

FÖLDTANI KÖZLÖNY

Band LXVI. kötet, 1936. október — december. Heft 10-12. füzet.

A

MAGYARHONI FÖLDTANI TÁRSULAT VÁLASZTMÁNYA

megilletődéssel és mély mély szomorúsággal tudatja, hogy

Dr. nagyilosvai ILOSVAY LAJOS

műegyetemi ny. r. tanár

a műegyetem tiszteletbeli doktora és nyug. m. kir. vallás- és közoktatás-
ügyi államtitkár, m. kir. titkos tanácsos, m. kir. udvari tanácsos, a
Magyar Tudományos Akadémia tiszteleti és igazgató tagja, stb., stb.,
s társulatunknak 1883 óta rendes, 1913 óta tiszteleti tagja,

életének 85. évében szept. 30-án elhunyt.

EMLÉKÉT KEGYELETTEL ŐRIZZÜK !

ASVÁNYRENDSZERTANI TANULMÁNYOK.

II. Közlemény: *A chlorit-csoport.*

Irta: *Vavríneck Gábor.*

MINERALSYSTEMATOLOGISCHE STUDIEN II.

Die Chloritgruppe.

Von *Gabriel Vavríneck.*

A chloritok összetételével foglalkozó nagyszámú dolgozat szerzőinek többsége elfogadja Tschermak elméletét, sőt részben továbbfejleszti azt. A Tschermak által feltételezett összetevőket is mind, mint tényleg létező ásványokat ismerjük már, még pedig a legtöbb összetevő-típust több, különböző kationokat tartalmazó faj alakjában.

Egyes szerzőknek a Tschermak féle elmélet ellen felhozott, de eddig még meg nem cáfolt érveit, valamint a vele ellentétlenek látszó kísérleti adatokat számos bizonyíték és a kísérleti módszerek elvi hibáinak feltárása semmisíti meg.

Az orthochloritokat alkotó antigorit és amesit egy közös képletre vezethető vissza, amelyben $MgSi$ és $AlAl$ csoportok izomorfan helyettesíthetik egymást. Tschermak-nak felismerését nemcsak az elemzési adatok, hanem újabban a szerkezet-felderítések eredményei is bizonyítják. A esekélyszámú röntgenográfiai adat szerint a chloritrács egymással váltakozó brueit- és talkrétegekből álló rétegrács. A brueitrétegben a Mg-íont egy Al-íon helyettesíti és ugyanakkor a talkrétegben egy Si-íont is helyettesít egy Al-íon; így a vegyértékek összege nem változik és az ilyenmű helyettesítésük statisztikai megoszlása folytán a legkülönbözőbb keverési aránnyal bíró orthochloritok jöhetnek létre.

Az irodalomban föllelhető és gondosan megrostált elemzési anyag (IV. táblázat) egyrészt azt bizonyítja, hogy az antigorit-amesit sorozat tagjainak elemzési hibái nem függenek a sorozatban elfoglalt helytől (51. ábra) tehát az orthochloritok stöchiometriailag tényleg antigorit és amesit összetevőkből állanak; másrészt az antigorit-amesit arány pontos kiszámításánál kiderül, hogy ez a sorozat, Brauns állításával ellentétben, elvileg folytonos és megszakítatlan, a hézagok kiesinyek és az egész sorozatban rendszertelenül elszórtak (52. ábra).

Az amesit-antigorit sorozat beosztása, illetőleg az orthochloritoknak rendszere a résztvevő kationok alapján és az antigorit-amesit arány szerint az V. táblázatban van kiépítve.

A leptochloritok jelentékeny részéről újabb vizsgálatok kiderítették, hogy azok tulajdonképen orthochloritok (mint ilyenek ott tekintetbe is vettük őket), a fennmaradt tömeg (VI. táblázat) legtöbbször pedig kétes vagy hiányosan ismert. A jobban megvizsgált leptochloritok különböző előfordulásainak összetétele annyira eltér egymástól (VII. táblázat), hogy alapos, mindenre kiterjedő vizsgálat nélkül ezeket sem tekinthetjük egyértelműen definiált fajoknak. Így a leptochloritok csoportjában összefoglalt ásványok rendszerezése jelenleg kérésztülvihetetlen.

A chloritos ásványok nevei között fennálló zavart, túltengést és ellentmondásokat már Oreeel kifogásolta; indítványát kiegészítve, törleendőnek véljük a következő elnevezéseket: bayalith, colerainit, grastit, leuchtenbergit, loganit, phyllochlorit, protochlorit, pseudophit, rhodochrom, rumpfit, sheridanit és Al-sheridanit, de ide számítandók az összes kétes leptochloritok is; másrészt bizonyos korlátozást vagy fogalom módosítást javasolunk a következő nevekénél: thuringit, aplirosiderit, daphnit, diabantit, kotsehubeyit.

A chloritok összetevői gyanánt ismert és feltételezett vegyületeket, amennyiben viszonylag tisztán is előfordulnak, önálló fajoknak kell tekinteni és önálló névvel jelölni. Ezeket a német nyelvű szöveg végén levő felsorolásban találjuk meg. A chloritok és chloritszerű ásványok összes elnevezéseit pedig egy függelékben találjuk a lényeg rövid megjelölésével.

* * *

Nach dem Erscheinen der grossen Chlorit-Monographie von J. Oreeel (1) ist es wohl überflüssig, auf die zahlreichen, dort referierten Arbeiten über die Chlorite näher einzugehen; dieselben werden nur insofern erwähnt, als sie für unsere Auseinandersetzungen wichtig sind. Etwas ausführlicher müssen dagegen die Arbeiten der letzten Jahre berücksichtigt werden.

Theorien über die chemische Zusammensetzung.

Die mit der chemischen Zusammensetzung sich befassenden Arbeiten können im allgemeinen in zwei Gruppen getrennt werden, je nachdem sie mit der Tschermak'schen Theorie in Einklang stehen oder nicht.

Wartha (2) gab zuerst der Vermutung Ausdruck, dass Serpentin und die Chlorite eine Reihe bilden. Diese Auffassung wurde durch Clarke und Schneider (3) bestimmter ausgesprochen, dann von Tschermak (4) begründet und genauer formuliert. Die Einteilung und Strukturlehre der Chlorite erfuhr seither gewisse Änderungen, der Grundgedanke aber blieb unberührt und die Theorie erhielt durch zahlreiche Beweise Bekräftigung und Ergänzung. Mit Niggli, Jakob, Gossner, Win-

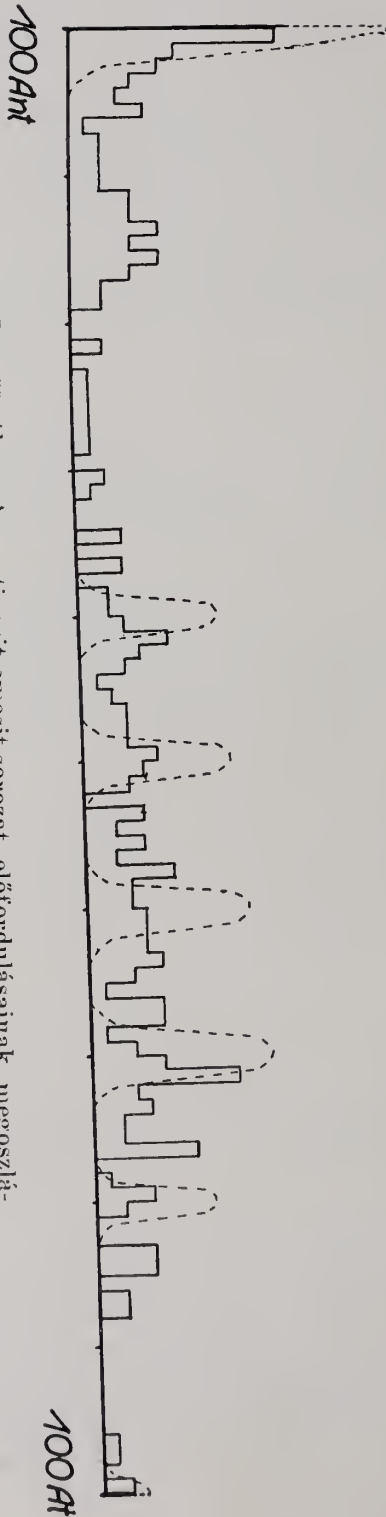


Fig. 50. ábra. Az antigorit-amesit-sorozat előfordulásainak megoszlása összetétel szerint. — = gyakoriságok a valóságban, . . . = gyakoriságok Brauns fellevése szerint (az elemzési hibák okozta szóródással). — Verteilung der Vorkommnisse in der Antigorit-Amesit-Reihe nach der Zusammensetzung. — = Häufigkeiten in der Wirklichkeit. . . . = Häufigkeiten nach der Hypothese von Brauns (mit derdurch Analysenfehler verursachten Streuung).

e h e l l u A. schliesst sich auch Verfasser dieser Theorie an, nachdem sie den heutigen Erkenntnissen angepasst wurde. Dieser Beitritt kann und muss durch die Zurückweisung gewisser Anfechtungen und durch das Aufzählen wichtiger, bisher überschender Tatsachen begründet werden.

Einige Annahmen T s c h e r m a k s (die sog. Letochlorite betreffend) sind heute dank der vervollkommenen chemischen Analytik und der Entdeckung einiger groben analytischen Fehler überholt. Die Reihe der Ortochlorite wurde durch viele neue Vorkommnisse und durch die richtige Erkenntnis mehrerer Leptochlorite bereichert.

Brauns (5) beanstandete, dass 1. in der Tschermak'schen Reihe zwischen den Mischungen und einem Endglied (Serpentin) eine auffallende Lücke an kristallisierten Gliedern besteht; 2. der übrige Teil der Reihe auch nicht kontinuierlich ist, weil Mineralien nur an Stellen der von ihm angenommenen Formeln zu fin-

den sind; 3. bei dieser Reihe die „Endglieder“ am schlechtesten kristallisieren, was bei anderen isomorphen Reihen nicht der Fall ist. Diese Einwände will ich jetzt widerlegen: 1. Es gibt keine auffallende Lücke zwischen Pennin und Serpentin, was aus dem Linienbild Figur 50 zu ersehen ist. Wenn auch Antigorit und die zwischen diesen und Pennin fallenden Vorkommnisse grösstenteils nicht makrokristallinisch sind, so besitzen sie ein kristallinisches Gefüge und schliessen sich in allen optischen Eigenschaften dem übrigen Teile der Mischungsreihe kontinuierlich an (Winkel, 18). Übrigens besteht in der $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O} - \text{CuSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ -Reihe zwischen Pisanit (mit max. 67% $\text{CuSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) und dem Endglied Boothit (mit 99% $\text{CuSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), welcher meistens ebenfalls nur mikrokristallinisch auftritt, eine viel breitere Lücke. 2. Ob die Reihe periodische Anhäufungen und Lücken aufweist (Brauns), oder ununterbrochen ist (Tschermak), wird ebenfalls durch die Häufigkeitskurve Fig. 50 entschieden, wo die Zahl d. Fundorte (nicht die der Analysen!) eingetragen wurde. Nicht einwandfreie Analysen (s. später) blieben unberücksichtigt. Von mehreren vorhandenen Analysen desselben Vorkommens wurde der Mittelwert gebildet und in die Zeichnung eingetragen. Diese zeigt, dass die von Brauns geforderten Lücken zwischen 41 und 49,51 und 59, 61 und 69, bzw. 71 und 79 Mol-% Amesit und entsprechende Anhäufungen bei 40, 50, 60, 70 und 80 Mol-% Amesit, wie es die gestrichelte Kurve veranschaulicht, gar nicht vorkommen. Hier und da erscheinende Unterbrechungen sind ganz unregelmässig in der Reihe verteilt, besitzen also keine beweisende Kraft für die Behauptungen Brauns'. Der seinerzeit so auffallende leere Raum zwischen Serpentin (Ant_{100}) und Pennin ($\text{Ant}_{50}\text{At}_{10}$) ist durch zahlreiche Vorkommnisse fast ganz zum Verschwinden gebracht worden, bzw. in eine Schar kleiner Lücken zerfallen. 3. Wenn der eine Mischungsbestandteil (Antigorit) nur mikrokristallinisch vorkommt, so ist es nicht zu bewundern, dass die demselben nahestehenden Mischungslieder auch nicht in messbaren Kristallen auftreten. Die Behauptung Brauns', dass in der Regel die Mitte der Mischungsreihen am schlechtesten kristallisiert, wird u. a. durch die Plagioklase, Wernerite, Olivine widerlegt. Noch besser lassen sich die Chlorite (Orthochlorite) mit den Pyroxenen und Hornblenden vergleichen, da bei diesen auch ein $\text{R}^{\text{II}}\text{Si}$ Komplex durch äquivalente Mengen von R_2^{III} isomorph vertretbar und ersetzbar ist.

Fedoroff (6) brachte nichts wesentlich neues, zitierte dabei die ursprünglichen Analysen des „Rumpfits“ von Fritsch (7), sowie Redlich und Cornu (8), obwohl dieselben durch Panzer (9) schon 10 Jahre früher korrigiert wurden, womit die Existenz dieser leptochloritischen Art erlosch.

Clarke (10) wollte die Struktur der Chlorite durch Zersetzung in Chlorwasserstoffgas aufklären; seine Reaktionen waren

indessen nicht vollständig und geben deshalb kein Recht zu allgemein gültigen Folgerungen, wie es Brauns in seiner Kritik (l. c.) bewies. Clarke hat auch Schmelzversuche vorgenommen, und schloss aus der Bildung von Olivin, Enstatit und Spinell auf die Struktur der untersuchten Chlorite. Ein prinzipieller Fehler der Schmelzversuche mit wasserhaltigen Verbindungen bei gewöhnlichem Druck ist, dass sie beim Erhitzen auf die Schmelztemperatur durch Wasser- und Wasserstoffverlust, Oxydation des Ferroeisens und durch innere Umlagerungen wesentlichen Veränderungen unterworfen sind. Der Umstand, ob in der Schmelze Spinell auftritt oder nicht, ist ausschliesslich vom Sesquioxidgehalt und den aktuellen Schmelz- und Löslichkeitsverhältnissen der möglichen Spinellverbindungen abhängig. Selbst OrceI betont, dass Clarkes Ergebnisse nur Hypothesen sind.

Die Gebrüder Aseh (11) führten mit ihren benzolringartigen Formeln reine geometrische Spekulationen aus, in welchen Isküll (12) keine verwertbaren Ergebnisse fand.

Die Versuche von Clarke wiederholte Isküll (12), indem er die Zersetzung mit Salzsäure in Lösung vornahm. Zur Beurteilung seiner Ergebnisse sei folgendes bemerkt: 1. die Substanzen wurden vor den Versuchen kalziniert, wodurch sie die oben schon erwähnten Veränderungen erlitten; 2. gleiche Versuchsbedingungen (Pulverisierungsgrad des Minerals, Konzentration, Volumen und Temperatur der Lösung, Rührintensität etc.) vorausgesetzt, hängt die Zersetzungsgeschwindigkeit eines Minerals auch bei gleicher Struktur, also innerhalb isomorpher Reihen vom Kation ab (verschiedene Angreifbarkeit von Calcit, Dolomit und Magnetit durch verdünnte Salzsäure!); 3. die freiwerdende Kieselsäure verteilt sich auf drei Phasen: Kieselsäuresol, Kieselsäuregel und an die Oberfläche des Bodenkörpers adsorbierte Kieselsäure. Diese drei Phasen sind miteinander in Gleichgewicht, welches von Temperatur und Volumen der Lösung, von Oberfläche des Bodenkörpers und nicht unerheblich von den anwesenden Lösungsgenossen abhängt (auflockende Wirkung mehrwertiger Ionen, deren Menge sich bei den Chloriten in weiten Grenzen bewegt und deren Einfluss durch Verdünnung nur in unbedeutendem Masse aufgehoben werden kann).

Isküll wiederholte auch die Schmelzversuche von Clarke. Aus oben ausgeführten Gründen haben die $MgSiO_3 : Mg_2SiO_4$ -Tabellen von Isküll und OrceI (l. c. 132) keine Beweiskraft gegen die Tschermak'sche Theorie.

OrceI (l. c. 323—328) klassifiziert sämtliche Chlorite nach dem Verhältnis $SiO_2 : Al_2O_3$, innerhalb der hiernach aufgestellten Gruppen bildet er mehrere Untergruppen entsprechend der Vertretung des Aluminiums durch Ferroeisen oder Chrom, bzw. des Magnesiums durch Ferroeisen. Nachdem er aber die Menge der

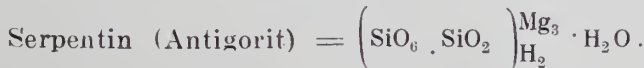
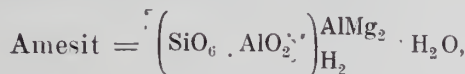
Monoxyde und des Wassers ganz ausser Acht lässt (deren Verhältnis zur Kieselsäure und zu den Sesquioxyden total vernachlässigt), ist seine Klassifizierung nur eine qualitativ-chemische Rubrizierung. Den Moravit reiht z. B. Orceel (l. c. 383) zur Klinochlorgruppe, obwohl er eine ganz bedeutende Azidität gegenüber dem Klinochlor aufweist:

	SiO ₂ : Al ₂ O ₃	SiO ₂ : MgO
Moravit	3,23	3,23
Klinochlor	2,66—3,33	0,58—0,60

Orceels zahlreiche Analysen bereichern die Mineralchemie mit wertvollen Angaben, besonders über neue Vorkommnisse. Er hat ferner aus der Literatur die Chloritanalysen zusammengestellt, n. zw. viel vollständiger, als Doelter. Der Überblick von 290 Analysen ermöglichte ihm die Aussehaltung gewisser Irrtümer und Widersprüche. Orceel behauptet (l. c. 411), dass in der Reihe der Chlorite die Namen Amesit, Korundophilid, Prochlorit, Klinochlor, Pennin völlig genügen; für besondere Arten (mit Fe^{II}, Fe^{III}, Cr) können die Namen Leuchtenbergit etc. mit gewissen Einschränkungen beibehalten werden. Orceel definiert in seiner Monographie die bis dorthin zweifelhaft n Arten: Aphrosiderit, Thuringit, Bavalith, Daphnit, Delessit, Fiabantit, Leuchtenbergit, Kotschubeyit genau. Andererseits streicht er die unnützen Ausdrücke: Rumpfit, Chloropit, Protochlorid, Dumasit, Pseudophilid etc. (l. c. 424). Hierüber wird weiter unten noch die Rede sein.

Die Amesitformel von Jakob (13): $\left(\text{SiO}_6 \right)_{\text{H}_2}^{\text{Al}_2} \cdot \text{OMg} \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2$ wurde

durch Niggli (14) für die Komponenten der Tschermak'schen Orthochloritreihe in folgende Form umgesetzt:



Gossner (15) wandte als erster für die Konstitutionsermittlung verschiedener Silikatgruppen neuzeitliche statistische Methoden an. Wie bei mehreren anderen Gruppen, konstatierte er (16) auch bei den Chloriten die äquimolare gegenseitige Vertretbarkeit von MgSiO₃ und Al₂O₃; umso auffallender ist es, dass er für Pennin, Klinochlor u. a. eigene Formeln aufstellt. Die Abweichung seiner Formeln von den analytischen Befunden eliminiert er durch die Annahme, dass SiO₂ durch HAlO₂ und dieses wieder

durch H_2MgO_2 teilweise ersetzbar sei. Diese Atomgruppen sind nach ihm kristallographisch gleichwertig. Aus seiner ganzen Darstellung leuchtet die Auffassung hervor, dass die Atomgruppen $MgSiO_2$, SiO_2 , Al_2O_3 , $AlO.OH$ und $Mg(OH)_2$ einander innerhalb ziemlich weiter Grenzen ersetzen können. Obwohl seine Typenformeln von den Tschermak'schen stöchiometrisch stark abweichen, ist eine scheinbar volle Übereinstimmung mit den Analysen zu sehen, deren Ursache darin besteht, dass die angeführten Atomgruppen nach Bedarf durch einander ersetzt wurden. Durch diese Methode können die schlechtesten Analysen restlos gedeutet werden, eine Möglichkeit, die keineswegs den richtigen Zweck der Theorien darstellt. Bei anderen Gruppen erhält Gossner nach seiner Methode einen (meist kleinen) Restbetrag, welcher als Maas der Güte der Analyse, ein Resultat der analytischen Fehler bildet. In neuerer Zeit schenkt Gossner (16a) offenbar der durch röntgenographische Untersuchungen weitergebauten Tschermak'schen Theorie sein Vertrauen.

Winchell (17) ergänzt die Tschermak'sche Theorie durch Einschaltung neuer Mischungsbestandteile, namentlich: Antigorit, Ferroantigorit, Amesit, Daphnit, Cronstedtit, Magnesio-cronstedtit, Kämmererit. Auf Grund umfangreicher optischen Untersuchungen zeigt Winchell, dass die Antigorit-Amesit-Reihe prinzipiell stetig und ununterbrochen ist. Später (18) äussert er sich gegen die Auffassung der Monographie Oreel's, weil die Entwässerungskurven verschiedener Chloritvorkommnisse untereinander Schwankungen von der gleichen Grössenordnung aufweisen, wie ihre Abweichung von den Serpentin-Antigorit-Linien. Dem Klassifikationsprinzip von Oreel kann er auch nicht beipflichten, weil dieses bloss auf dem Verhältnis $SiO_2 : Al_2O_3$ beruht, ohne Rücksicht auf das Auftreten und Verhältnis der Monoxyde R. O. Schliesslich gelangt Winchell zu dem wichtigen Schluss, dass die vielen guten neuen Analysen, die Oreel und andere veröffentlichten, die Tschermak'sche Theorie eher *bekräftigen*, als *schwächen*.

Gi Liang Dschang (19) kommt auf graphischem Wege ebenfalls zu den obigen Komponenten, für welche er folgende, verdoppelte Formeln gibt: Antigorit = $H_4Mg_6Si_4O_{18}$, Amesit = $H_4Mg_4Al_4Si_2O_{18}$, Ferroamesit = $H_8Fe_4Al_4Si_2O_{18}$, Kämmererit (Chromamesit) = $H_8Mg_4Cr_4Si_2O_{18}$, Cronstedtit = $H_8Fe_4Fe_4Si_2O_{18}$, ausserdem nimmt er noch eine Verbindung an, welche aus Antigorit durch Ersatz von Mg_2SiO_4 durch Si_2O_4 abgeleitet wird: $H_8Mg_4Si_3Si_2O_{18} = H_8Mg_4Si_5O_{18}$. Diese Komponente kommt rein nie vor und entbehrt somit den Vorteil der Tschermak'schen Theorie, deren seinerzeit allerdings teilweise hypothetischen Komponenten durch die Zeit tatsächlich verwirklicht wurden.

Nach Dschang kann das optische Verhalten der Lepto-

chlorite aus dem der Orthochlorite erklärt und abgeleitet werden; überhaupt gibt es zwischen diesen beiden Untergruppen der Chlorite auch von chemischem Standpunkt aus keinen prinzipiellen Unterschied.

Mischungsbestandteile der Chlorite.

Amesit, die erste vorausgesagte Tschermak'sche Komponente wurde bald nach dem Erscheinen der Tschermak'schen Studien entdeckt, nur einige Leptochloritbestandteile harren noch der Realisierung, nämlich die mit At' und At'' bezeichneten

I. táblázat. Tabelle I.

	α — Chloritit (2 Analysen)	Mackensit	
		(3 Analysen)	nach Abzug mikro- skopisch best. Verunreinigungen
SiO ₂	35.12	25.64	24.38
Al ₂ O ₃	48.16	7.93	—
Fe ₂ O ₃	—	49.37	62.82
MgO	Spur	—	—
FeO	—	3.52	—
MnO	—	0.38	—
CaO	0.61	1.24	—
Na ₂ O	1.98	—	—
P ₂ O ₅	—	0.42	—
CO ₂	—	—	—
H ₂ O	14.01	11.53	12.80
	99.88	100.08	100.00
Formel	430 H ₄ Al ₂ SiO ₇	354 H ₄ Fe ₂ ^{III} SiO ₇	393 H ₄ Fe ₂ SiO ₇
Rest	43 CaA ₂ Si ₂ O ₈ (Feldspat) 39 SiO ₂ —82 H ₂ O	3 Ca ₃ (PO ₄) ₂ 63 RO 34 R ₂ O ₃ 73 SiO ₂ —69 H ₂ O	13 SiO ₃ —76 H ₂ O

Verbindungen. Eine derselben ist eigentlich überflüssig, weil sie durch die andere ersetzt werden kann: 2 At' = At + At''. Durch die Entdeckung einer der Verbindung At'' entsprechenden Minerals wird also die Annahme der intermediären Verbindung At' unnötig. Zwei Mineralien besitzen die Zusammensetzung des hypo-

thetischen At": α -Chloritit aus Sloboda Nagolnaja (Krjasch, Russland, anal. Samoiloff, 20) und Mackensit aus Gobitschau (Mähren, anal. Vogel bei Kretschmer, 21). Das erste Vorkommen ist nach dem Autor chemisch den Tonen, morphologisch den Chloriten ähnlich, schuppig und soll die „freie Säure des Chloritkerns“ darstellen. Das zweite Mineral bildet schuppen-, feder- und fadenförmige Aggregate, ist optisch anisotrop. Die Analysen und Formeln dieser Mineralien sind in Tabelle I zusammengestellt, aus welcher wir ersehen, dass beide nach Abzug der Verunreinigungen mit grosser Genauigkeit die theoretische Formel ergeben. Das russische Vorkommen entspricht der reinen Aluminiumverbindung,

II. táblázat.

Tabelle II.

Tschermak's Originalbezeichnung	Heutiges Typensymbol	Mineralart			
		R ^{II}	R ^{III}	Neuzeitliche Benennung und Zeichen	
$\text{Sp}=\text{H}_4\text{R}_3^{\text{II}}\text{Si}_2\text{O}_9$	Ant	Mg	—	Antigorit	= Ant
		Fe	—	Ferroantigorit	= Feant
		Ni	—	Nepouit	= Nep*
$\text{At}=\text{H}_4\text{R}_2^{\text{II}}\text{R}_2^{\text{III}}\text{SiO}_9$	At	Mg	Al	Amesit	= At
		„	Cr	Kämmererit	= Kt
		„	Fe	Ferriamesit (Magnesiocronstedtit)	
		Fe	Al	Ferroamesit (Daphnit)	= Fiat
		„	Fe	Cronstedtit	= Crt
$\text{At}^*=\text{H}_4\text{R}_2^{\text{III}}\text{SiO}_7$	Mk*	—	Al	Nagolnit	= Ng*
		—	Fe	Mackensit	= Mk*

Die mit * bezeichneten Arten sind bisher noch nicht zu den Komponenten der Chloritmineralien gezählt worden.

das mährische der reinen Ferriverbindung, beide Vorkommnisse bilden also je eine *selbständige Art*. Die Benennung „ α -Chloritit“ ist jedoch für eine Mineralspecies unhaltbar, weil einerseits der Buchstabe α für allotrope Modifikationen verwendet wird (wovon hier keine Rede ist), andererseits, weil die verdoppelte Endsilbe *itit* für Gesteine gebraucht wird, deshalb sei für diese Art von dem Fundorte der Name *Nagolnit* vorgeschlagen.

Durch Nagolnit und Mackensit sind jetzt schon sämtliche hypothetischen Verbindungen von Tschermak als wirkliche.

auch selbständig auftretende Mineralien festgestellt worden. Von chemischem Standpunkte erscheint also Tschermak's klassische Theorie als die wahrscheinlichste. Ihre Gültigkeit wird durch Verdoppelung der Formeln, durch verschiedenes Aufteilen derselben auf Radikale nicht berührt.

Die Komponenten der Orthochloritreihe können z. B. in folgender Weise aufgeschrieben werden:

Antigorit = $H_4Mg_2SiO_6 \cdot MgSiO_3$, Amesit = $H_4Mg_2SiO_6 \cdot Al_2O_3$,
wodurch sich für die Orthochlorite eine allgemeine chemische Formel geben lässt:



oder kürzer $H_4Mg_2SiO_6 \cdot [MgSiO_3, Al_2O_3]$.

Sämtliche zur Zeit bekannten Komponenten der Chlorite, welche zum Antigorit-, Amesit- und Maekensittyp gehören, sind in Tabelle II zusammengestellt. Für die einzelnen Komponenten wurden solche Symbole gewählt, welche für andere Zwecke noch nicht verwendet wurden und dabei doch einfach sind. Auf Chloritoid und Strigovit, welche Tschermak auch zur Deutung einiger Leptochlorite heranzog, wird bei der Diskussion letzterer Untergruppe näher eingegangen.

Röntgenographische Untersuchungen.

Bei der kurzen Zeit, welche seit Laue's Entdeckung verfloss, ist es kein Wunder, dass über die Chlorite und verwandten Mineralien nur spärliche, lückenhafte und zum Teil widersprechende Angaben vorliegen, obwohl dieses Studium in allen Weltteilen mit grosser Energie begonnen hat und besonders die für feinere chemische Untersuchungen nicht zugänglichen Silikate in dem Mittelpunkt allgemeiner Aufmerksamkeit standen.

Warren und Bragg (22) untersuchten Faserserpentin (Chrysotil) und fanden dieselbe Raumgruppe, (C_2^2), welche auch für Chlorite als wahrscheinlichste bestimmt wurde. Dieser Befund hat indessen für die Kenntnis der Chlorite kaum eine Bedeutung, weil hier nur die blättrige Modifikation des Serpentin (Antigorit) in Frage kommt. Über Antigorit liessen sich jedoch in der Literatur bisher keine röntgenographischen Angaben finden.

An wenigen ausgewählten Chloritvorkommnissen studierten Mauguin, Pauling und Mac Murchy röntgenometrisch die Struktur. Mauguin's (23) Resultate sind mit grossem Vorbehalt zu beurteilen; sie führen zu einem rhomboedrischen Gitter, wogegen beide anderen Autoren monoklines Baupsystem fanden, welches mit der monoklinen Symmetrie der Kristalle in vollem

Einklang steht. Für die Unrichtigkeit der Manginse'en Auffassung spricht auch der Umstand, dass auf die Elementarzelle nur 6 Sauerstoffatome entfallen, obwohl im denkbar einfachsten Chloritmolekül 9 oder 18 Sauerstoffatome enthalten sind.

Pauling (24) untersuchte Pennin und Klinochlor, Mac Murehy (25) sechs verschiedene Chloritarten aus dem Klinochlor-Korundophilit-Bereiche und ausserdem Amesit. Beide Forscher erhielten Resultate, welche miteinander übereinstimmen:

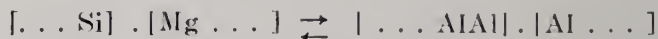
	Pauling	Mac Murehy
Raumgruppe	C_{2h}^3	C_{2h}^3
a_0	5,2–5,3	5,30–5,35
b_0	9,2–9,3	9,19–9,27
c_0	14,3–14,4	28,31–28,58
β	96° 50'	97° 9'
Inhalt der Elementarzelle	$2 H_8Mg_5Al_2Si_2O_{18}$	$4 H_8Mg_5Al_2Si_3O_{28}$

Diese chemische Formel entspricht einer Mischung von gleichen Teilen Antigorit und Amesit ($Ant_{50} At_{50}$).

Die Struktur wird von Pauling folgendermassen gedeutet: die Chlorite bilden ein Schichtgitter, welches aus, entlang der c-Achse sich abwechselndem Glimmerlagen und Brucitlagen besteht. Durch den Ersatz von Si^{+4} -Ionen durch Al^{+3} -Ionen erhält die die Glimmerlage negative Ladung, die Brucitlage erhält gleichzeitig durch die Vertretung von Mg^{+2} durch Al^{+3} eine positive Ladung, welche durch die negative Ladung der Glimmerlage ausgeglichen wird. Die ausgezeichnete Spaltbarkeit ist parallel mit diesen Schichten und lässt sich durch die schwächere Bindung und grösseren Abstände der einander abwechselnden Lagen leicht erklären.

Diese Angaben wurden durch die Untersuchungen von Mac Murehy vollkommen bestätigt; nur die Länge der c-Achse und dadurch die Zahl der Moleküle im Elementarkörper wurde verdoppelt.

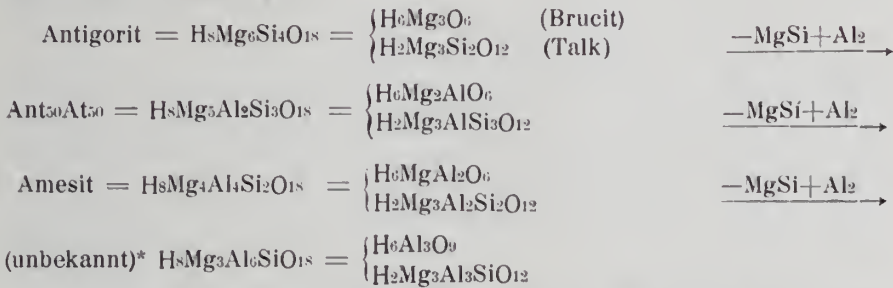
Aus diesen Untersuchungen folgt einerseits, dass die Substitution



räumlich bestätigt wurde, andererseits, dass für alle Mischungsglieder auch bei nicht einfachem Mischungsverhältnis dieselbe einfache Formel $H_8Mg_4[MgSi_2Al_2]_2Si_2O_{18}$ gültig ist, wodurch die grossen, komplizierten Individualformeln der einzelnen Chlorite von Brauns, Isküll, und Orzel, wie auch die hochmolekularen Mischungsglieder von Gossner ihre Existenzberechtigung verlieren. Die Formel bleibt auch für nicht einfache Mischungs-

verhältnisse einfach, weil die $MgSi \rightleftharpoons AlAl$ Vertretungen im Raumgitter statistisch verteilt sind.

Wird die chemische Formel in Glimmerlage und Brucitlage getrennt aufgeschrieben, dann fällt sofort eine Verwandtschaft der Chlorite mit Talk auf:



* Diese Verbindung, welche weniger MgO und SiO_2 , aber mehr Al_2O_3 enthält, als Amesit, ist theoretisch noch möglich; konnte jedoch bisher nicht einmal als Mischungsbestandteil nachgewiesen werden.

Das Talkgitter ist dem Pyrophyllitgitter ähnlich gebaut und zu demselben Typ gehört auch die „Glimmerlage“ (eigentlich und richtiger „Talklage“) der Chlorite, wie dies n. a. aus dem Vergleich der Abbildung der Chloritstruktur von Mac Murchy mit jener der Pyrophyllitstruktur von Gruner (26) deutlich zu erkennen ist. Aus diesem Vergleich ist auch der Fall erdenkbar, dass hier und da die Brucitlage ausbleibt und an solcher Stelle zwei Talklagen unmittelbar aufeinander folgen. Dies kann natürlich nur dort erfolgen, wo die zweierlei Lagen nicht durch das Auftreten von Sesquioxiden gegenseitig abgesättigt sind. Der oft bemerkbare Mangel an Monoxyden, bzw. der hierdurch verursachte Überschuss an Kieselsäure, zu dessen Erklärung Tschermak das Auftreten von Chloritoid und Strigovit, ferner die Existenz der Verbindungen At' und At'' , Dschang eine andere Hilfskomponente annahm, könnte durch obige Möglichkeit auch erklärt werden. Ob diese Annahme eine Wahrscheinlichkeit besitzt, wird weiter unten bei den Leptochloriten gezeigt.

Bei Amesit fand Mac Murchy abweichendes Spektrogramm; ebenso erhielt Gossner (16a) vom Cronstedtit ein Gitter, welches sich von dem der Chlorite mehrfach unterscheidet. Gossner zeigt auch die Möglichkeit, dass überzählige Lagen auftreten; nur nimmt er im gegebenen Falle das Erscheinen von Brucitlagen an.

Aus allen diesen Darlegungen geht hervor, dass eine durchgreifende, systematische und vor allem *vollständige* röntgenometrische Durchforschung der Chloritgruppe noch aussteht.

(Schluss folgt.)

SZARUKÖVEK A BUDAI-HEGYSÉGBEN.

Irta: *Károly Erzsébet.*NOTES SUR LES CHERTS DE DOLOMIES ET CALCAIRES SE
TROUVANT DANS LES MONTAGNES DE BUDA.Par *E. Károly.*

A Budai hegység triaszkori mészkő és dolomit rétegeiben helyenkint kovasavkiválások vannak. Ezekről a kovasavkiválásokról, illetve ezek keletkezéséről a magyar irodalomban még nem jelent meg önálló tanulmány. A Budai-hegységről készült geológiai szakmunkák a kőzeteknek úgyszólván csak megemlítésére szorítkoznak. Elnevezésükre általában a szarukő kifejezést használják. A Mátyáshegy mészkővének kovasavelőfordulásai kivételesen tűzkő néven is szerepelnek.

Az egyetlen munka, mely a Budai-hegység kovasavkiválásairól adatokat közöl Schafarzik-Vendl geológiai vezetője (29).

A magyar irodalom általában keveset mutathat fel a szarukő és a hozzá nagyon hasonló s a tőle biztosan esupán geológiai felépítésében elválasztható tűzkő tanulmányozása terén. Külföldön ellenben több munka tárgyalja a kovasavkiválások tulajdonságait, főként keletkezésük körülményeit. Épen ezért, mielőtt értekezésem tulajdonképeni tárgyára rátérnék, szükségesnek látom összefoglalni azokat az eredményeket, amelyeket a külföldi szakirodalom a szarukő és tűzkő elválasztására, illetve keletkezési körülményeire vonatkozólag eddig megállapított.

Szarukövek.

A szarukövek ismeretéhez főképen a francia és az angol irodalom szolgáltat becses adatokat.

Franciaországban a szarukő (chert) kifejezés régen használatos, de szigorúan definiált jelentés nélkül. Már 1838-ban de La Bèche (2) a zöld homokkövek vesealakú szaruköveiről ír. 1843-44-ben d'Arsonst Virlet (1) megkülönbözteti a szarukövet a kovasavas konkréciók egyéb típusaitól, mivel azt írta, hogy a szarukövek és a tűzkövek mind molekuláris átlhelyeződések eredményei. 1843-ban de Serres M. (33) megállapítja, hogy a szarukő nevet meglehetősen általánosan használják a Jura mészköveiben található tűzkövek megjelölésére. Cayeux L. (8) szerint a szarukő kifejezés egy adott pillanatban került a francia terminológiába, anélkül, hogy tudták volna, vajjon azok a kovasavkiválások, melyeknek megjelölésére szolgál, miben különböznek például a kréta tűzkövétől. Cayeux csak a tengeri eredetű kovasavas kőzetekben képződött kovasavkiválásokat nevezi szaruköveknek. Ezek kőzet-tanilag teljesen definiált — a tűzkőétől eltérő — karaktert mutatnak. Főként szivacsstükből, opálból és kalcedonból állnak.

Angliában több mint egy évszázada használják a szarukő elnevezést. Itt azonban nem az összetétel és a szerkezet szempontjai szabályozzák a szarukő elnevezés használatát, hanem általában a kréta tűzkövnél idősebb kovasavesomók megjelölésére alkalmazzák. Hatch F. H. és Rastall R. H. (16) például igen tág értelemben használja a szarukő (ehert) kifejezést: „Radiolarian chert, upper greensand chert, carboniferous chert.”

Az Egyesült-Államokban a szarukő-elnevezés használata éppoly általános, mint Angliában. Tarr W. A. (41) a burlingtoni karbon mészköveiben található kovasavelőfordulásokról írt tanulmányában azt mondja, hogy a szarukő elnevezés a kvarenak mindazon kriptokristályos változatait foglalja magában, melyek fehérek, szürkék vagy kéesszürkék. A sötét, szürkétől feketéig terjedő változatokat tűzkőnek nevezik.

Angliában és az Egyesült-Államokban a szarukő nevet viselő üledékek természetéről és eredetéről a következők állapíthatók meg: főalkatrészük opál, kaledon vagy kvare; számos radioláriát vagy szivaestűt zárnak magukba, vagy teljesen kövületmentesek; esomókban és padokban települnek. Majd organikus, majd pedig kémiai eredetű tulajdonítanak nekik.

A német irodalomban sem találjuk a szarukő egységes jellemzését. Zirkel (47) a szarukövek főbb ismertetőjeléül a szilánkos törést és a szaruszerű külsőt tekinti. Wetzel W. 1922-ben (46) megjelent tanulmányában szigorúan körülhatárolja a szarukő fogalmát. Szerinte a szarukő vékony cserepekben sokkal kevésbé átlátszó, mint a tűzkő; alapanyaga kevésbé finom szemű és a mikroszkóp alatt csekélyebb tisztaságú kristályos kovasavnak mutatkozik, mint a tűzkő, amennyiben különösen karbonátok nagy mennyiségben keveredtek hozzá. Rosenbusch 1923-ban (28) megjelent munkájában nem tesz különbséget szarukő és tűzkő közt. Néhány évvel később, 1929-ben Schwarz A. (32) az északi kréta tűzköveit és az alpi mezozoikum szaruköveit hasonlította össze. Az eltérő nevű és két különböző geológiai korban, egymástól nagyon távol fellépő kovasav-kőzetek közt nem talál alapvető különbséget.

Nálunk Vendl Aladár (44) a Bükkhegységben talált paleolitik vizsgálatánál — Cayeux felfogásánál jóval tágabb értelemben — szarukőnek nevezi „mindazokat a lényegében kaledonból, esetleg a kaledonon kívül több-kevesebb kvareból és esetleg kevés opálból álló kőzeteket, melyek a krétára s némely más mezozoi szintre jellemző tűzkőtől (silex) eltérők.”

Tűzkövek.

A tűzkő elnevezés használata régebbi, mint a szarukőé. Keletkezésével már egy évszázadon át foglalkoztak a kutatók, midőn a szarukő kifejezés megjelent az irodalomban.

A két kőzet szétválasztása sokszor nagy nehézségekkel jár. Milner H. B. (24) szerint a szarukő és a tűzkő közti különbség inkább látszólagos, mint valódi és bizonyos mértékben csak az elnevezésben rejlik.

A tipikus tűzkövek a felső kréta jellemző kovasavkiválásai, s mivel itt az anyakőzet világos színétől erősen elütő sötét színű tömegekben jelentkeznek, a sötét színű kovasavkiválásokat rendszeren tűzkőnek, a világosakat szarukőnek nevezik. Zirkel (47) a tűzkövek jellemző tulajdonságának a tökéletes kagylós törést tekinti. Wetzel (46) szerint a tűzkő rendkívül finom szemeséjű, mintán főtömegét az 1–10 *m* átmérőjű kettős törésű szemecék alkotják. Ez okból nagyon homogén kőzet benyomását kelti. Noha Wetzel a tűzkő megjelölést a szarukő kifejezéssel szemben élesen körülhatárolja, elismeri, hogy a két kőzetnek vannak hasonló fajtájú előfordulásaik, sőt természetszerűleg átmeneti alakok is találhatók.

Rosenbusch (28) szerint a szarukő és tűzkő előfordulása a szilurtól az eocénig tart. Hanssen 1901-ben (15) megjelent dolgozatában azt írja, hogy ámbár a tűzkő főelőfordulási helye a kréta senon emelete, jelentéktelen kiterjedésben más formációban is fellép, például a malmban. Cayeux (8) a kovasavas kőzetekről írt hatalmas munkájában, csak a kréta formációi kovasavkiválásait tekinti tűzköveknek.

A szarukövek és a tűzkövek elválasztása.

A mondottakból világosan kitűnik, hogy az irodalomban meglehetősen nagy a zavar a szarukövek és a tűzkövek megkülönböztetése terén és a két kőzet elválasztása sokszor elég önkényesen történik. Összetételükben és szerkezetükben mindazideig nem sikerült határozott különbségeket megállapítani. A két kőzet külső tulajdonságaiban sincsenek oly eltérések, amelyeket szabályként lehetne felállítani. Egyes kutatók ily irányú próbálkozása hiányos megfigyelésekből indult ki és később részben meg is cáfolt tévedéseket foglal magában.

Milyen alapon történik tehát a szarukövek és a tűzkövek elválasztása? Feltétlen biztossággal egyedül geológiai előfordulásuk alapján különböztethetők meg. Ennek ismerete nélkül, pusztán a mikroszkópos kép-, fizikai tulajdonságaik és kémiai összetételük segítségével pontos szétválasztásuk alig lehetséges. A kréta kovasavkiválásait a geológia kezdettől fogva tűzköveknek nevezi, míg a krétánál idősebb szintekben előforduló kovasavkiválásokat általában szaruköveknek hívják. Mivel a Budai-hegység kovasavkiválásai a krétánál idősebb triaszban fordulnak elő, helyes nevük: szarukő. E szarukövek néhány vékony esiszolatában a szarukövekre jellemző radioláriák jelenlétét állapítottam meg, ami a fenti elnevezés helyességét igazolja.

Feladatom a Budai-hegység e szaruköveinek tanulmányozása

és ebből a keletkezésükre levonható következtetések megállapítása volt.

Értekezésemben a szarukő elnevezés oly triaszkarai kovasavkiválásokat jelöl meg, amelyek lényegében kaledonból, több-kevesebb kvareből, kevés opálból állnak, s helyenkint radioláriák is előfordulnak bennük.

A Budai-hegység szaruköveinek jellemzése.

A Budai-hegység szarukövei valamennyien a felső triaszban fordulnak elő, ennek karai emeletébe tartozó mészkő és dolomit kőzetekben.

A szarukövek különböző csoportokban jelennek meg, de főleg szempontjából az anyakőzetben mindig nagyon alárendelt szerepet játszanak. (Éz különben a szaruköveket általában jellemzi.) A mész- vagy dolomittal szemben nincs semmiféle önállóságuk, csupán részei azoknak. Hiányzik náluk a szilárdulás; összefüggő rétegekben csak egyes helyeken fordulnak elő, az anyakőzettel mindig konkordáns településeken. Akkor is legfeljebb 10–15 cm vastagságban. Ily rétegek jelentkeznek a Farkasvölgyben, a szarukőszalagos hegyoldalon azon a részén, amely az Ördögromcsárda elhagyása után következik; a Mátyáshegy triasz-mészkövek egyes szintjeiben és a Guekler Károly út melletti dolomit 1–2 pontján. Gyakran találhatók egyszínthen elhelyezkedő gümők alakjában. Ezek valószínűleg a rétegek szétszakadásából keletkeztek. Nevezetesen a Farkasvölgyben az Ördögromcsárdával szemben levő hegyoldalon és helyenként a Guekler-út melletti dolomiton. Teljesen szabálytalanul elhelyezkedő ágas-bogas tömegekben is előfordulnak, például a mátyáshegyi dolomiton és mészkőben. Az Ördögromon levő malomkőbánya dolomittalából oly világos- és sötétszürke szarukőgümőket gyűjtöttem, melyeket kívül 0.2–0.5 cm vastag fehér kéreg borított. Ezek a szarukőgümők a dolomit rétegekkel párhuzamosan helyezkedtek el és ökölnagyságú kerek vagy összelapított darabok.

Hegységünk szaruköveinek színe főleg szürke, az egészen világostól a legsötétebb árnyalatig, továbbá szürkés barna és néha vöröses árnyalatú.

Törésük kis szilánkos kagylós. A szaruszerű külső nem feltétlen tulajdonságuk; a Mátyáshegyről és a Guekler Károly-út mellől teljesen fénytelen darabokat gyűjtöttem.

Az alábbi összeállítás három különböző helyről származó tiszta szarukő fajsúlyát mutatja.

Származási hely:	Fajsúly:
Guekler-út melletti dolomit	2.491
Farkasvölgyi dolomit	2.491
Ördögrom malomkőbánya	2.497

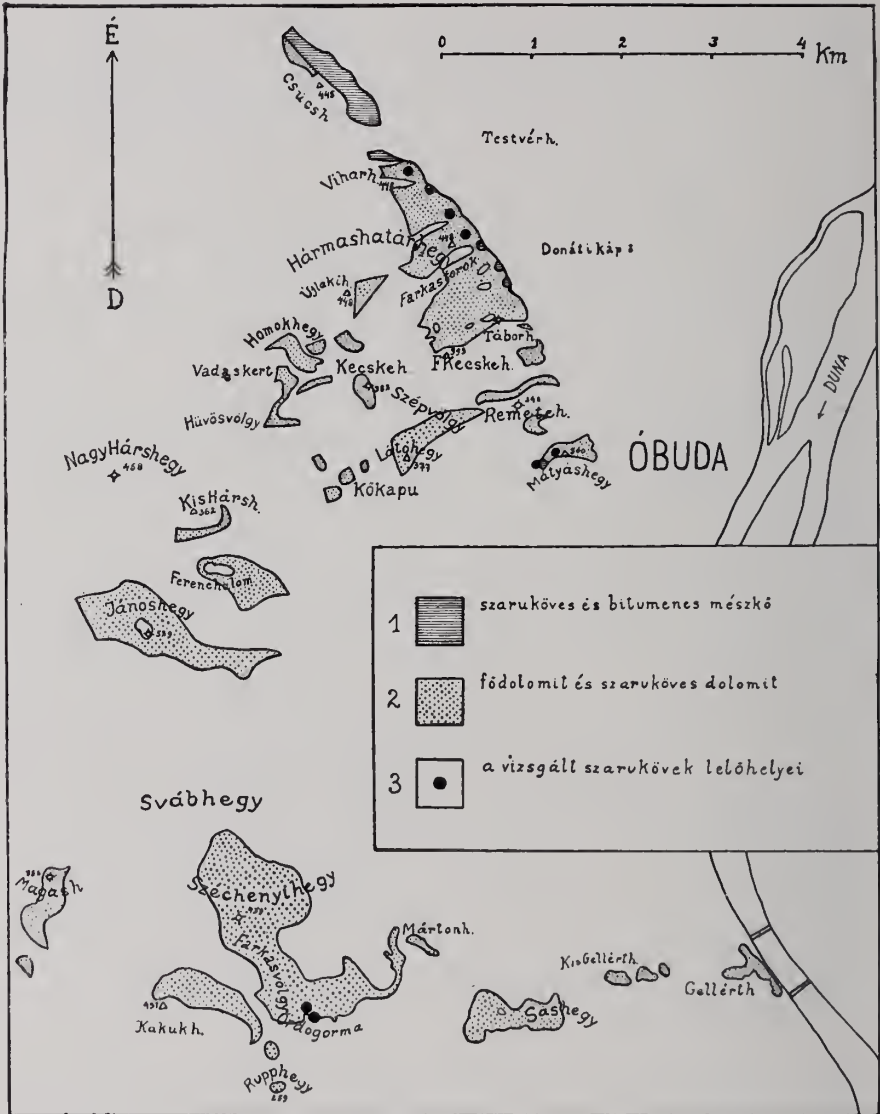


Fig. 51. ábra.

Felső triasz kori, karni emeletbeli dolomitok, valamint szaruköves és bitumenes mészkövek elterjedése a Budai-hegységben, a vizsgált szarukövek lelőhelyeivel.

Situation des couches dolomitiques et du calcaire chertueux et bitumineux du triasique supérieur dans les montagnes de Buda et des échantillons examinés. 1 = calcaire chertueux et bitumineux, 2 = dolomies, 3 = gîtes des échantillons examinés.

Kémiai összetétel.

A következő táblázatban a Budai-hegység fontosabb lelőhelyeiről gyűjtött szarnkövek kémiai összetételét állítottam össze.

- I. Barnásszürke szarnkő a Mátyáshegy Ny-i oldalán húzódó feltárás testszínű mészkővének legalsó rétegéből.
- II. Világosszürke szarnkő a Mátyáshegy dolomitjából, a hegy 229 m magas tetejétől ÉNy-ra körülbelül 130 m-re előforduló barlangüreg melől.
- III. Igen világosszürke szarnkő a Guekler Károly-út melletti dolomitból, a 883. háromszögelési jel és a Guekler Károly emléktábla közötti — utóbbitól 100 lépésre előforduló — rétegből.
- IV. Szürke szarnkő a farkasvölgyi szarnkőszalagos hegyoldal legfelső rétegéből.
- V. Ördögórom malonkőbányájából származó vesealakú, 10 cm átmérőjű szarnkőgumó. A gumó sötétebb szürke belsejét 0,5 cm vastag, igen világosszürke, csaknem fehér kéreg borította. B oszlop a gumó belsejének, K oszlop a kéregnek kémiai összetételét tünteti fel.

A kémiai összetétel meghatározásánál légszáraz anyagból indultam ki. Az oldható kovasavat a franciaországi szarnkövek és tűzkövek elemzésénél Lassieur (8) által alkalmazott módszerrel határoztam meg.

Táblázat.

A Budai-hegység szarnköveinek %-os kémiai összetétele.

Alkatrészek	I.	II.	III.	IV.	V.	
					B	K
Összes Si O ₂	95.64	95.52	96.50	96.36	97.28	96.86
Oldható Si O ₂	0.60	0.65	1.40	1.52	0.62	0.62
Al ₂ O ₃	0.89	1.27	0.15	1.21	0.30	0.56
Fe ₂ O ₃	2.71	0.94	1.41	1.25	0.78	0.82
Ca O	0.40	0.44	0.44	0.48	0.56	0.34
Mg O	nyom	0.26	0.41	0.16	0.30	0.25
K ₂ O	0.06	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04
Na ₂ O	0.11	0.03	0.03	0.04	0.06	0.06
Ti O ₂	0.08	0.06	nyom	0.02	0.04	0.04
P ₂ O ₅	nyom	nyom	nyom	nyom	nyom	0.03
Izzitási veszteség	0.66	1.56	1.38	0.64	0.66	0.95
Összesen	100.55	100.08	100.32	100.16	100.02	99.95

Fenti táblázat szerint a Budai-hegység szarnkövei igen magas kovasavtartalmú kőzetek. Feltűnő, hogy a Mátyás-hegyi mészkőből származó I. szarnkő CaO tartalma kisebb, mint amennyi az

alábbi kőzettani vizsgálatokból várható volna. Ezek szerint a Mátyáshegyi mészkő szaruköveit sűrűn járják át kalciterek. A kémiai összetételben ez a körülmény nagyobb CaO tartalom által azért nem jut kifejezésre, mivel a szaruköveket a kémiai analízis megkezdése előtt a felületükhöz tapadó idegen anyagoktól híg sósavban való főzés által tisztítottam meg. Ekkor azonban a lényegükhöz nem tartozó s későbbi rétegmozgásokból származó repedéseikbe utólag rakódott kalcitkristályok is feloldódtak.

Az V. szarukő kémiai vizsgálata azt mutatja, hogy nincs lényeges különbség szarukőgumó és a hozzátartozó fehéres kéreg kémiai összetétele közt.

Valamennyi sötétebb színű szarukő finom pora levegő hozzájutása közben izzítva, kissé világosabb színűvé vált. Lehetséges, hogy a sötét színű pigment szemcsék egyik része esetleg szenes (vagy bitumenes) részecskétől ered.

Kőzettani és őslénytani vizsgálat.

A Budai-hegység szaruköveinek főásványelegrészei *kalcidon* és *opál*, de e kettő között — az opálos anyagtól a szemésézetig — mindenféle átmenet megtalálható. Az *opál* úgy viselkedik, mint egy visszafejlődésben lévő anyag, mely azért valamennyi szarukőben előfordul; mégpedig nem a kalcidon szemcsék közt, hanem túlnyomó részben maguknak a szeméséknek az anyagában. Optikai anomáliákat árul el, amennyiben többnyire anizotrop anyagként viselkedik.

A szarukövek túlnyomó részben *kalcidon*ból állnak. A kalcidon zöme apró szemésés kifejlődésű. A szemcsék teljesen szabálytalanul, öblös-karélyos körvonalakkal esatlakoznak egymáshoz. Átmérőjük átlag 0,003—0,016 mm. A Farkasvölgy hegyoldalának különböző rétegeiből gyűjtött szarukövek szeméséinek nagysága jellegzetesen eltér egymástól. A legalsó rétegekből gyűjtött szarukövek szeméséi jóval nagyobbak — körülbelül még egyszer akkora — mint a legfelső rétegek legnagyobb szeméséinek átlaga.

Csaknem valamennyi szarukőben a kalcidon alárendelten, egyes foltokban rostosan, szferolitosan alakult ki. E foltok a eszszolotokban rendszeren nem köralakúak, hanem egy irányban megnyúltak, elliptikusak és sokszor több rostos szerkezetű esomót tartalmaznak. A rostos szerkezet rendszerint olyan, hogy a rostok nem egy pontból, azaz nem a gömb vagy ellipszoid középpontjából futnak szét minden irányban radiálisan, hanem kisebb-nagyobb gömbeikk sugarainak megfelelően. Ennek folytán metszetekben a rostos elrendeződés legyezőszerűnek tűnik fel. A rostos kalcidonok keresztezett nikolok közt — a szferolitos kifejlődésnek megfelelően — sugarasan oltanak ki. Az apró szemésés aggregátum egyes szeméséi sem oltanak ki egységesen, hanem fokozatosan a körül-

forгатáskor. A rostos kalcidon rostjai átlag 0.01 mm hosszúak, de helyenkint ezeknél jóval hosszabb rostok is előfordulnak. Egyes esiszolatokban ritkábban, másokban sűrűbben különböző alakú, többnyire sugaras rostos szerkezetű kalcidonesomók fordulnak elő. Átmérőjük 0.03 és 0.15 mm közt ingadozik.

Némely szarnköben a rostos-szferolitos kalcidon páleikaalakban vagy gyengén hajott, két végén elvékonyodó ívalakban sorakozik egymáshoz. Ily módon a vékony esiszolatban helyenkint keskeny kalcidonsávok figyelhetők meg. Nem lehetetlen, hogy ezek egykori spiculumoknak felelnek meg. Ma már semmiféle organikus szerkezet sem látszik rajtuk. Egyik-másik szarnkő esiszolatában néhol kör- vagy ellipszis alakú, a többi részénél világosabb foltok láthatók, amelyek keresztezett nikolok közti szemesés vagy rostos szerkezetű kalcidontól állnak. E foltok gömböskéknek felelnek meg s eredetileg radioláriák lehettek. Organikus szerkezet azonban már egyáltalán nem látszik rajtuk. Az organikus maradványok helyét a körülövező kalcidon-alapanyagnál nagyobb elemekből álló kalcidon csoportok jelzik.

A kőzetekben elvértve szabálytalan alakú, a kalcidonszemeséknél jóval, nagyobb *kvarcszemek* előfordulnak. A legnagyobb észlelt kvarcszem 0.40 mm hosszú volt. Néhol a kisebb vagy nagyobb esomókba verődött kvarcszemeket kalcidon-koszorú veszi körül. A kvarcszemek meglehetősen ép széllel, csaknem mozaikszerűen esatlakoznak egymáshoz.

Elég lényeges elegyrész a *kalcit* is. Nem egyenletesen szétosztva, hanem különálló foltokban és erekben jelenik meg a szarnkövekben. Különösen jellemzők ezek a kalciterek az erősen gyúrt mátyáshegyi mészkő szarnköveire. Ebben a kőzetben előforduló szarnkőrétegek és -gumók a gyűrődés következtében összeropedeztek s az így támadt repedéseket ntólag kalcitkristályok töltötték ki. Ezeken a helyeken néhol a kalcit nyomási ikerkristályokban jelenik meg.

A kőzetekben ritkán apró *sericit*pikkelyek is találhatóak.

Elég sűrűn fordul elő bennük vasére: *magnetit*-, *limonit*- és *hematit*szemesé.

Itt-ott apró, feketének vagy sötétbarnának látszó opak pigmenteszemesék figyelhetők meg. Néhol ezek az apró, többé-kevésbé izodiametrikus szemesék nagyobb csoportokba verődtek össze.

A Budai-hegység különböző pontjairól gyűjtött szarnkövek kőzettani vizsgálata arra mutat, hogy a réteges szarnkövek és a szarnkőgumók közt ásványtani különbség nincs.

A szarnkövek vékony esiszolataiban az ismertetett ásványi elegyrészek mellett radioláriákat figyeltem meg. Ezek a szervés maradványok általában elég rossz megtartásúak. Alakjuk és strukturájuk annyira elmosódott, hogy már nem határozható meg. Felismerhető szerkezetű, meghatározásra alkalmas radioláriák a Budai-hegység szarnköveiben elég kis számban fordulnak elő. Kü-

lönösen a dolomitokból származókban ritkák a jó megtartású példányok. Ilyeneket inkább a mátyáshegyi mészkőből gyűjtött szarukövekben figyeltem meg.

A vékony esiszolatokban a következő radioláriákat sikerült meghatároznom (48):

Zygoircus sp.
Cenosphaera cfr. *pachyderma* Rüst.
Slichocapsa sp. (széles peremmel).

A szarukövekben nagyon ritkán elszórt spieulumok is előfordulnak. A jobb megtartású, határozottan felismerhető csatornájú spieulumokat a mátyáshegyi mészkő szaruköveinek vékony esiszolataiban figyeltem meg.

Szarukövek és tűzkövek képződési folyamata.

A kovasavkiválások eredetére vonatkozó kutatások túlnyomó része a kréta tűzkövére irányult. Miután szarukő és tűzkő között nincsenek oly különbségek, melyek eredetüket vagy képződésüket illetően eltéréseket vonhatnának maguk után, a tűzkövek keletkezésére vonatkozó kutatások megállapításai a szarukövekre is kiterjeszthetők.

A kovasav eredete.

A kovasav eredetének kérdése már a XVIII. század óta foglalkoztatta a kutatókat. Különböző felfogások alakultak ki, melyek végül is két általános megoldáshoz vezettek: a kovasav ásványi vagy szerves eredetű.

Ásványi eredet. Régebben a kovasav eredetét az ásványi világban keresték és különböző forrásokat jelöltek meg ezen a területen a tűzkőképződés kiindulópontjául.

1. *A kovasav régebbi kőzetek szétbomlásából származik.* 1885 óta Delanoue (10) hirdette ezt a gondolatot. Ő a tengervíz által korrodált és az eső által kilúgozott pyrogén kőzetek szétrombolásában látta az oldható alkaliszilikátok képződésének kiindulópontját. Ezek a tengerben feloldódnak és a belőlük felszabaduló kovasav később a tűzkövek alapanyaga lesz. Tarr W. A. (41) oly szaruköveknek tartott kőzetek képződésére alkalmazta, melyek a francia karbon-mészkő kovapaláinak (silixite) felelnek meg. Az ő kiindulási pontja az volt, hogy a tengerpartok lehordási eroziója, a marinikus abrázió jelensége és minden időben a folyóvizek hordaléka elegendő források a meszes kőzetekben előforduló kovasav-tömegek keletkezésének magyarázatára.

2. *A kovasav forrásokból származik.* Gaudry A. (13) szerint kovasav tartalmú, erősen alkalikus, magas hőmérsékletű és nagy

nyomáson levő források torkollottak a tengerbe, ahol a tengervíz hatására kovasav tartalmukat részben leadták.

3. *A kovasor erupciókból származik.* De Lue 1791-ben (22) arról számolt be, hogy akadtak olyan természettudósok is, akik azt tartották, hogy a kréta egy része a hőműködés következtében tüzkövé alakult.

Szerves eredet. Már a tüzkőkeletkezés tanulmányozásának kezdetén az organizmusok vették át a vezetőserepet az eredet magyarázatánál. Az anorganikus eredettel való kísérletezés lassankint megszünt.

1835-ben Forchhammer (12) szivaesmaradványokra vezette vissza a kovasavat. 1838-ban Ehrenberg (11) más vélelményt nyilvánított. Szerinte a kovasavat kovainfuzóriák szállították. Így koncentráldott a tüzkömentes vagy csak kevés tüzkövet tartalmazó dél-európai kréta rétegekkel váltakozva települő infuzoria-márgákban a kovasav. Másrészt az északeurópai kréta tüzkőtartalmából és az infuzória-márgák hiányából arra következtetett, hogy az utóbbiak eredetileg itt is megvoltak, később azonban, feloldott kovasavjuk tömör tüzkövekké alakult.

1880-ban Sorby H. C. (38) hasonló elgondolással tétélezi fel a tüzkövek képződésénél az organizmusok közbelépését. A kovás szervezetektől megfosztott, tüzkövet tartalmazó krétát szembeállította a kovászivaesokat tartalmazó, de tüzkömentes oceáni iszapokkal és azt a következtetést vonta le, hogy a tüzkövek kovasavtartalmukat a kovás organizmusoktól kapták.

Ehrenberg volt az első, aki a tüzkövekből vékony eszizolatot készített s ezekben spieulumoknak, foraminiferáknak a jelenlétét mutatta ki. Bowerbank (5) számos tüzkövet vizsgált meg hasonló módon, s valamennyiben felismerte a szivaesztük jelenlétét. Innen eredt az a következtetés, hogy a tüzkövek szivaesokból származnak.

1880 körül a kérdést Angliában jelentős munkák tárgyalták. Szerzőik egyértelműen kimondták, hogy a tüzkövek forrása a kovavázú organizmusok összessége, közülük pedig elsősorban a szivaesok.

Ez a felfogás győz manapság és egyezik mai tudásunkkal a legjobban.

A szivaesztük a tüzkövek és a szarukövek kovasavának forrásai.

A kutatók a tüzkövek és a szarukövek képződésénél a közreműködés túlnyomó részét a szivaesmaradványoknak tulajdonították. A radioláriák és diatomeák szerepe eddig még tisztázatlan, anélkül, hogy elhanyagolható volna.

Sollas W. J. (35) a trimminghami kréta tüzköveiben a hús-spieulumok teljes hiányát tapasztalta; ezek t. i. a legérzékenyebbek az oldóhatással szemben. Cayeux L. ugyanezt a megfigyelést tette Franciaország krétájában, amiből azt a következtetést vonta le, hogy a spieulumoknak nagy tömege tünt el, anélkül, hogy

létezésükről a legkisebb nyomoi hagyták volna hátra. Ez pedig azáltal történhetett, hogy a hiányzó spikulák korán szétroncsolódtak. Ezzel a megállapítással összhangzik az a tény, hogy a recens tengerekben kiszélesedett esaternájú, korrodált spikulák jelenléte mutatható ki.

Wallich (45) szerint a mélytengeri szivacsok spiculumai a tűzkőképződés legfontosabb tényezői. Ezeken kívül azonban a szivacsok protoplazma anyaga szintén jelentős szerepet játszott.

1893-ban J u k e s-B r o w n A. J. (18) 'különböző vidékek krétájának tűzkő- és kovasavtartalma közti összefüggés' kutatta. A wiltshire-i alsó-kréta sok kolloid kovasavat tartalmaz, szivacsstűk alakjában. Collingbonn Kingston alsó-krétájának kolloid kovasav tartalma 38%, tűzkő ellenben egyik helyen nincs. Ezzel szemben a dorseti alsó-krétában tűzkövek is előfordulnak, az oldható kovasavtartalom pedig nagyon csekély. A középső krétában is nagyon különféle a kovasav előfordulása. A felső-krétában ellenben 98-99% szénsavasmész van. Különös tény az, hogy a tűzkőben gazdag kréta többnyire még tartalmaz kolloid kovasavat, addig a tűzkőben szegény krétában nincs kolloid kovasav. Ezekből a megfigyelésekből J u k e s-B r o w n azt következtette, hogy nincs határozott viszony a tűzkövek előfordulása és az oldható kovasav jelenléte, valamint hiánya között.

C a y e u x 1897-ben (7) viszont megállapította, hogy a párisi medence bármely krétájának tűzköve által képviselt kovasav mennyiség általában — de nem mindig — széles összefüggésben van az illető krétába zárt elmeszesedett spikulák számával és térfogatával.

A szivacsstűk koncentrációja a tengerfenéken.

L y e l l C h. (23) a tűzkő rétegek jellegzetes elrendeződéséből, a kovasav koncentrálására a folyók időszakos működésének közbelépését tételezte fel.

S o l l a s W. J. (35) a trimminghami tűzköveket tanulmányozva azt tapasztalta, hogy valamely onnan származó tűzkőben összegyűlt szivacsstűk alakja, nem tér el egy másik helyről származótól. Abból, hogy a különböző spiculumok rendetlenül asszociálódtak, a nagyok a kicsinyekkel, minden oly irányú törekvés nélkül, hogy különböző felhalmozódásokként váljanak szét, egykori szivacságyak létezésére gondolt, amelyekben számos egyén fejlődött ki generációról generációra. E szivacsok közül sok parazitaként egyik a másikon élt; többjüknek közös támaszuk volt. Ezért valamely üledék ugyanazon pontján, az ily módon társult szivacsok elpusztulása után nagyon különböző spikulák találhatók összegyűlve.

C a y e u x (op. cit.) a párisi medence krétájának tanulmányozásából arra következtetett, hogy a spikulák a legkevésbé sem voltak átdolgozva. Majd szétszóródtak a kréta egész tömegében, majd

pedig valóságos mechanikai preparáció történt, amely őket többé vagy kevésbé csoportosította. Mindegyik esetben a kérdéses spikulák különböző módon fekszenek és esonkák, széttöredezettek, anélkül, hogy ugyanazon elem hulladéka a kréta ugyanazon részében volnának megtalálhatók. C a y e u x következtetései szerint a spikulák szétesztása és megtartási állapota a folyók munkája; s ha a kréta mikrofotiai vizsgálata által a folyók nem volnának kimutatva, közreműködésükről elegendő bizonyítékot szolgáltatna Saint-Valéry-en-Caux, Fékamp és az Étretat vidéki tüzköves kréta-üledékek sztratigráfiájának a tanulmányozása.

A tüzkövek és szarukövek képződésének mechanizmusa.

A tüzkövek és szarukövek keletkezésének kérdésénél legnehezebb feladat a kovasavat a genézis két fázisában követni: nevezetesen egyrészt a kovasav feloldódását, másrészt lecsapódását és koncentrációját.

A szivaestűk korasavának feloldása. A mai tengerek fenekén levő spikulák feloldódására vonatkozó ismereteink száma igen kevés.

1. S o l l a s W. J. (36) és T h o u l e t J. (42) felismerték az élő szivaesok azon tulajdonságait, hogy spikuláikat könnyen megtámadják olyan kémiai anyagok, melyek az amorf kovasavra hatnak.

2. A tenger fenekére hulló spikulákat közvetlenül támadás éri. Carter elég nagy mélységben gyűjtött spikulákat vizsgált meg; ezek a csatorna kiszélesedését és felületükön a maratásnak világos nyomait mutatták. Hasonló megfigyelést tett S c h u l z e F. E. (31) *Hexactinellidae* spikulákon. Ugyanilyen természetű dolgot figyelt meg C a y e u x 201 m mélységből felhozott homok tanulmányozása alkalmával. Nevezetesen annyira kiszélesedett csatornáján spikulák fordultak elő a homokban, hogy csatornájuk a teljes átmérőnek csaknem a felét foglalta el.

3. Valamennyi kovásan megmaradt fosszilis spikula legalább kezdődő maratást szenvedett el, gyakran a csatorna nagyfokú kiszélesedésétől kísérve. Továbbá az egyedeknek rendkívül nagy mennyisége oldódott fel teljesen (elmeszesedett spikulák, üregek által jelzett spikulák, stb.) B o w e r b a n k 1849-ben (4) megjegyzi, hogy valahányszor konzervált szivaesok tűt talált meg, ezek külsejükön nagyon kifejezett maratást mutattak; mintha az oldószer hatása iránt — melynek ki voltak téve — sokkal érzékenyebbek lettek volna, mint az ugyanolyan természetű oldott molekulák kémiai affinitásával szemben.

A fentiek tehát igazolják, hogy a szivaestűk könnyen megtámadhatók. Úgyisinté, hogy ezek a kovasavnak rendkívül jelentékeny forrásai.

Kérdés már most, hogy ez a kovasav hogyan jutott oldatba, továbbá hogyan csapódott ki.

Julien A. (19) a spikulák feloldódásának kiinduló pontjául az organikus anyagok tengeralatti szétbomlását tartotta. Az állatok és növények lágy részeiből származó koesonyaszerű vagy koloid anyagok a tenger vizében feloldódnak, majd egyesülnek a kovasavval, végül koncentrálják azt.

Sollas W. J. (op. cit.) felteszi, hogy a szivaesok elhalása után a spikulák kovasava egyesül a szövetek organikus anyagával és egy oldható termék keletkezik, amely később szénre, hidrogénre, stb. és kovasavra bomolhat szét. Feltételezi ezen felül, hogy a tengervízben képződhet nátriumszilikát, amely szénsav hatására szétbomlik, miközben nátriumkarbonát és szabad kovasav keletkezik. Tehát Sollas W. J. számára nem a szivaesok spikulái képviselik az egyetlen közreműködő forrást. Elfogadja különben, hogy a szénsavtartalmú víznek a homokszemekre gyakorolt hatása elegendő ok volna nagyfokú elkovásodási jelenség magyarázatára. Továbbá, hogy a tengervíz nyomás segítségével fel tudja oldani a kovasavat.

Cayeux (op. cit.) valószínűnek tartja, hogy az organikus anyagok szerepe legfőképpen közvetítés a szivaesok és a tüzkövek közt.

Számbavéve az anyagra vonatkozó fővéleményeket, azokban három főtényezőt találunk a kérdés megoldására: nagy nyomást, hőséges organikus anyag jelenlétét és jelentékeny szénsavtartalmú tengervizet.

A kovasav kicsapódása.

Az oldatok kovasavának kicsapódásáról úgyszólván semmi pozitívot sem tudunk, mivel ez a jelenség korántsem függ a vizsgálatoktól és az okoskodástól, hanem a tapasztalattól. Végül, mivel a kísérletektől nem vártak eredményt s ami kevés ezen a téren történt, alig derített világoosságot a kérdésre.

A tüzkövek tanulmányozásánál a legtöbbet szereplő kérdés a kovasav kicsapódásának és a kréta szedimentálódásának időbeli viszonya volt.

Forchhammer 1935-ben (12) a tüzkövek utólagos keletkezése mellett foglalt állást. Szerinte a szivaesmaradványok a krétával egyidejűleg ülepedtek le, de később feloldódtak. Az így feloldódott kovasav a kréta leülepedése után csak hosszú idővel gyűlt össze és keményedett meg tüzkő alakjában.

Hasonló véleményt nyilvánított 1888-ban Naumann (25). Feltételezte, hogy az egész üledékben eredetileg közelítőleg egyenletesen szétterjedt kovasav másodlagosan feloldódott és tüzkőgumók alakjában a réteglapokon és szakadékokban ismét kivált.

Teljesen más véleményt képviselt 1901-ben Haussen (15). Szerinte a kovasav, amely először élő szivaesok, diatomeák és radioláriák testében rakódott le, ezeknek az állatoknak az elpusztu-

lása után feloldódott és gél állapotban később újból levált. A leválás különböző centrumok körül történt, például teljesen fel nem oldódott szilíciumok körül, vagy a tengeri szervezetek egyéb szilárd képződményei körül, ami egy-egy tűzkőgumó képződéséhez vezetett. Haussen elgondolásában tehát, a tűzkő a kovasavnak a tengerfenéken történt primér leválásából származott.

1910-ben Potonió H. (27) a szilíciumok a szivárgó vizek által oldott és a talajvíz szintjén ismét kivált kovasavjából származtatja a tűzköveket.

1917-ben Tarr W.A. (41) Haussen felfogásához hasonló, de fizikai és kémiai szempontból jobban alátámasztott eredményt hozott nyilvánosságra. Mesterséges tengervízzel végzett kísérleteinél literenkint 12–27 mg SiO_2 -t tartalmazó oldatban nagyon rövid idő alatt nehézsapadékot kapott. Kísérletei alapján feltételezte, hogy a folyók által a tengerbe transzportálódott kovasavat a tengervízben levő elektrolitok koagulálták. A koaguláció után kerek tömegekké gyűjt össze, amelyek a később rájuk rakódó üledék nyomására vették fel mai alakjukat. Felfogása szerint a tűzkőgumók primér keletkezésük és lüggeléseiknél mindig idősebbek. Valamivel később Correns mesterséges és természetes tengervízzel megismételte Tarr kísérleteit és azt találta, hogy a tengervízhez adott kovasavoldat kezdeti koncentrációja dönti el, hogy a kovasav kicsapódik-e vagy sem. Ha a kezdeti koncentráció oly csekély, mint például a folyóvizekben, akkor koaguláció nem lép fel. Correns kísérletei megdöntötték Tarr elméletét.

1922-ben Wetzel W. (46) beható ásványtani, genetikai és mikropaleontológiai tanulmányában három főtűzkőtípust különböztetett meg: primár, secundár és tertiár tűzköveket. Eredetük magyarázatára feltételezi, hogy a tengerekbe folyók szállították a kovasavat.

1925-ben Klähn (20) a kérdés kémiai nézőpontból fejtegette a tűzkövek kiindulópontjául kovasav kecsenyákat tételezett fel, amelyek azáltal keletkeztek, hogy a kovasavat rothadó organikus anyagok koagulálták.

Linek és Becker 1926-ban (21) kolloidkémiai vizsgálatokkal próbálták a kérdést megoldani. Szerintük a kovasav, amely a híg kovasavsolként felfogható tengervízben adsorptio útján koagulálódott a tengerből képződött organogén és minerogén természetű részecskéken, eredetileg többé-kevésbé egyenletesen szétterjedt az egész kréta kőzetben. Később a kovasav a kőzetbe zárt organikus alkotrészek bomlásából keletkezett bázikus anyagok — különösen mikor a kréta a tengerből már kiemelkedett — ismét peptizálták. Az újonnan képződött solban a kovasav lefelé vándorolt és ott, ahol a peptizált alkalikus gél a tengervíz sóival össze találkozott, újból koaguláció lépett fel. Ez pedig egyrészt fossziliák vagy gázok által képződött üregekben — másrészt padokban vagy végül hasadéktöltelék alakjában történt.

Ödum H. 1928-ban (26) Dánia geológiájáról írt tanulmányában a tűzkövet röviden úgy ismertette, mint amely szivacsok kovasavából utólag keletkezett. A krétában egyes helyeken rendkívül sok jómegtartású kovaszivacsot talált, viszont a tűzkő teljesen hiányzott. Megfigyelését azzal magyarázza, hogy e helyeken a szivacsokban levő kovasav átalakulása valami okból nem történhetett meg.

1929-ben Schwarz A. (32) beható vizsgálatok alapján, Ödum-éhoz hasonló módon oldja meg a tűzkőképződés kérdését. Szerinte oly tiszta kovasavkoesonya képződése — mint amilyent a tűzkövek kiindulópontjául fel kell tételeznünk — és az organikus maradványokból származó normális mészüledék egyidejű lerakódása, csak a tűzkövek posthummus keletkezésével magyarázható meg. A dániai Stevns Klint tűzköveit vizsgálta fossziliatartalomra, szerkezetre, elkovásodásra, kovátlanodásra és szomszédos kőzetre vonatkozólag. Arra az eredményre jutott, hogy a tűzkő diagenézis eredménye. Kovasava túlnyomó részben közvetett úton keletkezett organikus anyagokból. Szivacsstűkben gazdag krétából a kovasavtartalom kioldódott és a mészüledékkel kieserélődve csak utólag koncentráldott tűzkővé, arra alkalmas helyeken. Eközben a kovasav felülről lefele vándorolt és ezért a tűzkőképződés helyének a talajvízszint felett kellett feküdnie. Mivel a kőzet a talajvízszint fölé csak akkor került, mikor a tengerből már kiemelkedett, a tűzkőképződés megindulását erre az időre teszi.

Heinz R. 1930-ban (17) megjelent tanulmányában Linck és Becker felfogását Potonié H.-ével próbálja egyesíteni. Észreint a tengervízben adsorptio útján végbemenő koagulálás syngenetikus kovasavkiváláshoz vezetett. Ekkor azonban még nem képződött a szoros értelemben vett tűzkő, hanem csak ősalakja: a primär tűzkő. Ez a primär tűzkőállapot megtalálható még — bizonyos mértékig fosszilisán — több üledékben (kovás meszek, stb.). De keletkezett posthummus tűzkő is, a tulajdonképeni értelemben vett alakja a tárgyalt kovasavkiválásnak, amely gumókban, közbetelepülések formájában található.

Gripp K. 1933-ban (14) megjelent dolgozatában kizárólag a posthummus tűzkőképződés mellett foglalt állást. Szerinte a syngenetikus tűzkőkeletkezés mellett felhozott főok a szerves maradványok faja és megtartása, épen e felfogás ellen szóló bizonyítékok. Csak oly fossziliák maradtak a tűzkőben sértetlenül, amelyeknek szilárd részei túlnyomóan kalcitból állnak. Aragonit héjak korán feloldódtak, még mielőtt a képződő tűzkő magába zárhatta volna őket. A fossziliák megtartásában, fajában és helyzetében nincs különbség kréta és tűzkő között. A tűzkőben levő makroszkópikus fossziliák ninesenek oly állapotban, mintha élve vagy elpusztulásuk után rögtön beágyazódtak volna a kovasavkoesonysába. Parányi mészszerkezetek, mint sértetlen Coecolithok, Ophinra maradványok, Holothuriák eddig nem voltak kimutathatók. Tehát a mikrofauná-

ből is hiányzik oly anyag, mely a tüzkövek syngenetikus keletkezését bizonyítaná. Megfigyelései éppen azt mutatják, hogy a tüzkő nem a szedimenttel egyidejűleg, hanem később keletkezett.

A tüzkő keletkezéséről tehát tulajdonképen háromféle felfogás alakult ki: a syngenetikus, a posthumus, valamint a kettőt egyaránt lehetségesnek tartó vélemény.

Megállapításaim a Budai-hegység szaruköveinek keletkezéséről.

A Budai-hegység szaruköveit az alábbi megfontolások alapján az egykori triasztenger kovasavkiválásainak tartom.

A különböző lelőhelyekről gyűjtött szarukövek vékony esiszolataiban — amint már ismertettem — radioláriák és szivacs spiciumok jelenlétét állapítottam meg. Számbavéve a gyenge megtartásúakat is: elég jelentékeny mennyiségben.

A szarukövekben keresztezett nikolok közt sajátságos alakú kalcidon csoportokat figyeltem meg. Ezek többnyire rostos szerkezetűek és az alapanyagénál nagyobb elemekből állanak. Organikus szerkezet már nem látszik rajtuk, de alakjuk apró kovavázú állatok — vagy ezek alkatrészeinek alakjára emlékeztet. Nagyon valószínűnek tartom, hogy a kör vagy ellipszis alakú kalcidon csoportok eredetileg radioláriák — és a páleika alakúak spiciumok voltak.

A Budai-hegység szaruköveinek alapanyaga tehát kimutathatóan elég jelentékeny mennyiségben apró, elhalt, kovatestű állatok szilárd vázából épült fel.

A szarukövek viszont túlnyomó részben oly apró kalcidon kristályokból állnak, melyek a szerves eredetnek semmiféle jelét sem mutatják. Organikus származásukat mégsem tartom kizártnak, mivel oly organikus eredetű elemek lehetnek, melyek mélyreható kémiai és fizikai változásokon mentek keresztül. Más szóval, oly kovavázú állatok kovasavából származhatnak, melyek a szarukövek képződéséhez viszonyítva, korán oldatba jutottak.

A kovasav ugyanis a radioláriák, diatomeák és kovaszivacsok vázában meglehetősen jól oldható víztartalmú gélalakban, opálanyagként van jelen. Hydroxylionok hatására könnyen feloldódik, ami olyankor mindig megtörténhetik, mikor az organikus anyagok bomlásakor ammonia keletkezik (3).

A Budai-hegység szaruköveinek tengeri eredetét a mikroszkópiai vizsgálat alapján bebizonyítottnak tekintem, ami már magában ellentmond másféle eredet lehetőségének. Felvetett gondolat alapján és a kérdés teljes kimerítésére, szükségesnek láttam a Budai-hegységben egy másik számbajöhető eredetnek lehetőségét vizsgálat alá venni.

Hazai kutatóink a Budai-hegység több pontján hőforrásszomókat mutattak ki, amelyek között *Scherf Emil* (30) kovasavlerakódásokat is megemlít. Továbbá a ma működő gejzírek te-

teses mennyiségű kavasavtartalma és a nyílásaik körül előforduló kavasavkiválások, olyan jelenségek, amelyekkel a szarukövek eredete esetleg összefüggésbe hozható. A kérdésnek ebben az irányban keresett megoldását a szarukövek mikroszkópiai vizsgálata alapján már eleve tévesnek gondolom. A vékony esiszolatokban megfigyelt apró kovavázú állatok felismerhető maradványai az egykori triasztenger mikroszkópos kiesinységű faunájának fennmaradt bizonyítékai. Mélységből előtörő hévvizekben lehet kavasavhidrát, de ép, kovavázú állat nem.

Már most — eltekintve azoktól a helyektől, hol az egykor működő hévforrások nagyobb méretű kőzetelváltozásokat okoztak — ha néhány hidrotermális eredetű ásvány előfordulása elegendő bizonyíték ilyen hévforrások működésének feltevésére: legalább ép oly indokolt az aránylag nagy tömegű szarukövekből készített néhány négyzetmilliméter nagyságú vékony esiszolatokban talált apró, kovavázú állatkák maradványaiból a tengeri eredetre következtetni. A esiszolatok készítésénél ugyanis rengeteg anyag vész el és a bennük megmaradt esekély kőzetmennyiség a szaruköveknek parányi hányadát képviseli. A esiszolatok mikroszkópos képének láttán, a megfigyelőnek természetesen az a gondolata támad, ha már oly esekély anyagban, amennyit 15—20 vékony esiszolat képvisel, több kövület jelenléte állapítható meg, mennyivel nagyobb számú kövület lehet egy egy nagyobb területről származó kavasavkiválásban. Annál inkább, mivel könnyen feltételezhető rólok, hogy oly részek is vannak, melyek az apró szervezetre nézve kedvezőbb körülmények között képződtek és így esetleg nagyobb mennyiségű kövületet tartalmaznak. Mikroszkópiai vizsgálataim során ugyanazon szarukőrétegből, illetőleg szarukőcsoportból kövületmentes és kövülettartalmú esiszolatokat egyaránt kaptam. A kövületmentes esiszolatok kőzettani összetétele egyébként teljesen egyezett a kövületet tartalmazókéval; nincs okom tehát a fenti különbség alapján a Budai-hegység szaruköveinek különböző eredetét tulajdonítani. Nem tételezhető fel ugyanis, hogy a tárgyalt különbségeket felmutató esiszolatoknak megfelelő kőzetrészeknek, mint szorosan egymással összefüggő alkotóelemeknek eredetében eltérés legyen.

Ezek a megfontolások a Budai-hegység szaruköveinek eredetére vonatkozó feltevéseimet fokozott mértékben alátámasztják. Ennek alapján a már ismertetett kémiai- és petrográfiai összetételű szaruköveket, az egykori triasztenger kavasavkiválásainak tekintem.

Az organikus eredetű és esetleg egyéb származású kavasav kezdetben míg a tengervíz lúg kavasavoldat volt, a tengerben molekulárisan elosztott állapotban volt jelen. A koncentráció növekedésével és megfelelő elektrolitok jelenlétében hosszabb-rövidebb idő múlva kolloiddá alakult. Ugyanis tapasztalat szerint a kavasav

kristályos oldatai, ha nem nagyon hígak, gyorsan solokká, majd gélekké alakulnak, tehát nem állandók.

A kolloid kovasav normális körülmények között lassan ülepedik le; részecskéit a hőmozgások és az alzat egyenetlenségei tovább mozgatják. A tengervízben jelenlévő kalcium- és magnéziumsók könnyebben kristályosodó és gyorsabban ülepedő vegyületek, mint a kolloid kovasav. Ha a tengervízben tovább sodródó részecskék egymáshoz elég közel jutnak vagy összeütköznek, alkalmas körülmények között, a kolloid részecskék összetapadnak, koagulálnak. Ez esetben gyorsabban ülepednek le, mint egymástól különváltan (6). Felületi vonzóhatást gyakorolhattak a kovasav részecskékre az újtjukba kerülő mészcseppelvények is, melyeknek felületén, mint koagulálási magokon a kolloid részecskék felhalmozódtak, adszorbeálódtak. A kovasav kiválása tehát már a szedimentáció alatt megindulhatott, de még nagyobb mértékben folytatódott a laza, vízzel átitatott üledék belsejében, amikor a koagulálás lehetőségei mindinkább növekedtek. A kolloid kovasavnak ilyen módon egy-egy középpont körüli növekedésével magyarázható az a jelenség, hogy a szarnkő többnyire gümők, esomók alakjában fordul elő. Réteges településeinek is majdnem mindig megállapítható a gümős szerkezet.

Mivel a kolloid kovasav általában lassabban kristályosodó vegyület, mint a kalcium- és magnéziumkarbonát, ennél fogva megszilárdulása, tehát a szarnkövek képződése később következhetett be, mint mészkő vagy dolomit anyakőzetüké.

Közönséges hőmérsékleten a kovasavgel kristályosodása oly lassan történik, hogy a kristályok néhány hónap vagy év leforgása után optikailag még nem mutathatók ki. Egyes kutatóknak sikerült a kolloid kovasavból magasabb hőmérsékleten (250—350°) rövidebb idő alatt kristályokat kapni, ilyenkor azonban többnyire kvarz vagy tridymit keletkezett. (49).

A kolloid kovasav kristályosodását a jelenlévő különböző anyagok is késleltethették, mivel idegen anyagok jelenlétében a gélek kristályosodási sebessége esökken.

A szarnkövek gyakran találhatók lencseszerűen összelapított tömegekben, vagy oldalukon nyúlványokban végződő esomókban. Ezek a megjelenési formák azt mutatják, hogy a kolloid kovasav az anyakőzet megszilárdulása után, annak belsejében még koesonyás, gélyszerű képződmény volt. A ránehezedő rétegek nyomása következtében erős mechanikai behatások alá került, s ezeknek engedve az üledék belsejében megszabott terjeszkedési lehetőségeknek megfelelően, különböző alakokra nyomódott össze.

Feltevésem tehát, hogy a kovasav csak az anyakőzet megszilárdulása után vette fel mai alakját és alakult szarnkövé. Ennek alátámasztására a következőkben még egy adatot hozok.

Dolomit tartalmú szarukövek.

A Budai hegység fentebb említett szarukőlelőhelyeiről több olyan szarukőgumót gyűjtöttem, melynek közepét az anyakőzet — dolomit — kisebb vagy nagyobb darabja foglalja el. Ezek a szarukövek általában elég szabályos gömbalakú gumók és két részből állnak: egy váltakozó vastagságú belső kovasavburkolatból és egy — néha több kisebb — dolomit magból.

A kutatók a krétában már régóta figyelnek meg olyan tűzköveket, melyeknek közepét idegen anyag foglalja el. De e k e (9) a rügeni krétában elég sűrűn talált tűzkövektől körülzárt krétát. Más szerzők a tűzkövekbe zárt krétanemű anyagban nagyszámú jól konzervált szerves maradványt találtak.

A kutatók a tűzkövek (és szarukövek) kifejlődését általában egy közös feltevéssel magyarázzák. Eszerint a kovasavas előfordulások mindig egy középpont körül lépnek fel, s az eredeti mag körül lerakódó kovasav által külső irányban növekednek. Növekedésük kiinduló pontjául szolgáló mag leggyakrabban egy spikula vagy egy spikulafészek, néha egy egész vagy töredék szivacs.

C a y e u x L. a belsejükben idegen anyagot tartalmazó tűzköveket — melyeket befejezetlen tűzköveknek nevez — és ezek alapján a teljes tűzkövek nagy részét endogén növekedés eredményeinek tekinti. A befejezetlen tűzkövek kívül egy hajlott és síma felületben végződnek, belsejüket ellenben nagyon szabálytalan felület határolja. Ezek a részletek arra mutatnak, hogy itt oly konkreciókról van szó, melyek már a végleges alakkal és térfogattal indultak, befelé növekedve fejlődtek, ebben azonban később megakadtak. Az endogén növekedés folyamatából azután kétféle kovasavas előfordulás származott: a befejezetlen tűzkövek, melyeknek belsejében az elszilikátosodástól egy többé-kevésbé megóvott kréta kőzet van és a teljes tűzkövek, melyeket látszólag semmi sem különbözteti meg az endogén növekedésből keletkezett tűzkövektől.

C a y e u x azonban a pusztá megfigyelésekből téves következtetésekre jut. Szarukő és tűzkő endogén növekedésből nem származhatott. A kalcium- és magnéziumkarbonát könnyebben kristályosodó vegyület, mint a kovasav; — ntöbbinál tehát előbb kristályosodtak ki. A megszilárdult kőzetrészeket a kolloid kovasav nem tudta kifelé szorítani és helyüket elfoglalni, hanem felületükre rakódva kovasavba burkolta azokat.

A dolomitmagot tartalmazó szarukövek tehát nem egy félbemaradt kovásító folyamat eredményei, hanem ugyanazon folyamatból származtak, mint a teljes szarukövek. Míg azonban előbbieknél a kolloid kovasav igen apró részecskék felületén koagulálódott és növekedett tovább, amíg anyag volt jelen, addig az idegen kőzetet tartalmazó szaruköveknél a kovasav felhalmozódása

és tovább növekedése kisebb-nagyobb kőzetdarabok körül történt.

A dolomit tartalmú szarnkövek ismételten alátámasztják azt a feltevésemet, hogy az anyakőzet előbb szilárdult meg, mint kovasavkiválásai.

Összefoglalás.

A Budai hegység triász kori dolomit- és mészkő üledékeiben helyenkint kovasavkiválások, szarnkövek fordulnak elő. Ezek tanulmányozásának főbb eredményeit az alábbiakban foglalom össze.

A szarnkövek az anyakőzetben meglehetősen alárendelt mennyiségben — gumókban és konkordánsan települő néhány centiméter vastagságú rétegekben — jelennek meg. Néhol e rétegek meglehetősen sűrű sorokban egymás felett helyezkednek el, másutt viszont csak elszórt és többnyire szabálytalan alakú kisebb-nagyobb szarnkőesomók találhatók.

A szarnkövek kovasavtartalma mintegy 95—97 %, amely túlnyomó részben kalcidon, kisebb mértékben opál és elvéve kvare alakjában van jelen. Vasérc — magnetit, limonit és hematit — elég gyakran fordulnak elő bennük. Lényegesebb elegyrészüik még a kaleit, jelentéktelenebb a szericit.

Dolgozatomban szereplő valamennyi lelőhelyről gyűjtött szarnkövek vékony esiszolataban az ásványi elegyrészekon kívül radioláriák és szivacs spiculumok jelenlétét mutattak ki. A jobb megtartású, meghatározható állapotban levő szerves maradványok elég ritkák a Budai hegység szarnköveiben. Gyakoribbak az elmosódott strukturájúak, valamint a teljesen átkristályosodott organikus eredetű elemek. Utóbbiakon az organikus szerkezet már nem állapítható meg. Noha az állatkák eredeti strukturája legtöbbször esetben eltiint, egykori alakjuk könnyen felismerhető. Helyüket kondenzor nélkül kör- vagy ellipszis alakú, a többi résznél világosabb foltok jelzik. Ezek kereszttezett nikolok közt többnyire rostos szerkezetűek és a köztük levő szemeses aggregátumcél nagyobb elemekből állnak. A szarnkövekben megfigyelt organikus nyomokból azt következtetem, hogy anyaguk felépítésében az egykori triász tenger mikroszkópos nagyságú kovavázú faunája is résztvett. Aszerint amint az állatkák előbb vagy utóbb kerültek a kémiai és fizikai változásokat előidéző erők hatalmába, vagy hatásuk elől megmenekültek, megtartási állapotuk is különbözőképpen alakult. A Budai hegység szarnkövei tehát kétségtelenül tartalmaznak tengeri eredetű organikus nyomokat. Nem tekinthetem ezért őket egykori hévforrások nyomainak, amely források működését a Budai hegységben az újabb kutatások mindinkább nagyobb területen mutatják ki. A szarnkövek települési viszonyai is kétségessé tesznek ilyen irányú feltevéseket.

A kovavázú állatok feloldásából és esetleg egyéb úton a tengervízbe jutott kovasavnak kikristályosodását és szarukővé alakulását az anyagkőzet megszilárdulása és a tenger visszahúzódása utáni időben — de még a mezozoikumban — tartom valószínűnek. A Budai hegység szarukővei gyakran lenese- vagy egyéb alakra szétnyomottak, helyenkint pedig kőzetdarabokat burkolnak körül. Ez a jelenség azt mutatja, hogy a szarukövek kocsonyás, gélszerű képződmények voltak még akkor is, mikor már megszilárdult kőzetrétegek neheztedek rájuk, ami viszont a kolloid kovasav tulajdonságaival magyarázható.

Végül hálás köszönetemet fejezem ki dr. Papp Károly egyet. ny. r. tanár úrnak, aki munkámat szíves érdeklődésével kísérte és hathatósan támogatótt, úgyszintén dr. Kutassy Endre adjunktus, egyetemi m. tanár úrnak, hogy dolgozatomat ellenőrizte és munkámat szíves tanácsaival irányította.

Továbbá hálás köszönetet mondok dr. Mauritz Béla egyet. ny. r. tanár úrnak, hogy a kőzettani vizsgálatokhoz intézetében helyet és eszközt adni szíveskedett, valamint dr. Reichert Róbert adjunktus, egyetemi m. tanár úrnak, hogy a vizsgálatoknál mindenkor segítségemre volt.

Köszönetet mondok mindazoknak is, akik dolgozatom készítésénél bármiben segítettek.

TÁBLAMAGYARÁZAT.

1. Szürke szarukő a farkasvölgyi dolomit legalsó rétegéből. Apró szemesés kalcidon, nagyobb szemesékből álló kalcidon érrel, keresztezett nikolok között. Vonalas nagyítás: 80.
2. Szürke szarukőgmó az Ördögórom malomkőbányájából. Elkalcidonosodott kőületmaradvány (radiolária?) az apró szemesés kalcidonban keresztezett nikolok között. Vonalas nagyítás: 140.
3. Barnásszürke szarukő a Mátyáshegy mészkővének legalsó rétegéből. Elkalcidonosodott szivaestűk az apró szemesés kalcidonban, keresztezett nikolok között. Vonalas nagyítás: 40.
4. Barnásszürke szarukő a Mátyáshegy mészkőéből. Kalcitér az apró szemesés kalcidonaggregátumban, keresztezett nikolok között. Vonalas nagyítás: 80.
5. Sötétszürke szarukőesomó a Mátyáshegy mészkőéből. Radioláriu (*Stiehocapsa* sp.) [R] a kalcidon között. Vonalas nagyítás: 145.
6. Világosszürke szarukőér a Guckler Károly út mellett dolomitból. Hosszú rostos kalcidon, keresztezett nikolok között. Vonalas nagyítás: 360.

* * *

En quelques dolomies et calcaires des montagnes de Buda il se trouve des cherts. Ces cherts se présentent en petites quantités

en nodules, en amas et en des couches d'une épaisseur de quelques centimètres. Les teneurs en silice totale oscillent en gros entre 95 et 97%. Leur densité est de 2.42. La couleur de ces cherts est de noirâtre au gris blanc.

Deux éléments essentiels constituent la masse de ces cherts: la calcédonite et l'opale. La dernière se comporte comme une substance en régression, ce qui ne l'empêche pas de se trouver dans tous les cherts. Elle n'est pas intercalée entre les éléments de calcédonite, mais fixée dans la masse même de ces éléments. La calcédonite est finement cristallisée et composée généralement d'éléments granulaires. Elle engendre souvent de petites portions de sphérolithes réduites à un secteur, plus ou moins confusément associées. Enfin on retrouve dans les cherts les minéraux détritiques de la roche-mère, parmi eux le quartz, le calcite et de la matière argileuse.

Les cherts renferment aussi des Radiolaires et des spicules d'Éponges. Mais de tels restes organiques d'une structure bien reconnaissable, ne sont pas nombreux dans les échantillons. Beaucoup de restes sont effacés, et la majorité est transformée en calcédonite. Dans le second cas, on peut souvent constater leur place par la calcédonite cristallisée en éléments plus larges que la silice qui les englobe et ils reproduisent la forme de ces vestiges organiques.

EXPLICATION DE LA TABLE.

1. Chert; fond de calcédonite cryptocristalline, avec une veinule de calcédonite. Nic. crois. ($\times 80$).
2. Chert; fond de calcédonite cryptocristalline, avec un vestige organique (radiolaire?) calcédonienx. Nic. crois. (> 140).
3. Chert; fond de calcédonite cryptocristalline avec des spicules calcédonienx. Nic. crois. ($\times 40$).
4. Chert; fond de calcédonite cryptocristalline, avec une veinule de calcite. Nic. crois. ($\times 80$).
5. Chert avec une Radiolaire (*Stichocapsa* sp.) [R] dans le fond de calcédonite. ($\times 145$).
6. Chert avec des fibres de calcédonite. Nic. crois. ($\times 360$).

IRODALOM. — BIBLIOGRAPHIE.

1. d' Aoust Virlet; Sur le métamorphisme des roches (B. S. G. Fr., 2-e S., t. I., 1844.).
2. de la Beche H.-T.: Recherches sur la partie théorique de la Géologie, 1838.
3. Behrend F.—Berg G.: Chemische Geologie. Stuttgart. 1927.
4. Bowerbank J. S.: On a siliceous Zoophyte, Alcyonites parasiticum (Q. J. G. S., L. 1849.).

5. Bowerbank J. S.: On the siliceous Bodies of the Chalk, Greensands, and Oolites (Trans. Geol. Soc. of London, VI, 1841.).
6. Buzágh Alačár: A kolloidok természettudományi jelentősége. Magy. Chem. Folyóirat. XXXVII—XXXVIII. évf. melléklete. Bpest., 1931.
7. Cayeux L.: Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires (Mém. Soc. Géol. Nord., t. IV, 2, 1897.).
8. Cayeux L.: Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Paris, 1929.
9. Deecke W.: Geologie von Pommern. Berlin, 1907.
10. Delanoue: Sur la formation des silex (B. S. G. Fr., 2-e S., t. XII. 1855.).
11. Ehrenberg C. G.: Über die Bildung der Kreidefelsen und Kreidemergels durch unsichtbare Organismen (Abh. d. k. Ak. Wiss. zu Berlin, 1838.).
12. Forchhammer G.: Danmarks geognostiske Forhold. Kobenhavn 1835.
13. Gaudry A.: Sur l'origine et la formation des silex de la craie et des meulières des terrains tertiaires. Thèse, 1852.
14. Gripp K.: Tunnelfahrten aus Feuerstein und die Entstehung des Feuersteins. Mitteil. aus dem Mineralogisch-Geologischen Staatsinst. in Hamburg. Heft XIV. 1933.
15. Hanssen H.: Die Bildung des Feuersteins in der Schreiekreide. Inaug. Diss. Kiel. 1901.
16. Hatch F. H.—Rastall R. H.: The Petrology of the sedimentary Rocks., 1913.
17. Heinz R.: Geologische Beobachtungen zur Bildungsweise und Entstehungszeit des Feuersteins und zum Schichtungsproblem. 23. Jahrb. Niedersächs. Geol. Verein. Hannover, 1930.
18. Jukes-Browne A. J.: The Amount of disseminated Silica in Chalk considered in Relation to Flints (Geol. Mag., N.S., X. 1893.)
19. Julien A. A.: On the geological Action of Humus Acids (Proc. Amer. Ass. Adv. Science, XXVIII.).
20. Klähn H.: Senone Kreide mit und ohne Feuerstein. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Band. 52 B., 1925.
21. Linck G. und Becker W.: Die weisse Schreiekreide und ihre Feuersteine. Chemie d. Erde. Bd. 2. Jena, 1925.
22. de Lue: Sur les couches de craie et celles de houille et sur leurs catastrophes (Journ. Phys., t. XXVIII. 1791.).
23. Lyell Ch.: Manuel de géologie élémentaire, 5-e Éd., 1856.
24. Milner H. B.: Sedimentary petrography, 1929.
25. Naumann C. F.: Geognosie 1888. Leipzig Bd. 1, 2.
26. Ödum H.: Kreide in V. Madsen: Übersicht über die Geologie von Dänemark. Danmarks geologiske Undersøgelse, V. Raekke. Nr. 4. 1928.
27. Potonié H.: Entstehung des Feuersteins. Naturw. Wöchenschr. 25. 1910.

28. Rosebusch H.: Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart 1923.
29. Schafarzik F.—Vendl A.: Geologiai kirándulások Bpest. környékén. Stádium. Budapest, 1923.
30. Scherf Emil: Hévíforrások okozta kőzetelváltozások (hidrotermális kőzetmetamorfózis) a Buda-Pilisi-hegységben. Hidrológiai Közöny II. 1922., különlenyomat.
31. Schulze F. E.: Report on the Hexactinellida (Voyage of H. M. S. Challenger, Zoology, XXI. 1887.).
32. Schwarz Albert: Untersuchungen über die Bildungsweise von sedimentären festen Kieselsäuregesteinen nichtklasfischen Ursprungs. Senckenbergiana 11, 1929.
33. de Serres Marcel: De l'origine des silex de la craie (Soc. lin. Bordeaux, t. XVI. 1849.).
34. Sollas W. J.: A Contribution to the History of Flints. (The Scient. Roy. Soc. of Dublin, VI, 1887.).
35. Sollas W. J.: On the Flints Nodules of the Trimmingham Chalk (Ann. and Mag. of Nat. Hist., 5. S., VI, 1880.).
36. Sollas W. J.: Report on the Tetractinellida (Voyage of H. M. S. Challenger, Zoology, XXV. 1888.).
37. Sollas W. J.: The Age of the Earth, 1905.
38. Sorby H. C., in Wallich: A Contribution to the physical History of the cretaceous Flints. Discussion (Q. J. G. S. XXXVI. 1880.).
39. Szabó József: Budapest geológiai tekintetben. Kül.-lenyom. a M. Orv. és Természetvizsgálók 1879-iki vándorgyűlésének Évkönyvéből. Budapest, 1879.
40. Szabó József: Pest-Buda környékének földtani leírása. A M. Tud. Akad. által a Nagy Károly-díjjal koszorúzott pályairat. Egy földtani abrosszal. Pest, 1858.
41. Tarr W. A.: Origin of the Chert in the Burlington Limestone (Am. Journ. of Sc., 4. S., XLIV. 1917.).
42. Thoulet J.: Sur les spicules siliceux d'Éponges vivantes (C. R. Ac. Sc., XCVIII., 1884.).
43. Twenhöfel W. H.: Treatise on sedimentation. Baltimore, 1926.
44. Vendl Aladár: Adatok a bükkhegységi paleolitikó kőzettani ismeretéhez. M. Tud. Akadémia Math. és Termtud. Ért. L. 1934.
45. Wallich G.: Supplementary Notes on the Flints and the lithological Identity of the Chalk and recent Deposits in the Ocean (Ann. and Mag. of Nat. Hist., 5. S. VII. 1881.).
46. Wetzel W.: Sedimentpetrographische Studien. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Palaeont., Beilage Bd. 47. 1922.
47. Zirkel F.: Lehrbuch der Petrographie. Leipzig, 1893.
48. Rüst: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien. Palaeontographica. 38. Bd. 1892.
49. Zsigmondy R.: Kolloidchemie, 5. Aufl. Leipzig, 1927.

SiO₂-ÁSVANYOK A TOKAJ-HEGYALJAI JÁSPISOKBAN.

Irta: vitéz dr. *Lengyel* Endre.

SiO₂-MINERALE IN DEN JASPISEN DES TOKAJ-HEGY-
ALJA-GEBIRGES.

(Mit 1 Textfigur und 1 mikrophot. Tafel.)

Von vitéz Dr. E. *Lengyel*¹.

Die rhyolithischen und andesitischen Gesteine des Tokaj-Sátoraljaújhelyer Gebirgszuges werden vielerorts von Kieselgesteinsvarietäten begleitet. Am Osthang des Zuges ist besonders die Umgebung von *Sárospaták* und *Tolcsva* reich an Opal-, Chalzedon-, Jaspis-Varietäten und Quellenquarziten.

In einem Aufsatz² teilte ich bereits die Verhältnisse des Vorkommens dieser Kieselgesteine, wie die eingehendere petrographische Beschreibung der Jaspisvarietäten mit.

An der Zusammensetzung der stets in Gängen und als Ausfüllung von Spalten und Hohlräumen auftretenden Jaspisse nehmen verschiedene SiO₂-Minerale teil. *Das eingehendere Studium derselben zeigt, dass ihr ursprüngliches Material Opal (wasserreiches Kieselsäuregel) war, der durch Dehydratisation und Umkristallisierung aus dem amorphen Zustand in krypto-, mikro- und phanokristallinische Modifikationen überging.* Die Entstehung der verschiedenen Kieselgesteine opalischen Ursprunges wird durch die Art und das Mass der mit dem Wechsel der bei der Verfestigung obwaltenden physikalischen Verhältnisse eng zusammenhängenden Umwandlung bestimmt. Das Auftreten kristallinischer Bildungen — parallel mit der fortschreitenden Dehydratisation — verändert den äusseren Charakter und das physikalische Verhalten der Gesteine. Die Opal-Jaspis-Quarzit-Varietäten fixieren verschiedene Stadien dieser Prozesse. Die Abarten des Opals zeigen die Spuren einer sehr geringfügigen oder kaum einsetzenden Unkristallisation. Vollkommen kristallinisch, mitunter grobkörnig sind die verschiedenen Hydro- und Quellen-Quarzite. Die Jaspisse bilden mit breiter Serie einen Übergang zwischen diesen extremen Gliedern.

Die Jaspisse bestehen vom petrographischen Gesichtspunkt

¹ Vorgetragen in der Fachsitzung der Ung. Geol. Gesellsch. am 2. Dez. 1936.

² Vitéz E. *Lengyel*: Jáspisváltozatok Tokaj-Hegyaljáról. Jaspisvarietäten vom Tokaj-Hegyalja-Gebirge. Földt. Közl. (Geol. Mitt.) Bd. LXVI, Heft 4—6, pag. 129—147, Budapest, 1936.

aus farblosem, oder durch Metalloxyde gefärbtem Opal und Chalzedonarten von verschiedener Korngrösse, lerner aus Quarz. Das Mass der Umkristallisation steht im verkehrten Verhältnis z. Wassergehalt und die äusseren Merkmale der Jaspisse werden durch die quantitative Proportion der opalischen Partien bestimmt. Die verhältnismässig feinerkörnigeren (10–20 μ) und an Opal reichen Varietäten zeigen dunklere Farben, Wachs-, Perl- oder Fettglanz und muschligen Bruch, die grobkörnigen (> 20 μ) sind arm an Opal, heller gefärbt (oder sogar farblos), glasglänzend oder glanzlos, fühlen sich rau an und brechen uneben.

In den Jaspissen des Tokaj-Hegyalja-Gebirges kommen mehrere SiO₂-Modifikationen vor, deren genetischer Zusammenhang besonders an den Wänden der Mandelhöhlen beobachtet werden kann.

Beschreibung der einzelnen SiO₂-Mineralarten.

Bei der Untersuchung der Jaspisse stellte es sich heraus, dass die einzelnen Kieselminerale in regelloser und ungleicher Verteilung, jedoch meist zusammen vorkommen. An Durchschnitten von Blasenräumen lässt sich der folgende allmähliche Übergang betrachten:

Opal → Chalzedon → Lutecit → Quarzin → Quarz.

Der isotrope *Opal* spielt gewöhnlich eine wechselnde Rolle. In den weniger unkrystallisierten Jaspisvarietäten herrscht er vor, in den kristallinischen tritt er oft sehr zurück. Von den Chalzedonarten (eigentlicher *Chalzedon*, *Lutecit*, *Quarzin*) kann eine oder die andere aus der Reihenfolge fern bleiben. Der Charakter des *Kacholongs* und *Lussatits* ist wahrscheinlich sekundär: sie sind Umwandlungsprodukte anderer Kieselsäureminerale besonders des Chalzedons. Der *Hyalit* kommt in Krusten und als Ausfüllung von Mandelhöhlen, besonders in Pyroxenandesiten vor. *Quarz* tritt im Inneren der Höhlungen auf, häufig in Gestalt aufgewachsener Kristalle. Im Inneren kleiner Blasenräume fehlt er mitunter.

Opal.

Dieser ist das ursprüngliche Material der Jaspisvarietäten. Als Kieselsäurehydrat mit schwankendem SiO₂-Gehalt kam er in den Gesteinen dieses Gebirgsabschnittes aller Wahrscheinlichkeit nach aus Thermen im Wege des Eintrocknens zustande. Als porodin-amorphes Mineral enthält er kaum winzige kristallinische Bildungen eingestreut. Viele Angaben sprechen dafür, dass das Opalmaterial der Jaspisse ein mit der postvulkanischen Tätigkeit zusammenhängendes, thermales Zersetzungsprodukt der Andesite und Rhyolithe darstellt. Es enthält stets grössere-geringere Mengen von Pigment. Je nach der Menge der färbenden Metalloxyde und Hydroxyde, sind vom Weiss und Hellbraun bis

zum dunklen Leberrot, ja sogar bis zum Schwarz, alle Farbtöne anzutreffen.

In den wachsglänzenden, dichten Jaspissen bildet der Opal gewöhnlich zusammenhängende Massen, die nur stellenweise in Adern oder unregelmässigen Nestern durch kristallinische SiO_2 -Abarten (Chalzedon, Luteicit, Quarzin) unterbrochen werden. Erreicht die Umkristallisierung ein höheres Mass, dann gliedert sich das Opalmaterial in kleinere-grössere, unregelmässig geformte Teile oder verbogene Bänder und Streifen, es wird sozusagen in die Zwischenräume der durchkristallisierten Teile zusammengedrängt, manchmal schrumpft es in Opalkugeln mit Luchmessern von 50–60 μ zusammen.

Die opaligen Partien der typischen Jaspisse enthalten den Farbstoff in gleichmässiger Verteilung. In den, zwischen die aus Chalzedon-Quarz bestehenden kristallinen Partien eingeklemmten Opalflächen tritt hingegen das Pigment zu stäbchen- oder rankenförmigen, mitunter dendritartigen Bildungen zusammen und weist dementsprechend dunklere Farbtöne auf. Die Färbung ist nur selten kolloidal (submikroskopisch), am häufigsten meldet sie sich in undulierten oder zellenartigen Reihen oder Haufen winziger (0,3–0,6 μ) Körner. (Taf. N, Fig. 1).

Im schwarzen Jaspis von Tolesva (Kisagáros-Berg) sind die Sphärokristallen des Chalzedons und Luteicits von einem hellbraunen, schmalen Opalahmen umschlossen. Einzelne, langgestreckte Spalten, kleinere Mandelhöhlen wurden ursprünglich durch Opalmaterial ausgefüllt, aus dem sich an den Rändern farblose Chalzedonvarietäten (Luteicit, Quarzin) auskristallisierten. Das nicht umkristallisierte Kieselsäuregerüst ist mitunter zwischen einen peripherischen und einen zentralen Chalzedonrahmen eingeklemmt.

In den opalischen Jaspissen lässt es sich oft feststellen, dass die Dehydratisierung immer an der freien Oberfläche einsetzt, wo sich im Zusammenhang mit dem Wasserverlust des Opals Gelegenheit zur Kristallisation von H_2O -armen oder wasserfreien Kieselmineralen bieten. Die sukzessive Umkristallisierung ist in den Jaspispartien gut zu beobachten.

Chalzedon.

Dieser tritt in Gestalt von Krusten an den Wänden von Gängen auf. In der Zusammensetzung der Jaspisse spielt der *eigentliche Chalzedon* eine untergeordnete Rolle.

Strahlig-faserige Kieselmineral-Varietäten sind auch der *Luteicit* und der *Quarzin*, welche mit dem Chalzedon verwächst werden können. Ihre Rolle ist in den Jaspissen viel grösser, so dass ich sie abgesondert besprechen will. Unter Chalzedon ist in der Folge stets „*eigentlicher Chalzedon*“ zu verstehen.

Der Chalzedon ist aus feinen Radialfasern aufgebaut. Er bildet oft Sphärokristalle und Gruppen. Manchmal erscheint er als schmaler Überzug an den Wänden von Mandelhöhlen, wobei die Fasern senkrecht auf die Wände stehen. Die Chalzedonfasern sind in der Richtung der *c*-Achse gestreckt und ihre Extinktion ist parallel. Der Charakter der Streckung ist negativ. Winkel der optischen Achsen $2V = 90^\circ$. Tangentiale Schnitte geben ein Aggregatpolarisationsbild. Die Ebene der optischen Achsen ist parallel mit den Fasern. Charakter des Minerals positiv. Länge der Fasern zwischen 10–120 μ .

Der Chalzedon unterscheidet sich vom Luteit und Quarzin durch die regelmässigeren Ausbildung seiner Sphärokristalle. (Kugel oder Ellipsoid) und seine feineren Fasern. Der wesentliche Unterschied besteht im Charakter der Streckung der Fasern und in der Extinktion.

Die grösseren Chalzedon-Faserbündel bestehen aus, unter spitzen Winkel aneinandergefügten Faserfäden und bilden Sphärokristalle oder Kugelsektoren. Es lässt sich deutlich beobachten, dass der Chalzedon die im Opal zurückgebliebenen Höhlungen anfüllt. An der Oberfläche der kleinen Hohlräume treten gleichzeitig mehrere Kristallisationszentren auf, von wo die Sphärokristalle aufbauenden Fasern in radialstrahliger Richtung in des Innere der Höhlung hineinwachsen. Zwei oder mehrere benachbarte Sphärokristalle berühren sich in einer glatten Fläche, im Querschnitt an einer geraden Linie.

Der Chalzedon kann nach den Angaben der bisherigen Untersuchungen als zum rhombischen System gehörig betrachtet werden. Nach Michel Lévy und Munier Chalmers³ ist jede Faser des radialfaserigen Aggregats Chalzedon + zweiachsig mit kleinem optischem Achsenwinkel. Ein über die Chalzedonkugel gelegter, zentrischer Schnitt zeigt das für die Sphärolithe bezeichnende Interferenzkreuz. Stellt man auf den Mittelpunkt eines solchen Schnittes ein, so gelingt es nicht, das Bertrand-Kreuz der optisch einachsigen Minerale Achse zu beobachten. Deshalb ist der Chalzedon für rhombisch anzusehen.

Nach der Ansicht von Hein⁴ ist die Zweiachsigkeit nur scheinbar und entsteht dadurch, dass die Fasern und Bündel nicht parallel liegen. Nach der Untersuchung von Washburn und Navies⁵ besitzt der Chalzedon dasselbe Röntgenspektrum, wie der Quarz. Er ist wahrscheinlich eine Verbindung des rechten und linken Quarzes.

³ Hintze: Handbuch der Mineralogie, pag. 464, Leipzig, 1915.

⁴ Rosenbusch—Mügge: Mikroskop. Physiogr. d. petrogr. wicht. Mineralien, Bd. I. 2, Stuttgart, 1927, pag. 195.

⁵ Ibidem, pag. 196.

An grösseren Chalzedon-Kugeln ist auch eine der Achat-schichtung ähnliche, parallelschalige Struktur zu beobachten (Taf. X, Fig. 2). Nach Wetzel und Liesegang⁶ wäre dies eine Folge des Eintrocknungsprozesses. Wetzel hält es sogar nicht für ausgeschlossen, dass \perp zur Richtung der Fasern opalreiche und arme Schichten wechsellagern.

Nach meinen diesbezüglichen Untersuchungen ist es wahrscheinlich, dass das Zentrifugale Wachstum der Chalzedonkugeln nicht gleichzeitig erfolgte. Das, zur Bildung der Kristalle nötig Material, gelangte mit Unterbrechungen in mehreren Raten dorthin. Das Wachstum verlief mit rhythmischen Wiederholungen, das zur Kristallisation gelangende Kieselsäuregel lagerte sich in dünnen, scharf getrennten Hüllen mit voraussetzlich verschiedenem H_2O - (Opal-) Gehalt übereinander, ähnlich, wie bei der Schichtenbildung d. Calcitropfsteine. Im Querschnitt lässt sich die Dicke d. Schichten gut beobachten. Die Absonderung der Hüllen wird dadurch auffälliger, dass zwischen die Chalzedonschichten mitunter schmale Lutecit- oder Quarzin-Zonen eingeteilt sind, auf die sich dann der Chalzedon mit optisch gleicher Orientierung weiter ablagerte. Das Erscheinen des Lutecits und Quarzins bezeugt gleichzeitig, dass im Zusammenhang m. d. Dehydratisation auch das in der Reihenfolge nach der Kristallisation des Chalzedons folgende Glied, namentlich der Lutecit oder Quarzin, am Wachstum der Sphärokristalle teilnehmen. Ihr Auftreten bedeutet im Verlauf des Wachstums ein kürzeres-längeres Intervall.

Für die Verhältnisse des Vorkommens vom Chalzedon ist es bezeichnend, dass er immer in durch postvulkanische, hauptsächlich thermale Wirkungen zersetzten Gesteinen auftritt. Sein Material wurde aus den veränderten Gesteinen ausgelaugt und die herausgelöste Kieselsäure lagerte sich als Überzug oder Ausfüllung in Höhlungen ab. Grössere Mandelhöhlen sind nicht immer mit Chalzedon ausgefüllt, was auf Mangel an Material hindeutet. Im frischen Gestein ist Chalzedon nicht anzutreffen.

In den Tolesvaer Jaspissen (Kopaszka, Nordhang) bildet er gewöhnlich grössere, selbständigere Sphärokristalle die wasserklar und pigmentfrei sind. Auch hierdurch unterscheiden sie sich von den Quarzin- und Quarz-Kristallen, die fast stets Pigmentkörner als Einschlüsse enthalten. Mitunter bilden mehrere Sphärokristalle eine Gruppe. In den schwarzen Jaspissen vom Nagvágáros-Berg bildet der Chalzedon Nester von $100-300\mu$ im Durchmesser. Im Mittelpunkt einzelner Sphärolithe nimmt ein Pigmentkörner führender Opalkern Platz, aus dem die Fasern und Bündel radial ausstrahlen. Die Chalzedonkugel des Flö-Berges sind durch einen Opal oder Kacholong-Rahmen umschlossen, auf den

⁶ Ibidem, pag. 195.

sich von aussen ein Kranz von Quarzinkörner legt. Es kommen kleine (100–200 μ) Sphärokristalle vor, an deren Aufbau in Gestalt von Segmenten oder Kugelsektoren auch Quarzin teilnimmt.

Mitunter füllt der Chalzedon 50–100 μ messende Sprünge aus. Seine Fasern ordnen sich \perp zur Oberfläche an. In solchen schmalen Spalten tritt nur Chalzedon auf. Auch die kleineren Blasenräume füllt er allein aus. Luteцит, Quarzin und Quarz kristallisieren sich nur in grösseren Mandelhöhlen zusammen aus.

In den roten Jaspissen vom Kisagáros-Berg sind die schönen, grosse Chalzedonsphärokristalle durch einen 23–25 starken, schwächer lichtbrechenden, schief auslöschenden Rahmen aus Luteцит umschlossen. In parallelem Licht ist es bei eingengtem Diaphragma gut sichtbar, dass diese Hüllen von unregelmässig verlaufenden Sprüngen durchzogen sind. Von aussen schliesst ein breiter Chalzedon-Rahmen die Reihe ab.

Die innerhalb der Sphärokristalle wahrnehmbaren Unterschiede der Farbe und Lichtbrechung rechtfertigen immer wieder die Annahme, dass sowohl der Chalzedon, wie auch der Luteцит noch geringe Mengen von Opal, oder nach Niggli⁷ Hydrophan enthalten.

Luteцит.

Diese Modifikation der SiO₂ wurde zuerst von Michel Lévy und Munier Chalmers⁸ aus den tertiären Ablagerungen (Lutetien) des Pariser-Beckens beschrieben.

Der Luteцит ist scheinbar hexagonal, in dem mit der Basis parallelen Querschnitten (Tolesva, Határkúter Tal) wechseln aber die Werte zweier gegenüberliegenden Kantenwinkel zwischen 125 und 136°, das Mineral ist demnach pseudohexagonal.

Der grösste Teil der kristallinen Kieselminerale der Jaspisse ist Luteцит. Er erscheint in Haufen mehr minder radialstrahlig angeordneter Fasern und bildet oft schöne, grosse Sphärokristalle und Gruppen. In diesen sind die Fasern fein, ihre Länge erreicht 100–500 μ . In den besser unkristallisierten Jaspissen sind sie breiter und gehen in lange, rhomboidförmige Platten über die in rosettenartige Bildungen zusammentreten. Im basischen Schmitte berühren sich die Fasern unter 60°-igen Winkeln (Tolesva, Elő-Berg). Mitunter lassen sie eine federartig zusammengesetzte Streifung beobachten. Auch einander durchkreuzende Fasersysteme kommen vor, in denen die Fasern nur bei sehr starker Vergrösserung sichtbar werden. Balogh beschrieb aus dem bituminösen Kalkstein von Békáspatak ein netzartiges Geflecht von Luteцит.

⁷ Niggli: Lehrb. d. Mineralogie I, 2, Berlin, 1924, pag. 328.

⁸ Hintze: Handb. der Mineralogie I, 2, Leipzig, 1915, pag 1465.

In den Jaspissen von Tolesva (Elő-Berg, Határkúter Tal) ist es zu beobachten, dass die Extinction in den langen Fasern des Luteeits nicht gleichzeitig erfolgt, sondern dass die Richtungen der optischen Elastizität z. T. rechts, links verdreht sind. Dies ist dadurch zu erklären, dass die Fasern in den aus dünnen Fäden bestehenden Luteitbündel nicht parallel, sondern in spiralförmigen Windungen neben einander liegen. Deshalb erfolgt die Extinction längs der Fasern nicht gleichzeitig, sondern sukzessive verdreht, so dass sie sich in der ganzen Länge des Laserbündels öfters wiederholt. In Sphärokristallen erfolgt die Extinction ringförmig, in gleichen Abständen vom Zentrum.

Ein interessantes Problem stellen die einander durchkreuzenden Plattensysteme des Luteeits dar, über die zuerst Michel Lévy und Munier Chalmas¹⁰ berichteten.

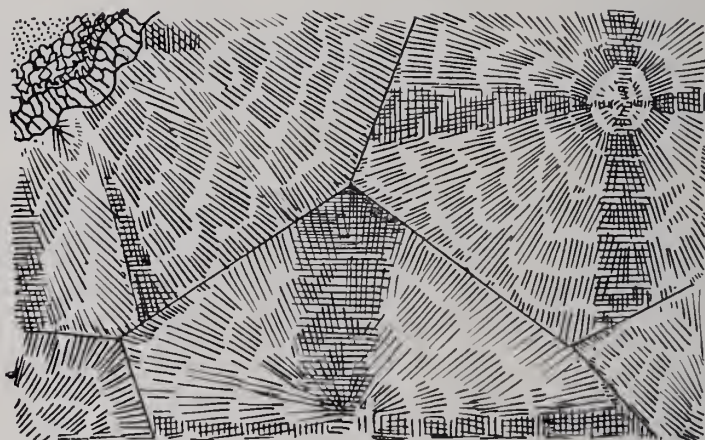


Fig. 52. ábra. Egy síkban érintkező lutecit-sphaerokristályok határa merev vonal. — Starre Grenzlinie der in einer Ebene aneinander stossenden Luteit-Sphärokristalle.

Balogh⁹ behandelt in seiner Studie eingehender die 2 anscheinungsweise 3 Systeme von Fasern, deren Fäden sich unter einem Winkel von 60° schneiden. Nach ihm sind dies 2 Fasersysteme, auch in schiefen Schnitten immer zu erkennen, doch schneiden sie sich hier unter einem Winkel, der gewöhnlich grösser als 60° ist (bis 75°).

⁹ Balogh: A Kolozsvár, Kajántó és Torda környéki bitumenes mészkövek és azok ásványai. Muzeumi Füzetek az Erdélyi Muzeumi ásványtári értesítőjéből. I. k. I. sz. Kolozsvár, 1911.

¹⁰ Hintze C.: Handb. d. Mineralogie, Leipzig, 1915 pag. 1465.

Ich untersuchte diese Frage eingehender und gelangte zu dem Resultat, dass einander kreuzende Systeme von Platten nur in Schnitten von bestimmter Richtung und Dicke zu beobachten sind. Ein Geflecht zeigt sich nur in solchen dickeren Schnitten, in denen sich in 2—3 verschiedenen Ebenen übereinander liegende Lutecit-Faserbündel durchkreuzen. In ein und derselben Ebene wachsende Sphärokristalle berühren sich in einer starren Linie. Erfolgt das Wachstum in mehreren Ebenen übereinander, so bringen die Faserbündel von 2 oder mehreren Sphärokristallen ein unter verschiedenen Winkeln verflochtenes Netz zustande. Der Winkel der sich kreuzenden Fasern kann und wird auch oft 60° sein, hängt aber stets von der zufälligen Lage ab und ist nach den Messungen $\geq 60^\circ$ (32—82°). Die sich kontinuierlich ändernden Winkelgrößen beweisen am deutlichsten die zufällige Lage der

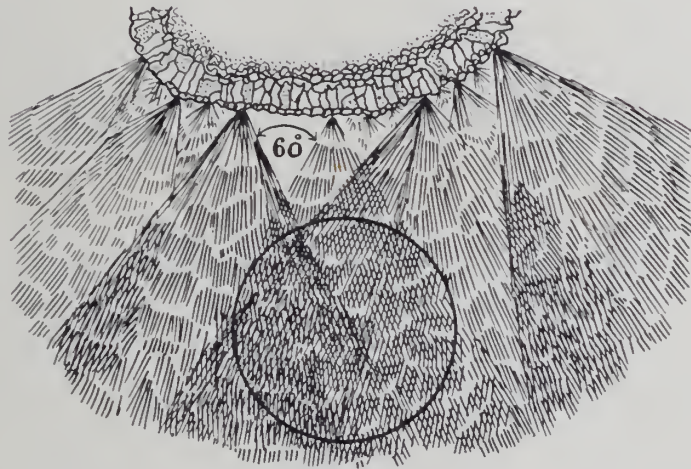


Fig. 53. ábra. Különböző síkokban kiképződött lutecit-sphaerokristályok. Felületi képen, erősebb nagyítással bizonyos részletekben a rostok szövedéke figyelhető meg. A rostkötegek változó (gyakran 60° körüli) szög nagyság mellett keresztteződnek. — In vers hiedenen Ebenen zur Ausbildung gelangte Lutecit Sphärokristalle. Im oberflächlichen Bild zeigen gewisse Partien bei stärkerer Vergrösserung ein Geflecht der Fasern. Die Faserbündel kreuzen einander unter verschiedenen Winkeln (oft um 60°).

Fasern (Fig. 52). Das Faserngewebe des Luteicits kann also — nach meiner Ansicht — nicht als eine, durch kristallographische Gesetzmässigkeiten bestimmte, regelmässige Verflechtung (wie im Falle des Mikroklin oder Leucits), sondern bloss als eine ad hoc erfolgte Kreuzung der Faserbündel angesehen werden Textfig. 53).

Das Luteцит unterscheidet sich vom Chalzedon und Quarzin durch seine schiefe Extinktion. Beim Chalzedon liegt nämlich

n_p beim Quarzin n_g in der Längsachse der Faser, beim Lutecit aber ist $n_g : c = 29 - 30^\circ$ in der Ebene von $n_g - n_m$

Der Lutecit hängt in den meisten Fällen genetisch mit verschiedenen SiO_2 -Modifikationen zusammen. Im schwarzen Jaspis vom Kisagáros-Berg folgt auf von Opalrahmen umgrenzte grössere Chalzedonspärolithe ein von mehreren Zentren ausgehender, breiter Lutecit-Saum, der mit scharfer Grenze in kleinere-grössere Quarzin- und weiters in sukzessive grösser werdende Quarzkristalle übergeht. Manchmal wechselt sich der Lutecit mit Quarzin ab. Im grauen Jaspis von der Ostseite des Barlang-Berges (W-lich von Komlósa) sind grössere Quarzkörner von einem radiaifaserigen Kranz umschlossen, dessen Fasern abwechselnd aus Lutecit und Quarzin bestehen. Einzelne Lutecit-Sphärokristalle sind schalig gebaut: eine grössere, zentrale Lutecitkugel wird von einer 2-3-fachen, aus übereinstimmend orientierten, jedoch kleinen Individuen bestehenden, schmalen Zone umhüllt, die in Quarzin dann weiter in Quarz übergeht. Eine interessante genetische Reihenfolge lässt sich in einzelnen Jaspissen von Sárospatak (Pós-Brunnen) beobachten: ein mittlerer Chalzedonstreifen geht nach der einen Seite in Lutecit \rightarrow Quarzin \rightarrow Quarz, nach der anderen in Quarzin \rightarrow Quarz über.

Quarzin.

Ein mit dem Lutecit eng zusammenhängende SiO_2 -Modifikation. Der Quarzin ist aber eher divergent-radial plattig, als feinfaserig. Ähnlich dem Chalzedon und Lutecit bildet er auch Sphärokristalle, die aber bedeutend einfacher sind. Die schmalen Platten lassen nicht die bei den obigen auftretende Verdrehung der optischen Orientation erkennen.

Schon Michel Lévy und Munier Chalmas¹¹ erkennen, dass die äussere Hülle der Chalzedonkugeln von einem anderen Kieselmineral gebildet wird, das sie Quarzin nannten.

Seine Lichtbrechung stimmt annähernd mit der des Quarzes überein, seine Doppelbrechung ist jedoch stärker. Extinktion parallel mit der Längsachse der Platten. Öffnung der optischen Achsen kann bis 35° steigen. In Schnitten \perp zu den Platten tritt die + spitze Bissetrix heraus. Die Ebene der optischen Achse liegt in der Längsrichtung der Platten, wie bei dem Chalzedon, der Charakter der Streckung ist jedoch positiv.

Die grösste Rolle spielt der Quarzin in den roten Jaspissen, wo er mit seinen gestreckten, oft unregelmässig begrenzten Platten rosettenartige Gebilde zusammensetzt (Fig. 4). Gegen das In-

¹¹ Michel Lévy et Munier Chalmas: Sur les nouvelles formes de silice cristallisée. Ref.: Neues Jahrb. f. Min. etc. Jahrg. 1891, Bd. I, pag. 207.

riere der Mandelhöhlen und im allgemeinen gegen die freien Oberflächen zu geht er mitunter in Quarz über. In den Quarziefeldern kommen verstreut auch Chalzedon-sphärokristalle, Lutecit-Faserbündeln und Opalrelikte vor. Manchmal werden von grösseren Chalzedon-Gruppen eingeschlossene Räume von Quarzinkörnerhaufen ausgefüllt (Tolesva, Vár-Berg). In anderen Fällen füllt der Quarzin schmale Sprünge im Jaspis aus, in Gestalt von Lasern, die zur Längsrichtung angeordnet sind (Sárospatak, Bodrog-Ufer). Es kommt nur ausnahmsweise vor (Kömloska, Kenyeres-Hügel), dass von Opal und Chalzedon umgrenzte kleine Mandelhöhlen ohne Lutecit-Übergang von einem Quarzin + Quarz-Körnerhaufen ausgefüllt werden.

Balogh¹² betrachtet auch die im bituminösen Kalkstein von Békáspatak vorkommenden flockigen Gebilde für Quarzin.

Quarz.

Dieser tritt besonders im Inneren der grösseren Mandelhöhlen der Jaspisse auf, als letztes Glied der Serie der SiO₂-Modifikationen. Im Geoden ist er mitunter megaskopisch, in 0.5–2 mm messenden, farblosen Kristallen sichtbar. Die grauen und braunen Kristalle enthalten in ihrem Inneren viele Eisenhydroxydeinschlüsse. In mikroskopischen Nestern bildet er gewöhnlich in Pflasterstruktur dicht aneinander gefügte Haufen. An den in das Innere nicht gänzlich ausgefüllter Höhlungen hineinreichenden Enden der Kristalle lässt sich ein rhomboedrischer Abschluss feststellen. Auch der prismatische Charakter der grösseren Individuen ist gut zu beobachten. Die auf die Wände stehenden Prismen sind dicht aneinander gedrängt, wodurch eine, auch mit unbewaffneten Augen wahrnehmbare, grobfaserige Struktur entsteht.

In den Jaspissen von Tolesva (Kiskopaszka-Berg) füllt der Quarz gestreckte, linsenförmige Nester aus. In seinem Umkreis nehmen Haufen von Quarzin- und Lutecit-Körnern Platz. Nie füllt der Quarz selbständig Blasenräume aus. Die aufgewachsenen Kristalle zeigen an ihren freien Enden oft einen zonalen Bau. Die Grenzen der aufeinander folgenden Hüllen werden oft durch zwischengelagerte Pigment-Körner auffällig hervorgehoben. Oft lassen sich in den aussen unregelmässig umgrenzten Quarzkörnern bei eingengtem Diaphragma parallele Kristallkanten feststellen. Die Messung der Kantenwinkel ergibt — je nach der La-

¹² Balogh E.: A Kolozsvár, Kajántó és Torda környéki bitumenes mészkövek és azok ásványai. Muzeumi Füzetek az Erdéyi Múzeum Ásványtárának értesítőjéből. I. 1. Kolozsvár, 1911 pag. 14.

ge des Schnittes — manchmal den für den Quarz bezeichnenden Wert von 120° , in anderen Fällen verschiedene Werte 66° , 90° , 126° etc.).

Eine neue SiO_2 -Modifikation?

Im Inneren grösserer Mandelhöhlungen kommt in der Gesellschaft von Quarzin und Quarz ein prismatisch entwickeltes, assymmetrisch zugespitztes, farbloses Mineral mit grösserer Öffnung der optischen Achsen vor. Lichtbrechung, stärker wie beim Lutecit, Doppelbrechung mit der des Quarzes übereinstimmend. Öffnung der optischen Achsen um $n_p > 70^\circ$.

Es ist nicht unmöglich, dass man hier einer neuen Modifikation des Quarzins gegenübersteht. Schon Wallerant¹³ erwähnt, dass der Quarzin eventuell triklin sei; Öffnung der optischen Achsen um die I. Bissectrix $2V = 88^\circ$, $v < 0$.

Es ist möglich, dass die SiO_2 noch neue Modifikationen aufzuweisen hat. Die Klärung dieser Frage erheischt umsichtigere Untersuchungen, mit denen ich mich zu befassen beabsichtige.

Hyalit.

Dieser tritt als glasartige, wasserklare Opal-Varietät in Höhlen und Klüften der Pyroxenandesite auf. Er kommt an mehreren Stellen als Zersetzungsprodukt der Silikate durch postvulkanische Einwirkungen veränderter Gesteine vor. Nach seinem Entdecker wurde er ehemals Müller-Glas genannt, dann schlug Link den Namen „Glasstein“ vor, der von Werner in Hyalit umgeändert wurde.¹⁴

Er ist eigentlich nichts anderes, als ein Pigmentfreies, eingetrocknetes Kieselsäuregel, das an den Wänden von Höhlungen kugelige, nierenförmige Krusten bildet. Optisch isotrop (Taf. X, Fig. 6).

Sekundäre SiO_2 -Modifikationen.

Die bereits ausgebildeten Kieselsäureminerale können infolge von Veränderungen der in der Natur obwaltenden physikalischen Verhältnisse oder eventuell durch die Einwirkung chemischer Faktoren nachträgliche Umwandlungen erleiden. Da das ursprüngliche Material der SiO_2 -Varietäten der durch einen wechselnden Wassergehalt gekennzeichnete Opal war, liegt es auf der Hand, dass bei den weiteren Umwandlungen das Schwanken des H_2O -Gehaltes eine wichtige Rolle spielt.

Die sekundären Veränderungen spielen sich an der Oberflä-

¹³ Hintze: Handb. d. Mineralogie, Bd. 1, 2, Leipzig, 1915, pag. 1467.

che der Kieselgesteine (oder Gläser) ab, resp. sind dort am intensivsten. Sie dringen aber längs Spalten und Sprünge auch in das Innere der Jaspisse ein, wo sie in Gestalt von Streifen und welligen Bändern zu beobachten sind. Die eintretende Dehydratisierung und Oxydation, oder Wasseraufnahme ändert allmählich die innere Struktur des Materials und die Umwandlung offenbart sich in z. T. bereits mit freien Augen wahrnehmbaren, z. T. nur optisch erkennbaren Erscheinungen.

Als solche sekundäre SiO₂-Modifikationen sind der *Lussatit* und *Kacholong* zu betrachten.

Lussatit.

Dieser wurde durch Malard¹⁴ von Lussat (Puy-de-Dome) benannt. Nach diesem Forscher bildet er milchweisse Überzüge auf Quarz oder Quarzaggregaten.

Nach meinen Beobachtungen an Jaspissen verwandelt sich besonders der Chalzedon in faserig-plattigen Lussatit. Er kommt in zweierlei Ausbildungen vor: *a)* an den Wänden von Höhlungen in Gestalt dünner Krusten, *b)* in selbständigen Sphärokristallen und Gruppen.

a) Der im Durchmesser 20—35 μ messende Lussatit-Überzug legt sich auf Chalzedon oder Laticit. Seine Struktur ist fein faserig. Die Fasern sind \perp zur Oberfläche angeordnet. Der Lussatit bricht das Licht schwächer, wie der Canadabalsam und auch seine Doppelbrechung ist erheblich schwächer, wie die des Chalzedons. Extinction in den Fasern parallel. In der Längsachse der Fasern liegt n_g .

b) In den roten Jaspissen von Tolesva (Kisagáros-Perg) kommen schöne kreisrunde oder etwas elliptische Sphärokristalle mit Durchmesser von 30—40 vor, die in durchfallendem Licht durchsichtig, in auffallendem Licht milchweiss sind, wodurch sie sich von der rötlich gefärbten Umgebung scharf abheben. Die Fasern der Sphärolithe zeigen in der Längsrichtung positiven Charakter.

Ihr genetischer Zusammenhang mit dem Chalzedon ist in den Jaspissen vom Nagyagáros-Berg gut zu beobachten, wo in durch reichliches Pigment rötlichbraun gefärbten Feldern Nester von Chalzedon vorkommen, in deren Inneren milchweisse Lussatitkügelchen auftreten. In einer Jaspisvarietät von Komlóská (Bohás-Berg, Kalksteinbruch) ist die ursprüngliche Mandelhöhle durch Lussatit und Kacholong angefüllt, in deren radialfaser-

¹⁴ Hintze: Handb. d. Mineralogie, Bd. I, 2, Leipzig, 1915, pag. 1468.

¹⁵ Hintze: Handb. d. Mineralogie, Bd. I, 2, Leipzig, 1915, pag.

rigen Aggregaten Lussatit-Sphärokristalle vorkommen.

Nach Slavik¹⁵ ist der Lussatit eine faserige Modifikation des Tridymits, deren vertikale Achse mit der Längsrichtung der Lussatitfasern übereinstimmt.

Kacholong.

Kommt mit mikroskopischen Dimensionen in sämtlichen Jaspisarten vor, die schönsten, schon mit freien Augen beobachtbaren Kacholong-Krusten sind aber an den Chalzedonen und Hyalitgeoden vom Pogány-(Pós-)Brunnen neben Sarospatak, sowie in den Höhlungen der Jaspisse von Tolcsva (Kisagaros-Berg) vorzufinden.

Nach meinen Beobachtungen verwandelt sich in den Jaspissen z. T. Opal, z. T. Chalzedon in Kacholong. Im Querschnitt treten an der Oberfläche der die Mandelhöhlen umschliessenden Opalfelder weissliche, durchscheinende, trübe Hüllen auf, deren Material isotrop ist und nur stellenweise in der Längsrichtung positive (Luceit), oder negative (Chalzedon) Fasern enthält. Es umrahmt oft Chalzedonkageln. In Blasenräumen bildet der Kacholong mit den Wänden parallele, wiederholt verbogene Bänder. In auffallendem Licht hebt er sich durch seine milchweisse Farbe scharf von dem farblosen, faserigen Chalzedon oder dem rötlich-braun gefärbten Opal ab.

Auf opalreichen Gesteinen (Opal-, Jaspis-, Chalzedon-Varietäten) erscheint er in weissem, bräunlich- oder gelblich weissen, matten Krusten, auf Chalzedon und Hyalit zeigt er mitunter Perlesehimmer. Beim Daraufschlagen verrät sich die konzentrisch-schalige Struktur der Hüllen. Die aufeinander folgenden Schichten zeigen verschiedene Farbentöne und zwischen den mattweissen Schalen nehmen mitunter wasserklare Chalzedonpartien Platz.

An den Durchschnitten der Mandelhöhlen ist es zu beobachten, dass sich die Kacholong-Hüllen mitunter mehrfach wiederholen. Die zwischen ihnen verbliebenen Räume sind durch Opal und Chalzedon ausgefüllt. Auch diese Erscheinung bekräftigt die bereits erwähnte Annahme, dass die Ausfüllung der Blasenräume nicht auf einmal, in raschem Tempo, sondern allmählich, unter mehrfach wiederholter Ablagerung der Schichten des ursprünglichen Opalmaterials erfolgte. Die Kacholonghüllen — die sich an den während der Pausen der Ablagerung f. e. gebliebenen Oberflächen bildeten — repräsentieren in der sich wiederholenden Serie der SiO_2 -Minerale gewisse Interwalle. Die Dicke der einzelnen Hüllen steht im geraden Verhältnis zur Zeitdauer der Umwandlung. Opalige Krusten von geringem Durchmesser verwandeln sich in ihrer ganzen Ausdehnung in Kacholong.

Dem Kacholong ähnliche Krusten kommen nicht nur auf

Opal, Chalzedon und Quarz, sondern auch auf Hyalit vor. Den auf dem Pyroxenandesit von Sárospaták (Pós-Brünnen) erscheinenden Hyalit überzieht an seiner äusseren Oberfläche eine weisse, gelblich weisse, stellenweise schwach opalisierende Kruste, die eine konzentrisch-schalige Struktur aufweist. Dieses Umwandlungsprodukt des Opals und Hyalits nennt die Literatur Kacholong (mongolisch = schöner Stein).

Der Kacholong kann als dehydratisiertes Kieselsäuregel aufgefasst werden, in dessen Krusten Opalschichten wechsellagern, die einen grösseren-geringeren Teil ihres Wassergehaltes verloren. Die Isotropie der Schichten wird nur stellenweise durch die eingeschalteten Fasern und Faserbündeln des Chalzedons oder Luteits unterbrochen. Hyalitische Krusten kommen auch auf Rhyolith vor; in diesem Fall ist der entstehende Kacholong hellrostfarbig oder hellbraun und zeigt stellenweise Perlenscimmer.

Genetische Schlussfolgerungen.

Die Resultate der Jaspisuntersuchungen führten zur Erkenntnis, dass die verschiedenen SiO₂-Minerale ursprünglich aus Kieselsäurehydrat als einem Hydrogel im Wege der Dehydratisation zu kristallinischen Aggregaten umgebildet wurden. Sie sind demnach in wesentlichen kolloidalen Ursprungs.

Wherry¹⁶ bezeichnet die mineralischen Bildungen, welche in der Weise zustandekommen, dass aus dem gelartigen oder hyalokristallinischen Zustand auf gewisse physikalische Einwirkungen wahrnehmbare Kristalle hervorgehen, mit dem Namen Metakolloide. Nach seiner Auffassung gestaltet sich die Reihe wie folgt:

Gel-Mineral → Metakolloid → Kristallinisches Endprodukt
Opal = SiO₂ n H₂O → Chalzedon → Quarz = SiO₂

Nach meinen Beobachtungen lässt sich in den Querschnitten der Mandelhöhlen dem allmählich fortschreitenden Dehydratisationsprozess entsprechend die nachstehende Reihenfolge feststellen:

Amorph krypto- und mikrokristallinisch kristallinisch
Opal → Chalzedon → Luteit → Quarzin → Quarz

Schon Michel Lévy und Mossier Chalmas¹⁷ betonten, dass Chalzedon Luteit-Quarzin bloss verschiedene Formen ein und desselben SiO₂-Minerals mit 2 optischen Achsen sind. Per Chalzedon enthält nach den Angaben immer ein wenig Opal, resp. Wasser. Deshalb nennt ihn Hüttner „gelöstes Glas“.

Von der Tatsache ausgehend, dass aus dem sich verfestigen-

¹⁶ P. Niggli: Lehrb. d. Mineralogie, II, 2, Berlin, 1926, pag. 678.

dem Kieselsäuregel — sei es thermalen oder magmatischen Ursprunges — in einer gewissen genetischen Reihenfolge mehrere Abarten von SiO_2 -Mineralen hervorgehen, gelangt man zu dem Schluss, dass das Erscheinen der Modifikationen hauptsächlich von physikochemischen Faktoren abhängt. Vom chemischen Gesichtspunkt spielt der H_2O -Gehalt, vom physikalischen die bei der Verfestigung stattfindende Temperaturveränderung, sowie die für die Kristallisation zur Verfügung stehenden Dimensionen des Raumes und der Zeit eine wichtige Rolle.

Das Vorkommen der SiO_2 -Modifikationen in den Jaspissen beweist, dass das Ausgangsmaterial derselben immer der Opal war, aus dem unter günstigen Verhältnissen eine ganze Reihe von Kieselsäuremineralen hervorging. Im Laufe der Untersuchung der Jaspisse des okaj-Hegyalja-Gebirges konnte festgestellt werden, dass ihre Entstehung mit postvulkanischen (thermalen) Vorgängen zusammenhängt. Das Wasser der aufsteigenden Thermen durchtränkte die Gesteine, zersetzte einen Teil der Silikatminerale, das Wasser wurde mit Kieselsäure gesättigt, die dann die präexistierenden Spalten und Hohlräume ausfüllte. Das rhythmische Auftreten der Kieselsäureminerale, die oft wahrnehmbare Schichtung sprechen dafür, dass stellenweise intermittierende Quellen tätig waren, aus welchen das Material in kürzeren-längeren Zeitschnitten wiederholt zur Ablagerung gelangte.

Auf das gesellige Erscheinen der Kieselsäureminerale findet man an verschiedenen Stellen Hinweise. Schon B a v i r¹⁸ erwähnt, dass in den Quarzadern der Serentine Chalzedon und Quarz zusammen vorkommen. Doch gibt es Fasern, deren Charakter bald +, bald — ist, die unter 29—30° anlösen, also Luteite sind. Nach L a c r o i x¹⁹ wechselt sich der Quarzin manchmal zonal mit Chalzedon ab. W a l l e r a n t²⁰ nimmt zwischen den 3 Kieselsäuremineralen einen stufenweisen Übergang an. Er hält den Quarzin für triklin.

Auch B a l o g h²² stellt einen engeren Zusammenhang zwischen Chalzedon und Quarzin fest. Immer ist der Chalzedon innen, die Quarzhülle aussen. R i v a²³ fand in den Blasenräumen der Pyroxenandesite von Djadjons SiO_2 -Kügelchen mit Durchmesser zwischen 0.5—0.8 mm, an denen er unter dem Mikroskop 3 Zonen unterscheiden konnte.

¹⁸ C. Hintze: Lehrb. d. Mineralogie, II, 2, Berlin, 1926, pag. 67.

¹⁹ C. Hintze: Lehrb. d. Mineralogie, Bd. I, 2, Leipzig, 1915, pag. 1477.

²⁰ C. Hintze: Lehrb. d. Mineralogie, Bd. I, 2, Leipzig, 1915, pag. 1484.

²² C. Hintze: Lehrb. d. Mineralogie, Bd. I, 2, Leipzig, 1915, pag. 1466.

1. Innere: grünes, amorphes Material (Opal).

2. mittlere: dünne, in der Längsrichtung = Fasern (Chalzedon).

3. äussere: breite Fasern, + Charakter, kräftige Doppelbrechung, Extinction um 30°. Nach ihm eine bislang unbekannte SiO₂-Varietät (nichts anderes, als Luteit).

Meine Untersuchungen führten auch zu der Annahme, dass ein gewisses Anmass von Zeit und Raum dazu nötig ist, bis die aus dem Kieselsäuregel entstehenden Minerale sich der Reihe nach ausbilden können. Erfolgt wegen plötzlicher Änderung der Temperatur die Verfestigung und Kristallisation des Materials in zu raschem Tempo, oder ist der Vorgang der Dehydratisation unregelmässig, gestört, so können sich in der Reihenfolge des Erscheinens der SiO₂-Minerale Unterbrechungen, sprunghafte Änderungen ergeben. Stand das Kieselsäure-Material zur Ausfüllung einzelner Mandelhöhlen reichlich zur Verfügung und war die Dehydratisation geringfügig, so tritt in der Höhlung neben dem Opal Luteit auf. Ging aber die Ausfüllung der Höhle wegen Knappheit des Materials nur langsam vor sich und bot sich an der freien Oberfläche der Höhlung reichlich Gelegenheit zur Oxydation so treten aus dem Chalzedon auch Luteit und nach diesem Quarzin in übereinander gelegten Schichten auf. Im Falle der Komplettheit der Serie wird das Innere der Höhlung durch Quarz ausgefüllt. Schmale Klüften und Spalten werden in den Jaspissen gewöhnlich nur durch Chalzedon ausgefüllt. In solchen Fällen besteht die Umgebung aus dem Opal der Jaspisse. Die inden Chalcedonpartien zurückgebliebenen Spalten und Höhlungen besetzen die folgenden Glieder, namentlich: Luteit und Quarzin. Zwischen dem Erscheinen der SiO₂-Minerale und dem umschliessenden Medium bestehen demnach stets genetische Zusammenhänge. Am vollständigsten ist die Serie längs der grösseren Blasenräume, wo — oft in aufgewachsenen Kristallen — auch schon der Quarz erscheint. Bei den Ausfüllungen der Höhlungen deutet die schmalweise Wiederholung der einzelnen Mineralglieder auf die Periodizität der Materialzufuhr hin. Unter günstigen Verhältnissen kann das weitere Wachstum mit identischer Modifikation bei optisch übereinstimmender Orientierung erfolgen.

Ich spreche Herrn Prof. Dr. Zs. v. Szentpétery meinen verbindlichsten Dank für seine Liebenswürdigkeit aus, mit wel-

cher er mir die Apparate seines Institutes zur Verfügung stellte und mich bei meinen Untersuchungen mit seinen wertvollen Ratschlägen unterstützte.

TÁBLAMAGYAR ÍZAT— TAFELERKLÄRUNG.

1. Felső rész: Hullámos pigmentum-sorokkal színezett opal. Alsó rész: Kezdődő útkristályo odás opálban. Az egyenletesen elosztott festékanyag szabálytalan csomókká ugrik össze. Vörös jaspis, Tolesva, Nagy-Agáros; Nie. 90×. — Oberer Teil: Mit wellenförmigen Pigment-Reihen gefärbter Opal. Unterer Teil: Beginnende Umkristallisierung in Opal. Das ursprünglich gleichmässig verteilte Pigment trat in unregelmässige Klumpen zusammen.
2. Finoman rostos chaledon-sphaerokristályok. Fekete jaspis; Tolesva, Kis Agáros. +Nie. 90×. — Feinfaserige Chalzedon-Sphaerokristalle. Schwarzer Jaspis, Tolesva, Kisagáros-Berg, +Nie. 90×.
3. Részlet lutecit-sphaerokristályból. A hólyagűr középpontja felé a lutecit quarzinba megy át (bal felső sarok). A rostkötegek hosszirányában a rugalmi tengelyek elfordulása következtében az extinctio többször ismétlődve következik be. Vörös jaspis Tolesva. +Nie. 68×. — Partie eines Lutecit-Sphaerokristalls. Gegen den Mittelpunkt der Blasenöhhlung zu geht der Lutecit in Quarzin über. (Linke obere Ecke). In der Längsrichtung der Faserbündel erfolgt wegen Verdrehung der Elastizitätsachsen mehrfache Wiederholung der Extinktion. Roter Jaspis, Tolesva, +Nie., 68×.
4. Rosettaszerű quarzín rost- és lemezhalmozok. Barna jaspis, Tolesva, Nagy Agáros. +Nie. 48×. — Rosettenförmige Aggregate von Quarzinfasern und -Platten. Brauner Jaspis, Nagyagáros-Berg, +Nie., 48×.
5. Koncentrikus-héjas szerkezetű lutecit-sphaerokristályok által határolt mandulaürben quarzínburok és szabálytalan quarz-kristályok. Ez utóbbiak zonális felépítésűek. — Quarzinhüllen und zonal gebaute, unregelmässige Quarzkristalle in einer von konzentrisch schaligen Lutecit-Sphaerokristallen umschlossenen Mandelhöhhlung.
6. Szőlőded kiképződésű hyalit pyroxenandesit hólyagüregeiben. Sárospatak, Pogánykút. 62×. — Traubig ausgebildeter Hyalit in den Blasenöhhlungen von Pyroxenandesit. Pogány-Brunnen, +Nie., 62×.

RENDELLENES FORAMINIFERAHEJAK.

Irta: dr. *Majzon* László.

ABNORMITÄTEN AN FORAMINIFEREN-SCHALEN.

Von Dr. L. *Majzon*.

Die niedrigsten Organismen unter den fossilen tierischen Resten sind die winzigen Foraminiferen, in deren Gruppe die Nummulinen wahrhaftige Riesen darstellen. Die Schalen der Foraminiferen sind in fast allen marinen Ablagerungen anzutreffen und bei ihrer Untersuchung sind oft höchst interessante Abnormitäten, auffällige Veränderungen wahrzunehmen. Über die Ursachen dieser Abnormitäten ist wenig bekannt, immerhin geben die bisherigen Resultate — die noch weitere Untersuchungen an rezenten Material erheischen — einen Begriff über die Lebensweise dieser Organismen und den Gang der Entwicklung ihrer Kammern.

In der Literatur sind diesbezügliche Angaben von mehreren Forschern vorzufinden. Unter Anderen schrieb z. B. *Schultze* (1) schon in 1854 über Verletzungen der *Polystomella strigilata* Ficht.-Möll. (die vom *Brady* in 1884 in den Formenkreis der *P. crispa* einbezogen wurde.) Er zerstückelte lebende Tiere u. fand, dass das Protoplasma in den erhalten gebliebenen Kammern weiter lebt. Die vom Tier abgetrennten Stücke (z. B. drei Kammern) wechselten bereits am Tage der „Operation“ ihre Stelle und lebten noch wochenlang weiter. Die Ergebnisse *Schultze*'s wurden von seinem Schüler *M. Verworn* (2) und später bei uns von *P. Rozlozsnik* (3) verwertet. *Verworn* experimentierte mit der *Polystomella crispa* L. und gelangte kurz zusammengefasst zu dem Resultat, dass der den Kern einschliessende Teil des Protoplasmas vom verletzten Tier bestrebt ist, die Schale auszubessern, zu regenerieren. Am verstümmelten Teil bildete sich gewöhnlich innerhalb 3—6 Tagen eine Kalkkruste, welche den verletzten Teil wieder vollkommen abschloss. *J. Walther* (4) erkennt die verhältnismässige Langsamkeit¹ des normalen Wachstums der Foraminiferen im Vergleich zur Regenerierungsfähigkeit der verletzten Schalen und akzeptiert die Möglichkeit, dass die leicht abbröckelnden Kammern einzelner Arten (z. B. *Nodosaria*, *Globigerina*) sich weiterentwickeln können. Alle diese Untersuchungen zeigen, dass diese niederen Tiere dank der grösseren Widerstandsfähigkeit ihres Protoplasmas bedeutend widerstandsfähiger sind, wie die höheren Tiere.

¹ *Miliolina obesa* *Schultze* bildet z. B. unter vier Wochen zwei Kammern.

In der Literatur sind auch andere Veränderungen der Schale beschrieben. Verschiedene Missbildungen und Verdoppelungen der Schale wurden schon von Schultze (1) Williamson (5) Schafhäütl (6) Schlicht (7), Bütschli (8), Brady (9), Rumbler (10), Rozlozsnik (3) und Anderen bekannt gemacht.

Bei meinen Untersuchungen an Foraminiferen stand mir in der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt ein reiches Material zur Verfügung. Der Direktor der Anstalt, Prof. L. v. Lóczy legte besonderes Gewicht auf die Feststellung des Häufigkeitsgrades der aus dem untersuchten Material zum Vorschein gekommenen Arten, eine Arbeit, bei der ich möglichst keine einzige Schale ausser acht lassen durfte. Im gesichteten Material fand ich dann auch solche Foraminiferen, die aus gewissen Ursachen von der normalen Ausbildung abweichen und grössere oder geringere Abnormitäten aufweisen.

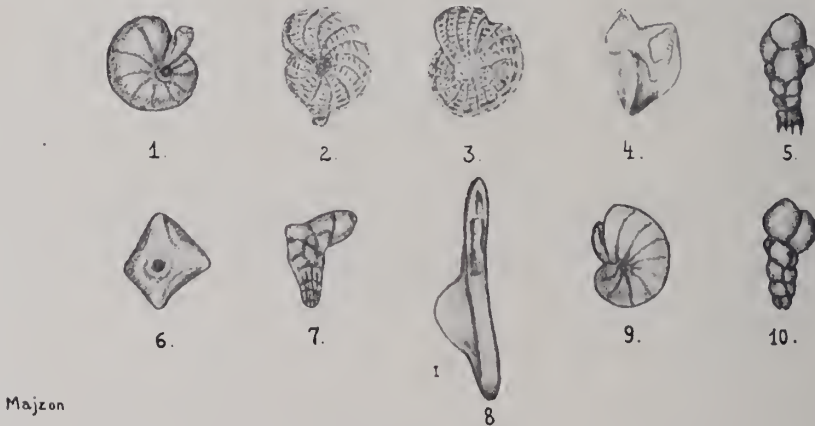


Fig. 54. ábra.

Die Foraminiferen sind trotz ihrer Kleinheit der Gefahr ausgesetzt, dass ihre Schalen lädiert werden. Ich fand mehrere Beispiele hierfür. Aus den Tiefen von 1100 und 1140 m lieferte der in grosser Mächtigkeit entwickelte rnpelische Kisceller Ton der Tiefbohrung Nr. I von Tard zwei verletzte Schalen von *Polystomella crispa* L. (Fig. 3). Unter den massenhaft auftretenden Polystomellen des Musters Nr. 63 des von Prof. K. Roth von Telegál im N-lichen Bihar-Gebirge gesammelten sarmatischen Materials — das Graf G. Bethlen in seiner Inauguraldissertation bearbeitet hatte — fand ich zur Art *Polystomella crispa* L. gehörige, verletzte Individuen. Das in den verletzten Kammern befindliche Protoplasma schied ein Kalkplättchen aus, das sich der Oberfläche

des Bruches anpassend, die Wunde einfach verschloss, ohne die verlorene Partie der Schale vollkommen identisch (samt Verzierungen etc.) zu ergänzen. Die vernarbte Spnr der Verletzung ist selbstverständlich auch an der fossilen Schale deutlich wahrnehmbar, nicht nur als kleine Scharte an der Peripherie der Schale, sondern auch als Einbuchtung der Umgebung des Bruches. Das aus der Wunde hervorquellende Protoplasma bringt mit ihrer vorspringende Kammern (*Eulimina aculeata* d'Orb., Fig. 5) oder Schalenstumpfe (*Polystomella macella* Ficht.-Moll., Fig. 2) zustande.

Es kann besonders bei den länglich gebauten Foraminiferen auch vorkommen, dass die Schale infolge irgend welcher äusserer Einwirkung entzweibricht. Dies konnte ich an einigen Exemplaren der im tuffigen Tortonmergel des Pertee-Paches bei Négródszakál sehr häufigen *Bolivina nobilis* Hantk., (Fig. 7) gut beobachten. Es ist nämlich gut sichtbar, dass die Kalkausscheidung des Protoplasmas am abgebrochenen Kammerteil einesteils die verletzte Oberfläche zu vernarben trachtete, zugleich aber auch anstatt der abgebrochenen und jüngsten Kammer die Ausscheidung der Kammern fortsetzte. Oft bildet die eine Hälfte des abgebrochenen Kammernteiles einen vernarbten Stumpf, während aus der anderen Hälfte die neue Kammer unter Winkeln von 120°, ja sogar 90° zur ursprünglichen Richtung abzweigt, was bei dieser normal geraden, stäbchenförmig entwickelten Form ziemlich auffällig ist.

Die widernatürliche Situation des lebenden Tieres, die ihn auf der Unterlage (Boden, Fels etc.) aufgezwungen wurde, kann gleichfalls zur abnormalen Entwicklung der Schale führen. Nach Peecke (11) konnten die grösseren Formen nicht immer an der einen Seite gelegen sein, weil man sich in diesem Fall die bilaterale Symmetrie ihres Wachstums schwer vorstellen könnte und die Symmetrie durch gewisse Verschiebungen gestört werden müsste. Nach seiner Meinung stehen diese Formen vertikal, gewissermassen in den Boden hineingesteckt, mit der Öffnung zu oberst und konnten vielleicht in dieser Position sogar weitergleiten. Auf ihrer flachen Seite zu liegen kamen sie erst nach ihrem Tode. Diese Art der Abnormität zeigte ein Exemplar der vom Négródszakáler Fundort zum Vorschein gekommenen und zu den grossen Formen zählbaren *Heterostegina costata* d'Orb. (Fig. 8) von der J. Noszky (13) aus Mátraverebély Exemplare mit 30 mm Durchmesser erwähnt. Von den aus dem Zentrum der beiden Seitenflächen der normal entwickelten Exemplare hervorstehenden kleinen Höckern ist der eine knopfartig herangewachsen, wogegen der andere gänzlich fehlt, eine Asymmetrie, die auf das Liegen auf der glatten Seite hindeutet. Diese Abnormität habe ich einmal bereits erwähnt (12).

Regelwidrige Entwicklung der Kammern zeigt ein Exemplar

der *Clavulina szabói* Hantk. (Fig. 6) a. d. foraminiferenreichen rupelischen Ton, welcher in der Tarder ärarischen Tiefbohrung aus 1205 m zum Vorschein kam. Die Schale bildet gewöhnlich ein dreiseitiges Prisma, bei diesem Exemplar ist aber die eine Seite in einer schwachen Kante geknickt, so dass eine unregelmässig vierseitige, prismatische Missbildung zustande kam. Wegen der brüchigen Beschaffenheit des Restes kann ich über diese Abnormität nichts Bestimmtes aussagen, auch konnte ich aus dem nur in einem einzigen Exemplar vorliegenden Bruchstück, das von oben (von der Mündung) gerechnet bloss etwa ein Drittel der ganzen Schale umfasst, keinen Dünnschliff herstellen.

Auch Veränderungen der Lebensverhältnisse (Nahrung, Kalkgehalt des Wassers) und eventuell auch noch andere Ursachen können sich an den Schalen der Foraminiferen auswirken. Ich schreibe die Entwicklung jener abnormalen Schalen zu, die aus den oberoligozänen, Potamiden führenden Braekwasserablagerungen der Umgebung von Budapest zum Vorschein kamen. Die Schale eines aus dem Schlammrückstand dieser zwischen Szentendre und Leányfalu gelegenen Schichten herstammenden Exemplars von *Nonionina communis* d'Orb. spiegelt diese Veränderungen in der Entwicklung der Kammern seiner Windungen sprunghaft wieder (Fig. 9). Ähnliches beobachtete ich an der von ebendort herstammenden *Bulimina elongata* d'Orb. (Fig. 10), deren zwei letzte Kammern bedeutend grösser sind, wie die übrigen und fast aufgebläht aussehen. In diese Kategorie dürfte auch die aus den sarmatischen Schichten der Bohrung von Füüzéradvány zum Vorschein gekommene *Nonionina umbilicatula* Moutagu gehören (Fig. 1).

Schultze bemerkt, dass das Genus *Polystomella* geneigt ist, Doppelschalen zu bilden. Ein Beispiel (Fig. 4) hierfür fand ich im erwähnten Sarmatikum des N-lichen Bihar-Gebirges. Die letzte Windung des ziemlich hergenommenen Exemplars besteht aus zwei neben einander laufenden Windungen, so dass die Schale an einen verkrüppelten Zwilling erinnert.

Hier habe ich bloss einige Beispiele der abnormalen Entwicklung der Foraminiferenschalen angeführt. Im Zusammenhang hiermit erwähne ich hier die Untersuchungen F. Dreyer's (14) die bei uns durch R. Francé bekannt gemacht wurden (15). Dreyer untersuchte 25000 Exemplare der Art *Peneroplis pertusus* Forskäl aus dem Sand des Straudes vom Roten Meer, am Fuss des Sinaer Berges. Sein Buch durchblättern sieht man den Typus der Art, von dem es ihm gelang, über verschiedene Varietäten und Missbildungen Übergänge zu anderen Genera, namentlich zu den *Vertbralinen* und sogar zur Familie der *Miliolinen* festzustellen. Dreyer sucht dies dadurch zu erklären, dass das Protoplasma die Kammern auch aussen überzieht, so dass jede

Kammer ein besonderes Individuum mit eigenem Leben, eigener Aktivität und demnach mit einer gewissen Möglichkeit der unabhängigen Entwicklung darstellt.

(Ausgearbeitet im Bohrlaboratorium der Kgl. Ung. Geol. Anstalt. Die beschriebenen Foraminiferen sind Eigentum der Anstalt).

IRODALOM. — LITERATUR.

1. Schultze M.: Über den Organismus der Polythalamien (Foraminiferen). Leipzig, 1854.
2. Verworn M.: Biologische Protisten-Studien. (Zeitschr. f. Wiss. Zoologie, 46, p. 455, Leipzig, 1888.).
3. Rozložník P.: Bevezetés a Nummulinák és Assilinák tanulmányozásába (M. kir. Földt. Int. Évk., vol. XXVI., Bpest, 1924.).
4. Walther J.: Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. (I—II, p. 213, Jena, 1893.).
5. Williamson W.: On the recent Foraminifera of Great Britain. London, 1858.
6. Schaffhäntl K.: Süd-Bayerns Lethaea Geognostica. Leipzig, 1863.
7. Schlicht E.: Die Foraminiferen des Septarienthones von Pietpohl, Berlin, 1870.
8. Bütschli O.: Protozoen, in Bronn: Klassen und Ordnungen des Thierreichs, vol. I, Leipzig u. Heidelberg, 1880.
9. Brady H.: The Voyage of Challenger, Zoology, vol. IX: Foraminifera, London, 1884.
10. Rumbler I.: Die Doppelschalen von Orbitolites und anderen Foraminiferen von entwicklungsmechanischen Standpunkt aus betrachtet. (Archiv. für Protistenkunde, I, Jena, 1902.).
11. Deecke W.: Paläontologische Betrachtungen. VI. Über Foraminiferen. (Neues Jahrb. für Mineralogie etc. Stuttgart, 1914, Bd. II, p. 21.).
12. Majzon L.: Tortonische Foraminiferen von Nógrádszakál. (Mitteilungen a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anst. Bd. XXXI, p. 129, 1936.).
13. Noszky J.: Beiträge zur Geologie des Cserhát. (Geol. Mitt., Bd. XXXVI, p. 467, 1906.).
14. Dreyer F.: Peneropolis. Eine Studie zur biologischen Morphologie und zur Speziesfrage. Leipzig, 1898.
15. Francé R.: A természetrajzi faj problémája. (Term. Tud. Közl., 1901, Pótfüzetek.).

NÉGYSZIRMŰ CLYPEASTER A MATRASZÖLLÖSI LAJTA-
MÉSZBŐL.

Irta: Szörényi Erzsébet.

CAS TÉRATOLOGIQUE D'UN CLYPEASTER MIOCÈNE DE
MATRASZÖLLÖS.

Par E. Szörényi.

Különböző okokra visszavezethető rendellenesség elég gyakori a tüskebőrűeknél. Az ambulacralis szírmok többé kevésbé szabálytalan kifejlődése is sokszor észlelhető. Egy szírom teljes hiánya, azaz *négyszírműség* azonban nagyon ritka, különösen az irreguláris Echinidáknál. Különös figyelmet érdemel ezért az a gyönyörű megtartású *Clypeaster intermedius* Desm., melyet Noszky és Harmat igazgató urak gyűjtöttek a mátraszöllösi lajtamész-
ből.

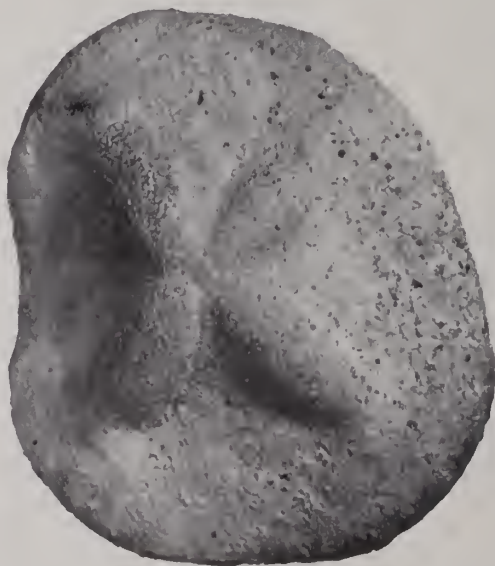


Fig. 55. abra.

Mint a mellékelt ábrákból kitűnik, a *felzelen a bal mellő páros szírom hiányzik* s helyét a homlokszírom foglalja el. *Az alzaton a jobb mellő páros ambulacrális barázda hiányzik.* A szírmok és ambulacrális barázdák tengelye egybe esik. A szájnnyílás és végbélnyílás összekötő vonala a homlokszírom tengelyével 45° -os \sphericalangle -et zár be.

Les cas de tétramérie totale sont fort rares, surtout parmi les Echinides irréguliers. Pourtant nous avons eu la chance de

trouver dans la collection du Musée National de Hongrie un *Clypeaster intermedius* Desm. qui provient des calcaires tortoniens de Mátraszöllös et qui présente un exemple parfait de tétramérie totale aussi bien sur la face dorsale que sur la face ventrale du corps. à l'opposé de Koehler (1) je veux maintenir, pour être plus simple, la nomenclature des parties d'une Échinide normale à cinq pétales, seulement il ne faut pas perdre de vue que le pétale pair antérieur gauche et le sillon pair antérieur droit lui manquent.

Le corps d'une grandeur moyenne est ovalaire à contours irréguliers, il nous présente presque la forme d'un trapézoïde arrondi, la face dorsale nous montre quatre pétales disposés en croix. Deux des pétales, le pétale frontal et le pétale pair postérieur droit, sont situés dans la direction du grand axe du test, et les



Fig. 56. abra.

deux autres, le pétale pair antérieur droit et le pétale pair postérieur gauche semblent suivre la direction du petit axe du corps. Comme nous avons dit, il y manque le pétale pair antérieur gauche.

Si nous observons la position du périprocte, nous constatons qu'il ne se trouve pas sur l'axe du pétale frontal. Car le pétale frontal, par rapport à une Échinide normale, est écarté sous un angle de 45° à gauche et occupe à peu près la place du pétale pair

¹ Koehler: Anomalies, irrégularités et déformations du test chez les Échinides.

antérieur gauche. Sa forme est normale, plus allongée, plus droite et plus élevée que celle des pétales pairs.

Le pétale antérieur droit est plus court et plus arqué que les pétales pairs postérieurs de même que chez un *Clypeaster* intermédius normal.

Le pétale pair postérieur gauche est plus élevé que le postérieur droit et il est tourné un peu à gauche. Sa longueur et largeur correspondent à celles du postérieur droit.

Or, si nous comparons notre exemplaire à un *Clypeaster* normal, nous constatons que le pétale frontal et le pétale pair postérieur gauche sont tournés à gauche. Ce phénomène engendre aussi la déformation de l'arc du bord antérieur qui est en effet lui aussi poussé un peu à gauche. Le bord latéral gauche du test présente une forte échancrure. Le bord latéral droit est régulier.

Vue du côté, la partie gauche du test est plus élevée que la droite. La face ventrale, autour du peristome est déprimée. La forme et position du periprocte est normale. Il est situé sur l'aire interambulacraire impaire de la face ventrale. Étant donné que la face ventrale du test est aussi d'une symétrie tétramère, les quatre sillons ambulacraires la divisent de la manière que nous avons deux aires interambulacraires impaires. Nommons donc l'aire interambulacraire impaire qui correspond à celle d'un *Clypeaster* normal l'aire interambulacraire postérieure impaire du test; l'autre s'appellera l'aire interambulacraire antérieure impaire. Les quatre sillons ambulacraires sont également bien développés. Le sillon antérieur pair droit manque. De tout cela on peut bien constater qu'en conséquence de l'absence du pétale pair antérieur gauche et du sillon pair antérieur droit la position de tout le système ambulacraire est tournée à gauche sous un angle de 45°.

RÖVID KÖZLEMÉNYEK. — KURZE MITTEILUNGEN.

A III. NEMZETKÖZI QUARTERGEOLÓGIAI KONGRESSZUSRÓL.

Irta: Mottl Mária dr.

A III. nemzetközi quartergeológiai kongresszuson való részvétel az utóbbi időben különösen az tette kívánatossá, hogy végre is eldönthessük, helyesek-e eddigi quarterkutatásaink és hogy eredményeink a külföldi eredményekkel miképpen egyeztethetők.

Scherf Emil dr.-al ugyanis, aki az alföldi, Duna-Tisza közisi dunántúli löszöket, valamint a közeliük települt vörösgyagrétegeket és fosszilis erdőtalajokat tanulmányozta, mindinkább arra a végeredményre jutottunk, hogy hazai pleisztocénünk kronológiájára és klímájára vonatkozólag mást mond a fauna-flóra és mást a löszök vizsgálata. Scherf tanulmányainak során azt találta, hogy a Zeuner által 1935-ben felállított általános beosztás, amely a Peuck-Brückner féle Günz-, Mindel és Riss jégkorszakokat két, a Würmöt pedig 3 részre bontja (vagyis összesen 9 eljegesedést különböztet meg

3 interglaciális és 5 interstadiálissal), a magyar pleisztocéure is jól ráillik. Ezzel szemben az eddigi faunakutatás arra enged következtetni, hogy nálunk az eljegesedés meglehetősen egységes és a Würmmel párhuzamosítható jelenség volt. Fokozatos lehűlés, amely még meleg preglaciálisunkból euyhe mousterienünküön át jellegzetes java- és késői glaciális állattársaságainkhoz vezet. A pleisztocén végén, a Magdaleuien második felében a száraz, hűvös klíma ismét megenyhült. Ezek a következtetések kisebb-nagyobb és talán inkább lokális jelentőségű ingadozások lehetőségét természetesen nem zárják ki és hogy Aurignacienünk valóban euyhőbb klímájú időszak volt, azt majd talán a Szelim-barlang fauna- és floravizsgálatai döntik el.

A III. nemzetközi jégkorszakkutató kongresszus Penck A. diszelnöklésével a bécsi Földtani Intézet rendezésében nyílt meg. Az elhangzott előadások a quarterkutatás legkülönbözőbb ágazatait ölelték fel. A tárgysorozat sokoldalúságánál fogva az előadásokat 3 szakasportra (1. glaciálgeológiai-morfológiai-gleccsesismerettani, 2. sztratigráfiai-paleontológiai-paleoklimatológiai és 3. prehistóriai-antropológiai-barlangtani) bontottak.

Penck prof. előadásában a Würm eljegesedés klímájáról adott érdekes összefoglalást. Az izotermák és az izobárisok eltolódásának, valamint az általános európai csapadékviszonyoknak az ismertetése után a lösz szelekről beszélt lehatoan. A magyarországi löszöket szerinte DK-i szelek rakták le, míg az oroszországi lösz az európaiktól különálló.

Már az ausztriai általános quarterkutatások ismertetésénél látuk, hogy szomszédainkuál a nehézségek kb. ugyanazok, mint nálunk. Mást mond a fauna-flóra és mást a löszök-terraszok-gleccserek-morénák vizsgálata. Ehrenberg fannatanulmányai is csupán egy idősebb és egy fiatalabb diluviumra való tagolást tettek lehetővé és egy esetleges Riss-jégkorszakra csupán a mixniti kétséges előfordulásból következtetett. Hoffmann floravizsgálatai egy Mindel-Riss és Riss-Würm interglaciális, de csak egy, a Würm eljegesedést mutatták ki, miáltal Ehrenberg-el együtt a mi fauna-floravizsgálatainkkal úgyszólván teljesen megegyező eredményre jntottak.

A morfológusok és geológusok a polyglaciáлизmus és pedig jórészt a Penck-Brückner beosztás mellett foglaltak állást. Ellentétes vélemények nagyrészt csak a Riss és Würm stadiálisok körül hangzottak el. A Deeke, Eigers, Geinitz, Lepsius stb. által képviselt, a jégkorszak egységes, csak kisebb klímaingadozásokkal megszakított voltát bizonyító monogiaciális felfogást, de még J. Bayer kettős beosztását is a jelenlévő morfológusok a kongresszus köréből számúzték. Sőt, F. Machatschek ezeket a leegyszerűsítő elméleteket előadásában élesen támadta és Beck kissé szélsőséges bevezetőjében a fauna és flóravizsgálatokat kronológiai szempontból abszolút alkalmatlanoknak könyvelte el. Ezzel szemben pliocén eljegesedésekről beszélt. Nagy érdeklődéssel tekintettünk a lengyel S.

Pawłowski előadása elé. Sajnos, a Kárpátok eljegesedéséről lényegesen újat nem hallottunk és a felsorolt kutatók közül a magyar nevek (Schafarzik, Lóczy, Schréter, Vendl A.) sajnálatosan kimaradtak. A régi Partsch, de Martonne, Sawieki-féle felfogással szemben előadó a legtöbb bizonyítékot a 3 jégkorszakra való tagolás és a 3 Würm-stadialis jogosultsága mellett hozta fel.

Tektonikai tárgyú előadás mindössze egy volt, a szóliai Jaranoff-é, a balkán pleisztocénjében kimutatható mozgásokról. Az első szakcsoport tárgysorozatát az izlandi, belfőafrikai és belfőázsiai eljegesedést ismertető előadások vetített képei igen szinessé és változatossá tették. Ebben a csoportban volt a legtöbb vita, különösen a morénalelakódások különböző értékelése miatt.

A második szakcsoportban, ahol a magyar előadások kerültek sorra, már általában higgadtabbak voltak a hozzászólások, mivel a különböző felfogások itt nem fordultak szembe egymással. Minden előadó csupán tárgyilagosan mutatta ki, hogy eddigi vizsgálataiból mire következtethetett. Feltűnően sok volt a pollenanalízis alapján készült tanulmány, egyrészt Finnország, másrészt Északfranciaország területéről. Paleontológiai tárgyú előadás csak egy olyan hangzott el, amely az egyes állatfajokat polyglacialis sémába igyekezett besorolni, de meglehetősen zavarosan és kellő biológiai alátámasztás nélkül. A magyar előadások a szakcsoportvezetőség őszinte érdeklődését, majd elismerését vívták ki, különösen azért, mert az elhangzott előadások 70%-ával szemben, úgy Scherf E. és Kormos T., mint jómagam — új, még nem publikált vizsgálatokról számoltunk be.

A közel 80 előadás meghallgatása elsősorban azzal az általános tapasztalattal járt, hogy a fauna- és florakutatók jórészt monoglacialisnak mondható és a geológusok és morfológusok tisztán polyglacialista meggyőződése közötti ürt ez a kongresszus sem volt képes átbridálni. Amíg azonban az egybegyűlt különböző nemzetiségű paleontológusok általában megegyező eredményekre jutottak, addig a löszökkel és morénakkal dolgozók polyglacializmusa úgy az eljegesedések, mint a stadialisok szamat tekintve, elég tág keretek között ingadozott. A Soergel-féle 11 glacialist megkülönböztető besztás a résztvevők között azonban határozott formában még ügylátszik nem talált követésre, sőt az új északnémetországi kutatások a 4 klasszikus jégkorszakot egyre biztosabban kétfőre egyszerűsítik, 1 Würm-stadialisal. A pleisztocén határkérdései, a jégkorszak okai vagy a löszök eredete, — egyáltalán nem került szóba. *A Milankowitsch-Köppen-Wegner-Soergel számítás a jégkorszak időtartamát 592.000 évre becsüli, ebből 512.000 és az interglacialisokra jut és csak 78.000 év a glacialis időszakokra.*

A tanulmányi kirándulások szemléltető anyaga az alsóausztriai löszök, terraszok és az alpesi eljegesedés bemutatása köré koncentrálódott. A kirándulásokon a lösz eredetére és korára nézve álta-

lános esatlakozás volt abhoz a feltöghashoz, amely szerint a típusos lösz szuberikus, javaglacialis lerakódás. Az újabb tanulmányokról, így pl. Broekmeier-nek löszesigayizsgálatairól, amelyek a lösz interglaciális és nem colikus, hanem árvízüledékeknek nyilvánítják, — a kongresszuson nem is hallottunk. A bemutatott löszfeltárások nagyrésznének az anyaga nem volt típusos, hanem részben átmosott, részben homokos lösz. Nagyon szépek voltak azonban a bemutatott löszök rétegzései. Általában két, helyenként azonban 3 közbetelepült vörösgyagréteget látnunk, amelyekre Schleimbach és Weinstein-nel típusos eserozjom települ. Valamennyi vörösgyagrétegnék is határozottan a Penck-Brückner értelemben vett interglaciális (tehát hosszú időn át tartó meleg-medves időszak) jelleget tulajdonítottak, míg nálunk azelőtt Horusitzky tanulmányai alapján ezek mint moesári, ill. vízborította metamorf löszök szerepeltek. A löszöket Ausztriában Mindel, Riss és Würm löszökre bontják, míg a közbetelepült vörösgyagrétegeket ill. fosszilis erdőtájakokat részben a Mindel-Riss (pl. weinsteigi alsó humusz), részben a Riss-Würm interglaciálisba (pl. wieslandstali és göttweigi „Verlehmungszonék”) sorolják, részben azonban mint a Riss és Würm eljegesedéseken belüli klímaingadozások (pl. pandorfi vörösgyagok) bizonyítékait tekintik.

A göttweigi vörösgyagzónának G. Götzinger egész Alsóausztriára nézve általános jelentőséget tulajdonít, míg Kölbl szerint csak lokális értékű. Kölbl különben szedimentpetrográfiai alapon tanulmányozta az alsóausztriai löszöket és az ő véleménye szerint a lösz és vörösgyag egyidejű lerakódások és utóbbinak keletkezéséhez sem különösebb klímaingadozás, sem fosszantartó mállási folyamat nem szükséges.

A Würm-löszök Alsóausztriában az arrignaci kultúra kőeszközeinek és állatmaradványainak bő lelőhelyei, míg nálunk löszben ezideig késői monstérient és magdalenient találtunk. Az alsóausztriai löszök szép paleolit és emlős gyűjteményét a kremsi és eggenburgi múzeumban tekintettük meg. Míg azonban az ottani löszök állattársasága közel megegyező, addig nálunk a tatai és a sagvári löszök léggé eltérő. Sajnos, a vörösgyagokból és fosszilis humuszokból mindezeideig semmiféle állatmaradvány nem került elő, miáltal véglegesen ma sem beigazolt, hogy ezek a vörösgyagok és humuszok valóban hosszú évezredekig tartó interglaciálisok, vagy csak kisebb és lokális jelentőségű klímaingadozások voltak.

A kavicsterrasszok közül a laaerbergi és az Arsenalterrasz közép-ill. felsőpliocénkori kavicslerakódásait, *Stammersdorf* és *Absberguel* pedig Günzterrasszok (älterer Deckenschotter) kavicsfeltárásait tekintettük meg.

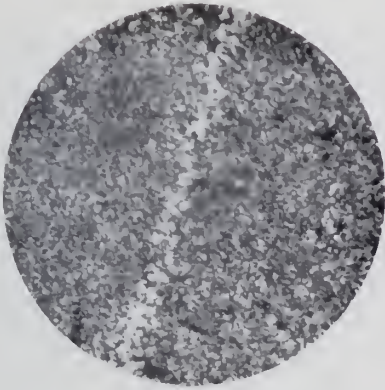
Ezeket a pleisztocén terraszokat szép kifejlődésben különösen a Perschling torkolatánál és a Traisen völgyében láttuk. A régi diluviális kavicslerakódásokban különbözőfokú rétegzavarokat látni sokhe-

lyűtt. Részben finom kereszttrétegződést, részben zsákos, hullámos településeket, amelyeket G. Göttinger strukturalajoknak minősített. Különösen Stammersdorfnál volt érdekes a Günz-kaviesoknak ez a merész hullámhegyekbe szökő települése. Ezeket az arktikus talajfajok szerkezetével jól egyező településeket nálunk Szádeczky-Kardoss E. tanulmányozta és mutatta ki először. G. Göttinger a megtekintett stammersdorfi és absbergi strukturalajokat a Günz eljegesedés hideg klímájának a bizonyítékául tartja, az őslénytani szempontok figyelembevételével azonban a lerakódás és struktúra egyidejűsége ellen szólnak.

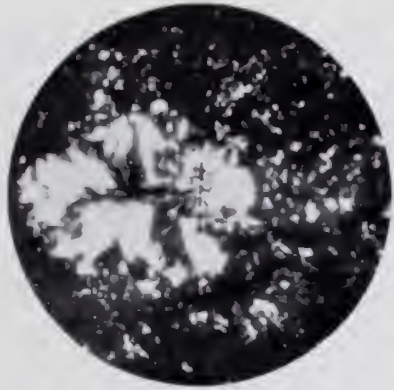
A nagy alpesi kiránduláson már sajnos már nem vehettem részt. Scherf E. szíves közléséből tudom, hogy a morénák és gleccserek, sőt még a hőttingai breccsia megtekintése is, amelyet utóbbi időben már a preglaciálisba sőt a f. pliocénbe helyeztek, — a régi Penck-Brückner klasszikus megállapításokat mindeuképpen igazolták. A gmundeni ülésen Mircsinek orosz agrogeológus két térképlapot mutatott be, a II. Oroszországban megtartott kongresszuson tervbevett Európa quartertérképének (1:1,500,000) első lapjait. A térképkiadással annakidején Oroszországot bízták meg és a 25. sz. lap, amely magyar területeket is foglalna magában (kb. Keeskemét délköréig), most kerül sorra. A magyar rész megszerkesztésére Scherf E.-t kérték fel, aki ezt csak úgy vállalta, ha a felhasználandó térképek szerzősége és magyar volta kellőképpen kifejezésre jut. Ehhez a felfogáshoz finn és lengyel szempontból Tanner és Pawlowski is csatlakozott.

Végeredményben azt kell mondanom, hogy úgy a paleontológusok, mint a geológusok és morfológusok meglegedetten távoztak a III. nemzetközi quarterkongresszusról. Bebizonyítva látták ugyanis, hogy kutatásaik helyesek, mivel eredményeik nemzetközileg is nagy részt egyeznek, tekintve, hogy a biológiai és geológiai vizsgálatok közötti különbségek egész Európában fennállnak. A biológus előtt egyelőre rejtély marad, hogy miért mutat a fauna egyes időszakokban jól észrevehető változást, más esetekben pedig, amikor a morfológusok szerint ugyancsak mélyreható klímaváltozások következtek be, — állandó jelleget. Éppen ezért az a meggyőződés, hogy mindaddig, amíg a magyar őslénykutatás hideg glaciális faunáknak meleg interglaciális csoportokkal való váltakozását pozitívan kimutatni nem tudja, csak zavart idézne elő, ha határozottan valamelyik polyglaciális felfogás mellé is állna. A lösz és terrasz kutatások eredményeinek a figyelembevételével célja egyelőre a pontos adatgyűjtés és a külföldi eredményekkel való párhuzamosítás kell, hogy maradjon. A különbségek egyelőre még annyira mélyek, hogy mindkét részről még nagyon sok objektív vizsgálatra van szükség, hogy a IV. nemzetközi quarterkutató kongresszuson esetleg végleges döntésre sor kerülhessen.

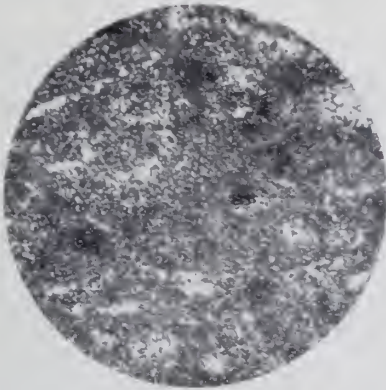
KAROLY ERZSÉBET: Szarukövek a Budai-hegységben.
Notes sur les cherts de dolomies et calcaires
se trouvant dans les montagnes de Buda.



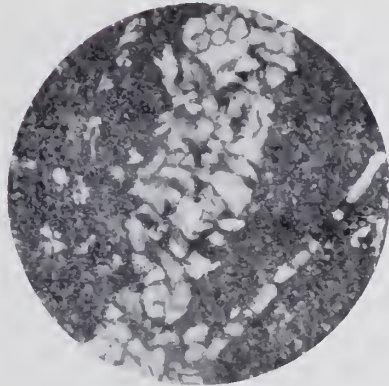
1



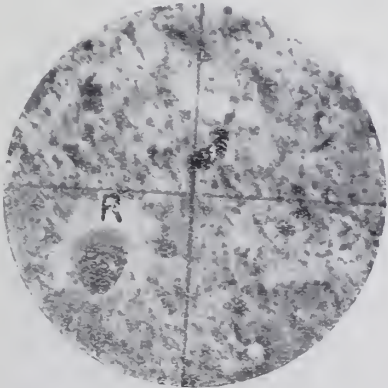
2



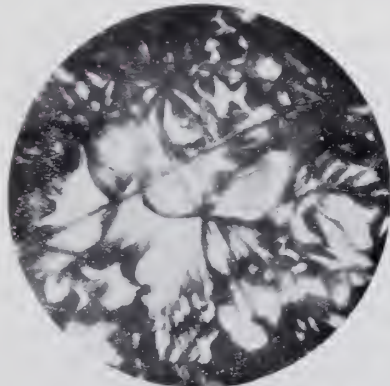
3



4



5



6

v. E. LENGYEL: SiO_2 -ásványok a tokaj-hegyaljai jáspisokban.
 SiO_2 -Minerale in den Jaspissen des Tokaj-Hegyalja
Gebirges.

