nicht befriedigend beantworten. Ausserdem stellt auch GRUNAU inkonsequenterweise bei grosser Radiolaritmächtigkeit eine anorganische SiO_2 -Zufuhr in den Bereich der Möglichkeit.

Eine weitere Erscheinung, die von der biochemischen Theorie nicht zufriedenstellend erklärt werden kann, ist die Tatsache, dass in zeitlicher Folge unmittelbar (und ohne Zwischenschaltung von irgendwelchen Sedimenten) auf rote Radiolaritlagen tiefgrüngefärbte Hornsteinlagen folgen, die dann abermals von roten Radiolariten überlagert werden. Diesen Umstand versucht GRUNAU dahin zu erklären, dass die roten Hornsteine in einem oxydierenden, und die grünen in einem reduzierenden Milieu zur Ablagerung gelangten. Welche U-r

Sachen das Ablagerungsmilieu in einem Geosynklinalraum dauernd ändern konnten und in welchem Milieu die grauen und schwarzen Hornsteine oder die weissen Kieselbildungen zur Ablagerung gelangten, darauf kann die biochemische Theorie keine Antwort geben. Dies komplexe Problem vereinfacht sich wesentlich, wenn wir die verschieden gefärbten Kieselbildungen mit der Änderung des Chemismus bei der Kieselsäureförderung in Zusammenhang bringen. Und dies ist umso wahrscheinlicher, als bei dieser exhalativen Tätigkeit auch andere Stoffe (wie z.B. Mangan, Eisen etc.) in solchen Mengen gefördert werden können, dass es mitunter zu Anhäufungen von wirtschaftlicher Bedeutung kommen konnte (BORCHERT).

Des weiteren kann die biochemische Theorie auch die charakteristische Wechsellagerung der Hornsteine vor allem mit Kalklagen nicht erklären. Man mag in dieser Wechsellagerung eine gewisse Rhythmizität erblicken, die jedoch auf jahreszeitliche Ursachen nicht zurückgeführt werden kann. Ähnlich wie bei den Kieselbildungen des neogenen Vulkanismus ist diese Rhythmizität mit einer geysirähnlichen Tätigkeit der Zufuhrquellen in Verbindung zu bringen.

Und schliesslich : Warum gelangte während der Sedimentation der abgestorbenen Radiolaritskelette kein Kalk zum Absatz?

Diese Erörterungen führen zu dem klaren Schluss, dass das alleinige Auftreten von Radiolarien in Hornsteinen noch nicht genügt, um die Entstehung der Kieselbildungen auf biochemische Prozesse zurückzuführen. Man muss schon auf anorganische Quellen zurückgreifen, um das Vorhandensein dieser mannigfaltig ausgebildeten und oft massenhaft auftretenden Kieselsedimente erklären zu können.

Die soeben gegen die biochemische Theorie angeführten Argumente richten sich jedoch auch gegen die Vorstellung, dass die Kieselsäure nur aus submarin und subaerisch zersetzten Silikatgesteinen herrührt. Sicher kann Kieselsäure durch solche Prozesse frei und dem Meerwasser zugeführt werden, sowie für das Wachstum von Kieselschalern unter Umständen günstige Lebensbedingungen schaffen. Aber die Hauptmasse der anorganisch ausgefallten Kieselsäure stammt aus postvulkanischen Exhalationen, die direkt mit dem mesozoischen Magmatismus in Zusammenhang gebracht werden muss.

Dies hatte bereits KÜHNEL (1939) eindeutig und klar zum Ausdruck gebracht. Und was über die Radiolarit-Ophiolit-Paragenese (WENK.) gesagt wurde, gilt auch für anatolische Verhältnisse. Das gemeinsame Vorkommen der Schiefer-Hornstein-Formation mit ophiolitischen Extrusionsmassen ist derart charakteristisch, dass auch über ihren genetischen Zusammenhang kein Zweifel besteht, mögen die jetzigen tektonischen Verhältnisse auch noch so verwirrt sein. Es sind immer die gleichen Gesteinspartner, die man beisammen findet. Obwohl die Verbandsverhältnisse heute überwiegend sekundärtektonischer Natur sind, so müssen diese Gesteine einmal in einem primären stratigraphisch-lithologischen Verband gesteckt haben.

Die Hornsteine in der Schiefer-Hornstein-Ophiolit-Formation (PHILIPPSON) stehen somit mit den geosynklinalen Ultrabasitextrusionen in Verbindung.

Für die dritte Kategorie mesozoischer Kieselbildungen in Anatolien ist es schwierig, den Nachweis ihres genetischen Zusammenhanges mit ultrabasischen Extrusionen bzw. Intrusionen zu bringen. Es ist die gleiche Schwierigkeit, auf die KÜHNEL bei der Erklärung der

Entstehung seiner oberkretazischen Feuersteine gestossen ist. Man kann für diese Kieselbildungen und die sie begleitenden Sedimente keine korrelaten magmatischen oder vulkanogenen Gesteine finden. Hier hilft aber eine Vorstellung von BORCHERT (1957, 1958) weiter. Danach hätte das initiale Magma basaltische Zusammensetzung. Aus ihm entwickeln sich einerseits ultrabasische, basische und intermediäre Tiefengesteinsdifferentiate (Ophiolite im engsten Sinn) und andererseits Laven und Tuffe von Diabasen, Melaphyren, Spiliten etc. (Ophiolite im weiteren Sinn). Die Tiefengesteins differentiate brauchen jedoch nicht immer «champignonartig» auf den Geosynklinalboden extrudieren, wie dies DUBERTRET (1953) für Hatay gezeigt hat. Vielmehr bevorzugen sie als Hauptintrusionsort festigkeitsmechanische Unstetigkeitsflächen ersten Ranges, wie sie etwa zwischen metamorphosiertem Untergrund und den jungen Geosynklinalsedimenten existieren. Die extrusive Phase (Lavaergüsse und Tuffe) kann zeitlich von der Hauptintrusion getrennt sein. An die extrusive Phase knüpft BORCHERT auch exhalativ-sedimentäre Lagerstätten (Kupferkies-Schwefelkies), deren Erzabsatz aus Thermen im Meer erfolgte. In der letzten Phase des initialen Magmatismus können somit erzreiche Lösungen abgespalten werden, die als Exhalationen und Thermen sich ins Meer ergiessen. Aus ihnen leitet BORCHERT exhalativ-sedimentäre Lagerstätten vom Typus Lahn-Dill, Ergani Maden und schliesslich auch Radiolarit-Manganerzbildungen ab.

BORCHERT's Entstehungshypothese exhalativ-sedimentärer Lagerstätten lässt sich ohne weiteres auch auf die Bildungsweise jener mesozoischen Kieselsedimente anwenden, für die an der heutigen Erdoberfläche keine direkte genetische Beziehung zu Ultrabasiten zu finden ist.

Demzufolge können sich SiO_2 -reiche Lösungen in der letzten Phase einer in der Tiefe (Diskontinuitätsfläche BORCHERT's) steckengebliebenen Ultrabasinintrusion abspalten, an vorhandenen Spalten bis zum jeweiligen Geosynklinalboden emporsteigen und sich hier als Kieselsäureexhalationen in das Meerwasser ergiessen. Hierbei dürfte es sich desgleichen um überhitzte Lösungen handeln. Die Kieselsäure wird als Sol gefördert, jedoch infolge der Berührung mit dem riedertemperierten Meerwasser sofort als Gel ausgeflockt. Die so entstandenen Hornsteine sind entsprechend dem damaligen Chemismus der exhalativen Förderung verschieden gefärbt. Helle Abarten sind frei von Metallbeimengungen oder sonstigen Stoffen, wohingegen intensiv gefärbte Hornsteine verschiedene Metalle (wie Fe, Mn etc.) in verschiedener Konzentration enthalten können. Die Konzentration kann sich örtlich steigern und zur Bildung von Erzen (z. B. Manganerz) führen.

Beobachtungen aus zentralgelegenen Gebieten Westanatoliens (Tavşanlı, Kütahya, Bursa) stützen BORCHERT's Theorie über das Eindringen ultrabasischer Magmen entlang von Diskontinuitätsflächen. In diesem Gebiet überlagern die Ophiolite in klarem Verbandsverhältnis epizonale Schiefer, die man ganz allgemein für jungpaläozoisch hält (=metamorphosierter Geosynklinalboden), werden aber ihrerseits von mesozoischen Kalken (=junge Geosynklinalsedimente) überlagert. Hier wäre also der Fall zugegen, wo die initialen Ophiolite eine festigkeitsmechanische Unstetigkeitsfläche als Hauptintrusionsort bevorzugt haben.

Bei der Beschreibung der «Hornsteinbänke und der bankig angeordneten Hornsteinknollen» aus den mesozoischen Plattenkalken von Muğla (Südwestanatolien), die der dritten Kategorie

von Kieselsedimenten zugeordnet wurden, beobachtet. V. d. KAADEN & METZ (1954, S. 120), wie die Hornsteinlagen in den den Peridotiten naheliegenden Zonen mengenmässig zunehmen. Zweifelsohne weisen diese Beobachtungen auf den genetischen Zusammenhang hin, der zwischen den betreffenden Kieselsedimenten und Ultrabasiten besteht. Kann aber die gesamte Kieselsäure dieser Kieselbildungen etwa nur aus der submarinen Aufarbeitung oder subaerischen Verwitterung stammen? Es müssten dann auch andere Produkte aus dieser sekundären Aufarbeitung in den Kalksedimenten vorhanden sein. Dies ist aber entschieden nicht der Fall. Damit lassen sich diese Beobachtungen nur dahin deuten, dass mit Annäherung zum Magmenherd bzw. zur ultrabasischen Ex- oder Intrusion die SiO_2 -Exhalationen (-Thermen) zunehmen. Diese Zunahme der SiO_2 -Thermen drückt sich auch in der mengenmässigen Steigerung ihrer Produkte (Kieselbildungen) aus. Die Beobachtungen von v. d. KAADEN & METZ würden somit den vorhin skizzierten Erklärungsversuch über, die Bildungsweise der Kieselsedimente aus der dritten Kategorie erhärten.

Überblicken wir das bisher Gesagte über die Entstehung der Hornsteine (bzw. Radiolarite), so ergibt sich folgendes Bild: Die Kieselsäure dieser Bildungen ist anorganischer Herkunft. Sie stammt aus Exhalationen (Thermen), die in der Schlussphase ultrabasischer und basischer Ex- oder Intrusionen auftraten. An der Entstehung dieser Kieselbildungen waren Organismen in keiner Weise direkt und aktiv beteiligt. Ihr Vorhandensein im Innern der Hornsteine ist rein zufällig. Sie stellen somit Einschlüsse dar und sind keine wesentlichen Bestandteile des Kieselgesteins. Die Radiolarien wurden von den am Meeresboden herumtreiben-

den kleineren und grösseren Kieselgelmassen chemotaktisch angezogen. Sie fanden günstige Lebensbedingungen vor, vermehrten sich rasch und massenhaft. Ihre abgestorbenen Skelette finden wir mehr oder weniger gut erhalten in den Radiolarienhornsteinen (=Radiolariten) wieder.

Das Primäre bei der Entstehung der Hornsteine ist somit die anorganische Herkunft der Kieselsäure, die aus postmagmatischer Tätigkeit abgeleitet wird. Das Vorhandensein von Kieselorganismen (meistens Radiolarien) in den Hornsteinen hat lediglich sekundäre Bedeutung.

Die Bildungsweise neogener Kieselsedimente wurde im vorhergehenden Abschnitt eingehend erörtert. Jene der mesozoischen Hornsteine muss im grossen und ganzen analog vorgegangen sein.

c. Analogien und Differenzen. — Nachdem im Abschnitt 2 c jene Analogien und Differenzen aufgezeigt wurden, welche in formaler Hinsicht zwischen den neogenen Kieselbildungen und den mesozoischen Hornsteinen existieren, sollen nun im folgenden die Ähnlichkeit bzw. Abweichungen in der Entstehung beider Kieselsedimente herausgearbeitet werden.

Die Kieselsäure beider wird von einem basischen Magmatismus (Vulkanismus) abgeleitet. Und zwar erscheinen als letzte Phase dieser magmatischen (vulkanischen) Tätigkeit Exhalationen und Thermen mit massiver SiO_2 -Förderung.

Kieselorganismen (wie Diatomeen, Radiolarien, Dinoflagellaten, Kiesel-spongien etc.) sind zwar in beiden Kieselprodukten vorhanden, sie sind aber nicht wesentliche Gesteinsbestandteile, sondern lediglich Einschlüsse. Als solche verdanken sie ihr Zugewesen dem Zufall.

Die Kieselorganismen konnten sich nur dort massenhaft entwickeln, wo bereits anorganisch ausgefällte Kieselsäure primär vorhanden war. Sie wurden von ihr chemotaktisch angezogen. Diese für Kieselshaler günstigen Lebensbedingungen sind in den mit Radiolarien erfüllten Radiolariten (= Radiolarienhornsteinen) bzw. in den mit Diatomeen erfüllten Diatomiten materialisiert und konserviert.

Die Färbung ist hier wie dort einzig und allein dem Chemismus während der Fördertätigkeit zuzuschreiben. Ungefärbte Kieselbildungen sind frei von metallischen Beimengungen. Gefärbte Kieselbildungen enthalten in wechselnder Konzentration Metallbeimengungen. Bei den mesozoischen Hornsteinen konnte mitunter die Konzentration während der Förderung dermassen wachsen, dass beispielsweise Manganerz - Hornstein-Paragenesen entstanden. Bei noch grösserer Mn-Steigerung kam es zur Bildung von exhalativ-sedimentären Erzlagerstätten von wirtschaftlicher Bedeutung. Was nun den neogenen Vulkanismus, anlangt, so müssen ihm sämtliche exhalativ-sedimentären Borlagerstätten (mit Pandermit, Kolemanit und Uiexit) Westanatoliens zugeordnet werden. Diese Borminerale sind in den gleichen neogenen Kalksedimenten anzutreffen, die mit Kieselprodukten massenhaft durchsetzt sind. Ferner möchte ich noch ein instruktives Beispiel anführen, das ich Herrn Dr. H. Wedding verdanke. Es handelt sich um eine Manganerzlagerstätte in neogenen Kalken, die eine Zeitlang abgebaut wurde. Der Aufschluss befindet sich östlich von Gönen (am Marmara Meer) und zeigt wie eine Manganerzlage neogenen Kalken zwischengeschaltet ist. Das Manganerz wurde exhalativ an Spalten entlang gefördert. Die Aufstiegswege sind z. T. noch im Aufschluss zu sehen (Foto 15, Tafel VI).

Die neogenen Kalke von Gönen lassen sich mit einem Mergel-Tuff-Horizont aus dem Räume Soma korrelieren. Dieser Horizont wird dadurch charakterisiert, dass er neben den Tuffen noch zahlreiche Kieselbildungen führt. Es fehlen somit nur noch die Eisenvererzungen in neogenen Kalken, um eine vollständige Analogie zu den mesozoischen Erzbildungen und Kieselbildungen zu erhalten.

Mit diesen Betrachtungen kommen wir somit zur gleichen Schlussfolgerung wie KÜHNEL (1939) bei seiner Untersuchung über die Entstehung der oberkretazischen Feuersteine : das Radiolaritproblem und jenes der neogenen Kieselbildungen (und schliesslich auch das Feuersteinproblem) sind keine Sonderprobleme, sondern lediglich Teilprobleme im Rahmen der Entstehungsweise aller sedimentärer Kieselbildungen. Ihrem Wesen nach sind diese Probleme nicht verschieden. Lediglich der Charakter des einbettenden Sedimentes ist andersartig. Sowohl die einen als auch die anderen wurden von einem, basischen oder ultrabasischen Magmatismus erzeugt. Das Unterschiedliche ist nur der Raum, in dem sie zur Ablagerung gelangten, sowie die Zeit, während der sie gebildet wurden. Der Bildungsmechanismus bzw. Entstehungsprozess ist bei allen der gleiche.

4. Schlussbetrachtungen

Die Darlegungen in den vorhergehenden Abschnitten haben gezeigt, dass die Entstehung der mesozoischen und tertiären (neogenen) Kieselbildungen auf einen simischen Magmatismus zurückzuführen sind. Dem sialischen Magmatismus scheinen Kieselbildungen zu fehlen. Bei den mesozoischen Kieselbildungen handelt es sich durchwegs um Produkte der initialen ophiolitischen Phase, die das geosynklinale Stadium (oder jenes der Vortiefe) eines

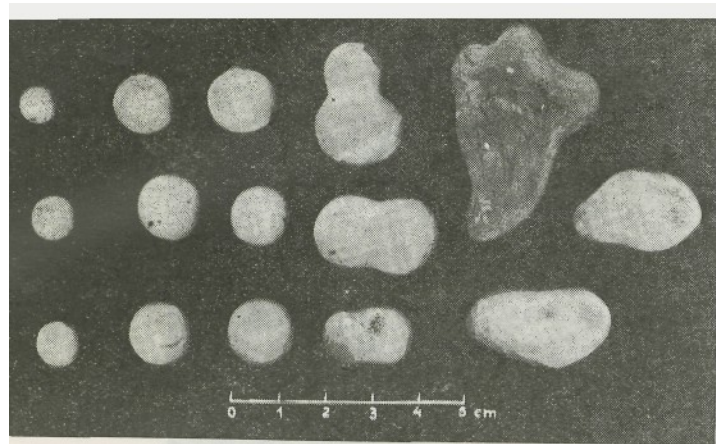


Foto 1 - Kieselbildungen aus den neogenen (wahrscheinlich pliozänen) Ablagerungen von Soma (Vilâyet Balıkesir)

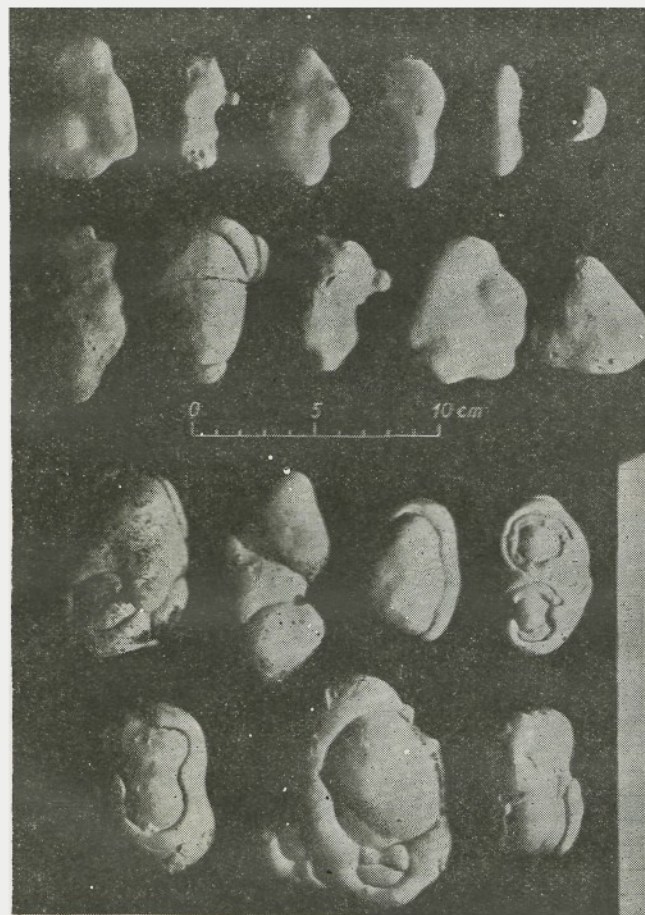


Foto 2 - Kieselbildungen aus den pliozänen Süßwasserschichten von Kayı - Bucuk (bei Ankara)

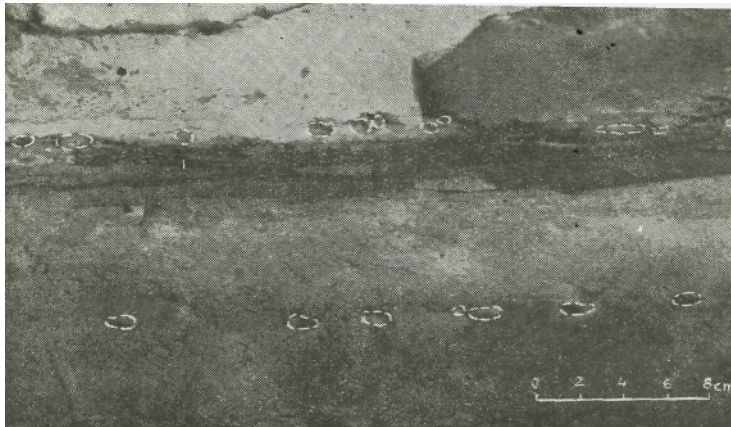


Foto 3 - Neogene Kieselbildungen eingeregelt in Schichtflächen einer Süßwasserserie bei Soma

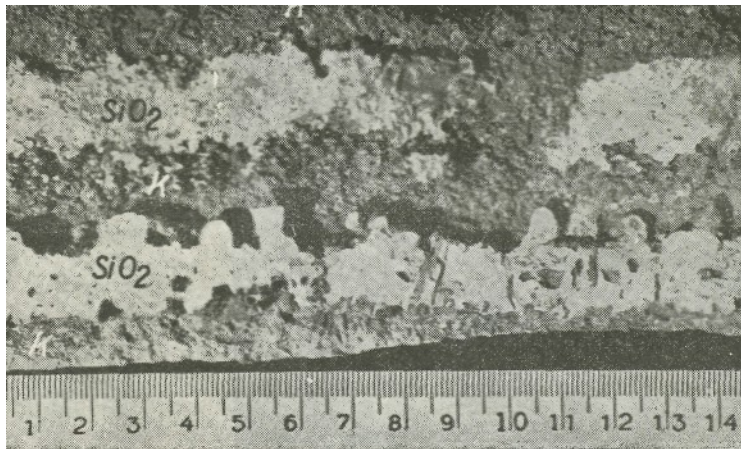


Foto 4 - Dünne Kieselgellagen (SiO₂) in Wechsellagerung mit Kalklagen (K). Aufschluss im Neogenbecken von Harmančík (bei Bursa)

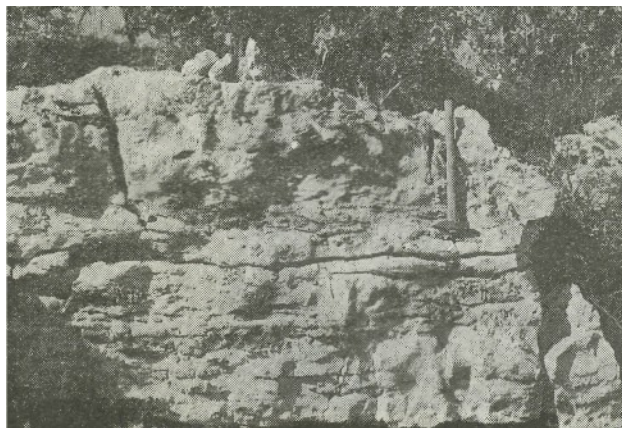


Foto 5 - Herausgewitterte dünne Kieselagen (dunkel) hellen Süßwasserkalken linsenförmig zwischengeschaltet. Aufschluss im Neogenbecken von Harmančík (bei Bursa). (Hammerstiellänge = 40 cm)

Foto 6 - Starke Kieselbänke (SiO_2) in Wechsellagerung mit Süßwasserkalkbänken (K). Aufschluss im Neogenbecken von Harmancık (südlich Bursa). (Hammerstiellänge = 40 cm)

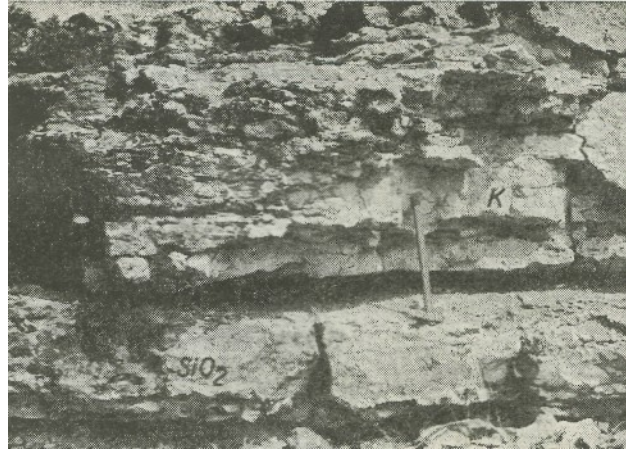


Foto 7 - Über hellen Süßwasserkalken liegen in Form einer kleinen Querkuppe mächtige Kieselmassen (dunkel). Neogenbecken von Kayı - Bucuk (bei Ankara)

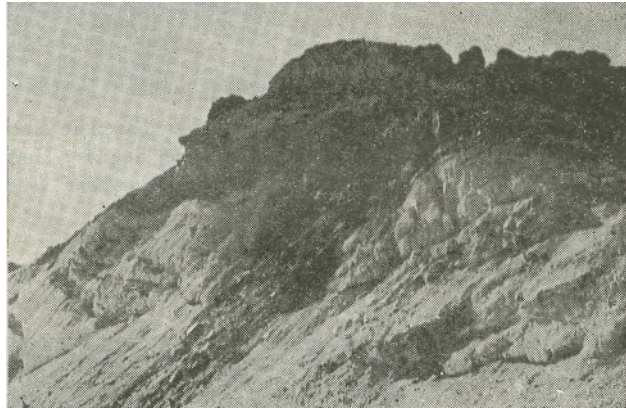


Foto 8 - Verkieselungen (dunkel) in hellen Neogenkalken. Aufschluss im Neogenbecken von Harmancık (südlich Bursa)





Foto 9 - Kiesellinsen in einem mesozoischen Kalk der Schiefer-Hornstein-Formation bei Harmancık (südlich Bursa)

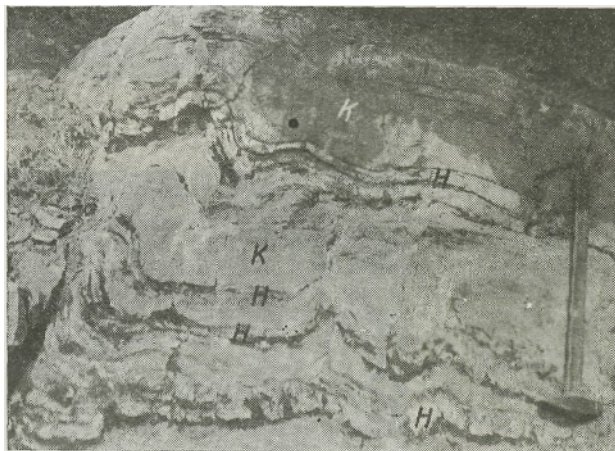


Foto 10 - Dünne und gefaltete Kiesel- (Hornstein-) Lagen (H) in einem mesozoischen Kalk (K) der Schiefer-Hornstein-Formation bei Harmancık (südlich Bursa). (Hammerstiellänge = 40 cm)

Foto 11 - Dunkelrot gefärbte Hornsteinlagen (H) in Wechsellagerung mit hellen mesozoischen Kalken (K) der Schiefer-Hornstein-Formation bei Harmançik (Tavşanlı)

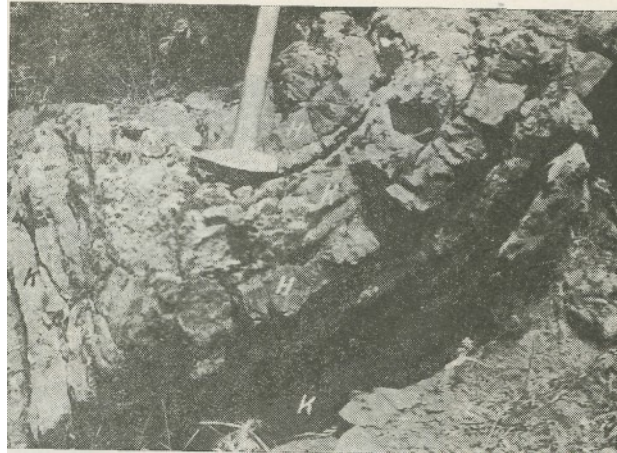


Foto 12 - Stark tektonisierter und kalzitverheiltes Gesteinsverband der Schiefer - Hornstein - Formation bei Harmançik (südlich Bursa). (H) roter Hornstein, (K) mesozoischer Kalk



Foto 13 - Wiese Hornsteinbänke und lagen (H) in Wechsellagerung mit mesozoischen Plattenkalken (K). Aufschluss südlich Miläs



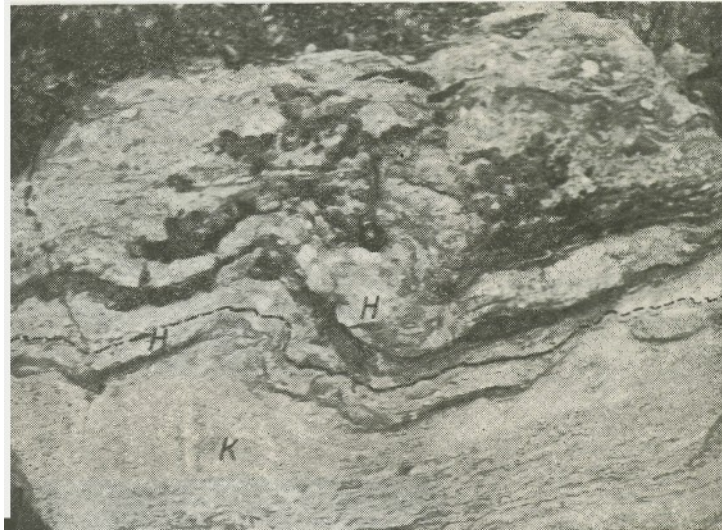


Foto 14 - Intensiv gefalteter Gesteinsverband von hellen Hornsteinlagen (H) und mesozoischen Kalken (K) aus der Gegend von Bodrum (Südwestecke Anatoliens)

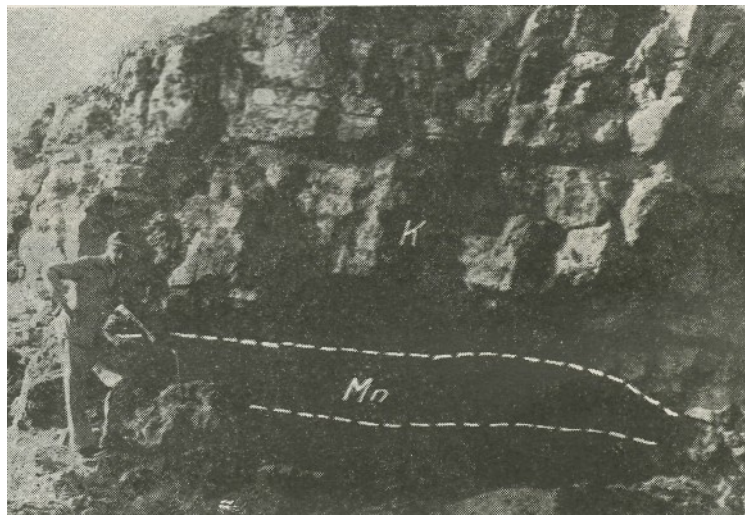


Foto 15 - Manganerzlagen (Mn) neogenen Kalken (K) zwischengeschaltet. Aufschluss bei Gönen

orogenen Zyklus (bzw. Phase) charakterisiert. Das Alter dieser initial-magmatischen Kieselbildungen hängt somit mit dem Alter der Ophiolite zusammen.

Die orthodoxe Vorstellung (z. B. HIESSLEITNER 1951/52), dass alle Serpentinmassive Anatoliens und des Balkans alt (paläozoisch oder praepaläozoisch) seien, hält der Kritik neuerer Arbeiten nicht mehr Stand. Für Jugoslawien und Griechenland sind es vor allem die Arbeiten von PILGER (1940, 1941), v. LEDEBUR (1941) und BRUNN (1952), die sich für ein mesozoisches Alter der Ophiolite einsetzen, wobei diese Ultrabasite triadisch bis oberkreatazisch sein können, je nachdem in welcher Orogenzone sie auftreten. Für ein wesentlich jüngeres Alter der anatolischen (und syrischen) Ophiolite haben sich ARNI (1942), BLUMENTHAL (1945, 1956) und neuerdings BORCHERT (1957, 1958), DUBERTRET (1953, 1954) HOLZER & COLLIN (1957), PINAR & LAHN (1954, 1955) und PETRASCHECK (1955) ausgesprochen. Die Alterseinstufung der anatolischen Ophiolite schwankt zwischen Trias und Oberkreide. ALTINLI (1955) hat aus der Gegend südlich Denizli sogar oligozäne Serpentine beschrieben.

Die Ursache dieses scheinbaren Widerspruches in der Altersstellung der anatolischen Ophiolite liegt in der geotektonischen Entwicklung Anatoliens. Wir sind zu sehr gewohnt, die einzelnen orogenen Zyklen (z. B. variszisch, alpidisch) als etwas isoliert Dastehendes zu betrachten. Dabei verläuft die geotektonische Entwicklung Anatoliens kontinuierlich und die einzelnen Orogenzyklen sind nichts anderes als Stadien in einer langen Entwicklung, die im Devon (oder auch noch früher) ihre»Anfang hat. Für Westanatolien z. B. war das Ausgangszentrum der nordägäische

Raum. Von hier wanderten die nachfolgenden orogenen Zyklen bzw. Phasen undatorisch nach S und N. Dementsprechend werden wir die ältesten (paläozoischen) Ophiolite als Indexgesteine des ersten Geosynklinalstadiums im zentralen Westanatolien finden, während die jüngeren und jüngsten Grüngesteine als Indexgesteine der mesozoischen und tertiären Vortiefen in den taurischen bzw. pontischen Ketten auftreten.

Es ist das Verdienst von de WIJKERSLOOTH (1942) diese Alterszusammenhänge der anatolischen Ophiolite erkannt und erstmalig herausgearbeitet zu haben. Nach diesem Autor sind im großtektonischen Gefüge Anatoliens drei Ophiolitprovinzen zu unterscheiden: Das zentrale Ophiolitgebiet variszischer Entstehung und das nördliche (balkanisch-pontische) sowie das südliche (taurische) Ophiolitgebiet alpidischer Entstehung.

Da nun die mesozoischen Kieselbildungen Produkte eines initialen Magmatismus sind, kann schon allein aus ihrem Vorhandensein in mesozoischen Sedimenten auf die Existenz einer ophiolitischen Phase rückgeschlossen werden, und dies auch dann, wenn für die betreffenden kieseligen Sedimentfolgen keinerlei Beziehungen zu ophiolitischen Massen nachzuweisen sind, d. h. wenn in dem betreffenden Gebiet mit Kiesel-sedimenten Ultrabasite fehlen. Ein gutes Beispiel hierfür liefert uns Nordgriechenland (AUBOUIN 1957, 1958). Die Pindos-Olonos-Serie des südlichen Pindos ist durchsetzt in ihrem basalen Abschnitt mit Radiolaritmassen. Diese lassen sich unschwer mit den Serpentinmassen des Koziakas in genetische Beziehung bringen. Anders bei den Kieselbildungen der adriatisch-ionischen Serie. Für diese lassen sich direkt keine genetischen Beziehungen zu Ophiolitmassen

herstellen, weil innerhalb der gesamten adriatisch-ionischen Zone nirgends Ophiolite frei zu Tage treten. Und doch muss man aus dem Vorhandensein von Kieselbildungen im mittleren und oberen Abschnitt der adriatisch-ionischen Serie auf die Existenz von initialen Ophiolitgesteinen in tieferen und von der Erosion noch nicht freigelegten Niveaus der Serie schliessen. Diese Ophiolite werden natürlich jünger als jene des Koziakas sein. Jedenfalls weisen die Kieselbildungen der adriatisch-ionischen Serie auf geosynklinale (Vortiefe) Sedimentationsbedingungen hin.

Wie liegen nun die Dinge bei den neogenen Kieselbildungen? Auch ihre Entstehung muss man auf einen simischen Magmatismus zurückführen. Man könnte da an den «finalen Vulkanismus» denken. Dieser ist jedoch atlantisch, undifferenziert (z.B. die Plateaubasalte) und charakterisiert das kratogene Stadium eines geotektonischen Entwicklungsganges. Bei den anatolischen Neogenvulkaniten haben wir es durchwegs mit pazifisch, differenzierten Gesteinen (Andesite und Basalte) zu tun.

STILLE (1954) hat für die atlantischen, undifferenzierten Finalite des vollkratonen Stadiums den Namen «hypogene Finalite» geprägt, während die als Spätglieder in einem magmatischen Differentiationsablauf auftretenden basi-

schen Vulkanite die Bezeichnung «lithogerte. Finalite» erhielten.

Die anatolischen Neogenvulkanite könnte man somit als «lithogene Finalite» auffassen. Sie charakterisieren ganz allgemein Sedimentationsräume, wie sie in den Rücksenken verwirklicht sind. Diese Rücksenken sind in Anatolien zumeist mit braunkohlenführenden lakustren oder fluviatilen Sedimenten gefüllt und haben eine wechselvolle tektonische Entwicklung hinter sich.

YALÇINLAR (1954) und LAHN (1945, 1957) haben sich eingehend mit dem Studium der neogenen Vulkanite in Anatolien befasst. Hervorzuheben ist besonders die letzte Arbeit (1957) von LAHN. In ihr weist der Verfasser nach, dass der neogene Vulkanismus von median gelegenen Zonen Anatoliens nach aussen (d.h. nach Süden und Norden) gewandert ist. Diese Feststellungen liefern eine weitere Stütze für den undatorischen Entwicklungsgang des anatolischen Orogens.

Zusammenfassend lässt sich somit sagen: Die mesozoischen Kieselbildungen (Hornsteine, Radiolarienhornsteine, Radiolarite, Jaspisse etc.) sind Produkte eines initialen Magmatismus, der das Geosynklinalstadium bzw. das Vortiefenstadium eines orogenen Entwicklungsganges charakterisiert. Die neogenen Kieselbildungen sind Produkte eines lithogen-finalen Vulkanismus, der das Rücksenkenstadium kennzeichnet.

Manuscript received May 21, 1959

LITERATURVERZEICHNIS

- ALTINLI, E. (1955) : The geology of southern Denizli. -*Rev. de la Fac. des Sc. de l'Univers. d'Istanbul*, Serie B, tome XX, Fasc. 1-2, İstanbul.
- & IRMAK, L. R. (1946) : a note on diatomaceous earth from Geyikçeli (Kayseri vilayeti, Turkey). - *Rev. Fac. Sc. Univ. İstanbul*, t. 11, İstanbul.
- ARNI, P. (1942) : Materialien zur Altersfrage der Ophiolithe Anatoliens. -*M. T. A. Mecm.* 3/28, Ankara.

- AUBOUIN, J. (1957) : A propos de la serie du Pinde - Olonos. Essai de correlation stratigraphique dans le Pinde meridional. - *Annales Geol. Pays Hell.* Athenes.
- (1958) : A propos de la serie adriatico - ionienne. Essai de correlation stratigraphique en Epire. - *Annales Geol. Pays. Hell.* Athenes.
- BAILEY, E. B. & McCALLIEN, W. J. (1956) : Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrust. - *Trans. Roy. Soc. Edinburgh.* LXII, part II (1951-1953), No. 11, Edinburgh.
- BLUMENTHAL, M. (1945) : Sind gewisse Ophiolithzonen Nordanatoliens präliassisch? - *M. T. A. Mecm.* 1/33, Ankara.
- (1956) : Les chaines bordieres du Taurus au Sud-Ouest du bassin de Karaman-Konya et le probleme stratigraphique de la formation schisto-radiolaritique. - *Bull. of the Mineral Research and Expl. Inst. of Turkey* No. 48 Ankara.
- BORCHERT, H. (1957) : Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. - *Neues Jb. Mineral. Abh.* 91, Festband Schneiderhöhn, Stuttgart.
- (1958) : Die Chrom- und Kupfererzlagerstätten des initialen ophiolitischen Magmatismus in der Türkei. - *Veröff; Inst. für Lagerstättenforschung der Türkei*, No. 102, Ankara.
- BRUNN, J. H. (1952) : Les eruptions ophiolithiques dans le NW de la Grece; leurs relations avec l'orogenese. - *Congr. Geol. Int., Comptes rend. de la 19-eme session, sect. XV, fasc. XVII*, Alger.
- CHAPUT, E. (1936) : Voyages d'etudes geologiques et geomorphologiques en Turquie. - *Mem. Inst. Fr. d'Archeol. Stamboul*, t. 2, Paris.
- DAVIS, E. F. (1918) : The Radiolarian cherts of the Franciscan group. - *Univers. California Publ. Bull. of the Department of Geology.*
- DUBERTRET, L. (1953) : Geologie des roches vertes du Nord - Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). - *Museum Nation. Hist. Naturelle. Notes et Memoires sur le Moyen - Orient*, t. VI, Paris.
- (1954) : Basaltes et roches vertes du Liban, de Syrie et du Hatay (ancien Sandjak d'Alexandrette, Turquie). - *19. Congr. Geol. Int., Compt. rend., sect. XV, fasc. XVII*, Alger.
- GRUNAU, H. (1947) : Die Vergesellschaftung von Radiolariten und Ophiolithen in den Schweizer Alpen. - *Ecl. Geol. Helv.* 39, Nr. 2, Basel.
- (1947) : Geologie von Arosa mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems. - *Inaugural Dissertation, Univ. Bern, Zürich.*
- HIESSLEITNER, G. (1951/52) : Serpentin- und Chromerz - Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. - *Jahrb. d. Geol. Bundesanst., Sonderband 1*, Wien.
- HOLZER, H. & COLIN, H. (1957) : Beiträge zur Ophiolithfrage in Anatolien (Türkei). - *Jb. Geol. Bundesanst.*, 100, Wien.
- KAADEN, G. v. d. & METZ, K. (1954) : Beiträge zur Geologie des Raumes zwischen Datça-Muğla - Dalaman Çay (SW- Anatolien). - *Bull. of the Geol. Soc. of Turkey*, Vol. V, Ankara.
- KLÄHN, H. (1925) : Senone Kreide mit und ohne Feuersteine. Eine geochemische Studie. - *N. Jb. Min. Beil.* Bd. 52, Abt. B.
- KOSSMAT, F. (1936) : Der ophiolitische Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems. - *S. Ber. preuss. Akad. Wiss, phys.-math. Kl.* 24, Berlin.
- KÜHNEL, J. (1939) : Sedimentäre Kieselgesteine, Hornsteine und das Feuersteirproblem. - *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, 91, Berlin.
- LAHN, E. (1945) : Le volcanisme neogene et quaternaire en Anatolie. - *Türk. Coğr. Derg.*, Ankara.
- (1957) : Rapports entre la repartition des roches volcaniques et la tectonique en Anatolie. - *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dynamique*, fasc. 4, Paris.
- LEDEBUR, K. H. v. (1941) : Stratigraphie und Tektonik Jugoslawiens zwischen Lim und Ibar. - *N. Jahrb. Min. Geol. u. Pal. B. Beilagebd.* 85, Stuttgart.

- McCALLIEN, W. J. (1950) : Some Turkish pillow-lavas. - *Bul. Geol. Soc. Turkey*. II, No. 2, Ankara.
- MOLENGRAAF, G. A. F. (1900) : Tochte Geologische Verkenning - Hochten in Central Borneo. *Leiden*.
- NEBERT, K. (1959) : Beobachtungen über die Serpentinisierung ultrabasischer und basischer Gesteinsmassen. - *Bull. of the Mineral Research and Expl. Inst. Turkey*. No. 52, Ankara.
- PILGER, A. (1940) : Magmatismus und Tektonik in den Dinariden Jugoslawiens, *Zentralbl. Min. etc. Jahrg.* 1940, Abt. B, No. 9, Stuttgart.
- (1941) : Paläogeographie und Tektonik Jugoslawiens zwischen der Una und dem Zlatibor-Gebirge. - *Neues Jahrb. Min. etc. Beil.* Bd. 85, Abt. B, Stuttgart.
- (1951) : Die tektonischen Probleme des initialen Magmatismus. - *Geol. Jb.* Bd. 65 (1949), Hannover.
- PINAR, N. & LAHN, E. (1954) : La position tectonique de l'Anatolie dans le Systeme orogénique mediterraneen. - *19. Congr. Geol. Int., Comptes. rend. sect. XV, fasc. XVIII, Alger*.
- (1955) : Nouvelles considerations sur la tectonique de l'Anatolie (Turquie, Asie Mineure) .- *Bull. Soc. Geol. France*, 6-me serie, t. 5, fasc. 1-3, Paris.
- PETRASCHECK, W. E. (1955) : Zur Altersbestimmung einiger Serpentine in Griechenland und Kleinasien. - *Anz. Math.-Nat. Kl. Österr. Akad. Wiss.*, Wien.
- (1958) : Zur Geologie der chromführenden Ophiolithe der Osttürkei. - *Bull. Mineral Research and Expl. Inst. Turkey*, No. 50, Ankara.
- ROUTHIER, P. (1945) : Sur l'origine des roches vertes. - *C. R. somm, Soc. Geol. Fr.*, Paris.
- (1946) : L'association radiolarites - roches vertes dans les chaines geosynclinales. I. Observations geologiques en Corse et ailleurs. II. Interpretations. III. Application au probleme des jaspes à Radiolaires dans son ensemble. Conclusions. - *C. R. somm. S. G. F.*, 26-28, 66-67, 89-91, Paris.
- STEINMANN, G. (1913) : Über die Tiefseeabsätze des Oberjura im Appenin. - *Geol. Rundsch.*, 4, Stuttgart.
- (1925) : Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? - *Geol. Rundsch.* 14, Stuttgart.
- (1927) : Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. - *14. Congr. Geol. Int., Compt. rend.*, Madrid.
- STILLE, H. (1954) : Unterschiebungs - Palingenese. - *19. Congr. Geol. Int., Compt. rend.*, sect. XV, fasc. XVII, Alger.
- TROMP, S. W. (1948) : Shallow - water origin of Radiolarites in Southern Turkey.- *Jour. Geology*, 56, Chicago.
- WENK, E. (1949) : Die Assoziation von Radiolarienhornsteinen mit ophiolithischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem. - *Experientia* V/6, Basel.
- WETZEL, W. (1937) : Die Entstehungsgeschichte verschiedener Arten von Kreidefeuersteinen. - *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.* 89, Berlin.
- (1939) : Ist eine «Thermalhypothese» der Feuersteinbildung möglich? (Mit einem Beitrag von D. WIRTZ).- *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, 91, Berlin.
- WIJKERSLOOTH, P. de (1941) : Einiges über den Magmatismus des jüngeren Paläozoikums (des Varistikums) im Räume West - Zentral - Anatoliens.- *M. T. A. Mecm.* 4/25, Ankara.
- (1942) : Die Chromerzprovinzen der Türkei und des Balkans und ihr Verhalten zur Gross-tektonik dieser Länder. - *M. T. A. Mecm.* 1/26, Ankara.
- YALÇINLAR, İ. (1954) : Sur les regions volcaniques neogenes de la Turquie.- *Rev. Geogr. Inst. Univ.*, Istanbul.