RELATIONES ANNUAE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVI JELENTÉSE

AZ 1962. ÉVRŐL

ГОДОВОЙ ОТЧЕТ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА ЗА 1962 Г.

RAPPORT ANNUEL DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE SUR L'ANNÉE 1962

ANNUAL REPORT OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE OF 1962

JAHRESBERICHT DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT FÜR 1962

MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1964 DECEMBER

Szerkesztette:

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

Kiadványszerkesztő Csoportja:

Szabóné Drubina M.

Gergelyffy L.-né

Rémi Róbertné

Fordító:

Kecskés Béla

MÜ 376 — a — 6400

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő: Getta József

Azonossági szám: 40 819 — Ívterjedelem: 55 (A5) ív — Ábrák száma: 149

Mellékletek száma: 14 — Példányszám: 950

64.3964. Állami Nyomda, Budapest

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET 1962. ÉVI MŰKÖDÉSE*

Intézetünk az elmúlt évben is a Földtani Tanács által 1955-ben kidolgozott és 1958-ban továbbfejlesztett irányelvek és az Országos Földtani Főigazgatóság által jóváhagyott program szerint végezte munkáját, a népgazdasági szempontok szerint kiválasztott területeken. Ennek kapcsán jelentősen előrehaladt a K-i Mecsek, az É-i Bakony, a Dorogi-medence, a Mátra és a Tokaji-hegység részletes, sokoldalú és átfogó földtani vizsgálata. Az Intézet által végzett munka célja: részletes földtani térképek megszerkesztésével és közreadásával, a hegységeket és medencéket felépítő földtani képződményekben rejlő törvényszerűségek feltárásával, a földtani kutatás és a földtani vizsgálatok adatainak kritikai összesítésével tudományos alapot nyújtani a vizsgált területeken egyre nagyobb mértékben kibontakozó gyakorlati célú földtani kutatás és bányászati tevékenység számára. Egyes területeken az Intézet közvetlenül is résztvesz a hasznos ásványi anyagok felderítő kutatásában, végső soron pedig minden általunk vizsgált területen elkészítjük az ott feltárható hasznos ásványi anyagok prognózis-térképeit és az egyes hasznosítható ásványi anyagok felderítő kutatásának átfogó tervét.

Nagyobb földtani egységek szerint szervezett, mindenre kiterjedő rendszeres földtani vizsgálat Intézetünk sajátos munkamódszere. Munkánk során a vizsgálati területen dolgozó minden intézeten kívüli geológus és földtani jellegű szerv munkája iránt érdeklődünk és velük saját munkánk megismertetésére törekszünk. A kölcsönös és pontos tájékozódás alapvető követelmény az egyes kutatási fázisok és bányászati feltárások helyes megtervezése, valamint gazdaságos és eredményes kivitele érdekében.

Történetileg végigtekintve a Földtani Intézet 1958-ban újjászervezett munkáján, abban az elmúlt év során egy új szakasz körvonalai bontakoztak ki. A tájékozódó, tapasztalatokat gyűjtő, elemző, részletkérdéseket tisztázó munka mellett az összefoglaló — kiértékelő munka lépett előtérbe. Egyes, korábban megkezdett munkákat már nyomdába is adhattunk. „*Magyarország Vízföldtani Atlasza*", amely 73 térképlapon foglalja össze ilyenirányú ismereteinket, a hozzá tartozó „*Vázlatok és tanulmányok Magyarország vízföldtani atlaszához*" c. 660 oldalas szöveges tanulmánnyal együtt a közelmúltban megjelent; a Bükkhegység monográfiája pedig nyomtatás alatt áll.

Jelentős eredményeket értünk el az új célkitűzésű vizsgálatok monografikus jellegű összefoglalása terén is. Elkészült: *1.* a Mecsekhegység werfeni kép-

* Az 1963-ban másodízben megrendezett, intézeti „Beszámoló Ülések" megnyitóján elhangzott előadás kivonata.

ződményeinek összefoglaló leírása, *2.* a pécsi kőszénösszlet korszerű földtani vizsgálata, *3.* nyomdába adás előtt áll a Bakonyhegység alsó-kréta kori képződményeinek földtani szintézise.

A beszámoló üléseken bemutatásra kerülő résztanulmányok is mind egy-egy összeállítás alatt álló átfogó földtani tanulmány lezárható részletét jelentik.

A részletekben való mélyrehatolás segít a nagy összefüggések feltárásában, a célul kitűzött összesítés pedig egységes szintézisbe fűzi a részeredményeket.

Legsajátosabb, legkedvesebb eredményünk mégis az első hálózatos rendszerű, egységes elvek alapján kiépített részletes és áttekintő földtani térképek nyomdába adásra alkalmas módon való elkészítése.

A folyamatban levő lektorálás és szerzői javítások után még ebben az évben korszerű, új, részletes földtani térképeket és térképmagyarázókat adhatunk nyomdába. Nagy súlyt helyeztünk a földtani térképek és szöveges tanulmányok alapját képező földtani tényeknek, megfigyelési és vizsgálati alapadatoknak az ún. észlelési térképlapokon és az ezekhez kapcsolódó térképmagyarázókban való rögzítésére. Ezáltal elsőként adunk közre olyan térképfajtát, amely nemcsak a hagyományos földtani térkép ellenőrzésére, hanem új elgondolások alapjául is szolgálhat.

A közeljövőben jelenik meg Magyarország 200 000-es áttekintő földtani térképsorozatának első, „Eger" jelű térképlapja 6-féle változatban (földtani, fedetlen földtani, talajmechanikai, talajvízszint, talajvízkémiai és gazdaságföldtani kivitelben). Ez a térképsorozat a KGST keretében együttműködő országok földtani szervei által kidolgozott és egyeztetett előírások alapján készül. Hazánkban ez a térképsorozat a 25 000-es kéziratos földtani térképlapok 100 000-es lapokra történő összevonásával és kritikai átdolgozásával készül. A térképszerkesztés kapcsán összegyűjtött – a síkvidéki területekre vonatkozó – adattömeg azok átfogó földtani adattárává fejlődik.

Az elmúlt évben elért gazdasági eredmények közül kiemelkedik a mecseki alsó-liász kőszénösszletnek a Rücker-akna környéki, eddig meddőnek tartott területen műrevaló telepekkel képviselt kifejlődésének igazolása, a Dorogi-medence nyugati részén műrevaló barnakőszéntelepek átfúrása és a Mátrahegységben eredményesen folyó, felderítő és előzetes jellegű színesérckutatás újabb eredményei.

A Budapest környéki zöldövezetben a talajvízből való öntözés lehetőségeinek megvizsgálásával befejeztük az egész országra kiterjedő ilyen irányú munkákat. 58 ipari, 11 mezőgazdasági nagylétesítmény számára, 207 esetben öntözési tervek elkészítéséhez, 19 alkalommal pedig termálvíz feltárásához adtunk vízföldtani szakvéleményt.

Fontos szerepet töltöttek be közhasznú részlegeink. Az Intézet könyvtára 8643 olvasót szolgált ki és 149 737 kötetet kölcsönzött, 26%-kal többet, mint az elmúlt évben. A térképtár 6960 topográfiai és kéziratos földtani térképet kölcsönzött, az adattár 520 alkalommal 6370 kéziratot adott kölcsön hivatalos használatra. Jelentős mértékben előrehaladt az országos mélyfúrási kataszter összeállítása. Az adattár – a vízfúrások kivételével – befejezte a Dunántúlon eddig lemélyített mélyfúrások nyilvántartásba vételét. Jelenleg a Salgótarjáni-medencében és a Cserhát területén mélyült fúrások nyilvántartásba

vételének lezárása van folyamatban. A bizonyító anyagok gyűjteménye: múzeumunk – a Kőolaj és Földgázipari Tröszt anyagi támogatásával – teljes és korszerű átalakítás alatt áll. A közel 100 év óta összegyűjtött kb. 17 000 ásvány, 13 000 kőzet, 8000 teleptani mintaanyag és 178 000 őséletmaradvány végleges, rendszeres és korszerű nyilvántartásba vétele belátható közelségbe került. Megkezdtük a földtani térképezés során gyűjtött minták és a mélyfúrások mintaanyagának végleges formában való elhelyezését. Befejeztük a nemzetközi érdekű, hazai ősmaradványtípusok számbavételét és nyomdai úton való közreadásra készítettük elő azok katalógusát.

Továbbfejlődött az elmúlt évben laboratóriumaink munkája is. A geokémiai osztály felállításával korszerű, új iránnyal bővültek vizsgálati lehetőségeink. Szorosabbá vált a kapcsolat minden területen a külszíni és laboratóriumi munkát végző szakemberek között.

Új feladatunk a perspektivikus kutatási hitelkeret kezelése és a ritkafémkutatás országos, áttekintő kutatásának megszervezése.

Intézetünk belső életéről is érdemes néhány adatot megemlítenem, különösen a továbbképzés területéről. Intézetünk dolgozói közül 66-an vesznek részt az Intézetben szervezett nyelvtanfolyamokon, 13 aspiránsunk van, hatan szerezték meg az elmúlt évben az egyetemi doktori címet, ketten az akadémiai doktori fokozatot nyerték el.

FÜLÖP JÓZSEF
igazgató

ACTIVITÉ DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE EN 1962*

L'année passée, notre Institut a effectué son travail dans les régions choisies au point de vue de leur importance pour l'économie nationale également suivant les lignes directrices élaborées en 1955 et vérifiées en 1958 par le Conseil des Recherches Géologiques et selon le programme approuvé par la Direction Générale Géologique de la République Populaire Hongroise. Au cours de ce travail on a fait un progrès considérable dans l'examen détaillé multilatère et concerté de la géologie du Mecsek Oriental, du Bakony Méridional, du Bassin de Dorog, de la Montagne Mátra et de la Montagne Tokaj. L'activité de l'Institut poursuit le but de créer, par la construction et publication de cartes géologiques détaillées, par la mise à jour des régularités inhérentes aux formations géologiques constituant les montagnes et les bassins, ainsi que par la synthèse critique des données de la prospection et des recherches géologiques, une base scientifique pour la prospection géologique et l'activité minière qui se développent à cadence accélérée dans les régions étudiées. Dans certaines régions l'Institut participe directement à la prospection de reconnaissance de substances minérales utiles et, finalement, on construit pour chaque territoire étudié les cartes de prognose de substances minérales utiles et le plan général de la prospection de chaque substance utile.

* Extrait du discours inaugural des «Séances de rapport» de l'Institut organisées en février 1963.

L'examen géologique régulier embrassant toutes les questions, organisé suivant les unités géologiques majeures, représente la méthode particulière de travail de notre Institut. Au cours de notre travail nous suivons avec attention l'activité de tous les géologues travailliant dans des organisations indépendantes de l'Institut et de toutes les organisations de caractère géologique et nous nous efforçons de les mettre au courant de notre activité. L'information mutuelle et exacte est une condition fondamentale de l'établissement correcte du projet de certaines phases de prospection et des travaux d'aménagement, ainsi que de leur réalisation économique et effective.

Si l'on met un coup d'oeil sur l'histoire de l'Institut dès 1958, où son travail fut réorganisé, on peut constater que l'année passée y venaient se dessiner les contours d'une étape nouvelle. À côté du travail d'orientation, du rassemblement de données, des analyses et de l'élucidation de questions de détail ce fut le travail de synthèse et d'interprétation qui passa au premier plan. Certains travaux commencés auparavant ont même pu être mis sous presse. L'*Atlas Hydrogéologique de la Hongrie* qui met au point nos connaissances hydrogéologiques sur 73 feuilles avec la mémoire «*Esquisses et essais pour l'Atlas Hydrogéologique de la Hongrie*» d'un volume de 660 pages viennent d'être édités; d'autre part, la monographie sur la Montagne Bükk orientale est en train d'impression.

On a obtenu des résultats importants également dans le domaine de la synthèse monographique des recherches ayant de nouveaux objectives. On a accompli: *1.* la description synthétique des formations werféniennes de la Montagne Mecsek, *2.* l'examen géologique moderne du complexe houiller de Pécs, *3.* la synthèse géologique des formations crétacées inférieures de la Montagne Bakony laquelle est déjà préparée pour la presse.

Chacune des communications qui vont être présentées aux séances de rapport aussi représent une partie mise au point d'une monographie géologique en préparation.

L'analyse approfondie des détails fait parvenir à la découverte des corrélations, tandis que notre but de rassemblement des résultats partiels aboutit à une synthèse uniforme.

Néanmoins, notre résultat le plus particulier et le plus cher représentent les premières cartes géologiques détaillées est synoptiques imprimables lesquelles ont été construites suivant des principes uniformes dans un système de réseau.

Après leur révision qui est en cours maintenant et après les corrections à faire par les auteurs on pourra envoyer à l'impression des cartes géologiques détaillées, nouvelles et modernes encore avant la fin de cette année. Nous avons attaché beaucoup d'importance à ce que les faits géologiques, ainsi que les données fondamentales d'observation et d'analyse qui servent de base pour la construction de cartes géologiques et pour la préparation de monographies soient représentées sur des «feuilles d'observation» et qu'elles soient indiquées dans les notes explicatives y attachées. Grâce à cela, c'est la première fois que nous éditons un type de carte lequel peut servir de base non seulement pour la vérification de la carte géologique traditionelle, mais aussi pour des conceptions nouvelles.

On publiera sous peu la première feuille, désignée «Eger», de la série de cartes géologiques synoptiques de la Hongrie au 200 000e. Cette feuille sera éditée en 6 variantes (carte géologique avec la couverture quaternaire, la même sans couverture quaternaire, carte de la mécanique des sols, carte de la nappe phréatique, carte du chimisme des eaux souterraines et carte de géologie économique). Cette série de cartes est construite suivant les instructions élaborées et coordonnées par les services géologiques des pays-membres du Conseil d'Entraide Économique. Dans notre pays cette construction procède de telle manière que les feuilles manuscrites de la carte géologique au 25 000e sont réunies en feuilles au 100 000e et soumises à un remaniement critique. La masse de documents assemblés pour les travaux cartographiques concernant les plaines se développe à des archives complètes de la documentation de ces régions.

En ce qui concerne les résultats économiques de l'année passée, il en faut mentionner tout d'abord qu'on a découvert des laies exploitables du complexe houiller liasique inférieur de la Montagne Mecsek aux environs du puits Rücker, dans une zone considérée auparavant comme stérile; que dans la partie du W du Bassin de Dorog de nouvelles laies de lignite ont été traversées par des forages et que dans la Montagne Mátra les travaux de reconnaissance et la prospection préliminaire de gisements de minerai polymétallique ont abouti à de nouveaux résultats.

Grâce à l'examen des possibilités d'arrosage par des eaux souterraines dans la zone des plantations potagères aux environs de Budapest a pris fin cette activité de l'Institut laquelle a couvert tout le territoire du pays. Au cours de ce travail nous faisions des expertises hydrogéologiques pour 58 entreprises industrielles et 11 grosses fermes agricoles; nous préparions 207 expertises sur des projets d'irrigation et 19 expertises sur les possibilités de la mise à jour d'eaux thermales.

Nos sections d'utilité publique ont joué un rôle important. La bibliothèque de l'Institut était fréquentée 8643 fois par ses lecteurs et effectuait 149 737 prêts, une augmentation de 26% par rapport à l'année précédente. Les archives de cartes prêtaient 6960 cartes géologiques topographiques et manuscrites à ces clients; les archives de la documentation géologique étaient utilisées par 520 visiteurs qui se servaient de 6370 manuscrits. On a fait un progrès considérable dans la compilation du cadastre national des forages profonds. Les archives de la documentation géologique achevèrent l'enregistrement des forages profonds creusés jusqu'ici en Transdanubie sauf les forages hydrogéologiques. À présent, l'enregistrement des forages creusés dans le Bassin de Salgótarján et dans la région de Cserhát est en train d'être achevé. La collection d'échantillons types: notre musée est soumise – par l'appui matériel de la part du Trust de l'Industrie de Pétrole et Gaz – à une réorganisation complète et moderne. L'évidence définitive, régulière et moderne de 17 000 échantillons de minéraux, de 13 000 échantillons de roches et de 8000 échantillons types des gisements minéraux, ainsi que de 178 000 spécimens fossiles paraît pouvoir être réalisée dans un proche avenir. On a commencé la mise en place définitive des échantillons récoltées au cours des levés géologiques et celle des carottes de forages profonds. On a terminé l'enregistrement des fossiles types d'interêt international, récoltés en Hongrie et on a préparé leur catalogue pour l'impression.

Au cours de l'année passée aussi nos laboratoires continuèrent leur développment. Grâce à l'établissement du laboratoire géochimique, une direction nouvelle s'ajouta à nos possibilités d'analyse. Les relations entre les chercheurs actifs sur le terrain et les spécialistes effectuant des analyses de laboratoire devinrent plus serrées.

Le maniement des crédits prévus pour les recherches perspectives et l'organisation de la prospection de métaux rares à une échelle nationale représentent des tâches nouvelles de notre Institut.

Il vaut la peine de mentionner quelques données sur la vie intérieure de notre Institut, particulièrement en ce qui concerne les cours de perfectionnement. Notamment, 66 collaborateurs de l'Institut participent à des cours de langue. Nous avons 13 boursiers de recherche; six personnes ont passé l'examen de docteur à l'université et deux personnes ont obtenu le grade de docteur ès sciences au cours de l'année passée.

J. FÜLÖP
Directeur

О ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА В 1962 Г.*

Наш Институт выполнял свою работу и в прошлом году согласно директивам, разработанным Геологическим Советом в 1955 г. и усовершенствованным в 1958 г., а также согласно программе, утвержденной Главным Геологическим Управлением. Работы были выполнены в областях, выделенных в соответствии с народно-хозяйственными потребностями. В связи с этим, значительные шаги были сделаны в области детального, разностороннего, комплексного геологического изучения Восточного Мечека, Северной Бакони, Дорогского бассейна, гор Матра и гор Токай. Проводимые Институтом работы предназначены для того, чтобы путем составления и издания детальных геологических карт, путем выявления закономерностей, таящихся в геологических образованиях, слагающих горные массивы и бассейны, а также путем критического суммирования полученных при геологоразведочных работах и геологических исследованиях данных создать научную базу для поисков полезных ископаемых и для горнодобывающей деятельности, которые начинают все более и более развернуться в изученных районах. В некоторых районах Институт участвует и непосредственно в поисках полезных ископаемых, и в конечном итоге во всех изученных областях составляются нами прогнозные карты полезных ископаемых и общий план поисково-разведочных работ на отдельные виды полезных ископаемых.

Организованное по крупным геологическим регионам, комплексное и систематическое геологическое исследование представляет собой своеобразный метод работы нашего Института. В ходе своей работы мы прояв-

* Сокращенный текст доклада, оглашенного при открытии „Отчетных заседаний" Института, организованных в 1963 г. во второй раз.

ляем постоянный интерес к деятельности всех геологов, не входящих в личный состав Института и всех органов геологического характера, работающих в изучаемых нами районах, причем мы стараемся ознакомлять их со своей работой. Взаимная и точная осведомленность является основным требованием, предъявляемым к правильному планированию отдельных фаз поисково-разведочных и горно-вскрышных работ, а также к экономичному и эффективному выполнению их.

Если проследить историю переорганизованной в 1958 г. работы Геологического Института, то можно отметить, что в течение прошлого года вырисовывались контуры нового этапа в этой истории. Наряду с ориентировкой, приобретением опыта, аналитической работой и выяснением отдельных детальных вопросов, выдвинулась в передний план синтетизирующая, оценивающая работа. Некоторые, начатые раньше работы были уже отданы в печать. Недавно вышел из печати «*Гидрогеологический Атлас Венгрии*», резюмирующий наши знания такого рода на 73 листах карт, вместе с принадлежащей к нему работой «*Схемы и очерки к Гидрогеологическому Атласу Венгрии*», состоящей из 660 страниц текста; под печатью находится монография по горам Бюкк.

Значительные результаты были достигнуты и в области монографического синтеза исследований, преследующих новые цели: Закончены: *1.* обобщающее описание верфенских отложений гор Мечек, *2.* геологическое исследование Печской угленосной толщи, *3.* подготовлен к печати геологический синтез нижнемеловых отложений гор Баконь.

Частичные работы, представленные на отчетных заседаниях, также являются завершаемыми частями отдельных обобщающих геологических работ, находящихся в стадии составления.

Углубление в детали отдельных проблем способствует выявлению общих взаимосвязей, а предусмотренное обобщение частичных результатов создаст единый синтез.

Наиболее своеобразным и наиболее дорогим для нас результатом является все же составление и подготовка к печати первых, детальных и обзорных геологических карт, оформляемых по сплошной сети на основе единых принципов.

После выполняемого в настоящее время технического контроля и внесения авторских поправок мы сможем еще в этом году сдавать в печать современные, новые, детальные геологические карты и объяснительные записки. Особое внимание уделялось нами нанесению на так называемые наблюдательные геологические картовые листы геологических фактов — основного фактического материала, лежащего в основу составления геологических карт и текстовых работ, а также зафиксированию этого фактического материала в объяснительных записках к данным наблюдательным листам. Таким образом, впервые издается нами такой специальный вид карты, который может служить не только для контроля традиционной геологической карты, но и базой для новых концепций.

В ближайшем будущем будет издан первый лист серии обзорной геологической карты Венгрии масштаба 1:200 000, для территории «Эгерь», который был подписан к печати уже в прошлом году. Этот лист оформляется в 6 вариантах (геологическая карта, карта без четвертичных отло-

жений, карта грунтовой механики, карта уровня грунтовых вод, карта химизма грунтовых вод и карта полезных ископаемых). Эта серия карт составляется на основе инструкций, разработанных и согласованных геологическими органами стран-членов СЭВ. В нашей стране эта серия оформляется путем обобщения рукописных листов геолочгических карт масштаба 1:25 000 на листах масштаба 1:100 000 и путем их критической переработки. Собираемый при картировании равнинных областей огромный фактический материал развивается в разносторонний геологический фонд этих регионов.

Из числа практических результатов прошлого года следует отметить, что в горах Мечек, в области распространения нижнелейасовой угленосной толщи в окрестностях шахты Рюккер было установлено наличие промышленных пластов каменноугольной свиты в породах, которые раньше считались пустыми. В западной части Дорогского бассейна были пробурены промышленные буроугольные пласты, и в горах Матра в процессе эффективных поисков и предварительной разведки месторождений полиметаллических руд были достигнуты новые результаты.

В поясе зеленых насаждений вокруг Будапешта, путем изучения возможностей орошения из грунтовых вод была закончена наша такая деятельность, охватившая всю территорию страны. При этом мы давали гидрогеологические экспертизы для 58 крупных промышленных объектов и для 11 крупных сельскохозяйственных объектов. В 207 случаях наши экспертизы были использованы при составлении ирригационных проектов и в 19 случаях они способствовали вскрытию термальных вод.

Важную роль сыграли наши публичные вспомогательные отделы. Библиотека института обслуживала 8643 читателей и придоставляла при этом 149 747 томов в распоряжение их, что означает увеличение на 26% по сравнению с прошлым годом. Картоархив выдавал на временное использование 6960 топографических и рукописных геологических карт, а Геофонд обслуживал своих клиентов в 520 случаях 6370 рукописями. В значительной мере продвинулось вперед составление кадастра глубоких буровых скважин на территории всей страны. За исключением гидрогеологических буровых скважин, Геофонд закончил регистрацию глубоких скважин, пробуренных до сих пор в Задунайском крае. В настоящее время подходит к заканчиванию регистрация скважин, заложенных в пределах Шальготарьянского бассейна и в районе Черхата. Коллекция доказательного кернового материала (музей) находится в стадии переустройства и благодаря материальной поддержки со стороны Треста Нефтегазовой промышленности будет создана коллекция, устроенная на самых современных началах. Окончательная, систематическая, современная регистрация около 17000 образцов минералов, 13000 образцов пород и 8000 образцов по геологии месторождений полезных ископаемых, а также 178 000 ископаемых органических остатков, собранных в течение почти 100 лет, будет выполнена в скором времени. Мы начали выделять места окончательного хранения образцов, собранных при геологосъемочных работах и глубоких бурениях. Закончен учет палеонтологических типовых образцов международного интереса, взятых с территории Венгрии и подготовлен к печати их каталог.

Дальнейшее развитие произошло в прошлом году и в работе наших лабораторий; расширились возможности лабораторных анализов. Связь между геологосъемщиками и занятыми в лабораториях специалистами стала теснее.

Новыми задачами являются для нас работы, связанные с кредитной ассигновкой перспективных исследований и организация охватывающих всю страну обзорных поисков редких металлов.

Стоит привести несколько данных также о внутренней жизни нашего Института. При этом я имею в виду в особенности область повышения квалификации. 66 сотрудников Института принимает участие в систематических курсах языков. У нас работает 13 аспирантов; 6 сотрудников получило в прошлом году университетскую докторскую степень и 2 работника защитили диссертацию на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук.

Д-р. Й. ФЮЛЕП
директор

A MECSEKI FELSŐ-TRIÁSZ KÉRDÉS JELENLEGI ÁLLÁSA

Írta: NAGY ELEMÉR

A Mecsekhegység ezen délen 600 m-nyi, észak felé azonban vékonyodó, mindezideig tagolatlan és vitatott korú összletét homokkő-, aleurit- és agyagkőrétegek alkotják, amelyek sárgára, sárgás- vagy zöldesbarnára málló padjai friss állapotban szürke és sötétszürke színűek.

E képződménnyel először BÖCKH J. (1876) foglalkozott. Ő a „wengeni" rétegekre következő és „telepmentes homokkő"-nek nevezett összlet legfelső részét – a belőle gyűjtött ősmaradványok alapján – a raeti emeletbe, kövületmentesnek talált mélyebb részét pedig általában a felső-triászba sorolta. Ezt a felfogást képviselik VADÁSZ E. 1910–1914. évi mecseki jelentései is. Ezzel szemben az 1935. évi Mecsek-monográfia a ladiniba helyezett „wengeni" összlet fölött már kiemelkedésből eredő üledékhiányt valószínűsít, s a telepmentes összlet egészében a raeto-liász törmelékes üledékképződés bevezető szakaszát látja. Új mozzanatot jelent ebben a kérdésben WEIN GY. (1961-ig kéziratos) közlése, mely szerint a Komló 21. sz. fúrás rétegsorában a ladini palás agyag, illetve a telepmentes homokkőösszlet között üledékfolytonosság állapítható meg. A BALOGH K. vezette térképező csoport mecseki munkálatai során, 1955-ben, KILÉNYI T. a kozári Andor-forrás völgyében fel is táratta a ladini palás agyag és a homokkőösszlet határát. Ebben a feltárásban a ladini rétegsor homokosodása ma is tanulmányozható: a palás agyag rétegei közé fölfelé egyre több agyagosabb – tisztább homokkőpad iktatódik, s a palás agyag lassanként kimarad. A vasasi Vöröses-árok szelvénye alapján elsőül IMREH L. (1956) kísérelte meg az összlet üleddékkőzettani jellemzését. Felszíni szelvényben azonban nehéz az összletről megbízható képet kapni, mert a mállékonyabb palás agyag- és aleuritrétegek valósággal elsikkadnak a felszínen élesen kipreparálódó homokkőpadok közt. IMREH figyelmét is elsősorban az összlet homokkőpadjai ragadták meg, azok ásványtani vizsgálatával foglalkozott. 1958-ban Kisréten, Kantaváron és Vasas fölött is feltárattuk a ladini és a felső-triász határképződményeit. GÓCZÁN F. csigafauna- és NAGY I. Z. flóra-vizsgálatai alapján a homokkőösszlet legalsó rétegeit a ladini emeletbeli regresszió zárótagjainak tekintettük és a kasziáni rétegekkel párhuzamosítottuk (NAGY E. 1961).

1962-ben mélyült le Pécsbányatelepen, a Karolina-völgy oldalában a *Pécs 28. sz. fúrás*, amely a felső-triász összlet felső részében indult, s azt 452 méterig harántolta. 452 m-től 574 m-ig ladini képződményekben haladt, majd 657 m-ben felső-anizuszi foraminiferás (frondiculáriás) mészkőben állt le. A fúrás

ladini rétegsorában két kisebb üledékszakasz ismerhető fel: az alsó, vastagabb rétegsort felölelő szakasz agyagos mészkővel kezdődik és a felszínről is ismert módon, a mésztartalom fokozatos kimaradása, továbbá a törmelékes alkotórészek szaporodása mellett, homokkővel zárul. A felső szakasz vékonyabb (kb. 10 m), palás agyaggal indul és aleurit-, valamint agyagos homokkőrétegeken át durvaszemű homokkőpaddal fejeződik be. Ebben a felső üledékszakaszban a fúrásban is megtaláltuk a felszínről már ismert, kassziáni típusú csiga-maradványokat (*Naticopsis uhligi* KLIPST., *Actaeonina* cf. *scalaris* MÜNST., *Amauropsis* sp.). A fúrás nyugodt, zavartalan településben, átlag 23° dőléssel, 410 m valódi rétegvastagságban harántolta a felső-triász összletet. Szelvényéből tehát csak az összlet felső, kb. 150 m-es zárószakasza hiányzik.

Az összlet szürke színű, csak a kis törések mentén mutat enyhe vöröses színeződést. A rétegsort kb. egyenlő arányban alkotja durva-, közép- és finomszemű homokkő, agyagos homokkő, aleurit és agyagkő. NOSKENÉ FAZEKAS G. vizsgálatai szerint ásványtani összetétele lényegesen különbözik az alsó-liász képződményekétől, elsősorban földpátban dúsabb, tehát kevésbé érett voltával tér el azoktól. BÁRDOSSY GY. az agyagásványokat illetően is tapasztalt eltéréseket. Üledékföldtanilag az összlet ritmusos felépítése kétségtelen. A fúrásban is tapasztalható az a felszínről már ismert jelenség, hogy az összlet alsó részében inkább regresszióra utaló, felső részében jobbára transzgressziós jellegű ritmusok uralkodnak. A rétegsor alsó 250 m-ében (172–452 m között) durvaszemű homokkőrétegre éles határral és finom szemnagysággal következik az újabb ritmus, majd felfelé, fokozatosan ismét durvábbá válik az üledékanyag. A fúrás 40–172 m-ig terjedő szakaszában a ritmusok jellege kevésbé felismerhető az éles réteghatárok, üledékelsodrásos jelenségek hiányoznak. A fúrás felső részén (0–40 m-ig) a ritmusok finomszemű képződményekre éles határral települő durvaszemű homokkővel kezdődnek s a ritmuson belül a szemnagyság fokozatosan csökken.

A fúrás lehetőséget nyújt a rétegsor bizonyos fokú tagolására és megközelítő korbeosztására is. Az összlet makro- és mikroflóráját a Mecseki Földtani Kutató-Fúró Vállalat dolgozza fel részletesen. Eredményeik egyelőre nem ismeretesek. Saját meghatározásaink szerint a fúrás felső-triász rétegsorából a következő fauna került elő:

Kagyló:

Pleuromya cf. *ambigua* BITTNER

Csiga:

Actaeonina (Cylindrobullina) cf. *scalaris* MÜNST.
Naticopsis uhligi KLIPST.
Naticopsis sp.
Amauropsis sp.
Operculum

Rák:

Ostracoda indet.
Isaura cf. *minuta* (GOLDF.)
Isaura ovata (LEA)
Isaura sp.

Halmaradvány:

fog: *Acrodus minimus* AG.
pikkely: *Dapedius (?) inornatus* HENRY, *Semionotus* sp.
uszonytüske: *Palaeoniscus?*, *Semionotus?*

Az Ostracodák a rétegsor szinte valamennyi finomabb szemű képződményében, héjas és héjatlan megtartásban egyaránt megtalálhatók. A levéllábú rákok tömegesen jelentkeznek a fúrás 402—452 m-ében, tehát a felső-triász rétegsor legalján. Itt elsősorban az *Isaura minuta* alak található. Feljebb, a halmaradványos csoportban a Phyllopodák már alárendeltebbek és egyéb fajok is valószínűsíthetők (*I. ovata*). A *Pleuromya ambigua* az alsó, minutás csoportra korlátozódik. A rétegsorban általánosan elterjedtek a csigák, halmaradványok ellenben csak a fúrás 350—390 m mélységközéből kerültek elő.

A rétegsor alsó részét (397—452 m-ig) a Phyllopodák alapján, az alsókeuper estheriás rétegeivel látjuk azonosíthatónak. Az itt található *Pleuromya* cf. *ambigua* BITTNER faj a karni emelet jelenlétét valószínűsíti. Az erre a csoportra (172—397 m mélységközben) rátelepülő következő csoportot halmaradványai alapján a középső-keuper semionotuszos rétegeivel párhuzamosíthatjuk. A két alsó rétegcsoport mindegyikét regressziós jellegű ritmusok építik fel. Ennek az azonos üledékföldtani jellegnek alapján elkülöníthetjük a rétegsor alsó részét a felsőtől, s az alsó rész két rétegcsoportjának faunája alapján valószínűsítjük azok k a r n i emeletbe való tartozását.

Az átmeneti jellegű ritmusokkal jellemzett következő rétegcsoportban (40—172 m) egy *Actaeonina* cf. *scalaris* MÜNST. csigán kívül ősmaradványaink nincsenek. Az alatta levőtől eltérő üledékkőzettani jellege alapján a nóri emelet képviselőjének véljük. A fúrás felső 40 m-ében levő, transzgressziós ritmusokból felépített csoportban pedig már a r a e t i emelet alsó részét valószínűsíthetjük.

Végül meg kell említenünk a Pécsszabolcstól D-re lemélyült *Pécs 23*, *25*. és *26*. *sz. fúrásokat*. E fúrások mindegyike a kőszénösszlet felső részével azonosítható képződmények alatt anizuszi mészkőkavicsokból álló abráziós konglomerátumot harántolt. A konglomerátumösszlet eddig ismert legnagyobb (átfúrt) vastagsága 600 m, valódi vastagsága kb. 400 m. Véleményünk szerint a konglomerátum-sorozat alsó része a f e l s ő - t r i á s z képviselője ezen a területen, míg felső része a kőszénösszlet alsó és középső telepcsoportjának megfelelője. SZENTES F. (1961) térképvázlataival összhangban álló elképzeléseink szerint az anizuszi emelet sekély tengermedencéjéből a ladini emelettől kezdődően — anélkül, hogy a medence északi partvonala lényegesen módosult volna — epirogén süllyedéssel egy részaránytalan medence alakult ki. Ebben az északról lapos, az alsó-liászban síklápokkal borított parttal, délen pedig abráziós magasparttal határolt és délen erőteljesebben süllyedő medencében rakódtak le a felső-triász és az alsó-liász üledékei. A kőszénösszlet felső telepcsoportjának képződése idején a déli part abráziós jellege megszűnt, az üledékgyűjtő szelvénye szimmetrikussá vált. A felső telepcsoport és a felsőszinemuri képződmények a konglomerátumösszleten túlterjednek. Ennek a részaránytalan medencealakulásnak valószínűleg preformáló szerepe volt a Mecsekhegység déli nagyszerkezeti övének kialakulásában.

Összefoglalásképpen megállapítható, hogy

1. A mecseki felső-triász rétegsor a felső-ladini homokkő képződményekre üledékfolytonossággal települ.

2. Sem a ladini rétegek és a homokkőösszlet között, sem magán a homokkőösszleten belül nincs okunk akárcsak *egy* emeletre is terjedő üledékhiányt feltételezni.

3. A homokkőösszlet aljáról előkerült ősmaradványok kétségkívül a karni emelet jelenlétét bizonyítják.

4. A ladini emelet és a felső-triász folyamán a korábban sekélytengeri üledékgyűjtő a lehordási terület reliefenergiájának megnövekedése mellett fokozatosan delta típusú -- litorális, mocsári – lápi medencévé fejlődött, amelynek tengermenti helyzete mindvégig valószínűsíthető.

IRODALOM

BÖCKH J. 1876: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. – Földt. Int. Évk. **5.**

IMREH L. 1956: A mecseki felső-triász homokkő felső részének kőzettani vizsgálata. – Földt. Int. Évk. **45.** 1.

NAGY E. 1961: A mecseki triász áttekintése. – Földt. Int. Évk. **49.** 2.

SZENTES F. 1961: A magyarországi mezozóos kéregmozgások. – Földt. Int. Évk. **49.** 3.

VADÁSZ E. 1935: A Mecsekhegység. – Magy. Tájak Földt. Leír. I. Budapest

WEIN GY. 1961: A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti Mecsekben. – Földt. Int. Évk. **49.** 3.

DERZEITIGER STAND DER STREITFRAGE ÜBER DIE MECSEKER OBERTRIAS

von

E. NAGY

Dieser im S zwar 600 m mächtige, aber dem N zu sich verjüngende Komplex des Mecsek-Gebirges, der bis heute nicht gegliedert werden konnte und dessen Alter bereits bestritten wird, besteht aus Sandstein-, Aleurolit- und Argillitschichten.

In 1958 sind die Grenzbildungen des Ladin und der Obertrias bei Kisrét, Kantavár und Vasas freigelegt worden. Auf Grund der Untersuchung der Gastropodenfauna durch F. GÓCZÁN und der Florenuntersuchungen von I. Z. NAGY betrachteten wir die Basisschichten des Sandsteinkomplexes als abschliessende Glieder der ladinischen Regression und parallelisierten sie mit den Kassianer Schichten (E. NAGY 1961).

In 1962 wurde in Pécsbányatelep, am Hang des Karolina-Tales die Bohrung Pécs Nr. 28 abgeteuft. Sie begann im oberen Teil des Triaskomplexes und teufte den letzteren bis zum 452 m durch. Vom 452 m bis 574 m durchquerte sie ladinische Bildungen, und wurde in 657 m, im Foraminiferenkalk (Frondicularienkalk) des Oberanis eingestellt.

Es sollten noch die S von Pécsszabolcs angesetzten Bohrungen Pécs Nr. 23, 25 und 26 erwähnt werden. All diese Bohrungen durchquerten ein aus ani-

sischen Kalksteinschottern bestehendes Abrasionskonglomerat unterhalb solcher Bildungen, die mit dem oberen Teil des Kohlenkomplexes identifiziert werden können. Die bekannte, grösste (durchgebohrte) Mächtigkeit des Konglomeratkomplexes erreicht 600 m, seine tatsächliche Mächtigkeit beträgt cca 400 m. Wir sind der Meinung, dass der untere Teil der Konglomeratserie in diesem Gebiet der Vertreter der Obertrias ist, während der obere Teil der unteren und der mittleren Flözgruppe des Kohlenkomplexes entspricht.

Zusammenfassend, können folgende Tatsachen festgestellt werden:

1. Die Obertrias-Schichtenfolge des Mecsek-Gebirges lagert mit einer Sedimentationskontinuität auf den oberladinischen Sandsteinbildungen.

2. Wir haben keinen Grund dafür, um entweder zwischen den ladinischen Schichten, oder innerhalb des Sandsteinkomplexes selbst die Anwesenheit einer Sedimentationslücke zu vermuten, und zwar nicht einmal einer solchen, die bloss die Zeitspanne einer stratigraphischen Stufe umfassen würde.

3. Die von der Basis des Sandsteinkomplexes eingesammelten Fossilien beweisen zweifellos die Anwesenheit des Karn.

4. Während des Ladin und der Obertrias, bei der Zunahme der Reliefenergie des Abtragungsgebietes, entwickelte sich das ehemalige seichtmarine Sedimentationsbecken allmählich zum deltaartigen – litoralen, sumpf- und moorartigen Becken, das sich aller Wahrscheinlichkeit nach stets längs der Meeresküste hinzog.

НАСТОЯЩЕЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВОПРОСА О ВЕРХНЕМ ТРИАСЕ ГОР МЕЧЕК

Э. НАДЬ

Рассматриваемая, до сих пор не расчлененная толща оспариваемого возраста, сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность ее на юге гор Мечек составляет 600 м, однако к северу она сокращается.

В 1958 г. в районе Кишрета, Кантавара и Вашаша горными работами были вскрыты отложения границы между ладином и верхним триасом. На основании результатов, полученных Ф. ГОЦАНОМ при изучении гастроподовой фауны и И. З. НАДЬ при анализе комплекса флоры, самые нижние пласты песчаниковой толщи были приняты нами за завершающие члены ладинской регрессии и были сопоставлены с кассианскими слоями (Э. НАДЬ, 1961).

В 1962 г. в с. Печбаньятелеп, на склоне долины Каролина была пробурена скважина Печ № 28, которая началась в верхней части верхнетриасовой толщи и пересекала ее до 452 м. От глубины 452 м до 574 м она проходдала ладинские отложения, а затем была приостановлена на глубине 657 м в фораминиферовых (фрондикуляриевых) известняках верхнеанизийского яруса.

Следует еще отметить заложенные к югу от с. Печсабольч скважины Печ №№ 23, 25 и 26. В каждой из этих скважин, под отложениями, отождествляемыми с верхами угленосной толщи, были пройдены абразионные

конгломераты, состоящие из анизийских известняковых галек. Известная до сих пор наибольшая (пробуренная) мощность конгломератной толщи составляет 600 м, фактическая мощность – около 400 м. По нашему мнению нижняя часть конгломератной серии в рассматриваемой области является представителем верхнего триаса, в то время как верхняя часть представляет собой эквивалент нижней и средней групп пластов угленосной толщи.

Резюмируя вышеизложенное, можно сделать следующие выводы:

1. Верхнетриасовая толща гор Мечек налегает без перерыва осадконакопления на верхнеладинские песчаниковые образования.

2. Ни в коем случае необосновано предположить наличие перерыва даже объемом одного яруса ни между ладинскими отложениями и песчаниковой толщей, ни в пределах самой песчаниковой толщи.

3. Найденные в низах песчаниковой толщи ископаемые несомненно доказывают присутствие карнийского яруса.

4. В ладинское время и во время верхнего триаса, по мере увеличения рельефной энергии области сноса, бывший мелководный осадконакопительный бассейн постепенно превращался в бассейн дельтово-литорального и болотного типа. При этом вполне вероятно, что данный бассейн все время занимал приморское положение.

A MECSEKI MIOCÉN ŐSFÖLDRAJZI KAPCSOLATAI

Írta: HÁMOR GÉZA

A K-i Mecsek miocén képződményeinek vizsgálata során (HÁMOR 1963) megállapítottuk a terület általános rétegsorát, a szerkezeti mozgások és a kapcsolatos vulkáni folyamatok időrendjét. A továbbiakban szükségesnek tartjuk, részben ellenőrzésképpen is, a mecsekhegységi miocén területének földtani történéseit párhuzamba állítani a szomszédos területek, sőt nagy vonalakban a Kárpátmedence és környező miocén medencék, általában a Középső Paratethys ősföldrajzi fejlődésével.

Ezzel kapcsolatban jó alkalom kínálkozik néhány közös és alapvető vonás felismerésének segítségével rendszerezni erre a területre vonatkozó újabb ismereteinket.

Munkánkat nagyban megkönnyítette, hogy a régi, sokszor meddő, de igen széleskörű viták helyett az utóbbi években számos, e tárgykörbe vágó értékes, magasszínvonalú összefoglaló jellegű munka készült, különönösen a Nemzetközi Földtani Kongresszus Neogén Bizottsága és a Kárpát-Balkán Egyesülés különböző üléseinek serkentő hatására. Az egyes fő kifejlődési területek szintézisén kívül (BUDAY – CICHA – CTYROKY – FEJFAR 1962, JANOSCHEK 1959, KOLLMANN 1959, KOWALEWSKI 1958, KRACH – KUCINSKI 1959, NAGY L. 1958, PAPP A. 1958, STEVANOVIĆ 1959, SENEŠ 1961, VADÁSZ 1960, VANCEA 1960, WINKLER-HERMADEN 1939) készültek a kérdést nagyobb összefüggéseiben vizsgáló munkák is (SENEŠ 1962, BUDAY 1961).

Megnehezítette azonban munkánkat az a tény, hogy az említett munkák valószínűleg az adatok hiánya, vagy azok egymásnak ellentmondó volta miatt a DNy magyarországi és jugoszláviai területrészeken a kérdéseket nyitva hagyják vagy nem is érintik, annak ellenére, hogy a Paratethysnek a Tethysszel való kapcsolata szempontjából e területek elsőrendű fontosságúak.

A vizsgált területek: Dráva–Száva depresszió, Stájer medence, Bécsi medence, Ny-i Kárpátok, a Kárpátok É-i, K-i és D-i előtere, az Erdélyi medence és részben (előzetes és feltételes jelleggel) a Magyar medence.

Vizsgálati módszerünk lényege, hogy teljességre való törekvés nélkül a korhatárok megvonását és a részletes faunisztikai elemzést elhagyva, sőt a földtani korhatárokra vonatkozó megállapításokat is többnyire figyelmen kívül hagyva, a különböző területeken egyaránt biztosan felismerhető üledékciklusokat lehatároljuk. A települési helyzet, a faunajelleg, a szerkezetalakulás, a vulkanizmus, és kismértékben a fauna korának segítségével megállapítottuk



1. ábra. Középső-miocén üledékciklusok (I–III.) a Középső Paratethys területén

Jelmagyarázat: 1. durvatörmelékes összlet, *2.* limnikus–fluviális összlet barnakőszénnel, *3.* riolittufa, *4.* félsósvizi congeriás, oncophorás, életnyomos képződmények, *5.* homokos, agyagos, slirjellegű képződmények, *6.* dácittufa, *7.* evaporitok, *8.* lajtaösszlet, *9.* pelites összlet, partszegélyen meszes fáciesben

Abb. 1. Mittelmiozäne Sedimentationszyklen (I. bis III.) im Ruame der Zentralen Paratethys

Zeichenerklärung: 1. grobklastischer Komplex, *2.* limnisch-fluviatiler Komplex mit Braunkohle, *3.* Rhyolithtuff, *4.* Brackwasser-Bildungen mit Congerien, Oncophoren, Lebenspuren, *5.* sandig-tonige schlierartige Bildungen, *6.* Dazittuff, *7.* Evaporite, *8.* Leithakalk, *9.* pelitischer Komplex in kalkiger Küstensaum-Fazies

a rétegösszletek (ciklusok) egymásutániságát, állandóan szem előtt tartva a peremi és medencekifejlődések kapcsolatát (1. ábra).

Nagy előnyt jelentett, hogy e területek egy részén alkalmunk nyílt személyes tapasztalatokat is szerezni.

Mindezek eredményeképpen a következő rétegösszeleteket tudjuk elkülöníteni a középső- és részben a felső-miocénben:

I. üledékképződési ciklus

Az üledékciklus kezdeti szakaszán szárazföldi, a peremeken hegylábi törmelékkúp jellegű, részben fluviális, nagyvastagságú durvatörmelékes üledékek képződtek, ennek megfelelő jellegű faunával. Anyagát a környező, részben a távolabbi alaphegység szolgáltatja. Ide tartoznak a mecseki, a jugoszláviai (Fruska Gora), a Zágrábi hegység környéki, a D- és K-szlovákiai, az É-magyarországi, a bakonyi, a Sopron környéki terresztrikumok, a Stájer medencebeli sinnersdorfi, krumbachi, alsó eibiswaldi, lengyelországi dobrotowi, balicki, stebnicki rétegek, a D-i Kárpátok medencéi közül pl. a hátszegi medence durvatörmelékes szárazföldi rétegei. A szorosabb értelemben vett terresztrikus üledékképződéssel egyidejű vulkáni működés *riolittufákat* szolgáltatott, melynek általában szárazföldre hullott képződményeit mindenütt megtaláljuk (hazai „alsó riolittufáink"). Egyidejű lávaömlés a Fruska Gora D-i előterében, a Mecsekhegység É-i előterében, stb. mutatkozik. A kezdetben erősebb ütemű medencesüllyedés megállapodása vagy lelassulása üledékfolytonossággal limnikus, finomabb szemű rétegsor és ezt sűrűn szabdaló folyóvízi, durvább szemű üledékösszlet képződéséhez vezet. E limnikus összlet gyakran műreváló *barnakőszéntelepeket* tartalmaz. Faunája édesvízi, mocsári jellegű. Az összlet helyenként közvetlenül az alaphegységre települ. Ezt feltöltődéses szétterüléssel magyarázzuk. Ugyancsak ezzel magyarázható, hogy a megelőzőleg szárazföldre hullott riolittufaanyag ebben az összletben ismét megjelenik áthalmozott, sokszor bentonitosan bontott formában. Az összlet barnakőszéntelepes kifejlődésű rétegsorát képviseli Brennberg, a jugoszláviai Vrdnik, a stájerországi középső eibiswaldi rétegek, a D-szlovákiai Modrý Kameň, a Lengyel Középhegység, É-Magyarország, Szentgál (esetleg Várpalota-Bántapuszta) működő és a Mecsekhegység hajdani bányászata (Bakóca, Mecseknádasd).

II. üledékképződési ciklus

A kezdődő tengerelöntés csökkentsósvízi jellegű, transzgressziós rétegeivel induló, fokozatosan egyre tengeribbé váló, finomabb szemnagyságú üledékeket lerakó, rendkívül fáciesgazdag, s végül regresszióval záruló ciklusát három részre bonthatjuk:

1. A kezdődő tengerelöntés üledékei:

Congeriás homokkő, mészkő (Jugoszlávia, Mecsekhegység, Bakonyhegység, Sopron környéke). *Halpikkelyes, mikrorétegzett agyag, agyagmárga* rétegek, radiolariás, diatomás betelepülésekkel (Mecsekhegység, Bakonyhegység, D-szlovákiai „fedőagyag", É-magyarországi „kanavász", erdélyi „mezőségi rétegek" egy része, a Maros menti medence „termeszes márgái"). *Életnyomos rétegek* (Erdély, Salgótarján), *oncophorás rétegek* (Podolia, Ny-i Kárpátok, É-Magyarország). Faunamentes, vagy csökkentsósvízi faunát tartalmazó, de mindenkor

abráziós jellegű *konglomerátum és kavics, kavicsos homokösszlet* (Stájer medence: Arnfels konglomerátum alsó része, Bécsi medence: Aderklaa konglomerátum alsó része, „Schlierbasisschutt" alsó része, Ny-i Kárpátok: „mangános homok"-összletének alsó része, Erdélyi medence: „kóródi rétegek" alsó része, Mecsekhegység: „budafai összlet" legalja, Soproni hegység: „brennbergi rétegek" fedője, Bakonyhegység: fatörzsmaradványos kavics és konglomerátum).

Az e csoportba tartozó üledékek abráziós diszkordanciával, túlterjedő módon települnek az alaphegységre. Azokban a medencékben, ahol a megelőző ciklus üledékei is megtalálhatók penakordáns település figyelhető meg, ritmusosan erősödő tengeri üledékképződés kíséretében.

2. Megerősödő transzgresszió és végleges tengerelöntés üledékei:

Kezdetben durvatörmelékes, fokozatosan egyre finomabb szemű vé váló tengeri üledékek, igen gazdag tengeri makro- és mikrofaunával. *Partszegélyi kifejlődésű* az É-jugoszláviai faunás konglomerátum és kavicsösszlet, a Stájer medencében az Arnfels konglomerátum felső része, a leutsacheri homok, Bécsi medencében az Aderklaa konglomerátum felső része, a Ny-i Kárpátokban a „mangános homok" felső része, a Kárpátok É-i előterében az Andrychow–Debowiec környéki konglomerátumok, a K-i Kárpátok előterében a plesui, brebui, pietricai konglomerátumok, a „zöld miocén" homokos részei, a D-i Kárpátok belső medencéiben a bahnai konglomerátumok, az Erdélyi medencében a kóródi konglomerátum és a hídalmási rétegek egyes részei, a mecsekhegységi „budafai" konglomerátum és homokkő, az É-magyarországi „chlamyszos homokkövek", a Budapest környéki konglomerátumok. Faunája jellegzetes partszegélyi, vastaghéjú alakokból áll.

A *medencekifejlődést* nagy vastagságú, finomhomokos csillámos agyag-, agyagmárga-, márgakifejlődésű rétegösszlet képviseli, homokkő-, homokos mészkő-betelepülésekkel. Gazdag neritikus (a betelepülésekben helyenként sublitorális) makrofaunát és mikrofaunát tartalmaz. Ide tartoznak a Dráva–Száva depresszióban a Fruska Gora, Zágrábi hegység, Tuzla környékének „slír" rétegösszletei, a Belgrád környéki visnjicai agyagok, a Stájer medence „stájer főslír", „mélyebb slír", „tengeri márga és homokkő" sorozata, a Bécsi medencében az ottnangi slír, robulus slír, badeni agyag, a D-szlovákiai–É-magyarországi „slír", a „karpatien slír", a Kárpátok É-i előterében az opoli, Swiety Krzyż sorozat, K-i és D-i Kárpátok előterében a „szürke miocén" slírjellegű rétegei, az Erdélyi medence mezőségi rétegeinek felső része, a mecsekhegységi slír, a Bakonyhegységben a várpalotai Szabó-bánya alsó részének slír képződményei, a Sopron környéki badeni agyag, a Budapest környéki slírek stb.

Az irodalomban ismertetett számos, igen gazdag faunájú klasszikus lelőhely is a ciklusnak ezen a részén található, többnyire ismeretlen települési helyzetben (Belpberg–Imihubel, Ottnang, Grund, Baden, Vöslau, Gainfarn, St. Florian, Bujtur, Lapugy, Kostej, Nógrádszakál, a Mecsekhegységben a hirdi szelvény alsó tagozatának betelepülései.

3. Regressziós összlet:

A slírösszlet, illetve heteropikus fácieseinek fedőjében üledékfolytonossággal települő, az összes tárgyalt területen a megelőző nyílttengeri kifejlődésekhez viszonyítva regressziós jellegű rétegcsoport tekinthető a II. üledékciklus

zárótagjának. Üledékei igen változatos kőzetkifejlődésben jelentkeznek. *Folyóvízi homok, kavics:* a Stájer medencében a Kreuzberg-kavics, a Kárpátok É-i előterében a bogucicei homok, a mecsekhegységi homokos kavicsösszlet, a Budapest környéki folyóvízi kavicsok, a salgótarjáni repedezett kavicsok, a nógrádi kavicsok. *Limnikus, barnakőszenes, diatomás képződmények:* a Stájer medencében a Tauchen-, és köflachi, a Bécsi medencében a felső ausztriai, a Mecsekhegységben a pécsszabolcsi barnakőszénnyomok, a Bakonyhegységben Várpalota (D-i medencerész) barnakőszene, Budapest környékén az édesvízi diatomás rétegek, Nógrádban a litkei édesvízi mészkő. *Kémiai eredésű üledékek:* a Dráva–Száva depresszióban: Tuzla; a Nyugati Kárpátokban: K. Szlovákia; a Kárpátok É-i előterében: Wieliczka, Kalusz; K-i és D-i Kárpátok előtere; a D-i Kárpátokban a Marosmenti medence; az Erdélyi medence; a Mecsekhegységben Komló (gipszes agyagok). A kémiai üledékek egy szintbe tartozását az egyes területeken KRACH–KUCINSKI (1959), NAGY L. (1958) a Kárpát medencére vonatkozóan SZENTES (1946) fejtette ki.

A rétegösszlet általában nem nagy vastagságú, sőt ahol a regresszió nagyobb mértékű volt (peremi területek) ott hiányozhat is. Ma még kevéssé bizonyított módon felvetődik az a vélemény is, hogy ebben az összletben ismét megjelennek a transzgressziót bevezető egyes rétegtagok (oncophorás rétegek, halpikkelyes agyagmárga stb.). Ide vonatkozó szórványos adatokat találunk JANOSCHEK (1959), SENES (1961) munkáiban. A regressziós rétegösszlet makro- és mikrofaunája alulról felfelé fokozatosan elszegényedő, kiédesedő jellegű. Helyenként ismét megjelennek a litorális jellegre utaló vastaghéjú alakok (PAPP A. 1958, SENEŠ 1962).

Bár az említett szerzők és rajtuk kívül KOLLMANN (1959), KRACH–KUCINSKI (1959), NAGY L. (1958), BUDAY (1961), PAPP A. (1958), JANOSCHEK (1959), hazai viszonylatban BÁLDI (1958), PARÁK (1955), HÁMOR (1963) a regresszióra vonatkozó értékes részadatokat szolgáltatnak, melyek bizonyító erejűek, a jelenség általános érvényét azonban nem hangsúlyozzák, s ily módon a Középső Paratethys területének irodalmában a II. ciklust lezáró általános regresszió fogalma nem szerepel. E kérdés jelentőségét aláhúzza az, hogy új adatot ad az általános neogénkutatás, a réteghatárok megvonásának problémájához és a nyersanyagkutatás perspektívájához is.

A II. ciklus transzgressziós szakaszának üledékeiben az újabb vulkáni működés termékeiként andezit–dácitláva, dácittufa és -tufit települ. Az irodalom több szintből említ tufaszórást. Ennek oka azonban az, hogy az egyidejű, de eltérő kifejlődési területeken történt vulkáni működés termékei ugyanazon összlet partszegélyi és medenceüledékeiben is megtalálhatók. A vulkánosság nyoma az összes vizsgált területrészeken kimutatható, bizonyítva a II. üledékciklus transzgressziós üledékeinek heteropikus voltát.

Az e ciklusba tartozó rétegösszletekben gyakori a heteropikus fáciesek fellépése; e tényt a mecseki, részleteiben is vizsgált példán (HÁMOR 1961) kívül egyéb kifejlődési területek kutatói is hangsúlyozzák. CEHOVIC–HANO (1954) a D-szlovákiai oncophorás rétegeket, mangános homokot és slírt egyidejű képződésűeknek tartja. PAPP A. (1958) véleménye szerint a „grundi szinttáj", a bádeni agyag, az „oncophorás rétegek" az ottnangi és robulusslír megfelelői. É-Magyarországról BARTKÓ (1962) kimutatta, hogy a chla-

myszos homokkőben és a slírben egyaránt megtalálható a tufaszint, SZENTIRMAI (1962) a chlamyszos homokkövet a slírnek megfelelő parti kifejlődésnek tartja. BUDAY (1961) szerint a gyors fáciesváltozás a posztorogén időszakok jellegzetessége.

III. üledékképződési ciklus

A megelőző kiemelkedést követő újabb nagyarányú transzgresszió partszegélyi jellegű durva abráziós konglomerátumot, homokos, kavicsos mészkő-, zátonymészkő-, meszes homok- és homokkőrétegeket szolgáltat. Legáltalánosabban elterjedt kifejlődése az ún. lajtamészkő. Gyakran túlterjedő módon települ az alaphegységre, vagy eróziós diszkordanciával fedi az idősebb miocén képződményeket (WINKLER-HERMADEN 1957, PAUCA *in* NAGY L. 1958, HÁMOR 1963).

Medenceközépi kifejlődésben helyenként elmaradt a teljes kiemelkedés, a diszkordancia azonban ekkor is kimutatható (pl. a Bécsi medence csehszlovákiai részén a lagenidás és spiroplectamminás zóna között). Faunája litorális, vagy szublitorális alakokból áll, zátonyfáciesben a Lithothamniumok tömeges megjelenésével.

Az összes vizsgált kifejlődési területeken megtalálhatók képződményei. (A Stájer medencében helyenként „nulliporás mészkő", a Kárpátok É-i előterében „grabow sorozat", a Dráva–Száva depresszióban „Tasmajdan sorozat" másutt „lajtamészkő" megjelöléssel szerepelnek.) A ciklus további részében kezdeti – helyenként barnakőszénképződéshez vezető – oszcilláció következik be (a Stájer medencében Graz mellett: Rein; a Mecsekhegységben: Hidas barnakőszénképződményei; a K-i Mecsek Ny-i részén: folyóvízi, tarka agyagos összlet; K-Szlovákia: tarka agyagok, esetleg helyi jellegű kősóképződés), majd a teljes tengerelöntést nagy vastagságú pelites üledékösszlet jelzi (a Mecsekhegységben: turritellás–corbulás agyagmárgák; a Középső Paratethys Ny-i részén: a bolivinás, buliminás, rotaliás zóna agyagmárgái, K-i részén: a spirialiszos márgák). Ahol a megelőző oszcilláció üledékei megtalálhatók (Hidas, Stájer medence) felettük helyi jelleggel, partszegélyi kifejlődésben is megfigyelhető az összlet (ún. felső lajtamészkő). Makrofaunája szegényes, mikrofaunája ellenben – a nyílttengeri jellegből adódóan – igen gazdag.

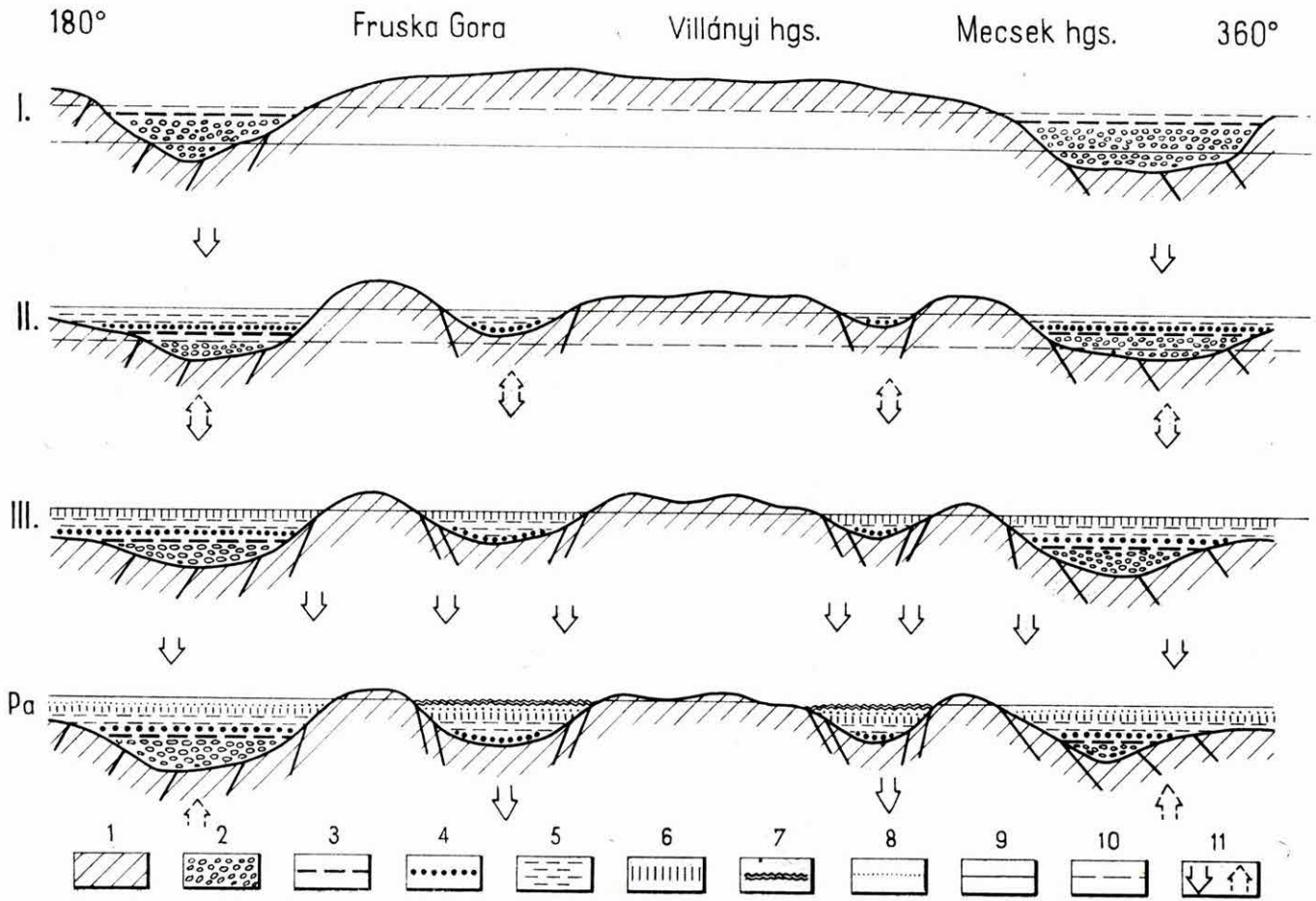
A III. ciklus végét jelentő, fokozatosan bekövetkező regresszió a szarmata (buglowi) üledékekben figyelhető meg. A szarmata általános regressziós jellege mellett helyi jellegű transzgressziók is megfigyelhetők a szarmata üledékképződés kezdetén.

2. ábra. A Dél-Dunántúl és a Dráva – Száva depresszió miocénkori szerkezetföldtani fejlődésének vázlata

Jelmagyarázat: Üledékciklusok: I. szávai orogén, II. óstájer orogén, III. újstájer orogén, Pa = alsó- és felső-pannon. – *1.* alaphegység; *2.* terresztrikus, *3.* limnikus üledékek (I. ciklus), *4.* konglomerátum, *5.* slír (II. ciklus), *6.* III. ciklus üledékei, *7.* alsó-pannon üledékek, *8.* felső-pannon üledékek; *9.* erózióbázis a ciklus kezdetén, *10.* erózióbázis a ciklus végén, *11.* kéregmozgás iránya

Abb. 2. Skizze der geotektonischen Entwicklung Südlichen Transdanubiens und der Drau-Sau-Senke

Zeichenerklärung: Sedimentationszyklen: I. savische Orogenphase, II. altsteirische Orogenphase, III. jungsteirische Orogenphase, Pa = Unter- und Oberpannon. – *1.* Grundgebirge; *2.* terrestrische Ablagerungen, *3.* limnische Ablagerungen (I. Zyklus), *4.* Konglomerat, *5.* Schlier (II. Zyklus), *6.* Sedimente des III. Zyklus, *7.* unterpannonische Ablagerungen; *8.* oberpannonische Ablagerungen; *9.* Erosionsbasis am Anfang des Zyklus; *10.* Erosionsbasis am Ende des Zyklus, *11.* Richtung der Krustenbewegung


180°
Fruska Gora
Villányi hgs.
Mecsek hgs.
360°
I.
II.
III.
Pa
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

2. ábra — Abb. 2.

KÉREGMOZGÁSOK, VULKÁNOSSÁG

Az utóbbi időben VADÁSZ E. (1954) foglalta össze a hazai szerkezetalakító mozgások folyamatáról, a szerkezeti mozgások és a vulkanizmus kapcsolatáról alkotott nézeteket. BUDAY (1961) vitatva ugyan az egyidejű hegységképződés és medencealalakulás lehetőségét, nagy vonalakban felvázolja a Középső Paratethys szerkezetalakító és vulkáni folyamatait a Ny-i Kárpátok neogén területeinek vizsgálata alapján. Főbb vonásaiban megegyező képet ad ugyanerről a kérdésről NAGY L. (1958, MACOVEI nyomán); WINKLER-HERMADEN (1957), SENEŠ (1961), KOLLMANN (1959) és KRACH–KUCINSKI (1959). Egyes szerzők, mint NAGY L. (1958), JANOSCHEK (1959), KOLLMANN (1959), HÁMOR (1963), PARACHONIAK (1962) külön kiemelik a neogén vulkáni folyamatok jelentőségét a rétegtani szintezés szempontjából.

A fentiekben ismertetett, ciklusokra való bontás alapján a Középső Paratethys területén a következő orogén fázisokat tartjuk bizonyíthatónak:

1. Az I. üledékciklust bevezető *szávai* fázis: posztorogén vulkáni működés termékeivel (riodácit, oligoklázit jellegű láva, riolittufa).

2. A II. üledékciklust bevezető *óstájer* fázis: posztorogén vulkánosság (andezit-, dácit-lávaömlés, dácittufa).

3. A III. üledéciklust bevezető *újstájer* fázis: a vulkáni működés alárendelt.

Ennek alátámasztására bemutatom a Dél-Dunántúl – Dráva – Száva depresszió szerkezetföldtani fejlődésének vázlatát (2. ábra).

ŐSFÖLDRAJZI VISZONYOK

I. üledékciklus

A szávai orogén fázis hatására megindul az Alpok – Kárpátok vonulatának felgyűrődése. Egyidejűleg kiemelkedik a Kárpátmedence köztes területe, a Dráva–Száva depresszió területe. A kiemelt hegységrészek közötti vályúkat kitöltő durva törmelékanyag felhalmozódása megkezdődik (Fruska Gora, Zágrábi-hegység D-i, Mecsek É-i, Alpok É-i, K-i, Bakony-hegység Ny-i, Kárpátok É-i előtere, valamint D-Szlovákia stb.).

A hegységképző nyomás csökkenésével szabaddá váló, mélyreható szerkezeti vonalak mentén savanyú vulkáni lávák törnek a felszínre, riolittufaszórás indul meg. Az orogén mozgás lanyhulása később a törmelékanyag szemcsenagyságának finomodásához és a lehordás ütemének csökkenéséhez vezet. Kedvező feltételek alakulnak ki az erdőslápi, majd síklápi barnakőszénképződéshez.

II. üledékciklus

Az óstájer mozgási fázis az alp – kárpáti rendszer további erőteljes felgyűrődésében, a már meglevő medencék további süllyedésében, új medencék beszakadásában nyilvánul meg (Bécsi medence, K-i és D-i Kárpátok előmélységei, Erdélyi medence, Budapest környéke, Mecsek D-i, Fruska Gora É-i előtere stb.).

Megnyílik a kapcsolat a Tethys és a Paratethys között. Az ennek következtében meginduló transzgresszió újabb területeket érint s az idősebb ciklus üledékeit néhol teljesen feldolgozza (a parti abrázió nyomait mindenütt megtaláljuk). A medencesüllyedéssel lépést tartó feltöltődés a partmenti süllyedékek csökkentsósvízi üledékeitől a nyílttengeri slírig rendkívül fáciesgazdag üledéksorokat hoz létre. A ritmusos üledékképződést gazdag faunájú ingressziós betelepülések bizonyítják.

A posztorogén vulkáni működés andezites, dácitos lávákat és nagy területi elterjedésű dácittufát szolgáltat.

A biofácieseknek a Tethystől való távolság függvényében történő zónás elrendeződését a Stájer medencében KOLLMANN (1959) is említi. Véleményünk szerint ez a jelenség az egész középső Paratethys területén kimutatható; a transzgresszió kezdeti félsósvízi képződményeiben É-on főleg *Oncophorák*, *Siliquák*, *Cardiumok*, általában a borealis elemek uralkodnak, alárendelten kevés *Congeria* is megjelenik. Délebbre a *Congeria böckhi* és a *Brotia escheri* formák jelentkeznek nagy egyed- de kicsiny fajszámmal, s az *Oncophorák* kimaradnak.

A Tethyshez legközelebb levő D-i területrészeken a *Congeriák* és *Brotiák* fajszáma erősen megnő. Ezekben a congeriás képződményekben látjuk az oncophorás rétegek BUDAY – CICHA – CTYROKY – FEJFAR (1962) által hiányolt Tethysbeli megfelelőjét.

Ugyanez a jelenség a slír üledékek makrofaunájában is kimutatható: a Tethyshez közelebb egyre inkább a jellegzetes mediterrán fajok uralkodnak.

A következő orogén fázis első jeleként (a medencesüllyedés megszakadásának eredményeképpen) a II. üledékképződési ciklus végén a tenger általános visszahúzódása, medencefeltöltődés mutatható ki. Legszebb példája az Erdélyi medencében látható, ahol a regresszió vegyi kiválású üledékei egyre szűkebb területre szorulva, a medence közepe felé húzódnak vissza. Ugyanez a folyamat kimutatható a D-i Kárpátok miocén részmedencéiben is (itt vegyi üledékképződés csak az Erdélyi medencéhez legközelebb eső Maros menti medencében történt).

Ahol az ősföldrajzi viszonyok kősó – gipszképződésre alkalmatlanok voltak, ott kis vastagságú folyóvízi, helyenként mocsári, barnakőszenes üledékek képződtek. A medenceperemeken a megelőző transzgresszió üledékei teljesen szárazra is kerülhettek, s a felszíni lepusztulás, mállás hatása alá jutottak.

III. üledékciklus

A megújuló orogén újstájer fázisának eredményeképpen alakulnak ki a mai orográfiai helyzet fő vonásai. Az alp – kárpáti területen intenzív szerkezetalakulás: áttolódások, pikkelyeződés játszódik le. A köztes területeken újabb medencék szakadnak be (Kisalföld, Nagyalföld), melyek az Erdélyi medencével és a Bécsi medencével együtt részt vesznek a pliocénig tartó állandó süllyedésben.

Az előzőnél is erősebb tengerelöntés szolgáltatja a leginkább Tethys-i jellegű üledékanyagot, makro- és mikrofaunát. Jellegzetes üledéke a sekély, melegvízű szigettengerben képződött, helyenként zátonyjellegű *lajtamészkő*.

A további medencesüllyedést peremi oszcilláció (limnikus – paralikus barnakőszénképződés, helyi jellegű kémiai üledékképződés) után sekélytengeri, nyíltvízi pelites üledékek jelzik. A gazdag mikrofaunával szemben a makrofauna jelentősége háttérbe szorul. A Tethysszel való szoros kapcsolat mellett egyre erősödik a kapcsolat a K-i, Aralo – Kaspi medencével is. A Paratethys ekkor meginduló végleges regressziója is ebben az irányban történik.

AZ ÜLEDÉKCIKLUSOK KORA

A neogénkutatás legnehezebb, bár kissé eltúlzott jelentőségű kérdése a sztratigráfiai beosztás, mely kifejlődési területenként és szerzőnként, térben és időben állandó változást mutat.

Az utóbbi időben kétségessé vált akvitáni emelet és a burdigalai emelet megítélésére vonatkozó különféle nézetek, valamint újabb adatok (CICHA – TEJKAL – SENEŠ 1959, BUDAY – CICHA – CTYROKY – FEJFAR 1962, SURARU *in* NAGY L. 1958, KOLLMANN 1959) alapján használatuk indokoltsága további igazolásra vár.

A MAYER C. (1857 – 1858), majd RUTSCH (1958) által felállított helvéti típusprofil (a nem kielégítően tisztázott települési helyzet miatt), az újabban CICHA – TEJKAL – SENEŠ által létrehozott „kárpátien emelet" (mely a ciklusnak és a Középső Paratethys területének csak egy részét öleli fel) nem zárja le megnyugtató módon a sztratigráfiai problémák nagy részét. ILIE, M. (*in* NAGY L. 1958) kétségbevonja a helvéti emelet létjogosultságát.

A tortónai típusprofil csak a jelenleg felső-tortonnak tartott rotaliás buliminás, bolivinás zóna üledékeit foglalja magába. Nehezíti a kérdés megoldását a „grundi szinttáj" és a „slír" kérdések vitája is (SCHAFFER 1927, PETRASCHEK 1927, WINKLER 1927).

Jelenleg a gyakorlati munka az egyes részterületeken munkahipotézisek segítségével történik: a Stájer medencében egyes foraminiferák (KOLLMANN 1959), az Erdélyi medencében a dési tufaszint alapján (NAGY L. 1958, VANCEA 1960).

Az egész Középső Paratethys területére érvényes új sztratotípusok kijelölésének szükségességét hangoztatva, átmeneti jelleggel a magunk részéről az alábbi munkahipotézist tekintjük további munkánk alapjának:

I. üledékciklus kora: alsó-helvét (terresztrikus és limnikus összlet).
II. üledékciklus kora: felső-helvét (slír és heteropikus fáciesei).
III. üledékciklus kora: torton. Alsó-torton (lajtaösszlet és oszcillációs képződmények) és felső-torton (rotaliás, bolivinás, buliminás képződmények és fácieseik) megkülönböztetésével.

* * *

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a Mecsek-hegységben megismert miocén fejlődéstörténeti folyamatok a Középső Paratethys fejlődéstörténetébe jól beilleszthetők, sőt egyes kérdések kapcsán továbbfejleszthetik ide vonatkozó ismereteinket.

IRODALOM

ALFÖLDI L. 1959: Abráziós diszkordancia nyomai a sajóvölgyi barnakőszéntelepek fedőjében. – Földt. Közl. **89.**

BARTKÓ L. 1962: A nógrádi barnakőszénterület földtani vizsgálata. – Kandidátusi értekezés, kézirat.

BÁLDI T. 1958: Adatok Budafok és Törökbálint környékének rétegtani viszonyaihoz. – Földt. Közl. **88.**

BUDAY, T. 1961: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken der Westkarpaten und ihr Baustil. – Geol. Práce, Zosit 60.

BUDAY, T. – CICHA, I. – CTYROKY, P. – FEJFAR, O. 1962: Die Stellung des Neogens der Westkarpaten in der Paratethys. – Kézirat.

CEHOVIC, V. – HANO, V. 1954: Oncophorás rétegek a salgótarjáni kőszénmedencében. – Földt. Közl. **84.** 4. p. 331.

CICHA, I. – TEJKAL, J. – SENEŠ, J. 1959: Zur Frage des Helvets s. str. und sog. Oberhelvet im Paratethyschen Gebiet. – Mitt. d. Geol. Ges. Wien. **52.**

ČICULIČ, M. V. 1958: Oligozän und Miozän der Fruska Gora (Syrmien). – Extr. du Bull. Sci **4.** 2. p. 48.

FUCHS H. 1961: Őséletnyomok az erdélyi középső-miocén tenger partszegélyi övezetéből. – Földt. Közl. **91.**

HÁMOR G. 1963: A K-i Mecsek miocén képződményei. – Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről I.

JANOSCHEK, R. 1959: Überblick über den Aufbau der Neogengebiete Österreichs. – Mitt. d. Geol. Ges. Wien, **52.**

JOVANOVIĆ, D. – DOLIĆ, D. 1958: Über die fossilienführenden Lokalitäten des mittleren und oberen Miozän in der weiteren Umgebung von Arendeloac. – Vestnik. Beograd.

KÓKAY J. 1959: A dunántúli helvét-tortonai határ kérdése. – Földt. Közl. **89.** 4.

KOLLMANN, K. 1959: Das Neogen der Steiermark (mit besonderer Berücksichtigung und seiner Gliederung). – Mitt. d. Geol. Ges. Wien. **52.**

KOWALEWSKI, K. 1958: Stratigrafia miocenu poludniowej Polscki ze szczegolnym uwzglednieniem poludniowego obrzezenia Gór Swietokrzyskich. – Kvart. Geol. Form. 2/1.

KRACH, W. – KUCINSKI, T. 1959: Das Neogen Südpolens und der anliegenden Gebiete. – Geol. Práce. Zprávy 15.

MAYER, C. 1857 – 1858: Versuch einer neuen Klassifikation der Tertiär-Gebirge Europas. – Verh. d. Schweiz. Naturf. 42 – 43 p. 165.

MOTAS, C. I. 1962: Date noi cu privire la corelarea miocenului. – Dări de Seama ale Şedinţelor, **44.** p. 159.

NAGY L. 1958: A Román Népköztársaság földtana. – Cluj.

PAPP, A. 1958: Probleme der Grenzziehung zwischen der helvetischen und tortonischen Stufe im Wiener Becken. – Mitt d. Geol. Ges. in Wien. **49.** 1956.

PARACHONIAK, W. 1962: Miocenskie utwory piroklastyczne przedgroza Karpat polskich. – – Prace Geologiscne 11. Warszava.

PARÁK T. 1955: Különleges alakú kavicsok a Mátra északi előterében. – Földt. Közl. **85.**

PETRASCHEK, W. 1927: Über den Schlier im alpinen Wiener-Becken und die tektonischen Phasen im Jungtertiär am Fusse der Ostalpen. – Verh. d. Geol. Bundesanst. 8. p. 165.

RUTSCH, R. F. 1958: Das Typusprofil des Helvetien. – Ecl. Geol. Helv. **51.** 1.

SCHAFFER, F. X. 1927: Der Begriff der „Miozänen Mediterranstufen" ist zu streichen. – Verh. d. Geol. Bundesanst. 1. p. 86.

SCHUBERT, R. J. 1904: Über den Schlier von Donja Tuzla in Bosnien. – Verh. d. Geol. R. A.

SENEŠ, J. 1961: A Nyugati Kárpátok ősföldrajzi fejlődése a miocénben. – Földt. Közl. **91.** 2 p. 147.

SENEŠ, J. 1961: Paläogeographie des westkarpatischen Raumes in Beziehung zur übrigen Paratethys im Miozän. – Geol. Práce. Zosit 60. Bratislava.

SENEŠ, J. 1962: Faunisticka analiza Paratethydneho miocenu. (Mollusca). – Kézirat.

STEVANOVIĆ, P. M. 1959: Das Neogen in Jugoslawien im seinen Beziehungen zum Wiener Becken. – Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. **52.**

STRAUSZ L. 1954: A magyar medence miocén rétegeinek beosztása. – Földt. Közl. **84.** 4. p. 297.

SZENTES F. 1946: Kősóképződés a Kárpátmedencében. – Jelentés a kincstári sókutatás 1946. évi munkálatairól. Magy. Pénzügymin.

SZENTIRMAI I. 1962: Földtani és kőszénföldtani vizsgálatok a nagybátonyi Katalin II. lejtősaknában. – Földt. Közl. **92.**

VADÁSZ E. 1954: Magyarország földtana nagyszerkezeti vázlata. – M. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl. **14.**

VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. (II. kiadás) – Budapest.

VANCEA, A. 1960: Neogenul din bazinul Transilvaniei. – Acad. R. P. R. București.

VENDL M. 1930: Sopron környékének geológiája. – Erdészeti kísérletek **32.**

VÉGH S. 1962: Az É-i Bakony miocén képződményei. – Földt. Int. Évi Jel. 1959 évről.

VITÁLIS S. 1961: Életnyomok a salgótarjáni barnakőszénmedencében. – Földt. Közl. **91.**

WINKLER, A. 1927: Berichtigung zu W. Petrascheck's Mitteilung: Über den Schlier im alpinen Wiener Becken und die tektonischen Phasen im Jungtertiär am Fusse der Ostalpen. – Verh. d. Geol. Bundesanst. 8.

WINKLER-HERMADEN, A. 1939: Der geologische Bau des Steirischen Beckens und die Frage seiner Erdölhöffigkeit. – Petroleum **35.**

WINKLER-HERMADEN, A. 1957: Geologisches Kräftspiel und Landformung. – Wien.

PALÄOGEOGRAPHISCHE BEZIEHUNGEN DES MIOZÄNS IM MECSEK-GEBIRGE (SW-UNGARN)

von

G. HÁMOR

Im Laufe der Untersuchung der Miozänbildungen des O-Mecsek haben wir (HÁMOR 1963) die allgemeine Schichtenfolge des Gebietes, sowie die Chronologie der tektonischen Bewegungen und der damit verbundenen vulkanischen Vorgänge festgestellt. Im folgenden erachten wir für notwendig – z. T. auch für die Kontrolle – die geologischen Ergebnisse im Miozängebiet des Mecsek-Gebirges mit der paläogeographischen Entwicklung der benachbarten Gegenden und im grossen und ganzen sogar mit derjenigen des Karpatbeckens, sowie der umliegenden Miozänbecken, d. h. im allgemeinen mit der Entwicklung der Zentralen Paratethys in eine Parallele zu stellen.

In diesem Zusammenhang bietet die Erkenntnis einiger gemeinsamen und grundlegenden Züge eine gute Gelegenheit zur Systematisierung unserer neuen Kenntnisse bezüglich des vorliegenden Gebietes.

Unsere Arbeit wurde dadurch wesentlich erleichtert, dass in den letzten Jahren – statt der früheren, öfters unfruchtbar, doch sehr ausgedehnten Diskussionen – zahlreiche, wertvolle zusammenfassende Werke von hohem Wert über dieses Thema erschienen, was besonders der stimulierenden Wirkung der verschiedenen Sitzungen des Komitees für das Neogen des Internationalen Geologenkongresses und der Karpat-Balkanischen Assoziation zu verdanken ist. Ausser den Synthesen der einzelnen Hauptfaziesgebiete (BUDAY – CICHA – CTYROKY – FEJFAR 1962, JANOSCHEK 1959, KOLLMANN 1959, KOWALEWSKI

1958, KRACH–KUCINSKI 1959, L. NAGY 1958, A. PAPP 1958, STEVANOVIĆ 1959, SENEŠ 1961, VADÁSZ 1960, VANCEA 1960, WINKLER-HERMADEN 1939) wurden auch solche Arbeiten verfasst, welche die grösseren Zusammenhänge dieser Frage auseinandersetzen (SENEŠ 1962, BUDAY 1961).

Unsere Arbeit wurde jedoch dadurch erschwert, dass die erwähnten Werke – wahrscheinlich infolge Mangels an Angaben, oder wegen bestehender Widersprüche der vorliegenden Angaben – die Probleme des Miozäns in SW-Ungarn und in den jugoslawischen Gebieten entweder offen liessen, oder gar nicht anrührten, dessen ungeachtet, dass diese Gebiete für die Klärung der Beziehungen zwischen der Paratethys und der Tethys von allergrösster Wichtigkeit sind.

Die untersuchten Gebiete sind: Drau–Sau-Senke, Steirisches Becken, Wiener Becken, Westkarpaten, nördlicher, östlicher und südlicher Vorraum der Karpaten, Siebenbürgisches Becken und z. T. (vorläufig und provisorisch) das Ungarische Becken.

Das Wesen unserer Untersuchungsmethode besteht darin, dass wir, ohne Vollständigkeitsbestrebung die in verschiedenen Gebieten gleichermassen deutlich erkennbaren Sedimentationszyklen abgrenzen, wobei die Altersgrenzen nicht gezogen, keine ausführliche faunistische Analyse durchgeführt und sogar die Feststellungen über die geologischen Altersgrenzen meistens ausser acht gelassen werden. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse, des Faunenbildes, der Tektonik, des Vulkanismus und z. T. des Alters der Fauna wurde die Aufeinanderfolge der Schichtenkomplexe (Zyklen) unter ständiger Berücksichtigung der Beziehungen zwischen den Rand- und den Beckenfazies (siehe Abb. 1. im ungarischen Text) festgestellt.

Es war für uns ein grosser Vorteil, dass wir die Gelegenheit hatten in einem Teil dieser Gebiete auch persönliche Erfahrungen zu machen.

All diese Umstände ermöglichten uns im Mittel- und teilweise im Obermiozän folgende Schichtenkomplexe abzusondern:

I. Sedimentationszyklus

In der Anfangsphase des Sedimentationszyklus lagerten sich mächtige, kontinentale grobklastische z. T. fluviatile Sedimente mit entsprechender Fauna ab, welche an den Rändern den Charakter eines Bergfuss-Schuttkegels trugen. Das Sedimentmaterial wurde teils von den nahe gelegenen, teils von den ferneren Abschnitten des Grundgebirges geliefert. Zu den Ablagerungen dieser Phase gehören die grobklastischen kontinentalen Schichten des Mecsek-Gebirges, des Fruska-Gora-Gebirges, des Zagreb-Gebirges, der S- und O-Slowakei, N-Ungarns, des Bakony-Gebirges, die terrestrischen Sedimente aus der Umgebung von Sopron, die Sinnersdorfer, Krumbacher Schichten und die unteren Eibiswalder Schichten im Steirischen Becken, die Dobrotower, Balicker, Stebnicker Schichten in Polen und von den Becken der Südkarpaten beispielweise die grobklastischen terrestrischen Schichten des Hațeg-Beckens. Die mit der terrestrischen Sedimentation in engerem Sinne gleichzeitige vulkanische Tätigkeit hat *Rhyolithtuffe* geliefert, deren im allgemeinen aufs Festland gefallene Vertreter überall anzutreffen sind („untere Rhyolithtuffe" in

Ungarn). Ein damit gleichzeitiger Lavaerguss zeigt sich im S-Vorraum des Fruska-Gora-Gebirges und im N-Vorraum des Mecsek-Gebirges usw. Das Aufhören der anfänglich intensiveren Beckenabsenkung oder ihre Erlahmung führte mit einer Sedimentationskontinuität zur Bildung einer limnischen, feinkörnigeren Schichtenfolge und eines sie häufig unterbrechenden fluviatilen, grobkörnigeren Sedimentkomplexes. Die limnische Folge schliesst oft *Braunkohlenflöze* in sich. Sie enthält eine Süsswasserfauna vom palustrischen Charakter. Dieser Komplex lagert stellenweise unmittelbar auf dem Grundgebirge. Das wird von uns mit Ausbreiten durch Verlandung erklärt. Auf denselben Mechanismus ist es zurückzuführen, dass das früher aufs Festland gefallene Rhyolithtuffmaterial in diesem Komplex in umgehäufter, oft bentonitartig zersetzter Form wieder auftritt. Vertreter der braunkohlenführenden Fazies des Komplexes sind Brennberg, Vrdnik in Jugoslawien, die mittleren Eibiswalder Schichten der Steiermark, Modrý Kamen in der S-Slowakei, das Polnische Mittelgebirge, N-Ungarn, Szentgál (eventuell Várpalota – Bántapuszta), wo die Braunkohle auch heute abgebaut wird und das Mecsek-Gebirge (Bakóca, Mecseknádasd), wo sie ehemals gewonnen wurde.

II. Sedimentationszyklus

Der Zyklus lässt sich in drei Glieder Teilen: Er beginnt mit brackischen Schichten der Anfangstransgression und dann folgen immer ausgeprägter marine, feinerkörnige, äusserst faziesreiche Sedimente und endlich wird der Zyklus durch eine Regression abgeschlossen.

1. Bildungen der Anfangstransgression

Congerienführende Sande, Kalksteine (Jugoslawien, Mecsek-Gebirge, Bakony-Gebirge, Umgebung von Sopron). *Fischschuppenführende, feingeschichtete Tone und Tonmergel* mit Radiolarien- und Diatomenführenden Einlagerungen (Mecsek-Gebirge, Bakony-Gebirge, „Hangendtone" in der S-Slowakei, „Kanavász" in N-Ungarn, ein Teil der „Mezőséger Schichten" in Siebenbürgen, „Termitenmergel" im Maros-Becken). *Lebenspuren-Schichten* (Siebenbürgen, Salgótarján), *Oncophorenschichten* (Podolien, Westkarpaten, N-Ungarn). Fossilleere, oder eine brackische Fauna enthaltende, aber immer einen Abrasionscharakter besitzende *Konglomerate, Schotter und schottrige Sande* (Steirisches Becken: unterer Teil des Arnfels-Konglomerates, Wiener Becken: unterer Teil des Aderklaa-Konglomerates, unterer Teil des „Schlierbasisschuttes", Westkarpaten: unterer Teil des „manganführenden Sandkomplexes", Siebenbürgisches Becken: unterer Teil der „Kóróder Schichten", Mecsek-Gebirge: Basis des „Budafaer Komplexes", Sopron-Gebirge: Hangendes der „Brennberger Schichten", Bakony-Gebirge: Schotter und Konglomerat mit Holzstämmen).

Die zu dieser Gruppe gehörigen Sedimente lagern transgressiv, mit Abrasionsdiskordanz, auf dem Grundgebirge. In jenen Becken, wo auch die Ablagerungen des vorangehenden Zyklus anzutreffen sind, kann eine penakkordante Lagerung beobachtet werden, die mit einer rhythmisch stärker werdenden marinen Sedimentation verbunden ist.

2. Ablagerungen der sich verstärkernden Transgression und der endgültigen Meeresüberflutung

Am Anfang grobklastische, allmählich feinkörniger werdende, marine Ablagerungen mit sehr reicher mariner Makro- und Mikrofauna. In *Küstensaum-Fazies* sind folgende Sedimente ausgebildet: der fossilführende Konglomerat- und Schotterkomplex N-Jugoslawiens, der obere Teil des Arnfels-Konglomerates und die Leutsacherer Sande im Steirischen Becken, der obere Teil der Aderklaa-Konglomerate im Wiener Becken, der obere Teil der „manganführenden Sande" in den Westkarpaten, die Konglomerate der Andrychow – Debowiec-Gegend im N-Vorraum der Karpaten, die Konglomerate von Plesu, Brebu und Pietrica und die sandigen Abschnitte des „grünen Miozäns" im Vorraum der Ostkarpaten, die Bahnaer Konglomerate in den inneren Becken der Südkarpaten, manche Teile des Kóróder Konglomerates und der Hidalmáser Schichten im Siebenbürgischen Becken, die Konglomerate und Sandsteine von „Budafa" im Mecsek-Gebirge, die „chlamysführenden Sandsteine" in N-Ungarn, die Konglomerate in der Umbegung von Budapest. Ihre Fauna besteht aus typischen littoralen, dickschaligen Formen.

Die *Beckenfazies* wird durch einen mächtigen Schichtenkomplex von feinsandigen – glimmerigen Tonen, Tonmergeln und Mergeln mit Sandstein- und sandigen Kalksteineinlagerungen vertreten. Er führt eine reiche neritische (in den Einlagerungen stellenweise sublittorale) Makro- und Mikrofauna. Zu dieser Kategorie gehören die „Schlier"-Schichtenkomplexe des Fruska-Gora-Gebirges, des Zagreb-Gebirges und der Umgebung von Tuzla in der Drau – Sau-Senke, die Visnjicaer Tone in der Umgebung von Belgrad, der „steirische Hauptschlier", der „tiefere Schlier" und die „marinen Mergel und Sandsteine" im Steirischen Becken, der Ottnanger Schlier, der Robulus-Schlier, die Badener Tone im Wiener Becken, der südslowakische – nordungarische „Schlier", der „Karpatien-Schlier", die Opol- und die Swiety Krzyż-Serie im N-Vorraum der Karpaten, die schlierartige Schicht des „grauen Miozäns" im O- und S-Vorraum der Karpaten, der obere Teil der Mezőséger Schichten im Siebenbürgischen Becken, der Schlier des Mecsek-Gebirges, die Schlierbildungen des unteren Abschnittes der Szabó-Grube bei Várpalota im Bakony-Gebirge, der Badener Ton in der Umgebung von Sopron, die Schliere in der Umgebung von Budapest usw.

Auch die in der Literatur beschriebenen, zahlreichen klassischen Fundorte mit einer sehr reichen Fauna befinden sich in diesem Abschnitt des Zyklus, obwohl ihre Lagerungsverhältnisse meistens unbekannt sind (Belpberg, Imihubel, Ottnang, Grund, Baden, Vöslau, Gainfarn, St. Florian, Bujtur, Lapugy, Kostej, Nógrádszakál, die Einlagerungen im unteren Abschnitt des Profils bei Hird im Mecsek-Gebirge).

3. Regressionskomplex

Als abschliessendes Glied des II. Sedimentationszyklus kann jene Schichtengruppe angesehen werden, welche mit einer Sedimentationskontinuität im Hangenden des Schlierkomplexes, bzw. seiner heteropischen Fazies lagert und im Gegensatz zu den vorangehenden pelagischen Fazies in allen behandelten Gebieten einen Regressionscharakter trägt. Ihre Sedimente werden durch sehr mannigfaltige Lithofazies vertreten. *Fluviatile Sande und Schotter:*

der Kreuzberg-Schotter im Steirischen Becken, die Sande von Bogucice im N-Vorraum der Karpaten, der sandige Schotterkomplex im Mecsek-Gebirge, die fluviatilen Schotter in der Umgebung von Budapest, die gespalteten Schotter von Salgótarján, die Schotter in Nógrád. *Limnische, Braunkohlen- und Diatomen-führende Ablagerungen:* die Braunkohlespuren von Tauchen und Köflach im Steirischen Becken, die von Oberösterreich im Wiener Becken, die von Pécsszabolcs im Mecsek-Gebirge, die Braunkohlenflöze von Várpalota (S-Beckenteil) im Bakony-Gebirge, die Süsswasserdiatomenschichten in der Umgebung von Budapest, der Süsswasserkalk von Litke in Nógrád. *Chemische Sedimente:* in der Drau—Sau-Senke: Tuzla; in den Westkarpaten: O-Slowakei; im N-Vorraum der Karpaten: Wieliczka, Kalusz; Vorraum der O- und W-Karpaten; das Maros-Becken in den Südkarpaten; das Siebenbürgische Bekken; im Mecsek-Gebirge: Komló (gipsführende Tone). Dass die chemischen Sedimente zu einem und demselben Horizont gehören, ist für einige Gebiete von KRACH—KUCINSKI (1959), L. NAGY (1948), für das Karpat-Becken von SZENTES (1946) festgestellt worden.

Der Schichtenkomplex ist im allgemeinen nicht mächtig und, wo die Regression grössere Ausmasse gehabt hat (Randgebiete), kann er sogar fehlen. Manche Verfasser sind der Meinung — deren Richtigkeit heute noch wenig begründet ist — dass einige von jenen Schichtgliedern (Oncophorenschichten, fischschuppenführender Tonmergel usw.), welche die Transgression eingeleitet haben, in diesem Komplex wieder auftreten. Diesbezügliche, vereinzelte Angaben findet man in den Arbeiten von JANOSCHEK (1959) und SENEŠ (1961). Die Makro- und Mikrofauna des Regressionkomplexes weist einen von unten nach oben stufenweise verarmenden, aussüssenden Charakter auf. Hie und da erscheinen wieder dickschalige Formen, die Anklänge an ein littorales Milieu zeigen (A. PAPP 1958, SENEŠ 1962).

Obwohl die erwähnten Verfasser und ausser ihnen auch KOLLMANN (1959), KRACH—KUCINSKI (1959), L. NAGY (1958), BUDAY (1961), A. PAPP (1958), JANOSCHEK (1959) und in Ungarn BÁLDI (1958), PARÁK (1955) und HÁMOR (1963) wertvolle Teilangaben mit bestimmter Aussagekraft über die Regression liefern, unterstreichen sie das allgemeine Auftreten der Erscheinung nicht, so dass in der Literatur über das Gebiet der zentralen Paratethys der Begriff einer den II. Zyklus abschliessenden, allgemeinen Regression nicht figuriert. Die Bedeutung dieser Frage wird dadurch erhöht, dass sie zur Lösung des Problems der allgemeinen Neogenforschung, und zwar zur Ziehung der stratigraphischen Grenzen und auch zur Perspektive der Erkundung von nutzbaren Bodenschätzen wesentlich beiträgt.

In den Sedimenten der Transgressionsphase des II. Zyklus lagern Andesit—Dazitlaven, Dazittufe und -Tuffite, welche die Produkte einer neuen vulkanischen Tätigkeit darstellen. Die Literatur erwähnt Tuffauswürfe aus mehreren Horizonten. Das ist jedoch darauf zurückzuführen, dass die Produkte von zwar gleichzeitig, aber in verschiedenen Faziesgebieten stattgefundenen vulkanischen Tätigkeiten sowohl in den littoralen, wie auch in den Beckenablagerungen desselben Komplexes angetroffen werden können. Die Spuren des Vulkanismus können in sämtlichen untersuchten Gebietteilen nachgewiesen werden; ein Beweis dafür, dass die Transgressionsablagerungen des II. Sedimentationszyklus eine heteropische Fazies darstellen.

In den zu diesem Zyklus gehörigen Schichtenkomplexen treten die heteropischen Fazies häufig auf; diese Tatsache wird ausser den in ihren Einzelheiten untersuchten Mecseker Vorkommen (HÁMOR 1961) auch von den Forschern anderer Faziesgebiete hervorgehoben. CEHOVIC–HANO (1954) halten die Oncophorenschichten, die manganführenden Sande und den Schlier für synchronische Bildungen. Nach der Meinung von A. PAPP (1958) seien „die Bildungen um den Grunder Horizont", der Badener Ton und die „Oncophorenschichten" Äquivalente des Ottnanger und Robulus-Schlieres. Bezüglich Nordungarns hat BARTKÓ (1962) nachgewiesen, dass der Tuffhorizont sowohl im chlamysführenden Sandstein, wie auch im Schlier vorhanden ist, während SZENTIRMAI (1962) den chlamysführenden Sandstein für eine dem Schlier entsprechende Küstenfazies hält. BUDAY (1961) sieht in den schnellen Fazieswechseln (Faziesveränderungen) eine Merkwürdigkeit der postorogenen Perioden.

III. Sedimentationszyklus

Die grossangelegte neue Transgression, die der Hebung nachfolgte, lieferte littorale, grobklastische Abrasionskonglomerate, sandige, schottrige, riffogene Kalke, Kalksande und -Sandsteine. Die am weitesten verbreitete Fazies dieser Transgression ist der sog. Leithakalk. Er lagert oft transgressiv auf dem Grundgebirge, oder überlagert mit einer Erosionsdiskordanz die älteren Miozänbildungen (WINKLER-HERMADEN 1957, PAUCA *in* L. NAGY 1958, HÁMOR 1963).

In der Mitte der Becken war die Hebung in manchen Gegenden nicht vollständig, aber die Diskordanz lässt sich auch in diesen Fällen nachweisen (z. B. zwischen der Lageniden- und der Spiroplectamminen-Zone im tschechoslowakischen Teil des Wiener Beckens). Die Fauna dieses Zyklus besteht aus littoralen oder sublittoralen Formen, wobei in der Riffazies die Lithothamnien massenhaft auftreten.

Seine Bildungen kommen in allen untersuchten Faziesgebieten vor. (Sie werden im Steirischen Becken durch die „Nulliporenkalke", im N-Vorraum der Karpaten durch die „Grabow-Serie", in der Drau–Sau-Senke durch die „Tasmajdan-Serie", in anderen Gebieten durch die „Leithakalke" vertreten.) Im weiteren Laufe des Zyklus tritt zunächst eine Oszillation – die stellenweise zur Braunkohlenbildung führt – ein (im Steirischen Becken bei Graz: Rein; im Mecsek-Gebirge: Braunkohlenbildungen von Hidas; im W-Teil des Östlichen Mecsek: fluviatiler Bunttonkomplex; in der O-Slowakei: bunte Tone, eventuell lokale Salzbildung), und dann wird die vollkommene Transgression durch eine mächtige pelitische Sedimentfolge markiert (im Mecsek-Gebirge: Turritellen–Corbulen-führende Tonmergel; im W-Teil der zentralen Paratethys: Tonmergel der Bolivinen–Buliminen–Rotalien-Zone, in ihrem O-Teil: spirialisführende Mergel). Wo die Sedimente der vorangehenden Oszillation vorhanden sind (Hidas, Steirisches Becken), kann in ihrem Hangenden in einem beschränkten Raum auch die littorale Fazies der in Frage stehenden Sedimentfolge beobachtet werden (der sog. Leithakalk). Die Makrofauna ist ärmlich, während die Mikrofauna sehr reich ist, was sich aus dem pelagischen Charakter der Sedimente ergibt.

Die das Ende des III. Zyklus markierende, allmählich eintretende Regression ist in den sarmatischen (Buglower) Ablagerungen zu beobachten. Obwohl das Sarmat im allgemeinen einen Regressionscharakter besitzt, können zu Beginn der sarmatischen Sedimentation auch lokale Transgressionen beobachtet werden.

KRUSTENBEWEGUNGEN, VULKANISMUS

Die Anschauungen über den Verlauf der tektonischen Bewegungen in Ungarn, sowie über die Beziehungen zwischen den tektonischen Bewegungen und dem Vulkanismus wurden in jüngster Zeit von E. VADÁSZ (1954) zusammengefasst. BUDAY legte in grossen Zügen (1961) die strukturbildenden und vulkanischen Vorgänge der mittleren Paratethys auf Grund der Untersuchung der Neogen-Gebiete der Westkarpaten dar, obwohl er die Möglichkeit der gleichzeitigen Gebirgs- und Beckenbildung in Frage stellte. Ein in mehreren Zügen analoges Bild wurde über dieselbe Frage von L. NAGY (1958, nach MACOVEI), WINKLER-HERMADEN (1957), SENEŠ (1961), KOLLMANN (1959) und KRACH – KUCINSKI (1959) geschildert. Manche Verfasser, wie z. B. L. NAGY (1958), JANOSCHEK (1959), KOLLMANN (1959), HÁMOR (1963) und PARACHONIAK (1962) heben besonders die Bedeutung der neogenen vulkanischen Vorgänge für die stratigraphische Gliederung hervor.

Auf Grund der Zerlegung in die oben beschriebenen Zyklen halten wir die Existenz folgender orogenen Phasen im Raume der zentralen Paratethys für beweisbar:

1. Die *savische* Phase, die den I. Sedimentationszyklus eingeleitet hat: Produkte des postorogenen Vulkanismus (Rhyodazit, Lava vom Oligoklas-Typus, Rhyolithtuff).

2. Die *altsteirische* Phase, die den II. Sedimentationszyklus eingeleitet hat: postorogener Vulkanismus (Ergüsse von Andesit- und Dazitlaven, Dazittuff).

3. Die *jungsteirische* Phase, die den III. Sedimentationszyklus eingeleitet hat: die vulkanische Tätigkeit ist untergeordnet.

Für die Unterstützung dieser Gliederung legen wir das Schema der geotektonischen Entwicklung Südlichen Transdanubiens und der Drau – Sau-Senke vor.

PALÄOGEOGRAPHISCHE VERHÄLTNISSE

I. Sedimentationszyklus

Die savische Orogenphase führt zur Faltung des Alpen – Karpaten-Zuges. Gleichzeitig hebt sich der Zwischenraum des Karpat-Beckens, das Gebiet der Drau – Sau-Senke. Es beginnt die Anhäufung des grobklastischen Materiales, das die zwischen den erhobenen Gebirgsteilen befindlichen Tröge ausfüllt (Fruska-Gora, S-Vorraum des Zagreb-Gebirges, N-Vorraum des Mecsek, N- und O-Vorraum der Alpen, W-Vorraum des Bakony-Gebirges, N-Vorraum der Karpaten, sowie S-Slowakei usw.).

Längs der tiefreichenden tektonischen Linien, die sich infolge der Verringerung des gebirgsbildenden Druckes aufschliessen, ergiessen sich sauere vul-

kanische Laven auf die Oberfläche und setzt sich der Auswurf von Rhyolithtuffen ein. Die Erlahmung der orogenen Bewegungen führt später zur Verfeinerung der Korngrösse des klastischen Materiales und zur Verlangsamung des Abtragungsvorganges. Es entstehen günstige Bedingungen zur Braunkohlenbildung zunächst in den Waldmooren, und dann in den Flachmooren.

II. Sedimentationszyklus

Die altsteirische Bewegungsphase äussert sich in weiterer intensiver Faltung des alpin-karpatischen Gebirgssystems in weiterer Senkung der bereits vorliegenden Becken und in Einsturz neuer Becken (Wiener Becken, Vortiefen der Ost- und Südkarpaten, Siebenbürgisches Becken, Umgebung von Budapest, S-Vorraum des Mecsek, N-Vorraum der Fruska-Gora usw.)

Zwischen der Tethys und der Paratethys kommt eine Verbindung zustande. Die infolgedessen eintretende Transgression führt zur Überflutung neuer Gegenden und häuft stellenweise die Ablagerungen des älteren Zyklus vollkommen um (Spuren in der Küstenabrasion können überall angetroffen werden). Die mit der Beckenabsenkung Schritthaltende Auffüllung bringt äusserst faziesreiche Sedimentfolgen zustande, in denen von den brackischen Sedimenten der küstennahen Senken bis zum pelagischen Schlier alle Lithofazies vertreten sind. Die rhythmische Sedimentbildung wird durch Ingressionseinlagerungen mit einer reichen Fauna bestätigt.

Die postorogene vulkanische Tätigkeit liefert andesitische und dazitische Laven und weit verbreitete Dazittufe.

Die von der Entfernung von der Tethys abhängige zonale Anordnung der Biofazies im Steirischen Becken wird auch von KOLLMANN (1959) erwähnt. Unserer Meinung nach kann diese Erscheinung im ganzen Raum der zentralen Paratethys nachgewiesen werden. In den am Anfang der Transgression abgelagerten Brackwasser-Bildungen herrschen hauptsächlich *Oncophoren*, *Siliquen*, *Cardien* und im allgemeinen die borealen Elemente vor, wobei in untergeordneter Menge auch *Congerien* auftreten. Weiter nach S, kommen die Formen *Congeria böckhi* und *Brotia escheri* in grosser Individuen-, aber in kleiner Artenzahl zum Vorschein, und die *Oncophoren* verschwinden.

In den der Tethys meist nahe gelegenen S-Gebietteilen nimmt die Artenzahl der *Congerien* und der *Brotien* stark zu. Dementsprechend sehen wir in diesen congerienführenden Bildungen das in der Tethys vorhandene Äquivalent der von BUDAY – CICHA – CTYROKY – FEJFAR (1962) vermissenen Oncophorenschichten.

Dieselbe Erscheinung kann auch in der Makrofauna der Schlierablagerungen nachgewiesen werden: je näher gelangen wir zur Tethys, umso stärker herrschen die charakteristischen mediterranen Arten vor.

Als erstes Zeichen der nächstfolgenden orogenen Phase (der Unterbrechung des Becken-Absinkens zufolge) können am Ende des II. Sedimentationszyklus der allgemeine Rückzug des Meeres und die Verlandung des Beckens angesehen werden. Das beste Beispiel dafür ist im Siebenbürgischen Becken zu finden, wo die chemisch ausgeschiedenen Sedimente der Regression, sich auf immer engeren Raum beschränkend, sich bis zum Beckeninneren zurück-

gezogen haben. Derselbe Vorgang lässt sich auch in dem miozänen Becken der Südkarpaten nachweisen (hier fand chemische Sedimentation lediglich im Maros-Becken statt, das dem Siebenbürgischen Becken meist nahe lag).

Wo die paläogeographischen Verhältnisse zur Salz- und Gipsbildung ungeeignet waren, lagerten sich fluviatile, stellenweise palustrische braunkohlenführende Sedimente von kleiner Mächtigkeit ab. An den Beckenrändern mögen die Ablagerungen der vorangehenden Transgression sogar völlig trokkengelegt worden sein und wurden der Wirkung der Oberflächendenudation, der Verwitterung ausgesetzt.

III. Sedimentationszyklus

Infolge der jungsteirischen Phase des sich auflebenden Orogens gestalten sich die Hauptzüge der gegenwärtigen Orographie aus. Im alpinen-karpatischen Raum vollziehen sich intensive strukturelle Umwandlungen: Überschiebungen, Schuppungen. In den Zwischengebirgsgegenden stürzen neue Becken ein (Kleine Tiefebene, Grosse Tiefebene), die sich samt dem Siebenbürgischen und dem Wiener Becken an der bis zum Pliozän andauernden Senkung beteiligen.

Die eingetretene Transgression, die in ihrer Ausdehnung sogar die ihr vorangegangene Transgression übertraf, lieferte Sedimente, sowie Makro- und Mikrofauna, deren Charakter jenem der Tethys am meisten entsprach. Ihre kennzeichnende Bildung ist der *Leithakalk*, der sich in seichtem, warmem Wasser eines Inselmeeres abgelagert hat und stellenweise einen Riffcharakter trägt.

Die nach bestimmten Oszillationen am Küstenrand (limnische-paralische Braunkohlenbildung, chemische Sedimentation vom östlichem Charakter) eingetretene weitere Senkung des Beckens deuten seichtmarine, pelagische, pelitische Ablagerungen an. Im Gegensatz zur reichen Mikrofauna wird die Makrofauna in den Hintergrund gedrängt. Nebst der engen Verbindung mit der Tethys werden die Beziehungen auch mit dem Östlichen, Aral – Kaspischen Becken immer stärker. Auch die zu dieser Zeit beginnende endgültige Regression der Paratethys vollzieht sich in dieser Richtung.

ALTER DER SEDIMENTATIONSZYKLEN

Die schwierigste Frage der Neogenforschung – obwohl ihre Bedeutung ein wenig übertrieben wird – ist die stratigraphische Gliederung, die sich von einem Faziesgebiet zum anderen und von einem Verfasser zum anderen sowohl in Raum, wie auch in Zeit ständig ändert.

An Hand der verschiedenen Ansichten und der neuen Angaben über die Beurteilung der in der letzten Zeit in Frage gestellten Aquitan- und Burdigal-Stufe (CICHA – TEJKAL – SENEŠ 1959, BUDAY – CICHA – CTYROKY – FEJFAR 1962, SURARU *in* L. NAGY 1958, KOLLMANN 1959) sollten die Gerechtigkeit der Benützung dieser Stufen durch weitere Unterlagen bestätigt werden.

Das von C. MAYER (1857 – 1858) und später von RUTSCH (1958) aufgestellte Typusprofil des Helvet (wegen der unbefriedigend geklärten Lagerungsverhältnisse) und die jüngstens von CICHA – TEJKAL – SENEŠ vorgeschlagene „Karpatien-Stufe" (die nur einen Teil des Zyklus und des Territoriums der zentralen

Paratethys umfasst) schliessen den Grossteil der stratigraphischen Probleme in befriedigender Weise nicht ab. M. ILIE (*in* L. NAGY 1958) bezweifelt die Daseinsberichtigung der Helvet-Stufe.

Das Typusprofil des Torton umfasst nur die Ablagerungen der gegenwärtig für das Obertorton gehaltenen Rotalien – Buliminen – Bolivinen-Zone. Die Lösung des Problems wird auch durch die Auseinandersetzungen über die Fragen der „Bildungen des Grunder Horizontes" und des „Schliers" (SCHAFFER 1927, PETRASCHEK 1927, WINKLER 1927) erschwert.

Die praktische Arbeit erfolgt zur Zeit in den einzelnen Teilgebieten mit Hilfe von Arbeitshypothesen im Steirischen Becken auf Grund einiger Foraminiferen (KOLLMANN 1959), im Siebenbürgischen Becken auf Grund des Tuff-Horizontes von Dej (L. NAGY 1958, VANCEA 1960).

Die Notwendigkeit der Aufstellung für den ganzen Raum der zentralen Paratethys gültiger neuer Stratotypen betonend, erachten wir vorübergehend folgende Arbeitshypothese für die Grundlage unserer weiteren Arbeit:

Alter des I. Sedimentationszyklus: Unterhelvet (terrestrischer und limnischer Komplex).

Alter des II. Sedimentationszyklus: Oberhelvet (Schlier und seine heteropischen Fazies).

Alter des III. Sedimentationszyklus: Torton. Mit Unterscheidung des Untertorton (Leithakomplex und Oszillationsbildungen) und des Obertorton (Rotalien – Bolivinen – Buliminen-führende Ablagerungen und ihre Fazies).

* * *

Zusammenfassend kann es festgestellt werden, dass die im Mecsek-Gebirge erkannten Vorgänge der miozänen Entwicklungsgeschichte sich in die Entwicklungsgeschichte der Zentralen Paratethys gut einfügen lassen, und in einigen Fragen unsere diesbezüglichen Kenntnisse sogar weiterentwikkeln können.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СВЯЗИ МИОЦЕНА ГОР МЕЧЕК (ЮГОЗАПАДНАЯ ВЕНГРИЯ)

Г. ХАМОР

Автором сопоставляются познанные в прошлые годы процессы среднемиоценовой истории геологического развития гор Мечек (ХАМОР 1963) с историей развития центральной области Паратетиса в среднемиоценовое время. При этом им применяется литологический подход с учетом тектонических движений и хронологической последовательности вулканизма.

Выделяется три цикла осадконакопления: I. Террестрическая, лимническая толща. II. Солоноватоводные отложения, ознаменующие начало трансгрессии, базальные конгломераты, отложения шлирового характера и толща, завершающая осадконакопительный цикл (местами с осадками химического происхождения). III. Цикл, начинающийся трансгрессией

«Лайта», кульминирующий в пелитовой толще с агглютинированными фораминиферами и обнаруживающий постепенную регрессию вплоть до плиоцена. Циклы обнаруживают тесную связь с савинской, древнештирийской и юноштирийской орогеническими фазами.

Возраст циклов считается нижнегельветстким, верхнегельветским и тортонским. При этом автор подчеркивает необходимость выделения новых стратотипов, действительных для всей центральной области Паратетиса. Данная рабочая гипотеза позволяет выполнять фаунистический анализ выделенных циклов.

Дальнейшие выводы: *1.* Стратиграфический аналог онкофоровых слоев представлен на южных участках, по мнению автора, отложениями с Congeria и Brotia. *2.* Завершающая регрессионная толща верхнегельветского цикла может быть выявлена во всех изолированных бассейнах. *3.* Нижние слои циклов II и III залегают с абразионным несогласием на подстилающие их отложения. *4.* Посторогенический вулканизм савинской и древнештирийской фаз обнаруживается всюду.

ADATOK A PÉCSSZABOLCSI KÖZÉPSŐ-MIOCÉN FAUNA ISMERETÉHEZ

Írta: BOHNNÉ HAVAS MARGIT

A Pécsszabolcson és környékén feltárásokból ismert középső-miocén agyagos, homokos kifejlődésű tengeri üledékek faunájáról a szakirodalomban csupán néhány részletadatot találunk. Először BÖCKH J. 1876-ban megjelent tanulmányában közöl az innen előkerült néhány *Mollusca*-fajról faunalistát. Később STRAUSZ L. 1927-ben, lényegileg a BÖCKH által leírt fauna alapján, következtetéseket von le a rétegsor keletkezési mélységét illetően. VADÁSZ E. (1935) A Mecsekhegység c. monográfiájában foglalkozik a faunával, illetve a faunát tartalmazó rétegek általános földtani leírásával, valamint rétegtani helyzetével. A folyamatban levő újabb kutatásokról HÁMOR G. (1961) adott rövid összefoglalást.

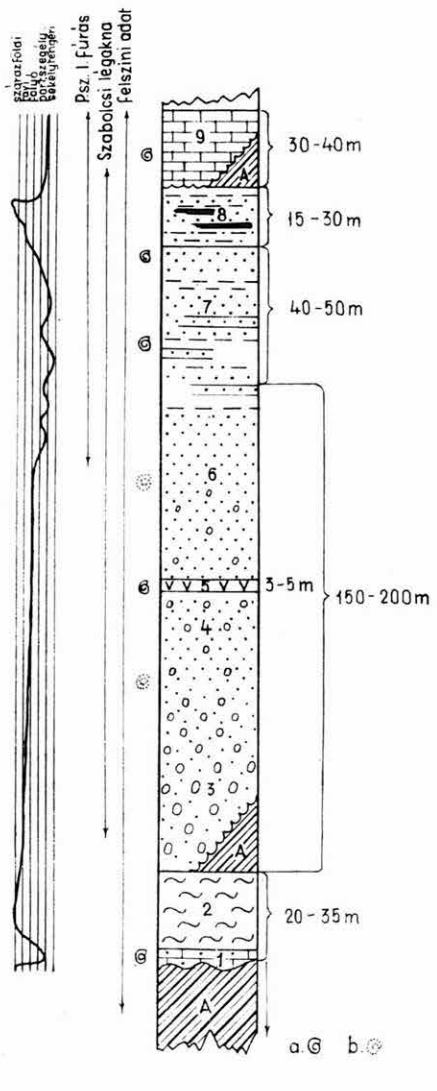
Az eddig megjelent irodalmi adatok olyan vizsgálatok eredményein alapulnak, melyek néhány rossz felszíni feltárás ősmaradvány-anyagára szorítkoztak. Ezért természetes, hogy a faunának mindössze kis töredékét közli a legrészletesebbnek látszó feldolgozás is. *A pécsszabolcsi légakna* mélyítésekor a teljes rétegsort harántolták és így igen gazdag, jómegtartású fauna került felszínre. Ennek a túlnyomórészt *Mollusca*-fajokból álló faunának gazdagsága és rétegtani jelentősége indokolja a részletes vizsgálatot.

A feldolgozásra került anyag egy részét felszíni feltárásokból és a pécsszabolcsi I. sz. fúrásból gyűjtöttem. A fauna nagy része az említett akna mélyítésekor került felszínre, de a gyűjtés nem rétegenként történt. A preparált anyagot SZABÓ P. Z. és PETŐCZ GY. bocsátotta rendelkezésemre.

A környező terület legnagyobb részét borító, *helvéti* emeletbe tartozó, durvatörmelékes üledékösszlet adja a légakna, ill. a pécsszabolcsi I. sz. fúrás bázisát (1. ábra). A rétegsor mélyebb szintjét a 40–50 cm-t elérő görgetegektől a középszemű homokig terjedő, osztályozatlan törmeléket magábafoglaló laza homokos kavics alkotja. Ezekből a rétegekből semmiféle ősmaradvány, ill. életnyom sem került elő.

Erre az összletre meszes – agyagos kötőanyagú konglomerátum és homokkő váltakozó rétegei következnek, közbetelepült bentonitos dácittufával. A felsőbb szintekben jelentkező homokkőpadokban már ritka és rosszmegtartású tengeri faunaelemek (*Mollusca*) is kimutathatók.

Az e felett települő rétegsorban a durvább törmelékes anyag egyre jobban kimarad és a rétegsort teljes egészében homokos, alárendeltebben agyagos üledékek alkotják.



Ez a rétegösszlet három részre különíthető el. Alul – mintegy 80 m vastagságban – sötétszürke, csillámos homok található. Faunája igen szegényes; meghatározhatatlan héjtörmelékek és néhány rosszmegtartású Foraminifera került eddig elő belőle. Felette világosszürke, finomhomokos, helyenként agyagos rétegsor következik. A gazdag fauna legnagyobb részét ezek a rétegek szolgáltatták. Erre következik az a rétegcsoport, melyben a légakna indult: csökkentsósvízi, kőszenes, agyagos összlet; néhány, csökkentsósvízhez alkalmazkodott *Mollusca*-fajjal.

1. ábra. A pécsszabolcsi terület miocén összletének általános szelvénye HÁMOR G. (1961) szerint

Jelmagyarázat: A = mezozóos alaphegység. – Congeriás összlet: *1.* congeriás, meszes homokkő, homokos mészkő, *2.* halpikkelyes agyagmárga. – Budafai összlet: *3.* durva konglomerátum, *4.* kavicsos homok, homok, *5.* dácittufa, *6.* aprókavicsos homok, meszes homokkő. – Slír összlet: *7.* csillámos, kőzetliszтes homok, agyagos kőzetliszt-, agyag- márga- és márgás mészkőbetelepülésekkel. – Regressziós összlet: *8.* homok, kőzetliszтes homok és agyagos mésziszap, szenesedett növényi maradványokkal, barnakőszénzsinórokkal. – Lajtaösszlet: *9.* lithothamniumos, finomhomokos mészkő és márga. – a = makrofauna, b = szórványos makrofauna

Abb. 1. Allgemeines Profil des miozänen Schichtenkomplexes im Raume von Pécsszabolcs nach G. HÁMOR (1961)

Zeichenerklärung: A = mesozoisches Grundgebirge. – Congerienkomplex: *1.* congerienführender Kalksandstein und sandiger Kalkstein, *2.* Tonmergel mit Fischschuppen. – Budafaer Komplex: *3.* grobes Konglomerat, *4.* schottriger Sand, Sand, *5.* Dazittuff *6.* feinschottriger Sand, Kalksandstein. – Schlierkomplex: *7.* glimmeriger, schlammiger Sand, toniger Schlamm mit Zwischenlagerungen von Tonmergeln und Mergelkalken. – Regressionskomplex: *8.* Sand, schlammiger Sand und toniger Kalkschlamm mit verkohlten Pflanzenresten und Braunkohlenschnuren. – Leithakomplex: *9.* lithothamnienführender feinsandiger Kalkstein und Mergel. – a = Makrofauna, b = sporadische (vereinzelte) Makrofauna

A rétegsort a felszínen a lajtamészkő zárja le. Faunájának meghatározása és értékelése külön tanulmányt igényel.

A csillámos, homokos – agyagos rétegekből eddig 102 Mollusca fajt, ill. alfajt határoztam meg. A faunaképet természetesen még teljesebbé teheti a területen már tervbevett, a későbbiekben lemélyítendő fúrások ősmaradvány-anyaga. *A pécsszabolcsi középső-miocén faunaegyüttes kifejezetten tengeri* jellegű, uralkodó alakjai a *Gastropodák*, kisebb számban találhatók a *kagylók* és nagyon ritkák a *Scaphopodák*. A csigafaunában legfontosabb szerepe a *Conidae* családnak van, de nagy egyedszámban jelentkeznek a *Turritella*, *Cerithium*, *Nassa* és *Ancilla* nemzetségek is.

A fauna rétegtani szintekben való elhelyezkedését vizsgálva, megállapíthatjuk, hogy az alsóbb rétegek típusos tengeri faunát tartalmaznak, a felsőbb szintekben viszont nagyobb faj- és egyedszámmal jelentkeznek a csökkentsósvízhez viszonylag könnyen alkalmazkodó, euryhalin alakok. Ez a jelenség mind a makrofaunában, mind a mikrofaunában megmutatkozik.

A 102 közelebbről meghatározott faj és alfaj *biosztratigráfiai* jelentőségét a következőképpen értékeljük. A gazdag faunát tartalmazó csillámos, homokos – agyagos rétegek életrétegtani elemzésénél először is ki kell emelnünk azokat a fajokat, amelyek az értékelésnél fontosak és feltétlenül számításba veendők. A pécsszabolcsi puhatestű fauna fajainak ősföldrajzi elterjedését és fajöltőit az 1. sz. táblázatban közöljük. Az egyes adatok megállapításánál figyelembe vettük a klasszikus lelőhelyek rétegtani besorolásában történt változásokat.

A pécsszabolcsi puhatestű faunát a fajok tér- és időbeli elterjedése szempontjából 3, ill. 4 csoportba sorolhatjuk:

Az *első* csoportba a faunának mintegy 30%-át adó „kozmopolita" és perzisztens fajok tartoznak. Ezek általában a miocén elején lépnek fel; ettől kezdve valamennyi európai tengeri provinciában elterjedtek és a pliocénig éltek. Közülük 14 faj ma is él.

A *második* csoport képviselői a burdigalai emeletben léptek fel és a torton végéig éltek. Térbeli elterjedésük is kisebb, mint az előző csoporté. Többségük ugyanis nem lépi át a nyugati és keleti mediterrán provincia határait. Ide az összes faj 18%-a sorolható.

A *harmadik* csoportba a helvéti emelet elején jelentkező fajok tartoznak. Ezeknek a tér- és időbeli elterjedése a legkisebb. Túlnyomó részük nem éli túl a torton végét és kizárólag a mediterrán provinciából ismertek. A pécsszabolcsi fauna jelentős részét, 45%-át, ilyen fajok adják.

A *negyedik* csoport tulajdonképpen az előzőhöz tartozik s olyan alakok tartoznak ide, melyek a torton elején jelennek meg és az emelet végén kihalnak. A fauna 4 – 5%-át ilyen fajok alkotják. Végeredményben tehát biosztratigráfiai szempontból a harmadik, ill. negyedik csoportba tartozó fajok értékelhetők.

Tekintettel arra, hogy a legnagyobb mennyiségben olyan fajok szerepelnek a faunaegyüttesben, melyek a helvéti és torton emeletben egyaránt előfordulnak, felvetődik annak a lehetősége, hogy a rétegek, melyekből a fauna származik, a helvéti emeletbe tartoznának. Ez a pécsszabolcsi faunának a típusos helvéti „slír" faunaegyüttesekkel való azonosíthatóságát jelentené. Ez ellen szól azonban a közös fajok kis számán kívül a faunakép alakulása is. A slírből ugyanis általában hiányoznak a vastaghéjú alakok, a pécsszabolcsi fauna többségét ellenben ilyen fajok adják. Utóbbiak jelenléte alapján a pécsszabolcsi faunás rétegek keletkezési mélysége 40 – 50 m-re tehető, míg a slír keletkezési mélysége – közismerten – minden eddigi vizsgálat szerint ennél lényegesen nagyobbnak adódik. Az egyes faunaelemek őslénytani értékelésénél – figyelembe véve, hogy nagyrészük helvét – torton közös forma – említésre méltó az a tény is, hogy egyetlen, kizárólag a helvéti emeletből ismert fajt sem tartalmaz a fauna. Ugyanakkor viszont tíz olyan faj fordul elő, amely csak a torton (ill. alsó-torton) emeletre jellemző. A mikrofauna-

1. táblázat

A pécsszabolcsi puhatestű fajok fajöltői és ősföldrajzi elterjedésük

Fajnév	Egyedszám	Oligocén	A. miocén	Helvéti	Torton	F. miocén	Pliocén	Holocén	Boreális prov.	Atlantikus prov.	Ny. medit. prov.	K. medit. prov.
Nucula nucleus LINN.	9		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Arca diluvii LAM.	15	.....	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Glycymeris pilosa deshayesi MAY.	13		—	—	—				—	—	—	—
Modiolus hörnesi REUSS	1			—	—					—	—	—
Chlamys solarium LAM.	1			—	—						—	—
Anomia ephippium rugulosostriata BR.	3	.....	.....	—	—	—	—	—		—	—	—
Crassatella moravica M. HÖRN.	5			—	—						—	—
Cardita partschi GOLDF.	1			—	—						—	—
Cardita jouanetti BAST.	1			.....	—						—	—
Cardita scalaris SOW.	11			—	—	.....	—			—	—	—
Beguina striatellata SACCO	2			—	—						—	—
Phacoides columbella LAM.	20		—	—	—					—	—	—
Loripes dujardini DESH.	1		—	—	—						—	—
Codokia haidingeri M. HÖRN.	1		.....	—	—						—	—
Codokia leonina BAST.	13		—	—	—	—	—			—	—	—
Venus basteroti DESH.	6		—	—	—	—	—				.....	—
Lutraria oblonga CHEMN.	3		—	—	—	—					—	—
Angulus donacinus LINN.	1		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Varicorbula gibba OLIVI	30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Aloidis carinata rostrata MEZN.	4				—							—
Aloidis carinata deshayesi SISM.	8				—							—
Thracia ventricosa PHIL.	1		—	—	—	—	—			—	—	—
Calliostoma sannio EICHW.	1			—	—						—	—
Neritina picta FÉR.	50		—	—	—					—	—	—
Neritina grateloupiana FÉR.	5				—							—
Neritina picta hörnesi MEZN.	1			—	—							—
Alvania curta DUJ.	1		—	—	—					—	—	—
Alvania curta cristatocosta SACCO	2			—	—						—	—
Alvania perregularis SACCO	1			—	—						—	—
Protoma cathedralis paucicincta SACCO	3		.....	—	—						—	—
Protoma proto BAST.	1		—	—	—					—	—	—
Turritella badensis SACCO	40		..	—	—						—	—
Turritella turris carinatoides SACCO	20			—	—					—	.....	—
Turritella vermicularis BR.	2			—	—						—	—
Turritella spirata BROCC.	15		—	—	—	—	—			—	—	—
Turritella erronea COSSM.	25		—	—	—	—	—			—	—	—
Turritella subarchimedis D'ORB.	100			—	—					—	—	—
Turritella sulcomarginalis SACCO	1			—	—						—	—
Potamides schaueri HILB.	1			—	—						—	—
Potamides mitralis EICHW.	15			—	—						—	—
Potamides nodosoplicatus M. HÖRN.	18			—	—	.....	—				—	—
Terebralia bidentata margaritifera SACCO	3		—	—	—	—	—		—	—	—	—
Terebralia lignitarum EICHW.	3			—	—						—	—
Bittium reticulatum DA COSTA	50		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Bittium spina PARTSCH	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cerithium bronni PARTSCH	1		—	—	—						—	—
Cerithium turritoplicatum SACCO	2			—	—						—	—
Cerithium europeum MAY.	80			—	—	—	—	—			—	—
Cerithium procrenatum SACCO	100			—	—						—	—
Seila turritella EICHW.	2		—	—	—						—	—

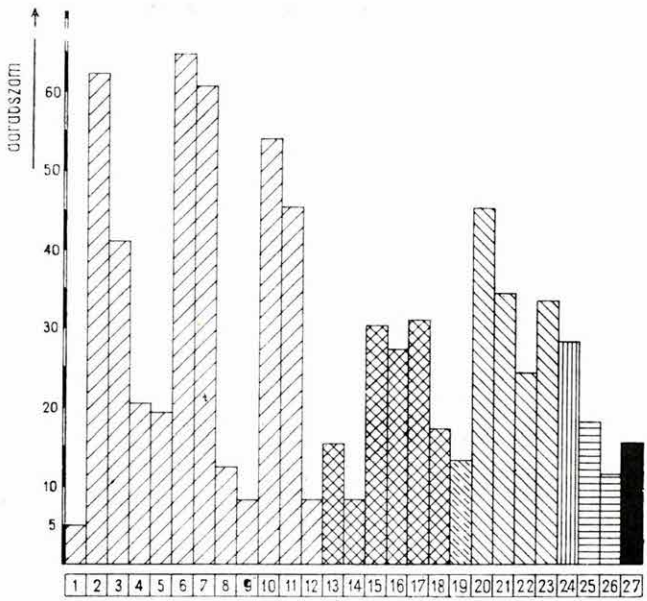
1. táblázat folytatása

Fajnév	Egyedszám	Oligocén	A. miocén	Helvéti	Torton	F. miocén	Pliocén	Holocén	Boreális prov.	Atlantikus prov.	Ny. medit. prov.	K. medit. prov.
Odontostomia dispar BÖTTG.	1											
Crepidula crepidula subcarinata SACCO	2											
Natica millepunctata tigrina DEFR.	1											
Polinices redempta MICHT.	5											
Polinices helicina BR.	20											
Polinices olla DE SERR.	4											
Erato laevis DON.	1											
Tritonalia caelata GRAT.	2											
Tritonalia credneri HOERN. et AUING.	3											
Mitrella hilberiana MEZN.	1											
Columbella curta DUJ.	2											
Columbella turonensis MAY.	3											
Galeodes cornuta AG.	2											
Nassa schönni HOERN. et AUING.	80											
Nassa dujardini DESH.	3											
Nassa inconstans HOERN. et AUING.	10											
Nassa vindobonensis MAY.	3											
Nassa grundensis HOERN. et AUING.	10											
Fusus hössi PARTSCH	1											
Fasciolaria tarbelliana GRAT.	1											
Fusus lamellosus BORS.	1											
Ancilla glandiformis LAM.	100											
Ancilla glandiformis conoidea DESH.	25											
Mitra scrobiculata BROCC.	1											
Mitra ebenus LAM.	1											
Mitra goniophora transsylvanica MEZN.	10											
Mitra striatula BROCC.	1											
Athleta ficulina rarispina LAM.	5											
Cancellaria gradata M. HÖRN.	1											
Drillia pustulata BROCC.	3											
Clavatula schreibersi M. HÖRN.	3											
Clavatula asperulata LAM.	5											
Clavatula camillae HOERN. et AUING.	3											
Clavatula vindobonensis nodosa MEZN.	6											
Clavatula jouanetti HÖRN.	20											
Clavatula jouanetti descendens HILB.	10											
Conus dujardini PHIL.	60											
Conus ventricosus BRONG.	1											
Conus suessi H. et A.	5											
Conus enzesfeldensis H. et A.	10											
Conus subacuminatus D'ORB.	10											
Conus mercati miocaenica SACCO	15											
Conus steindachneri H. et A.	10											
Conus subraristriatus DA COSTA	20											
Conus berghausi MICHT.	1											
Terebra plicaria BAST.	5											
Terebra fuscata modesta TRIAST.	20											
Terebra neglecta MICHT.	2											
Terebra acuminata BORS.	1											
Terebra basteroti NYST.	5											
Ringicula auriculata buccinea BR.	1											
Cylichna cylindracea convoluta BROCC.	1											

vizsgálatok eredménye alapján is az alsó-torton alemeletbe való tartozás valószínűsíthető (KORECZNÉ LAKY I.).

Ha a pécsszabolcsi faunát összehasonlítjuk a Bécsi-medence lelőhelyeinek faunáival, megállapítható, hogy a pécsszabolcsi fauna a grundi és steinabrunni faunához áll legközelebb. A pécsszabolcsi alsóbb szintek gazdag tengeri faunája a hazai lelőhelyek közül legjobban a szobi faunával azonosítható.

Az egyéb hazai és külföldi lelőhelyek faunaegyüttesével való összehasonlítás eredménye a 2. ábrán látható.



2. ábra. A pécsszabolcsi miocén fauna összehasonlítása egyéb lelőhelyekével

Jelmagyarázat: 1. Salgótarján, *2.* K-Cserhát, *3.* Sámsonháza, *4.* Nógrádszakál, *5.* Szokolya, *6.* Szob, *7.* Letkés, *8.* Budapest-Rákos, *9.* Hont, *10.* Várpalota, *11.* Hidas, *12.* Pécsvárad, *13.* Gaudendorf, Eggenburg, *14.* Ottnang, *15.* Grund, *16.* Baden, Vöslau, *17.* Steinabrunn, *18.* Pötzlensdorf, *19.* Szovjetunió DNy-i része, *20.* Kostej, *21.* Lapugy, *22.* Bujtur, *23.* Korytnica, *24.* Piemont, Liguria (pliocén), *25.* Saubrigues, Saint-Jean-de-Marsacq; *26.* Aquitani medence (helvét), *27.* Hemmoor, Arnum-formáció

Abb. 2. Vergleich der miozänen Fauna von Pécsszabolcs mit anderen Fundorten

Zeichenerklärung: 1—12. Ungarn, *13—18.* Österreich, *19.* SW-Teil der Sowjetunion, *20—22.* Rumänien, *23.* Polen, *24.* Italien, *25—26.* Frankreich, *27.* Deutschland

Mindezek alapján megállapíthatjuk, hogy *a pécsszabolcsi légakna szelvényének faunagazdag középső-miocén homokos—agyagos üledéksora alsó-torton kori.*

A pécsszabolcsi légaknából előkerült faunaegyüttes *ökológiai értékelése* számos adatot nyújt a terület középső-miocén kori *ősföldrajzi képének* kialakításához. Az őskörnyezettani viszonyokra vonatkozó ismereteinket a faunaelemek fajonkénti és a faunát alkotó összes faj együttesének elemző vizsgálata alapján szereztük meg.

Földtani szempontból az ökológiai kutatás legfontosabb feladata a *tengermélység* megállapítása. Ha a pécsszabolcsi fauna máig élő fajait, ill. nemeit vesszük figyelembe, megállapítható, hogy ezek legnagyobb számban, a tenger

80 m mélységig terjedő zónájában jelentkeznek. A pontosabb keletkezési mélység meghatározásához figyelembe vehetjük azt is, hogy valamely genus, ill. család a számára optimális biotopban jelentkezik legnagyobb fajszámmal. Ebből a szempontból értékelhetjük például a faunában legnagyobb fajszámú *Conus*, *Turritella*, *Cerithium* genuszokat. A *Conus* és *Cerithium* nemzetség sekélytengeri biotopban él, és maximális fajszámát a korallzátonyok környékén éri el. A *Turritella* genus szintén sekélytengeri, optimális élettere 30–50 m-ig terjed. A Foraminifera fauna is partközelséget jelez.

A pécsszabolcsi homokos – agyagos rétegek faunája tehát típusosan sekélytengeri jellegű (2. táblázat).

2. táblázat

A pécsszabolcsi puhatestű fauna ma élő fajainak és genuszainak jelenkori mélységi elterjedése

Fajnév, ill. genusznév	Litorális zóna	Korallzátony	1–30 m	30–80 m	80–120 m	120–200 m	200–500 m	V 500 m
Nucula nucleus LINN.			–	–	–	–	–	–
Arca diluvii LAM.	–		+	–	–	–	–	–
Anomia ephippium BR.	+	+	+	–	–			
Angulus donacinus LINN.	–		–	–	–	–		
Varicorbula gibba OLIVI			–	–	–	–	–	–
Bittium reticulatum DA COSTA	–	–	–	–	–	–	–	–
Cerithium europaeum MAY.	+	+	+	–	–	–	–	–
Crepidula crepidula LINN.					–	–	–	–
Natica millepunctata LAM.			+	–	–	–	–	–
Polinices catena DA COSTA			–					
Polinices olla DE SERR.			–					
Mitra ebenus LAM.	–	–	+	+	–	–	–	–
Ringicula auriculata MEN.	–	–	–	–	–	–	–	–
Cylichna cylindracea PENN.	–		+	+	–	–	–	–
Modiolus	–		–	–				
Cardita			–	–	–	–	–	–
Phacoides	–	–	+	+	–	–	–	–
Venus	–	–	+	+	–	–	–	–
Thracia	–		–	–	–			
Calliostoma			–	–	–	–	–	–
Alvania	?		?					
Turritella (Haustator)	–		–	+	–	–	–	–
Cerithium	–	+	+	–	–	–	–	–
Seila								
Odontostomia	–		–	+	–	–		
Mitrella	–	–	+	+	–	–	–	–
Cantharus			–	–	–	–	–	–
Tritonalia	–		–	+	–	–	–	
Nassa	–	–	+	–	–	–	–	–
Ancilla	–		+	–	–	–	–	–
Mitra	–	+	+	+	–	–	–	–
Cancellaria	–	–	+	+	–	–		
Clavatula			–	–				
Conus	–	+	+	+	–	–	–	–
Terebra	–	–	+	+	–	–	–	

\+ = Leggyakoribb előfordulás.

A puhatestűek elterjedését és életfeltételeit legjobban befolyásoló tényezők egyike a *hőmérséklet*. Kiindulásnak – mivel pontos hőmérsékleti adatok nem állnak rendelkezésünkre a máig élő fajok hőmérsékleti igényével kapcsolatban – a jelenkori földrajzi – éghajlati övezetekben való elterjedésüket vehetjük figyelembe. A pécsszabolcsi fauna perzisztens alakjainak 40%-a eurytherm. Ezek a fajok jelenleg az Északi-tengertől a Földközi-tengerig egyaránt honosak, tehát az őshőmérséklet megállapításánál nem vehetők figyelembe. A fauna jelentősebb hányada azonban stenotherm. Ezek a fajok legnagyobb részt a szubtrópusi – mediterrán tartományban élnek, s csak elvétve

3. táblázat

A pécsszabolcsi puhatestű fauna ma is élő fajainak és genuszainak jelenkori földrajzi—éghajlat elterjedése

Fajnév, ill. genusznév	É. atlanti (boreal.) provincia	Luzitani provincia	Mediterráneum	Atlantikus ÉNy. Afrika	Japán	Indopacifikum	Trópusi atlanti Amerika
Nucula nucleus LINN.							
Arca diluvii LAM.							
Anomia ephippium BR.							
Angulus donacinus LINN.							
Varicorbula gibba OLIVI							
Bittium reticulatum DA COSTA							
Cerithium europaeum MAY.							
Crepidula crepidula LINN.							
Natica millepunctata LAM.							
Polinices catena DA COSTA							
Polinices olla DE SERR.							
Mitra ebenus LAM.							
Ringicula auriculata MEN.							
Cylichna cylindracea PENN.							
Modiolus							
Cardita							
Phacoides							
Venus							
Thracia							
Calliostoma							
Alvania							
Turritella (Haustator)							
Cerithium							
Seila							
Odontostomia							
Mitrella							
Cartharus							
Tritonalia							
Nassa							
Ancilla							
Mitra							
Cancellaria							
Clavatula							
Conus							
Terebra							

van olyan nemzetség, mely típusosan trópusi jellegű (*Tritonalia*). Ezek alapján feltételezhető, hogy a vizsgált fauna – középértéket véve – *19–20 C°-os vízben* élhetett. Ez az érték jól egyezik a hasonló vizsgálatokat végző szerzők eredményeivel (3. táblázat).

Az egyéb ökológiai tényezők: a sótartalom, aljzatminőség, táplálkozási mód megállapításánál is jelenkori környezeti tényezők figyelembevételéből kell kiindulnunk, az aktualizmus elvének kritikai alkalmazásával.

A pécsszabolcsi perzisztens fajok közül néhány stenohalinnak minősíthető alakot kiválasztva, SORGENFREI (1958) táblázata alapján megállapítható, hogy a pécsszabolcsi faunában leggyakoribbak a legalább $33^0/_{00}$ sótartalmat igénylő stenohalin fajok. Ez azt jelenti, hogy a tengervíz közel normális sótartalmú volt (4., 5. táblázat).

4. táblázat

A pécsszabolcsi puhatestű fauna ma is élő alakjainak tűréshatára a sótartalom csökkenésével szemben

Fajnév	Sókoncentráció igény					
	$>33^0/_{00}$	$33^0/_{00}-30^0/_{00}$	$30^0/_{00}-25^0/_{00}$	$25^0/_{00}-20^0/_{00}$	$20^0/_{00}-15^0/_{00}$	$15^0/_{00}>$
Nucula nucleus LINN.			–			
Arca diluvii LAM.	–					
Anomia ephippium BR.				–		
Angulus donacinus LINN.		–				
Varicorbula gibba OLIVI						–
Bittium reticulatum DA COSTA				–		
Crepidula crepidula LINN.	–					
Cerithium europaeum MAY.			–			
Natica millepunctata LAM.						
Polinices catena DA COSTA	–					
Polinices olla DE SERR.	–					
Mitra ebenus LAM.	–					
Ringicula auriculata MEN.						
Cylichna cylindracea PENN.		–				

5. táblázat

A pécsszabolcsi puhatestű fauna ma is élő alakjainak táplálkozási módja

Táplálkozási mód	Nemek száma	
	kagyló	csiga
Növényi detrituszevő	1	–
Mikrofág ragadozó	–	2
„Szuszpenzió" evő	4	2
Ragadozó	–	13
Élősködő	–	1
Növényevő	–	2
Ismeretlen		6

Az *aljzatra* vonatkozó adatokat a bentosz életmódot folytató alakok szolgáltatják. A valódi szesszilis bentoszba tartozó formákat kizárólag az *Anomia* nemzetség képviseli, azonban ennek szerepe a faunában alárendelt. A fauna legnagyobb részét az iszapos fenékbe fúródva élő alakok adják. Tehát az élet főhelye a homokos iszap volt.

Táplálkozás szempontjából a fauna zöme ragadozó életmódot folytató alakokból áll. Közvetlenül utána következnek gyakorisági sorrendben az ún. „szuszpenzió" (plankton, tripton)-evők, pl. a *Turritella* és *Venus* nemzetség fajai. Alárendeltebb szerepe van a növényevőknek, mikrofág ragadozóknak és élősködőknek (4., 5. táblázat).

Ökológiai szempontból összefoglalva az eddigieket, megállapíthatjuk, hogy a *középső-miocén csillámos, homokos – agyagos rétegek szubtrópusi – mediterrán tartományba tartozó, jellegzetes partközeli, sekélytengeri üledékek, melyek normális sótartalmú vízben keletkeztek.*

IRODALOM

ANDERSON, H. J. 1958: Zur Stratigraphie und Palaeogeographie des marinen Oberoligozäns und Miozäns am Niederrhein auf Grund der Mollusken-Faunen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 1.

BÁLDI T. 1960: A szokolyai tortonai fauna. – Földt. Közl. **90.**

BELLARDI, L. – SACCO, F. 1872 – 1904: I molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. – Torino.

BOETTGER, O. 1896, 1901, 1905 – 1906: Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiozänen Schichten von Kostej im Krassó-Szörényer Komitat. – Verh. u. Mitteil. d. Siebenbürg. Vereins für Naturwiss. zu Hermannstadt, **46, 51, 54—55.**

BOGSCH, L. 1936: Tortonische Fauna von Nógrádszakál. – Földt. Int. Évk. **31.**

BOGSCH, L. 1943: Tortonische Fauna von sandiger Fazies der Umgebung des Szentkúter Klosters bei Mátraverebély. – Földt. Int. Évk. **36.**

BÖCKH J. 1876: Pécs város környékének földtani és vízi viszonyai. – Földt. Int. Évk. **1.**

CICHA, I. – TEJKAL, J. 1959: Zum Problem des sog. Oberhelvets in den Karpatischen Becken. – Vestnik U. U. G. **34.**

COSSMANN, M. – PEYROT, A. 1909 – 1923: Conchologie néogénique de l'Aquitaine. – Acta Soc. Linn. Bordeaux. **63—70, 73—75. 77—79, 84.**

CS. MEZNERICS I. 1950: A hidasi (Baranya m.) tortonai fauna. – Földt. Int. Évk. **39.** 2.

CS. MEZNERICS I. 1951: A Salgótarján vidéki slír és pectenes homokkő faunája. – Földt. Közl. **81.**

CS. MEZENRICS I. 1954: A keletcserháti helvéti és tortonai fauna. – Földt. Int. Évk. **41.**

CS. MEZNERICS I. 1956: A szobi és letkési puhatestű fauna. – Földt. Int. Évk. **45.**

DOLLFUS, G. – DAUTZENBERG, PH. 1902 – 1920: Conchylologie du Miocène moyen du Bassin de la Loire. – Mém. Soc. Géol. France **27.**

DROOGER, C. W. – PAPP, A. – SOCIN, C. 1957: Über die Grenze zwischen den Stufen Helvet und Torton. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Math. Naturw. Kl. Wien. **94.**

EKMAN, S. 1953: Zoogeography of the Sea. – London.

FRIEDBERG, W. 1911 – 1928: Mollusca Miocaenica Poloniae, I. – Lwów – Poznan.

GLIBERT, M. 1945, 1952: Faune malacologique du miocène de la Belgique. – I. Mém. Mus. Roy. d'Hist. Nat. d. Belgique **103**; II. Inst. Roy. d. Sci. Nat. d. Belgique Mém. sér. II. **121.**

GLIBERT, M. 1949, 1952: Gastropodes du Miocène moyen de Bassin de la Loire. I., II. – **Mém.** Inst. Roy. d. Sci. Nat. d. Belgique, II. ser. **30, 46.**

HÁMOR G. 1963: A K-i Mecsek miocén képződményei. – Évi Jel. 1961.-ről I.

HILBER, V. 1879: Neue Conchylien aus den mittelsteierischen Mediterranschichten. – Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Math. Nat. Kl. **79.** 1. Abt.

HOERNES, R. 1875: Die Fauna des Schlieres von Ottnang. – Wien, Geol. Reichsamt. **25.**

HOERNES, R. – AUINGER, M. 1879: Gastropoden der Meeresablagerungen der I. und II. miozänen Mediterranstufe in der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. – Abh. d. k. k. Geol. Reichsanst. **12.**

HÖRNES, M. 1856, 1870: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. – Abh. d. k. k. Geol. Reichsanst. **3, 4.**

KAUTSKY, F. 1925: Das Miozän von Hemmoor und Basbeck-Osten. – Abh. Preuss. Geol. Landesanst. Neue Folge 97.

KAUTSKY, F. 1928: Die biostratigraphische Bedeutung der Pectiniden des niederösterreichischen Miozäns. – Ann. Nat. Hist. Mus. Wien. **42.**

KECSKEMÉTINÉ KÖRMENDY A. 1962: Új molluszka fajok a várpalotai középső miocénből. I. Gastropoda, II. Lamellibranchiata. – Földt. Közl. **92.** 1, 2.

KÓKAY J. – SOMOS L. 1960: Földtani megfigyelések a mecsekhegységi liászban és miocénben. – Földt. Közl. **90.** 3.

MEZNERICS I. 1935: A stájerországi slírfauna új alakjai. – Földt. Közl. **65.**

MOISESCU, G. 1955: Stratigrafia şi fauna de Moluşte din depozitele tortoniene şi sarmatiene regiunea Buituri. – R. P. R. Edit. Akad. d. Rep. Pop. Romane, Bucuresti.

MURRAY, J. – HJORT, I. 1912: Depths of the Ocean. – London.

PAPP, A. 1958: Probleme der Grenzziehung zwischen der helvetischen und tortonischen Stufe im Wiener Becken. – Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, **49.**

SCHAFFER, F. 1910 – 1912: Das Miozän von Eggenburg. – Abh. d. k. k. Geol. Reichsanst. **22.**

SENEŠ, I. 1950: La faune du Schlier helvétien des environs de Modrý Kameň. – Geol. Sborn. **1.**

SIEBER, R. 1949: Die Turritellidae des niederösterreichischen Miozäns. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Math. – Nat. Kl. **86.**

SIEBER, R. 1956: Die faunengeschichtliche Stellung der Makrofossilien von Ottnang bei Wolsegg. – Jahrb. d. Oberösterr. Musealvereins, Linz, **101.**

SORGENFREI, TH. 1958: Molluscan Assemblages from the Marine Middle Miocene of South Jutland and their Environments. – Dann. Geol. Undersogelse, Ser. II. **79.**

STRAUSZ L. 1926: A báni hegység mediterrán rétegei. – Földt. Közl. **56.**

STRAUSZ, L. 1927: Geologische Fazieskunde. – Földt. Int. Évk. **28.**

STRAUSZ L. 1943: Mediterrán kövületek Baranyából és Várpalotáról. – Földt. Közl. **73.**

STRAUSZ L. 1945 – 1946: Wetzelsdorfi felsőmediterrán fauna. – Földt. Közl. **76.**

STRAUSZ L. 1950: Őslénytani adatok Baranyából. – Földt. Közl. **80.**

STRAUSZ, L. 1954: Les Gastropodes du mediterranéen supérieur (tortonien) de Várpalota. – Geol. Hung. Ser. Pal. **25.**

STRAUSZ L. – SZALAI T. 1943: Várpalotai felsőmediterrán kagylók. – Földt. Int. Évi Jel. Beszámoló a vitaülésekről. **4.**

THIELE, J. 1931 – 1935: Handbuch der systematischen Weichtierkunde. I. II. – Jena

TRYON, G. W. 1879 – 1898: Manuel of Conchology. – London.

VADÁSZ E. 1935: A Mecsekhegység. – Magy. Tájak Földt. Leír. 1.

VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. – Budapest.

WENZ, W. 1938: Gastropoda. – *In* SCHINDEWOLF: Handb. d. Paleozoologie. Berlin.

ZILCH, A. 1934: Zur Fauna des Mittel-Miozäns von Kostej (Banat). – Senckenbergiana, **16.**

BEITRAG ZUR KENNTNIS DER MITTELMIOZÄNEN FAUNA VON PÉCSSZABOLCS (MECSEK-GEBIRGE)

von

M. BOHN-HAVAS

Bezüglich der Fauna der aus den Aufschlüssen bei Pécsszabolcs bekannten, mittelmiozänen, tonig-sandigen, marinen Ablagerungen liegen in der älteren Literatur lediglich einige Angaben vor (J. BÖCKH 1876; L. STRAUSZ 1927; E. VADÁSZ 1935). Über die gegenwärtigen, neueren Untersuchungen hat G. HÁMOR (1961) eine kurze Zusammenfassung gegeben.

Bei der Abteufung des Pécsszabolcser Wetterschachtes wurde die vollständige Schichtenfolge des Mittelmiozän durchgeteuft und eine sehr reiche, wohlerhaltene Fauna ans Tageslicht geliefert. Die Materialien des Wetterschachtes, einiger Oberflächenaufschlüsse und der Bohrung Pécsszabolcs Nr I. wurden einer Bearbeitung unterzogen.

Die Basisschichten des Wetterschachtes, bzw. der Bohrung Pécsszabolcs Nr I. werden durch einen Komplex grobklastischer, schottriger, sandiger helvetischer Sedimente vertreten (Abb. 1.). Diese Schichten sind fossilleer. Darüber folgt eine Wechselfolge von Konglomeraten und Sandsteinen mit dazwischengelagerten bentonitischen Dazittuffen. In den oberen Horizonten der Schichtenfolge können bereits marine Faunenelemente – wenngleich spärlich und in schlechter Erhaltung – nachgewiesen werden. Im unteren Teil der nächstfolgenden Schichtengruppe lagern dunkelgraue, glimmerige Sande, deren Fauna sehr ärmlich ist. Sie werden durch hellgraue, feinsandige, stellenweise tonige Schichten mit äusserst reicher Fauna überlagert. Der grösste Teil der untersuchten Fauna wurde von diesen Schichten geliefert. Den fossilreichen Schichten folgen brackische, kohlenführende, tonige Ablagerungen mit wenigen Molluskenarten, die sich dem Brackwassermedium angepasst haben. Schliesslich wird die Schichtenfolge durch Leithakalk abgeschlossen.

Verfasserin hat aus den erwähnten sandig–tonigen Schichten bis jetzt 102 *Molluskenarten*, bzw. -Unterarten bestimmt. Die ausgeprägt marinen Leitfossilien der mittelmiozänen Faunengesellschaft von Pécsszabolcs sind die *Gastropoden*. In kleinerer Zahl treten *Lamellibranchiaten* und sehr selten *Scaphopoden* auf.

Von den Gastropoden spielt die Familie *Conidae* eine vorherrschende Rolle, aber in grosser Individuenzahl erscheinen auch die Gattungen *Turritella*, *Cerithium*, *Nassa* und *Ancilla*. Die paläogeographische Verbreitung der Arten der Molluskenfauna von Pécsszabolcs und die stratigraphische Verbreitungen der einzelnen Arten sind in Tabelle 1. angeführt. Vom Gesichtspunkt der räumlichen und zeitlichen Verbreitung der Arten kann die Fauna in 4 Gruppen gegliedert werden. Zur ersten Gruppe gehören „kosmopolitische" Arten (30%). Sie waren am Anfang des Miozän aufgetaucht, von hier an verbreiteten sie sich in allen Meeresprovinzen Europas und lebten bis zum Pliozän. 14 von ihnen leben auch heute. Die Vertreter der zweiten Gruppe erschienen während des Burdigal und lebten bis zum Ende des Torton (18%). Ihre Mehrzahl trat die Grenzen der westlichen und der östlichen mediterranen

Provinz nicht über. Zur dritten Gruppe gehören die zu Beginn des Helvet zum Vorschein gekommenen Arten (45%). Ihre räumliche und zeitliche Verbreitung ist am meisten beschränkt. Der überwiegende Teil dieser Arten hat das Ende des Torton nicht überlebt. Sie sind ausschliesslich aus der mediterranen Provinz bekannt. Die Arten der vierten Gruppe (4%) tauchen am Anfang des Torton auf und sterben am Ende dieser Epoche aus.

Bei der stratigraphischen Auswertung der einzelnen Faunenelemente lohnt es sich die Aufmerksamkeit darauf zu richten, dass die Fauna überwiegend durch gemeinsame helvet–tortonische Formen vertreten ist und zehn Arten ausschliesslich für das Torton (bzw. Untertorton) charakteristisch sind. Auch auf Grund der Ergebnisse der Mikrofaunen-Analysen (I. KORECZ-LAKY) ist es wahrscheinlich, dass die in der Frage stehenden Schichten zum Untertorton gehören.

Stellt man die Pécsszaboleser Fauna den Faunengemeinschaften anderer Fundorte gegenüber (Abb. 2.), so stellt sich heraus, dass die reiche marine Fauna der unteren Schichten am besten mit der Fauna von Szob identifiziert werden kann und dass sich die Fauna von Pécsszabolcs, im Bezug auf die Fundorte innerhalb des Wiener Beckens, der Grunder und der Steinabrunner Fauna am meisten nähert.

Auf Grund der vorangehenden Erörterung können wir feststellen, dass *die fossilreiche, mittelmiozäne, sandig–tonige Sedimentfolge des Wetterschachtprofils bei Pécsszabolcs ein untertortones Alter besitzt.*

Bei der ökologischen Analyse der Fauna ist die Bestimmung der Meerestiefe eine wichtige Aufgabe. Die Mehrzahl der auch heute lebenden Arten der Pécsszaboleser Fauna lebt in der Zone des Meeres bis 80 m hinab. Für eine genauere Bestimmung der Bildungstiefe sollte man in Betracht nehmen, dass jede Gattung, bzw. Familie in solchem Biotop auftritt, dessen Tiefe für sie optimal ist. Unter den artenreichsten Gattungen der Fauna leben die Gattungen *Turritella*, *Conus* und *Cerithium* in seichtmarinem Biotrop. Letztere erreichen ihre maximale Artenzahl in der Nähe von Korallenriffen. Die Fauna der sandig–tonigen Schichten von Pécsszabolcs trägt also einen typischen seichtmarinen Charakter (Tabelle 2.).

Bei der Bestimmung der Paläotemperatur dürfte man die Verbreitung der Arten in den gegenwärtigen geographisch–klimatischen Zonen in Betracht ziehen. Ein ansehnlicher Anteil der Pécsszaboleser Fauna ist stenotherm. Diese Arten leben grösstenteils in der subtropisch–mediterranen Provinz, und nur ausnahmsweise findet man Gattungen, die einen typisch tropischen Charakter besitzen (*Tritonalia*). 40% der persistenten Formen der Fauna sind eurytherm. Diese Arten sind gegenwärtig von der Nordsee bis zum Mittelmeer gleichermassen verbreitet. All diese Tatsachen lassen vermuten, dass die vorliegende Fauna in einem Meereswasser mit einer durchschnittlichen Temperatur von 19 bis 20 C° gelebt haben mag (Tabelle 3.). Wählt man von den Pécsszaboleser persistenten Arten einige als stenohalin qualifizierbare Formen aus, so lässt es sich auf Grund der Tabelle von SORGENFREI (1958) feststellen, dass in der Fauna die einen Salzgehalt von 33‰ – also einen normalen Salzgehalt – beanspruchenden Arten am häufigsten auftreten (Tabelle 4., 5.). Den grössten Teil der Fauna bilden die Formen, die sich in den schlammigen Meeresboden eingebohrt lebten. Was ihre Ernährung betrifft, so hat die

Fauna überwiegend eine raubende Lebensart geführt, doch liegen auch die sogenannten „Suspensions"- (Plankton, Tripton) -Fresser in grosser Zahl vor *(Turritella, Venus)* (Tabelle 4., 5.).

Zusammenfassend, können wir feststellen, dass die glimmerigen, sandig – tonigen Schichten von Pécsszabolcs zur subtropisch – mediterranen Provinz gehörige, typische, tortonische, küstennahe, seichtmarine Bildungen darstellen, die sich in einem Meereswasser von normalem Salzgehalt abgelagert haben.

СВЕДЕНИЯ К ПОЗНАНИЮ СРЕДНЕМИОЦЕНОВОЙ ФАУНЫ РАЙОНА с. ПЕЧСАБОЛЬЧ (ГОРЫ МЕЧЕК)

М. БОН-ХАВАШ

В старой литературе имеются только спорадические данные о фауне среднемиоценовых, глинисто-песчанистых морских осадков, известных в с. Печсабольч и в его окрестностях (Я. БЁК 1876; Л. ШТРАУС 1927; Э. ВАДАС 1935). О проводящихся и в настоящее время новых исследованиях Г. ХАМОРОМ (1961) была опубликована краткая сводная статья.

При проходке вентиляционной шахты в с. Печсабольч была пройдена вся среднемиоценовая толща, предоставившая очень богатую фауну хорошей сохранности. Обработаны были образцы, взятые из вентиляционной шахты, нескольких поверхностных обнажений и скважины Печсабольч № I.

Низы вентиляционной шахты и скважины Печсабольч № I представлены толщей грубообломочных, гравелистых и песчанистых осадков гельветского яруса (рис. 1). Эти отложения не содержат окаменелостей. Над ними следует пачка переслаивающихся конгломератов и песчаников с прослоем бентонитовых дацитовых туфов. В верхних горизонтах толщи можно выявить уже и наличие морских фаунистических элементов, но они весьма редко встречаются и нехорошо сохранены. В низах следующей выше по разрезу пачки залегают темно-серые, слюдистые пески с очень бедной фауной. На них налегают тонкопесчанистые, местами глинистые отложения, которые содержат весьма богатую фауну. Большинство изученной фауны происходит из этих слоев. Над богатыми фауной слоями следуют солоноватоводные, угленосные глинистые осадки с небольшим количеством моллюсков, приспособившихся к жизни в солноватоводной среде. Наконец, толща завершается известняками типа Лайта.

Из вышеупомянутых песчанисто-глинистых слоев автором были до сих пор определены 102 вида или подвида *моллюсков*. Типично морские руководящие формы среднемиоценового фаунистического комплекса с. Печсабольч – *гастроподы;* в меньшем количестве встречаются *пластинчатожаберные* и совсем редко – *скафоподы*.

Из гастропод преобладающую роль играет семейство Conidae, но большим количеством экземпляров представлены и роды Turritella, Cerithium, Nassa и Ancilla. Палеогеографическое и стратиграфическое распространение видов фауны моллюсков из с. Печсабольч показано на таблице 1.

С точки зрения распространения видов во времени и в пространстве фауна может быть подразделена на четыре группы. К первой группе относятся «космополитические» виды (30%). Они появились в начале миоцена; с этого времени они распространялись во всех морских провинциях Европы и жили вплоть до плиоцена. 14 видов из них живет и по сей день. Представители второй группы появились в бурдигальском веке и жили до конца тортонского века (18%). Большинство их не переступило за границы восточной и западной провинций Средиземноморья. К третей группе относятся виды, появившиеся в начале гельветского века (45%). Они имеют наиболее сокращенное географическое и стратиграфическое распространение. Подавляющее большинство их не жило дольше чем до конца тортонского века. Они известны исключительно только из средиземноморской провинции. Виды четвертой группы (4%) появились в начале тортонского века и вымерли к концу его.

Хотя и фаунистические элементы являются большей частью общими для гельветского и тортонского ярусов, при их стратиграфической оценке стоит все же отметить, что десять из них характерно только для тортона (или нижнего тортона). Вероятность принадлежности рассматриваемых отложений к нижнему тортону подтверждается и результатами изучения микрофауны (И. КОРЕЦ-ЛАКИ).

При сравнении Печсабольчской фауны с фаунистическими комплексами других местонахождений (рис. 12) оказывается, что из числа известных в Венгрии местонахождений, богатая морская фауна нижних горизонтов может быть отождествлена лучше всего с Собской фауной, а из местонахождений Венского бассейна Печсабольчская фауна является наиболее близкой к Грундской и Штеинабруннской фаунам.

На основании вышесказанного можно отметить, что *богатая фауной, среднемиоценовая песчанисто-глинистая толща вентиляционной шахты с. Печсабольч имеет нижнетортонский возраст.*

При изучении экологических условий фауны важной задачей является определение глубины моря. Большинство тех видов Печсабольчской фауны, которые живут и в настоящее время, обитает в зоне моря до глубины 80 м. Для уточнения глубины осадконакопления можно принимать во внимание и тот факт, что любой род или семейство представлено наибольшим количеством видов в таком биотопе, глубина которого является наиболее благоприятной для него. Из родов фауны, представленных наибольшим количеством видов, роды Turritella, Conus и Cerithium обитают в мелководно-морском биотопе, причем последние достигают наибольшего количества видов около коралловых рифов. Следовательно, фауна песчанисто-глинистых осадков с. Печсабольч носит типично неритический характер (таблица 2).

При определении палеотемпературы можно учесть распространение видов в современных географическо-климатических зонах. Значительная доля Печсабольчской фауны является стенотермной. Эти виды живут преимущественно в субтропическо-средиземноморской провинции и очень редкими являются роды, носящие типично тропический характер (Tritonalia). 40% персистентных форм фауны является эвритермным. Эти виды в настоящее время в равной мере распространены от Северного Ледови-

того Океана вплоть до Средиземного моря. На основании вышеизложенных фактов можно предположить, что изученная фауна жила, по-видимому, в море, температура воды которого составляла в среднем 19 – 20° С (таблица 3). Если подобрать из персистентных видов Печсабольчской фауны несколько форм, относимых к стеногалинным, то на основании таблицы ЗОРГЕНФРЕЯ (1958) можно сделать вывод о том, что в фауне наиболее частыми являются виды, требующие содержания соли не менее $33^0/_{00}$, то есть те, которые требуют нормальной солености (таблицы 4, 5). Большинство фауны представлено формами, которые живут зарываясь в илистое дно моря. С точки зрения питания большинство форм фауны вело хищный образ жизни, но в большом количестве представлены и так называемые «суспензия»- (планктоно-, триптоно-)-ядные формы (Turritella, Venus) (таблицы 4, 5).

В заключение можно сказать, что слюдистые, песчанисто-глинистые слои с. Печсабольч представляют собой типично прибрежно-морские, неритические осадки тортонского возраста, принадлежащие к субтропическо-средиземноморской провинции и отложившиеся в воде с нормальным содержанием соли.

A K-I MECSEK „LAJTA" TÍPUSÚ KÉPZŐDMÉNYEINEK FORAMINIFERA FAUNÁJA

Írta: KORECZNÉ LAKY ILONA

A mecsekhegységi miocén képződmények közül legváltozatosabb kifejlődésűek a lajta típusú képződmények. E jellegzetes partszegélyi, rétegcsoportban durvakavicsos konglomerátum, finomszemű homokkő, homokos márga, durva és középszemű mészhomokkő, laza és tömött mészkőrétegek váltják egymást.

A hegység területéről először VADÁSZ E. (1913), majd STRAUSZ L. (1926) írta le a „lajta-mészkő" két szintben való kifejlődését.

Ezt a megállapítást mikropaleontológiai vizsgálataink is alátámasztják. A lajtaösszletnek két szintben – az alsó- és felső-torton alemeletben – ismeretes előfordulása lokális jelenség és egy szelvényben csak a hidasi földes-fás barnakőszén medence, valamint a pécsszabolcsi egykori üledékgyűjtő medence peremi részein tanulmányozható.

Foraminifera vizsgálatokat a következő szelvények anyagán végeztem.

1. Hidasi földes-fás barnakőszén medence

Medenceperemi kifejlődésű képződményeket a H. 61. sz., H. 24. sz., H. 12. és H. 10. sz. mélyfúrásokban találtam.

A *H. 61. sz. fúrás* 136 m összmélységet ért el; pleisztocén, szarmata és torton rétegeket harántolt. A szarmata képződmények alatt 18 m vastagságban harántolt felső, lajta típusú összlet partszegélyi kifejlődésű laza homokkőrétegeiből a következő Foraminifera együttest határoztam meg:

Rotalia beccarii (L.)
Elphidium crispum (L.)
Borelis melo (F. et M.)
Dentritina elegans D'ORB.
Dendritina juleana D'ORB.
Dendritina haueri D'ORB.
Peneroplis planatus (F. et M.)
Spirolina austriaca D'ORB.
Spirolina laubei (KARR.)
Articulina elongata CUSHM.
Vertebralina foveolata FRANZ.
Quinqueloculina boueana D'ORB.
Quinqueloculina contorta D'ORB.

A kőszenes összletet fedő homokkő után 23 m vastag kőszenes rétegcsoport következett, majd ez alatt az alsó lajtamészkő szintben a fúrás 5 m-es előhaladás után leállt. E képződmény vékonycsiszolati metszeteiben *Amphistegina hauerina* D'ORB., *Elphidium crispum* (L.), *Asterigerina planorbis* D'ORB. fajok ismerhetők fel.

A *H. 24. sz. fúrásban* a torton rétegsor felső részén 13,65 m vastag partszegélyi homokkőösszlet van, melynek faunatársasága teljesen megegyezik a H. 61. sz. fúrás hasonló felső-torton rétegének faunájával. A tengeri rétegek alatt a kőszenes csoport 68 m vastagságú, csökkentsósvízi és lagunáris összletét harántolta a fúrás, majd az alsó-torton lajtamészkőben 13 m után leállt.

A *H. 12. sz. fúrás* torton összlete lajta típusú homokos mészkővel zárul (vastagsága 32 m). Foraminifera faunája a felső, lajta típusú összletre vall. Az édesvízi kőszenes összlet itt csupán 6,20 m vastagságú, amely alatt – jellemző Foraminifera társasággal – az alsó lajtamészkőösszlet következett (12,8 m vastagságban). A lajtamészkő mállottabb részének iszapolási maradékából

Heterostegina costata D'ORB.
Heterostegina simplex D'ORB.
Amphistegina hauerina D'ORB.
Elphidium crispum (L.)
Asterigerina planorbis D'ORB.
Cibicides lobatulus (W. et J.)
Loxostomum digitale (D'ORB.)

fajokat határoztam meg.

A *H. 10. sz. fúrás* a kőszenes összlet fedőjében 23 m vastagságban harántolta a homokos márgakifejlődésű, felső lajta típusú képződményeket, melyek faunatársasága megegyezik a H. 61. sz. fúrásból ismert alakokkal. A fúrást a kőszenes csoportban fejezték be, így az alsó lajta típusú szint azonosítása nem volt lehetséges.

2. Zengővárkony környéke

A *Zv. 25. sz. fúrás* rétegsorából csak néhány minta vizsgálata készült el, amelyek alapján az alsó lajta típusú összlet homokos mészkő kifejlődése mutatható ki, gazdag amphisteginás Foraminifera együttessel.

A *Zv. 51. sz. fúrás* 46,10 m vastagságban harántolta a lajtamészkőösszletet. A vékonycsiszolatokban Bryozoa, Echinodermata tüske és Lithothamnium metszetek mellett *Borelis melo* (F. et M.), *Peneroplis sp.*, *Dendritina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Elphidium crispum* (L.) metszetei ismerhetők fel, melyek a felső lajta típusú összletet rögzítik.

3. A Mecsekhegység déli pereme

A *Pécsvárad XXII. sz. fúrás* 5–106 m között homokkőből és mészkőpadokból álló, lajta típusú rétegsort harántolt, mely az alsó szintbe tartozik. Az iszapolási maradékban és vékonycsiszolati metszetekben gazdag amphisteginás–heterosteginás Foraminifera társulás határozható meg.

A *Pécsvárad XLIV. sz. fúrás* 3—161 m-es szakasza homokos márgarétegsort tárt fel, melynek faunatársasága megegyező az alsó lajtamészkőével. A mikrofaunában nagy egyedszámban találhatók a *Heterostegina simplex* D'ORB., *Elphidium crispum* (L.), *Rotalia papillosa* BRADY, *Nonion boueanum* (D'ORB.), *Amphistegina hauerina* D'ORB. házai.

A *Hosszúhetény XVIII. sz. fúrás* 2—52,8 m-es szakasza kavicsos homokkő- és laza homokkőrétegeket harántolt, melyek mikrofaunája az alsó lajta típusú összletet jelzi.

4. Komló környéke

A pécsszabolcsi légakna szelvénye. A felső lajtamészkővel kezdődő rétegsor után csökkentsósvízi képződmények következnek néhány barnakőszénzsinórral, ez a hidasi kőszenes összlettel azonos kifejlődést bizonyít. A kőszenes összlet alatt az alsó lajtaösszletnek megfelelő homokos, partszegélyi üledékek találhatók. Ezekben a képződményekben kis faj-, de nagy egyedszámban fordulnak első az *Amphisteginák*, *Heterosteginák* és a *Borelis melo* házai.

Bár mélyfúrások ezen a területrészen nem harántoltak lajta típusú képződményeket, mégis ezek a Magyaregregy környéki feltárásokból igen sok helyről ismeretesek. A magyaregregyi mészhomokkő csaknem minden feltárásában megtalálható a *Hofkerina hungarica* (VADÁSZ) faj, amely ezekre a képződményekre jellemzőnek mondható.

* * *

Az eredményeket összefoglalva megállapítható: az alsó-torton partközeli rétegeiben (homokos márga, homokkő, mészhomokkő és mészkő) az ún. „alsó lajta típusú" összletben a *Heterosteginák* és az *Amphisteginák* uralkodnak (I., II., III. tábla). Természetesen ez nem jelenti azt, hogy a mikrofauna csupán e két nemzetség fajaiból áll. Gyakoriak még: a *Spiroplectammina deperdita* (D'ORB.), *S. carinata* (D'ORB.), *Globigerina bulloides* D'ORB., *Rotalia beccarii* (L.), *R. papillosa* BRADY és *Elphidium crispum* (L.) fajok, melyek általában a torton rétegek közönséges alakjai.

A felső-torton ún. „felső lajta típusú összlet" Foraminifera faunáját a *Borelis melo* (F. et M.), *Spirolina austriaca* D'ORB., *S. laubei* (KARR.), *Articulina elongata* CUSHM. *Vertebralina foveolata* FRANZ., *Peneroplis planatus* (F. et M.), *Dendritina elegans* D'ORB. fajok jellemzik (III. tábla).

Bár eddigi vizsgálataim során Magyarország más területén nem sikerült egy szelvényben a két lajtamészkőszintet kimutatnom, mégis a Foraminiferák alapján lehetőség adódik az alábbi területek összehasonlítására, illetve párhuzamosítására.

Alsó-torton lajta típusú kifejlődésűek a Báni-hegység amphisteginás—heterosteginás képződményei. A természetvédelmi területté nyilvánított várpalotai Szabó-féle homokbánya rétegsora is a lajtaösszlet helyi kifejlődésének tekinthető, gazdag amphisteginás faunájával. A D-i Börzsönyben Szob és Szokolya környékén, valamint Nógrádszakálon dús Heterosteginafaunát tartalmazó tufa képviseli ezt az összletet. A Cserháthegységben Buják vidékén márgás mészkő-, Mátraszőlősön agyagos márgarétegekben találhatók kőzetalkotó mennyiségben a Heterosteginák.

Irodalmi adatok alapján egyezést találunk ezekkel a kifejlődésekkel több lengyel szerző (ALEXANDROWICZ 1960, LUCZKOWSKA 1958, POREBSKA-SZOTOVA 1960) munkájában is. Mindhárom kutató az amphisteginás – heterosteginás képződményeket az alsó-torton alemeletbe sorolja és e megállapításokat makrofauna-vizsgálatokkal is alátámasztja.

A szlovákiai alsó-torton rétegek amphisteginás – heterosteginás kifejlődéseiről CICHA (1961) munkájában találunk adatokat. STANCHEVA, M. ÉNy-Bulgária alsó-torontonai képződményeiből említ fajszegény, de feltűnően egyedgazdag amphisteginás mészköveket.

F e l s ő - t o r t o n partközeli kifejlődéseket tanulmányozhatunk Rákoson, Bián és a tétényi fennsíkon. Ezen lelőhelyek faunája a felső lajtaösszletet rögzíti. A mecsekhegységi lelőhelyekhez hasonlóan itt is a *Boreliszok* és a *Dendritinák* a jellemző alakok.

Az alsó- és felső-torton partközeli képződmények Foraminifera faunájának vizsgálata gyakorlati eredményeket jelent a hidasi barnakőszén kutatásoknál, mivel a faunakép alapján a fedő és fekvő képződmények jól elkülöníthetők.

IRODALOM

ALEXANDROWICZ, S. 1960: Profil stratigraficny dolnegu tortonu w Chechowicach kolo Gliwic. – Mat. do Geol. Obsz. Ślaśko-Krakówskiego. **6.** Biul. 155. pp. 5 – 60.

CICHA, I. 1961: Zur Oligozän – Miozän-Grenze und zur Stratigraphie des Mizoäns der Westkarpaten und seiner nomenklatorischen Vereinheitlichung. – Geol. Práce, Zosit 60. Bratislava, pp. 113 – 132.

MAJZON L. 1936: Tortonien Foraminiferák Nógrádszakálról. – Földt. Int. Évk. **31.** 1. pp. 113 – 135.

MAJZON L. 1943: Várpalotai felső mediterrán Foraminiferák. – Besz. a Földt. Int. Vitaüléseinek munk.-ról. 1943. Évi Jel. Függeléke. **5.** 3. pp. 103 – 109.

NOSZKY J. ID. 1925: Adalékok a magyarországi lajtameszek faunájához. – Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. **22.** pp. 230 – 280.

NOSZKY J. 1950: A magyaregregyi lajtamészkő feltárások sztratigráfiai viszonyáról. – Földt. Közl. **80.** 4 – 6. pp. 149 – 150.

POREBSKA-SZOTOVA, W. 1960: Profil mikrofaunistyczny miocenu w Lekach Dolnych oraz proba jego rozpoziomowaina. – Kwart. Geol. **1.** 4. pp. 126 – 141.

STANCHEVA, M. 1959: Mikrofaunistic characteristics of the tortonian in North-Western Bulgaria. – Travaux sur la Geol. de Bulgarie. Sér. Pal. **1.**

STRAUSZ L. 1924: Fáciestanulmány a tétényi lajtameszeken. – Földt. Közl. **53.** pp. 43 – 66.

STRAUSZ L. 1926: A Mecsekhegység mediterrán rétegei. – Mat. és Term. Tud. Ért. **42.**

STRAUSZ L. 1928: A bujáki lajtameszek. – Földt. Közl. **58.** pp. 65 – 69.

VADÁSZ E. 1914: A Zengővonulat és a környező dombvidék földtani viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1913-ról, pp. 336 – 352.

VITÁLIS I. 1915: Adatok a Cserhát keleti részének geológiai viszonyaihoz. – Mat. és Term. Tud. Ért. **33.** 3.

Táblák — Tafeln

I. Tábla – Tafel I.

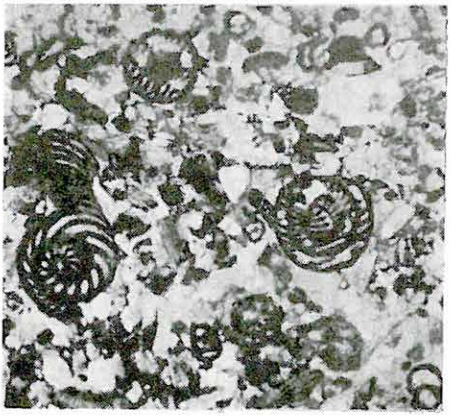
Felső-torton lajtamészkő csiszolatok – Dünnschliffe aus dem obertortonischen Leithakalk

1. *Peneroplis* sp., *Borelis* sp. metszet – Schnitt. 20×
2. *Borelis* sp., *Dendritina* sp. metszet – Schnitt. 20×
3. *Peneroplis* sp., *Quinqueloculina* sp. metszet – Schnitt. 20×

Alsó-torton lajtamészkő csiszolatok – Dünnschliffe aus dem untertortonischen Leithakalk

4. *Elphidium* sp. metszet – Schnitt. 50×
5. *Robulus* sp. metszet – Schnitt. 50×
6. *Amphistegina* sp. metszet – Schnitt. 50×

Fotó: KÖVESDI L.



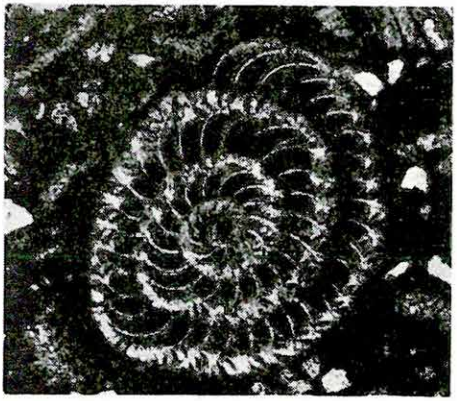
1



2



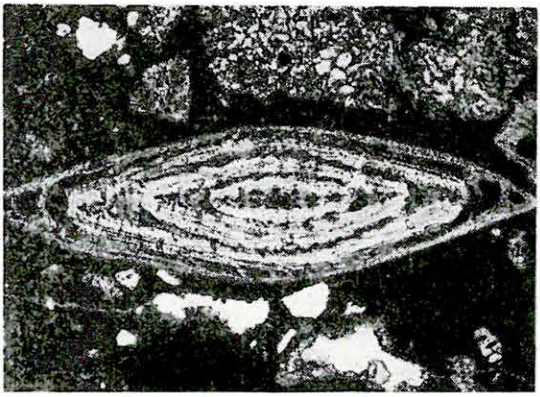
3



4



5



6

II. Tábla – Tafel II.

1. *Heterostegina* sp. (vékonycsiszolat) – Dünnschliff. 20×
2. *Heterostegina costata costata* D'ORB. 20×
3. *Heterostegina costata carinata* PAPP et KÜPPER 20×
4. *Heterostegina papiracea gigantea* SEQUENSA 10×
5. *Heterostegina granulatatesta* PAPP et KÜPPER 20×
6. *Heterostegina simplex* D'ORB. (keresztmetszet) – (Querschnitt) 20×

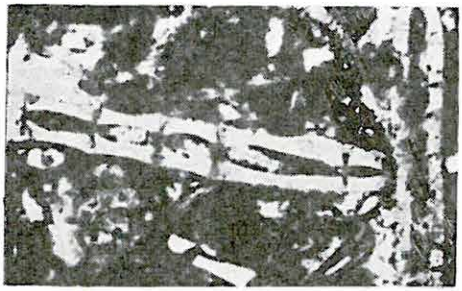
7–8. *Rotalia calcar* D'ORB. 20×

9. *Heterostegina costata* D'ORB. 20×
10. *Heterostegina simplex* D'ORB. 20×
11. *Heterostegina heterostegina praecostata* PAPP et KÜPPER 20×

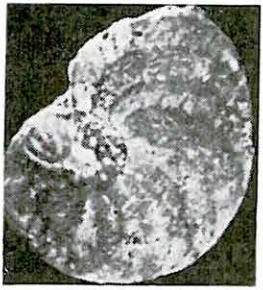
12–13. *Massilina haidingeri* (D'ORB.) 10×

14–15. *Hofkerina hungarica* (VADÁSZ) 20×

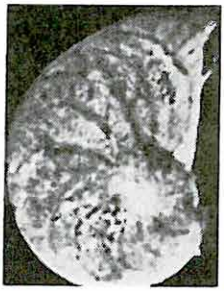
Fotó: KISS A.



1



2



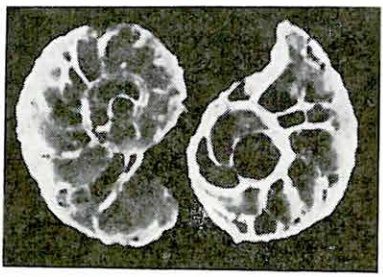
3



4



5



6



7



8



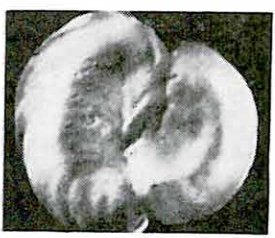
9



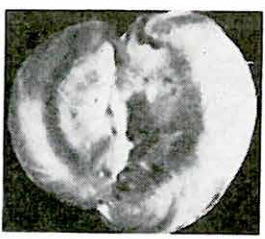
10



11



12



13



14

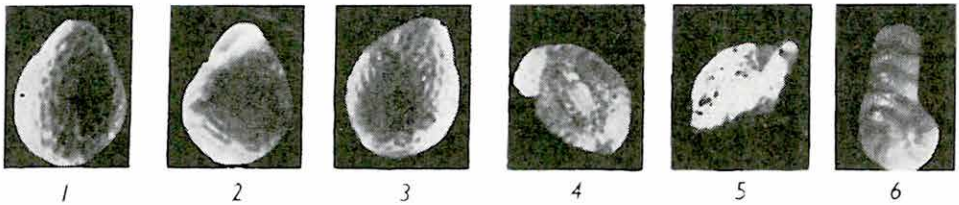


15

III. Tábla – Tafel III.

1 – 3. *Vertebralina foveolata* FRANZ.
4. *Hauerina ornatissima* KARR.
5. *Triloculina agglutinans* D'ORB.
6. *Spirolina austriaca* D'ORB.
7. *Asterigerina planorbis* D'ORB.
8 – 9. *Discorbis* n. sp.
10 – 11. *Rotalia beccarii* (L.)
12. *Pyrgo inornata* (D'ORB.)
13. *Peneroplis planatus* (F. et M.)
14. *Dendritina haueri* D'ORB.
15. *Articulina elongata* CUSHM.
16 – 17. *Massilina* sp.
18. *Amphistegina hauerina* D'ORB.
19. *Borelis melo* (F. et M.)
20 – 21. *Quinqueloculina clotho* KARR.
22. *Nodosaria quadrata* D'ORB.
23. *Spirolina laubei* (KARR.)
24. *Loxostomum digitale* (D'ORB.)

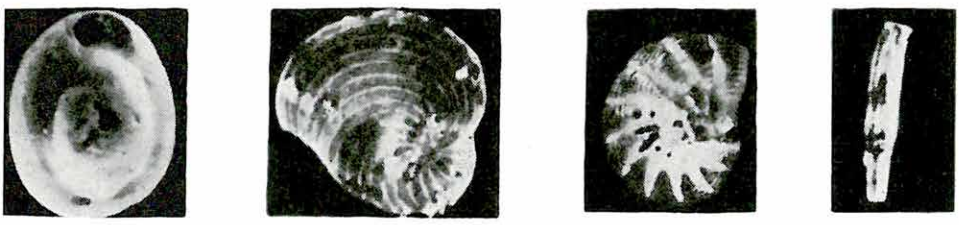
Fotó: KÖVESDI L. – MAJZON A. 1 – 24: 40 ×



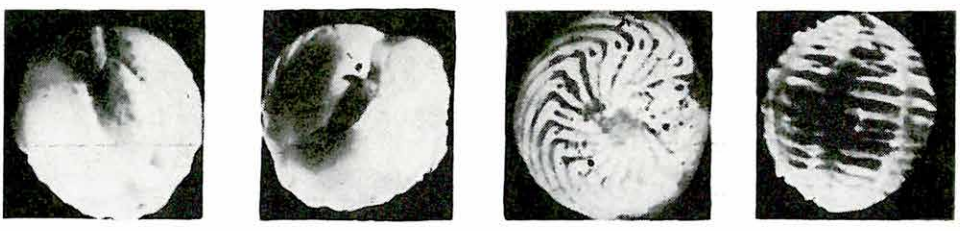
1 2 3 4 5 6



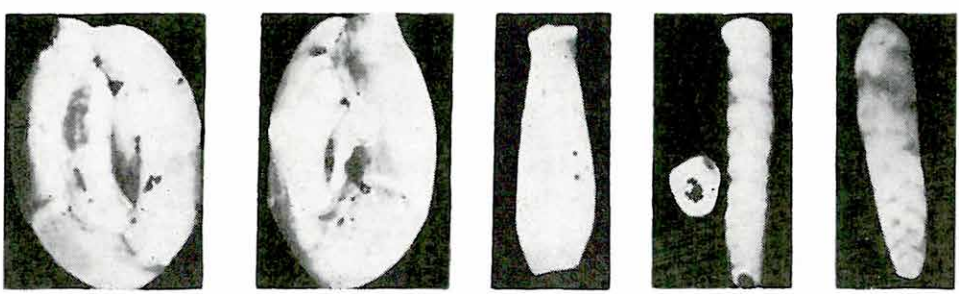
7 8 9 10 11



12 13 14 15



16 17 18 19



20 21 22 23 24

FORAMINIFEREN-FAUNA DER BILDUNGEN VON „LEITHA"-FAZIES DES ÖSTLICHEN MECSEK

von

I. KORECZ-LAKY

Die mannigfaltigste Fazies der Miozänbildungen des Mecsek-Gebirges ist der Leithakalkkomplex. In dieser charakteristischen litoralen Schichtengruppe wechseln sich grobschottrige Konglomerate, feinkörnige Sandsteine, sandige Mergel, grob- und mittelkörnige Kalksandsteine, lockere und dichte Kalksteinschichten ab.

Auf Grund einer eingehenden Untersuchung der im O-Raum des Mecsek-Gebirges bekannten Sedimentationsbecken ergab sich die Möglichkeit die Bildungen vom Leitha-Typus in zwei Horizonten, und zwar in Untertorton und Obertorton geteilt, zu studieren. Die beiden Horizonte können in einem und demselben Horizont nur in den Randteilen des Lignitbeckens von Hidas, sowie des ehemaligen Sedimentationsbeckens von Pécsszabolcs untersucht werden.

Die Untersuchung der Foraminiferen-Fauna der küstennahen Bildungen des Unter- und Obertorton ist für die Braunkohlenforschung bei Hidas von praktischer Bedeutung, da die Hangend- und Liegendbildungen sich auf Grund des Faunabildes gut absondern lassen.

Die Untersuchungsergebnisse weisen darauf hin, dass in den untertortonischen küstennahen Bildungen von Leitha-Typus (sandiger Mergel, Sandstein, Kalksandstein und Kalkstein) die *Heterosteginen* und *Amphisteginen* überwiegen (Tafeln I.–III.). Selbstverständlich wollen wir damit keineswegs behaupten, dass die Mikrofauna lediglich aus den Arten dieser zwei Gattungen bestehe. Häufig auftretende Formen sind noch die Arten: *Spiroplectammina carinata* (D'ORB.), *S. deperdita* (D'ORB.), *Globigerina bulloides* D'ORB., *Rotalia beccarii* (L.), *R. papillosa* BRADY und *Elphidium crispum* (L.), die gewöhnliche Formen der Tortonablagerungen darstellen.

Die Foraminiferen-Fauna des obertortonischen sogenannten „oberen Leithakalkes" wird durch die Arten *Borelis melo* (F. et M.), *Dendritina elegans* D'ORB., *Peneroplis planatus* (F. et M.), *Spirolina austriaca* D'ORB., *S. laubei* (KARR.), *Articulina elongata* CUSHM., *Vertebralina foveolata* FRANZ. (Tafel III.) gekennzeichnet. Auch in dieser Schichtengruppe gibt es Bildungen von abweichender Fazies, doch stimmt ihre Foraminiferen-Fauna überein.

Die Faziesunterschiede sind hauptsächlich auf Tiefenunterschiede des Sedimentationsbeckens zurückzuführen.

ФОРАМИНИФЕРНАЯ ФАУНА ОБРАЗОВАНИЙ ТИПА «ЛАЙТА» ВОСТОЧНОГО МЕЧЕКА

И. КОРЕЦ-ЛАКИ

Наиболее разнообразно развитым представителем миоценовых отложений в горах Мечек является свита «Лайта». В этой характерной прибрежно-морской толще переслаиваются конгломераты с грубозернистыми гальками, тонкозернистые песчаники, песчанистые мергели, грубо- и сред-

незернистые известковистые песчаники, а также рыхлые и плотные известняки.

Тщательное изучение осадконакопительных бассейнов, известных в пределах Восточного Мечека, позволило рассматривать образования типа «Лайта» в разбивке на два горизонта, а именно на нижний тортон и верхний тортон. В одном и том же разрезе можно изучать оба горизонта лишь в краевых частях Хидашского лигнитового бассейна, а также осадконакопительного бассейна, расположенного в районе с. Печсабольч.

Изучение фораминиферной фауны нижне- и верхнетортонских прибрежно-морских отложений имеет практическое значение для исследования литнитов в с. Хидаш, так как на основании состава фауны образования кровли и подошвы могут быть хорошо разделены.

Результаты проведенных исследований указывают на то, что в прибрежно-морских отложениях типа Лайта нижнего тортона (песчанистые мергели, песчаники, известковистые песчаники и известняки) преобладают представители родов *Heterostegina* и *Amphistegina* (таблицы I.–III.). Это конечно не означает, что микрофауна состоит только из видов этих двух родов. Часто встречаются еще виды: *Spiroplectammina carinata* (D'ORB.), *S. deperdita* (D'ORB.), *Globigerina bulloides* D'ORB., *Rotalia beccarii* (L.), *R. papillosa* BRADY и *Elphidium crispum* (L.), которые представляют собой обыкновенные формы тортонских отложений.

Фораминиферная фауна так называемых «верхних известняков типа Лайта» верхнего тортона характеризуется присутствием видов *Borelis melo* (F. et M.), *Dendritina elegans* D'ORB., *Peneroplis planatus* (F. et M.), *Spirolina austriaca* D'ORB., *S. laubei* (KARR.), *Articulina elongata* CUSHM., *Vertebralina foveolata* FRANZ. (таблицы III.). В этой пачке тоже имеются образования различной фации, но их фораминиферная фауна одинакова.

Фациальные различия обусловлены главным образом разными глубинами осадконакопительного бассейна.

GLEICHENIACEAE-MARADVÁNY A MECSEKI MIOCÉNBŐL

Írta: PÁLFALVY ISTVÁN

A Mecsekhegység területén, Magyaregregy környékén több feltárásból gazdag flóraanyagot gyűjtöttünk. A növénymaradványok legnagyobb része felső-helvéti rétegekből került elő (PÁLFALVY 1953, 1964). A babérlevelűek uralmával jellemezhető szubtrópusi flórából új páfrányfaj került elő, amelynek részletes leírását adjuk.

Genus: *Gleichenites* GOEPPERT

Gleichenites hungaricus n. sp.

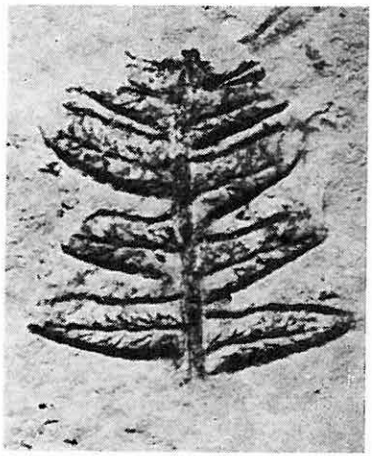
1, 2. ábra

Holotypus: Levéltöredék, mely a M. Áll. Földtani Intézet ősnövénygyűjteményében van. Leltári száma: F. 7.
Locus typicus: Magyaregregy, Farkasordítói-árok.
Stratum typicum: Helvéti diatomás márgás agyag.
Derivatio nominis: Magyarországról elnevezve.

Diagnozis: A hosszúkás-lándzsás, kicsípett csúcsú, épszélű szárnyacskák középeréből 6 – 7 gyengébb, egy-kétszeresen villás oldalér indul ki. Alak és erezet tekintetében a ma élő *Dicranopteris (Gleichenia) linearis* (BURM.) UNDERW. faj alakkörébe sorolható.

Leírás: A töredékes páfránymaradvány legalább kétszer szárnyas lehetett. Hossza 9 mm, szélessége 6,4 – 8,6 mm. Az utolsórendű levélszárny és a szárnyacskák többsége töredékes. A szárnyacskák széle ép, kissé bekunkorodók, csúcs felé kisebbedők. Hosszuk 3,6 – 4,5 mm, szélességük pedig 1,5 – 1,8 mm között változik. A csúcs felé elvékonyodó két ágra szakadó középérből váltakozva 6 – 7 gyengébb, kissé előre ívelő egy-kétszeresen villás oldalér indul ki. A csúcs felé eső villák rövidebbek.

Megjegyzés: A farkasordítói 9. sz. feltárás diatomás üledékeiből egy töredékes, de eléggé jómegtartású páfrányszárny került elő. Alakra nézve a Pteris nemzetség egyes fajaihoz hasonlít. Tüzetes, összehasonlító vizsgálat alapján kitűnt, hogy a Gleicheniaceae család egyes képviselői között találni olyan fajokat, amelyek a gyűjtött maradvánnyal leginkább egyeznek. Itt említem meg, hogy a Mecsekhegység helvéti üledékeiből több, különböző típusú Gleicheniaceae spóra is előkerült.



1. ábra — Abb. 1.

Összehasonlításul a *Dicranopteris (Gleichenia) linearis* (BURM.) UNDERW. faj alakköre említhető. Ez a páfrány Japán szubtrópusi tájain 1400 m magasságig is felhúzódik. Kínában és Sikkim vidékein is előfordul.



2. ábra — Abb. 2.

IRODALOM

PÁLFALVY I. 1952: Miocén növénymaradványok a Mecsekhegységből. – Földt. Közl. **82.** 10–12.

PÁLFALVY I. 1953: Középső-miocén növények Magyaregregy környékéről. – Földt. Int. Évi Jel. az 1950. évről.

PÁLFALVY I. 1964: A Mecsekhegység helvét-tortonai flórája. – Földt. Int. Évi Jel. **1961.** évről. I.

GLEICHENIACEEN-RESTE AUS DEM MIOZÄN DES MECSEK-GEBIRGES

von

I. PÁLFALVY

Im Raume des Mecsek-Gebirges, in der Umgebung von Magyaregregy sammelte Verfasser ein reiches Florenmaterial aus mehreren Aufschlüssen ein. Grösster Teil der Pflanzenreste wurde in den oberhelvetischen Schichten gefunden (PÁLFALVY 1953, 1964). In der subtropischen Flora, die durch das Vorherrschen der *Lauraceae* gekennzeichnet ist, fand Verfasser eine neue Farn-Art, deren ausführliche Beschreibung nächstfolgend gegeben wird.

Gattung: *Gleichenites* GOEPPERT

Gleichenites hungaricus n. sp.

Abb. 1, 2.

Holotypus: Blattrest, Phytopaläontologische Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt, Nr. F. 7.
Locus typicus: Magyaregregy, Farkasordító-Graben.
Stratum typicum: helvetischer diatomenführender Mergelton.
Derivatio nominis: nach Ungarn benannt.

Diagnose: Dem Mittelnerv des länglich-lanzettförmigen, an der Spitze ausgerandeten, ganzrandigen Fiederchens entspringen 6 bis 7 ein- bis zweimal gegabelte Seitennerven. Nach der Form und der Aderung kann der Rest in den Formenkreis der rezenten *Dicranopteris (Gleichenia) linearis* (BURM.) UNDERW. eingereiht werden.

Beschreibung: Der unvollständige Farnrest mag wenigstens zweimal gefiedert gewesen sein. Länge 9 mm, Breite 6,4 – 8,6 mm. Mehrheit der Blattfiedern und der Fiederchen unvollständig erhalten. Fiederchen ganzrandig, sich ein wenig schlingend und der Spitze zu verringernd. Ihre Länge schwankt zwischen 3,6 – 4,5 mm, ihre Breite zwischen 1,5 – 1,8 mm. Dem Mittelnerv, der sich gegen die Spitze verdünnt und entzwei teilt, entspringen 6 – 7 dünnere, etwa vorgebogene, ein- bis zweimal gegabelte Seitennerven. Die der Spitze zugerichteten Gabeln sind kürzer.

Bemerkung: Die diatomenführenden Ablagerungen des Aufschlusses Nr. 9. bei Farkasordító haben eine zwar unvollständige, aber ziemlich gut erhaltene Farnblattfieder geliefert. Ihrer Form nach ist sie einigen Arten der Gattung Pteris ähnlich. Auf Grund einer eingehenden vergleichenden Untersuchung hat Verfasser festgestellt, dass unter manchen Vertretern der Familie Gleicheniaceae solche Arten zu finden sind, die mit dem angesammelten Überrest am meisten übereinstimmen. Hier sei noch erwähnt, dass in den helvetischen Ablagerungen des Mecsek-Gebirges auch mehrere Gleicheniaceen-Sporen verschiedener Typen angetroffen worden sind.

Beim Vergleich könnte die Form um *Dicranopteris (Gleichenia) linearis* (BURM.) UNDERW. erwähnt werden. Dieser Farn verbreitet sich in den subtropischen Landschaften von Japan sogar bis in Höhen von 1400 und kommt auch in China und in den Gegenden von Sikkim vor.

ИСКОПАЕМЫЙ ОСТАТОК GLEICHENIACEAE ИЗ МИОЦЕНА ГОР МЕЧЕК

И. ПАЛЬФАЛВИ

В области гор Мечек, в окрестности с. Мадьярегредь был собран богатый флористический материал из ряда обнажений. Большинство растительных остатков было найдено в верхнегельветских отложениях (ПАЛЬФАЛЬВИ 1953, 1964). Из субтропической флоры, охарактеризуемой преобладанием лавровых, был обнаружен новый вид папоротников, подробное описание которого дается в немецком тексте.

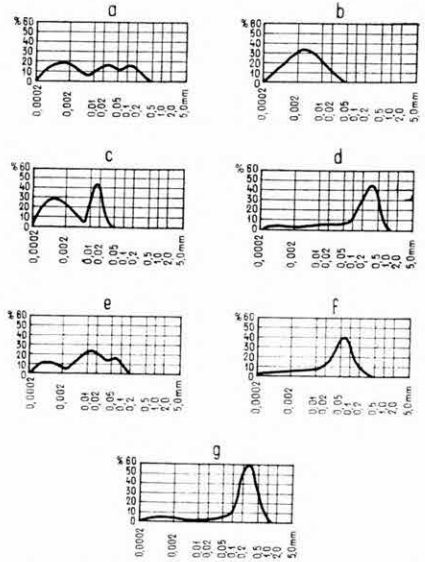
A KELETI MECSEK FELSŐ-HELVÉTI KÉPZŐDMÉNYEINEK ÁSVÁNY-KŐZETTANI VIZSGÁLATA

Írta: RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA

A felső-helvéti üledékciklus során a Mecsekhegység területén változatos kőzetfáciesek alakultak ki. A kőzetkifejlődés sokrétűsége a miocénkori térszín erős tagoltságát és az egykori szárazulat változatos kőzettani felépítését tükrözi. A „congeriás mészkő", a „halpikkelyes agyagmárga", a „budafai rétegek", a „slír összlet" heteropikus fáciesű képződmények, amelyek sorát az üledékes rétegösszletek közé települő, valamint az egykori szárazulatokon felhalmozódott riodácittufa gazdagítja. Ismertetésüket HÁMOR G. földtani újravizsgálatának eredményeit figyelembe véve közlöm.

A csupán kisebb foltokban nyomozható, elegyesvízi faunát tartalmazó „congeriás mészkő" partközeli jellegű képződmény. A kőzet többnyire sárgásbarna színű, biogén-törmelékes mészkő (I. tábla 1.). A sárgásbarna szint a héjtöredékek mentén kivált, néhol finomdiszperz eloszlású goethit okozza. A vashidroxid-kiválás egyrészt oxigén-gazdag viszonyokról, másrészt az üledékanyagnak egykori folyótorkolat közeli felhalmozódásáról tanúskodik: a folyóvizekben kolloid oldatként szállított vas a torkolat közelében az enyhén lúgos brakkvíz hatására vashidroxid formájában vált ki. A kőzet vasoxidációs foka 4,8 – 19,4 közötti. Az oldási maradék vizsgálata alapján szerkesztett szemcseösszetételi görbék gyenge osztályozottságról tanúskodnak (1. ábra *a*.). Az ásványos összetétel genetikai csoportok szerint a következőképpen jellemezhető: *autigén* a biogén-törmelékes kalcit (90 – 92%), a vegyi eredésű dolomit (2,0 – 6,5%) és goethit (0,5 – 1,0%); a részben kolloidális, részben diagenetikus képződésű agyagásványok, főleg illit és montmorillonit (1,0 – 3,0%), valamint csekély mennyiségű kaolinit és klorit. Diagenetikus eredetű a lyukacsos szövetű kőzet mikroszkopikus méretű üregeiben a szferulitos megjelenésű kalcedon és a mozaik struktúrájú többnyire földpát-pszeudomorfóza kvarc, mely a kőzet felépítésében mindössze 1 – 2%-ban vesz részt. A vashidroxidból a diagenezis során képződött hematit jelenléte röntgendiffrakciós felvételek alapján mutatható ki. *Allotigén* a törmelékes eredetű kvarc, a savanyú plagioklász és a nehézásványok (magnetit, biotit, apatit, cirkon, titanit, epidot és gránát), melyek együttesen sem haladják meg az 1 – 2%-ot. A mezozóos aljzaton képződött kőzet gyakran tartalmaz mezozóos anyagú (titon, illetve berriázi) durva mészhomok-szemcséket. Epigenetikus ásvány a magnetitből képződött limonit (I. tábla 1.). A congeriás összletben, a biogén törmelékes mészkő mellett a homokos mészkőkifejlődés is gyakori.

A „halpikkelyes agyagmárga", amely a congeriás összletre települ, a mezozóos alaphegység egykori tengermenti süllyedékeiben képződött tavi üledék. A kőzetfáciesre jellemző a karbonátok, valamint az agyag túlsúlya a kőzetliszt és homok mellett, mely utóbbi legfeljebb 2%-ban van jelen. A halpikkelyes agyagmárgaösszletet kőzetlisztes márga, márgás és meszes aleurit-rétegek alkotják. Az édesvízű medencében a mészkiválás főleg vegyi úton történt. Az oxigénben szegény tófenéken a felszaporodó kénhidrogén pirit-



1. ábra. Felső-helvéti üledékek szemcseösszetétele

Abb. 1. Granulometrische Zusammensetzung der oberhelvetischen Ablagerungen

konkréciók képződését eredményezte: a pirit mennyisége sok esetben a 7%-ot is eléri. A vasoxidációs fok ennek megfelelően kicsi: 0,2 – 1,7. A pH értéke 6 – 7 között változik. A kőzet nagy mennyiségű növényi maradványt, Ostracodákat, halpikkelyeket, ritkán csigahéj-töredékeket tartalmaz. A kőzetlisztes márga egymaximumos szemcseeloszlási görbével jellemezhető, az üledék jól osztályozott (1. ábra *b.*). A kőzetlisztet nagyobb mennyiségben tartalmazó rétegek esetében a görbe az agyagfrakció és a kőzetlisztfrakció éles elkülönülését mutatja (az agyag nem koagulált) (1. ábra *c.*).

A halpikkelyes összletet felépítő ásványok mennyiségi aránya szűk határok között változik, ami a lehordási terület azonosságára és nyugodt üledékképződésre utal. Az ásványok uralkodó része *autigén:* a kalcit 20,0–39,0%, a dolomit 1,0 – 3,5%, a sziderit 1,0 – 1,5%, a pirit 2,0 – 7,0%-ban vesz részt a kőzet felépítésében. Az agyagásványok részben szingenetikusak, részben a diagenezis során jöttek létre. Uralkodó mennyiségű az illit: 20,0 – 27,0%, mellette 6 – 10% kloritot, 2,5 – 5,0% montmorillonitot, 2,0 – 2,5% kaolinitet találunk. Az agyagásvány-csoporthoz sorolható az egyébként törmelékes eredésű, 4,0 – 7,0% mennyiségben jelenlevő muszkovit hidro-

muszkovittá bomlott hányada. *Allotigén* a 13–16% kvarc, az 1,5–8,0% savanyú plagioklász, a 2% körüli ortoklász, a 0,1–3,0% között ingadozó biotit, valamint az elenyészően csekély mennyiségű nehézásvány-társaság (a pirit kivételével). A savanyú plagioklásznak, valamint a biotitnak egyes rétegekben való viszonylagos dúsulása riodácittufa szórással kapcsolatos. A nehéz ásványok között ugyanakkor feldúsul a magmás eredésű biotit és amfibol, a magnetit és cirkon. A metamorf kőzetből való származásra utaló disztén, epidot és gránát csak szórványosan található. Az ásványos összetétel azt bizonyítja, hogy az anyagszállítás paleozóos, főleg magmás, kisebb mértékben metamorf kőzetek erősen mállott felszínéről történt, melyhez riodácittufa is járult.

A halpikkelyes összlet fedőjében, a transzgredáló tenger képződményeinek határrétegeként dolomit képződött. A mindössze pár dm vastag, finomkristályos szövetű, gömbölyded, 50–100 μ-os mikrokristályos foltokkal tarkított kőzet 70–75% dolomitot tartalmaz. A fennmaradó mennyiséget kb. 5% muszkovit és agyagásványok: 5–5% illit, klorit, mintegy 3% pirit, valamint számottevő mennyiségű (5–10%) autigén kvarc alkotja. A 20–80 μ-os víztiszta, ritkábban mozaik struktúrájú kvarc hullámos körvonalú, gyakran ujjasan illeszkedik az alapanyagba (I. tábla 2.).

A dolomitréteg képződését az édesvízben elpusztuló szervezetek bomlásának tulajdonítom, melyeket a transzgresszió megindulásával, a tenger felőli gát alacsonyabb térszínein átcsapó tengervíz tömegesen sodort az üledékgyűjtő medencébe. A szerves bomlás a dolomitosodást elősegítette. Szerves bomlásra utal a kőzet pirittartalma, a folyamatot kísérő redoxpotenciálcsökkenés, valamint a fehérjebomlás során képződő nitrit–nitrát hatására kiváló SiO_2. A folyamathoz az állandósult tenger Mg-sóinak metaszomatizáló hatása is hozzájárult.

A „budafai rétegek" tengeri, partmenti kőzetfáciest jelző üledékes összletét uralkodóan törmelékes eredésű kőzetanyag, durva- és aprókavicsos konglomerátum, durva- és középszemcséjű homokkő építi fel. A homokkő általában jól osztályozott, egymaximumos görbével jellemezhető (1. ábra *d.*). A kavicsok erősen koptatottak, kissé laposak. A vasoxidációs fok nagy: 7,9–38,8 között változó. Gyakori a vékony zsinórok formájában kicsapódott „hullámos" településű vashidroxid, az ugyancsak „hullámos" településű mésziszap-szalagok, vagy a kőzettéválás során keletkezett mésziszap-gumók. A vashidroxid ritmusos kiválása gyakran álrétegződést okoz. A kavicsanyag összetétele az É-i és D-i területeken eltérést mutat; a D-i területre jellemző kvarcporfir és permi homokkő kavicsok É-on hiányoznak, helyettük gneisz, fillit, kvarcit, fonolit, riolit-ártufa kavicsok találhatók. A hegység mindkét oldalán a kavicsok túlnyomó többsége mezozóos mészkőanyagú. Következésképpen a „budafai" összlet kavicsanyaga az alsó-helvéti durvatörmelékes szárazföldi összlet és a mezozóos alaphegység abráziójának terméke.

A „budafai rétegekkel" egyidejű sekélytengeri kéződmény a „slír összlet". A slírrétegeket agyagos, márgás és meszes aleurit, kőzetlisztes és meszes lazakötésű homokkőrétegek építik fel. A szemcseeloszlási görbék szerint a homokosabb rétegek esetében jobban, a nagyobb mennyiségű pelites anyagot tartalmazó rétegek esetében kevésbé jól osztályozott a kőzetanyag (1. ábra *e.*). Ez a jelenség a tengervíz nagyobb sótartalmára vezethető vissza, melynek a

pelites anyagot koaguláló hatása folytán az a durvább szemnagyságú frakciókkal együtt ülepedett le. Megfigyelhető az is, hogy a koaguláció miatt a peptizálószer nélkül készült szemcseelemzések agyagfrakciója lényegesen, gyakran 20%-kal kisebb, mint a valódi agyagtartalom. Ezeknél az üledékeknél a szemcseeloszlási görbék – bár egymaximumosak – bizonyos aszimmetriát mutatnak: az agyagfrakció felé hosszan elnyúlnak (1. ábra *f.*). A koaguláció ilyen mértékű szerepét a „halpikkelyes agyagmárga" tavi üledékeinél nem tapasztaltuk.

A kőzetfáciest jellemző vasoxidációs fok 2,9 – **13,5** között változó, ennek megfelelően a vas vashidroxid formájában van jelen, egyes esetekben – kizárólag a finomabb szemnagyságú rétegekben – kevés pirittel társul. A pH értéke 7 alatt marad.

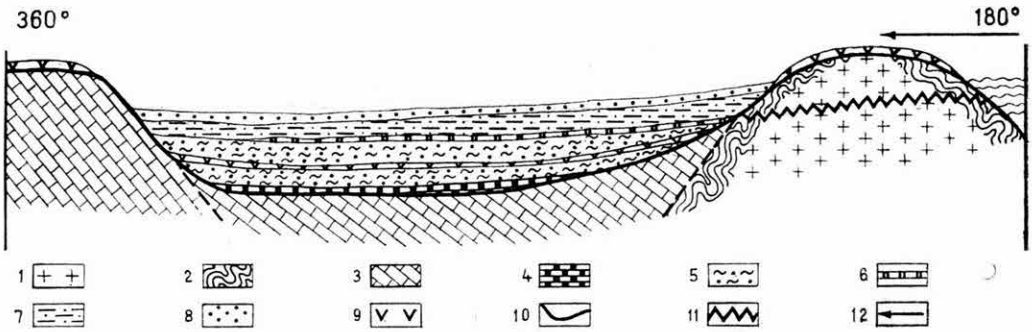
A slírrétegeket felépítő ásványok minőségileg nem, mennyiségileg azonban a halpikkelyes összlethez viszonyítva, annál kissé nagyobb mértékben változók. Az ásványok nagy része *autigén:* a főleg biogén eredésű kalcit 8 – 30%, a dolomit 1 – 6%, a pirit 0 – 1% között változik, utóbbi kizárólagosan a medencefenék oxigénben szegényebb részein képződött. Az agyagásványok között, a „halpikkelyes agyagmárga" viszonylag nagy mennyiségű illitjével ellentétben, itt a montmorillonit viszi a vezetőszerepet, melynek képződését a tengervíz lúgos pH-ja kedvezően befolyásolta. A montmorillonit 8 – 26, az illit 5,0 – 8,0, a kaolinit 1,5 – 5,0, a klorit 1,0 – 4,0%-ban van képviselve. A kőzet 20 – 40%-át alkotó agyagásványok képződése már a leülepedéskor megindult, majd a diagenezis során folytatódott. *Allotigén* ásványok: az igen nagy mennyiségű kvarc: 14 – 24%; a káliföldpát: 3,0 – 10,0% és a savanyú plagioklász: 2,0 – 8,0%. Allotigén eredésűek a nehézásványok; a magmás eredésű magnetit, biotit, apatit, cirkon, pegmatitos turmalin és a metamorf eredésű disztén, epidot, zoizit, klinozoizit, gránát, klorit, staurolit. A slírösszlet felső szakaszában gyakori a riodácittufa áthalmozásából származó 1 – 5%-ban jelenlevő vulkáni üveg is. Az ásványos összetétel és a mikromineralógiai vizsgálat alapján a felső-helvéti slír összlet képződése idején a környező szárazulatok paleozóos magmás és metamorf kőzeteinek, valamint a felső-helvéti riodácittufa anyagának nagyobb mértékű lepusztulása valószínűsíthető.

A *riodácittufa* a felső-helvéti emelet folyamán az óstájer mozgásokat követően fellépő vulkáni működés terméke. Légi úton szállított vulkáni por felhalmozódása, melynek anyaga az egykori szárazulatokon, valamint a felső-helvéti emelet heteropikus fáciesű vízi üledékeibe települve 1 – 6 m vastagságban a hegység egész területén nyomozható, és így szintjelző értéke van. A vulkáni tevékenység a felső-helvéti emelet folyamán egy – nagy mennyiségű anyagot szolgáltató – kitöréssel és szűkebb időtartamon belül többszöri kisebb felélénküléssel jellemezhető. A riodácittufa (I. tábla 3.) vitroklasztikus jellegű, 85 – 98%-ban horzsakő, hólyagos üveg és vulkáni üvegtörmelék alkotja. A 2 – 15% között változó mennyiségű kristálytöredékek 70%-a a plagioklász sor oligoklász – andezin – (labradorit) tagjaiból, a többi színes szilikátokból: biotitból (21,6%) és amfibolból (5,3%) áll. Mellékes elegyrészként (max. 3%) kvarcot tartalmaz, szórványosan szanidin is található. A szárazulatokat borító laza tufaanyag lehordása – mint említettük – még a felső-helvéti emelet folyamán megindult, anyagszolgáltatása nagy szerepet játszott a felső-helvéti üledékes kőzetek felépítésében.

A felső-helvéti üledékciklust *regressziós homokkő* zárja (I. tábla 4.). A K-i Mecsek déli részén vizsgált homokkő középszemcséjű, igen jól osztályozott, meredek lefutású egymaximumos görbével jellemezhető (1. ábra *g*.). A homokkövet diagenetikusan képződött kalcit cementálja, mely a kőzet felépítésében 50–53%-os mennyiségben vesz részt. A kőzetösszetételre jellemző az agyag minimális mennyisége. A vasoxidációs fok 15. A kőzetben gyakori a szögletes mezozóos anyagú limonittal szegélyezett mészhomokszemcse (I. tábla 4.). A kőzetet felépítő egyéb *törmelékszemcsék* az ismételt és szelektív áthalmozódás maradékai. Uralkodó mennyiségben a *gránit ásványait* találjuk: kvarcot, ortoklászt és mikroklint, savanyú plagioklászt, biotitot és muszkovitot, a nehézásványok közül a jellemző és gyakori titanitot. Kisebb mennyiségű a metamorf eredésű kvarcit, s a metamorf kőzetekre jellemző nehézásványok: a tremolit, antofillit, disztén, epidot, gránát, turmalin. Szórványosan metamorf kőzetanyagú homokszemcsék is találhatók. A riodácittufa anyagának jelenlétére a zöld amfibol utal. Az *autigén* ásványokat a kalcit és limonit (1%) mellett a biotitból dia- illetve epigenetikusan képződött klorit, valamint a muszkovitból alakult szericit képviseli. Gyakoribb az ugyancsak diagenetikusan képződött, mozaikos szerkezetű (rendszerint földpát-pszeudomorfóza) kvarc és a szferulitos kalcedon.

A kőzetfáciesekre jellemző ásványos összetétel kiszámítása röntgendiffrakciós kiértékelések, vegyelemzések és mikroszkópi vizsgálatok alapján készült. Az ásványos összetétel számításához felhasznált röntgendiffrakciós méréseket NAGYNÉ MELLES M., a kémiai elemzéseket JANKOVITS L. és SOHA I.-NÉ készítette.

Az ásvány-kőzettani vizsgálatok igazolják a földtani vizsgálat kapcsán kialakult ősföldrajzi képet (2. ábra). A tektonikusan preformált medencében



2. ábra. A felső-helvéti üledékciklus fejlődéstörténete a K-i Mecsek déli előterében

Jelmagyarázat: 1. gránit, *2.* metamorf kőzetek, *3.* mezozóos kőzetek, *4.* congeriás mészkő, *5.* halpikkelyes agyagmárga, *6.* dolomitréteg, *7.* slír, *8.* regressziós homokkő, *9.* riodácittufa, *10.* alaphegység felszíne az üledékciklus kezdetén, *11.* alaphegység felszíne az üledékciklus végén, *12.* a transzgresszió iránya

Abb. 2. Entwicklungsgeschichte des oberhelvetischen Sedimentationszyklus im südlichen Vorraum des O-Mecsek

Zeichenerklärung: 1. Granit, *2.* metamorphe Gesteine, *3.* mesozoische Gesteine, *4.* Congerienkalk, *5.* Tonmergel mit Fischschuppen, *6.* Dolomit, *7.* Schlier, *8.* Regressionssandstein, *9.* Riodazittuf, *10.* Oberfläche des Grundgebirges am Anfang des Sedimentationszyklus, *11.* Oberfläche des Grundgebirges am Ende des Sedimentationszyklus. *12.* Richtung der Transgression

a mezozóos aljzatra congeriás mészkő települt. A medence elzáródásával kialakult a „halpikkelyes összletet" ülepítő édesvízű tó, melybe az egyidejű vulkáni tevékenység során riodácittufa hullott. A medencét a nyilttenger felé gát szegélyezte, ennek lepusztuló anyagát az oszcillálva előrenyomuló tenger a medencében szétterítette. A képződött slírrétegekben legalul a riodácittufa, felette a metamorf pala, majd a gránit nagy mennyiségű áthalmozott anyagát találjuk a gát egykori földtani felépítésének bizonyítékaképpen, melynek magja a metamorf palaburkolatú gránit volt, s rajta a szárazföldet elborító riodácittufa települt.

IRODALOM

HÁMOR G. 1964: A K-i Mecsek miocén képződményei. – Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. I.
RAVASZNÉ BARANYAI L. 1964: A Mecsekhegység helvéti tufái. – Földt. Int. Évi jel. 1961-ről. I.
SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. – Budapest.
VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. II. kiadás. – Budapest.

I. Tábla – Tafel I.

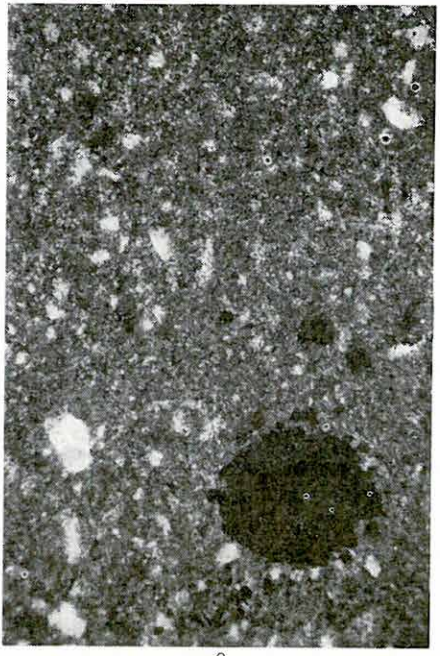
1. Congeriás mészkő mezozóos mészhomokszemcsével. ||N 100×
2. Dolomit autigén kvarccal és pirittel. ||N 100×
3. Riodácittufa (vitroklasztos), amfibol kristállyal. ||N 100×
4. Regressziós homokkő. +N 35×

* * *

1. Congerienkalk mit mesozoischen Kalksandkörnern. ||N 100×
2. Dolomit mit autigenem Quarz und Pyrit. ||N 100×
3. Riodazittuf (vitroklastisch) mit Amphibolkristall. ||N 100×
4. Regressionssandstein. +N 35×



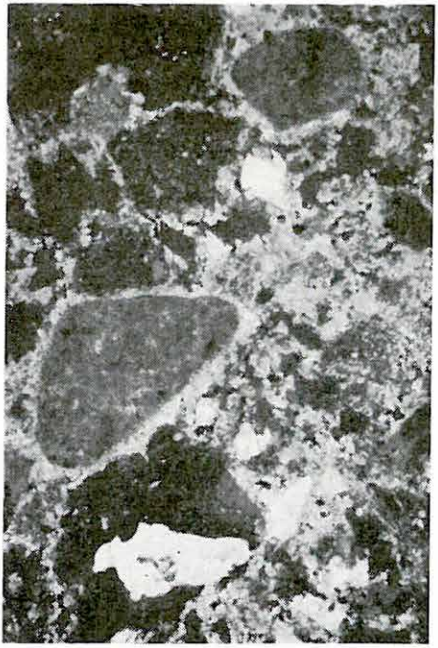
1



2



3



4

MINERALOGISCH-PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG AN OBERHELVETISCHEN BILDUNGEN DES ÖSTLICHEN MECSEK

von

L. RAVASZ-BARANYAI

Auf Grund mineralogisch-petrographischer Untersuchungen liefert Verfasserin Angaben zur Entwicklungsgeschichte des oberhelvetischen Sedimentationszyklus des Mecsek-Gebirges, der dem altsteirischen Orogen nachgefolgt ist.

Der „Congerienkalk" ist eine Ablagerung von Estuarium-Typus mit brackischer Fauna. Lithologisch stellt er einen biogen-klastischen Kalkstein mit veränderlichem Sandgehalt dar (o_{Fe} 4,8 – 19,4).

Der „Tonmergel mit Fischschuppen" (schlammiger Mergel und dazwischengelagerter, mergelig – kalkiger und stark kalkiger Aleurit) überlagert gewöhnlich den Congerienkalk und verkörpert ein lakustrisches Sediment, das sich in den vom offenen Meer abgeschnürten Randbecken des mesozoischen Grundgebirges abgelagert hat (o_{Fe} 0,2 – 1,7).

Im S-Teil des Östlichen Mecsek, infolge des Durchbrechens des Dammes überflutete das transgredierende Meer die Oberfläche des fischschuppenführenden Komplexes und zerstreute gleichmässig das klastische Material der Gesteine, die den Damm aufgebaut hatten (Schlierbildungen), im ganzen Raum des Beckens. Die mikromineralogischen Untersuchungen ermöglichen eine zuverlässige Rekonstruktion der Gesteine des ehemaligen Dammes (Abb. 2).

An der Grenze zwischen den Schlierbildungen und dem fischschuppenführenden Komplex bildete sich eine Dolomitschicht. Ihre Bildung ist der Zersetzung im Süsswasser verendeter Organismen zuzuschreiben, die durch das in den niedrigen Abschnitten des Dammes schon zeitweise durchschlagende Meereswasser ins Becken in grossen Massen eingeführt worden sind. Die organische Zersetzung förderte die Dolomitisierung, zu derem Vorgang auch die metasomatisierende Wirkung der Mg-Salze des ständig gewordenen Meeres beitrug.

In den Gebieten, die kleinere Meereshöhe besassen, bildeten sich in den neritischen Abschnitten die „Schlierschichten" (toniger, mergeliger und kalkiger Aleurit, schlammiger und kalkiger, lockerer Sandstein) (o_{Fe} 2,9 – 13,5), im küstennahen Raum aber die „Budafaer Schichten" (Konglomerat, grober und kleinschottriger, schottriger Sand und reiner Sand) (o_{Fe} 7,9 – 38,8) schon gleichzeitig mit der Ablagerung des fischschuppenführenden Komplexes.

Dass die vorliegenden Lithofazies heteropisch sind, wird auch durch die in verschiedenen Fazies gleichermassen vorhandenen Riodazittuffe bewiesen, welche die Produkte des nach den altsteirischen Bewegungen eingetretenen, postorogenen Vulkanismus darstellen.

Der oberhelvetische Sedimentationszyklus wird durch einen Regressionssandstein (o_{Fe} 15) abgeschlossen.

МИНЕРАЛО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВЕРХНЕГЕЛЬВЕСТКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО МЕЧЕКА

Л. РАВАС-БАРАНЬЯИ

На основании минерало-петрографических анализов автором приводятся данные об истории развития верхнегельветского осадочного цикла, последовавшего в горах Мечек за древнештирийским орогенезом.

«Конгериевые известняки» представляют собой отложения эстуариевого характера со солоноватоводной фауной. Литологически это — биогенные кластические известняки с изменчивым содержанием песков (o_{Fe} 4,8 — 19,4).

«Рыбные глинистые мергели» (алевритистые мергели с прослоями мергелисто-известковистых и сильно известковистых алевролитов) обычно налегают на конгериевые известняки и представляют собой озерные осадки, отложившиеся в изолированных от открытого моря краевых прогибах мезозойского фундамента (o_{Fe} 0,2 — 1,7).

Наступающее море прорвало дамбу, отделившую прогиб от открытого моря в южной части Восточного Мечека, и трансгредируя на толщу рыбных мергелей, расстелило обломочный материал образовавших дамбу пород по всему прогибу (шлировые образования). Микроминералогические исследования позволяют хорошо реконструировать образовавшие дамбу породы (рис. 2).

На границе шлировых образований с толщей рыбных мергелей образовался доломитовый слой. Образование доломитового слоя может быть приписано разложению погибших в пресной воде организмов, которые большими массами были принесены в бассейн морскими водами, то и дело уже проливавшимися по пологим участкам дамбы. Органическое разложение способствовало доломитизации, причем к этому фактору присоединилось и метасоматизирующее влияние магниевых солей стабилизировавшегося моря.

В тех областях, высота над уровнем моря которых была меньшей, образовались «шлировые слои» (глинистые, мергелистые и известковистые алевролиты, а также алевритистые и рыхлые, известковистые песчаники (o_{Fe} 2,9 — 13,5) на мелководно-морских участках и «слои Будафа» (конгломераты, грубо- и мелкозернистые гальки, гравелистые пески и чистые пески) (o_{Fe} 7,9 — 38,8) в прибрежной зоне, уже одновременно с отложением толщи рыбных мергелей.

Гетеропичность литофаций подтверждается и риодацитовыми туфами, равномерно встречающимися в различных фациях. Эти туфы являются продуктами посторогенического вулканизма, наступавшего после древнештирийских движений.

Верхнегельветский осадочный цикл завершается регрессивными песчаниками (o_{Fe} 15).

ÁSVÁNYVIZSGÁLATOK A MECSEKI MIOCÉN RÉTEGÖSSZLETBEN

Írta: NAGYNÉ MELLES MARGIT – SOHÁNÉ SZALAY KAROLA

A mecseki miocén rétegösszlet két rétegcsoportjából, a „felső halpikkelyes agyagmárgából" és a „slírből" származó mintákon végeztünk ásványtani vizsgálatokat. Célunk az volt, hogy az üledékképződési viszonyokra érzékeny agyagásványok vizsgálatával adatokat szolgáltassunk a hegység földtani megismeréséhez.

Vizsgálatainkat vegyelemzéssel, térfogatos meghatározásokon alapuló gyorselemzéssel, pH meghatározásokkal és röntgendiffrakciós módszerrel végeztük. A vegyelemzés adataiból és a röntgenfelvételek kiértékeléséből az egyes ásványos alkatrészekre vonatkozóan mennyiségi adatokat is kaptunk. Sok esetben ezzel a módszerrel tudtunk bizonyos – különben nehezen megállapítható – különbségeket észlelni.

A felső halpikkelyes agyagmárga rétegcsoportot a Magyaregregy VII. sz. fúrás 0,0–60,0 m-ig terjedő szakaszából vett minták felhasználásával vizsgáltuk meg.

Az összletből csaknem méterenként vettünk mintát. Vizsgálatainkkal e rétegcsoportban rendkívül változatos ásványtársaságot találtunk: kvarc, kalcit, dolomit, aragonit, ortoklász, albit, oligoklász, muszkovit, hidromuszkovit, illit, szericit, klorit, kaolinit, montmorillonit, pirit, sziderit, hematit, goethit.

Az agyagásványok, a kalcit és dolomit százalékos mennyiségét, valamint a vasoxidációs értékeket az 1. táblázat szemlélteti.

A kalcit és a dolomit jelentős mennyisége (összesen 97, ill. 70%) különösen a 43,2–45,1 m mélységköz mintáiban szembeötlő. A kvarc mennyiségi eloszlásával kapcsolatban nem tapasztalható ilyen szélsőséges ingadozás. Mennyisége általában 15–40% között mozog.

A földpátokat az ortoklász és a savanyú plagioklászok (albit és oligoklász) képviseli. Mennyiségük kevés: 1–2%-tól 10%-ig terjed. Minden egyes mintában kivétel nélkül megtalálhatók.

Az agyagásványok is változatosak, megtalálható az illit, klorit, muszkovit, hidromuszkovit, kaolinit, montmorillonit. Uralkodó közöttük az illit, szericit, kisebb mennyiségű a klorit. Az illit és szericit minden mintában megtalálható, míg a muszkovit, kaolinit, montmorillonit egy-egy mintában kimarad. Montmorillonit-dúsulás főleg az 50,0 m-től 60,0 m-ig terjedő szakaszban mutat-

kozik, de ott sem olyan nagy mértékben, hogy uralkodó agyagásványnak lehetne nevezni. Egyes mintákban kevés aragonitot is találtunk, mégpedig a kiugró mennyiségű kalcitot és dolomitot tartalmazó 43—45 m-es szakasz alatt és felett. Az 54 m-ből származó mintában pirit és sziderit is kimutatható, de igen csekély mennyiségben.

1. táblázat

Mélységköz m-ben	Agyagásványok összmennyisége %-ban	Kalcit %	Dolomit %	^{o}Fe
0,0 – 20,4	45,5	–	–	25,27
20,4 – 22,1	46,0	27,0	–	54,09
22,1 – 23,8	35,0	16,0	9,0	2,58
24,8 – 25,8	32,0	24,0	10,0	1,17
25,8 – 26,8	42,5	14,2	10,0	1,96
26,8 – 27,8	38,0	13,0	6,0	2,55
27,8 – 28,8	38,0	49,0	5,5	1,74
32,8 – 33,8	37,5	40,0	7,5	1,59
33,8 – 34,8	38,0	6,2	6,0	3,00
34,8 – 35,8	30,0	5,5	2,5	1,68
35,8 – 36,8	42,0	19,6	12,6	1,07
37,8 – 38,8	37,5	19,5	9,5	3,27
38,8 – 39,8	39,0	13,5	10,4	2,58
41,8 – 43,0	42,0	23,8	3,0	2,91
43,2 – 45,1	–	58,5	39,0	6,00
45,1 – 45,5	20,0	52,0	18,4	3,18
45,5 – 49,0	32,5	31,0	9,5	1,84
49,5 – 50,0	42,0	6,9	5,0	3,51
50,0 – 51,0	38,5	10,8	8,1	1,67
53,0 – 54,0	42,0	3,0	0,5	2,20
54,0 – 55,0	25,0	44,5	17,0	0,51
56,0 – 57,0	43,0	26,0	4,4	1,56
57,0 – 58,0	45,0	13,8	5,0	2,74
58,0 – 59,0	28,0	19,0	10,0	1,35
59,0 – 60,0	43,0	23,5	12,5	1,72

2. táblázat

Mélységköz m-ben	Agyagásványok összmennyisége %-ban	Kalcit %	Dolomit %	^{o}Fe
28,8 – 29,8	40,0	26,0	6,5	2,13
29,8 – 30,8	30,0	21,0	7,0	0,94
39,8 – 40,8	42,0	7,8	6,2	2,03
40,8 – 41,8	41,0	44,5	6,5	1,58
51,0 – 52,0	50,0	7,9	3,5	3,25
55,0 – 56,0	18,0	70,0	14,0	6,13
86,2 – 90,0	34,0	11,0	2,2	1,93
90,0 – 92,0	70,0	1,0	0,5	4,61
105,0 – 107,0	50,0	11,0	4,5	5,72
107,0 – 109,0	50,0	7,5	5,4	8,74

A halpikkelyes agyagmárgában a pH-érték változó, 6–7 között ingadozik.

A vasoxidációs érték az agyagos kőzetnek megfelelően átlagosan 2–3. Kivételt képez a 0,0–22,1 m-ig tartó szakasz, ahol az utólagos felszínközeli oxidáció hatására a vasoxidációs fok 25 ill. 54-re emelkedik. Ennek megfelelően itt kevés hematit is található, míg az 54 m-ből gyűjtött minta igen alacsony oxidációs fokát (0,51) a már említett kevés sziderit és pirit jelenléte is igazolja.

A slír-rétegcsoportot a Magyaregregy VIII. sz. fúrás 28,8–109,0 m-ig terjedő szakaszából származó minták felhasználásával vizsgáltuk meg. A vizsgálat adatait a 2. táblázat tartalmazza.

A slírösszlet ásványai már sokkal kevésbé változatosak. Itt is előfordult kiugróan nagy kalcit- és dolomit-tartalom (55,0–56,0 m). Bár a kvarc átlagos mennyisége valamivel kevesebb, mint a halpikkelyes összletben, mégis itt ez az uralkodó ásvány – két kivételtől (40,8–41,8 m és 55,0–56,0 m) eltekintve. A földpátokat a halpikkelyes agyagmárgaösszlethez hasonlóan ortoklász és savanyú plagioklászok: albit és oligoklász képviseli, azzal a különbséggel, hogy mennyiségük lényegesen nagyobb (5–6%-tól 14–15%-ig).

Az agyagásványok között uralkodó a montmorillonit, mellette jelentős a muszkovit. Mutatkozik még klorit, kaolinit, kevesebb szericit és illit is.

Figyelemre méltó a 90,0–92,0 m-ből vett minta rendkívül nagy agyagásványtartalma. Ez a minta 70% agyagásványt tartalmaz, uralkodó benne a montmorillonit, valamivel kevesebb a kaolinit és a muszkovit. Az agyagásványokat kvarc, dolomit és kalcit kíséri. A közvetlen alatta levő rétegekben (105,0–109,0 m-ig) szintén a montmorillonit uralkodik, az agyagásványok összmennyisége azonban egyharmaddal csökken. Aragonitot a slírben is találtunk, kisebb mennyiségben.

A slírösszlet pH-ja enyhén lúgos vagy közömbös, 7–7,5–7,8 közötti.

A vasoxidációs fok a rétegsorban lefelé haladva növekszik; legnagyobb értéke (8,74) a fúrás talpánál mutatkozik.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a mecseki miocén beltavi halpikkelyes agyagmárga összlete különbözik a tengeri jellegű slír képződménytől, a két összletet felépítő ásványok, a pH-viszonyok, oxidációs körülmények szempontjából. A különbséget leginkább az agyagásványok tükrözik, amelyek a halpikkelyes agyagmárgaösszletben sokkal változatosabb formában, de kisebb mennyiségben jelentkeznek, míg a slírben kevésbé változatosak ugyan, de mennyiségük jelentékenyebb. A slírösszletben a lebontásra különösen érzékeny földpátok és a csillámok többé-kevésbé épen maradtak. A mindkét rétegcsoportban közel azonos arányban jelentkező ortoklász, savanyú plagioklász, csillám és kvarc közös lehordási területre utal.

A vizsgált szelvényekben kimutatott dolomitos betelepülésekhez hasonló képződés a terület más részén is észlelhető (pl.: Zengővárkony 59. fúrás).

A tenger – feltehetően – időnként behatolt a beltó jellegű üledékgyűjtőbe. Vizsgálataink szerint a dolomitkiválás az ingressziós padokat kíséri. A magnéziumsókban gazdag tengervíz a jelenlevő aragonitot és kalcitot ilyen módon metaszomatikusan dolomittá alakíthatta. Az aragonittartalom eset-

leg biogén is lehet, élőlények meszes héjmaradványaiból is származhat. Optikai vizsgálataink során, az aránylag dús aragonittartalmú mintákban, szerves váztöredékeket is találtunk.

HÁMOR G. (1963) a vizsgált rétegtagokat egyidejű, heteropikus fáciesű képződményeknek tekinti. Vizsgálataink alapján az eltérő ősföldrajzi viszonyok mellett történt egyidejű üledékképződést lehetségesnek tartjuk.

IRODALOM

BETECHTIN, A. G. 1956: Kursz Mineralogii. – Goszudarsztvennoje naucsno-technicseszkoje izdatelsztvo literaturiy po geologiji i ochrane nedj. Moszkva.

BROWN, G. 1961: The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. – Min. Soc. London.

HÁMOR G. 1964: A K-i Mecsek miocén képződményei. – Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről.

KOCH S. – SZTRÓKAY K. 1954: Ásványtan. – Budapest.

MINERALOGICAL STUDY OF TWO MIOCENE SEQUENCES IN THE MECSEK MOUNTAINS

by

M. NAGY-MELLES – K. SOHA-SZALAY

Two sequences of Miocene sediments of the Mecsek Mountains, *i.e.* the so called "upper fish scale-bearing clayey marls" and the "schlier" beds, have been examined by chemical analysis, X-ray diffraction measurements, pH measurements, and determination of the o_{Fe} values. The mineralogical composition, the pH and o_{Fe} values as well as the chemical composition of these sequences differ strongly. Quartz, calcite, dolomite, aragonite, orthoclase, albite, oligoclase, muscovite, illite, sericite, chlorite, kaolinite and montmorillonite are present in both sequences. However, pyrite, siderite, hematite, goethite and hydromuscovite can be detected only in the fish scale-bearing clayey marl. Chief mineral of the schlier beds is quartz with pH ranging from 6 to 7; in the sequence of fish scale-bearing marls there commonly prevail the clay minerals and the carbonates, their pH varying between 7 – 7,8. In the schlier suite the o_{Fe} value increases towards the bottom from 0,9 to 8,7, while in the clayey marls it averages 0,5 – 3,5 (within the interval of 0,0 – 22,1 m it amounted to 25 or 54, respectively, due to near-surface oxidation). The roughly equal abundance of quartz, mica, orthoclase and plagioclase in both sequences suggests a common source area.

The authors' investigations have shown the possibility of formation of both sequences synchronously, in different palaeogeographical conditions which is in agreement with the opinion of G. HÁMOR (1964) who considers the sequences in question to be formations of heteropic facies.

ИЗУЧЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В МИОЦЕНОВОЙ ТОЛЩЕ ГОР МЕЧЕК

М. НАДЬ-МЕЛЛЕШ – К. ШОХА-САЛАИ

Две пачки миоценовой толщи гор Мечек, а именно так называемые «верхние глинистые мергели с чешуями рыб» и «шлировые» слои были изучены путем химического анализа, ретгенодиффрактометрических измерений, измерения pH и определения величины o_{Fe}. Минералогический состав, величины pH и o_{Fe} рассматриваемых двух пачек являются различными. В обеих пачках присутствуют кварц, кальцит, доломит, арагонит, ортоклаз, альбит, олигоклаз, мусковит, иллит, серицит, хлорит, каолинит, монтмориллонит. Однако пирит, сидерит, гематит, гётит и гидромусковит могут быть выявлены только в глинистых мергелях с чешуями рыб. Преобладающим минералом шлировой толщи с pH от 6 до 7 является кварц; в комплексе мергелей с чешуями рыб обычно преобладают глинистые минералы и карбонаты, причем величина pH колеблется в пределах 7–7,8. В шлировой толще величина o_{Fe} увеличивается от 0,9 в верхней части до 8,7 в нижней; в глинистых мергелях она колеблется от 0,5 до 3,5 (в интервале 0,0–22,1 м под влиянием приповерхностного окисления она увеличилась соответственно до 25 или 54). Наличие примерно одинаковых количеств кварца, слюды, ортоклаза и плагиоклаза в обеих пачках указывает на общую область сноса.

На основании своих исследований авторы считают возможным, что обе пачки образовались одновременно в различных палеогеографических условиях. Это хорошо увязывается с положением Г. ХАМОРА (1964), который считает рассматриваемые пачки образованиями гетеропической фации.

ADATOK A MECSEKHEGYSÉGI LÖSZ FÖLDTANI VISZONYAINAK VIZSGÁLATÁHOZ

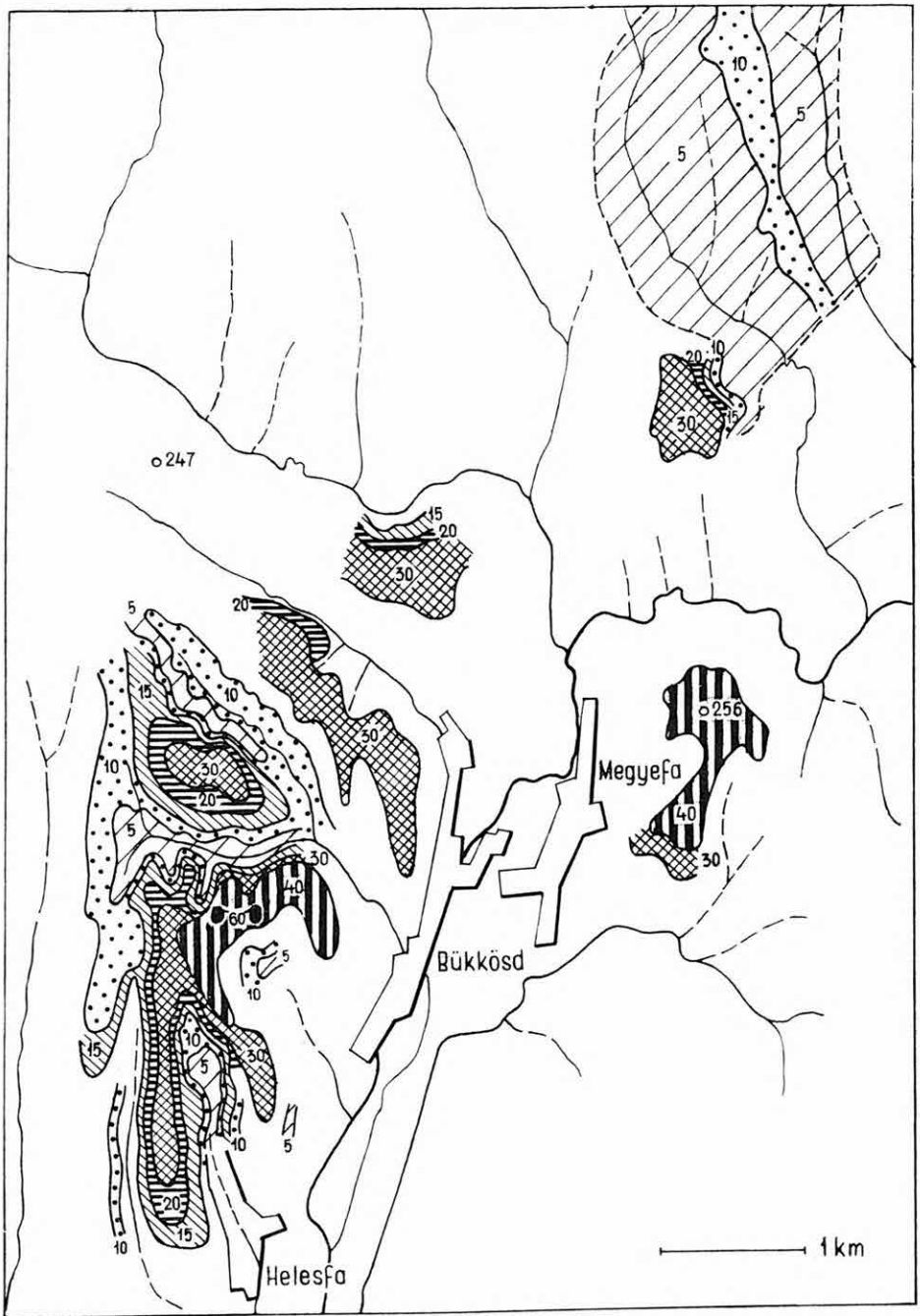
Írta: MOLDVAY LORÁND

A Mecsek negyedkori földtani viszonyait üledékképződési szempontból az idősebb képződmények lepusztulásából eredő törmelékképződés és a löszképződés jellemzi. A löszképződés a pleisztocén elejétől a holocénig terjedő folyamat, ennek méreteiről – tekintettel a pusztító erők állandó működésére – csak egyes, viszonylag mélyebb fekvésű területek rétegsora alapján nyerhetünk felvilágosítást. A lösz üledékképződési szempontból hegységen kívüli eredetű felhalmozódás, aminek erőssége éves átlagban egytizede volt az Alföldön feltehető legnagyobb erősségű folyóvízi törmelékfelhalmozódásnak. Elméletileg az egész hegység területén mintegy 60 m vastag lösztakaró képződését vehetjük számításba, ilyen vastag takaró képződésére lett volna lehetőség a pleisztocén teljes tartama alatt, ha eszményi üledékgyűjtővel számolunk.

A hegység eddig ismert legnagyobb vastagságú lösz-összlete a fő vonulatok közvetlen szomszédságában Bükkösd, Ófalu és Magyaregregy környékén helyezkedik el, 40–50 m vastagságban. A Mecsek északi előterében 60–70 m vastag pleisztocén összletet ismerünk, ennek felső szintje típusos lösz. A távolabbi peremek felé a lösz általában kivastagodik.

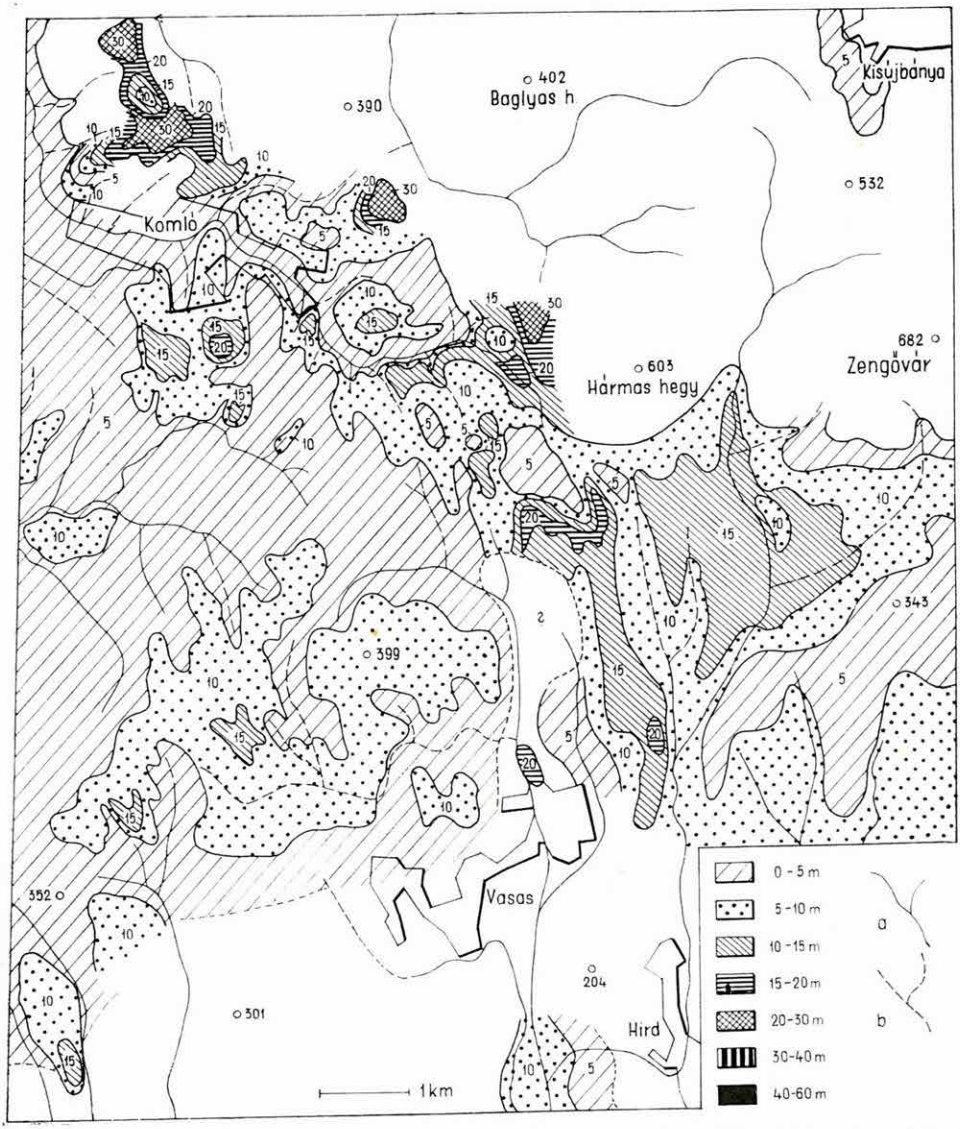
A hegységben készült kőszénkutató és földtani kutatófúrások alapján egyes területekről negyedkori vastagsági térképet szerkesztettünk. Mivel a fúrások túlnyomó része löszt harántolt, a térképen a lösz elhelyezkedése nagy vonásokban megállapítható (1, 2, 3. ábra). Azt tapasztaljuk, hogy a vastagabb lösz bizonyos tengerszint feletti magassághoz kötött. A nyugati peremen (1. ábra) ott a legvastagabb, ahol a mai térszín, a dombtetők átlagos szintje 200 m magasságú; 250 m felett azonban már jelentősen elvékonyodik. Kelet felé viszont, Ófalu, Mecseknádasd környékén, még 300 m magasságban is nagy vastagságú összletet találunk (3. ábra). *A lösz-összlet mindenütt a tetőkön a legvastagabb*, a völgyoldalak felé rohamosan vékonyodik és átadja helyét a lehordott anyagoknak. *Ez a jelenség a holocénben lezajlott gyors és erős erózió következménye.*

A Jakabhegy és Zengő-vonulat között elhelyezkedő 300–400 m magas tetőkön már sokkal vékonyabb löszt találunk (2. ábra). Feltűnő, hogy itt a +200 m-es térszínen sem található meg, ami a meredek lejtési viszonyok következménye. Hasonló a helyzet a Zengőt kísérő DK-i peremvidéken is.



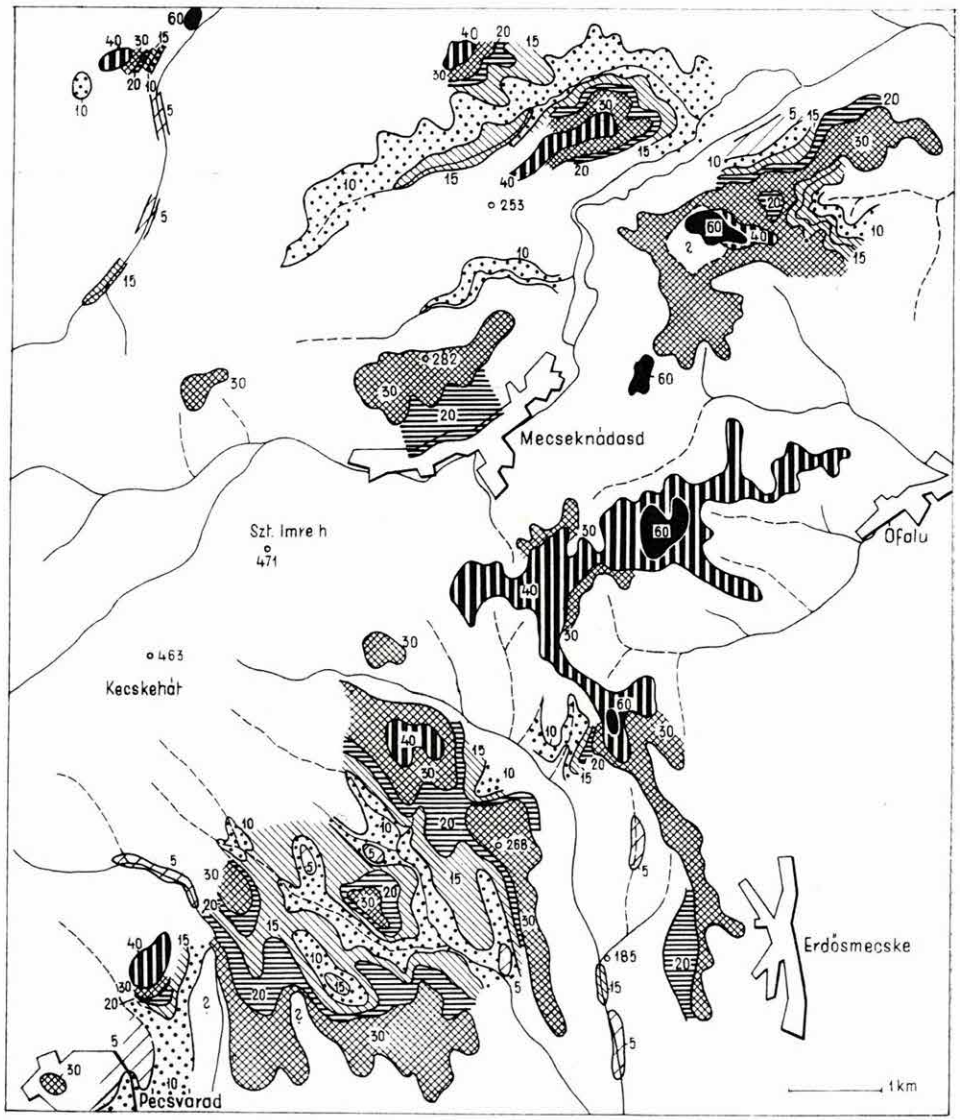
1. ábra. Negyedkori képződmények vastagsága Bükkösd környékén. (Jelmagyarázatot lásd a 2. ábránál)

Abb. 1. Mächtigkeit der Quartärbildungen bei Bükkösd. (Siehe die Zeichenerklärung zur Abb. 2.)



2. ábra. Negyedkori képződmények vastagsága Komló és Vasas környékén. (a = állandó vízfolyás, b = időszakos vízfolyás)

Abb. 2. Mächtigkeit der Quartärbildungen in der Umgebung von Vasas und Komló (a = ständiger Wasserlauf, b = zeitweiliger Wasserlauf)

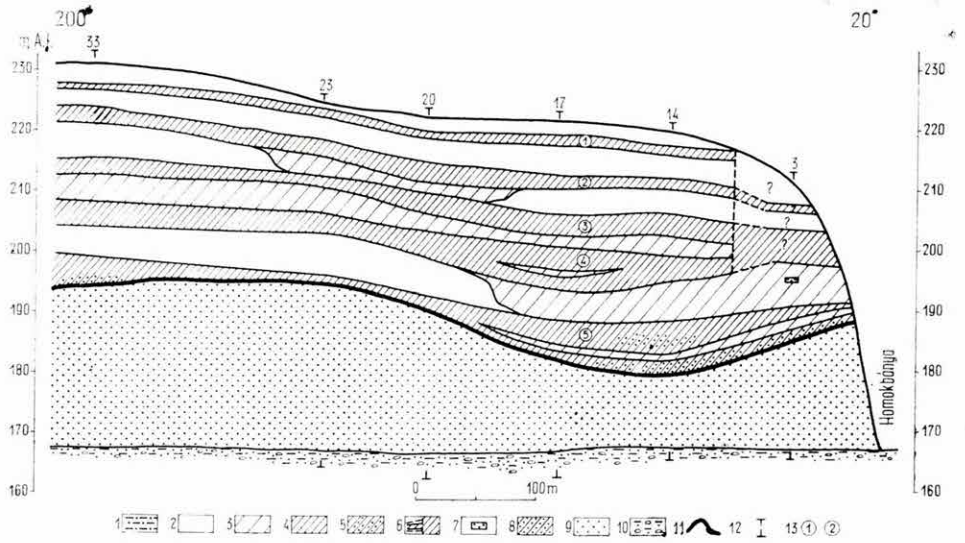


3. ábra. Negyedkori képződmények vastagsága Ófalu, Mecseknádasd és Pécsvárad környékén. (Jelmagyarázatot lásd a 2. ábránál)

Abb. 3. Mächtigkeit der Quartärbildungen in der Umgebung von Ófalu, Mecseknádasd und Pécsvárad. (Siehe die Zeichenerklärung zur Abb. 2.)

Ha a lösztakaró általános helyzetét vizsgáljuk, ma még nem tudunk a keletkezés és lepusztulás minden részletkérdésére – főleg rétegtani vonatkozásban – választ adni. Bizonyosra vehető, hogy a pleisztocén folyamán lösz azokon a tetőkön is erőteljesen képződött, amelyeken ma már alig mutatkozik. Az is bizonyosra vehető, hogy a lepusztulás részletekben történt, a jelek szerint elsősorban az elváltozott lösszel jellemzett „inter" szakaszokban, de a löszképződési időszakokban is. Ezekre a viszonyokra vonatkozóan a bükkösdi szelvények adnak részletes felvilágosítást.

1953-ban Bükkösd mellett mintegy 40 m vastag pleisztocén lösz-összletet tártunk fel, részletes hálózatos fúrással. Ez az összlet a felső-pannóniai homok lepusztult felszínére települ. Öt, erősebben átalakult szintet tartalmaz, ezek közül a két legalsó szint szenvedte a legerőteljesebb átalakulást (1, 2. szelvény 4, 5. szintje) (4., 5. ábra). Az ötödik szint a fekvő homok bemosott



4. ábra. 1. szelvény

Jelmagyarázat a bükkösdi pleisztocén szelvényeihez (4–8. ábra): *1.* alluvium, *2.* lösz, *3.* lösz (lehordásra utaló elváltozással), *4.* elváltozott lösz és lehordott anyagú változata, *5.* elváltozott lösz bemosott homokkal, *6.* suvadt lösz és elváltozott lösz, *7.* leiszott pannon homokkődarab, *8.* suvadt pannon homok, *9.* felső-pannon homok, *10.* helvét kavics, homok, iszap, *11.* eróziós felszín, *12.* fúrás, *13.* szintek sorszáma

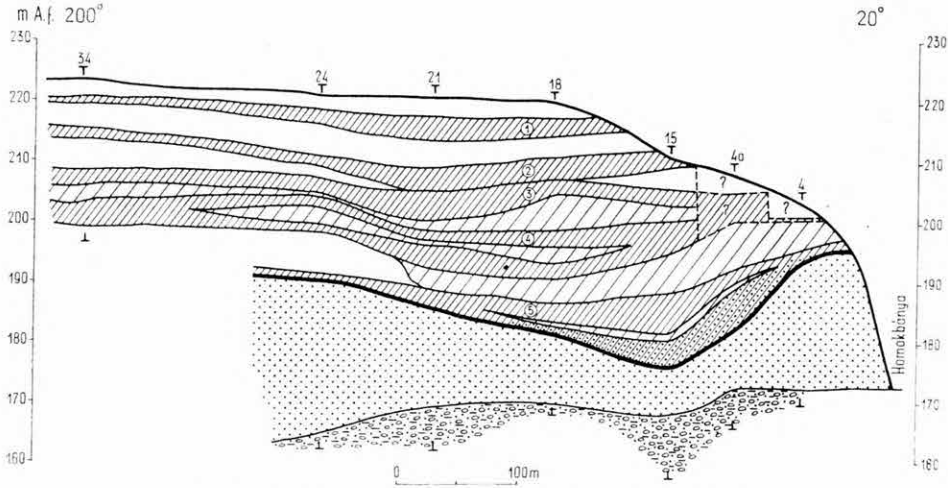
Abb. 4. 1. Profil

Zeichenerklärung zu den pleistozänen Profilen bei Bükkösd (Abb. 4–8): *1.* Alluvium, *2.* Löss, *3.* Löss (mit auf eine Abtragung hindeutender Umwandlung), *4.* umgewandelter Löss und seine abgetragene Abart, *5.* umgewandelter Löss mit eingespültem Sand, *6.* heruntergerutschter Löss, umgewandelter Löss, *7.* abgeglittenes pannonisches Sandsteinstück, *8.* heruntergerutschter pannonischer Sand, *9.* oberpannonischer Sand, Schlamm, *10.* helvetischer Schotter, Sand, Schlamm, *11.* Erosionsfläche, *12.* Bohrung, *13.* laufende Nummer der Horizonte

és suvadt anyagát is tartalmazza. Mindkét alsó szint anyaga vöröses színű és a helyi mélyedésekben erősen kivastagszik. Találunk ezekben kiékelődő, gyengébben átalakult, olykor löszsárga lemosott löszanyagot is, az egykori, teljesen lepusztult lösz maradványát.

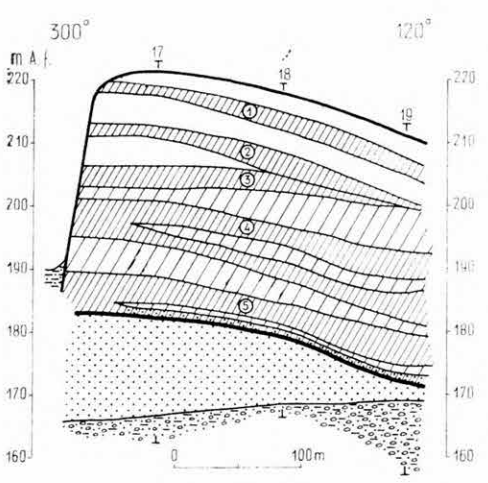
Az 1., 2., 3., 4., 5. sz. átalakult lösz-szintek közötti rétegek anyaga részben típusos, részben az összehordottság jeleit mutatja. Az „összehordott" lösz

az összlet alsó felében a 3., 4., 5. sz. átalakult lösz-szint között jelentkezik. Ez az anyag a részletes makroszkópos vizsgálat szerint *több finom-anyagot tartalmaz*, nemritkán rétegzett, sötétebb színű, erősebben mészkonkréciós. Az 1. szelvény 3. sz. fúrásának 4. és 5. átalakult lösz-szint közötti „összehordott" lösze pannóniai összletből belekerült homokkő görgeteget is tartalmaz.



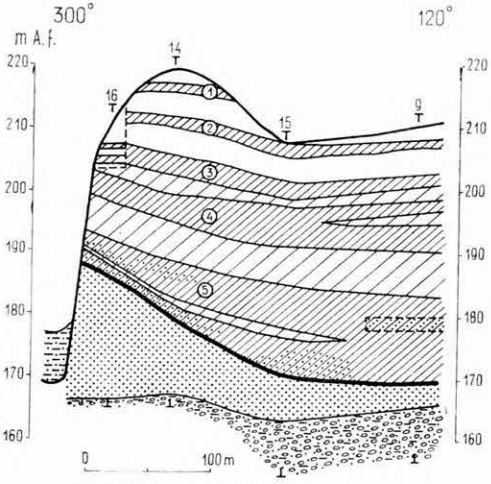
5. ábra. 2. szelvény. (Jelmagyarázatot l. a 4. ábránál)

Abb. 5. 2. Profil (Siehe die Zeichenerklärung zur Abb. 4.)



6. ábra. 3. szelvény. (Jelmagyarázatot l. a 4. ábránál)

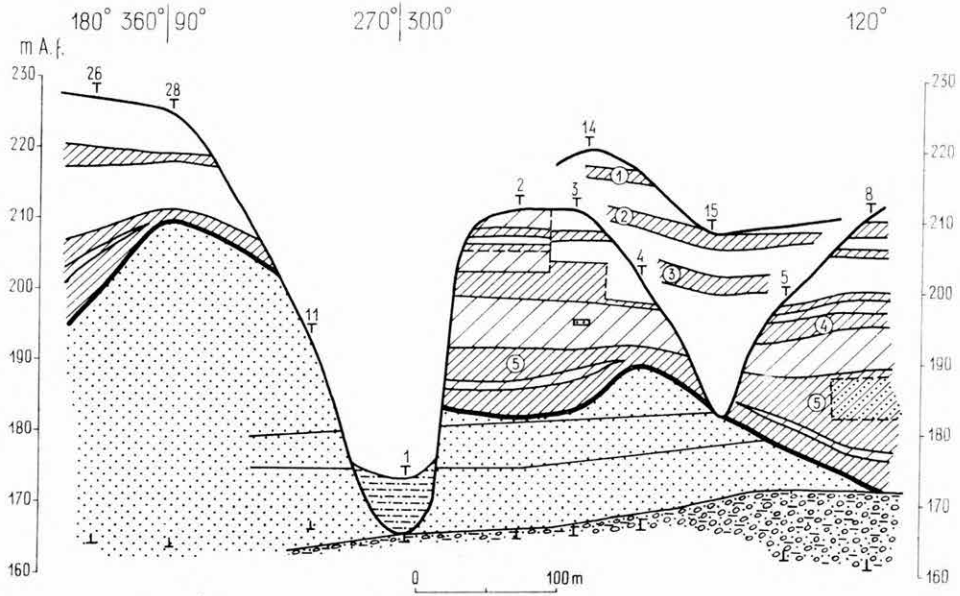
Abb. 6. 3. Profil. (Siehe die Zeichenerklärung zur Abb. 4.)



7. ábra. 4. szelvény. (Jelmagyarázatot l. a 4. ábránál)

Abb. 7. 4. Profil. (Siehe die Zeichenerklärung zur Abb. 4.)

Az összlet keletkezésének teljes összefüggését és mai állapotát a 3., 4. és 5. szelvény alapján ismerhetjük meg (6., 7., 8. ábra). Az 5. sz. szelvény áthalad a szomszédos dombtetőre is, ahol a pannóniai fekvő homok eróziós felszíne hirtelen nagyobb magasságba emelkedik. Felette már csak 16 m vastag az összehordottság jeleit nem mutató típusos lösz, amit mindössze *két* „vályog"-zóna tagol (28. sz. fúrás). Ezt az eróziós folyamatok miatt kialakult pannóniai

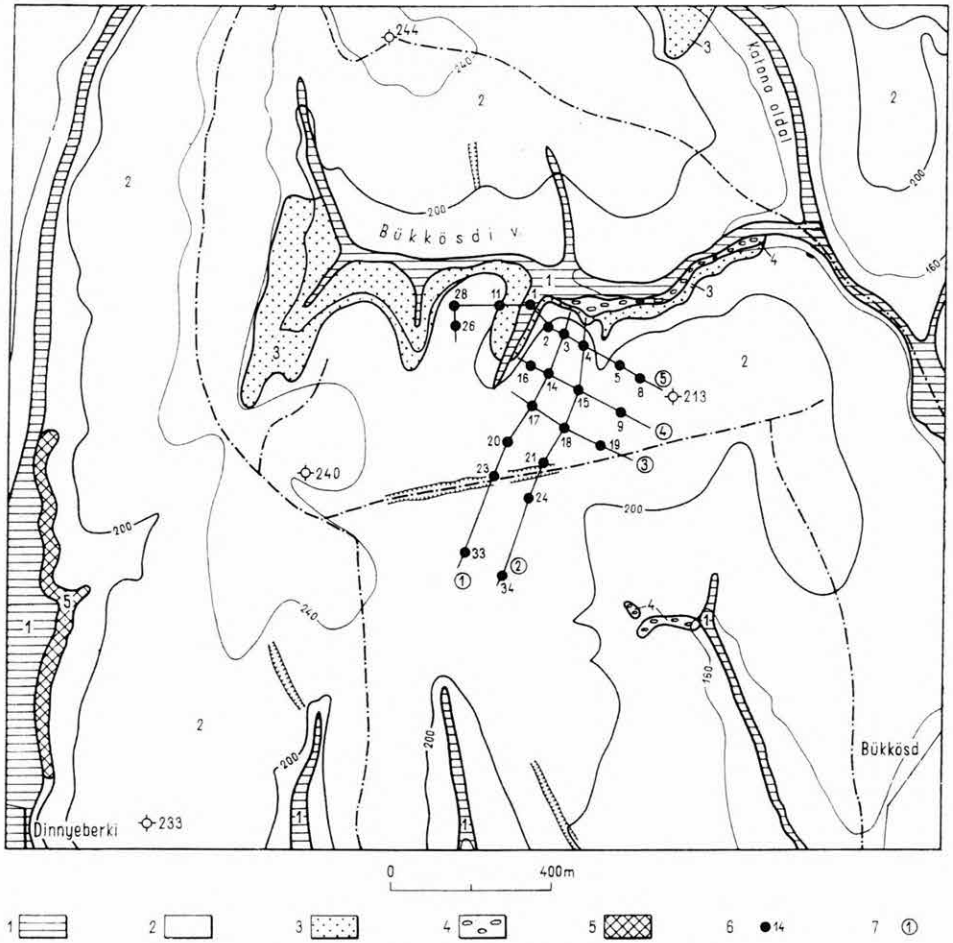


8. ábra. 5. szelvény. (Jelmagyarázatot l. a 4. ábránál)

Abb. 8. 5. Profil. (Siehe die Zeichenerklärung zur Abb. 4.)

tetőmagasságot kell kivastagodó és „összehordott" löszt tartalmazó összletünk származtatásánál tekintetbe vennünk. Mind a 3., mind a 4. sz. szelvény ugyanezt a helyzetet mutatja, vagyis, hogy a pleisztocén összlet az emelkedő pannóniai térszín irányában szintén emelkedik és elvékonyodik. Ezek a szelvények egyúttal bizonyítják azt is, hogy a lösz-összletet olyan völgy vágja ketté, ami fiatalon, minden bizonnyal a holocénben erodálódott, s aminek iránya itt független a régebbi, tőle DK-re levő preformált mélyedés vonalától. A pannóniai térszín erős emelkedését nyugati irányban, mellékelt földtani térképünk is érzékelteti (9. ábra).

A kivastagodó lösz kialakulásának mechanizmusát és legalábbis közelítő rétegtani helyzetét a leírt viszonyok alapján a következőképpen ítélhetjük meg. Már az 1957-es zempléni hegységperemi vizsgálataink során tapasztaltuk, hogy a pleisztocén összlet a peremi mélyedések irányában kivastagszik és olyan löszrétegeket is megfoghatóvá tesz, amelyek a magasabb térszínekről már régen lepusztultak (MOLDVAY 1961). Hasonló a helyzet Bükkösdnél is. A pannóniai térszín üledékgyűjtő medenceként szereplő mélyedésében a kivastagodó, összehordottság jeleit mutató lösz is nyilvánvalóan a tetőről került



9. ábra. A Bükkösdi völgy környékének földtani térképe

Jelmagyarázat: 1. alluvium, *2.* pleisztocén lösz, *3.* felső-pannon homok, *4.* alsó-helvét kavics, *5.* permi homokkő, *6.* fúrás helye, száma, *7.* földtani szelvény száma

Abb. 9. Geologische Karte der Umgebung des Bükkösder Tales

Zeichenerklärung: 1. Alluvium, *2.* pleistozäner Löss, *3.* oberpannonischer Sand, *4.* unterhelvetischer Schotter, *5.* permischer Sandstein, *6.* Stelle und Nummer der Bohrung, *7.* Nummer des geologischen Profils

a mélyedésbe, de nem a tetőt borító üde, típusos lösz tetejéről, hanem „alóla" még az üde lösz képződése előtt, a pleisztocén régebbi, köztes szakaszaiban. Nem tekinthető a lehordott lösz a tetőt borító típusos lösz fáciesének sem, mert a benne található elváltozott szintek nyomtalan kiékülése a magas térszín irányában – ilyen, csekély lejtő esetén – sehogyan sem magyarázható. Bizonyítja viszont a típusos lösz későbbi képződését és általános elterjedésű lepel jellegét az a tény, hogy a „lehordott" lösz felett is ugyanolyan típusos löszt találunk, mint a kiemelkedő tetőn (l. az 5. szelvény 28. és 14., 15. sz. bevetített fúrását) (8. ábra). Megjegyezzük, hogy a medencét kitöltő elvál-

tozott, nyilván szingenetikusan lehordott anyagú lösz-szintek és a köztes, hasonlóképpen szingenetikusan lehordott anyagú löszrétegek egymásrakövetkezése a pleisztocén klímaszakaszosságot sajátos módon tükrözheti. Ilyen klímaszakaszosság a hegység *távolabbi peremvidékeinek* nyugodt településű, típusos lösz-összletében félreérthetetlenül jelentkezik. Ezeken a vidékeken a legfelső löszréteg alatt halványbarnás, gyengén elváltozott löszt találunk, ami alatt újabb löszréteg, majd újabb, vastagabb, sötét szürkésbarna, mezőségi talaj jellegű, elváltozott lösz következik. Nagybudmértől Bonyhádon, Hidason, Kárászon, Godisán át egészen Kadarkútig szigorú egyöntetűséggel észleltük ezt a rétegsort, ami a „vályog"-szintek általános kifejlődésének, egyazon időszakot jelentő voltának kézzelfogható bizonyítéka. E rétegsor lösze típusos és alig vitathatóan a pleisztocén legfelsőbb szintjeit képviseli.

Bükkösdnél a kiemelkedő oldalon az 5. szelvény 26. sz. fúrása által feltárt lösz üde, típusos megjelenésű, kifejlődése megfelel a szemközti mélyebb oldal két legfelső üde, típusos megjelenésű löszrétegének. *Az alattuk következő lösz-összlet már nagyjából a medence elegyengetésére felhasználódott régebbi, továbbtelepüléses felhalmozódással, szingenetikus lehordódással összegyűlt löszanyagot képviseli*, három erősebben kirajzolódó elváltozási szakasszal. Ezeknek a szakaszoknak az ismert pleisztocén klímaszakaszokkal történő részletes azonosításával – a feltevések jogosságától függetlenül – itt nem foglalkozunk. A lösznek azonban szingenetikusan összehordott formájában is glaciálist kell jelölnie. Ez a képződmény enyhe lejtő mentén végbement apránkénti áttelepülés jelenségét idézi. A jelek szerint nem képvisel semmiféle eróziós szakaszt, keletkezésének legfontosabb tényezője a lejtős térszín, amelyen lassú, folyamatos átrendeződéssel keletkezik.

A képződés mechanizmusának már részletesebb vizsgálatát igényelné az a kérdés, hogy az egyes mélyedésekben a magasabb térszínről lehordott löszanyag mellett hol, milyen mértékben és milyen módon találunk eredeti településű löszt. Ilyen vonatkozású részletezésre jelenleg nincs lehetőségünk.*

Külön kell szólni a rétegtani zavart könnyen előidéző *suvadásról*. Meredek lejtő mentén megfigyelhető a *mai peremeken* a „vályog"- és löszrétegek egymásba csúszása. Ilyen jelenség csak kellő meredekség esetén jön létre. *Ennek a folyamatnak a szerepe az 5. „vályog"-szint kivételével lösz-összletünk kialakulásában nem mutatkozik*, a térszín a keletkezés időszakában tehát igen enyhe lejtésű volt.

Rétegtani fejtegetéseinkhez visszatérve megállapíthatjuk, hogy a bükkösdi összlet a mindel szakasznál idősebb löszt valószínűleg nem képvisel. A legfelső típusos löszt, ami itt a holocén erózió után kifejlődő általános denudáció miatt már kimutathatóan pusztul (és az összlet feldarabolódása következtében másként pusztul, mint a pleisztocénben pusztult volna) az utánakövetkező 1. sz. vályogszinttel, és az alatta levő lösszel együtt azonosítjuk a magas pannóniai tetőkre települt löszkomplexummal (5. szelvény 26. sz. fúrás) (8. ábra) és würm szakaszba tartozónak tartjuk. A pannon térszínen kialakult medencét kitöltő idősebb löszfajtákat pedig mindel–riss koriak-

* A szelvényekben az egyes löszfajtákat észlelési adatként tüntettük fel, és ahol az adott szint egyik szakaszán lehordódás jeleit mutató löszt találtunk, a képződményt nem vontuk össze a másik szakasz lehordódást egyértelműen nem mutató löszével.

nak vehetjük. Az 5. sz., törmelékkel kevert átalakult lösz günz kori löszből, hozzávetőlegesen a günz – mindel közötti eróziós időszak során átmosás útján keletkezhetett.

Szelvényeink tehát arra mutatnak, hogy a mindel elejétől a würm végéig a hegység területén mutatkoznak ugyan sajátságos lehordódás jelei, jelentősebb eróziós időszak azonban nem volt. Ez ellentmondást rejt magában, ha az eróziós időszakot kizárólag klimatikus időszakként értelmezzük. A terület morfológiai kialakulása szempontjából is jelentős eróziós időszaknak a holocént, valamint (a pannóniai térszínt feldaraboló, erősen erodáló) alsóbb pleisztocén említett időszakát vehetjük, anélkül, hogy ezek egyúttal különleges klimatikus feltételekre utalnának. Valószínűbb, hogy a hegység kiemelkedési szakaszait jelölik.

Fel kell azonban figyelnünk a lösz sajátos lehordódásának, akkumulálódásának a hegység területén az egész pleisztocén során *ezektől függetlenül* mutatkozó folyamatára. Ez a jelenség a lösz üledékkőzettani, rétegtani és morfológiai értelmezésének kérdését érinti. A lösz lehordódásának itt ismertetett módjára PÉCSI M. (1962) hívta fel a figyelmet megállapítván, hogy a hegyvidékeken a lösz nagy része még keletkezése során lehordódott, lejtőlöszként fejlődött ki. Már a bükkösdi viszonyok ismertetésénél is hangsúlyozni kívánjuk, hogy a szingenetikusan lehordott összletben is a klímaszakaszok tükröződését látjuk, s hogy végeredményben ezeket a szakaszokat *kell is keresnünk* az ilyen összletekben. Amint nem lehet kétséges, hogy a távoli peremek (Nagybudmér, Bonyhád, Hidas, Kárász, Godisa, Kadarkút) típusos löszét tagoló elváltozott lösz-zónák *általános elterjedésűek* és klímaszakaszokat tükröznek, úgy nem kétséges, hogy az ott észlelt elváltozott löszrétegek *egyenértékű szintjeit* a másodlagos településű anyagban is meg kell találnunk.

Morfológiai vonatkozásban a szelvények alapján mutatkozó *két eróziós ciklus* jelentőségére hívjuk fel a figyelmet, amelyek úgylátszik a hegység képét a negyedidőszak folyamán bizonyos mértékben átalakították. Ezekhez két törmelékszint tartozik. Az idősebb eróziós alakulás minden jel szerint a pleisztocén alsóbb szakaszaiban, valószínűleg a günz végén ment végbe, tehát már azután, hogy az idősebb (günz) löszrétegek beborították a hegységet (főleg ennek alacsonyabban fekvő térségeit). Ez az erózió olyan erős volt, hogy a lepusztulás a quarternél idősebb képződményekig terjedt. Az egyidejűleg lepusztult lösz maradványai az idősebb anyagok törmelékével együtt összekeveredve többfelé megtalálhatók (l. 5. sz. elváltozott lösz-szintet.) Erre az eróziós ciklusra tehetjük a Zengő-vonulat alatti területen, a lösz alatt olykor 30—40 m vastagságban is jelentkező törmelékösszletet. A felszabdalódás előtti denudációs térszín maradványait, a visszamaradt magasabb terasz jellegű tetőket pedig a magasabb térszíneken kell keresnünk.

A második eróziós ciklus a holocénben következett be, sajátosan előregedett, a mindel, riss és würm kori lösz nagy részének szingenetikus lehordódása következtében a würm végéig elegyengetett térszínen. Azt mondhatjuk, hogy ezt megelőzően a hegység szinte minden alacsonyabban fekvő régebbi térszíndarabja szingenetikusan lehordódott lösz alá került. Mind a Bükkösd környéki peremen, mind a hegység belsejében felismerhetők e pleisztocénvégi térszín maradványai, jól azonosítható lépcsők formájában. A legszebb

ilyen lépcsőt a Kisújbányától Mecseknádasdig húzódó völgyben, Kisújbányánál és Óbányánál találjuk. Óbányánál a pleisztocénvégi térszín szép terasz formájában rajzolódik ki. Kisújbányánál már összefüggőbb felszín látható, amelybe a holocén völgy mélyen bevágódik. Mindezek a jelek arra mutatnak, hogy a pleisztocén végén a hegység és peremvidéke az eddig feltételezettnél jóval egyhangúbb felszínű volt.

IRODALOM

MIHÁLTZ I. 1953: A Dél-Dunántúl keleti részének földtani felépítése. – Földt. Int. Évi Jel. 1951-ről.

MOLDVAY L. 1961: Jelentés az 1957 évi vilmányi kutatásról. – Földt. Int. Évi Jel. 1957 – 1958-ról.

PÉCSI M. 1962: A magyarországi pleisztocénkori lejtős üledékek és kialakulásuk. – Földr. Ért. 1962. 1.

ANGABEN ÜBER DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DER LÖSSBILDUNGEN IM MECSEK-GEBIRGE

von

L. MOLDVAY

Unter den Quartärbildungen des Mecsek-Gebirges sind die Lösssedimente und die durch Verwitterung der älteren Bildungen des Gebirges zustandegekommenen Schuttmaterialien von grösster Bedeutung. Bei entsprechenden Anhäufungs- und Erhaltungsverhältnissen hätten sich während des Pleistozän theoretisch ein cca 60 m mächtiger Lösskomplex im Raume des Gebirges bilden können. Zur Zeit finden wir den mächtigsten Lösskomplex, der etwa 40 m Mächtigkeit beträgt, in der Umgebung von Bükkösd, Ófalu und Magyaregregy, und zwar in einem Hügelland mit einer Meereshöhe von 200 bis 300 m. Der Löss ist überall an den Hügelrücken am mächtigsten. Die Hügel sind eigentlich Erosionsinseln, die durch eine während des Holozän eingetretene Zerstückelung des mit Löss, und zwar überwiegend mit syngenetisch abgetragenem Löss verebneten, ununterbrochenen Terrains zustandegebracht worden sind. Von den gegenwärtigen Hügelrücken wird der Löss lediglich durch eine langsame Denudation oder durch Rutschungen abgetragen (Abb. 1 – 3).

Bei Bükkösd wurde der pleistozäne Lösskomplex ausführlich erkundet (Abb. 4 – 9). Es stellte sich heraus, dass der mächtige Lösskomplex grösstenteils vor der Würm-Vereisung syngenetisch abgetragenes Lössmaterial darstellt, das eine an der stark erodierten Oberfläche des oberpannonischen Sandkomplexes entstandene, beckenartige Niederung ausfüllt. Der Untergrund der am Boden des grossen Beckens entstandenen kleinen Niederungen ist mit gleichzeitig abgetragenem Löss, „Lehm" und Schutt bedeckt, was darauf hindeutet, dass der erste Erosionszyklus nach den ersten Lössbildungsperioden (Günz), also bereits während des Pleistozän eingetreten ist. In dieser Gegend stellen die höheren Rücken an der Oberfläche schitbar, durch

den Erosionszyklus verschohnte Überreste des ehemaligen Terrains dar. Somit können in den Profilen bei Bükkösd, samt dem holozänen Erosionszyklus, zwei Erosionsperioden nachgewiesen werden, wobei zwei aufeinander liegenden Terrains und zwei Schutthorizonte auftreten, die wahrscheinlich an die intensiveren Hebungsphasen des Gebirges gebunden sind.

Bei Bükkösd, oberhalb des „Lehms", der die Erosionsmulden ausfüllt und aus abgetragenen Materialen zustandegekommen ist, findet man vier umgewandelte Lösszonen, die z. T. ebenfalls die Zeichen einer gleichzeitigen Zusammenhäufung aufweisen. Innerhalb der umgewandelten Lösszonen, in den unteren Horizonten tritt syngenetisch abgetragener Löss auf. Typischer Löss kommt nur in den oberen Horizonten und an höheren Niveaus vor. Die umgewandelten Lösszonen mögen auch im aus abgetragenem Material bestehenden Komplex die „Inter"-Phasen vertreten und entsprechen prinzipiell den regional verbreiteten umgewandelten Lösszonen, die in den typischen Lössen von ungestörter Lagerung des entfernten Randgebietes zu finden sind (Nagybudmér, Hidas, Godisa, Kadarkút). *Der syngenetisch abgetragene Löss und der abgetragene umgewandelte Löss vertreten keine Erosionsphase; der wichtigste Faktor ihrer Bildung ist das einfallende Terrain, an welchem sie sich durch eine langsame Umhäufung bilden.*

Der untere, aus abgetragenem Material bestehende Horizont des Lösskomplexes von Bükkösd vertritt vermutlich den Zeitraum von Mindel bis Würm, während die Gruppe der oberen typischen Lösse ein Vertreter des Würm ist.

Die Überreste des spätpleistozänen, würmzeitlichen Terrains können im ganzen Gebiet des Gebirges nachgewiesen werden. Das eigenartig veraltete Terrain, das bis zum Ende des Pleistozän durch die Abtragung und die Umhäufung des Lösses stark verebnet worden war, wurde durch die holozäne Erosion verjüngt. *Die Entstehung des Tal- und Hügelsystems des niedrigeren Randgebietes fand ausschliesslich während des Holozän statt* und die Vertiefung der älteren Täler des Gebirges hielt damit Schritt. Vor dem Eintreten dieses Vorganges erstreckte sich vermutlich ein nur sanft geneigtes Gebiet bis zum Hauptzug des Gebirges.

ОБ ИЗУЧЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ЛЕССОВ ГОР МЕЧЕК

Л. МОЛЬДВАИ

Из четвертичных отложений гор Мечек наибольшее значение имеют лессы и образовавшиеся за счет выветривания более древних пород массива обломки. Теоретически, в плейстоценовое время в области гор Мечек могла бы образоваться около 60-метровая толща лессов при соответствующих условиях накопления и сохранности. В настоящее время наиболее мощный (около 40 м) лессовый покров встречается в районе сс. Бюккёшд, Офалу и Мадьярегредь в холмистом ландшафте высотой 200—300 м над уровнем моря. Лессы наиболее мощными являются везде по хребтам холмов. Эти холмы представляют собой по сути дела эрозионные острова, об-

разовавшиеся в голоценовое время за счет рассечения бывшего сплошного однообразного рельефа, выравненного лессами, причем в значительной мере сингенетически переотложенными лессами. С современных хребтов холмов лессы сносятся лишь денудацией или оползнями (рис. 1–3).

В с. Бюккёшд плейстоценовая лессовая толща была детально разведана (рис. 4–9). Оказалось, что основная масса мощного лессового покрова представлена довюрмским, сингенетично переотложенным лессовым материалом, заполняющим впадину, образовавшуюся на сильно размытой поверхности верхнепаннонской песчанистой толщи. Низы небольших эрозионных углублений, появляющихся на дне крупной впадины, покрыты одновременно снесенными с холмов лессами, «суглинками» и обломочным материалом. Это указывает на то, что эрозионный цикл наступил после первых периодов образования лессов (гюнц), значит уже во время плейстоцена. В рассматриваемой области сравнительно более высокие хребты представляют собой останцы бывшего рельефа, неразрушенные эрозионным циклом. Таким образом вместе с голоценовым эрозионным циклом, в Бюккёшдских разрезах можно выявить наличие двух периодов эрозии с появлением двух наложенных плейстоценовых поверхностей и двух обломочных горизонтов, которые вероятно связаны с фазами значительных поднятий горного массива.

В с. Бюккёшд над «суглинками», образовавшимися из переотложенных материалов, заполняющих эрозионные углубления, встречаются четыре измененных лессовых зон, которые частично также обнаруживают признаки одновременного вскопления. Среди измененных лессовых зон в нижних горизонтах встречаются сингенетически переотложенные лессы, причем типичные лессы появляются только на более возвышенных поверхностях. Измененные лессовые зоны могут представлять «межледниковые» этапы плейстоценовых оледенений также в толще, слагаемой переотложенными породами, причем они соответствуют, по принципу, регионально распространенным, измененным лессовым зонам, встречающимся в ненарушенных типичных лессах более отдаленной краевой области (Надьбудмер, Хидаш, Годиша, Кадаркут). *Сингенетично переотложенные и переотложенные-измененные лессы не представляют эрозионного этапа, а важнейшим фактором их формирования является наклонная поверхность, на которой они образуются за счет медленного переотложения.*

Слагаемый переотложенными материалами нижний горизонт Бюккёшдской лессовой толщи представляет, по-видимому, этап от минделя до вюрма, а группа верхних типичных лессов является представителем вюрма.

Останцы вюрмского рельефа могут быть выявлены на всей территории гор Мечек. Благодаря голоценовой эрозии, как бы помолодел своеобразно устарелый рельеф, который до конца плейстоцена был сильно выравнен за счет размыва и переотложения лессов. *Формирование долинно-холмистой системы пониженной краевой области имело место исключительно в голоценовое время, причем одновременно с ним происходило углубление более древних долин горного массива.* Можно предположить, что до начала этого процесса перед главным хребтом массива располагался совсем пологий пейзаж.

ADATOK A MECSEKHEGYSÉG ÉS PEREMVIDÉKE NEGYEDKORI SZERKEZETI VISZONYAINAK VIZSGÁLATÁHOZ

(I. sz. melléklettel)

Írta: MOLDVAY LORÁND

A hegységek negyedkori szerkezeti viszonyainak vizsgálata tágabb összefüggésben az egész tektonikai quarterkutatás problémaköréhez kapcsolódik. PÁVAI-VAJNA F. (1925) tudománytörténetileg nevezetes vizsgálataival irodalmunkban már viszonylag korán jelentkezett a hegységek quartertektonikai jelenségeinek megismerésére, értelmezésére és regionális keretben történő bemutatására irányuló törekvés. Rendszeres adatgyűjtést folytatott a Mecsekben is, elsősorban az elmozdulásokra vonatkozó adatok gyűjtésével és – általános tektonikai szemléletének megfelelően – negyedkori felboltozódásokat állapított meg, az alpi–kárpáti orogénhez tartozónak vélt folyamatos felgyűrődéssel.

A fiatal elmozdulásokra vonatkozó adatokat azonban, így különösen a déli peremen észlelt posztpannóniai mozgások bizonyítékait VADÁSZ E. (1935, 1960), WEIN GY. (1961), SCHMIDT E. R. (1962), SZABÓ P. Z. (1955, 1957) és BENDEFY L. (1959) munkáiból is ismerjük.

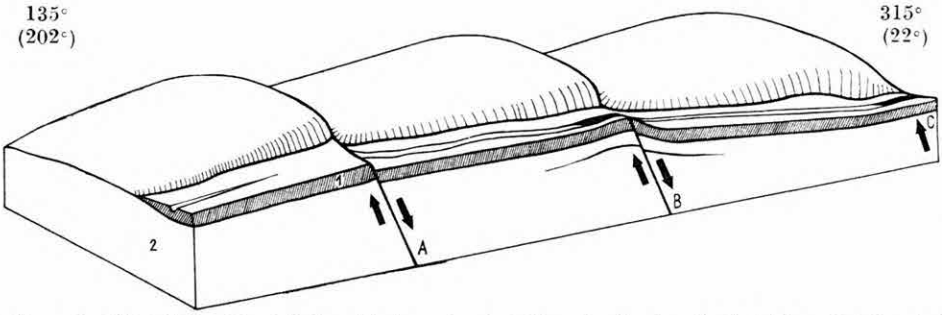
PÁVAI-VAJNA F. általában elsősorban rétegdőléseket mért. A kis értékű dőlések adatai azonban csak megszorításokkal fogadhatók el; a túlnyomólag eolikus képződményekkel borított hegy- és dombvidéki területeken pedig a rétegek eredeti ferde települése és csúszásokkal létrejött helyzetváltozása a módszer alkalmazását nem is teszi lehetővé. Vetődések egyértelmű megfigyelése azonban elszórtan lehetséges löszben is. Hegyvidéki szerkezetkutató jelentőségű ezenkívül az olyan különleges adat is, mint a KRETZOI M. által felismert nyomás következtében létrejött pleisztocén emlőscsont-deformáció és a WEIN GY. által bányavágatokban megfigyelt fiatal szerkezeti vonalak mentén észlelhető összenyomódás is. A hegyvidéki quartertektonikai kutatásban azonban a legnagyobb jelentősége a morfológiai vizsgálatoknak van.

Tanulmányunkban morfológiai vizsgálataink eredményeit és a belőlük levont tektonikai következtetéseket ismertetjük.

1. Morfológiai adatok

A vizsgált terület felöleli a Jakabhegy–Zengő vonulat déli részét és Szentlőrinc–Szekszárd, Dombóvár–Pécsudvard között a hegység peremvidékét.

A peremvidék legszembeötlőbb morfológiai jelensége, hogy dombjai többé-kevésbé szabályos, általában könnyen felismerhető, gyakran több km² nagyságú, enyhén dőlt, csapás-, dőlés- és átlós irányú völgyek által körülárkolt táblákként jelennek meg (1. ábra).



1. ábra. A dőlt táblás térszíni formák és a harántvölgyek alluviumán keletkezett jelenségek összefüggése és szerkezeti értelmezése

Jelmagyarázat: A = gát (völgyi vízválasztó), B = bevágódás, C = medenceszűkület, bevágódás; 1. alluvium, 2. idősebb kőzettömegek

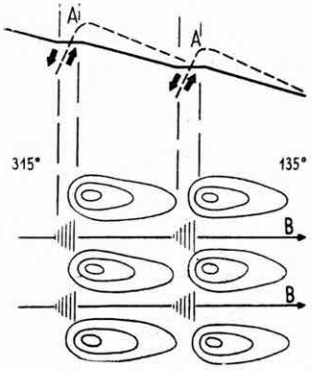
Abb. 1. Zusammenhang zwischen den Reliefformen sich einfallender Tafeln und am Alluvium der Quertäler aufgetretenen Erscheinungen und ihre strukturelle Interprätierung

Zeichenerklärung: A = Damm (Talwasserscheide), B = Einschnitt, C = Beckenverengung, Einschnitt; *1.* Alluvium, *2.* ältere Gesteinsmasse

A táblák egymás mögött azonos csapásban sorakoznak. Nyugaton általában D–DNy, keleten DK felé dőlnek, találunk azonban ÉNy-i dőlésű táblasorozatot és keleties dőlésű táblákat is.

A táblák csapásirányában – a mondottak szerint leggyakrabban közelítően K–Ny-i irányban – kialakult völgyek oldala részaránytalan, D-i oldaluk meredek, É-i oldaluk lapos. A meredek oldalban a lösz alatt a dombvidéken is megtaláljuk az idősebb képződmények kibúvását, míg a lapos oldalban csak lösztakaró található. A táblákat dőlésirányban harántoló völgyek oldala részarányos.

Sajátos megjelenési formát mutat a táblás jellegű felszín a hegység délkeleti oldalán, a Jakabhegy–Zengő vonulat meredek lejtőterületén. Itt néhány száz méter szélességben húzódó pásztákban sorakoznak ÉNy–Dk-i irányban megnyúlt, csúcsukkal ÉNy felé mutató lapos ferde kúpok, melyek hosszirányú eróziós felszabdalódás következtében széttagolódással jöttek létre, de jellegüket tekintve tábláknak felelnek meg (2. ábra). Itt csapásirányú völgyek, vízfolyások a terület meredek általános dőlése miatt a



2. ábra. A dőlt táblás jellegű térszíni formák és a harántvölgyek bevágódási viszonya a Mecsek DK-i peremén és azok szerkezeti értelmezése. (A = bevágódás, B = vízfolyás)

Abb. 2. Einschnittsverhältnis der einfallenden tafelartigen Reliefformen und der Quertäler am SO-Rand des Mecsek-Gebirges und ihre strukturelle Interprätierung. (A = Einschnitt, B = Wasserlauf)

homlokvonalak mentén nem alakultak ki, csupán részarányos oldalú, dőlésirányban lefutó rövid völgyek. I. mellékletünkön feltüntetjük a térképezett területen talált táblákat a homlokvonalukon — part-élükön — meghúzott csapásiránnyal és a dőlésiránnyal.

Meg kell emlékeznünk a domború, antiklinális-szerű felszínről is. Ezek egyike-másika csapásirányban nagy területen végighúzódik és vízválasztót alkot. Néhol az ilyen felszín dőlt táblás formában folytatódik.

Az ellentétes irányban dőlt táblák találkozási vonalánál mélyvonalakat is megjelöltünk, ezek azonban csak a térszín általános helyzetét jelzik, önálló formakincset nem képviselnek.

A medencék részben a táblák csapása mentén, részben harántirányban keletkeztek. A pécsi, vasasi és hosszúhetényi medence csapás mentén, a sásdi és a bonyhádi harántirányban fekszik (I. mell.).

A felsorolt formák mellett a medenceszűkületeket, bevágódási és elgátolódási jelenségeket is igyekeztünk számbavenni. A feltüntetett pécsudvardi elgátolódás és a zóki antecedens völgy az irodalomból is ismert (SZABÓ P. Z. 1955).

2. A felszíni formák keletkezésének szerkezeti értelmezése

Területünkön az egyes formák fiatalkori elmozduláshoz kötöttségét nem nehéz bizonyítani. PÁVAI-VAJNA F. (1925) is felhasználta a völgybevágódási megfigyeléseket a szerkezeti vonalak megjelölésénél. SZABÓ P. Z. völgyi formákat említ fiatal elmozdulások bizonyítékaként, így pl. a zóki antecedens völgyet és a Pécsi-víz völgyének pécsudvardi elgátolódását. Itt kell megemlítenünk ERDÉLYI M. (1961, 1962) Külső-Somogyban folytatott újabb fontos tanulmányát is, melynek során hasonló jellegű területen a felszíni formák és a szerkezet összefüggéseit ismertette, É—D-i irányú összetorlódás megállapításával. Az összetorlódási vonalak — megállapítása szerint — a Bakony idősebb rátolódási síkjaihoz igazodnak.

A völgyek formajelenségeinek megfigyelésével igazolható a hegységperemi táblás és domború térszínek létrejöttének szerkezeti összefüggése is. Ezek a térszínek nagyon fontos formaelemei területünknek, mert általános elterjedésűek és így az elszórt völgyi észlelések e rendszerhez kapcsolhatók, egységes szerkezeti értelmezést tesznek lehetővé.

Hetvehelynél az egyik tábla homlokvonala és a Bükkösdi völgy kereszteződésénél elgátolódás következett be, egy régebbi völgyvonalon a régi vízfolyás medre a pécsudvardihoz hasonlóan kiemelkedett, a völgy vízfolyása nyugatabbra helyeződött, miközben ebben a sávban teraszt is kialakított. Ezen a vonalon tehát a tábla keletkezésével valamilyen módon összefüggő fiatal kiemelkedésre kell következtetnünk (I. mell.). A Magyaregregytől Ny-ra jelölt domború térszínbe az egyik harántvölgy a domborulat tengelyénél bevágódik, ami emelkedést igazol. A Sásdnál jelölt domború térszín tengelyénél a sásdi medence kissé összeszűkül. Hasonló, de erősebb medenceszűkületet találunk a bonyhádi medencében is, a harántirányú táblás térszínek homlokvonalánál, amit csak a jelzett vonalon végbemenő kiemelkedéssel magyarázhatunk. Zengővártól D—DK-re 2,5 km-re két táblás vonulatot

találunk: a harántvölgy vízfolyása a tábla homlokvonalánál mindkét ponton elveszti esését, kiszélesedő alluviumot képez, feltehetően a terület pásztás emelkedéséből eredő elgátolódás miatt (2. ábra).

A vázolt jelenségek azt bizonyítják, hogy a táblás és domború felszínek keletkezésében fiatalkori szerkezeti mozgások játszanak közre, a táblák meredek homloksíkján, a tábla anyagát alkotó kőzettömegek mintegy emelkednek az előttük fekvő táblák gyenge lejtésű lapos felszínéhez képest. A jelenség legkézenfekvőbb geomechanikai magyarázatának, különösen a fiatal üledékekkel vastagon feltöltött területeken, az alaphegység K – Ny-i csapású torlódásos, pikkelyeződéses szerkezetalakulásával összefüggő, emelkedésből eredő töréses lebillenés látszik (1. ábra). A táblákat határoló törések az emelkedés következtében kialakuló feszültségeket levezető elnyíródási síkok lehetnek (antithetic fault, Repetitionsverwerfung).

Az ilyen módon K – Ny-i szerkezeti vonalakon létrejött táblák, domború felszínek és völgyek szabályos rendszerét sok helyen szabályosan kialakult átlós irányú völgyek haránt olják, amelyek kialakulását megkísérelhetjük SCHMIDT E. R. geomechanikai szemléletének megfelelően egyidőben keletkezett átlós törésrendszerre visszavezetni, a sásdi és bonyhádi medence K – Ny-i irányban végbemenő tágulásból levezethető besüllyedéses keletkezésének feltételezésével együtt. A bonyhádi medence esetében azonban a táblák homlokvonalán jelentkező kifejezett összeszűkülés ellene mond a tágulásból eredő árkos levetődés feltételezésének. A K – Ny-i irányú medencék előmélyedés jellegűek.

Említésre méltó, hogy a táblás térszínek csapása Szekszárdtól Pécsig ÉK – DNy-i irányú, Pécstől Ny-ra azonban az egész rendszer áthajlik Ny – ÉNy felé. Az áthajlás területén, Bodánál nagy kiterjedésű peremvidék van, ahol – feltehetően nyomásárnyék kialakulása miatt – nem mutatkoznak táblák. Az egész rendszer nagy vonásokban követi a permi – mezozóos alaphegység idősebb mozgások során kialakult fő szerkezeti csapását, ezeknek és főleg a rhodáni mozgásoknak meghatározó szerepét lehet benne felismerni.

A DNy-i perem pannon üledékei ebben a vonatkozásban a rétegalakváltozás közvetlen bizonyítékával szolgálnak. A Danicz-pusztai pannóniai összlet ismert szelvénye véleményünk szerint keletkezés utáni összetorlódást és fiatal felpikkelyeződést rögzít. A feltárásban a rátolódó mozgás jelei szépen észlelhetők. A feltárástól K-re művelt homokbánya szelvénye felé tovább követve a rétegek helyzetét kitűnik, hogy nagyjából K – Ny-i csapású feltolódási vonal mentén végbement összenyomódásos diszlokációról van szó, ami szokatlan erősségében csak keskeny, a mai morfológiával is kijelölhető sávra a tábla homlokvonalára korlátozódik, s ettől távoladva, D felé hamarosan csaknem vízszintes rétegződés mutatkozik. Általában feltehető, hogy a pannóniai rétegek zavartsága a peremvidék területén másutt is a rögön vagy táblán belül elfoglalt helyzettől függ, a homlokvonaltól, távolodva esetleg nagy területeken is jelentéktelen lehet.

Nem tételezhetjük fel, hogy a térképünkön jelölt formaelemek a hegység negyedidőszaki szerkezeti jelenségeinek és szerkezeti fejlődésének minden lényeges ismérvét képviselik. A legszembetűnőbben a Magyaregregynél jelölt domború felszín példázza, hogy egyes szerkezeti megnyilvánulások a felszín alakulásában letompítva, egyszerűsödve és eltorzítva is jelentkezhetnek,

különösen ott, ahol lösz vagy más laza üledék vastagon borítja a felszínt. A magyaregregyi antiklinális-szerű térszíni forma kelet felé kis táblás térszíndarabok mozaikjává esik szét és lépcsős rögök sokaságával rajzolja ki a domborodó felszín – másutt gyűrt antiklinálist jelző – alakját. A szerkezeti folyamatok megítélésében tehát nem hagyhatjuk figyelmen kívül a legfiatalabb laza fedőképződmények tompító hatását vagy diszharmonikus viselkedését, vagyis a merev alaphegységkőzetek és a fedő laza képződmények kölcsönhatását.

A térképi adatokból azonban az domborodik ki, hogy a hegység szerkezeti fejlődésének alapvonását ma is az alaphegységnek az É – D-i összenyomódásból eredő feltorlódása, pikkelyeződése határozza meg. A dőlt formák homlokának pikkelysíkokkal való azonosulása is észlelhető, illetőleg feltételezhető a déli peremen a Jakabhegy és Zengő lábánál, ahol a merev kőzetek mozgó rögei kilométereken át követhető vonulatokat alkotnak (2. ábra és I. mell.).

További vizsgálatot kíván e folyamatok eredetének, szakaszosságának, időrendjének, mértékének és ősföldrajzi jelentőségének kérdése.

IRODALOM

BENDEFY, L. 1959: Niveauänderungen im Raum von Transdanubien auf Grund zeitgemässer Feineinwägungen. – Acta Techn. **23.** 1 – 3.

ERDÉLYI M. 1961, 1962: Külső-Somogy vízföldtana. – Hidr. Közl. **41.** 6., **42.** 1.

MOLNÁRNÉ DOBOS I. 1954: Komárváros környékének levantei és pleisztocén rétegei. – Földt. Int. Évi Jel. 1953. évről.

PATAKI J. 1955: Hozzászólás Szabó P. Z.: A fiatal kéregmozgások geomorfológiai és népgazdasági jelentősége Déldunántúlon c. előadáshoz. – Dunántúli Tud. Gyűjt. 4. Pécs.

PÁVAI-VAJNA F. 1925: A földkéreg legfiatalabb tektonikus kéregmozgásairól. – Földt. Közl. **55.**

SCHMIDT E. R. 1957: Geomechanika. – Budapest.

SCHMIDT E. R. 1962: Újabb geomechanikai tanulmányok. – Földt. Int. Évi Jel. 1959. évről.

STRAUSZ L. 1942: Adatok a Dunántúl neogén tektonikájához. – Földt. Közl. **72.**

SZABÓ P. Z. 1955: A fiatal kéregmozgások geomorfológiai és népgazdasági jelentősége Déldunántúlon. – Dunántúli Tud. Gyűjt. 4. Pécs.

SZABÓ P. Z. 1957: A Délkelet-Dunántúl felszínfejlődési kérdései. – Dunántúli Tud. Gyűjt. 13. Pécs.

VADÁSZ E. 1935: A Mecsekhegység. – Magy. Tájak Földt. Leír. I.

VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. – Budapest.

WEIN GY. 1961: A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti-Mecsekben. – Földt. Int. Évk. **49.** 3.

BEITRAG ZUR UNTERSUCHUNG DER QUARTÄRTEKTONIK DES MECSEK-GEBIRGES UND SEINES RANDGEBIETES

von

L. MOLDVAY

Im Mecsek-Gebirge und in seinem Randgebiet ist ein zusammenhängendes System tektonischer Tafeln zu beobachten, die im allgemeinen in S-Richtung einfallen (Beilage I.).

Es kann nachgewiesen werden, dass an den steilen Fronthängen die sie aufbauenden Gesteinsmassen sich heben, da wo die Frontlinien die in Querrichtung hinablaufenden Täler durchschneiden, die Betten der Bächer sich einschneiden oder verdämmt werden (Abb. 1, 2.).

Das Tafelsystem fällt im O-Raum vom NO nach SW, im W-Raum aber vom O nach W ein. Im Raum der Verbiegung bei Boda, können keine Tafeln beobachtet werden.

Nach der tektonischen Interprätierung wird diese Erscheinung durch die in der tektonischen Abkoppung sich äussernde Entspannung der von der Hebung des Gebirges herrührenden Beanspruchungen hervorgerufen. Es lässt sich erkennen, dass die Richtungen durch die sich erneuenden Bewegungen der rhodanischen Aufschuppung bestimmt worden sind. An manchen Stellen, z. B. am S-Rand des Gebirges, wo die Oberfläche von vortertiären, starren Gesteinsmassen aufgebaut wird, scheinen die Schuppenköpfe der Schollen vorhanden zu sein.

Beilage I. Morphologische Karte des Randgebietes des Mecsek-Gebirges. Zusammengestellt von L. MOLDVAY, 1962.

Zeichenerklärung: 1. einfallende tafelartige Oberfläche, 2. Dachlinie einer gewölbten (antiklinalartigen) Oberfläche, *3.* Tiefenlinie (des Terrains), *4.* Beckenkonfiguration, *5.* Talwasserscheide und Verdämmung, *6.* Beckenverengung, *7.* sich einschneidender (antezedenter) Talabschnitt, *8.* das Streichen der Tafeln und der Aufwölbungen diagonal durchschneidende Wasserläufe (nur auswahlsweise), *9.* sich gleichmässig neigendes Randgebiet, das keine tafelartige Gliederung aufweist, *10.* bei der Interprätierung des Bildungsmechanismus angenommene Kompressionsrichtungen.

ОБ ИЗУЧЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОР МЕЧЕК И ИХ ОКРАИНЫ

Л. МОЛЬДВАИ

В горах Мечек и на их окраине можно наблюдать широко распространенные платформы, образующие правильную систему и падающие обычно в Ю-м направлении (приложение I.) При этом выявляется, что по крутым лобовым плоскостям платформ поднимаются массы слагающих их пород. Ибо, где лобовые линии пересекают протягивающиеся в поперечном направлении долины, там русла долин врезываются или ограждаются (рис. 1, 2). Система платформ имеет на восточном участке СВ – ЮЗ-ное на западном участке – широтное простирание. В области изгиба у с. Бода платформ не обнаруживаются.

Согласно тектонической интерпретации, рассматриваемое явление имеет место вследствие скачкообразного опускания, при котором разряжаются создавшиеся за счет поднятия массива усилия. В сложении направлений сказывается определяющая роль повторившихся движений роданского чешуеобразования. В некоторых местах, так например на южном борту гор Мечек, где поверхность слагается дотретичными жесткими породами, некоторые платформы представляют собой, по-видимому выступы чешуеобразно надвинутых глыб.

A BAKONYI APTI–SZENON CSIGAFAUNÁK FEJLŐDÉSTÖRTÉNETI VÁZLATA

Írta: BENKŐNÉ CZABALAY LENKE

A Bakonyhegység krétakori képződményeinek komplex őslénytani és rétegtani feldolgozásával kapcsolatban az apti, albai, cenomán és szenon Gastropodákat vizsgáltam. A bakonyi apti–szenon csigafaunák előzetes rétegtani értékelését a Budapesti Mezozóos Konferencián (1959) foglaltam össze: ekkor még csak a cenomán csigák monografikus leírása készült el. Az elmúlt három év során az apti, albai és szenon Gastropodák részletes őslénytani vizsgálatát is befejeztem (1959–1961), ezek az újabb adatok az előzetes összefoglalás eredményeit részben megerősítik, részben kiegészítik.

Munkám célja a Gastropoda faunák fejlődéstörténetét és összefüggéseit az őslénytani vizsgálat alapján, a felhasznált biostatisztikai és korrelációs statisztikai módszerek segítségével a földtörténeti folyamatok tükrében bemutatni. Ezzel párhuzamosan az egyes faunák ökológiai viszonyait, biosztratigráfiai és rétegtani adatait foglalom össze.

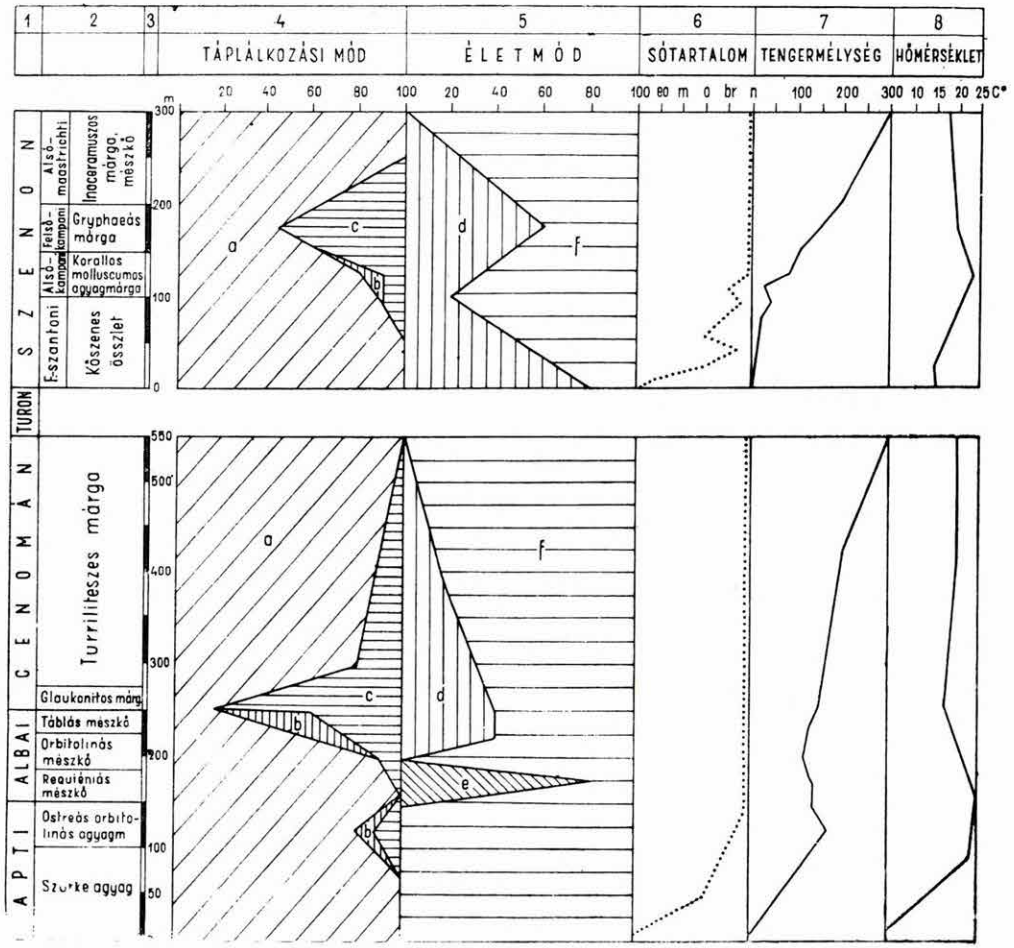
A bakonyi csigafaunák őslénytani vizsgálatával a régebbi hazai irodalomban igen keveset foglalkoztak (NOSZKY J. 1934, BARNABÁS K. 1937). TAUSCH L. (1884) és OPPENHEIM P. (1892) voltak az elsők, akik az ajkai kőszéntelepes csoport Gastropodáinak őslénytani vizsgálatát elvégezték. Az ajka–csingervölgyi rudistás mészkőből HANTKEN M. (1875) *Globiconcha baconica* néven új csigafajt írt le. Az apti képződmények csigáit VADÁSZ E. határozta meg, a faunajegyzéket NOSZKY J. (1934) disszertációjában közölte. A sümegi krétából pedig BARNABÁS K. (1937) közöl faunákat.

Az elmúlt években a bakonyi cenomán (1958) és az apti–albai–szenon Gastropoda fauna vizsgálatát végeztem el (1962a, 1962b). A szenon képződmények Molluszka faunájának rétegtani értékelésével és biostatisztikai vizsgálatával is többízben foglalkoztam (1960b, 1962c, 1964).

BARTHA F. (1962) a szenon kőszéntelepes csoport csigafaunájának biosztratigráfiai vizsgálatát végezte el.

Munkám során a szenon Molluszka fauna értékelésénél használt (BENKŐNÉ 1962c) hasonló biostatisztikai módszert alkalmaztam, kiegészítve azt a fauna ökológiai viszonyait szemléltető térdiagrammal. A grafikus ábrázolásnál feltüntettem az egyes képződmények faunájának ökológiai körülményeit, az eltérő táplálkozású alakok, a különböző életmódot folytatók százalékos megoszlását. Egyidejűleg felvázoltam ezek összefüggését a tengervíz sótartalmával, hőmérsékletével és a tenger mélységének változásával (1. ábra).

Az egyes szintek faunisztikai összetételét kördiagramokon ábrázoltam (2., 3. ábra), ezeken igen jól láthatók a faunisztikai különbségek. Célom ezzel is — mint az előzőkben már említettem — a Gastropoda fauna fejlődéstörténetének ábrázolása volt.

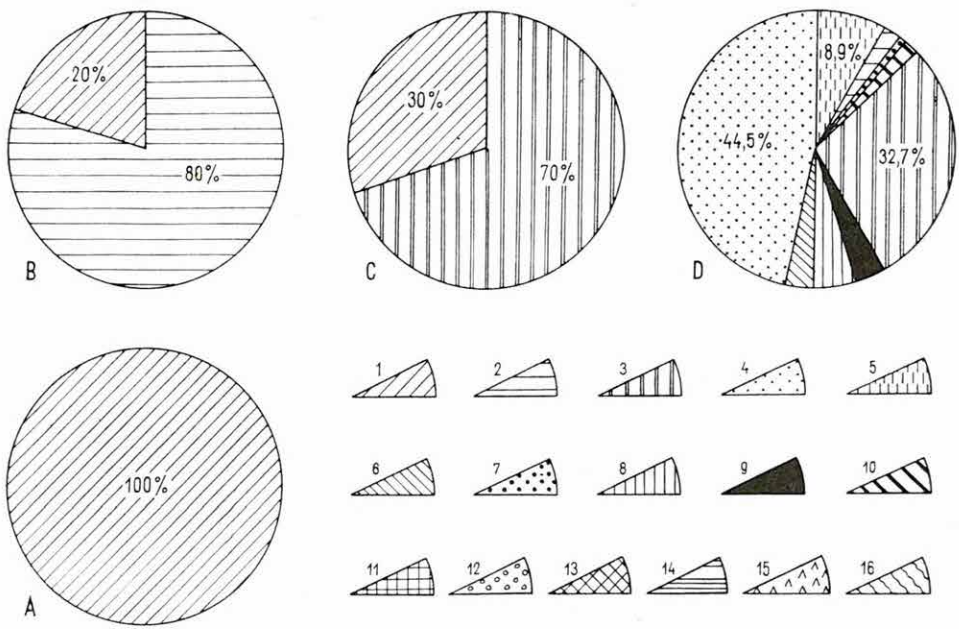


1. ábra. A Bakonyhegység apti – szenon Gastropoda faunájának ökológiai értékelése

Jelmagyarázat: a = algaevő, b = dögevő, c = rabló; — d = iszapba fúródó, e = helyhezkötött, f = mozgó; — eo = eohalin, m = miohalin, o = oligohalin, br = brachihalin, n = normális

Abb. 1. Ökologische Auswertung der apt – senonischen Gastropodenfauna des Bakony-Gebirges

Zeichenerklärung: 1. geologisches Alter, *2.* Schichtenkomplexe, *3.* Mächtigkeit (in m); *4.* prozentuelle Verteilung der Fauna nach Ernährungsart: a = Algenfresser, b = Aasfresser, c = Raubtier; *5.* prozentuelle Verteilung nach Lebensweise: d = sich in den Schlamm einbohrende, e = sessile, f = bewegliche; *6.* Salzgehalt: eo = eohalin, m = miohalin, o = oligohalin, br = brachyhalin, n = normal; *7.* Meerestiefe (in m); *8.* Wassertemperatur

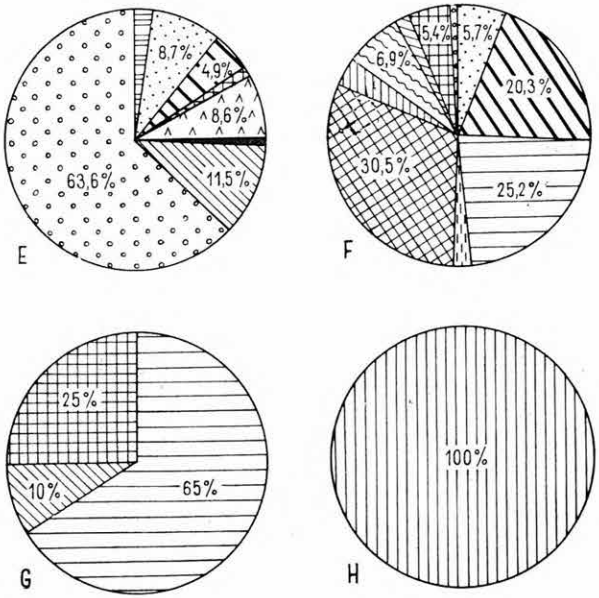


2. ábra. A bakonyi apti agyag- és márgaösszlet Gastropodáinak megoszlása

Jelmagyarázat: A = szenes agyag (Zirc); B = szürke agyag (Hárságypuszta); C = szürke agyag (Zirc); D = ostreás–orbitolinás rétegek (Zirc). — 1. *Cerithium;* 2. *Haustator, Turritella;* 3. *Pseudomelania, Procerithium, Metacerithium;* 4. *Actaeonella, Trochactaeon, Ovactaeonina;* 5. *Calliostoma;* 6. *Tessarolax, Pterodonta, Rostellaria, Helicaulax;* 7. *Angaria, Solarium, Nummocalcar, Otostoma;* 8. *Nerinea, Aptyxiella, Ptygmatis;* 9. *Scalaria, Proscala, Claviscala;* 10. *Ampullina, Ampullospira, Neritopsis, Natica;* 11. *Fusus, Volutoderma, Vanicoropsis;* 12. *Avellana;* 13. *Glauconia;* 14. *Pleurotomaria, Bathromaria;* 15. *Solariella, Gibbula;* 16. *Pirenella, Exechocirsus*

Abb. 2. Verteilung der Gastropoden des aptischen Ton- und Mergelkomplexes des Bakony-Gebirges

Zeichenerklärung: A = kohlenführender Ton (Zirc); B = grauer Ton (Hárságypuszta); C = grauer Ton (Zirc) D = Ostreen-orbitolinenführende Schichten (Zirc). — 1 bis 16: siehe den ungarischen Text



3. ábra. A bakonyi cenomán és szenon rétegösszlet Gastropoda-faunájának megoszlása

Jelmagyarázat: E = glaukonitos márga; F = korallos–molluszkumos agyagmárga (csigás szint); G = gryphaeás márga (clavagellás, dentaliumos szint); H = gryphaeás márga (aptyxiellás szint). – 1–16. lásd 2. ábrán.

Abb. 3. Verteilung der Gastropodenfauna des Cenoman- und Senonkomplexes des Bakony-Gebirges

Zeichenerklärung: E = glaukonitischer Mergel; F = Korallen–Mollusken-führender Tonmergel (Gastropoden-horizont); G = Gryphäenmergel (Clavagellen-, Dentalien-Horizont); H = Gryphäenmergel (Aptyxiellen-Horizont). – 1 bis 16: siehe Abb. 2.

A fauna ismertetése rétegtani egységenként

A bakonyi apti, albai, cenomán és szenon rétegek csigafaunája igen gazdag. Az alábbiakban rétegtani sorrendben ismertetem a faunát, mely 35 család, 47 nemzetség 122 csigafaját tartalmazza (1. táblázat).

1. táblázat

A Bakony apti, albai, cenomán és szenon Gastropoda faunájának áttekintése

Faj	Apti	Albai	Cenomán
Pleurotomaria cf. *gurgitis* D'ORB.	+		+
Pleurotomaria cf. *morausiana* D'ORB.			+
Pleurotomaria lima D'ORB.			+
Bathromaria cassisiana D'ORB.			+
Bathromaria sp. ind.			+
Bathromaria rutimeyeri PICT. et CAMP.			+
Bathromaria guérangeri D'ORB.			+
Bathromaria sp. ind.	+		

1. táblázat folytatása

Faj	Apti	Albai	Cenomán
Discohelix dupiniana D'ORB.			+
Nummocalcar cf. *granosum* D'ORB.			+
Nummocalcar granosum transiens n. ssp.			+
Nummocalcar cf. *subornatum* J. C. SOW.			+
Nummocalcar cf. *dentatum* D'ORB.			+
Nummocalcar sp.			+
Semisolarium moniliferum granulatum n. ssp.			+
Semisolarium moniliferum (MICH.)			+
Semisolarium karapaudiense tectum n. ssp.			+
Semisolarium vylapaudiense (STOL.)			+
Natica sp.			+
Neritopsis cf. *robineausiana* D'ORB.			+
Neritopsis sp.	+		
Neritopsis sp.			+
Calliostoma sociale COSSM.	+		
Calliostoma cf. *sociale* COSSM.	+		
Calliostoma sp. ind.	+		
Calliostoma sp. ind.	+		
Calliostoma sp. (aff. *oosteri* P. et C.)	+		
Calliostoma sociale n. ssp.	+		
Tylostoma sp. ind.	+		
Ampullospira sp.	+		
Ampullospira sp. ind.	+		
Ampullina cf. *martinina* D'ORB.			+
Vanikoropsis cassisiana D'ORB.			+
Gyrodes cf. *excavata* D'ORB.			+
Gyrodes sp. (cf. *dichotoma* GEINITZ)			+
Gyrodes cf. *gaultina* D'ORB.			+
Gyrodes sp. ind. I.			+
Gyrodes sp. ind. II.			+
Ampullina sp. aff. *gasullae* COQU.	+		
Haustator vybrayaeanus D'ORB.	+		
Pseudomelania urgonensis COSSM.	+		
Pseudomelania sp. ind.	+		
Pseudomelania allardi COSSM.	+		
Rostrocerithium baconicum n. sp.	+		
Procerithium sp. ind.	+		
Bathraspira sp.	+		
Metacerithium trimonile MICH.	+		
Metacerithium cf. *intermedium* COSSM.	+		
Cerithium sp. ind.	+		
Cerithiella tenuiplicata n. ssp.	+		
Cerithiella tenuiplicata COSSM.	+		
Pirifusus cf. *subclathratus* D'ORB.			+
Pirifusus sp.			+
Rapa sp.			+
Cirsochilus (Gibbula) cf. *granulosa* STOL.			+
Pteropoma aff. *clathratus* BINKHORST			+
Eumargarita (Solariella) radiatula (FORBES)			+
Confusiscala dupiniana D'ORB.			+
Confusiscala sp.	+		
Claviscala rhodani (P. et ROUX)			+
Proscala sp. ind.	+		
Claviscala sp.	+		

1. táblázat folytatása

Faj	Apti	Albai	Cenomán
Nerinea (Diozoptyxis) coquandiana D'ORB.	+		
Nerinea coquandiana ajkaënsis B. CZABALAY		+	
Nerinea baconica n. sp.	+		
Nerinea prefleuraui rengarteni B. CZABALAY		+	
Nerinea cf. *aptiensis* P. et C.	+		
Nerinea crozetensis (aff.) P. et C.	+		
Nerinea sp. ind.	+		
Nerinea vogti DE MORTILLET var. *archimedi* D'ORB.		+	
Nerinea cf. *micromorpha* COSSM.	+		
Nerinea sp. (aff. *essertensis* P. et C.)	+		
Tessarolax bicarinata (DESH.)			+
Tessarolax bicarinata transitoria n. ssp.			+
Tessarolax bicarinata triplaria n. ssp.			+
Tessarolax sp. ind.	+		
Dicroloma aff. *maxima* PRICE	+		
Monocuphus dupiniana D'ORB.			+
Pterodonta gaultina D'ORB.			+
Pterodonta sp.			+
Tornatina peroni COSSM.	+		
Trochactaeon sp. (aff. *T. voluta* ZEKELI)	+		
Trochactaeon boutillieri baconicum n. ssp.	+		
Actaeonella baconica n. sp.	+		
Ovactaeonina cf. *segregata* COSSM.	+		
Avellana subincrassata D'ORB.			+
Avellana subincrassata D'ORB. var.			+
Avellana subincrassata pumilis n. ssp.			+
Avellana subincrassata n. ssp. II.			+

Faj	A. campani	F. campani	Maastrichti
Angaria aculeata ZEKELI	+		
Tectus sougraignensis COSSM.	+		
Tectus ataphroides PARONA	+		
Michaletia semigranulata COSSM.	+		
Michaletia cf. *carinifera* BINKHORST	+		
Otostoma zekeliana STOL.	+		
Neritopsis goldfussi KEFERSTEIN	+		
Pseudamaura bulbiformis SOW.	+		
Bulbus n. sp.	+		
Tanaliopsis spiniger ZEK.	+		
Haustator rigidus SOW.		+	
Haustator disjuncta ZEKELI	+		
Haustator columnus ZEKELI	+		
Haustator fittoni MÜNSTER	+		
Turritella difficilis repelini (DEBOUL)	+		
Glauconia coquandiana var. *kefersteini* (MÜNSTER)	+		
Glauconia cf. *ornata* DRESCHER	+		
Glauconia kuehni n. sp.	+		
Glauconia obvoluta SCHLOTHEIM	+		
Glauconia renauxiana D'ORB.	+		
Aptyxiella flexuosa (SOW.)	+	+	

1. táblázat folytatása

Faj	A. campani	F. campani	Maastrichti
Aptyxiella gracilis (ZEKELI)	+		
Cimolithium inauguratum (STOL.)			+
Pirenella münsteri (KEFERSTEIN)	+		
Pirenella hoeninghausi (KEFERSTEIN)	+		
Pirenella nerei (MÜNSTER)	+		
Tympanotonos reticosum (SOW.)	+		
Tympanotonos cf. *macrostoma* (GEINITZ)	+		
Tympanotonos inferiore (SCHNARR)	+		
Rostellaria cf. *costata* SOW.	+		
Rostellaria granulata SOW.	+	+	
Pterocera angulata ZEKELI	+		
Volutoderma crenata (ZEKELI)	+		
Fusus cf. *reussi* ZEKELI	+		
Fusus baccatus (ZEKELI)	+		
Cantharulus gosauicus (ZEKELI)	+		
Tritonium sp.		+	
Avellana decurtata ZEKELI	+		

A felső-apti munieriás agyag- és márgaösszlet csigafaunájában az *Actaeonella-*, *Haustator-*, *Cerithium-* és *Pseudomelania*-félék uralkodnak. Az agyagos, márgás kifejlődésű sorozatban tengeri és csökkentsósvízi rétegek váltakoznak.

Az *alsó*, kőszenes ill. szürke agyagrétegekben egy-egy csigafaj van képviselve, ezek a tömegesen fellépő fajok inkább fácies-, mint korjelzők.

Ilyen pl. a kőszenes agyagban a *Cerithium* sp. Ez a parti öv homokos–iszapos fenékaljzatán élt, algaevő forma, szinte kőzetalkotó mennyiségben van jelen (2. ábra A). A Cerithium faj kizárólagos jelenléte arra utal, hogy az üledékgyűjtő vize csökkent sótartalmú volt.

A szürke agyagrétegekben (Hárságypuszta) a *Haustator vybrayaeanus* D'ORB faj nagy példányszámú, mellette a *Cerithium* sp.-t is megtaláljuk, csökkenő egyedszámmal. A kísérő fauna jellemzői az *Ostreák*. A fauna összetételében főleg algaevő alakok szerepelnek, azonban a tenger fokozatos előrenyomulásával – a sótartalom növekedésével párhuzamosan – a Cerithium faj szerepét a *Haustator* faj veszi át (2. ábra B).

Zircen e rétegek feletti sárgásszürke agyagrétegben újra a *Cerithium*-félék jutnak nagyobb szerephez. A tengeraljzat iszaposabbá válik és megjelennek a finom, vékony héjú *Melanopsis* fajok, melyek a tengervíz fokozottabb kiédesedését jelzik (2. ábra C).

A kéregmozgások az életkörülmények hirtelen megváltozását idézték elő, zártabb tengeröböl alakult ki. Az átmeneti időszakban a parti belső övre jellemző faunaegyüttes alakult ki Ostreákkal (nem pados kifejlődésben), Brachiopodák és Echinoideák társaságában. Az alsó szakaszon az Ostreák kifejlett példányait találjuk, míg a felső szakaszon kis padocskákban a juvenilis Ostreák tömege helyezkedik el. Az *Ostrea*-tenyészet táplálkozását megakadályozták a közéjük települt férgek, így a tenyészet elpusztult (BENKŐNÉ 1962b).

A munieriás agyag- és márgaösszlet *legfelső* szintjében a gazdag Gastropoda faunát igen sok Brachiopoda és Echinoidea kíséri. E helyen zártabb, csendesvízű tengeröböl neritikus övében élő gazdag csigafauna alakult ki. Az algaevő fajok mellett nagyobb szerephez jutnak a dögevők *(Actaeonella, Trochactaeon)*. A rabló életmódot folytató *Ampullina*-félék szerepe kisebb, az összfaunában az algaevők uralkodnak *(Calliostoma, Cerithium, Pseudomelania)* (1. ábra, 2. ábra D).

A faunában legnagyobb egyedszámmal képviselt Actaeonella fajok a tengervíz sótartalmának változását jól elviselték, sőt nagyságbeli növekedésükre a sótartalom csökkenése kedvezőleg hatott. Nagytermetűségük és a faunában jelentkező néhány kistermetű Nerinea faj jelenléte arra utal, hogy a tengervíz ekkor kissé csökkent sótartalmú volt. Ezt igazolja TIEDT, L. (1958) megállapítása is, mely szerint a Nerinea és Actaeonella fajok ugyanazon faunatársaságban ritkán fordulnak elő. Ha mégis együtt találhatók, akkor az Actaeonellák nagytermetűsége esetén a Nerineák aprók, ha viszont a Nerineák termete nagy, akkor az Actaeonelláknál törpenövés figyelhető meg.

Megítélésünk szerint az eltérő táplálkozási mód is fontos szerepet játszik abban, hogy az Actaeonellák és Nerineák ritkán találhatók együtt.

A Nerineák stenotherm formák, a hőmérséklet változására a Rudistáknál is érzékenyebben reagálnak. Nagytermetűségükhöz olyan életkörülményekre van szükség, mely a fokozott mészkiválasztást és a redőfelület erős megnövekedését lehetővé teszi; ilyenek a tengervíz erős mozgása, a széndioxid gyors kicserélődése, a maximális sótartalom és a meleg tengervíz.

A nagytermetű Nerineák mozgási készsége igen kicsiny, ezt részben a megnövekedett mésztartalom, részben a cirkuláló víz nyomása okozza. TIEDT, L. szerint (1958) a Nerineák csak nagytermetűség esetén jelennek meg pados kifejlődésben. DELPEY, G. (1940) szerint a Gastropodák nem alkotnak padokat, s tömegesen csupán lencseszerű kifejlődésben ismeretesek.

A csigafauna azt igazolja, hogy a területen ebben az időben csendes, melegvízű tengeröböl volt, igen gazdag algatenyészettel és mikrofaunával.

A requieniás mészkősorozatban a dögevő és rabló életmódot folytató alakok teljesen eltűnnek, szerepüket az algaevő Nerinea fajok veszik át. Az 1. ábrán megfigyelhetjük, hogy az algaevők számának növekedésével párhuzamosan emelkedik a helyhezkötött életmódot folytató fajok száma. Ugyanekkor a tengervíz hőmérséklete és mozgatottsága is fokozódott.

Az alsó, szürke és vörös márgás mészkőrétegekben a Nerineák lencseszerű felhalmozódásban, míg a felső, szürke requieniás mészkőben a Rudistákkal együttesen zátonykörüli és zátonyfáciesben jelentkeznek.

E rétegcsoport magasabb szintjeiben az ökológiai viszonyok kisebb változásával kapcsolatban nerineás, actaeonellás és globiconchás biofáciesek váltják egymást. Ennek okát csak részben kereshetjük a hőmérséklet, sótartalom megváltozásában és az eltérő táplálkozási módban. Ezen túlmenően más ökológiai tényezők szerepével is számolnunk kell, pl. Fe-tartalom feldúsulásával és a szervesanyag-tartalom növekedésével. E tényezők a Nerineák életkörülményeit megváltoztatták és így helyüket más fauna foglalta el.

Az orbitolinás mészkő alsó szintjeiben az ökológiai viszonyok azonosak, mint a requieniás mészkősorozatban (1. ábra).

A szürke táblás mészkőben az algaevők ismét háttérbe szorulnak a dögevőkkel szemben (1. ábra).

A tengeraljzat iszapossá válásával kapcsolatban néhány iszapba fúródva élő forma jelenik meg *(Fusus)*. Dögevők *(Avellana)* és rabló életmódot folytatók *(Ampullina)* – kisebb egyedszámmal – ugyancsak mutatkoznak.

Az ausztriai hegységképző mozgások hatásaként a Bakonyhegységben is jelentkezik az általános transzgresszió, mely az üledékképződésben hirtelen fáciesváltozást okozott. Az eddigi mészkőképződést márgafácies váltja fel, mely a megváltozott fizikai viszonyok bizonyítéka.

A márgarétegek alsó szintjének jelentős glaukonittartalma hidegebb tengeráramlásra utal. Az Északi-Bakony területén az egyes lelőhelyek faunái között mutatkozó eltérés arra enged következtetni, hogy azonos időben többféle glaukonitképződéssel kell számolnunk. A hideg tengeráramlással kapcsolatos glaukonitképződési folyamat mellett, helyenként a rothadási folyamatból keletkezett „biogén" glaukonit mennyisége is jelentős. Az elpusztult szervezetek rothadásából felszabaduló kén és a feldúsuló vastartalom következtében, elsősorban a szerves maradványok körül indult meg a glaukonitképződési folyamat.

A glaukonitos márgarétegekben a dögevő és rabló életmódot folytatók *(Avellana, Ampullina)* szerepe nagyobb mint az algaevőké *(Pleurotomaria, Nummocalcar, Angaria)*. A jellemző tengeri faunában a fajok az életkörülmények változásaival szemben nem voltak érzékenyek, alkalmazkodni tudtak a megváltozott fizikai körülményekhez (3. ábra E).

A csigafauna neritikus övben élt, a tengervíz nagy szervesanyag-tartalmú volt, a tenger mélysége 70–100 m körüli lehetett.

A glaukonitos márga csigafaunájában a lelőhelyek szerint mutatkozó eltéréseket a 2. táblázatban foglaltam össze. A lelőhelyek faunisztikai különbségei az ökológiai viszonyok eltérésével függnek össze. A pénzeskúti lelőhelyen szembeötlő pl. a dögevők *(Avellana)* túlsúlya mellett az algaevő *(Nummocalcar* és *Angaria)* fajok aránylag nagy egyedszáma. A bakonynánai Gaja-völgyben viszont az algaevő *Pleurotomaria*-félék száma növekszik a dögevőkkel szemben, amit a kissé nyíltabb tengeri kapcsolattal magyarázhatunk, ezt a kőzetanyagban szórtan elhelyezkedő glaukonit is bizonyítja. Ott, ahol erősebb volt a tengervíz mozgatottsága, megjelennek a részben úszni ill. lebegni is tudó formák (a *Pterodonta*-félék), a Pleurotomariák ugyanekkor csökkenő irányzatot mutatnak (2. táblázat).

A faunaösszetétel kialakításában fontos tényező volt a tengervíz hőmérsékletének, átvilágítottságának és a víz mozgatottságának változása. A faunában fellépő nagyszámú új faj és alfaj endemikus faunaalakulásra utal.

A *szenon* képződmények csigafaunái mindenkor jól tükrözik a fáciesváltozásokat (Benkőné 1962c, 1. táblázat). A kőszéntelepes csoport közbetelepült agyag- és márgarétegeinek faunája zömmel *Pyrgulifera* fajokból áll, melyek sima vagy bordázott volta a sótartalom csökkenését, illetve növekedését jelzi (Benkőné 1959, 1962c; Bartha 1962).

A korallos – molluscumos agyagmárga-csoport alsó, csigás – pectenes – cardiumos – korallos szintje a csigafauna alapján két biofáciesre (*a* és *b*) tagolható (3. ábra F); (Benkőné 1962c, 1964).

2. táblázat

A glaukonitos márga Gastropoda faunájának lelőhely szerinti elterjedése

Lelőhely / Genus	Pénzeskút I.	Pénzeskút II.	Bakonynána	Olaszfalu	Tés Szápári malom Csőszi út
	lelőhely				
	fajok száma				
Pleurotomaria	4	3	4	2	1
Nummocalcar	2		6		
Delphinula	16		12	14	
Semisolarium	16				
Neritopsis	2	3	3	2	
Natica		1			
Ampullina	12	9	5	5	
Gyrodes	1				
Vanikoropsis		1	1		
Fusus	3				
Rapa			1		
Solariella	50				
Gibbula	22				1
Scalaria				1	
Confusiscala		1			
Tessarolax	32		3	2	1
Monocuphus	30	4		10	6
Pterodonta		1			8
Avellana	399	40	60	15	16

a) A glauconiás biofácies túlnyomóan algaevő *Glauconia*-fajokat tartalmaz. Ez az egynemű faunaegyüttes igazolja, hogy a tengervíz sótartalma ekkor kissé csökkentebb volt. A tenger litorális övének gazdag algatenyészettel jellemzett 20—40 méteres mélységű részében képződött ez az üledék.

b) A pirenellás biofácies jellemzői a homokos, iszapos tengeraljzaton, a partmenti övben élő fajok *(Pirenella, Cerithium)*. Ezek mellett fokozatosan megjelennek kisebb egyedszámmal az iszapba fúródva élő *Fusus*-félék is. A rabló életmódot folytatók szerepe *(Ampullina)* alárendelt.

A kagylós nuculás—corbulás, korallos szintben a csigafajok nagy része elmarad, csupán a *Haustator* fajok szerepelnek.

A gryphaeás márga-sorozat alsó szintjeiben az eliszaposodott tengeraljzat következtében a szervesanyag-tartalom megnövekedett; itt a *Fusus*- és *Tritonium*-félék uralkodnak (3. ábra G). E sorozat alsó két szintjében (clavagellás és dentaliumos) az ökológiai viszonyok megegyeznek. A felső szintekben (aptyxiellás) a tengeraljzat mésziszapossá vált, kőzetalkotó mennyiségben jelenik meg egyetlen *Aptyxiella* faj. E kicsiny algaevő forma arra utal, hogy a tengervíz mozgása ekkor erősebb volt, s egyidejűleg az oxigén kicserélődése is meggyorsult (3. ábra H). Az exogyrás, gervilleiás és osztreás szintekben a csigafauna hiányzik.

Az inoceramuszos mészkő- és márgarétegekben a tenger fokozatosan mélyült, közvetlen kapcsolat alakult ki a nyílt tengerrel.

Ebben a rétegcsoportban nagy horizontális elterjedésű fajok jelennek meg. A tenger mélysége 200–300 méter körüli lehetett.

Az e rétegekben talált egyetlen csigafaj az ökológiai viszonyokra vonatkozóan több adatot nem szolgáltat.

A fauna rétegtani értékelése

A felső-apti munieriás agyag- és márgaösszlet. A Zirc környéki apti rétegek alsó szintjének jellegzetes csökkentsósvízi képződménye a kőszenes, cerithiumos agyag, melyben az egyetlen Cerithium faj nagy tömegben jelenik meg. A *Cerithium* sp. korjelző szerepe alárendelt, inkább fáciesjelző értéke van.

A szürke agyagrétegek (Hárságypuszta) *Haustator vybrayaeanus* D'ORB. faja a felső-apti és az albai rétegekben egyaránt gyakori Franciaországban, Olaszországban és Svájcban. Egyes rokon fajokat a Kaukázusban a cenománból ismerünk. Igen változékony faj. Díszítésbeli változékonysága fáciesváltozásokkal függhet össze: időben rögzíthető változást fejlődése ismert szakaszában nem figyelhetünk meg. Ez a csigafaj Ostreákkal és Cerithiumokkal társulva adja e rétegek faunaegyüttesét, mely tengeri környezetet bizonyít és arra utal, hogy ez a képződmény a felső-aptinál nem idősebb.

A munieriás agyag- és márgaösszlet felső, gazdag Gastropoda tartalmú márgás szintjében (Zirc, Lókút) az *Actaeonella* és *Trochactaeon*, valamint a *Pseudomelania* és *Cerithiella* genuszok fajai dominálnak.

A Trochactaeon genusz két faja közül a *Trochactaeon* sp. ind. lépcsőzetes spírafelépítése ZEKELI *Trochactaeon voluta* fajához áll legközelebb. Hasonló típusú spírát CHOFFAT a portugáliai albai rétegekből említ (1886). E fajra – akárcsak a fauna egészére – jellemző, hogy a felső-kréta rokonfajok bélyegeinek egy részét már magán viseli. A *Trochactaeon* sp. ind. az apti emeletben megjelenő új alakkör tagja, mely fejlődési csúcspontját a felső-krétában, más fajokban éri el. A *Trochactaeon boutillieri baconicum* n. ssp. új alfaj COSSMANN barrémi fajához áll legközelebb, attól eltérő jellegeivel viszont CHOFFAT *Trochactaeon crismensis* és PCELINCEV kaukázusi *Trochactaeon angustatum* faja felé mutat kapcsolatot. Bakonyi új alfajunk egyesíti magában az albai és cenomán fajok bélyegeit, melyek később (az albai és cenomán folyamán) két különböző fejlődési irányban váltak szét és más-más fajokon jelentkeztek. A *Trochactaeon* fajok fejlődési sorában az egyes faji bélyegek korhatározó értékűek. A *Trochactaeon boutillieri baconicum* n. ssp. a barrémi és albai–cenomán fajok közötti átmeneti forma, faji bélyegei alapján (involutság mértéke, a termet nagysága, redőforma) feltétlenül fiatalabb a barrémi és az alsó-apti fajoknál.

Az Actaeonella genuszt a legnagyobb egyedszámban megjelenő *Actaeonella baconica* n. sp. képviseli. Ehhez a fajhoz igen hasonló az először DELPEY, G. (1940) által apti rétegekből leírt, de el nem nevezett *Actaeonella* sp., melyné a jellemző három kolumella-redő, a kezdeti kanyarulat becsavartsága (involut jellege) már megállapítható volt. Az albai Actaeonella fajokon a kanyarulatok reszorpciója is megindul, ez a bakonyi új apti fajon még nem figyelhető meg,

illetve csak egészen kezdeti stádiumban van. A spíra jellemző involutsága a kolumellára még nem terjed ki. Figyelembe véve ezeket a kétségtelenül primitív jellegeket, feltétlenül az apti – albai fajokból kell ezt az új fajt levezetnünk és csak ezután kereshetjük a fejlődéstani kapcsolatokat a felső-kréta *Actaeonella laevis* D'ORB. és az *A. caucasica* D'ORB. fajok felé. A spíra involutsága nem vehető kizárólagos korjelző bélyegnek, itt az ökológiai tényezőket és a fauna endemikus jellegét is figyelembe kell vennünk. Az új faj földtani kora az apti és albai emeletekben rögzíthető, miután az ajkai Csingervölgyben a requieniás mészkőösszlet vörös, radioliteszes márgás mészkőrétegeiben is megtaláltuk ugyanezt a fajt, de az utóbbi helyen ez a forma már az albai típusok involutságát mutatja. Az *Ovactaeonina* cf. *segregata* COSSMANN és a *Tornatina peroni* COSSMANN fajok a franciaországi urgon fáciesben a barrémi és apti emeletekben egyaránt gyakoriak. A *Pleurotomaria*-féléket itt egyetlen perzisztens faj képviseli, mely Franciaországban és Svájcban a valanginitől az aptiig ismert. Az Euspiridae családba tartozó *Tylostoma* sp. ind. az apti-albai emeletekre jellemző fajokhoz áll közel. A *Pseudomelania* és *Procerithidae* fajok COSSMANN urgon fáciesbeli apti fajaival azonosíthatók, rokon fajok Olaszországban az apti és albai emeletből ismeretesek. A *Rostrocerithium baconicum* n. sp. spírafelépítése igen hasonló SOWERBY: *Rostrocerithium plicatum* fajához, díszítése azonban az apti, albai fajok díszítésével egyezik meg. A felső-kréta Rostrocerithium fajok eredetét az apti emelet fajaiban kell kutatnunk. A *Cerithiella tenuiplicata* COSSMANN faj a júrától az apti emeletig élt. A *C. tenuiplicata* n. ssp. COSSMANN felső-apti rétegekből leírt *C. cureti* fajával mutat leginkább egyezést. A *Proscala* és *Confusiscala* fajok kivétel nélkül az apti és albai fajok közötti átmeneti formák.

Az albai requieniás mészkősorozat *Nerinea* fajainak rétegtani értékelésével korábban már foglalkoztam (BENKŐNÉ 1962a), azért itt nem térek ki erre. Az ajka-csingervölgyi vörös radioliteszes márgás mészkőben gyakori az *Actaeonella baconica* n. sp. albai változata. A felső, szürke mészkőpadokban a *Globiconcha baconica* HANTKEN faj jelenik meg nagyobb egyedszámmal.

A cenomán glaukonitos márgaösszlet gazdag Gastropoda faunát tartalmaz. A *Pleurotomaria* fajok nagy része perzisztens, a neokomtól egészen a cenománig megtalálhatók. Néhány faj azonban, mint a *Pl. morausiana* D'ORB., a *Pl. lima* D'ORB. és a *Bathromaria cassisiana* D'ORB. már a cenománra jellemző. A Semisolarium fajok közül a *Semisolarium vylapaudiense* az indiai cenománban gyakori faj, míg az új alfajok, mint a *Semisolarium karapaudiense tectum* n. ssp. és *Semisolarium moniliferum granulatum* n. ssp. új alfajok rokon fajai is ezekből a szintekből ismertek. A *Gyrodes* sp. egyetlen közel rokon faja, a *G. dichotoma* GEINITZ Indiában és Németországban egyaránt először a cenománban jelenik meg és a felső-krétába is átmegy. A *Fusus* fajok a neokomtól a cenománig éltek. A *Rapa* sp. India cenomán fajaihoz áll legközelebb, rokon fajokat az angliai és ukrajnai (lwowi) felső-kréta rétegekből is ismerünk. A Turbonidák közül a *Pteropoma clathratus* BINKHORST faj az angliai cenomán jellemző alakja. Az *Eumargarita (Solariella) radiatula* (FORBES) és a *Cirsochilus (Gibbula) granulosa* (STOL.) fajok Indiában a cenománban jelentkeznek először, de fejlődésük a szenonban bontakozik ki. A *Scalaridae* család képviselői a neokomtól a cenománig éltek. A *Confusiscala*

dupiniana D'ORB. fajunk átmeneti alak a franciaországi genotypustól a cenomán és szenon változatok felé. Az albai, cenomán és szenon fajokból a következő fejlődési sort állíthatjuk össze: *C. dupiniana* D'ORB. → *C. texasi* ROEMER → *C. decorata* ROEMER. Eltéréseik azonban – megítélésünk szerint – nem foghatók fel faji bélyegeknek, hanem csupán a fajon belüli változékonyságot tükrözik.

A *Tessarolax bicarinata* D'ORB. Angliában és Franciaországban az albai és cenomán rétegekből ismeretes. Két új alfajunk az angliai cenománból ismert *T. oligochila* GARDNER és *T. histochila* GARDNER fajokkal áll rokonságban. Alakbeli hasonlóságot mutatnak a tripoliszi maastrichti fajokkal is, mely azonban valószínűleg fáciesazonosságból ered. A *Pterodonta gaultina* D'ORB. a francia és svájci vraconi rétegekben, Tuniszban pedig a felső-cenománban is gyakori. Az Avellana fajok közül az *A. subincrassata* D'ORB. albai–alsó-cenomán (vraconi) kori. Variációs-statisztikai vizsgálataink alapján e faj nálunk megjelenő változatai az albai és cenomán alakok közötti átmeneti sorba illenek.

A bakonyi szenon képződmények csigafaunáját a következőképpen értékeljük: Az alsó-campani korallos–molluscumos agyagmárga-csoport alsó, csigás–pectenes–cardiumos–korallos szintjének alsó biofáciesére jellemző Glauconia fajok közül a *Gl. renauxiana* D'ORB. a franciaországi és romániai (erdélyi) alsó-campani rétegekben gyakori. A *Gl. quandiana* D'ORB. var. *kefersteini* MÜNSTER a jugoszláviai campani és maastrichti képződményekre egyaránt jellemző (BENKŐNÉ 1962c). A glauconiás rétegeket az alsó-campani alemeletbe soroltuk, miután ezek a csökkentsósvízi rétegek Ausztria, Csehszlovákia, Franciaország, Görögország, Jugoszlávia területén egységesen az alsó-campaniban jelentkeznek.

A pirenellás biofáciesben a *Pirenella* fajok inkább fácies, mint szintjelző értékűek. Az itt is gyakori *P. münsteri* (KEFERSTEIN) és a *P. hoeninghausi* (KEFERSTEIN) fajok az ausztriai felső-szantoni, campani (középső-gozaui), a romániai (Erdély) alsó-campani és a franciaroszági (Sougraigne) felső-szantoni rétegekben szélesen elterjedtek.

Az aprótermetű *Aptyxiella (Acroptyxis) gracilis* (MÜNSTER) és *A. (A.) flexuosa* (SOWERBY) fajok az ausztriai gozaui rétegekben campaninál idősebb képződményekben nem fordulnak elő. Az *Otostoma zekeliana* (STOL.) és a *Neritopsis goldfussi* (MÜNSTER) Ausztria, India, Jugoszlávia és Németország campani rétegeire jellemzők. A *Tanaliopsis spiniger* (ZEKELI), a *Rostellaria granulosa* (SOW.) és a *Pseudamaura bulbiformis* (ZEKELI) az ausztriai, jugoszláviai, görögországi felső-szantoni és alsó-campani alemeletekben gyakori. A gryphaeás rétegekben fellépő *Haustator rigidus* (SOW.) mindenütt a felső-campani alemeletben jelenik meg. Az aptyxiellás szintben kőzetalkotó mennyiségben előforduló *Aptyxiella (Acroptyxis) flexuosa* (SOW.) – mint erre már az előzőekben utaltam – a gozaui kifejlődésben campaninál idősebb képződményekből nem került eddig elő. Az inoceramuszos mészkő- és márgacsoportban található egyetlen faj, a *Cimolithium inauguratum* (STOL.), e képződmény maastrichti korát erősíti meg. Ezt a fajt maastrichti rétegekből rendkívül nagy földrajzi elterjedésben: Beludzsisztán, India, Líbia és Madagaszkár területéről jelezték eddig.

Faunisztikai kapcsolatok, ősföldrajzi viszonyok

A Bakonyhegység *felső-apti* faunájára jellemző az új fajok és alfajok nagy száma, mely a terület zártabb öböl jellegéből adódó faunakialakulással kapcsolatos. Az új fajok és alfajok egyes jellegei helyenként már a felső-kréta alakhoz kapcsolódnak, felismerhető primitívebb faji bélyegeik alapján azonban felső-aptinál fiatalabb korra nem utalnak. A faunában szereplő fajok egy része a franciaországi urgon fácies felső-barrémi–apti formáival azonosítható, más részük az olaszországi és svájci apti–albai fajokkal egyezik meg. Az új fajok és alfajok átmeneti alakok a francia barrémi–apti fajok, valamint a francia és kaukázusi cenomán felső-kréta fajai között. A faunát – összjellege alapján – a felső-aptiba sorolom. Igen sok közös faunisztikai vonás van a bakonyi és a dél-franciaországi apti rétegsor északi, peremi, ún. orbitolinás kifejlődése között, mely utóbbit zoogén mészkőközbetelepüléses összlet képviseli. A fauna a mediterrán geoszinklinális területére jellemző fajokból áll.

Az *albai* requieniás összlet *Nerinea* fajai a déli mediterrán öv (Jugoszlávia, Görögország, D.-Franciaország) faunájával azonosíthatók (BENKŐNÉ 1962a).

A *cenomán* glaukonitos márga Gastropoda faunája a francia és svájci alsó-cenomán glaukonitos rétegek faunájával állt kapcsolatban. A feltételezett Ny-i cenomán transzgressziót – az ennek hatására létrejött faunisztikai kapcsolatok – ismertetett eredményeink feltétlenül igazolják. A bakonyi és francia, valamint a svájci faunák közötti faunisztikai eltérés összefüggésben áll a bakonyi fauna endemikus adottságaival. A cenomán transzgresszió Ny-ról K-i irányban haladt, ez volt a faunamigráció vonala is. A felső-kréta indiai fajok jelenléte az indiai tengerrészekkel való kapcsolatra utal. A glaukonitos márga csigafaunájának rétegtani jellegeit összegezve megállapíthatjuk, hogy alsó-cenomán kori.

Földtani kifejlődésük és faunájuk alapján a bakonyi *szenon* képződmények az ausztriai középső-gozaui rétegekhez állnak legközelebb. A bakonyi faunában a déli elemek nagyobb számban jelentkeznek és jól párhuzamosíthatók a romániai (erdélyi), jugoszláviai, görögországi szenon képződmények faunáival (BENKŐNÉ 1962c. 1. táblázat).

Az alsó-campani rétegekre jellemzők a kisebb horizontális elterjedésű fajok, melyek az ausztriai, görögországi, jugoszláviai és romániai fauna alakjaihoz kapcsolódnak. A jellegzetes gozaui fajokon kívül találunk néhány indiai, kaukázusi és franciaországi fajt is. A felső-campaniban fokozatosan előtérbe lépnek a nagyobb földrajzi elterjedésű fajok. A maastrichtiben pedig már típusos kozmopolita faunával találkozunk, ekkorra kialakult a nyílt tengerrel való kapcsolat is.

IRODALOM

BARTHA, F. 1962: Examen biostratigraphique du complexe houillier du Crétacé supérieur de la partie méridionale de la Montagne Bakony. – Acta Geol. 7. 3–4 pp. 359–398.

B. CZABALAY L. 1958: A Bakonyi cenomán glaukonitos márga Gastropoda faunája. – Doktori ért. Kézirat.

B. CZABALAY L. 1959: Magyarország krétaidőszaki csigái. – Földt. Int. Évk. 49. 3. pp. 589–591.

B. Czabalay L. 1960a: A Bakony-hegység apti, albai és cenomán Gastropodái. – Kézirat.

B. Czabalay L. 1960b: A sümegi szenon Gastropoda fauna. – Kézirat.

B. Czabalay L. 1962a: Apti és albai Nerineák a Bakonyhegységből. – Földt. Int. Évi Jel. 1959-ről. pp. 155–168.

B. Czabalay L. 1962b: Paleoökológiai megfigyelések a bakonyi munieriás agyagösszletben. – Földt. Int. Évi Jel. 1959-ről. pp. 175–177.

B. Czabalay L. 1962c: A Déli-Bakony tengeri szenon képződményeinek malakológiai vizsgálata. – Földt. Közl. **91**. 4. pp. 421–425.

B. Czabalay L. 1964: A sümegi felső-kréta malakológiai vizsgálata Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. I.

Csillagné Teplánszky E. 1954: Sümegi szenon Gastropodák. – Szakdolgozat. Kézirat.

Delpey, G. 1940: Les Gastéropodes mésozoïques de la région libanaise. – Not. et Mém. Haut. Com. Syrie et Liban. **3**. pp. 25–292. 1939.

Hantken M. 1875: Új adatok a Déli-Bakony föld- és őslénytani ismeretéhez. – Földt. Int. Évk. **3**.

Noszky J. 1934: Adatok az Északi-Bakony kréta képződményeinek ismeretéhez. – Földt. Közl. **64**.

Nalivkin, D. V. 1956: Ucsenyije o facijah. – Moszkva–Leningrad. I–II.

Marvin Weller, J. 1960: Stratigraphic principles and practice. – Harper's geoscience series. New York.

Muziljev, Sz. A. 1954: Metodicseszkoje rukovodsztvo po geologicseszkoj szjemke i poiszkam. – Goszgeoltehizdat. Moszkva.

Pettijohn, F. J. 1957: Sedimentary rocks. – Harper's geoscience series, New York.

Vadász E. 1960: Magyarország földtana. – Budapest.

ENTWICKLUNGSGESCHICHTLICHE SKIZZE DER APTISCH–SENONISCHEN SCHNECKENFAUNEN DES BAKONY

von

L. Benkő-Czabalay

Im Rahmen der komplexen paläontologisch-stratigraphischen Bearbeitung der Kreidebildungen des Bakony-Gebirges wurde die Untersuchung der Gastropoden des Apt, Alb, Cenoman und Senon abgeschlossen. Verfasser schildert die Entwicklungsgeschichte der Gastropodenfauna und ihre Beziehungen auf Grund paläontologischer Untersuchungen, mit Hilfe biostratigraphischer, faunistisch- und korrelationsstatistischer Methoden, im Spiegel der erdgeschichtlichen Vorgänge.

Die ökologischen Verhältnisse der Fauna werden durch ein Raumdiagramm veranschaulicht; die sich in verschiedener Weise nährenden und unterschiedliche Lebensweisen führenden Formen der einzelnen Bildungen werden in drei Gruppen nach ihrer prozentuellen Verteilung angeführt, wobei es auch auf die relativen Änderungen des Salzgehaltes, der Temperatur und der Meerestiefe hingewiesen wird (Abb. 1).

Die Schneckenfauna der Apt-, Alb-, Cenoman- und Senonschichten des Bakony ist sehr reich: sie enthält 122 Schneckenarten die 47 Gattungen von 35 Familien zugeteilt werden können.

In der Gastropodenfauna des oberaptischen munierienführenden Ton- und Mergelkomplexes dominieren die Vertreter der Gattungen *Actaeonella*, *Haustator*, *Cerithium* und *Pseudomelania*. In der tonig – mergeligen Schichtenfolge wechseln sich marine und brackische Ablagerungen ab. Die Schneckenfauna beweist, dass in diesem Raum eine Meeresbucht mit stillem, warmem Wasser lag, in dem äusserst reiche Algenvegetation und Mikrofauna lebten (Abb. 2, A, B, C, D).

In der Requienien-Schichtenserie des Alb nimmt die Zahl jener Arten allmählich zu, die eine sessile Lebensweise geführt haben, und parallel damit vermehren sich die Pflanzenfresser.

In den unteren Lagen des Orbitolinenkalkes sind die ökologischen Verhältnisse mit denen der Fauna des Requienienkalkes identisch (Abb. 1).

Im grauen Plattenkalk nimmt die Zahl der Algenfresser ab und die der Aasfresser zu (Abb. 1), während in den cenomanischen glaukonitführenden Mergelschichten schon letztere vorherrschen (Abb. 3). In den glaukonitführenden Schichten sind die Arten der Gattungen *Avellana*, *Ampullina*, sowie die Vertreter von *Pleurotomaria*, *Nummocalcar* und *Angaria* kennzeichnend.

Die Schneckenfaunen der Senonbildungen widerspiegeln gut die jeweiligen Fazieswechsel (L. BENKŐ-CZABALAY 1962c, Tafel 1).

Das *Gastropoden – Pectiniden – Cardien*-führende, untere Glied der Tonmergelgruppe mit Korallen und Mollusken gliedert sich auf Grund der Gastropodenfauna in zwei Biofazies (Abb. 3, F) (L. BENKŐ-CZABALAY 1962c, 1964).

Die *glauconienführende* Biofazies führt überwiegend algenfressende Glauconien. Charakteristische Elemente der *pirenellenführenden* Biofazies sind die Pirenellen- und *Cerithium*-Arten, welche den sandigen Meeresboden bevorzugen und in der küstennahen Zone leben.

In den unteren Lagen der Gryphäenmergelserie nimmt der organische Stoffgehalt zu und herrschen die Vertreter von *Tritonium* und *Fusus* vor (Abb. 3, G). In den oberen Horizonten wird der Meeresboden immer kalkschlammiger und in manchen Horizonten erscheinen die Vertreter von *Aptyxiella* und *Exogyra* in gesteinsbildender Menge.

Zur Zeit der Ablagerung der Inoceramenkalke und -Mergel vertiefte sich allmählich das Meer und entstand eine unmittelbare Verbindung mit den pelagischen Meeresteilen (Abb. 3, H).

Die Fauna der kohlenführenden Ton- und grauen Tonschichten des oberaptischen munierienführenden Ton- und Mergelkomplexes markiert eher eine Fazies als einen stratigraphischen Horizont.

Die Fauna der oberen gastropodenführenden Schichten zeichnet sich dadurch aus, dass ein grosser Prozentsatz der Arten neben den Merkmalen der primitiven aptischen, albischen Typen schon z. T. auch die Artenmerkmale entwickelterer (cenomanischer, senonischer) Typen trägt. Charakteristisch ist das besonders für die neuen Arten (*Actaeonella baconica* n. sp.). Der andere Teil der Arten stimmt mit den Formen der Oberapt-Schichten von Urgon-Fazies Frankreichs: *Proscala-*, *Confusiscala-*, *Procerithium*-Arten.

Die stratigraphische Auswertung der Nerineenarten der requienienführenden Serie des Alb hat Verf. in einer anderen Arbeit gegeben (L. BENKŐ-CZABALAY 1962a), deshalb wird darauf hier nicht eingegangen. Der rote, radiolaritführende Mergelkalk von Ajka enthält bereits die albische Varietät der *Actaeonella baconica*.

Die Pleurotomarien-Arten des cenomanischen glaukonitführenden Mergelkomplexes sind zum Teil vom Neokom bis zum Cenomam anzutreffen. Manche Arten wie z. B. *Pl. morausiana* D'ORB., *Pl. lima* D'ORB. und *Bathromaria cassisiana* D'ORB. sind jedoch nur für das Cenoman bezeichnend.

Die Arten der Gattung Semisolarium sind aus dem Cenoman Indiens bekannt. Aber auch andere wie *Eumargarita radiatula* (FORBES), treten in Indien im Cenoman auf, wenngleich der Höhepunkt ihrer Entwicklung erreicht im Senon wird.

Die in der Fauna vertretenen, übrigen Arten sind charakteristische Formen der Vracon-Cenomanschichten Frankreichs und der Schweiz: *Pterodonta gaultina* D'ORB., *Confusiscala dupiniana* D'ORB.

Faunistische Beziehungen, paläogeographische Verhältnisse. Die Oberapt-Fauna des Bakony-Gebirges zeichnet sich mit der grossen Zahl der neunen Arten und Unterarten aus, was auf die durch die endemische Entwicklung der Fauna zurückzuführen ist. Manche Merkmale der neuen Arten und Unterarten sind stellenweise schon an oberkretazische Formen gebunden, doch weisen die erkennbaren primitiveren Merkmale auf ein jüngeres Alter, als Oberapt hin. Die in der Fauna vertretenen Arten können zum Teil mit den Oberbarrêm–Aptformen der Urgon-Fazies Frankreichs indentifiziert werden, zum anderen Teil stimmen sie mit den Apt–Albformen Italiens und der Schweiz überein. Die neuen Arten und Unterarten sind Übergangsformen zwischen den Barrêm–Aptformen Frankreichs und den oberkretazischen Formen Frankreichs und des Kaukasus. Auf Grund ihrer Gesamtcharakteristik wird die Fauna ins Oberapt eingereiht. Sehr viele gemeinsame faunistische Züge gibt es zwischen der nördlichen, sogenannten orbitolinenführenden Randfazies der aptischen Schichtenfolge des Bakony-Gebirges einerseits, und derjenigen Südfrankreichs andererseits. Diese letztere wird durch einen Komplex mit einer Zwischenlagerung zoogener Kalksteine vertreten. Die Fauna besteht aus Formen, die für den Raum der mediterranen Geosynklinale charakteristisch sind.

Die Nerineenarten des requienienführenden Komplexes des Alb lassen sich mit der Fauna der südlichen mediterranen Zone (Jugoslawien, Griechenland, Südfrankreich) identifizieren (L. BENKŐ-CZABALAY 1962a).

Die Gastropodenfauna der glaukonitführenden Mergel des Cenoman stand in Beziehung mit der Fauna der untercenomanischen glaukonitführenden Schichten Frankreichs und der Schweiz. Die von uns erzielten Ergebnisse bestätigen unbedingt die Realität einer westlichen Cenomantransgression, d. h. der dadurch zustandgekommenen faunistischen Beziehungen. Die zwischen den Faunen des Bakony-Gebirges und Frankreichs, sowie der Schweiz bestehenden faunistischen Unterschiede sind durch die endemischen Gegebenheiten der Bakonyer Fauna bedingt. Die Cenomantransgression vollzog sich vom W nach O zu, das war auch die Richtung der Faunenmigration. Das Auftreten oberkretazischer Arten Indiens in unterem Gebiet deutet auf die ehemalige

Verbindung mit gewissen indischen Meeresabschnitten hin. Die stratigraphischen Merkmale der Schneckenfauna der glaukonitführenden Mergel zusammenfassend, dürften wir feststellen, dass diese Fauna untercenomanisches Alter beweist.

In ihrer lithologischen Zusammensetzung und Fossilführung stehen die Senonbildungen den mittleren Gosauschichten Österreichs am nächsten. In der Bakonyer Fauna treten die südlichen Elemente in grösserer Zahl auf und lassen sich mit den Faunen der Senonbildungen Rumäniens (Siebenbürgens), Jugoslawiens und Griechenlands identifizieren (L. BENKŐ-CZABALAY 1962c, Tabelle 1).

Für die Untercampan-Schichten sind die Arten kleinerer horizontaler Verbreitung kennzeichnend, die sich an die Formen der österreichischen, griechischen, jugoslawischen und rumänischen Fauna anschliessen. Ausser den charakteristischen Gosauarten findet man auch einige aus Indien, dem Kaukasus, und Frankreich bekannte Arten. Im Obercampan treten die Arten grösserer geographischer Verbreitung allmählich in den Vordergrund, während im Maastricht schon eine typische kosmopolitische Fauna angetroffen wird da zu dieser Zeit die Verbindung mit dem offenen Meer bereits zustandegekommen ist.

СХЕМА ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ АПТСКО-СЕНОНСКИХ ГАСТРОПОДОВЫХ ФАУН ГОР БАКОНЬ

Л. БЕНКЁ-ЦАБАЛАИ

Благодаря комплексному палеонтологическому и стратиграфическому изучению меловых отложений гор Баконь, было закончено исследование аптских, альбских, сеноманских и сенонских гастропод. История развития гастроподовой фауны и ее связи излагаются в свете геологических процессов на основании палеонтологического анализа при помощи биостатистических и корреляционно-статистических методов.

Экологические условия фауны иллюстрируются при помощи пространственной диаграммы, причем различно питавшиеся формы отдельных образований, а также формы, ведшие различный образ жизни, подразделяются на три группы согласно процентному их распределению с одновременным указанием сравнительных изменений в солености, температуре и глубине моря (рис. 1).

Гастроподовая фауна аптских, альбских, сеноманских и сенонских отложений гор Баконь очень богата: она содержит 122 вида 47 родов 35 семейств брюхоногих.

В гастроподовой фауне толщи верхнеаптских мюниериевых глин и мергелей преобладают представители Actaeonella, Haustator, Cerithium и Pseudomelania. В толще глинисто-мергелистой фации чередуются морские и солоноватоводные отложения. Гастроподовая фауна говорит за то, что в данной области располагался морской залив со спокойной теплой водой, в которой произрастала очень обильная водорослевая вегетация с микрофауной (рис. 2, A, B, C, D).

В реквиениевой толще альбского яруса постепенно увеличивается количество форм, ведших прикрепленный образ жизни и параллельно им повышается и количество травоядных форм.

В нижних горизонтах орбитолиновых известняков экологические условия являются тождественными с фауной реквиениевых известняков (рис. 1).

В серых плитчатых известняках уменьшается количество водорослеядных и увеличивается количество стервоядных (рис. 1), в глауконитовых мергелях сеномана преобладают уже эти последние (рис. 3). Характерными формами глауконитовых слоев являются виды родов Avellana и Ampullina а также представители Pleurotomaria, Nummocalcar, Delphinula.

Гастроподовые фауны сенонских отложений всегда хорошо отражают фациальные изменения (Л. БЕНКЁ-ЦАБАЛАИ 1962c, таблица 1).

На основании гастроподовой фауны нижний горизонт с гастроподами, пектенами и кардиумами пачки кораллово-моллюсковых мергелей расчленяется на две биофации (рис. 3, F) (Л. БЕНКЁ-ЦАБАЛАИ 1962c, 1964).

Глаукониевая биофация содержит преимущественно представители Glauconia. Характерными формами *пиренелловой* биофации являются виды родов Pirenella и Cerithium, предпочитавшие песчанистый субстрат и обитавшие в прибрежной зоне.

В нижних горизонтах серии грифеевых мергелей увеличивается содержание органического вещества. Здесь преобладают представители родов Tritonium и Fusus (рис. 3, G). В верхних горизонтах морское дно становится все более известково-илистым, причем в некоторых горизонтах появляются представители Aptyxiella и Exogyra в породообразующем количестве.

Во время отложения иноцерамовых известняков и мергелей море постепенно углублялось и создалась непосредственная связь с участками открытого моря (рис. 3, H.).

Фауна угленосных глин и серых глин толщи верхнеаптских мюниериевых глин и мергелей является индексом скорее фации, чем горизонта.

Для фауны верхних гастроподовых горизонтов характерно, что большой процентаж видов носит на себе, наряду с признаками примитивных аптских и альбских типов, также признаки более высокоорганизованных (сеноманских, сенонских) типов. Характерно это главным образом для новых видов (*Actaeonella baconica* n. sp.). Другая часть видов соответствует формам ургонских, верхнеаптских отложений Франции: представители Proscala, Confusiscala, Procerithium.

Стратиграфической оценке видов Nerinea реквиениевой серии альбского яруса была посвящена другая работа автора (Л. БЕНКЁ–ЦАБАЛАИ, 1962a), так что она здесь не останавливается на этих формах. Красные мергелистые известняки с радиоляритами в с. Айка включает уже альбскую разновидность вида *Actaeonella baconica* n. sp.

Часть видов Pleurotomaria толщи сеноманских глауконитовых мергелей встречается от неокома до сеномана. Однако, некоторые виды являются характерными только для сеномана, а именно: *Pl. morausiana* D'ORB., *Pl. lima* D'ORB. и *Bathromaria cassisiana* D'ORB.

Виды рода Semisolarium известны из сеноманских отложений Индии. Некоторые из них, как например *Eumargarita radiatula* (FORBES), появляются в Индии в сеноманское время, но достигают своего расцвета во время сенона.

Остальные виды фауны являются руководящими формами враконско-сеноманских отложений Франции и Швейцарии: *Pterodonta gaultina* D'ORB., *Confusiscala dupiniana* D'ORB.

Фаунистические связи, палеогеографические условия. Для верхнеаптской фауны гор Баконь характерно большое количество новых видов и подвидов, что обусловлено приспособлением фауны к характеру более закрытого залива, в котором она развивалась. Некоторые признаки новых видов и подвидов местами связаны уже с верхнемеловыми формами, но опознаваемые, более примитивные, видовые признаки их все же не указывают на возраст моложе верхнего апта. Часть представленных в фауне видов может быть отождествлена с верхнебарремскими-аптскими формами ургонской фации Франции, в то время как другая часть их соответствует аптско-альбским видам Швейцарии. Новые виды и подвиды представляют переходные формы между барремско-аптскими видами Франции, с одной стороны, и верхнемеловыми формами сеномана Франции и Кавказа, с другой. По общему характеру фауна относится к верхнему апту. Очень много общих фаунистических черт обнаруживается между северными, краевыми, так называемыми орбитолиновыми фациями гор Баконь и Южной Франции, причем в последней области эта фация представлена толщей, включающей прослои зоогеновых известняков. Фауна состоит из видов, характерных для области средиземноморской геосинклинали.

Формы Nerinea альбской реквиениевой толщи сопоставляются с фауной южной средиземноморской зоны (Югославия, Греция, Южная Франция) (Л. БЕНКЁ-ЦАБАЛАИ 1962a).

Гастроподовая фауна сеноманских глауконитовых мергелей находилась в связи с фауной нижнесеноманских глауконитовых слоев Франции и Швейцарии. Приведенные нами результаты безусловно подтверждают предположения о наступлении сеноманской трансгрессии с запада. Расхождения между фаунами гор Баконь, Франции и Швейцарии связаны с эндемичными свойствами Баконьской фауны. Сеноманская трансгрессия наступала с запада на восток, чем совпадало и направление миграции фауны. Присутствие верхнемеловых видов Индии указывает на связь с индийскими морскими областьями. Резюмируя стратиграфические характеры гастроподовой фауны глауконитовых мергелей, можно сделать вывод о нижнесеноманском возрасте ее.

По своему литологическому составу и по своей фауне сенонские отложения гор Баконь являются наиболее близкими к средне-гозауским слоям Австрии. В Баконьской фауне южные элементы представлены в большем количестве и хорошо сопоставляемы с фаунами сенонских отложений Румынии (Трансильвания), Югославии и Греции (Л. БЕНКЁ-ЦАБАЛАИ 1962c, таблица 1).

Нижнекампанские отложения характеризуются видами более сокращенного горизонтального распространения, обнаруживающими связь с

формами фаун Австрии, Греции, Югославии и Румынии. Кроме характерных гозауских видов встречается также несколько видов, описанных раньше из Индии, Кавказа и Франции. В верхнем кампане постепенно выходят на передний план виды, пользующиеся более широким географическим распространением. В маастрихте же мы встречаем уже типично космополитическую фауну, так как к этому времени создалось и сообщение с открытым морем.

ALSÓ-KRÉTA KÉPZŐDMÉNYEINK COCCOLITHOPHORIDA FAUNÁJA

Írta: BÁLDINÉ BEKE MÁRIA

Az elmúlt évek folyamán párhuzamosan végeztem alsó-kréta képződményeink *Coccolithophorida* és *Nannoconus* faunájának vizsgálatát. A feldolgozás kiterjedt valamennyi alsó-kréta képződményre, melyek a felszínről, valamint mélyfúrásokból ismeretesek. A vizsgált minták száma kb. 450, ezek legnagyobb részben a Bakonyhegységből, kisebb mennyiségben a gerecsei, tatai, mecseki és villányi titon és alsó-kréta képződményekből származnak.

A munka folyamán – néhány vékonycsiszolati vizsgálattól eltekintve – a Coccolithophoridák vizsgálatánál általánosan használt (szétiszapolt anyagból készített) preparátummal dolgoztam. A vizsgálat biológiai mikroszkóppal történt.

A fosszilis Coccolithophoridákra vonatkozó gazdag irodalomból csak kevés foglalkozik a mezozóos formákkal, és mindössze két országból ismertettek alsó-kréta társulást. STRADNER (1961) és BRIX (1961) a Bécs környéki kréta–eocén flis több feltárásának korát nannoplankton vizsgálatok alapján állapították meg. Az alsó-krétában a következő alakokat találták jellemzőnek: *Discolithus embergeri* NOËL, *D. rugosus* NOËL, *Coccolithus* cf. *pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Braarudosphaera discula* BRAMLETTE & RIEDEL, *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER.

NOËL (1958) néhány algériai felső-jura–alsó-kréta szelvény vizsgálata alapján a valangini emeletből a következő alakokat mutatta ki: *Stephanolithion lafittei* NOËL, *Discolithus cruciatus* NOËL, *D. rugosus* NOËL, *D. embergeri* NOËL, *Rhabdolithus* div. sp., *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE, *Brachiolithus* div. sp., *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Nannoconus colomi* (DE LAPPARENT).

A jura időszaki Coccolithophoridákra vonatkozó, nem túl bőséges ismereteinket DEFLANDRE & FERT (1954), DOWNIE (1956), NOËL (1956) és STRADNER (1961) munkái szolgáltatják.

A júránál és az alsó-krétánál lényegesen jobban ismerjük a felső-kréta (szenon) képződmények Coccolithophoridáit; elég széles földrajzi elterjedésben (ARCHANGELSKY 1912: Szovjetunió európai része, GÓRKA 1957: Lengyelország, BLACK & BARNES 1959: Anglia, REZAK & BURKHOLDER 1958: Egyesült Államok, VEKSINA 1959: Ny-Szibéria).

A feldolgozó munka folyamán az anyagvizsgálat főként a bakonyhegységi képződményekre terjedt ki, a felső-titontól az aptiig, részletesen a neokom

biancone fáciesű mészmárgára és ammoniteszes mészkőre, valamint az apti krinoideás mészkőre. A felső-apti munieriás agyag- és márgasorozatban Coccolithophoridát nem találtam. Ezenkívül megvizsgáltam a gerecsehegységi valangini—barrémi márgát és homokkövet, a tatai apti krinoideás mészkőrétegeket, a mecseki titon—berriázi mészkövet és a villányi albai agyagos képződményeket.

Alsó-kréta képződményeinkben mészvázú törpefosszíliák helyenként kőzetalkotó mennyiségben találhatók, ezek nagy többségét azonban mindig a Nannoconuszok adják. Bár a vizsgált minták legnagyobb része Coccolithophoridákat is tartalmazott, mennyiségük soha sem volt nagyon jelentős. Az egyes emeletek faunája azonos, az alsó-krétán belüli rétegtani tagolásra a Coccolithophoridák tehát nem használhatók fel.

A hazai alsó-kréta Coccolithophorida fauna meglehetősen szegényes. A gyakoribb alakok a következők:

Cyclolithus cingulum (KAMPTNER)
Discolithus embergeri NOËL
Discolithus bochotnicae GÓRKA
Discolithus cretaceus (ARCHANGELSKY)
Zygolithus sp.
Coccolithus pelagicus (WALLICH)
Braarudosphaera sp.

Mint leggyakoribb alakokat külön ki kell emelnünk a *Coccolithus pelagicus* és *Discolithus embergeri* fajokat.

Ezeken kívül vannak még rendkívül ritka, csupán egy-egy példányban előforduló fajok is. Miután ezek általában nem a legjobb megtartású példányok, meghatározásuk sok bizonytalanságot rejt magában. Ezért jelenlétükből vagy más fajok hiányából további következtetéseket nem vonhatunk le. Ezek, a legfeljebb néhány példányban jelenlevő alakok, a következők:

Scyphosphaera apsteini LOHMANN (?)
Discolithus trabeculatus GÓRKA
Discolithus litterarius GÓRKA
Discolithus cf. *propinquus* GÓRKA
Coccolithus leptoporus (MURRAY & BLACKMAN)
Tremalithus enodis GÓRKA

Csak a gyakoribb, általánosan előforduló fajok alkalmasak őslénytani leírásra. A rendszertanban a KAMPTNER (1958) által közölt beosztást fogadom el.

Cyclolithus cingulum (KAMPTNER, 1955)

(I. tábla 1.)

1955 *Coccolithites cingulum* n. sp. – KAMPTNER p. 27. fig. 50.
1957 *Cyclolithus cingulum* KAMPTNER – GÓRKA p. 245. T. I. fig. 10.

Kicsi, egyetlen elliptikus gyűrűből álló coccolith. A gyűrű keskeny és széle sima. Méretei: hosszúság 5—8 μ, szélesség 3,5—7 μ. Közepesen gyakori alak, a legtöbb mintában megtaláltam.

A fajjal kapcsolatos nevezéktani problémák a következők: 1955-ben KAMPTNER a cyclolithok közé tartozó *Coccolithites cingulum* n. sp.-t írta le. Ugyanebben az évben GARDET *Cyclolithus simplex* n. cent. néven az előbbivel azonos fajt közölt (p. 497. fig. 23). A két leírás valószínűleg szinonima. De a legújabb lenyomatvételi technikával készült elektronmikroszkópi vizsgálatok ismeretében (BLACK & BARNES 1959, BLACK 1962, TOWE & HAY 1962), ennek leszögezése csak ugyanilyen jellegű, a típusanyagon végzett elektronmikroszkópi vizsgálatok alapján volna lehetséges. Ugyancsak feltehető, hogy a *Cyclolithus armilla* n. sp. (BLACK & BARNES 1959, p. 327. T. II. fig. 2) már elektronmikroszkópos vizsgálatok alapján leírt faj is — mely a cyclolithok bonyolult finomszerkezetét jól mutatja — az előbbiekkel azonosítható lesz. Az említett alakok rétegtanilag sem különülnek el egymástól, mindhárom ismert a krétából és a *Cyclolithus cingulum* és *Cyclolithus simplex* ezenkívül a fiatalabb harmadidőszaki rétegekből is.

Discolithus embergeri NOËL, 1958

(I. tábla 2–6.)

1958 *Discolithus embergeri* nov. cent. – NOËL p. 164. T. I. fig. 5–8.
1961 *Discolithus embergeri* NOËL–STRADNER p. 80. fig. 20–24.

Feltűnően nagy alakú, elliptikus forma, pereme elég magas, sima. Közepén legtöbbször rombusz alakú kiemelkedő résszel. Ez eléggé változó alakú, hosszúsága az ellipszis nagytengelye irányában különböző lehet. Méretei: hosszúság 10–14 μ, szélesség 7–11 μ. A hazai alsó-krétában általános elterjedésű, gyakori, jól felismerhető alak. Bár a fajöltőt pontosan nem ismerjük, az eddigi külföldi és hazai vizsgálatok alapján a faj az alsó-krétára jellemzőnek mondható.

Discolithus bochotnicae GÓRKA, 1957

(I. tábla 7.)

1957 *Discolithus bochotnicae* n. sp. – GÓRKA p. 250. T. II. fig. 15.

Elliptikus gyűrűszerű, sima körvonalú alak, az ellipszis tengelyeinek megfelelő belső, egymásra merőleges két keresztléccel. A gyűrű valamint a keresztlécek vastagsága azonos. Méretei: hosszúság 6–8 μ, szélesség 5–6 μ. Aránylag ritka faj, mégis néhány jó megtartású példánya alapján a hazai alsó-kréta faunában jelenléte biztos.

Discolithus cretaceus (ARCHANGELSKY, 1912)

(I. tábla 9.)

1912 *Coccolithophora cretacea* n. sp. – ARCHANGELSKY p. 410. T. VI. fig. 12–13.
? 1957 *Discolithus cretaceus* (ARCHANGELSKY) – GÓRKA p. 251. T. II. fig. 11.
1959 *Discolithus cretaceus* (ARCHANGELSKY) – BLACK in BLACK & BARNES p. 326. T. XI. fig. 1–2.

Kistermetű, ellipszis alakú, sűrűn egymás mellett álló bevágásokkal tagolt peremű coccolith. A középső, aránylag kis ellipszis alakú területen a tengelyekre szimmetrikus helyzetű ferde kereszt van. Méret: 5 μ. A hazai alsókrétában elég ritka faj.

Zygolithus sp.

(I. tábla 8, 10, 11.)

? 1941 *Corisphaera gracilis* KAMPT. – KAMPTNER p. 90. T. XI. fig. 115 a – c „Schalenwand-Coccolith".
1957 *Zygolithus fibulus* (LECAL-SCHL.) – GÓRKA p. 242. T. I. fig. 4.
1964 *Zygolithus* sp. (= ? *Corisphaera gracilis* KAMPTNER) – BÁLDI BEKE I. tábla 5. ábra.

Keskeny, sima szélű elliptikus gyűrű. Az ellipszis kis tengelyének megfelelően elhelyezkedő keresztpánt szélessége az ellipszisével azonos, de meghajlik, és az ellipszis síkjából gyengén kiemelkedik.

Méretei eléggé változóak, általában hosszúsága 3,5 – 5 μ, szélessége 2,5 – 3,3 μ, egyes ritka nagy példányoknál 8 – 12 μ.

A zygolith, mint vázelem több mai nemzetség vázfelépítésében vesz részt, melyeknél a vázelemek polimorfizmusa figyelhető meg. Így a fosszilis Zygolithuszok a recens fajokkal biztosan nem azonosíthatók.

Coccolithus pelagicus (WALLICH, 1877)

(I. tábla 12 – 13.)

1954 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) – DEFLANDRE & FERT p. 151. T. VIII. fig. 8 – 11.
1955 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) – KAMPTNER p. 33. fig. 86 – 87.
1956 *Coccolithus pelagicus* WALLICH-NOËL p. 321. T. III. fig. 15 – 22.
1961 *Coccolithus* cf. *pelagicus* (WALLICH) SCHILLER – STRADNER p. 80. fig. 25 – 28.

Ellipszis alakú, kettős, egy nagyobb felső és kisebb alsó tányérból, valamint a kettőt összekötő, általában kettős lyukú csőből álló, elég kistermetű coccolith. A jelenlevő példányok a harmadidőszakiaknál kisebbek. Pereme apró bevágásokkal tagolt. Nagysága 5 – 11 μ.

Minden mintában megtalálható, az alsó-krétában ez a leggyakoribb faj. Teljes vázat nem találtam.

Braarudosphaera sp.

(I. tábla 14 – 17.)

Általában szabálytalan körvonalú vékony mészlemezekként (pentalith) található, minden esetben jellemző a középpontból kiinduló öt, jól látható barázda. Miután a nemzetség fajai egymástól csak körvonalukban különböznek, pontosabb meghatározásuk nem lehetséges. E rendkívül vékony mészlemezek széle legtöbbször nem ép és rosszul látható. Egyes ritka példányoknál jobban kivehető a körvonal, ezek alapján feltehető, hogy a jelenlevő példá-

nyok nem egyetlen fajba tartoznak. Valószínű a *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) mellett a *Braarudosphaera discula* BRAMLETTE & RIEDEL (az eredeti leírásnak megfelelő kerek körvonallal) valamint egy nevezéktanilag tisztázatlan Braarudosphaera faj jelenléte, mely szabályos ötszög alakú, és a barázdák a csúcsot kötik össze a középponttal. Kicsi, 6 – 15 μ méretű példányok.

Általánosan elterjedt faj, Coccolithophoridákat tartalmazó mintákból csak kivételes esetben hiányzik.

* * *

A hazai anyag feldolgozása sok szempontból jelentősen bővítette az alsókréta Coccolithophoridákra vonatkozó ismereteinket. Megállapítható, hogy az Ausztriából ismertetett hasonló kori faunával igen nagymértékű az egyezés. A hazai lelőhelyek anyagában talált faunatársaság változatosabb, ami a sokkal részletesebb, nagyszámú mintát felölelő anyagvizsgálatnak köszönhető. (Egyedül a *Discolithus rugosus* NOËL fajt nem tudtam kimutatni az Ausztriában előfordulók közül.) A Coccolithophorida fajoknak ez a társulása STRADNER (1961) vizsgálatai nyomán jól elkülöníthető az általa vizsgált júra ill. felsőkréta együttesektől.

Adatainkat NOËL (1958) vizsgálataival összehasonlítva már nagyobb különbséget találunk, és főleg a *Stephanolithion*, a *Rhabdolithus* és a *Brachiolithus* nemzetségek hiánya tűnik fel. Az ezt létrehozó körülményeket nem ismerjük, a földrajzi távolságon kívül éghajlati különbségre is gondolhatunk: BRAMLETTE (1957) szerint a rhabdolithok a melegebb óceánokban rendszeresen előfordulnak.

A vizsgált időszakon belüli részletesebb, emeletekre való tagolás nem volt lehetséges. Ilyen irányú kísérletek eddig másutt sem történtek. Az anyag szegényessége és egyöntetűsége miatt véleményem szerint ez a későbbiek során sem lesz lehetséges, hacsak egyes hosszabb életű formák mikrostruktúrájának fejlődése alapján, a legkorszerűbb vizsgálati módszerek igénybevételével meg nem kísérlik a tagolást.

Az ismert, idősebb júra Coccolithophorida együttesektől (STRADNER 1961, DEFLANDRE & FERT 1954) anyagunk lényegesen különbözik. A DOWNIE (1956) és NOËL (1956) által ismertetett magasabb dogger és főleg a malm faunatársaság már sokkal közelebb áll a miénkhez. Miután vizsgálataink a titon felső részére is kiterjedtek, megállapítható, hogy a júra – kréta határon a Coccolithophorida faunában nem történt változás.

Az alsó-kréta magasabb, ill. a felső-kréta mélyebb részéből Coccolithophoridákat még nem közöltek. Az elég jól ismert szenon coccolithok azonban az alsó-kréta alakoktól nagymértékben különböznek. Valószínű, hogy a szenonban kezdődik a gazdag kainozóos típusú Coccolithophorida társaság kialakulása.

IRODALOM

ARCHANGELSKY, A. D. 1912: Verhnemelovüe otlozsenija vosztoka Evropejszkoj Roszszii. – Materialü dlja geologii Roszszii 25. pp. 403 – 413.

BÁLDINÉ BEKE M. 1964: Coccolithophorida vizsgálatok a mecseki miocénben. – Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. I. pp. 161 – 173.

BLACK, M. 1962: Fossil Coccospheres from a Tertiary Outcrop on the Continental Slope. – Geol. Mag. **99.** 2. pp. 123 – 127.

BLACK, M. & BARNES, B. 1959: The Structure of Coccolithus from English Chalk. – Geol. Mag. **96.** 5. pp. 321 – 328.

BRAMLETTE, M. N. 1957: Geology of Saipan, Mariana Islands. Discoaster and some related microfossils. – Geol. Surv. Prof. Paper. 280 F. pp. 247 – 255.

BRIX, F. 1961: Beiträge zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches auf Grund von Nannofossilfunden. – Erdoel Zeitschr. **77.** 3. pp. 89 – 99.

DEFLANDRE, G. & FERT, CH. 1954: Observations sur les Coccolithophoridés actuels et fossiles en microscopie ordinaire et électronique. – Ann. Paléont. **40.** pp. 117 – 176.

DOWNIE, C. 1956: Microplancton from the Kimeridge Clay. – Quart. Journ. Geol. Soc. London **112.** 4. pp. 413 – 434.

GARDET, M. 1955: Contribution à l'étude des coccolithes des terrains néogènes de l'Algérie. – Bull. Serv. Carte Géol. Algérie. Nouv. Sér. Bull. 5. pp. 477 – 550.

GÓRKA, H. 1957: Coccolithophoridae z górnego mastrychtu Polski srodkowej. – Acta paleont. polon. **2.** 2 – 3 pp. 235 – 284.

KAMPTNER, E. 1941: Die Coccolithineen der Südwestküste von Istrien. – Ann. Naturhist. Mus. Wien. **51.** pp. 54 – 149.

KAMPTNER, E. 1955: Fossile Coccolithineen Skelettreste aus Insulinde. Eine micropaleontologische Untersuchung. – Verh. Kon. Ned. Ak. Wet. Afd. Natuurkunde II. Reeks **50.** 2. pp. 5 – 105.

KAMPTNER, E. 1958: Betrachtungen zur Systematik der Kalkflagellaten, nebst Versuch einer neuen Gruppierung der Chrysomonadales. – Arch. Protist. **103.** 1 – 2. pp. 55 – 116.

NOËL, D. 1956: Coccolithes des terrains Jurassiques de l'Algérie. – Bull. Serv. Carte Géol. Algérie Nouv. Sér. Bull. 8. pp. 303 – 345.

NOËL, D. 1958: Étude de Coccolithes du Jurassique et du Crétacé inférieur. – Bull. Serv. Carte Géol. Algérie. Nouv. Sér. Bull. 20. pp. 158 – 196.

REZAK, R. & BURKHOLDER, R. E. 1958: Cretaceous coccoliths from the Western interior of the U. S. – Bull. Geol. Soc. Amer. **69.** 12. II. p. 1742.

STRADNER, H. 1961: Vorkommen von Nannofossilien im Mesozoikum und Alttertiär. – Erdoel Zeitschr. **77.** 3. pp. 77 – 88.

TOWE, K. M. & HAY, W. W. 1962: Submicronic Structure of Fossil Coccolithophorids. – Bull. Am. Ass. Petr. Geol. **46.** 2. p. 282.

VEKSINA, V. N. 1959: Kokkolitoforidü maasztrihtszkih otlozsenij zapadno-szibirszkoj nizmennoszti. – Mat. po paleont. i sztrat. Zapadnoj Szibiri. Trudü SzNIIGGIMSz Vüp. 2. pp. 56 – 77.

Tábla — Tafel

I. Tábla – Tafel I.

1. *Cyclolithus cingulum* (KAMPTNER)

2 – 3. *Discolithus embergeri* NOËL, Villányi-hegység Tenkeshegy, albai agyag (Tone des Alb). 2400×

4. *Discolithus embergeri* NOËL, Sümeg (Sp) 1. sz. fúrás 385,20 – 387,80 m, barrémi márga (barrêmische Mergel). 2000×

5. *Discolithus embergeri* NOËL, Sümeg (Sp) 1. sz. fúrás 385,20 – 387,80 m, barrémi márga (barrêmische Mergel). 1240×

6. *Discolithus embergeri* NOËL, Hárskút Közöskúti árok, valangini biancone fáciesű mészmárga (valanginische Kalkmergel von Biancone-Fazies). 1240×

7. *Discolithus bochotnicae* GÓRKA, Sümeg, S. 7. sz. fúrás 75,80 – 76,90 m, barrémi márga (barrêmische Mergel). 2400×

8. *Zygolithus* sp., Sümeg (Sp) 2. sz. fúrás 395,30 – 399,60 m, apti márga (aptische Mergel). 3000×

9. *Discolithus cretaceus* (ARCHANGELSKY)

10 – 11. *Zygolithus* sp., Villányi-hegység Tenkeshegy, albai agyag (Tone des Alb). 2400×

12. *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) Villányi-hegység Tenkeshegy, albai agyag (Tone des Alb.) 2400×

13. *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) Sümeg (Sp) 1. sz. fúrás 310,30 – 310,90 m, apti márga (aptische Mergel). 1000×

14. *Braarudosphaera* sp., Sümeg (Sp) 1. sz. fúrás 310,30 – 310,90 m, apti márga (aptische Mergel). 1600×

15. *Braarudosphaera* sp., Sümeg (Sp) 1. sz. fúrás 385,20 – 387,80 m, barrémi márga (barrêmische Mergel). 1000×

16. *Braarudosphaera* sp., Sümeg (Sp) 1. sz. fúrás 310,30 – 310,90 m, apti márga (aptische Mergel). 1600×

17. *Braarudosphaera* sp., Villányi-hegység Tenkeshegy, albai agyag (Tone des Alb). 2400×



1



2



3



4



5



6



7



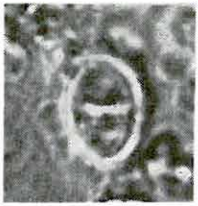
8



9



10



11



12



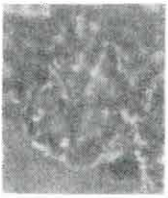
13



14



15



16



17

UNTERKRETAZISCHE COCCOLITHOPHORIDEN-FAUNA AUS UNGARN

von

M. BÁLDI-BEKE

Die Bearbeitung der Coccolithophoriden der Tithon – Apt-Bildungen Transdanubiens und vor allem derjenigen des Bakony-Gebirges wurde an Hand von ungefähr 450 Proben unternommen. Im Laufe dieser Arbeit benützte Verfasserin im allgemeinen aus geschlämmtem Material hergestellte Präparate.

In den Unterkreide-Bildungen können Coccolithophoriden in meisten Fällen angetroffen werden, doch ist die Fauna sowohl an Arten-, wie auch an Individuenzahl ziemlich beschränkt. Häufiger treten folgende Formen auf: *Cyclolithus cingulum* (KAMPTNER), *Discolithus embergeri* NOËL, *Discolithus bochotnicae* GÓRKA, *Discolithus cretaceus* ARCHANGELSKY, *Zygolithus* sp., *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) und *Braarudosphaera* sp.; unter ihnen überwiegen *Discolithus embergeri* und *Coccolithus pelagicus*.

Ausser diesen gibt es noch einzelne Exemplare von äusserst spärlich vorkommenden Arten. Da sie gewöhnlich gar nicht deutlich erkennbare und gar nicht guterhaltene Exemplare darstellen, ist auch ihre Bestimmung mit viel Ungewissheit verbunden. Aus ihrem Auftreten oder aus der Abwesenheit anderer Formen lassen sich daher keine weiteren Schlüsse ziehen. Diese – höchstens durch einige Exemplare vertretene – Formen sind folgende: *Scyphosphaera apsteini* LOHMANN (?), *Discolithus trabeculatus* GÓRKA, *Discolithus litterarius* GÓRKA, *Discolithus* cf. *propinquus* GÓRKA, *Coccolithus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN) und *Tremalithus enodis* GÓRKA.

Die häufigeren Formen charakterisiert Verfasserin von paläontologischen Standpunkt aus, wobei sie an Hand der Art *Cyclolithus cingulum* auch auf die Identifikationsprobleme der biologischen mikroskopischen und der elektronenmikroskopischen Untersuchungen der Cyclolithen eingeht. Infolge der äusserst verwickelten Feinstruktur der Cyclolithen ist nämlich die Taxonomie der verschiedenen beschriebenen Arten vollkommen unklar. Zufolge dem bei den rezenten Arten auftretenden Dimorphismus der Skelettelemente kann *Zygolithus* sp. mit den heute lebenden Arten nicht identifiziert werden, so ist die Anwendbarkeit dieses Namens nicht gesichert. Die Vertreter der Gattung Braarudosphaera sind ziemlich häufig vorhanden, aber der Umriss des Pentaliths ist gewöhnlich gestört und nicht deutlich sichtbar. Auf Grund des selten auftretenden vollständigeren Exemplare scheinen neben *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) die *Braarudosphaera discula* BRAMLETTE & RIEDEL (deren Umriss der originalen Beschreibung vollkommen entspricht), sowie eine hinsichtlich der Nomenklatur ungeklärte Braarudosphaera-Art vorhanden zu sein. Letztere besitzt eine regelmässige fünfeckige Gestalt und ihre Furchen binden die Spitze mit dem Zentrum zusammen.

Die Bearbeitung des ungarischen Materials hat unsere Kentnisse über die unterkretazischen Coccolithophoriden beträchtlich erweitert. Vergleicht man das vorliegende Material mit den ausländischen Angaben, so fällt eine

grosse Übereinstimmung mit der Unterkreide-Fauna Österreichs und eine ausgeprägte Ähnlichkeit mit jener Algeriens ins Auge. Innerhalb der Unterkreide ist die Fuana einheitlich, eine weitere Gliederung in Stufen ist unmöglich. An der Jura – Kreide-Grenze tritt keine Änderung in der Coccolithophoriden-Fauna auf. Was aber die aus der Literatur bekannten Coccolithophoriden der tieferen Juraschichten und des Senons betrifft, so ist ein bedeutender Unterschied wahrzunehmen.

ФАУНА COCCOLITHOPHORIDAE ИЗ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНГРИИ

М. БАЛЬДИ-БЕКЕ

Обработка кокколитофорид титонско-аптских отложений Задунайского края, прежде всего гор Баконь, была выполнена на основании анализа около 450 образцов. В процессе работы обычно применялись препараты, изготовленные из отмученного материала.

В нижнемеловых отложениях Венгрии в большинстве случаев встречаются кокколитофориды, но фауна довольно бедна как видами, так и особями. Сравнительно более часто встречаются следующие формы: *Cyclolithus cingulum* (KAMPTNER), *Discolithus embergeri* NOËL, *Discolithus bochotnicae* GÓRKA, *Discolithus cretaceus* ARCHANGELSKY, *Zygolithus* sp., *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) и *Braarudosphaera* sp.; из них преобладают *Discolithus embergeri* и *Coccolithus pelagicus*.

Кроме них встречаются еще единичные экземпляры чрезвычайно редких видов. В связи с тем, что это обычно не совсем хорошо видимые и сохраненные экземпляры, определение их связано с большой неуверенностью. Поэтому из их присутствия или из отсутствия других видов нельзя вывести никаких дальнейших заключений. Такие формы, представленные в крайнем случае несколькими экземплярами, являются следующие: *Scyphosphaera apsteini* LOHMANN (?), *Discolithus trabeculatus* GÓRKA, *Discolithus litterarius* GÓRKA, *Discolithus* cf. *propinquus* GÓRKA, *Coccolithus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN) и *Tremalithus enodis* GÓRKA.

Сравнительно более частые формы характеризуются автором с палеонтологической точки зрения. При этом в связи с видом *Cyclolithus cingulum* она останавливается на проблемах идентификации результатов полученных при анализе циклолитов обычным способом, с результатами их анализа под электронным микроскопом. Ибо, вследствие необычайно сложной микроструктуры циклолитов таксономия разных описанных видов является полностью неуверенной. *Zygolithus* sp. не может быть отождествлен с современными видами из-за диморфизма скелетных элементов, обнаруживаемого у современных видов. Таким образом, справедливость применения этого названия неясна. Формы рода Braarudosphaera встречаются довольно часто, но очертания пенталитов обычно являются нарушенными и плохо видимыми. Судя по редким более целым экземплярам кажется вероятным, что наряду с *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN &

BRAARUD) присутствуют также *Braarudosphaera discula* BRAMLETTE & RIEDEL (с круглым очертанием, соответствующим оригинальному описанию) и представитель одного вида рода Braarudosphaera, пока невыясненного с точки зрения номенклатуры. Последний имеет форму правильного пятиугольника, где борозды соединяют макушку с центром.

Обработка венгерского материала значительно расширила наши знания относительно нижнемеловых кокколитофорид. Если сравнять наши данные с зарубежными данными то получается, что они в большой степени совпадают с нижнемеловой фауной Австрии и обнаруживают большее сходство с фауной Алжирии. В пределах нижнего мела фауна является однообразной, так что расчленение нижнемелового отдела на ярусы не представляется возможным. На границе между юрой и мелом не обнаруживаются изменения в фауне, но по сравнению с кокколитофоридами более глубоких горизонтов юры и сенона, известными из литературы, получается значительное расхождение.

AUSSEITES FÜLÖPI N. SP. (CEPH.) A HÁRSKÚTI (BAKONYHEGYSÉG) ALSÓ-KRÉTA RÉTEGEKBŐL

Írta: HORVÁTH ANNA

Az Aulacoceratidae családba tartozó Ausseites-félék élettartama, eddigi ismereteink szerint, az alsó-triásztól – esetleg a felső-permtől – a felsőliászig terjed. A család törzsfejlődése szempontjából nagyon fontos adatnak számít, ha sokkal fiatalabb rétegekből előkerül ennek a csoportnak valamely túlélő képviselője. DREYFUSS, M. francia paleontológus 1957-ben ilyen leletről számolt be (1957, p. 61). A franciaországi Gornies mellett (Herault megye) a malm alsó részébe tartozó argovi rétegekben kisméretű Belemnites-rosztrumok kíséretében terjedelmesebb phragmoconuszokat talált, melyeket *Ausseites* (?) *argoviensis* n. sp. néven írt le.

Hasonló előfordulások eddig sem voltak ismeretlenek Franciaország déli részéből, de a leleteket általában a Belemnitidae családba tartozó *Hibolites hastatus* BLAINV. fajhoz tartozónak vélték. A Besançon-i Földtani Laboratórium gyűjteményében még COQUAND 1858. évi gyűjtéséből is látható néhány ilyen példány, cédulján *Belemnites hastatus* meghatározással.

Az Ausseites nemzetségnév (FLOWER 1944) a hazai júra rétegekből is jól ismert Atractites nevet helyettesíti. Az Atractites nemet GÜMBEL állította fel (1861, p. 475) az *A. alpinus* faj alapján, melyet azonban a leírás mellett nem ábrázolt. FLOWER 1944-ben végzett revíziója alkalmával (p. 756) a leírásban a generikus bélyegeket túlságosan bizonytalannak és nehezen azonosíthatónak találta az eredeti példányok későbbi ábrázolásával. Ezért az Atractites genus nevet csak az *A. alpinus*-ra kívánja korlátozni, a többi fajra a genotípusként választott *Ausseites ausseanus* (MOJS.) faj alapján az Ausseites nemzetségnév bevezetését javasolja.

Magyarországon az első triász időszaki Atractiteszt [*Orthoceras böckhi* STÜRZENBAUM: 1875, p. 254, később MOJSISOVICS-nál: *Atractites böckhi* (STÜRZENBAUM) 1882, p. 302] STÜRZENBAUM J. írta le a felsőörsi *Ceratites reitzi* szintből. A hazai liászból az első Atractiteszt [*Atractites italicus* (MICH.)] pedig VADÁSZ E. ismertette (1911) az úrkúti, ill. szentgáli középső-liász rétegekből.

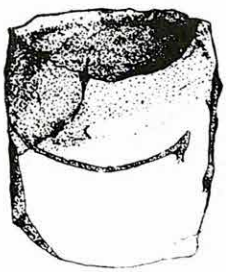
Az Ausseiteszek közé a hosszanti borda és véredénybarázda nélküli Aulacoceratidák rostrumait és az ugyanazon rétegekből előkerült – többnyire jelentős nagyságú – phragmoconuszokat sorolják (NAEF 1922, p. 271). Ez utóbbiak felülete sima, egyes esetekben azonban a conotheca dorzális oldalán parabola alakú vonalak láthatók, melyeket a hosszanti irányban csíkozott

mezők mentén erősebbek fognak közre. Ezek esetleg egy proostracum bizonytalan nyomát képviselik. A phragmoconuszok átmetszete rendszerint kör alakú vagy ovális. A csúcsi szög kicsiny. A kamrák magassága eléri az átmérő felét vagy háromnegyedét, de gyakoriak az olyan alakok is, melyeknek szeptumai sűrűbben helyezkednek el és ezáltal közelebb kerülnek a Belemniteszekhez. Ez utóbbiakat az Ausseiteszektől magasabb csúcsi szögük, keskeny, sűrűn elhelyezkedő, kis hajlásszögű kamráik, továbbá a szifónak a szeptumokon való áthaladási módja különbözteti meg.

A gorniesi leletek fontos láncszemet jelentenek ennek az érdekes, ősi típust képviselő csoportnak a törzsfejlődésében és jelentős mértékben kiterjesztik időbeli elterjedésük határairól való ismereteinket.

Hasonló jelentőségű az a ritka lelet, mely a Bakonyhegységben levő Hárskúttól mintegy 4 kilométerre fekvő ún. Közöskúti-árok területének alsókréta rétegeiből került elő 1960-ban. A lelőhelyet FÜLÖP J. a M. Áll. Földtani Intézet igazgatója táratta fel. A bezáró kőzet sárgásfehér, különösen Cephalopodákban igen gazdag mészkő. Kora a kísérő fauna tanúsága szerint középső-valangini. Csak a kormeghatározás szempontjából fontosabb fajokat említjük meg:

Phylloceras tethys (ORBIGNY)
Thurmanniceras thurmanni (PICTET et CAMPICHE)
Thurmanniceras pertransiens (SAYN)
Thurmanniceras salientina (SAYN)
Kilianella roubaudiana (ORBIGNY)
Pseudobelus bipartitus (BLAINVILLE)
Duvalia lata (BLAINVILLE)



A kérdéses ősmaradvány négy kamrából álló phragmoconus-töredék, mely két egymáshoz tartozó részből áll. Az alsó, kisebb rész, mely két kamra metszetét tárja fel, olyan szerencsésen hasadt el, hogy lehetővé tette a szifó dorzoventrális metszetének elkészítését is (1. ábra és I. tábla 1–4).

1. ábra. Ausseites fülöpi n. sp. phragmoconus alsó részének dorzoventrális metszete (2 : 1)

Fig. 1. Section dorsoventrale de la partie inférieure du phragmocône de *Ausseites fülöpi* n. sp.

A szifó peremi helyzete, kifejlődési módja, a phragmoconus kis csúcsszöge, továbbá a kamrák magassága kétségtelenné teszik, hogy az ősmaradvány az Aulacoceratidae családba tartozik.

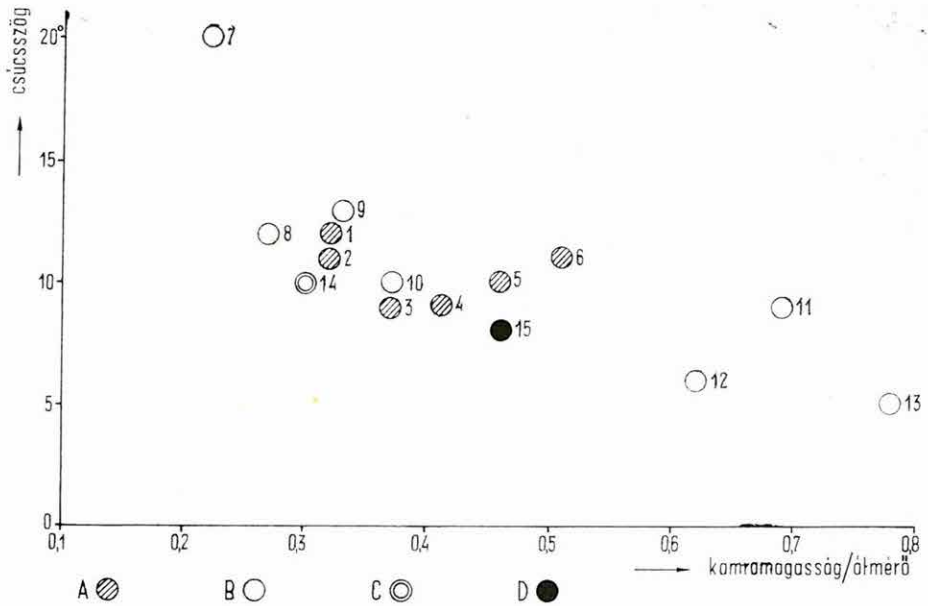
A jelentős időbeli távolság miatt felvetődik a kérdés, hogy a lelet esetleg bemosott. Ezt azonban kizárja egyrészt az a körülmény, hogy a gyűjtés zavartalan településű, egyéb mezozóos rétegekkel tektonikusan sehol sem érintkező képződményből rétegenként történt, másrészt az ősmaradvány kamrakitöltése és a bezáró kőzet anyaga megegyező. A phragmoconus vastagabb végétől – ahol az első kamra kőzetanyaga beolvad környezetébe – vett minta vékonycsiszolata KNAUER J. meghatározása szerint a következő mikrofaunát tartalmazza: *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH), *Calpionellites darderi* (COLOM),

C. neocomiensis (COLOM), *Stomiosphaera moluccana* WANNER, *Cadosina fusca* WANNER, *Cadosina* sp., *Robulus* sp., *Radiolaria-*, *Gastropoda*-metszetek (I. tábla 5–8).

A mikroorganizmusok vizsgálati eredménye tehát megegyezik a makrofauna-vizsgálat eredményével, s az alsó-krétára utal.

Az új faj összehasonlítása céljából számos triász és jura időszaki, Aulacoceratidae családba tartozó, formát vizsgáltunk meg (irodalmi adatok és az intézeti gyűjtemény példányai alapján).

Mivel a kamramagasságok egyetlen példányon belül is változékonyak, ahol lehetett több példányon, ill. ábrán is végeztünk méréseket a hárskúti phragmoconus-töredéknek megfelelő darabról és az eredményeket átlagoltuk. Az adatokat grafikonon rögzítettük (2. ábra), mely érdekes képet ad a különböző időkben élt fajok méretarányának eloszlásáról a csúcsi szög és a kamramagasság/átmérő hányadosa szerint. A triász alakok – melyek egy kollektív típust látszanak képviselni – a grafikon közepetáján helyezkednek el, csúcsszögük 10° körüli, a kamramagasság az átmérő 30–50%-a. A jura fajok két központ körül tömörülnek: egyik részük a grafikon bal térfelén csoportosul magasabb csúcsszöggel és alacsonyabb kamrákkal (az átmérőnek 20–40%-a). Ezek a belemnitoid formákhoz közelednek. A másik csoport a

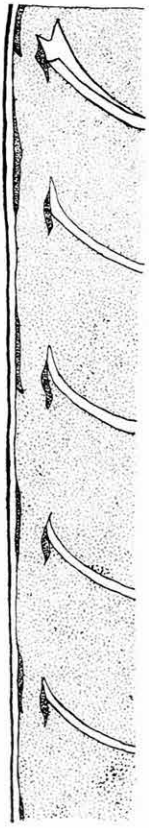


2. ábra. Triász és jura Aulacoceratidae alakok méretarány szerinti megoszlása

Jelmagyarázat: A = triász Aulacoceratidaek. 1. *Metabelemnites philippii* (HYATT et SMITH), 2. *Dictyoconites reticulatus* (HAU.), 3. *Ausseites secundus* (MOJS.), 4. *A. ausseanus* (MOJS.), 5. *A. alveolaris* (QU.), 6. *Aulacoceras sulcatum* (HAU.). – B = jura Aulacoceratidaek. 7. *Ausseites guidonii* (MOJS.), 8. *A. depressus* (MOJS.), 9. *A .cordieri* (MGH.), 10. *A. orsinii* (MGH.), 11. *A. orthoceropsis* (MGH., típus), 12. *A. orthoceropsis* (MGH.) (magyarországi példányok alapján), 13. *A. indunensis* (MGH.). – C = argovi Aulacoceratidae. 14. *Ausseites* (?) *argoviensis* DREYF. – D = alsó-kréta Aulacoceratidae. 15. *Ausseites fülöpi* n. sp.

Fig. 2. Distribution des Aulacoceratidés triasiques et jurassiques selon leurs dimensions

Légende: A = Aulacoceratidés triasiques. – B = Aulacoceratidés jurassiques. – C = Aulacoceratidé argovienne. – D = Aulacoceratidé du Crétacé inférieur



grafikon jobb térfelében helyezkedik el alacsonyabb csúcsszög-értékkel és tekintélyes kamramagassággal. Itt a kamramagasság jóval meghaladja az átmérő felét (60–80%). Tehát a két csoport elkülönülése igen éles.

Vizsgálataink alapján az új faj érdekes módon inkább a triász formákkal mutat közeli kapcsolatot, nem pedig – mint azt joggal elvárhatnánk – a júra típusokkal. Főleg a karni emeletből leírt *Ausseites ausseanus* (MOJS.) (3. ábra) és a nóri emeletből ismertetett *Ausseites alveolaris* (QUENSTEDT) fajokhoz hasonlít mind méretei, mind a szifó kifejlődése tekintetében (MOJSISOVICS 1871, p. 53). Tehát 8°-os csúcsszögével és a 0,46 értékű kamramagasság/átmérő arányával a kollektív típusnak egy perzisztens, hosszú életű reliktum-faját képviseli. Ugyanakkor az *Ausseites argoviensis*, DREYFUSS argovi rétegekből leírt faja, inkább a belemnitoid típushoz tartozik.

Bár a két fentebb említett fajjal sok a közös vonás, ez csak a nembe való beosztást könnyíti meg, de természetesen nem teszi lehetővé a faj azonosítását. Ezt egyrészt kizárja a vizsgálati anyag kevés és hiányos volta, másrészt az igen nagy időbeli távolság, mely fajunkat a többi hasonló fajtól elválasztja.

A hárskúti phragmoconuszt, FLOWER (1944) rendszerét követve, új fajként a következő leírásban ismertetjük:

3. ábra. Ausseites ausseanus (MOJS.) phragmoconuszának dorzoventrális metszete (MOJSISOVICS után)

Fig. 3. Section dorsoventrale du phragmocône de *Ausseites ausseanus* (MOJS.) (d'après MOJSISOVICS)

Ausseites fülöpi n. sp.

(I. tábla 1–4)

Holotypus: K. 653. lelt. sz. phragmoconus középső vagy felső darabja, a M. Áll. Földtani Intézet típusgyűjteményében.
Derivatio nominis: FÜLÖP JÓZSEF, a lelőhely feltárója után.
Locus typicus: Bakonyhegység, Hárskút, Közöskúti-árok.
Stratum typicum: középső-valangini mészkő (HK – 12) 10. sz. réteg.
Holotypus méretei: a töredék hossza: 32 mm, legnagyobb átmérője: 16,8 mm, legkisebb átmérője: 12,9 mm.

Diagnosis: Az *Ausseites ausseanus* (MOJS.) és *A. alveolaris* (QU). triász fajokra csúcsszögével, kamramagasságával és szifó-kifejlődésével erősen hasonlító, de azoktól igen nagy időbeli távolságban (valangini-emelet) élt faj.

Leírás: A bezáró kőzetbe félig beágyazott phragmoconus-töredék, mely négy gázkamrából áll és valószínűleg a váz középső, vagy felső (lakókamra felé eső) részéből származik. (A preparálás folyamán a phragmoconus a második

és harmadik kamra közötti szeptum mentén, annak középső részéig részben elvált, részben pedig ferde sík mentén hosszában kettétörött.) A phragmoconus keresztmetszete kör, vagy közel köralakú.

A négy gázkamra közül az elsőnek a szeptuma nem látható, mert a kamrát kitöltő kőzet észrevétlenül beolvad a környező kőzetanyagba. A következő varratvonalat a phragmoconuszt borító váz gyenge barázdája mutatja meg, míg az alsó két szeptumot a törés síkja mindkét darabon jól feltárja.

Az egész phragmoconuszt eléggé korrodált váz, a conotheca borítja, melynek vastagsága a törési felület mentén mérhető: 0,5 – 0,7 mm. A váz sima, csak két helyen látszik a szeptumok metszésvonalának gyenge barázdája. A közbenső helyeken elmosódottan gyenge növekedési vonalak láthatók.

Metszetben a szeptumok peremi része jobban felfelé hajlik, mint a központi részeké.

A kamrák méretei (az első gázkamra kivételével) és a kamramagasság/átmérő aránya:

II. kamra átmérője: 15,2 mm
magassága: 7,5 mm — kamramagasság / átmérő = 0,493

III. kamra átmérője: 14,2 mm
magassága: 6,2 mm — kamramagasság / átmérő = 0,436

IV. kamra átmérője: 13,2 mm
magassága: 6 mm — kamramagasság / átmérő = 0,454

(A kamraátmérők a kamrák felső, szélesebb pereménél értendők.)

A kapott méretek alapján kiegészített phragmoconus csúcsi szöge 8°, hossza 13 cm (4. ábra).

A kőzetbe ágyazott rész szabadon álló (második) szeptumának peremén kissé kidomboródó, kerekded rajzolat látható, mely a váz ventrális oldalának szifó tölcsére. Átmérője 2 mm, fala 0,2 – 0,3 mm vastag, közepét kőzetanyag tölti ki (I. tábla 4).

A phragmoconus letört, kisebb részének dorzoventrális metszetén (1. ábra) jól látható a következő (harmadik) kamra válaszfalához tartozó szifótölcsér rajza, mely aránylag vastag szifófalat mutat. Előreirányuló része szorosan simul a szeptum felhajló peremével, hátsó része pedig a kamra belseje felé ívelő rövid nyúlványban végződik. A metszet külső oldalán – a conotheca megmaradt darabjához simulva – a szifótölcsér külső, peremi fala is látható egy kis darabon.



4. ábra. Ausseites fülöpi n. sp. kiegészített phragmoconusza (1 : 1)

Fig. 4. Phragmocône reconstruit de *Ausseites fülöpi* n. sp.

Összehasonlítás: Az új faj leginkább az *Ausseites ausseanus* (MOJSISOVICS 1871, p. 50) fajhoz hasonlít, melynek phragmoconus-csúcsszöge valamivel nagyobb (9°), átlagos kamramagasság/átmérő hányadosa pedig kisebb (0,41), mint az *Ausseites fülöpi* n. sp. megfelelő adatai (8°; 0,46). A szifó felépítése is erre a fajra emlékeztet, de azénál valamivel erőteljesebb. (Az egyetlen szeptumhoz tartozó szifómetszet sajnos nem teljes értékű alap az összehasonlításra.) A phragmoconus keresztmetszete mindkét fajnál köralakú. Az *Ausseites ausseanus* conothecája sima, de a dorzális oldal egy szakasza hosszanti, erősebb bordák által közrefogott finom, parabola alakú díszítést mutat. A vázától megfosztott phragmoconus megfelelő helyein viszont a kamraválaszfalak enyhén lefelé ívelnek. A mi példányunkon a váz külső rétege csak hiányosan van meg. Ezeken a helyeken sima s csak helyenként láthatók gyenge haránt irányú növekedési vonalak. A dorzális oldal szabadon levő részén a szeptumok alig észrevehető lefelé ívelő lejtése figyelhető meg.

Fajunk igen közel áll az *Ausseites alveolaris* (QUENSTEDT) fajhoz is (MOJSISOVICS 1871, p. 53) megegyező kamramagasság/átmérő hányadosával (0,46) és megközelítő csúcsszögével (10°), de az *A. alveolaris* szifója sokkal finomabb alkotású. Utóbbinál az egyes szeptumokhoz tartozó szifótölcsérek falai vékonyabbak és gyakran teljes egészükben a szeptumok előrehajló részeihez simulnak, vagy csak a hátrafelé folytatódó rész kis szakasza válik el attól. A phragmoconus keresztmetszete mindkét fajnál kör alakú s a conotheca sima.

A megkülönböztető morfológiai bélyegek és az igen nagy időbeli távolság indokolja az ősmaradvány új fajként való leírását.

IRODALOM

BÜLOW – TRUMMER, E. 1920: Cephalopoda dibranchiata. – *In* DIENER: Fossilium Catalogus I. 11. Berlin. pp. 1 – 313.

CANAVARI, M. 1882 – 1883: Beiträge zur Fauna des unteren Lias von Spezia. – Paleontographica XXIX. Bd. III. F. V. Cassel. pp. 125 – 193.

DREYFUSS, M. 1957: Présence d'un Céphalopode de la famille des Aulacoceratidés dans l'Argovien des environs de Gornies (Hérault). – Bull. Soc. Geol. de France. Ser. 6. **7.** 1 – 3. pp. 61 – 65. Paris.

FLOWER, R. H. 1944: Atractites and Related Coleoid Cephalopods. – The American Midland Naturalist. **32.** Notre Dame, Indiana pp. 756 – 770.

GÜMBEL, C. W. 1861: Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – Gotha, pp. 1 – 950.

HAUER, F. R. 1860: Nachträge zur Kenntnis der Cephalopoden – Fauna der Hallstätter Schichten. – Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Math. – Naturw. Kl. **41.** pp. 113 – 150. Wien.

HYATT, A. – SMITH, J. P. 1905: The triassic Cephalopod genera of America. – Prof. Paper No. 40. U. S. Geol. Survey. pp. 9 – 215. Washington.

MENEGHINI, J. 1867 – 1881: Monographie les fossiles du calcaire rouge Ammonitique. – *In* STOPPANI, A: Pal. Lombarde. 4e ser. pp. 3 – 242. Milan.

MOJSISOVICS, E. 1871: Ueber das Belemnitiden-Geschlecht Aulacoceras Fr. v. Hauer. – Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. **21.** pp. 41 – 58. Wien.

MOJSISOVICS, E. 1882: Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. – Abhand. d. k. k. Geol. R. A. **10.** pp. 1 – 322.

NAEF, A. 1922: Die fossilen Tintenfische. – pp. 1 – 315. Jena.

QUENSTEDT, F. A. 1845: Über Orthoceratiten. – N. Jahrb. f. Min. Geogn. Geol. u. Petref. pp. 676 – 684. Stuttgart.

ROGER, J. 1952: Sous-Classe des Dibranchiata. – *In* PIVETEAU: Tratié de Paléontologie. – Tom. II. pp. 689 – 755. Paris.

STÜRZENBAUM J. 1875: Adatok a Bakony Ceratites Reitziszint faunájának ismeretéhez. – Földt. Közl. **5.** pp. 97 – 262.

VADÁSZ M. E. 1911: Déli Bakony júrarétegei. – A Bal. Tud. Tan. Eredm. 1. 1. Pal. függ. 3. p. 80.

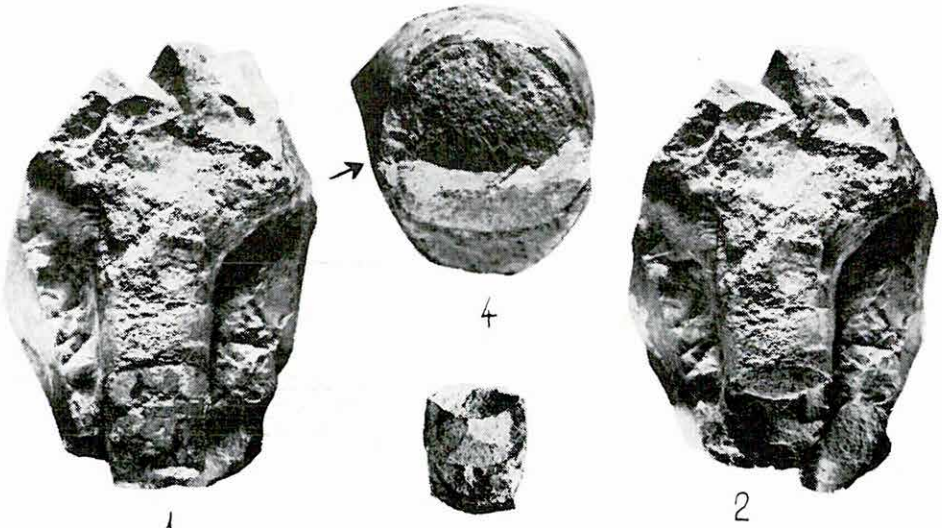
ZITTEL, K. 1927: Text-Book of Paleontology. – 1. Invertebrates. pp. 677 – 689. London.

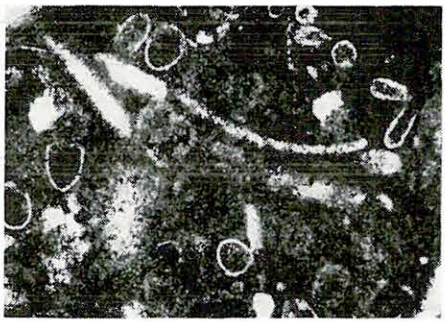
I. Tábla – Planche I.

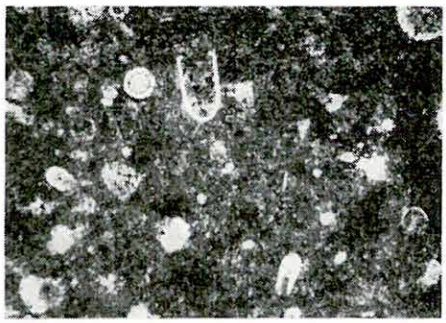
1. *Ausseites fülöpi* n. sp. (1:1)
2. *Ausseites fülöpi* n. sp. felső két gázkamrája (1:1)
3. *Ausseites fülöpi* n. sp. letört alsó két gázkamrája (1:1)
4. *Ausseites fülöpi* n. sp. kamraválaszfala a szifótölcsérrel (2:1)

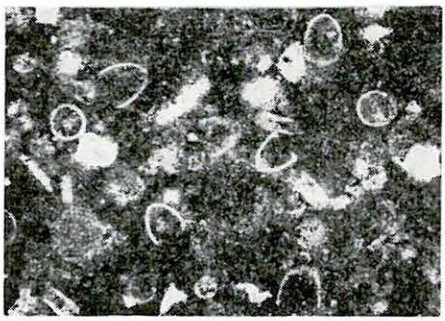
5 – 8. *Ausseites fülöpi* n. sp. bezáró kőzetének mikrofaunája (68:1)

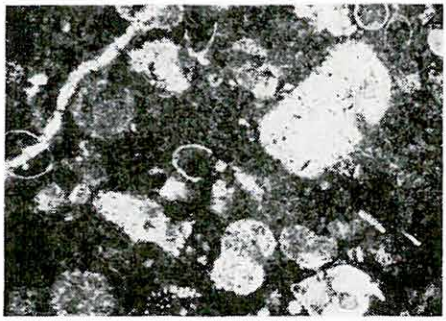
5. *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH)
   Calpionellites darderi (COLOM)
   Globigerina sp.
6. *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH)
   Calpionellites darderi (COLOM)
   Cadosina fusca WANNER
   Radiolaria
7. *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH)
   Calpionellites neocomiensis (COLOM)
   Stomiosphaera sp.
8. *Calpionellites darderi* (COLOM)
   Foraminifera




5


7


6


8

AUSSEITES FÜLÖPI N. SP. (CEPH.) DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR DE HÁRSKÚT

par

A. HORVÁTH

Dans la Montagne Bakony, à une distance de 4 km environ de Hárskút, sur le territoire de «Fossé de Közöskút» un calcaire du Valanginien moyen, riche en Céphalopodes, a fourni un fossile rare, notamment un fragment de phragmocône composé de quatre chambres de gaz. Voici la description de cette forme rangée comme une espèce nouvelle dans le système de FLOWER (1944):

Ausseites fülöpi n. sp.

(Pl. I. fig. 1 – 4)

Holotypus: partie centrale ou supérieure d'un phragmocône, échantillon No K. 653. dans la collection d'échantillons types de l'Institut Géologique de Hongrie
Derivatio nominis: d'après JÓZSEF FÜLÖP, le découvreur de la localité
Locus typicus: Montagne Bakony, Hárskút, Fossé de Közöskút
Stratum typicum: calcaire du Valanginien moyen (HK – 12), couche No 10
Dimensions du holotype: longueur du fragment 32 mm, son diamètre maximum 16,8 mm, son diamètre minimum 12,9 mm

Diagnose: Notre espèce est très voisine des espèces triasiques *Ausseites ausseanus* (MOJS.) et *A. alveolaris* (QU.) par son angle apical, par la hauteur de ses chambres et par le développement du siphon, mais en est séparée par une très grande distance chronologique (étant donné qu'elle a vécu pendant le Valanginien).

Description: Fragment de phragmocône demi-noyé dans la roche encaissante, composé de quatre chambres de gaz et dégagé vraisemblablement de la partie centrale, ou bien supérieure (voisine de la chambre d'habitation) de la coquille. (Au cours du traitement le phragmocône s'est fendu le long de la cloison entre la deuxième et la troisième chambres jusqu'au milieu de la cloison et, en partie, il s'est brisé en deux pièces dans un plan oblique, longitudinal.) Section transverse circulaire ou subcirculaire.

Toute la surface du phragmocône est couverte d'une coquille assez corrodée, la conothèque dont l'épaisseur peut être mesurée sur la surface de rupture: 0,5 à 0,7 mm. Coquille lisse, la sillon faible de l'intersection des cloisons n'étant visible que dans deux points, tandis que dans les régions intérieures on voit des stries faibles de croissance.

En section les parties marginales des cloisons sont plus fortement inclinées en haut que celles de la région centrale.

Dimensions des chambres (sauf la première chambre de gaz) et proportion hauteur de chambres/diamètres:

Diamètre de la chambre II.: 15,2 mm

Hauteur ,, ,, ,, ,, : 7,5 mm $\frac{\text{hauteur de chambre}}{\text{diamètre}}$ 0,493

Diamètre de la chambre III.: 14,2 mm		
Hauteur „ „ „ „ : 6,2 mm	$\frac{\text{hauteur de chambre}}{\text{diamètre}}$	0,436
Diamètre „ „ „ IV.: 13,2 mm		
Hauteur „ „ „ „ : 6 mm	$\frac{\text{hauteur de chambre}}{\text{diamètre}}$	0,454

(Les diamètres des chambres ont été mesurée à leurs bords supérieurs plus larges.)

L'angle apical du phragmocône reconstruit sur la base des dimensions obtenues fait 8°, sa longueur est 13 cm (fig. 4).

Sur le bord de la cloison libre (seconde) de la partie noyée dans la roche on voit un étranglement arrondi peu bombé qui représente le tube siphonal de la région ventrale de la coquille. Son diamètre est 2 mm, sa paroi a une épaisseur de 0,2 à 0,3 mm. Il est rempli du calcaire (Pl. I. fig. 4).

Sur la section dorsoventrale de la partie plus petite, cassée du phragmocône (fig. 1) le dessin du tube siphonal appartenant à la cloison de la chambre suivante (troisième) est bien visible. Ça montre une paroi siphonale relativement épaisse. Sa partie adressée en avant se plie au bord retroussé de la cloison, tandis que sa partie arrière se termine par un appendice court incliné en arc vers l'intérieur de la chambre. Sur le flanc extérieur de la section la paroi extérieur, marginale du tube siphonal qui s'ajuste au fragment conservé de la conothèque est également visible sur une superficie réduite.

Rapports et différences: L'espèce nouvelle ressemble le plus fortement à *Ausseites ausseanus* (MOJSISOVICS 1871, p. 50) l'angle apical du phragmocône de laquelle est un peu plus grand (9°), tandis que la proportion de la hauteur moyenne de ses chambres par rapport au diamètre est moindre (0,41) que les valeurs respectives de *Ausseites fülöpi* n. sp. (8°; 0,46). La structure du siphon rapelle également cette espèce, étant toutefois un peu plus forte. (Malheureusement, la section siphonale appartenant à une seule cloison ne peut pas servir de base solide pour une comparaison.) La section du phragmocône est circulaire chez toutes les deux espèces. La conothèque de la forme *Ausseites ausseanus* est lisse, mais un secteur de la région dorsale montre un ornament fin parabolique flanqué de côtes longitudinales plus fortes. D'autre part, dans des points respectifs du phragmocône privé de sa coquille les cloisons s'inclinent en arc lègérement vers le bas. Dans notre exemplaire la couche extérieure de la coquille est incomplète. Dans ces régions la coquille est lisse et ce n'est que dans quelques points qu'on voit des stries faibles de croissance. Dans la partie libre de la région dorsale une courbure en arc à pein discernible, dirigée vers le bas des cloisons peut être observée.

Notre espèce est très voisine aussi de l'espèce *Ausseites alveolaris* (QUENSTEDT) (MOJSISOVICS 1871, p. 53) par l'égalité de la proportion de la hauteur de leur chambres par rapport au diamètre (0,46) et par la valeur voisine de son angle apical (10°), mais le siphon de *A. alveolaris* montre une structure plus fine. Dans cette dernière, les parois des tubes siphonaux dont chacun appartient à une cloison sont plus fines et fréquemment s'adaptent complè-

tement aux parties inclinées en avant des cloisons, ou bien c'est seulement une petite section de la partie prolongée en arrièrre qui s'en écarte. La section du phragmocône est circulaire dans toutes les deux espèces et la conothèque est lisse.

Les caractères morphologiques distinctifs et la très grand écartement en temps de notre fossile des formes voisines justifient sa description comme une espèce nouvelle.

À cause du grand écartement stratigraphique aussi la question de remaniement du fossile pourrait être soulevée. Toutefois, la forme a été récoltée, au moyen de prélèvements par couche, de dépôts non disloqués qui ne se trouvent nulle part en contact ni avec des couches triasiques, ni avec des couches jurassiques. En outre, la calcaire qui remplit les chambres du phragmocône est analogue à la roche encaissante, ce qui est confirmé aussi par l'analyse de la microfaune.

AUSSEITES FÜLÖPI N. SP. (СЕРН.) ИЗ НИЖНЕМЕЛОВЫХ СЛОЕВ ХАРШКУТА (ГОРЫ БАКОНЬ)

А. ХОРВАТ

В горах Баконь, в примерно 4 километрах от Харшкута, на территории т. н. «ущелья Кёзёшкут» в валанжинских известняках, богатых головоногими, был найден редкий ископаемый остаток: обломок фрагмоконуса, состоящий из четырех газовых камер. Находка состоит из двух разбившихся частей, которые сочленяются вдоль второй септы. На нижней, меньшей части удалось изготовить и дорзовентральный срез сифона.

Краевое положение сифона, его развитие, небольшой апикальный угол фрагмоконуса и высота камер несомненно доказывают принадлежность рассматриваемой формы к семейству Aulacoceratidae.

Из-за большого расхождения во времени по сравнению с известными представителями данного семейства может возникнуть и вопрос о переотложенности нашей находки. Однако, послойные сборы были выполнены в ненарушенных слоях, которые нигде не находятся в контакте с триасовыми или юрским отложениями и, кроме этого, заполняющее камеры вещество и вмещающиая порода одинаковы, что подтверждается и результатами анализа микрофауны.

Новый вид был сравнен с многочисленными триасовыми и юрскими формами, принадлежащими к семейству Aulacoceratidae. На основании исследований, данный вид по своим размерам и по развитию сифона является наиболее близким к виду *Ausseites ausseanus* (MOJS.), описанному из карнийского яруса и виду *Ausseites alveolaris* (QUENSTEDT), известному из норийского яруса.

A HIDROAMEZIT ÉS LIZARDIT ÚJ ELŐFORDULÁSA A HALÁPHEGY BAZALTJÁNAK ZÁRVÁNYÁBAN

Írta: ERDÉLYI JÁNOS – NAGYNÉ MELLES MARGIT – TOLNAY VERA

JUGOVICS LAJOS professzor az 1960. év nyarán a Balaton környéki Haláphegy bazaltjából származó, gyermekfej nagyságú exogén-zárványt bocsátott vizsgálat céljából szerzők rendelkezésére. E zárvány első megtekintésre kaolinra emlékeztető, finom porrá széthulló, hófehér laza tömeg, szemmel láthatóan agyagásvány. Benne helyenkint keményebb, tömött, repedezett csomók láthatók, melyek zsugorodó külsejűk folytán montmorillonitra vagy halloysitra emlékeztetnek. Ez az exogén zárvány teljes kémiai, optikai, differenciál termikus, röntgen, valamint elektronmikroszkópi vizsgálat alapján a nemrég leírt (ERDÉLYI J. – KOBLENCZ V. – N. VARGA S. 1959b., MIDGLEY, H. G. 1961, WHITTAKER, E. J. W. – ZUSSMAN, J. 1956, ZUSSMAN, J. – BRINDLEY, G. W. – COMER, J. J. 1957) új szerpentinásványok – hidroamezit és lizardit – elegyének bizonyult, melyet kevés kaolinit, montmorillonit, boehmit, goethit és apatit kísér. A benne helyenkint előforduló repedezett csomók – DTA alapján – nagyobb mennyiségű Mg-montmorillonitot tartalmaznak, viszont a boehmit- és kaolinit itt hiányzik. MIDGLEY, H. G. (1951) az utóbb lizarditnak elnevezett (WHITTAKER – ZUSSMAN 1956) fehér szerpentinásvány adatait a következőképpen adja meg. Keménység: $H = 2$, kettőstörés: $\omega - \varepsilon = 0{,}01$. Alaktanilag hatszögletű lemezkék. Törésmutatók: $\varepsilon = 1{,}545$, $\omega = 1{,}555$. Rácsállandók: $a_0 = 5{,}29$, $b_0 = 9{,}13$, $c_0 = 7{,}45$ kX, $\beta = 91{,}4°$. Sűrűség: $D = 2{,}56$. Az ásványt rendszertanilag az antigorit és krizotil közé sorolják. Szerintük a lizardit olyan elemi cella alapján indexezhető, melynek állandói: $a_0 = 5{,}31$, $b_0 = 9{,}2$, $c_0 = 7{,}31$ Å, $\beta = 90°$, de más szerpentinásványok (krizotil) adataival összehasonlítás céljából az általuk megadott indexek olyan elemi cellára vonatkoznak, melynél $c_0 = 2 \times 7{,}31 = 14{,}62$ úgy, hogy páratlan l-indexű reflexiók nem jelennek meg. Megjegyzik, hogy a megfigyelt relatív intenzitások nem egyeznek meg az egyszerű modellre számítottakkal. Az ásvány apró fehér pikkelyes kristályokra különíthető el. ZUSSMAN, J. – BRINDLEY, G. W. – COMER, J. J. későbbi munkájukban (1957) elektronmikroszkópi felvételekkel és egykristály elektrondiffrakciós mérési módszerrel vizsgálták a szerpentineket. A lizardi szerpentin egykristály felvételein a lemezek orientálatlanságát és a szerkezeti egységek egymásra halmozódásánál bizonyos szabálytalanságot tapasztaltak. Sajnálatos, hogy MIDGLEY elemzése óta e röntgenogramja alapján új szerpentinásványnak meghatározott és lizarditnak elnevezett szerpentinről újabb elemzési adatok nem készültek. Ugyanis a lizardit

és hidroamezit rácsállandói és Debye-Scherrer diagramja között olyan *nagy a hasonlatosság*, hogy a két ásványt azonosnak kellene tekintenünk, ha nem vennénk figyelembe az elemzési, fajsúly, DTA és főleg a röntgendiffraktométer-felvételek adatait. E helyütt ismét WHITTAKER és ZUSSMAN-nak a relatív intenzitásokkal kapcsolatos, fentebb idézett megállapítására is kell utalnunk.

WHITTAKER és ZUSSMAN több olyan szerpentinelőfordulást is közöl, mely vizsgálatuk alapján főtömegében lizarditból áll. Ilyen a snarumi sárgászöld színű szerpentin is, melyet további vizsgálatainknál összehasonlításul felhasználtunk. A röntgenadatok és rácsállandók közeli egyezésétől eltekintve a hidroamezit és lizardit között a következő *lényeges eltérések* vannak (ERDÉLYI J. — KOBLENCZ V. — N. VARGA S. 1959b; MIDGLEY, H. G. 1951):

a hidroamezit sűrűsége: $D = 2{,}35$
a lizardit sűrűsége: $D = 2{,}56$

A hidroamezit szerkezetileg behelyezkedő $Al(OH)_3$-ot tartalmaz, a lizardit nem (lásd az elemzési adatokból levezetett szerkezeti képleteket: ERDÉLYI J. és társai 1959b, MIDGLEY, H. G. 1951, HINTZE, C. 1960). A törésmutatók a két ásványnál közel megegyeznek:

lizardit: $\varepsilon = 1{,}545$, $\omega = 1{,}555$
hidroamezit (közepes törésmutató): $n = 1{,}550$

A lizardit kettőstörése így: $\varepsilon - \omega = -0{,}01$, míg a hidroamezit csaknem teljesen izotrop, kettőstörése: 0,001. A röntgenreflexiók egyezéseire, illetve eltéréseire a röntgenvizsgálattal kapcsolatban fogunk visszatérni. A differenciál termikus vizsgálat endoterm és exoterm csúcsai között nem sok, de mégis jól megfigyelhető eltérés van. Ezzel a DTA vizsgálatnál fogunk foglalkozni. A leglényegesebb eltérés a két ásvány között a kémiai összetételben és a rácsállandók c_0 értékében és β-szögében van.

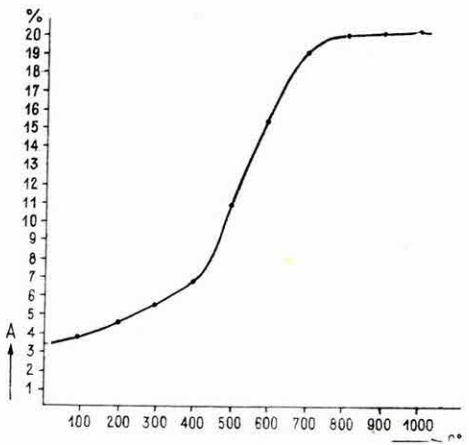
Az újabban előkerült laza, porózus, kaolinra emlékeztető hidroamezit-változat sűrűsége ($D = 2{,}35$) TOLNAY V. mérése szerint, pontosan egyezik az originális, porcelánra emlékeztető, vaskos, tömött hidroamezit sűrűségével (l.: ERDÉLYI — KOBLENCZ — VARGA 1959b). A fajsúly meghatározása kloroform — bromoform elegyben történt, melyet e laza, kaolinszerű anyag lassan szívott magába, míg a lebegés beállt. Az ásványváltozat kémiai elemzése a következő eredményt szolgáltatta (elemző: TOLNAY V.):

SiO_2	34,09%	
TiO_2	nyom	
Al_2O_3	17,76%	
Fe_2O_3	0,16%	
FeO	0,13%	
MnO	0,04%	
CaO	0,21%	
MgO	28,57%	
K_2O	0,04%	
Na_2O	0,01%	
$-H_2O$	3,41%	19,58%
$+H_2O$	16,17%	
CO_2	0,00%	
P_2O_5	0,05%	
Összesen:	100,64%	

Külön mérési sorozatot készített TOLNAY V. a vízleadásról, 100 C°-onként emelve a hőmérsékletet. A mérés adatai szerint a vízvesztés:

	100 C°-ig	3,77%
100 –	200 C°-ig	0.86%
200 –	300 C°-ig	1,01%
300 –	400 C°-ig	1,14%
400 –	500 C°-ig	4,08%
500 –	600 C°-ig	4,47% } 16,30%
600 –	700 C°-ig	3,67%
700 –	800 C°-ig	0,95%
800 –	900 C°-ig	0,05%
900 –	1000 C°-ig	0,07%
	Összesen :	20,07%

A kémiai elemzés és az utóbbi vízmeghatározás összege között 0,5% H_2O a különbség. E különbség túlnyomó része a tapadó víz meghatározásainak különbségéből (3,77 – 3,41 = 0,36%) adódik. (A kétféle vízmeghatározás ugyanazon minta két különböző részletéből történt. A kétféle vízmeghatározás között több hét telt el s így érthető, hogy a tapadó víz mennyiségében jelentéktelen eltolódás van. A tapadó vizet azonban a szerkezeti egység számításakor amúgy is elhagyjuk.) A 100 C°-tól 1000 C°-ig terjedő vízmeghatározások különbsége mindössze 0,13%, ami a kísérleti hibahatáron belül van s így az ionszámokban eltérést nem okoz. Ha diagramban ábrázoljuk a 100 – 1000 C°-ig végbemenő vízleadást, az 1. ábrán feltüntetett görbét kapjuk. A később ismertetendő DTA-görbék szerint a nem koordinált víz távozása 200 C°-ig befejeződik. A gravimetriás mérés szerint 100 C° és 200 C° között csak minimális vízleadás van. Újabb vízvesztés 200 C° felett indul meg, mely már koordinált víznek felel meg, de részben a kísérő szingenetikus ásványok (goethit, boehmit, kaolinit) kötött vize. A vízleadás 400 C° és 700 C° között éri el maximumát. 800 C° és 1000 C° között vízvesztés alig észlelhető. Az elmondottak figyelembe vételével tehát összes víztartalomnak nem 19,58%-ot, hanem a külön mérési sorozat 20,07%-nyi mennyiségét veszszük.



1. ábra. A hidroamezit-lizardit ásványelegy vízvesztésének gravimetriás görbéje. (A = az összes vízvesztés súlyszázalékban.)

Fig. 1. Gravimetric curve of water loss of the hydroamesit-lizardite mixture. (A = total loss of water in weight percents)

A továbbiakban a 200 C°-ig elillanó vizet, mint nem koordinált vizet, az elemzés adataiból elhagyjuk. A P_2O_5 apatit vagy kollofán alakjában lehet jelen. Tehát elhagyjuk a P_2O_5-ot, a CaO-ot, valamint a közel nyom nagyságrendű K_2O-ot, Na_2O-ot és MnO-ot is. A megmaradt adatokat 100%-ra számítjuk át. Így a következő súly %-okat kapjuk:

SiO_2	35,45%
Al_2O_3	18,47%
Fe_2O_3	0,17%
FeO	0,14%
MgO	29,71%
H_2O	16,06%
Összesen :	100,00%

A nyert adatokból Si = 2 alapra számítjuk az ionszámokat. Pontos szerkezeti képletet számítani ásványelegynél nem egyszerű feladat. Ha azonban Si = 2 alapra számítunk, a kísérő ásványok képletei önként kiadódnak a számítás során. Ugyanis a szerpentinek

fél szerkezeti egysége: $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$
a kaolinité: $Al_2Si_2O_5(OH)_4$

míg az originális

hidroamezité (ERDÉLYI 1959b): $\{ Mg_3Si_2O_5(OH)_4 \}$ $\{ 0{,}865\ Al(OH)_3 \}$

A koordinált vizet teljes egészében OH-nak számítjuk, korábban általunk (ERDÉLYI 1958, 1959a, 1959b) már ismertetett meggondolások alapján. Az így nyert ionszámok:

Si	= 2
Al	= 1,228
Fe^{3+}	= 0,006
Fe^{2+}	= 0,005
Mg	= 2,498
OH	= 6,045
O	= 5,331

Ha az oktaéderrétegbe annyi Mg-ot és Al-ot helyezünk, hogy az egyenértékszám (töltésszám) pontosan 6 legyen s a szerkezeti egységet a szerpentinnek, illetve kaolinitnek megfelelően írjuk fel, akkor a következő fél szerkezeti egységet kapjuk:

$$(Mg_{2,498}Al_{0,335})^{[6]}Si_2(OH)_4O_5$$

Esetünkben az OH-többlet 2,045, az O-fölösleg 0,331, míg az Al-fölösleg 0,893. Ha a 0,331 O-fölösleghez a boehmit képletének megfelelően (ez utóbbit a röntgenelemzés és DTA kimutatta) 0,331 Al-ot és 0,331 OH-t veszünk, akkor 0,562 $Al(OH)_3$-nak megfelelő Al és OH marad. Ez utóbbit a 0,006 $Fe(OH)_3$- és 0,005 $Fe(OH)_2$-nak megfelelő OH-ionszámmal kell kiegészítenünk, hogy a 2,045 OH-többletet teljesen fémionhoz kötve írhassuk fel. Így tehát a felírt fél szerkezeti egységen kívül 0,331 AlO(OH) (boehmit), 0,006 $Fe(OH)_3$ és 0,005 $Fe(OH)_2$ hozzáelegyedés van a vizsgált ásványdarabban a koordinált 0,562 $Al(OH)_3$-at (hidrargillit) számításba nem véve. A szerkezeti egység Al-ját kaolinit hozzáelegyedés alkatrészeként kell felfognunk, mert a boehmitet és kaolinitet a röntgenkép is kimutatta, míg szabad hidrargillitet nem. A 0,562 $Al(OH)_3$ tehát a hidroamezit szerkezetének megfelelően koordináltan van jelen (ERDÉLYI 1959b és HINTZE 1960). Így a hidroamezitet STRUNZ, H. (1957) filloszilikát osztályozásának megfelelően az eddig ismeretlen „hidrargillit-kaolinit" és „brucit-szerpentin" (??) közé eső *új ásványként, hidrargillit-szerpentinként* foghatjuk fel.

Számításunknál Mg-montmorillonit hozzáelegyedést nem vettünk figyelembe, mert az elemzéshez felhasznált minta DTA-diagramján 800 C°-nál nincs meg a jellegzetes hajlat (2. ábra 1. görbe). A röntgendiagramok vonalai közül a montmorillonit legerősebb vonalaival csak néhány volna egyeztethető, de ezek is egybeesnek fontos hidroamezit-reflexiókkal.

Összehasonlítás kedvéért elkészítettük egy túlnyomórészt lizarditból álló szerpentin, a snarumi szerpentin (WHITTAKER–ZUSSMAN 1956, p. 125) elemzését, és DTA, valamint röntgendiffraktométer felvételét. Ezekkel később foglalkozunk.

Az ugyancsak később ismertetendő röntgendiffraktogram szerint a snarumi anyagban kaolinit és boehmit hozzáelegyedés lehetséges. A jelentéktelen TiO_2 a snarumi szerpentinben mindig előforduló ilmenittől, a CaO és P_2O_5 a kísérő apatittól származik. Tekintettel arra, hogy nagyszámú Mg-chamosit és kaolinit reflexiót találunk a röntgenogramban, az elemzés Al- és Fe-tartalmát részben ezek jelenlétére kell visszavezetnünk, míg a csekély alkália és a tapadó víz jelentős része a kísérő montmorillonitnak tulajdonítható. Így tehát a snarumi szerpentin koordinált $Al(OH)_3$-ot nem tartalmaz.

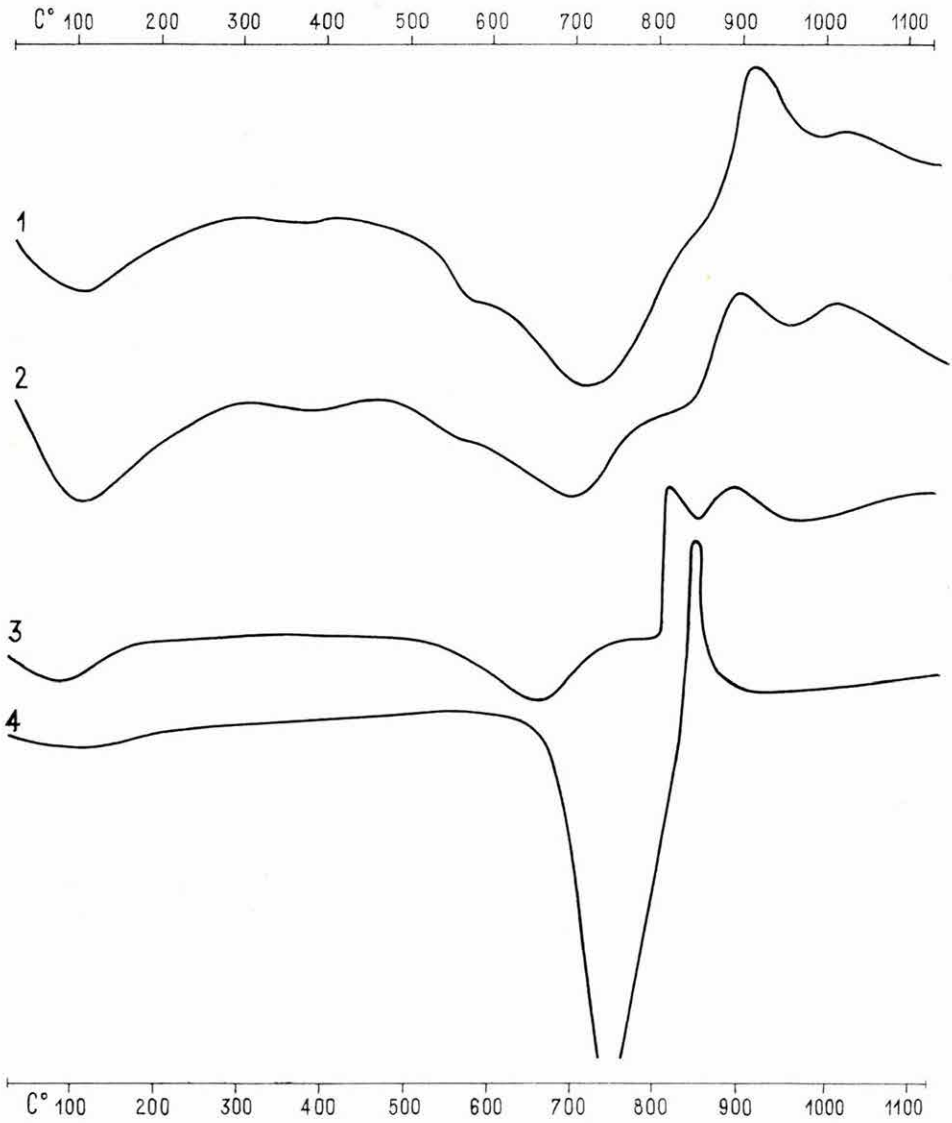
A snarumi szerpentin elemzési adatai (elemző TOLNAY V.):

SiO_2		39,98%	
TiO_2		0,07%	
Al_2O_3		1,41%	
Fe_2O_3		1,99%	
FeO		0,12%	
MnO		nyom	
CaO		0,24%	
MgO		41,19%	
K_2O		0,04%	
Na_2O		0,05%	
CO_2		nyom	
P_2O_5		0,25%	
H_2O	(– 100 C°-ig)	0,51%	
H_2O	(100 – 200 C°-ig)	0,04%	
H_2O	(200 – 300 C°-ig)	0,16%	
H_2O	(300 – 600 C°-ig)	10,53%	14,08%
H_2O	(600 – 800 C°-ig)	2,68%	
H_2O	(800 – 900 C°-ig)	0,16%	
H_2O	(900 – 1050 C°-ig)	0,51%	
	Összesen:	99,93%	

Mint említettük, WHITTAKER és ZUSSMAN (1956) a lizarditot $a=5{,}31$, $b=9{,}2$, $c=2\times7{,}31$ Å, $\beta=90°$ elemi cella méretek szerint indexezik, más szerpentinásványokkal való könnyebb összehasonlítás céljából úgy, hogy páratlan l indexű reflexiók nem jelenhetnek meg. A hidroamezitnél l = páratlan indexű reflexiók is fellépnek (1. és 2. táblázat).

Differenciál termikus vizsgálat

A haláphegyi hidroamezit-lizardit ásványelegy differenciál termikus felvételeit SZÉKELY Á. készítette. Külön hőelemzés készült e kaolin külsejű anyagban előforduló tömött, repedezett Mg-montmorillonit csomókról (2. ábra).



2. ábra. A haláphegyi ásványelegy és a snarumi lizardit DTA-görbéi (SZÉKELY Á. felvételei)

1. Hidroamezit-lizardit ásványelegy, kevés boehmittel, kaolinittel és goethittel. Haláphegy, új előfordulás. — *2.* Hidroamezit-lizardit, kevés boehmittel, kaolinittel, goethittel és Mg-montmorillonittal. Haláphegy, új előfordulás. — *3.* Mg-montmorillonitos csomók hidroamezit-lizardit ásványelegyben. Haláphegy, új előfordulás. — *4.* Szerpentin (lizardit), Snarum, Norvégia.

Fig. 2. Curves of differential thermal analysis of the mineral mixture from Haláp Mount and of the lizardite from Snarum (by Á. SZÉKELY)

1. Hydroamesite-lizardite mixture with some boehmite, kaolinite and goethite. Haláp Mount new occurrence. — *2.* Hydroamesite-lizardite with boehmite, kaolinite, goethite and Mg-montmorillonite. Haláp Mount new occurrence. — *3.* Mg-montmorillonite concretions in hydroamesite-lizardite mixture. Haláp Mount new occurence. — *4.* Serpentine (lizardite) Snarum Norway

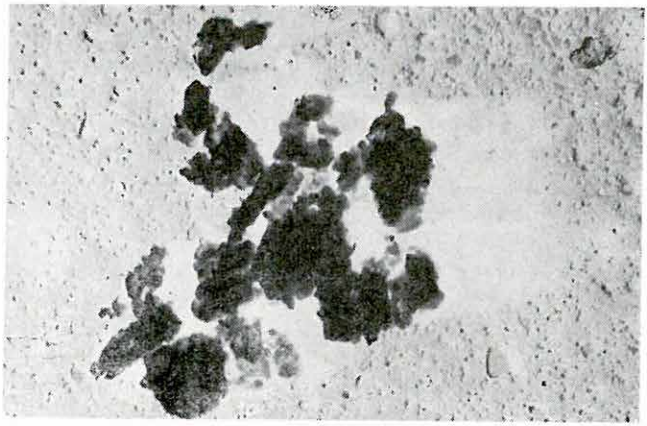
A hidroamezit-lizardit felvételeken (2. ábra 1—2. görbe) a következő endoterm, illetve exoterm csúcsokat és hajlatokat észleljük. Minden felvételen látható a tapadó vizet jelző első endoterm csúcs, melynek tetőpontja 100 C°. A görbe 200 C°-nál visszatér az alapvonalra. A 300—400 C° közti kis endoterm hajlat a kísérő vashidroxidok (valószínűleg goethit) hőbomlását jelzi. Ha e hajlat hidrargillittől származna, tetőpontjának 300 C°-hoz kellene közelebb esni. Az 500—600 C° közti kis endoterm hajlat egyrészt a kaolinit, másrészt a boehmit endoterm csúcsának felel meg. A hidroamezit és lizardit endoterm és exoterm csúcsai közel vannak egymáshoz, de mégis jól megkülönböztethető, éles, meredek csúcsok (ERDÉLYI és társai 1959b, p. 104). Itt, ahol a két ásvány elegy alakjában van jelen, a két endoterm, illetve exoterm csúcs nem különülhet el és így 700 C°-on egy szélesebb, széthúzott, tompább endoterm, illetve 900 C°-on egy széthúzott exoterm csúcs képződik. Az 1. és 2. DTA-görbéken 1000 C°-nál fellépő kis exoterm hajlat a kaolinit exoterm csúcsának felel meg. A 2. görbén 800 C° után jelentkező enyhe endoterm hajlat Mg-montmorillonit jelenlétére utal (FÖLDVÁRI-VOGL M. 1958).

A hidroamezit-lizarditos anyagban helyenkint található Mg-montmorillonit csomók DTA felvételén (2. ábra 3. görbe) a tapadó víz 100 C°-nál fellépő endoterm csúcsa után 650—700 C° körül jelentkezik a második endoterm csúcs, mely mind a hidroamezitre és lizarditra, mind a montmorillonitra közös csúcs. Tekintve azonban, hogy itt nagymértékű Mg-behelyettesítés van, FÖLDVÁRI-VOGL M. szerint (1958) 800 C°-nál szintén jelentkezik egy endoterm hajlat, majd közvetlenül utána a Mg-montmorillonitokra jellemző, éles, meredek exoterm csúcs (FÖLDVÁRI-VOGL M. 1958, p. 54). Végül 900 C°-nál kirajzolódik a hidroamezit-lizardit elegy tompa, széthúzott exoterm csúcsa.

Összehasonlítás kedvéért közöljük a snarumi lizardit (WHITTAKER—ZUSSMAN 1956) DTA-diagramját (4. görbe). Az oktaéderesen koordinált víz távozását itt is a 700—800 C° közti nagyméretű endoterm csúcs jelzi, az éles meredek exoterm csúcs azonban 800 C° után jelentkezik, míg a nehezebben bomló hidroamezitnél csak a tetraéderesen koordinált víz távozása után, 900 C° körül jelenik meg (ERDÉLYI és társai 1959b, p. 104).

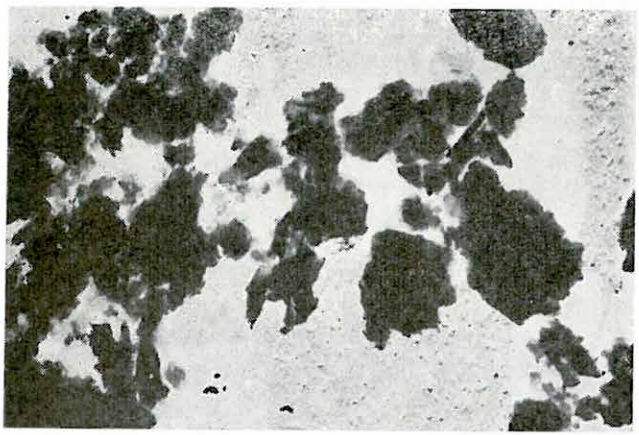
Elektronmikroszkópos vizsgálat

A haláphegyi hidroamezit-lizardit elektronmikroszkópos felvételeit ÁRKOSI K. készítette el a MTA Műszaki Fizikai Kutató Intézetében. Felvételei közül egy 13800-szoros és egy 15100-szoros nagyítású közlünk (3. és 4. ábra). ÁRKOSI K. megállapítása szerint az anyag erősen aggregálódó szemcsékből áll. Jellegzetes morfológiai sajátságokat nem mutat. A két felvétel alapján az ásványelegy finom, szabálytalan alakú pikkelyek halmaza. A helyenkint látható pálcikaszerű képződmények minden valószínűség szerint a krizotil módjára összegöngyölödő lizardit-pikkelyek. A lizarditról ZUSSMAN, J.—BRINDLEY, G. W.—COMER, J. J. (1957) közöltek elektronmikroszkópos felvételeket. Ezek igen hasonlítanak ÁRKOSI K. felvételeihez. A pálcikaszerű formákat ők is begöngyölődött lizardit-lemezkéknek tartják (ZUSSMAN—BRINDLEY—COMER 1957, p. 142). A lizarditnak kétféle változatát vizsgálták, az egyik vaskos, tömött, a másik finom pikkelykékből álló laza, fehér tömeg. E két változat a snarumi halványzöld szerpentin és a lizardi (Cornwall) fehér szerpentinásvány (WHITTAKER—ZUSSMAN 1956, MIDGLEY 1951).



3. *ábra.* A haláphegyi hidroamezit-lizardit elektronmikroszkópos képe (13 800×-os nagyítás) (ÁRKOSI K. felvétele)

Fig. 3. Electron-micrograph of hydroamesite-lizardite from Haláp Mount (13 800×) (by K. ÁRKOSI)



4. *ábra.* A halágphegyi hidroamezit-lizardit elektronmikroszkópos képe (15 100×-os nagyítás) (ÁRKOSI K. felvétele)

Fig. 4. Electron-micrograph of hydroamesite-lizardite from Haláp Mount (15 100×) (by K. ÁRKOSI)

Röntgenvizsgálat

A halápi hidroamezit-lizardit elegy röntgenfelvételeit és reflexiói kimérését NAGYNÉ MELLES M. készítette. A felvételek Debye-Scherrer pordiagramok és röntgendiffraktogramok. A két Debye-Scherrer diagram CuK α sugárzással, Ni szűrővel készült (2R = 64 mm, 16 mA, 38 kV) Mueller Mikro 11 típusú készüléken, míg a röntgendiffraktométer-felvételek „Phillips PW 1051" típusú berendezéssel készültek [Cu-cső, Ni-szűrő, 40 kV, 20 mA, 8/8/1,20/1°]. A Debye-

Scherrer felvételek adatait a számított d_{hkl}Å értékekkel és a megfelelő indexekkel együtt az 1. táblázat tünteti fel. A vonalak túlnyomó része többszörösen indexezhető. A számított d_{hkl}Å adatok nagy része a 2., illetve a 3. tizedesig egyezik a mért adatokkal. A táblázat feltünteti a lizardit és a kísérő ásványok (kaolinit, boehnit) jellemző vonalait is. A táblázatokban †-tel megjelölt vonalak WHITTAKER – ZUSSMAN (1956) szerint csak olyan szerpentineknél fordulnak elő, melyeknél $\beta = 90°$. Ilyen szerpentin a lizardit. A *-gal jelzett vonalak csak $\beta = 93°16'$ esetében érvényesek (krizotil). A többi reflexiót a β-szög értékváltozása nem érinti. WHITTAKER – ZUSSMAN (1956) II. táblázatában közölt vonalak adatainak számítása $c_0 = 14{,}62$Å paraméter alapján történt.

Ha a két ásvány rácsállandóit összehasonlítjuk, a két ásvány közötti hasonlóság, de egyúttal a különbség is azonnal szembeötlik.

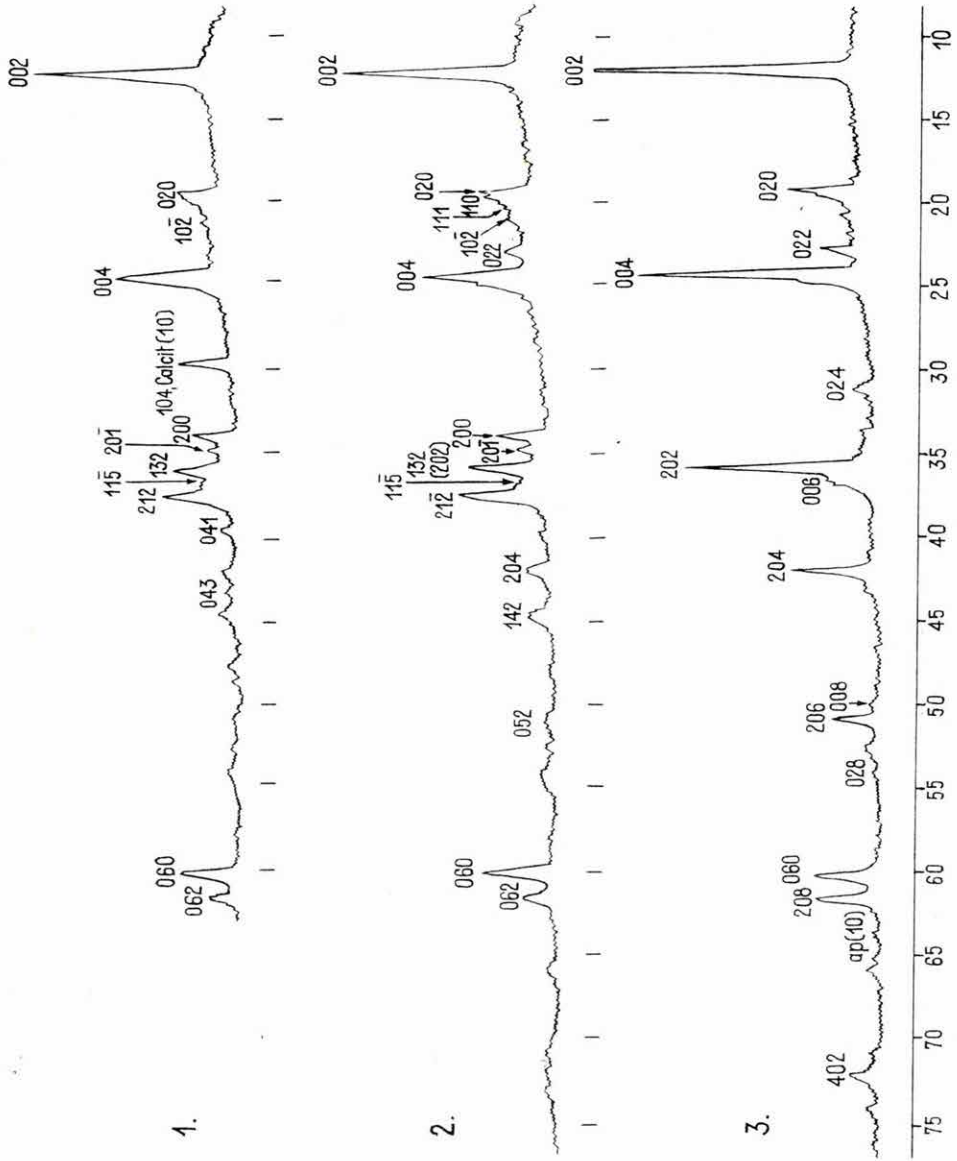
		a_0	b_0	c_0	β
Lizardit (WHITTAKER 1956) (ZUSSMAN 1957)		5,31	9,20	14,62 vagy 7,31	90°
Hidroamezit: (ERDÉLYI 1959b)	ortohexagonális számítás	5,31	9,20	14,60	90°
	monoklin számítás	5,27	9,20	14,60	90°59'*

* $\beta = 90°59' =$ a tompa β-szög. A röntgentáblázatok összes adatát a hegyes β' szögértékkel számítottuk $\beta' = 180° - \beta = 89°1'$.

Az ortohexagonális számításnak azonban a vizsgálat minden adata ellentmond (ERDÉLYI 1959b).

Ha az 1. röntgentáblázatot megtekintjük, azonnal feltűnik, hogy a hidroamezit vonalainak száma jóval nagyobb, mint a lizardité. A hidroamezit és lizardit Debye-Scherrer diagramjainak összehasonlítása alapján – mivel a vonalak túlnyomó részének relatív intenzitásai is közel megegyezők – a két ásvány között lényeges különbséget nehéz találni. Szembetűnő azonban a különbség a két ásvány diffraktogramjainak összehasonlításakor. A 2. táblázat az első (originális), tömött előfordulás és a laza, kaolinra emlékeztető új előfordulás diffraktogramjának adatait tünteti fel, összehasonlítva WHITTAKER – ZUSSMAN lizardit – krizotil adataival és feltüntetve a kísérő kaolinit, boehmit és kalcit legfontosabb vonalait is. Az 5. ábrán közöljük az új előfordulású halápi hidroamezit és a már ismertetett (originális) hidroamezit diffraktogramját a snarumi lizardit diagramjával együtt. Az összehasonlításból kitűnik, hogy *lizardit hozzáelegyedést az originális hidroamezitnél is el kell fogadnunk.*

A snarumi szerpentin WHITTAKER – ZUSSMAN, valamint ZUSSMAN, BRINDLEY és COMER vizsgálatai alapján kétségtelenül lizardit klinokrizotillal. A snarumi lizardit röntgendiffraktométer felvételeinek adatait a 3. röntgentáblázat tünteti fel. (Az I. felvételt NÁRAY-SZABÓ I. professzor, a II. felvételt



5. ábra. A haláphegyi hidroamezit-lizarditok és a snarumi lizardit diffraktogramjai. (NAGYNÉ MELLES M. felvételei, Cu cső, Ni szűrő, 40 kV, 20 mA, 8/8/1,20/1°)

1. Originális (porcelán külsejű) hidroamezit-lizardit. — *2.* Az új előfordulású (kaolin külsejű) hidroamezit-lizardit — *3.* Snarumi lizardit.

Fig. 5. X-ray diffraction curves of hydroamesite lizardite from Haláp Mount and of lizardite from Snarum (by M. NAGY – MELLES, Cu tube, Ni filter, 40 kV, 20 mA, 8/8/1,20/1°)

1. Original (porcelain-like) hydroamesite-lizardite. — *2.* Hydroamesite-lizardite (resembling kaolin) found recently. — *3.* Lizardite from Snarum.

NAGYNÉ-MELLES M. készítette.) A 3. táblázat adatai valószínűsíteni látszanak azt, hogy a snarumi lizarditban kevés klinokrizotil, kaolinit és boehmit is jelen van. Hogy a snarumi szerpentin nem tiszta lizardit, az kitűnik WHITTAKER–ZUSSMAN ama megállapításából is, hogy a megfigyelt relatív intenzitások a lizarditnál nem egyeznek az egyszerű modellre számítottakkal (1956, p. 118). Összehasonlítva az új előfordulású hidroamezit szerkezeti képletét az originális hidroamezit 2-vel jelzett szerkezeti képletével, melyet a szerzők által megadott három szerkezeti lehetőség közül CHUDOBA, K. F. is közöl „HINTZE: Handbuch der Mineralogie" pótfüzetében (1960), el kell fogadnunk annak lehetőségét, hogy a hidroamezit fél szerkezeti egysége helyesen felírva tulajdonképpen a következő:

$$\left\{ \begin{matrix} Mg_3Si_2O_5(OH)_4 \\ Al(OH)_3 \end{matrix} \right\}$$

Abban az esetben azonban, ha több-kevesebb lizardit hozzáelegyedést tartalmaz, az arány az $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ javára tolódik el s így az $Al(OH)_3$ mennyisége az elemzési adatok alapján számított szerkezeti képletben 1,000 alá csökken. Ez magyarázza meg, hogy az originális hidroamezit szerkezeti képletét miért találtuk

$$\left\{ \begin{matrix} Mg_3Si_2O_5(OH)_4 \\ 0{,}865(Al, Fe^{3+})(OH)_3 \end{matrix} \right\} \text{-nak,}$$

míg az újabb, kaolin külsejű előfordulásnál a szerkezeti képlet következőképp alakul:

$$\left\{ \begin{matrix} Mg_3Si_2O_5(OH)_4 \\ 0{,}674\ Al(OH)_3 \end{matrix} \right\}$$

Ugyanis a kaolinit alkatrészeinek elhagyásakor a $Mg_{2,498} \rightarrow Mg_3$ növekedésnek megfelelően a koordinált $Al(OH)_3$ mennyiségét is $^1/_5$-del növelnünk kell. Ehhez 0,331 AlO(OH) (=boehmit) és 0,006 $Fe(OH)_3 + Fe(OH)_3$ járul. Hogy a lizardit hozzáelegyedés az originális hidroamezitben kisebb, az a diffraktogramok lizarditra jellemző csúcsainak intenzitásából is első megtekintésre kiderül. A vashidroxidokat, melyek a röntgenogram alapján valószínűleg goethit alakjában vannak jelen, jelentéktelen mennyiségük miatt elhanyagolhatjuk.

NÁRAY-SZABÓ I. és NAGYNÉ MELLES M. diffraktométeres felvételei között szembetűnő abszolút intenzitásbeli különbségek vannak. Ezek azonban minden esetben arányosak s így nyilvánvaló, hogy a két készülék felvételi viszonyai különböztek. (A két felvétel közti eltérés a nullpont-korrekciók különbözőségéből származik.) A vizsgálatra került két különböző darab kísérő ásványai sem azonosak, mert a vizsgált darabokban az igen kis mennyiségben jelenlevő idegen ásványok eloszlása nem egyenletes és a felvételre került minták nem egy darabból származtak.

Ha a hidroamezit fenti $\left\{ \begin{matrix} Mg_3Si_2O_5(OH)_4 \\ Al(OH)_3 \end{matrix} \right\}$ elméleti szerkezeti képletét kissé átalakítva, régebbi dolgozatainkban (1959a és b) ismertetett szerkezeti szabályoknak megfelelően az ionszámokat (O + OH = 9) alapra számítjuk, a következő ionszámokat kapjuk:

Mg	2,25
Si	1,5
Al	0,75
O	3,75
OH	5,25

A szerkezeti egységet az első hidroamezit dolgozat (ERDÉLYI – KOBLENCZ – VARGA 1959b) 1. szám alatt közölt alternatív szerkezeti képletének megfelelően írva fel, a következő elméleti fél szerkezeti egységet kapjuk:

$$(Mg_{2,25}\,Al_{0,25})^{[6]}\,(Si_{1,5}\,Al_{0,5})^{[4]}\,O_{3,75}(OH)_{5,25}$$

Az originális hidroamezit fél szerkezeti egysége:

$$[Mg_{2,329}(Al,\,Fe^{3+})_{0,223}]^{[6]}[Si_{1,552}\,Al_{0,448}]^{[4]}\,O_{3,880}(OH)_{5,120}$$

Az ionszámokban jelentkező eltérést lizardit hozzáelegyedése okozza, mint azt az előbbiekben kimutattuk.

E szerkezeti képletek igen hasonlítanak a ROY, D. M. – ROY, R. (1954) által szintetikusan előállított, Al-mal szubsztituált krizotil szerkezeti képletéhez:

$$(Mg_{2,5}\,Al_{0,5})(Si_{1,5}\,Al_{0,5})\,O_5(OH)_4$$

E mesterséges szerpentin elektronmikroszkópos képe kifejezetten lemezes, nem csöves, de helyenkint csövecskék is megjelennek és röntgenképe határozottan szerpentiné, bár e szerkezeti egység kétszerese a klinoklornak felel meg. A klinoklor összetételén túli Al-behelyettesítés – fenti szerzők szerint – az amezit összetételéhez vezet. Ha összehasonlítjuk ROY, D. M. – ROY, R. idézett szerkezeti képletét a hidroamezit elméleti szerkezeti egységével, azonnal látható, hogy a hidroamezit nem egyéb, mint az általuk előállított Al-mal szubsztituált szerpentin hidratizált alakja. Ez utóbbinál az OH-többlet 1,25 OH s ennek megfelelően az oktaéderréteg töltéscsökkenése ROY & ROY szintetikus szerpentinjéhez képest szintén 1,25.

Korábbi dolgozatainkban (ERDÉLYI és társai 1959a, 1959b) levezettük a következő szabályt: „Amennyi az OH-ionszámtöbblet, annyival csökken az O-ion száma és ugyanannyi egyenértékszámmal (töltésszámmal) csökken az oktaéderréteg ionszáma, viszont amennyi a Si → Al behelyettesítés, annyival növekszik az oktaéderréteg egyenértékszáma". Az oktaéderréteg egyenértékszáma a szerpentinek fél szerkezeti egységében 6 lévén, a számított egyenértékszám: $6 - 1{,}25 + 0{,}5 = 5{,}25$ ahol 1,25 az OH-többlet, 0,5 a Si → Al behelyettesítés. Az oktaéderréteg közvetlenül számított töltésszáma:

$$2 \times 2{,}25 + 3 \times 0{,}25 = 5{,}25$$

A hidroamezit és lizardit diffraktogramjainak összehasonlító vizsgálata

E két szerpentinásvány röntgenfelvételei között legszembetűnőbb a különbség diffraktogramjukban. A tömött kriptokristályos és a kaolin külsejű, finomszemcsés, laza hidroamezit, valamint a snarumi lizardit diffraktogramját az 5. ábra tünteti fel. A snarumi lizarditnál, igen erős reflexiók felvételünkben a 002 (d = 7,22Å), 004(d = 3,63Å). A 006 (d = 2,431Å) már csak

középerős, míg a 008 (d=1,820Å) és 0.0.10 (d=1,455Å) egészen gyenge, az utóbbi inkább hidroamezit reflexiónak tekinthető. Igen erős ill. középerős és jellemző reflexiók a 202 (d=2,493Å), 204 (d=2,140Å), 206 (d=1,791Å), 208 (d=1,501Å), 402 (d=1,307Å). Közepes, de jó reflexiók még a 020 (d=4,58Å) és 022 (d=3,88Å). WHITTAKER–ZUSSMAN (1956) szerint az antigorit d=2,52-es reflexiója összetéveszthető a lizardit 202-es reflexiójával, de lizarditnál e vonalat d=2,50 felett még soha sem figyelték meg. Fenti szerzők az erős 060 (d= =1,534Å) és 208 (d=1,506Å) reflexiópárt a lizarditra vonatkoztatják.

A halápi hidroamezit mindkét (tömött és laza) változatánál megtaláljuk az erős 002 (d=7,25Å), 004 (d=3,65Å) reflexiókat, melyek a lizarditéval közösek. Közel megegyeznek a 006 reflexiók (lizarditnál d=2,430Å, hidroamezitnél d=2,434Å) és a 202 csúcsok (lizarditnál d=2,497Å, hidroamezitnél d=2,490Å). A lizardit kitűnő erős 202, 204, 206, 208 reflexióinak megfelelő csúcsok közül a hidroamezit diffraktogramjaiban egyedül a 202 (d=2,496Å) reflexió erős, a többi gyengén vagy igen gyengén jelenik meg, jeléül annak, hogy ezek inkább a hidroamezitek lizardittartalmától származnak és nem a hidroamezit jellemző csúcsai. A hidroamezitre igen jellemző azonban két reflexió-sorozat. Az egyik a 020 (d=4,60Å) után, a másik a 200 (d=2,632Å) után következő csúcs-sorozat. Az előbbi csoporthoz tartoznak a 020-on kívül az 111 és $10\bar{2}$ (d=4,38Å, illetve d=4,24Å) reflexiók, míg az utóbbihoz 200-on kívül a $20\bar{1}$ (d=2,583Å), a 132 (d=2,498Å), illetve 202 (d=2,490Å), a gyengébb $11\bar{5}$, illetve 006 (d=2,444Å, illetve d=2,434Å) és az erős 212, illetve $21\bar{2}$ (d=2,403Å, illetve d=2,379Å) csúcsok tartoznak. E reflexiók túlnyomórészt egy monoklin prizmás kristály leggyakoribb kristályalakjainak felelnek meg. Legjellemzőbbek az erős 212, illetve $21\bar{2}$ reflexiók (d=2,403Å, illetve d=2,379Å), mivel ezek sem a kísérő, sem más agyagásvány reflexióival nem egyeztethetők. [d=2,38Å ugyan a brucit igen erős 0002 reflexiója, de a diagramokból hiányzik a szintén igen erős 0001 brucit reflexió (d=4,77Å).]* E két reflexiócsoport, kiváltképpen az utóbbi csoport jelenléte azonnal felfedi a hidroamezit jelenlétét (5. ábra a, b). Miután a 060 és 208 csúcspár (d= =1,534Å és d=1,506Å) WHITTAKER–ZUSSMAN szerint a lizardit reflexiói, bebizonyítottnak látszik, hogy a halápi hidroamezit mindkét változata hidroamezit és lizardit elegye. És mivel a rácsállandókat az originális hidroamezitnél a 002, 240, 060 és 202 reflexiókból számítottuk (ERDÉLYI és társai 1959b) és mivel WHITTAKER–ZUSSMAN csak más szerpentinásványokkal való könnyebb összehasonlítás kedvéért vette a lizardit c_0 paraméterét $2\times7{,}31$-nek, e kettős tényből adódott a lizardit és hidroamezit rácsállandóinak látszólagos egyezése. A snarumi szerpentin röntgen- és vegyelemzési adataiból arra következtethetünk, hogy az főtömegében lizardit és klinokrizotil (l. c.). A jellemző és egyező reflexiók intenzitásából a hidroamezit-lizardit ásványelegy részeinek viszonyára vonhatunk következtetést. Ugyanis a 060 csúcs, mely mindkét ásványnál közös, a snarumi lizarditnál 66-os, a halápi hidroamezitnél 55, illetve 58-as (tehát közel egyező) abszolút intenzítással jelenik meg, míg a snarumi lizardit 208-as (d=1,506Å) csúcsának absz. intenzitása 58, ugyanakkor a halápi hidroameziteknél ez a csúcs csak 27–28-as absz. intenzitással

* $21\bar{2}$ (d=2,379Å) azonban megfelel a kaolinit középerős 003 reflexiójának is.

jelenik meg. Tehát a lizardittartalom itt kisebb. A diagramokat megtekintve épp így szembeötlők más reflexióknál is az intenzitásbeli különbségek. Tekintve, hogy a halápi hidroamezitekben a lizardit csak kísérő ásványként szerepel, diffraktogramjukban a jellegzetes lizardit-reflexiók (202, 204, 206, 208) absz. intenzitása lényegesen kisebb, mint a snarumi szerpentin diagramjában. Fenti adatokból arra következtethetünk, hogy a lizardit hozzáelegyedés kb. 50%-os lehetne, a valóságban azonban kisebb, mert a lizardit és a hidroamezit reflexiói egybeesnek, így pl. a lizardit 208-as és a hidroamezit gyengébb, 062, 231 és 324-es reflexiói. A diffraktogramok összehasonlításából tehát kiadódik, hogy kb. 30—40%-os lizardit hozzáelegyedéssel kell számolnunk, ami feltevésünkkel jól egyezik.

A hidroamezit első előfordulásának ismertetésénél (ERDÉLYI és társai, 1959b) megírtuk, hogy az ásvány keletkezése úgy magyarázható, hogy a bazaltos magma bauxittelepet tört át. Ugyanis a Haláphegy környékén több bauxittelep van. A lávába bezárt bauxitból és a bazanit olivinjéből vízgőz hatására, mintegy autoklávban, a ROY-féle szerpentinéhez hasonló körülmények között képződött a hidroamezit-lizardit ásványelegy. JUGOVICS L. szóbeli közlése szerint az új előfordulás gyermekfej nagyságú darabja szabadon lebegve fordult elő a bazalt üregében és a kőzettömb széthasításakor került napvilágra.*

* * *

VÁLASZ FLEISCHER, M.-NEK és HEY, M. H.-NAK A HIDROAMEZITTEL KAPCSOLATOS MEGJEGYZÉSEIRE

Az új hidroamezit-előfordulás ismertetése alkalmából kénytelenek vagyunk foglalkozni FLEISCHER, M.-nek (1959) és HEY, M. H.-nak (1961) a hidroamezittel kapcsolatos kritikai megjegyzéseivel. FLEISCHER szerint valószínű, hogy e gélszerű anyag tekintélyes mennyiségű nem koordináltan kötött („non essential") vizet tartalmaz. Szerinte helytelen az összes $+H_2O$-t OH-nak számítani, statikus dehidrációs görbét érdekesnek tartana.

Vizsgálataink alapján a DTA-görbe csak jelentéktelen tapadó vizet jelez. Ha az ásvány jelentősebb mennyiségű gélvizet tartalmazna, akkor 100 C° – 200 C° körül erőteljesebb endoterm görbét kellett volna kapnunk, mely csak lassan, 300 C° körül tért volna vissza az alapvonalra. Lehet, hogy helyesebb lett volna 200 C°-ig elhagyni a $+H_2O$-t, de a számszerű adatokon ez igen keveset változtatott volna, miként azt utólagos méréseink igazolták. Mi az összes $+H_2O$-t valóban csakis OH-nak számíthattuk, mert a szerpentinek és több más agyagásvány képződési feltételei között is a hidroxonium (H_3O^+-ion) (hidratizált H^+-ion) koncentrációja igen kicsiny, gyakorlatilag nulla. Mai ismereteink szerint vizes oldatokban szabad H^+-ion nincs, hanem keletkezésekor nyomban rákapcsolódik egy H_2O molekulára s H_3O^+-ion keletkezik. A hidroxonium-ion keletkezésének előfeltétele tehát a H^+-ion, amelynek koncentrációja már gyengén lúgos oldatokban is végtelenül kicsiny (10^{-8} nagyságrendű). Egyes hidrocsillámokban feltételezett hidroxonium-ion jelenlétét ezideig semmi sem igazolta.

Számításunk helyességét az előbbi dolgozatban közölt termogravimetriás mérések igazolták. A koordinált OH-többlet jelentős (több, mint 20%). Az új hidroamezit-előfordulással foglalkozó dolgozatunk igazolja, hogy valóban új ásvánnyal van dolgunk, melynek most már

---

* A hidroamezit-lizardit tömegből e dolgozat szedése folyamán került elő egy tömött konkréció, mely diffraktométeres vizsgálat alapján lizardittól mentes hidroamezitnek bizonyult. E tiszta hidroamezit részletes vizsgálati adatait dolgozatunk német nyelvű kiadásában (Acta Geologica) közöljük. Meg kell itt jegyeznünk, hogy egyik diffraktométer felvételünkön erős d = 33,19-Åös csúcsot is észleltünk, amit azonban mégegyszer nem találtunk meg. Ebből kitűnik, hogy a hidroamezit-lizardit ásványelegy helyenkint ezideig ismeretlen kevert szerkezetű filloszilikátot is tartalmaz.

két, külsőleg elütő változata van, miként más szerpentineknek is és a hozzá legjobban hasonlító lizardit és a hidroamezit diffraktogramja közt első szempillantásra szembetűnő különbség van.

Elméleti szerkezeti képlete alapján a hidroamezit nem egyéb, mint annak az Al-mal szubsztituált szintetikus szerpentinnek a hidratizált alakja, melyet ROY, D. M. – ROY, R. (1954) állítottak elő. Elektronmikroszkópi képük is hasonló, lemezkék, nem csövecskék. Idézett szerzők szerint a további Al-behelyettesítés az amezit szerkezeti képletéhez vezet. HEY, M. H. szerint a hidroamezit felesleges elnevezés egy porcelánszerű ásványra, mely amezitként lett meghatározva kevés víz-felesleggel. Hogy a hidroamezit nem amezit, kevés víz-felesleggel, láttuk az előbbiekben, de ha HEY-nek igaza volna, akkor pl. a hidromuszkovit elnevezés is felesleges? és így tovább. A hidroamezit elnevezést szerkezeti képletük és röntgenképük hasonlósága alapján adtuk, jóllehet az amezit elméleti szerkezeti egységében egy Al-mal több ion van, mégis az amezit a szerkezetileg hozzá legközelebb álló, természetben is előforduló ásvány.

HEY hivatkozik FLEISCHER, M. (1959), valamint GUILLEMIN, C. – PERMINGAET, F. – PIERROT, R. (1960) referátumaira. FLEISCHER ellenvetéseire az előbbiekben válaszoltunk, a francia szakemberek referátuma a hidroamezit adatainak tárgyilagos ismertetése, egyetlen kritikai megjegyzés nélkül.

Az „*International Commission on New Minerals and Mineral Names*" a hidroamezit nevet 1960 évi koppenhágai ülésén (lásd: Min. Mag. **33.** p. 261. 1962) szótöbbséggel elutasította ugyan, megjegyezve, hogy amely ásvány nem kielégítő leírás miatt lett elutasítva, újra tárgyalás alá kerül, ha teljesebb leírását publikálják. Reméljük, hogy az új hidroamezitelőfordulásról szóló dolgozat megjelenése után az ásvány létezésével kapcsolatos kétségek eloszlanak.

IRODALOM

BRINDLEY, G. W. – ROBINSON, K. 1946: The Structure of Kaolinite. – Min. Mag. **27.** pp. 242 – 253.

BROWN, G. 1961: X-ray identification and crystal structures of clay minerals. – London.

ERDÉLYI J. – KOBLENCZ V. – TOLNAY V. 1957: A nagybörzsönyi agyagásvány és az ércesedés néhány újabb kísérő ásványa. – Földt. Közl. **87.** pp. 400 – 418.

ERDÉLYI J. – KOBLENCZ V. – TOLNAY V. 1958: Über Hydroparagonit, ein neues Glimmermineral, sowie über seine Beziehungen zum Hydromuskovit, Natronillit und Brammallit. – Acta Geol. **5.** pp. 169 – 186.

ERDÉLYI J. – KOBLENCZ V. – N. VARGA S. 1959a: Neuere strukturelle Regeln der Hydroglimmer. Hydroantigorit, ein neues Serpentin-Mineral und metakolloid Brucit vom Csódi-Berg bei Dunabogdány (Ungarn). – Acta Geol. **6.** pp. 65 – 93.

ERDÉLYI J. – KOBLENCZ V. – N. VARGA S. 1959b: Hydroamesit, ein neues Mineral aus den Hohlräumen des Basaltes von dem Haláp-Berg am Plattenseegebiet. – Acta Geol. **5.** pp. 95 – 106.

ERDÉLYI J. – KOBLENCZ V. – NEMESNÉ VARGA S. 1961a: A hidrocsillámok új szerkezeti szabályai. Hidroantigorit, új szerpentin-ásvány és metakolloid brucit a dunabogdányi Csódi-hegyről. – Földt. Int. Évi Jel. az 1957 – 58 évről. pp. 317 – 344.

ERDÉLYI J. – KOBLENCZ V. – NEMESNÉ VARGA S. 1961b: Hidroamezit, új ásvány a Haláphegy bazaltjának üregeiből. – Földt. Int. Évi Jel. az 1957 – 58. évről. pp. 345 – 356.

FLEISCHER, M. 1959: Hydroamesite. – Amer. Min., New mineral names. **44.** p. 1328.

FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1958a: A differenciális termikus elemzés szerepe az ásványtanban és a földtani nyersanyagkutatásban. – Földt. Int. Alk. Kiad.

FÖLDVÁRI-VOGL, M. 1958b: The role of differential thermal analysis in mineralogy and geological prospecting. – Acta Geol. **5.** pp. 3 – 102.

GUILLEMIN, G. – PERMINGEAT, F. – PIERROT, R. 1960: Revue des espèces minerales nouvelles. – Bull. Soc. Franc. Min. Crist. **85.** 4 – 6. p. 149.

HEY, M. H. 1961: Twenty-second list of new mineral names. – Min. Mag. **32.** p. 960.

HINTZE, C. – CHUDOBA, K. F. 1960: Handbuch der Mineralogie. – Ergänzungsband. II. Lief. 12. p. 930.

MCCONNEL, D. 1938: A structural investigation of the isomorphism of the apatite group. – Amer Min. **23.** pp. 1 – 19.

MIDGLEY, H. G. 1951: A serpentine mineral from Kennack Cove, Lizard, Cornwall. – Min. Mag. **29.** pp. 526 – 530.

ROY, D. M. – ROY, R. 1954: An experimental study of the formation and properties of synthetic serpentines and related layer silicate minerals. – Amer. Min. **39.** pp. 966 – 967.

STRUNZ, H. 1957: Mineralogische Tabellen. – Leipzig. p. 326.

WHITTAKER, E. J. W. – ZUSSMAN, J. 1956: The characterisation of serpentine minerals by X-ray diffraction. – Min. Mag. **31.** pp. 107 – 126.

ZUSSMAN, J. – BRINDLEY, G. W. – COMER, J. J. 1957: Electron diffraction studies of serpentine minerals. – Amer. Min. **42.** pp. 133 – 153.

A NEW OCCURRENCE OF HYDROAMESITE AND LIZARDITE FROM INCLUSIONS OF THE BASALT OF HALÁP MOUNT BALATON HIGHLAND, HUNGARY

by

J. ERDÉLYI – M. NAGY-MELLES – V. TOLNAY

The porcelain-like, compact mineral described earlier as hydroamesite from the cavities of the basalt of Haláp Mount has been found recently at the same locality in the form of white, scaly, loose masses resembling kaolin. Accordingly hydroamesite, like other serpentine minerals, is actually known to appear in two varieties: a massive, compact one and a loose, scaly, fine-crystalline one. The paper discusses the complete chemical, physical, differential thermic, electron microscopic and X-ray analyses of the new variety of hydroamesite.

Since the lattice constants determined by WHITTAKER – ZUSSMAN for the new serpentine mineral denominated as lizardite was found to be almost identical with those of hydroamesite, there arose the necessity to determine the exact characteristics of both minerals in parallel. It was found that the hydroamesite from Haláp was in both cases associated with lizardite and that the co-ordinated $Al(OH)_3$ content of the structural unit computed on the basis of the analysis depends on the relative abundance of the latter. The authors' investigations suggest the half structural unit of hydroamesite to be:

$$\left\{ \begin{matrix} Mg_3Si_2O_5(OH)_4 \\ Al(OH)_3 \end{matrix} \right\}$$

The relative abundance of $Al(OH)_3$ may become inferior to 1,000 because of the admixture of lizardite impurities.

The hydroamesite differs from the lizardite not only by its high Al content but also by its specific gravity and chiefly by its X-ray diffraction patterns in which, beside the peaks common with those of lizardite, several sets of peaks typical of the hydroamesite can be observed.

If based upon $O + OH = 9$, the above-mentioned theoretical half structural unit can be converted into the form of hydroserpentine. In such a form the structural unit is similar to that of amesite, even though containing nearly 30% more OH.

This half structural unit can be expressed as follows:

$$(Mg_{2,25}Al_{0,25})\,(Si_{1,5}Al_{0,5})\,O_{3,75}(OH)_{5,25}$$

Adopting this structural unit, a hydrophyllosilicate close to amesite will result.

A comparison of this theoretical half structural unit of hydroamesite with the structural formula of the Al-substituted synthetic serpentine $(Mg_{2,5}Al_{0,5})\,(Si_{1,5}Al_{0,5})O_5(OH)_4$ as developed by D. M. Roy & R. Roy (1954), shows that the hydroamesite is but the hydrated form of this artificial serpentine and that the decrease in the equivalent number (charge) of the octahedral layer (1,25) corresponds exactly to the surplus of OH (1,25 OH).

In the last chapter the authors give a reply to the note of M. Fleischer and M. H. Hey concerning hydroamesite. The reply has been published in Acta Geologica in German language.

НОВЫЕ НАХОДКИ ГИДРОАМЕЗИТА И ЛИЗАРДИТА ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ БАЗАЛЬТОВ ГОРЫ ХАЛАП В БАЛАТОНСКОМ НАГОРЬЕ (ВЕНГРИЯ)

Й. ЭРДЕЛИ – М. НАДЬ-МЕЛЛЕШ – В. ТОЛЬНАИ

Эмалевидный, плотный минерал, описанный под названием гидроамезита из полостей базальтов горы Халап, был в последнее время найден там же в виде белой, рыхлой, тонкочешуйчатой массы, напоминающей каолин. Таким образом, гидроамезит, как и другие серпентиновые минералы, в настоящее время известен в двух видах: в виде плотной разновидности и в виде рыхлой, чешуйчатой, тонкокристаллической разновидности. В работе приводятся полные химические, физико-механические, дифференциально-термические, электронно-микроскопические и рентгенографические анализы новой разновидности гидроамезита.

Ввиду того, что определенные УИТТАКЕРОМ и ЦУССМАНОМ константы кристаллической решетки нового серпентинового минерала – лизардита почти полностью совпадают с константами гидроамезита, возникла необходимость в определении точных отличительных признаков обоих новых минералов и в выполнении параллельного определения последних. Было установлено, что гидроамезит из горы Халап сопровождается в обоих случаях лизардитом, от сравнительного количества которого зависит координированное содержание $Al(OH)_3$ структурной единицы, рассчитанной на основании анализа. Согласно исследованиям авторов половина структурной единицы гидроамезита может быть выражена в следующем виде:

$$\left\{\begin{matrix} Mg_3Si_2O_5(OH)_4 \\ Al(OH)_3 \end{matrix}\right\}$$

Вследствие примешивания лизардита сравнительное количество $Al(OH)_3$ может сократиться ниже 1,00.

От лизардита гидроамезит хорошо отличается не только большим содержанием в нем Al, но и своим удельным весом и главным образом своей диффрактограммой, в которой, наряду с общими с лизардитом интерференциями, видны группы интерференций, характерные для гидроамезита.

Применительно к основе $O + OH = 9$ вышеуказанная половина теоретической структурной единицы может быть переведена в вид гидросерпентина. В таком виде рассматриваемая структурная единица будет аналогичной таковой амезита с приблизительно 30-процентовым излишком OH.

Половина данной структурной единицы может быть написана в следующем виде:

$$(Mg_{2,25}Al_{0,25})(Si_{1,5}Al_{0,5})O_{3,75}(OH)_{5,25}$$

Судя по половине структурной единицы, мы имеем дело с гидрофиллосиликатом, близким к амезиту.

Сравнение половины этой теоретической структурной единицы со структурной формулой синтетического серпентина, замещенного D. M. ROY & R. ROY (1954) алюминием $(Mg_{2,5}Al_{0,5})(Si_{1,5}Al_{0,5})O_5(OH)_4$, показывает, что гидроамезит представляет собой гидратированный вид этого искусственного серпентина, причем уменьшение эквивалентного числа (заряда) октаэдрического слоя (1,25) является точно равным излишку OH (1,25 OH).

В последнем разделе работы авторы дают ответ на замечания, высказанные М. ФЛЕЙШЕРОМ и М. Г. ГЕЕМ по поводу гидроамезита. Текст ответа опубликован на немецком языке в Acta Geologica.

A DOROGI-MEDENCE EOCÉN KÉPZŐDMÉNYEINEK KIFEJLŐDÉSI VISZONYAI

(I., II. sz. melléklettel)

Írta: GIDAI LÁSZLÓ

A Dorogi-medence eocén képződményeinek szintezése HANTKEN M. érdeme. Alapvető vizsgálatai alapján kimutatta a nummuliteszek rétegtani jelentőségét a Dorogi-medencében. Az alsó-eocén édesvízi és féligsósvízi rétegcsoportra települve a subplanulatuszos, perforatuszos, striatuszos és «tschihatscheffi» tartalmú rétegcsoportokat különböztette meg.

ROZLOZSNIK P. – SCHRÉTER Z. – TELEGDI ROTH K. monográfusok HANTKEN M. korbeosztását fejlesztették tovább. A nummuliteszes – discocyclinás mészkő és a kövületmentes homokkőösszlet között elkülönítették a nummuliteszes – discocyclinás meszes homokkőösszletet, felismerték a kréta végi és eocén eleji szárazföldi időszak és letarolás tényét.

VITÁLIS S. alapvető értékű fúrási rétegleírásaiban, megtartva HANTKEN és a monográfusok rétegtani beosztását, az alsó-eocén rétegösszlet tagolását továbbfejlesztette.

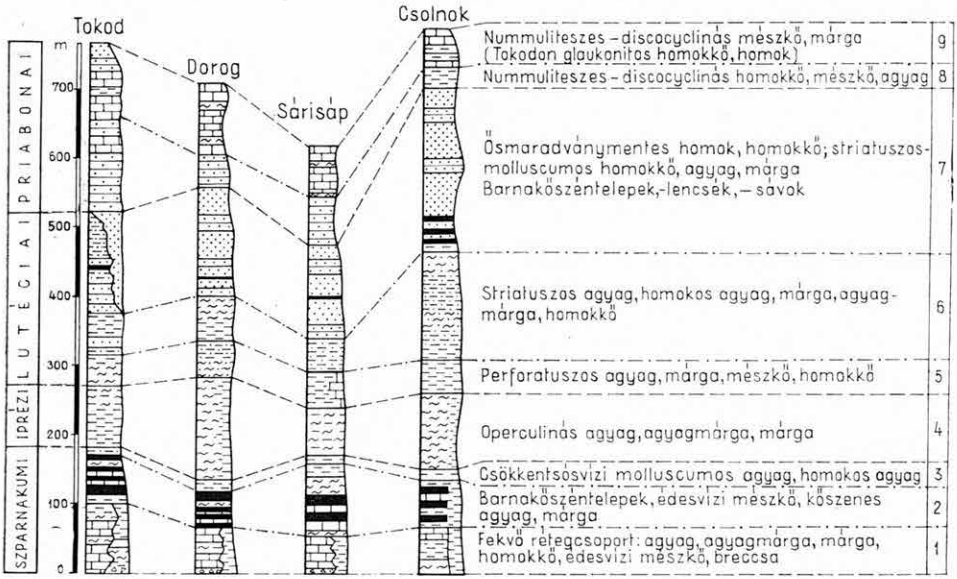
VADÁSZ E. és SZŐTS E. az előbbi szintezési adatokat felhasználva, a rétegcsoportokat földtanilag részletesebben jellemezték. SZŐTS E. Tokod és Csolnok környékére külön beosztást állított fel. A kettő között csak az a különbség, hogy a csolnoki szelvény felső-eocénjében denudációt jelöl, ezért az 1. sz. táblázatban összevontan tüntettük fel.

Az eocén képződmények szintezése

A Dorog – Tokod – Sárisáp – Csolnok-i terület *eocénjének szintezésére* vonatkozó álláspontunkat az irodalmi adatok figyelembevételével, a medencében lemélyített kb. 1500 fúrás rétegsorának, több fúrás anyagának tanulmányozása, valamint bányabeli és térképezési tapasztalataink alapján állítottuk össze (1. ábra).

A mezozoikum végétől a harmadidőszak elejéig tartó, a *monszi – thanéti* emeletre is kiterjedő lepusztulás, ill. mészkő- és törmelékkő-felhalmozódás után az üledékképződés a *szparnakumi* emeletben indult meg. Az édesvízi és csökkentsósvízi jellegű szparnakumi összletre települő sekélytengeri operculinás agyagmárga kőzetkifejlődése és gazdag mikrofaunája alapján előbbiektől könnyen megkülönböztethető. Az operculinás agyagmárga az

iprézi emeletet képviseli. A *lutéciai* emelet kezdetét a kőzetkifejlődés homokosabbá és meszesebbé válásától s a *Nummulites perforatus* faj megjelenésétől számítjuk. A *priabonai* emelet kezdetét újabb transzgresszió, a mésztartalom újbóli emelkedése, s a *Nummulites*- és *Discocyclina*-fajok kőzetalkotó mennyiségben való megjelenése jelzi.



1. ábra. A dorogi terület eocénjének szintezése

Fig. 1. Lithology of the Eocene in the Dorog region

Explanation: 1. underlying beds: clay, clayey marl, marl, sandstone, limnetic limestone, breccia; *2.* brown coal seams, limnetic limestone, coal-bearing clay, marl; *3.* brackish clay and sandy clay with molluscs; *4.* clay, clayey marl and marl with operculinae; *5.* clay, marl, limestone, sandstone with *Nummulites perforatus; 6.* clay, sandy clay, marl, clayey marl, sandstone with *Nummulites striatus; 7.* sterile sand and sandstone; sandstone and clayey marl with *N. striatus* and molluscs; brown coal seams, lenses and stri ngers; *8.*sandstone, limestone and clay with nummulits and discocyclinae; *9.* limestone and marl with nummulits and discocyclinae (glauconitic sandstone, sand in Tokod)

1. A szparnakumi emeletben három rétegcsoportot különböztettünk meg:

a) a barnakőszénösszlet fekvő rétegcsoportját
b) a barnakőszénösszletet
c) a barnakőszénösszletet fedő csökkentsósvízi agyag-, homokos agyagösszletet *Tympanotonus hantkeni*-vel.

2. A lutéciai emeletben a *perforatuszos* és a *striatuszos* rétegeket, s a helyenként barnakőszéntelepeket is tartalmazó, *ősmaradványmentes homok-, homokkőösszletet* különítettük el.

Következőkben – részletadatok felsorolása nélkül – a kifejlődési területek eocén képződményeinek néhány jellegzetességére utalunk (I. mell.). Külön foglalkozunk az alsó-eocén barnakőszénösszlet kifejlődési viszonyaival, a fontosabb kifejlődési területek barnakőszénösszletének földtani tagolódásával, s ismertetjük a barnakőszéntelepek párhuzamosítására vonatkozó véleményünket.

T o k o d. A Hegyeskőtől délre levő mészkőfejtőben az alsó-eocén fekvő rétegcsoporthoz tartozó vörös agyag és rózsaszínű mészkötőanyagú tűzkő- és mészkőbreccsa látható. A Kiskő – Hegyeskőnél a felszínen levő alaphegységhez közel breccsa és agyag, távolabb édesvízi mészkő és márga sorolható a szparnakumi emelet alsó részébe.

A csökkentsósvízi rétegcsoport jellemző ősmaradványa a *Tympanotonus hantkeni*, gyakoriak az ősmaradványtörmelékből álló kőzetpadok. Felszíni feltárásból nem, bányából több helyről ismeretes (Erzsébet-akna léggurító, II. lejtakna, Ny-i ereszke, Göppel-táró 55°-os gurító).

A bányákban és a külszínen több helyen feltárt gazdag mikrofaunájú operculinás összletre települ a perforatuszos homokos agyag és márga, mely helyenként gazdag molluscum- és korallfaunájú (Hegyeskőtől D-re levő árok, tokodi pincék melletti útbevágás, Szabadság-lejtaknai és Erzsébet-aknai alapvágat). A striatuszos és az ősmaradványmentes homok-, homokkőösszlet bányában is, felszínen is több helyen fel van tárva. A fúrások és feltárások rétegsorainak összevetése alapján valószínűsíthető, hogy a lutéciai emeletben a partközeli homok-, homokkőkifejlődés és a parttól távolabbi homokos agyag- és márgafácies egymást heteropikus módon helyettesítik.

A Szőts E. által említett lutéciai emeletbeli diszkordanciát ez ideig sem bányabeli, sem felszíni feltárásban nem észleltük. A priabonai rétegsor alsó részét meszes homokkő, középső részét mészkő- és homokkőrétegek váltakozása, felső részét mészkő- és homokkőrétegcsoport alkotja.

D o r o g. A Dorog környéki eocén földtani felépítése hasonlít a tokodihoz. Fontosabb eltérések: a fekvő rétegcsoport legnagyobb vastagsága a tokodi 100 m-rel szemben csak 70 m, az operculinás összlet legnagyobb vastagsága 150 m. Agyag- és agyagmárgakifejlődésű területek különböztethetők meg. A priabonai emelet felső részén levő homokkő rétegcsoport itt nem mutatható ki.

S á r i s á p. Az alsó-eocén barnakőszénösszlet ezen a területen a legvastagabb: eléri a 100 m-t. A lutéciai emelet alsó részébe tartozó perforatuszos mészkő csak Sárisápnál, a Quadriburgi major mellett fordul elő a Dorogi-medencében.

C s o l n o k. A fekvő rétegcsoportban édesvízi mészkő-, márga és agyag, a barnakőszénösszletben barnakőszén, palás barnakőszén és édesvízi mészkő, az operculinás összletben márga- és agyagkifejlődések helyettesítik egymást.

A lutéciai összlet vastagsága Csolnok környékén megközelíti a 450 m-t, több műrevaló, bitumenben gazdag barnakőszéntelepet tartalmaz.

Priabonai képződmények a területen 1958 óta ismeretesek. A dorogi szállító alagútból kiinduló IX-es lejtaknában mutattunk ki nummuliteszes, discocyclinás agyagot és homokkövet, valamint mészkövet és márgát.

A bányákban feltárt alsó-eocén *barnakőszénösszlet* fontosabb kifejlődési területeit irodalmi adatok, bányászati tapasztalatok és felvételi munkánk eredményeképpen az alábbiakban ismertetjük.

1. Erzsébet- és XV. akna. A barnakőszénösszletben 7 műrevaló telep van, a barnakőszéntelepeket édesvízi mészkő-, agyag- és mészmárgapadok választják el egymástól. A telepek közül legjobb minőségű az I. telep, fűtőértéke átlagosan 4400 kg/cal. körüli. Az Erzsébet- és a XV. akna területén ismertük meg a Dorogi-medence *alsó-eocén barnakőszénösszletének beágyazásokkal legjobban tagolt* területét.

2. Tokodaltáró. A barnakőszénösszlet kevésbé tagolt, mint az Erzsébet-aknában. A főtelepet és fekütelepet elválasztó meddő rétegen kívül csak kisebb, helyi kifejlődésű beágyazások vannak a telepben.

3. Dorog, Ferenc-akna. A barnakőszénösszlet felépítését Siposs Z. (1959) munkássága alapján ismerjük.

4. VI. és VII. akna. A 12 m átlagvastagságú, fő- és fekütelepekből álló barnakőszénösszletet az utóbbi időben tárták fel.

5. A csolnoki I. akna I. mezejében feltárt barnakőszénösszlet jobb minőségű, egységes kifejlődésű, vastag főtelepből és vékonyabb, rosszabb minőségű fekütelepekből áll.

6. A csolnoki I. aknában a Zsigmondi mező „annavölgyi típusú" barnakőszénösszletet tár fel. Itt az együtt kifejlődött Móritz- és Leontina-telepet, valamint a Leontina fekütelepeket fejtik.

7. Annavölgy környékén a Paula- és a Leontina-telep, valamint a Leontina fekütelepek vannak feltárva. A Paula- és Leontina-telep közötti, helyi kifejlődésű Móritz-telep itt mindössze 1,3—1,4 m vastag.

8. Az ebszőnyi barnakőszénösszlet három telepcsoportra különíthető el, előbbiekhez viszonyítva a leggyengébb minőségű barnakőszéntelepeket tartalmazza.

A fontosabb kifejlődési területek barnakőszénösszletében általában fedő-, fő- és fekütelepek ill. -telepcsoportok különböztethetők meg. Eddigi tapasztalataink alapján megkíséreltük a barnakőszéntelepek azonosítását.

Az Erzsébet-aknai alsó-eocén barnakőszéntelepek párhuzamosítása a környező bányák barnakőszéntelepeivel még kevéssé tisztázott. A felső (0, I., II., III. és esetleg a IV.) telepek alkotják a főtelepcsoportot, az ez alattiak a fekütelepcsoportot, a fedő telepcsoport pedig általában hiányzik.

Véleményünk szerint a tokodaltárói főtelep a Ferenc-aknai főteleppel és az I., II. fekütelepp el azonos. A tokodaltárói fekütelep a dorogi III. és IV. fekütelepi paddal állítható párhuzamba.

A VI. és VII. akna területén a főtelepben helyi jellegű beágyazások vannak. A Ferenc-aknai fekütelepi III. és IV. pad valószínűleg kiékelődik. A Ferenc-aknai fedőtelep a VI. akna területén hiányzik.

A VI. aknai főtelep tovább nyomozható az I. akna I. mezejében is. Az I. aknai ún. „talbó" telep a VI. aknai felső fekütelepp el, a VI. aknai alsó „feküszéntelep" pedig az I. aknai „feküszénteleppel" azonosítható.

A Leontina-telep a VI. és I. akna főtelepeivel, a Leontina fekütelep az I. aknai „feküszéntelepekkel" azonosítható.

Az ebszőnyi és annavölgyi telepek azonosítása nehezebb feladat; valószínű, hogy a felső és középső telepcsoport a Leontina-teleppel, az alsó telepcsoport pedig a Leontina fekütelepp el azonos.

Az alsó-eocén barnakőszénösszlet kifejlődési viszonyai

A fúrások szelvényében uralkodó kőzetfajták figyelembevételével állítottuk össze az alsó-eocén barnakőszénösszlet kifejlődési térképét (II. mell.).

A dorogi Kőszikla, a Nagygete és a Henrikhegy között összefüggő nagyobb területen belül csak barnakőszénrétegeket mutattak ki a fúrások a településszleten belül. A Kőszikláról Ny-ra a barnakőszéntelepek márgaréte-

gekkel váltakoznak, vagy azokat márgarétegek helyettesítik. A VIII. akna területétől É-ra az alsó-eocén barnakőszéntelepeket helyenként szintén márgarétegek helyettesítik. A VI., VII. és I. akna területének déli részén, a Nagygete, Henrikhegy és Magoshegy között barnakőszéntelepes kifejlődésű öv húzódik. Változatos kifejlődési viszonyok vannak a Nagygete és a Magoshegy nyugati része között (I. és II. akna területének Ny-i része). A barnakőszén- és palás barnakőszénkifejlődéssel szemben itt helyenként túlsúlyra jut az édesvízi mészmárga.

A X. akna és a Steinriegel mező környékén, a medenceperemeken a barnakőszéntelepek és palás barnakőszéntelepek mellett márgabetelepülések vannak. Ebszőny környékén helyenként az alsó-eocén barnakőszénösszlet palás kifejlődésű.

Összefoglalva az alsó-eocén barnakőszénösszletről szerzett ismereteinket, megállapíthatjuk: *a barnakőszénösszlet legnagyobb vastagságban és legjobb minőségben azokon a területeken fejlődött ki, ahol a fekvő rétegcsoport legnagyobb vastagságú és túlnyomólag márgakifejlődésű.* Az alsó-eocén barnakőszénképződésnek ezek az *optimális övei* az egykori partvonalaktól kissé távolabb alakultak ki, közvetlenül a partvonalak mentén viszont agyag- és márgarétegek rakódtak le. A középső-eocénben és az oligocénben a barnakőszénképződés ezekben az ún. *„széntermő övekben"* újult meg.

IRODALOM

HANTKEN M. 1871: Az esztergomi barnaszénterület földtani viszonyai. – Földt. Int. Évk. 1.

JASKÓ S. 1957: Adalékok a Gerecse és a Pilishegység közötti terület földtanához. – Földt. Int. Évk. 46. 3.

ROZLOZSNIK P. – SCHRÉTER Z. – TELEGDI ROTH K. 1922: Az esztergomvidéki szénterület bányaföldtani viszonyai. – Budapest

SIPOSS Z. 1959: A dorogi Ferenc-akna környékének hegységszerkezete. – Földt. Int. Évi Jel. 1955 – 56-ról.

SZŐTS E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. – Geol. Hung. ser. geol. 9.

VADÁSZ E. 1953, 1960: Magyarország földtana. I. és II. kiadás. – Budapest.

FACIES RELATIONS OF THE EOCENE SEDIMENTS IN THE DOROG COAL-BASIN

by

L. GIDAI

The Paleogene sediments of the Dorog Coal Basin in the northern part of the Transdanubian Central Mountains include workable brown coal seams, a reason of why numerous research workers have carried out geological investigations during the last 100 years in this region. The author's approach to the stratigraphic division of the Eocene deposits (fig. 1.) has been based upon the analysis of samples from bore-holes and other exposures, considering earlier conceptions known from the literature (table 1.). In the area of the Dorog

Coal Basin which had presumably represented a land surface during the Montian and Thanetian, the sedimentation set in during the Sparnacian when freshwater and brackish sediments with brown coal seams were deposited. During the Ypresian a clayey marl series with operculinae was formed. The Lutetian stage is considered to have begun when the lithofacies became more sandy and more calcareous, and the species *Nummulites perforatus* made its appearance. The beginning of the Priabonian is evidenced by a new transgression. Its boundary is drawn on the basis of a re-increase of lime content which has shown a decrease in the upper part of the Lutetian as well as on the basis of appearance of nummulits and discocyclinae in rock-forming abundance. In the central part of the Dorog Coal Basin, explored by mines, four major facies areas of the Eocene have been distinguished: Tokod, Dorog, Sárisáp, Csolnok (fig. 1.).

The evidence furnished by mining activity and literature data have permitted to distinguish 8 important facies districts of the Lower Eocene brown coal measures (inset pl. I.). Overlying, main and underlying seams can be separated within the brown coal measures. The seams exhibit varying thickness, and quality. The number and the thickness of the barren intercalations are also variable.

The author has compiled the facies map of the Lower Eocene brown coal measures by taking into consideration the lithologic characters prevailing in the bore-holes (inset pl. II.).

The greatest thickness and the best quality of the Lower Eocene brown coal measures has been developed where the underlying rock suit is the thickest and is preponderantly represented by marls. These optimum zones of the Lower Eocene coal formation developed somewhat off the former coast lines, while in the immediate near-shore zone clay and clayey marl beds were deposited. During the Middle Eocene and Oligocene the formation of brown coal deposits renewed in these so called *„coal-forming zones"*.

Inset plate I. The chief facies of the Lower Eocene brown coal measures of the Dorog Coal Basin. – Constructed by L. GIDAI

Explanation: 1. brown coal, *2.* shaly brown coal, *3.* limnetic limestone *4.* clay, *5.* marl

Inset plate II. Facies conditions of the Lower Eocene brown coal measures of the Dorog Coal Basin. – Constructed by L. GIDAI

Explanation: 1. brown coal, *2.* shaly brown coal, *3.* shaly – clayey brown coal, *4.* limnetic limestone, *5.* marl, *6.* clay, *7.* Upper Triassic limestone covered by Quaternary deposits, *8.* Upper Triassic limestone covered by Oligocene beds, *9.* Upper Triassic limestone covered by Upper Eocene deposits, *10.* Upper Triassic limestone covered by Middle Eocene deposits, *11.* Mesozoic outcrops

ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОРОГСКОГО БАССЕЙНА

Л. ГИДАИ

Палеогеновые отложения Дорогского бассейна расположенного в С-й части Задунайского Среднегорья, включают промышленные буроугольные пласты. В связи с этим, в течение прошлого столетия многочисленные исследователи занимались геологическими исследованиями в этом районе. Наши положения по расчленению эоценовых отложений (рис.1) были разработаны на основании изучения материалов буровых скважин и обнажений с учетом прежних положений, выдвинутых в литературе (таблица 1). В области Дорогского бассейна, который в течение монского и танетского веков, по-видимому представил собой сушу, осадконакопление началось в спарнакское время, когда отлагались пресноводные и солоноватоводные осадки с пластами бурого угля. В ипрский век образовалась толща оперкулиновых глинистых мергелей. Нижняя граница лютетского яруса проводится нами там, где литофации становятся более песчанистыми и известковистыми и появляется вид *Nummulites perforatus.* Начало приабонского века ознаменуется новой трансгрессией. При этом нижняя граница его проводится нами на основании нового увеличения содержания извести — которое в верхней части лютетского яруса уменьшилось — и появления нуммулитов и дискоциклин в породообразующем количестве. Во вскрытой шахтами центральной площади Дорогского бассейна были выделены четыре крупные фациальные области эоцена: Токод, Дорог, Шаришап, Чольнок (рис. 1).

Благодаря данным из литературы и горнодобывающей промышленности, в пределах нижнеэоценовой буроугольной толщи было выделено 8 важных фациальных областей (прил. I.). В буроугольной толще были выделены кровельные, главные и подошвенные пласты или группы пластов. Мощность и качество пластов, а также количество и мощность прослоев пустой породы изменяются.

С учетом разновидностей пород преобладающих в разрезе скважин, была составлена фациальная карта нижнеэоценовой буроугольной толщи (прил. II).

Наибольшая мощность и лучшее качество рассматриваемой толщи развивались там, где подошвенная пачка является наиболее мощной и представлена преимущественно мергелями. Такие оптимальные зоны образования нижнеэоценовых бурых углей формировались несколько отдаленно от береговых линий, причем в непосредственной прибрежной зоне отлагались глины и мергели. В среднеэоценовое время и во время олигоцена образование бурового угля возобновилось в этих т. н. *„углетворных зонах"*.

A DOROGI-MEDENCE K-I PEREMÉNEK FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE

Írta: NAGY GÉZA

Alábbi vizsgálati eredményeink a Dorogi-medence bányászatilag feltárt központi részétől ÉK-re, Esztergom, Pilisszentlélek, Pilisszentkereszt, Piliscsév, Kesztölc, Esztergomtábor által határolt, mintegy 100 km² nagyságú területre vonatkoznak.

E terület földtani felépítésében triász, eocén és oligocén üledékek, valamint paleogén és miocénkori vulkanitok vesznek részt. Az ezekkel kapcsolatos korábbi nézeteknek saját vizsgálatainkkal történt összevetése képződménycsoportonként a következő eredményt adja.

Triász

SCHAFARZIK F. (1884) szerint a felső-triászba sorolt, jól rétegzett, szürke, tömött *bitumenes mészkő* felett a raeti emeletet szürke, aprókristályos *fődolomit*, majd *dachsteini mészkő*, illetve annak heteropikus fáciese, az *aviculás mészkő* képviseli. SCHAFARZIK F. ma már nyilvánvalóan téves felfogását a hegységszerkezet félreismerésének tulajdoníthatjuk. Véleménye szerint a Cserepesvölgyben, és a tőle D-re eső Feketehegyen megjelenő felső-triász rétegek egy szinklinális É-i és D-i szárnyában bukkannak elő. A valójában igen bonyolult, rátolódásos-töréses szerkezetnek ilyen nagymérvű félreismerése vezethetett oda, hogy a triász rétegsornak csaknem a legalján megjelenő aviculás rétegeket a dachsteini mészkő heteropikus fáciesének tekintette.

Lényegében ugyanezt ismétli meg SCHAFARZIK F.–VENDL A. (1929) is, néhány, az aviculás összletből származó [*Avicula (Pteria) contorta* PORTL., *Modiola minuta* GOLDF.?] raeti alakokkal azonosított ősmaradvány felemlítésével.

ORAVECZ J. (1961) az aviculás mészkőből általa gyűjtött ősmaradványtársaság alapján, amelyben a túlsúlyban levő kassziáni faunaelemek mellett néhány, nóri emeletre utaló alak is található, az összlet rétegtani helyét a karni emelet felső részén jelöli meg, hangsúlyozva, hogy az aviculás mészkő legfelső rétegei már a nóri emelet legalsó szintjét képviselhetik. A kövületes rétegek fekvőjében levő bitumenes mészkő- és dolomitrétegeket a raibli szintbe helyezi.

BALOGH K. (1962) szerint a Pilis–Feketehegy rétegsora nóri fődolomittal kezdődik, amelyre sötétszürke, bitumenes dolomit, majd az aviculás mészkőösszlet következik, fedőjében *Halobia* aff. *norica* KITTL. tartalmú halobiás

dachsteini mészkővel. Ez utóbbi felfelé a raeti emeletbeli, tulajdonképpeni dachsteini mészkőbe megy át.

Saját megfigyeléseink alapján a természetes és mesterséges feltárásokból ismert legmélyebb rétegtag mikrokristályos, réteges, pados megjelenésű, *sárgás- és szürkésbarna dolomit*, mely a Feketehegy ÉNy-i végén, a Fehérkő csaknem 100 m-es sziklafalának alján jelenik meg, s DNy-ra, majd D-re forduló pásztában, számos törés által megszakítva, egészen a Feketehegy csúcsáig felhúzódik. A dolomitösszlet felső szintjében egy vastag, a barna dolomit törmelékanyagát magábazáró, breccsás, szürke mészkőpad megjelenése után vastagpados, csaknem fehér dolomit következik. Ennek felső padjára elmosódott, de gyors átmenettel, 10—20 m összvastagságban sötét, szürkésbarna, vékonyréteges, *lemezes mészkő* települ. A lemezes mészkő felfelé fokozatosan a réteges, pados, különböző árnyalatú szürke és barnásszürke, alárendelten dolomitbetelepüléseket tartalmazó, egyes szintjeiben kövületes, *aviculás mészkőbe* megy át. Az aviculás összlet vastagságát mintegy 200—250 m-re tehetjük.

A Cserepesvölgy Szalma-híd feletti szakaszán a feketehegyivel egyező rétegek jelennek meg, de ezek az erős tektonikai igénybevétel miatt igen zavart helyzetűek. A patakmederben levő feltárás K-i végén a barnásszürke, sötét, *lemezes mészkő* két különböző helyzetű rétegcsomagban tektonikusan megismétlődik, majd erősen zavart, néhol függőlegesen álló rétegekkel helyenként kövületeket is tartalmazó *aviculás mészkő* jelenik meg. A völgy É-i oldalában, a Faichtinger-útjáig terjedően, a máskülönben fekvőben levő *barna dolomit* rátolódott a lemezes és aviculás mészkőre.

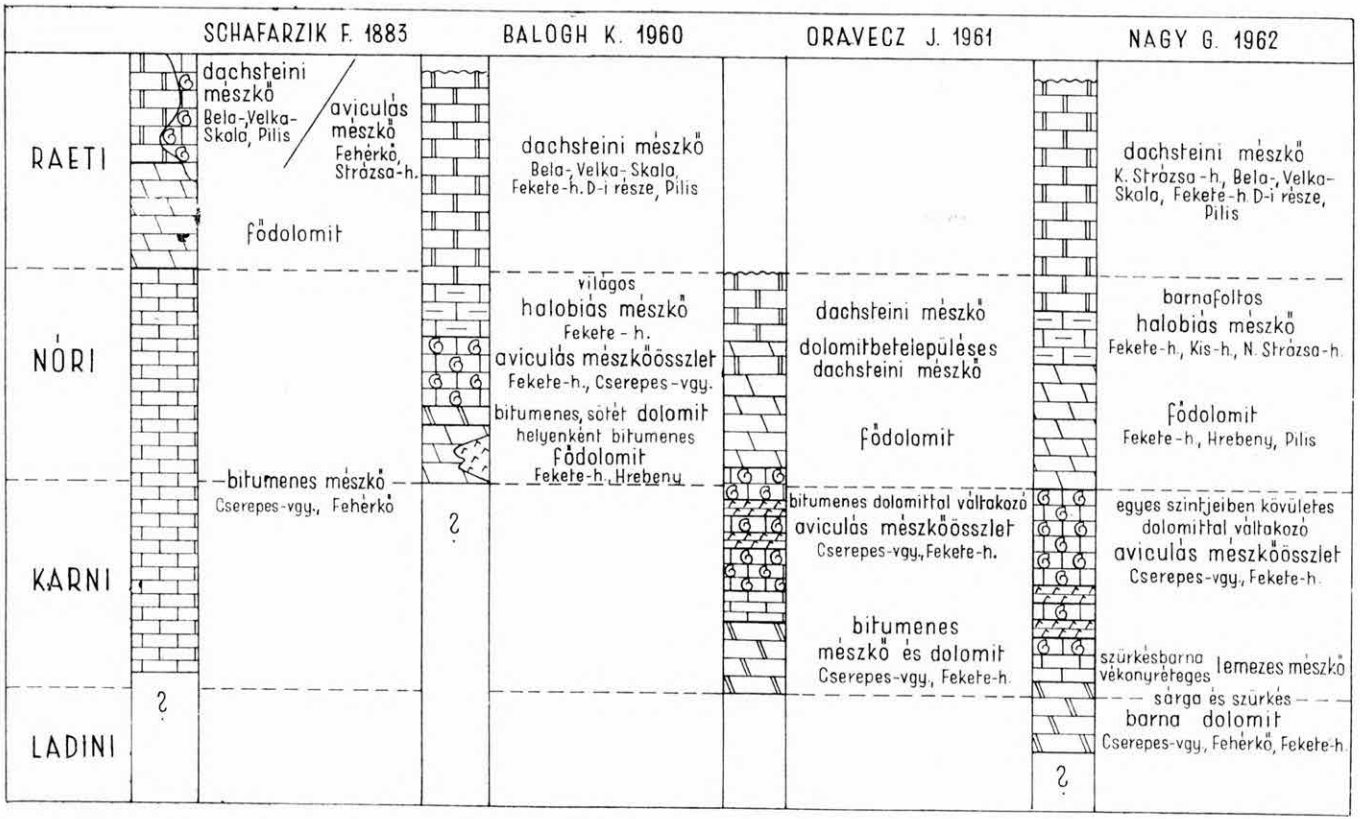
E klasszikus feltárás volt egyik alapja a pilisi triász vizsgálatoknak. Az elmondottakból kitűnik, hogy a viszonylag nyugodtabb helyzetű fehérkő-feketehegyi szelvény beható ismerete nélkül e zavart településű rétegeknek még helyes egymásutánját sem lehet megállapítani. Ezért születhettek olyan elképzelések, amelyek szerint ezek a rétegek a feketehegyinél idősebbek.

A Feketehegy ÉNy-i harmadában, az esztergom—pilisszentléleki határ közelében sötétszürke, *bitumenes dolomit* jelenik meg, amelynek az aviculás mészkővel való kapcsolata szorgos kutatás mellett sem tisztázódott megnyugtató módon. Eddigi megfigyeléseink szerint a Feketehegyre vezető cserkészút mentén az érintkezés tektonikus, mindamellett üledékföldtani vizsgálataink azt valószínűsítik, hogy ez, a *nóri emelet legalsó szintjét képviselő bitumenes dolomit* az aviculás összletből fokozatos átmenettel fejlődik ki.

A hegység orográfiai csapását DK felé követve a *fődolomitnak* parallelepipedonos elválású, érdes felületű, mikrokristályos, világosabb szürke, legfelső részén csaknem fehér változata jelenik meg. Ezt a dolomitot tárják fel több ponton az esztergom—dobogókői műút bevágásai, valamint a Feketekő (Hrebeny) impozáns sziklafalában is ez jelenik meg.

A fődolomit felett jellegzetes, barnafoltos, világos sárgásszürke, egyes helyeken rosszmegtartású, kicsiny — *Halobia norica* KITTL.-re emlékeztető — kagylókat tartalmazó, ún. *halobiás mészkő* következik.

E mészkő vékonycsiszolatban igen sok organogén alkotó elemet tartalmaz: apró, eddig meghatározatlan Foraminiferák, szabálytalan és tömlőszerű, algákra emlékeztető maradványok, Molluscum-héjtöredékek figyelhetők meg benne. Makro- és mikroszkópos sajátságai alapján a halobiás mészkő csaknem minden esetben biztosan felismerhető, térképezésnél különválasztható.



1. ábra. A Pilishegység triász időszaki képződményei

Fig. 1. Triassic deposits of the Pilis Mts

A halobiás mészkő középhegységi viszonylatban mindeddig egyedülálló kőzetfáciest képvisel: a fődolomit és a nagyvastagságú dachsteini mészkőösszlet átmeneti képződménye. A szomszédos területekről általánosan ismert – a dachsteini mészkő és fődolomit váltakozásából álló – átmeneti rétegeket a Pilishegység ÉNy-i részén sehol sem találjuk meg. Egyedül az esztergomi Várhegyen figyelhető meg ilyen jellegű átmeneti kőzettípus, ahol minden egyes pad alsó része jellegzetes, parallelepipedonos elválású fődolomitból, felső része pedig tiszta, igen gyakran *Megalodus*-átmetszeteket tartalmazó dachsteini mészkőből áll. A dolomit–mészkő váltakozás itt rétegen belül történik és rétegenként ismétlődik.

A Pilishegység ÉNy-i részén a halobiás mészkőből elmosódott átmenettel fejlődik ki az alsó részén jobbára sárgásszürke, magasabb szintjeiben általában fehér, tömött szövetű, kagylós–szilánkos törésű *dachsteini mészkő*. A dachsteini mészkő képződése minden kétséget kizáróan már a *nóri* emeletben megindult, de keletkezése a *raeti* emeletben is folytatódhatott. Erre utal a Velka Skala ÉNy-i végén, csaknem a liász rétegek közvetlen fekvőjében levő, nagy Megaloduszokat tartalmazó mészkőpad.

Összefoglalva a triász képződmények vizsgálatának eddigi eredményeit, a következőket állapíthatjuk meg:

1. A Pilishegység eddig megismert triász rétegösszlete esetleg már a ladini emelet legvégén vagy a karni emelet elején kezdődő és a raeti emeletben záruló dolomit–mészkő sorozatból áll (1. ábra).

2. A triász képződmények a bonyolult, töréses–rátolódásos szerkezetű hegység ÉNy-i részétől DK felé fiatalodó irányzattal, olykor törések mentén megismétlődve jelennek meg. A rétegek a nagymérvű szerkezeti igénybevétel miatt ÉNy–É–ÉK felé utólagosan erősen kibillentek.

3. Az aviculás mészkőösszlet Oravecz J. faunisztikai feldolgozása alapján a karni emeletbe helyezhető. Mivel a mészkőből néhány, nóri emeletre utaló alak is előkerült, a korbesorolás kissé bizonytalan. Szerintünk ez az ellentmondás megnyugtató módon úgy oldható fel, ha a különböző szintekben elhelyezkedő kövületes rétegek faunáját szintenként, a rétegsoron belül pontosan rögzített helyzetük szerint külön-külön, esetleg variációs statisztikai módszerrel értékeljük.

4. Az ÉNy-i Pilis triász képződményei mind kőzetkifejlődésüket, mind faunájukat tekintve, lényegesen különböznek a Budai-hegység hasonló korú képződményeitől. Nem azonosíthatók minden további nélkül a szomszédos hegységek középhegységi jellegű felső-triász képződményeivel sem. Viszonylag nagyobb kőzettani és faunisztikai hasonlóság mutatkozik a pilisi és a csővári triász képződmények között, bár ebben az összevetésben hangsúlyoznunk kell a csővári rögterületen a hasonló vagy éppen azonos litofáciesek mélyebb rétegtani helyzetű megjelenését.

Júra

A Velka Skala ÉK-i oldalán, valamint a Velka és Bela Skala nyergében levő júra képződményekkel Vigh G. foglalkozik.

Eocén

Alsó-eocén képződményt először Schafarzik F. (1884) említ a Cserepesvölgyből, s *középső-eocén* „nummulitképződményeket" mutat ki a Lencsehegy, Bottyán-árok és a Strázsahegy környékéről. A Kis- és Nagy-Strázsahegy homokkő- és alárendeltebb édesvízi mészkőrétegeit a „striata-emeletbe" sorolja. A Strázsahegy É-i előterétől a Lencsehegyig húzódó pásztából *Nummulites perforatus*-os agyagot, *N. striatus* tartalmú homokkövet, valamint szürke,

édesvízi mészkövet ír le. A Bottyán-árokban *N. perforatus*-os mészkő, agyag és *N. striatus*-os mészkő jelenlétét mutatja ki. *Felső-eocénbe* sorolja a Kis- és Nagy-Strázsahegyen található „tschihatscheffi mészkövet".

Idevonatkozó vizsgálataink célja a dorogi eocén medence ÉK-i és K-i irányban történő lehatárolása, a produktív eocén képződmények K felé való elterjedésének megállapítása, s nem utolsó sorban a Dorogi-, Pilisvörösvári- és Kósdi-medence összefüggésének nyomozása. Eddigi megfigyeléseink szerint a K-i medenceperemen belül 4 kisebb fáciesegység különíthető el:

1. a kis- és nagy-strázsahegyi;
2. lencsehegyi;
3. cserepesvölgyi;
4. Bottyán-árki fáciesegység.

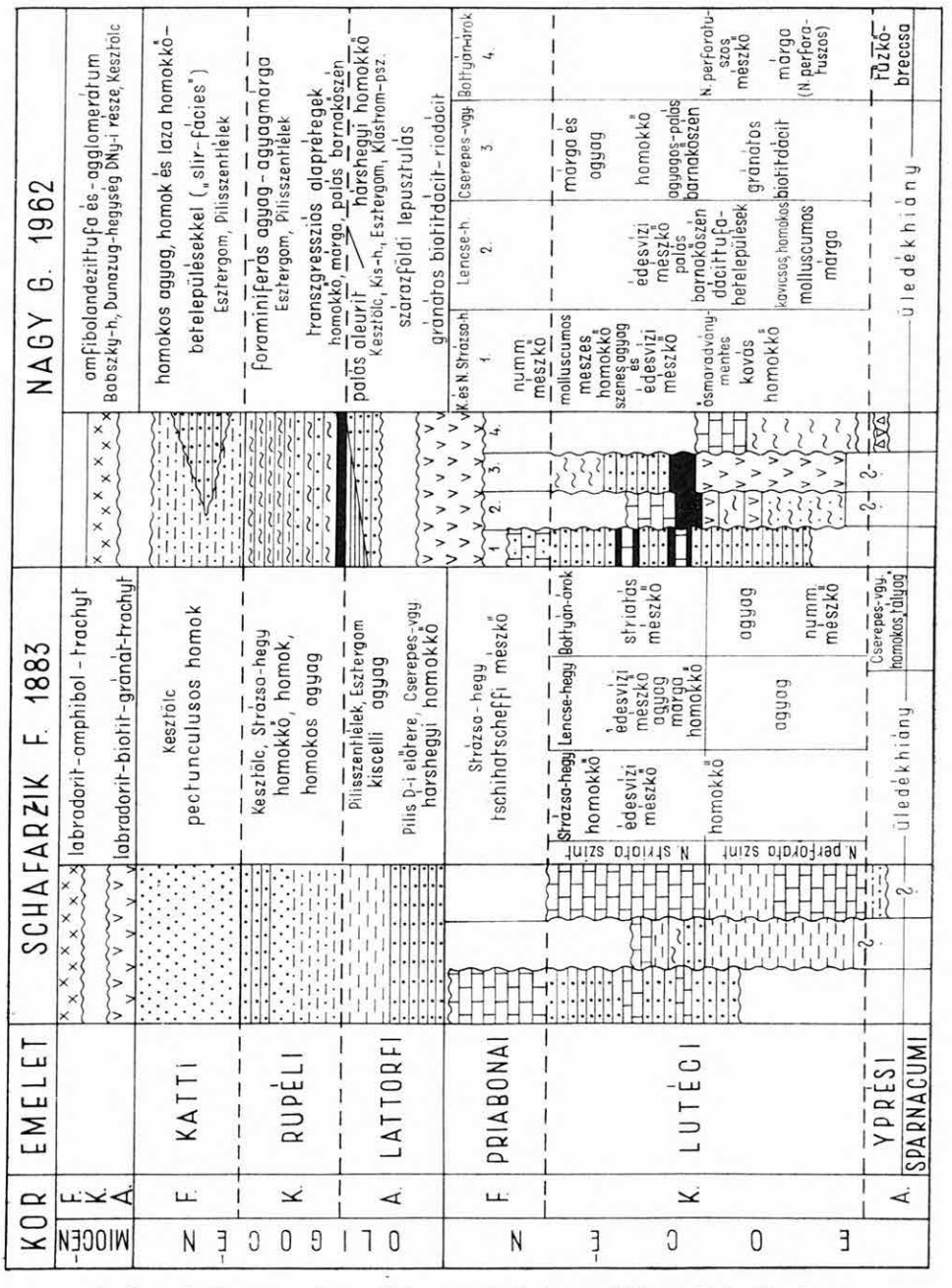
Legidősebb harmadidőszaki képződménynek tekinthetjük a Szárazfarkas-völgy és a Bottyán-árok felső szakaszán található, durvaszemű, kovás kötőanyagú *tűzkőbreccsát*, amely valószínűleg a Velka Skalán roncsokban még ma is meglevő júra tűzkőnek a *felső-kréta—alsó-eocén szárazulati időszakban* lepusztult, reziduális származéka lehet.

Az üledékképződés csak a *középső-eocénben* öltött kiterjedtebb méreteket. A lencsehegyi fáciesegység kivételével, ahol a teljes rétegösszletet eddig különböző nehézségek miatt még nem ismerjük, mindenütt igazolhatóan lutéci képződmények transzgredálnak a különféle alaphegységtagokra, vagy a lutéci emelet idején keletkezett vulkáni képződményekre.

1. A *strázsahegyi fáciesegység* uralkodóan pszefites—pszammitos kőzetekből áll. *Alsó tagozatának* finom- és középszemű, jól osztályozott és rétegzett *kovás homokkőrétegeiben* semmiféle ősmaradvány nincs. A homokkő először a karrosodott triász mészkő egykori felszíni mélyedéseit töltötte fel, jellegzetes iszapfolyásos formák kíséretében. *Felső tagozatát* az előzőnél durvább szemű, olykor konglomerátumba átmenő, vastag, *meszes homokkő* alkotja. Rétegei közé több szintben barnásszürke növényi származékokat, összelapult csigakőbeleket tartalmazó, alsó és felső határán szenes agyaggal kísért *édesvízi mészkőlencsék* iktatódnak. A homokkő egyes rétegei Foraminiferákat és gazdag Molluscum-faunát tartalmaznak. A belőle gyűjtött és KECSKEMÉTINÉ KÖRMENDY A. által meghatározott fauna alapján a meszes homokkősorozat a *lutéci emelet felső részébe* helyezhető. A strázsahegyi homokkő összlet mindkét tagozata uralkodóan metamorf eredetű ásványokból áll. Legfontosabb a kataklázos kvarc, metamorf eredetű turmalin, különféle csillámok, sőt a durvahomok-frakcióban jól ill. közepesen koptatott kvarccsillámpala-szemcsék is megjelennek. A homokkőösszlet felett *felső-eocénbe* tartozó *nummuliteszes mészkő* csekély kiterjedésű, lepusztulásból maradt roncsait találjuk.

2. A *lencsehegyi fáciesegység* a Nagy-Strázsahegytől É-ra levő 212 m-es magaslattól a Lencsehegyig húzódó sávban helyezkedik el. Eddig megismert legalsó tagozata sötétszürke, molluscumos, homokos, *kavicsos márga*. Ennek felső szintje vékony, *palás barnakőszénrétegeket, dácit-*, illetőleg *dácittufabetelepüléseket* tartalmaz. *Felső tagozatát* a márgára települő, finomszemű homokkővel összefogazódó *édesvízi mészkő* alkotja. A kavicsos márga KECSKEMÉTI T.-né faunameghatározása alapján a *lutéci emelet alsó részébe* sorolható.

3. A *cserepesvölgyi fáciesegység* rétegsora foraminiferás, *tengeri mészkővel* indul, majd hamarosan csökkentsósvízi Molluscum-faunát tartalmazó, sötét



2. ábra. A Dorogi-medence **K-i** peremének harmadidőszaki képződményei

Fig. 2. Tertiary formations of the eastern border of Dorog Basin

szürke *mészmárgarétegekkel* folytatódik. E rövid időtartamú tengeri – csökkentsósvízi üledékképződési szakaszt a tengeri rétegeken túlterjedő, partszegélyi *palás barnakőszénképződés* váltja fel. A nagyobb elterjedésű palás barnakőszén ezért sok helyütt közvetlenül az egykori medencealjzatot alkotó triász mészkőre, vagy – néhol – biotitdácit mállott felszínére települ. A *középső tagozat* változó szemnagyságú, egyes részein márgabetelepüléseket tartalmazó *homokkő összlet*. E faunaszegény, durva-, közép-, finomszemű rétegek szakaszosan ismétlődő sorozatából összetevődő homokkő összlet sikérparti, csökkentsósvízi képződésre utal. A *felső tagozatban levő márga – agyagsorozat* sem mond ennek ellent; az eltérő kőzetfácies az anyagszállításban bekövetkezett változás következménye lehet. A felszínen legellenállóbb homokkőtagozat a cserepesvölgyi feltárásokból régóta ismert, azonban faunaszegénysége és kőzettani hasonlósága alapján hárshegyi homokkőnek tartották. Ez a hasonlóság csak látszólagos. Az üledékkőzettani vizsgálatok a kétféle homokkő között alapvető ásványtani és kőzetszöveti különbséget mutatnak. Általában jellemző a K-i medenceperemen levő eocén homokkövek nagyobbmérvű osztályozottsága, irányított kőzetszövete. Ezért ezek a rétegek még fauna hiányában is megkülönböztethetők az oligocén homokkőtől.

4. A *Bottyán-árok* tengeri eredetű *Nummulites perforatus* tartalmú *márga-, mészkő és homokos mészkőrétegei* az ÉNy-i Pilisnek csaknem legmagasabb (390 – 450 m A.f.) topográfiai helyzetű részeinek tektonikusan lezökkent, erózió-árnyékban levő pontjain maradtak fenn. A Bottyán-árok felszínre is kibukkanó eocén képződményei kb. 40 m, míg a kiemeltebb helyzetben levő Kishegy hasonló (fúrásban kimutatott) rétegei mindössze 3 m vastagságban maradtak meg.

Összegezve az elmondottakat, a K-i medenceperem eocén képződményeiről a következőket állapíthatjuk meg:

1. A Dorogi-medence felé feltehetőleg ÉNy-ról előnyomuló transzgresszió területünket csak a lutéci emelet elején érte. Alsó-eocén üledékképződésről eddig semmi biztos adatunk nincs. Ez a terület eddigi ismereteink alapján a júra időszak végétől a középső-eocénig szárazulat volt (2. ábra).

2. A középső-eocénben meginduló transzgresszió rövid tengeri szakaszát horizontálisan és vertikálisan egyaránt nagy fáciesgazdagságú, édes-, és csökkentsósvízi, partközeli üledékképződés váltja fel. A tengeri üledékek vastagsága a medence központi része felé növekszik, ÉK felé csökken, sőt távolabb ezek a rétegek teljesen kimaradnak. A törmelékanyag É ill. ÉK felől, a Veporidák metamorfitjainak lepusztulásából származtatható. A sekély üledékgyűjtő medence gyors feltöltődése a felső-eocén nummuliteszes mészkő képződését területünkön viszonylag kis területre korlátozta. E képződmény csekély elterjedését a későbbiekben a lepusztulás még inkább csökkentette.

3. A tengeri eredetű eocén rétegeknek az ÉNy-i Pilishegység legmagasabb pontjain való jelenléte megerősíti azt a szerkezetföldtani megállapításunkat, mely szerint e hegység feltorlódása egészen fiatal korú. A mai Pilishegység nem volt – de nem is lehetett – a dorogi paleogén medence ősföldrajzi határa.

4. A Pilishegység területe az eocénben szerkezetileg preformált küszöb lehetett. Területén végbemenő földtani történések gyors változásai kedvezőtlenül befolyásolták a kőszénképződés lehetőségét. A gazdaságilag jelentéktelen vékony középső-eocén barnakőszéntelepek csupán jelzik a Dorogi-medence belsőbb részein egyidejűleg folyó, és gazdaságilag értékes kőszéntelepeket eredményező eocén barnakőszénképződést.

5. Az eocén üledékekhez kapcsolódó dácitvulkanizmus a mobilis medencealakulat és az egykori, viszonylagos nyugalomban levő, főleg kristályos kőzetekből álló szárazulat határvonalának közelségére utal.

Oligocén

SCHAFARZIK F. (1884) az oligocénnek mindhárom tagozatát kimutatja; a Pilis környékén levő *hárshegyi homokkövet* csupán kőzettani hasonlósága, míg a Pilisszentkereszt ről és az esztergomi „Rági téglaház" agyagbányájából leírt *„kiscelli tályagot"* Foraminiferái alapján helyezi az *alsó-oligocénbe*. A Kis-Strázsahegy, továbbá Kesztölc környékén található *homokos agyag-, homok-, homokkőrétegeket* faunájuk alapján a *középső-oligocén* „tongrien" emeletébe sorolja. A Kesztölc környékén előbukkanó fehér, *„Pectunculus obovatus* tartalmú" *homokot felső-oligocén korinak* tartja.

A K-i medenceperem oligocén képződményei szembetűnő átmenetet képviselnek a Dorogi-medence és ÉK-Magyarország oligocén fáciesterületei között. Az eocén és az oligocén között területünkön is jelentős kiemelkedést okozott a pireneusi hegységképződés, és a már eredetileg sem vastag eocén képződmények egy része (Cserepesvölgy) az oligocén-eleji lepusztulás áldozatául esett.

Az új transzgresszióval beköszöntő oligocén üledékképződés *alsó tagozatát* területünk nagy részén igen változatos, palás aleurittól durva konglomerátumig változó törmelékes összlet, gyűjtőnéven *„hárshegyi homokkő összlet"* vezeti be. Az esztergomi várhegy – szenttamáshegyi szelvény, és az ennek folytatásában mélyített E. – 18. sz. fúrás rétegsorának tanúsága szerint a hárshegyi homokkő felső része sekélyvízi, lagunás képződésű, pirites – gipszes homokkőbe megy át. Erre gyors átmenettel a szürke *foraminiferás agyag – agyagmárga* nagyvastagságú, kőzettanilag nehezen tagolható összlete következik. Hasonló, lagunás jellegű képződésre utal a klastrompusztai Kishegyen a hárshegyi homokkő összletben megjelenő növénylenyomatos, néhol iszapfolyásos formákat mutató *palás aleurit* is. A hárshegyi homokkő összlet viszonylag rövid ideig tartó képződését az üledékgyűjtő gyors megsüllyedése követte. Pilisszentlélek környékén a hárshegyi homokkő összlet hiányzik.

Az oligocén *középső tagozatát* képviselő foraminiferás agyagösszlet vékony, transzgressziós alaprétegekkel települ az addig szárazulaton levő gránátos biotitdácit mállott felszínére. Az alaprétegek barnakőszénzsinórokkal átszőtt középszemű *homokkő* és *márga* váltakozásából állnak. Közülük egyesek *breccsásak:* az alsóbb homokkőrétegek anyagát, valamint a *dácit* feldolgozott törmelékét tartalmazzák. Az alaprétegek vastagsága mindössze néhány méter. Az elmondottak amellett szólnak, hogy a nagyvastagságú foraminiferás agyagösszlet keletkezése az üledékgyűjtő medence hirtelen és nagymérvű süllyedése mellett indult meg. A foraminiferás agyagösszlet mindvégig tartalmaz ugyan több-kevesebb homokot, felső részén azonban erősen elhomokosodik, egyre gyakrabban iktatódnak közbe laza homokkőrétegek. Az oligocén *felső tagozatában* a Dorogi-medence központja felé eső részeken általánosabb a *homok, homokkő, durva homokos agyag*, míg a Dunazug-hegységgel határos területen ezeket heteropikus fáciesként *finomhomokos csillámos agyag* (slír fácies) váltja fel.

Az oligocén képződmények vízszintes és függőleges tagolása az elég nagyszámú természetes és mesterséges feltárás összehasonlító vizsgálata alapján jó közelítéssel megoldható. A korbesorolást az alsó tagozat faunamentessége és a felső tagozat faunaszegénysége nehezíti, csupán a középső tagozat rupéli kora állapítható meg biztosan.

Mindezt összefoglalva, területünk oligocén képződményeiről a következőket állapíthatjuk meg:

1. Az oligocén üledéksszlet egésze az eocénvégi – oligocéneleji szárazulati periódust követő új üledékciklus ÉK felől előrenyomuló transzgressziós (tengeri) és regressziós (sekélytengeri, csökkentsósvizi) szakaszát képviseli.

2. A transzgressziós szakasz jól kimutathatóan két ütemű. Elsőként a mélyebb helyzetű területek durvatörmelékes üledékei rakódtak le. A süllyedésnél gyorsabb üledékképződés a medence gyors feltöltődését eredményezte, és a durvatörmelékes képződményeket lagunás jellegű üledékképződés váltotta fel. Ekkor keletkezett a hárshegyi homokkő összlet alsó és felső tagozata (2. ábra). A második lépcsőben az üledékgyűjtőnek az előzőnél nagyobb mérvű és hirtelen megsüllyedése túlterjedő transzgresszióval az egész terület tengerrel történő elborítását eredményezte. A tengeri agyag – agyagmárga korát a benne levő mikrofauna a *rupéli* emeletben rögzíti. Mivel ez utóbbi szakasz kora biztosan megállapítható, a transzgresszió első szakaszában keletkezett hárshegyi homokkő összlet kora a *lattorfi* emelet legfelső részébe, az oligocéneleji szárazulati időszak és a rupéli emelet közé tehető.

3. A tengeri üledéksszlet felfelé fokozatosan partközelibb, homokos és nyílt, sekélyvízi eredetű, nagy vastagságú homokos agyagba (slír fácies) megy át. E rétegösszletben található, csökkentsósvízi jellegű mikrofauna az összlet korát a *katti* emeletben valószínűsíti.

Paleogén vulkáni képződmények

SCHAFARZIK F. (1884) kétféle vulkáni kőzetet: *alsó-mediterrán* korinak tartott „labradorit-biotit gránát trachyt"-ot és szarmata emeletbe sorolt „labradorit amphibol trachyt"-ot különböztet meg.

LENGYEL E. (1953, 1951a, 1951b) a Dunazug-hegység vulkáni képződményeit két nagyobb egységbe sorolja. A *gránátos biotitandezit-féleségeket* a középső-oligocénben meginduló, és a miocén közepéig tartó vulkanizmus kezdeti szakaszán, főképpen szubvulkáni úton keletkezett képződménynek tartja. A hegység nagyobb részét alkotó *piroxén amfibolandezit-változatokat* az alsó-mediterránba helyezi. A dunazug-hegységi vulkanizmust az idő függvényében egyre bázisosabb kőzetképződést eredményező folyamatnak tekinti.

Újabb vizsgálataink alapján nem látjuk indokoltnak a gránátos biotitandezit (dácit) szubvulkáni származtatását. Nem értünk egyet a vulkáni kőzetekkel érintkező üledékes kőzetek eddigi korbeosztásával sem, mivel ennek fontos szerepe van a kitörések korának meghatározásában is.

BARABÁS A. – SZÉKYNÉ FUX V. (1953) a dunántúli felső-eocén vulkánosságról írt tanulmányukban a nyergesújfalusi biotitandezittufás képződmények dácitos jellege alapján megállapítják, hogy azoknak az észak-dunántúlitól független kitörési centrumból kellett származniok. A Dorog környéki tufás képződményeket a Mátrából, Recsk környékéről, esetleg Nagybörzsöny vidékéről, eolikus szállítás révén származtatják.

ZELENKA T. (1960) Pilisszentkereszt – Sikáros környékén tanulmányozza a Dunazug-hegység vulkáni és üledékes képződményeit. Legfontosabb megállapítása az idősebb vulkáni képződmények dácitos jellegének felismerése. Ez utóbbiak korát más területekkel történő összevetés alapján a helvéti emeletben adja meg.

Megállapításunk szerint a paleogén képződményekhez különféle vulkáni kőzetek kapcsolódnak. Korábban a vizsgálatokat végzők egy része gránátos biotitandezitnek, mások gránátos biotitdácitnak határozták meg ezeket. Szövetük, illetve ásványtani jellegük és kémiai összetételük alapján – GYARMATI P. szíves megállapítása szerint – dácitnak, egyes változataik riodácitnak minősülnek.

A lencsehegyi fáciesegység területén erősen bontott biotitdácit és tufit fogazódik a faunával is igazolt alsó-lutéci kori kavicsos márgarétegek közé. A márgaösszlet felsőbb rétegeiben a dácit feldolgozott törmeléke is megtalálható. A cserepesvölgyi fáciesegység területén, a Kis-Cserepes Ny-i oldalán középső-eocén rétegek transzgredálnak az egykor medencealjzatot képező gránátos biotitdácit mállott felszínére. Pilisszentlélek környékén a rupéli agyagösszlet transzgredál gránátos biotitdácitra. A transzgressziós alaprétegek felsőbb szintjében a dácit abráziós törmeléke is megtalálható (Pszl. – 2. sz. fúrás). Az esztergomi gyakorlótéren levő kőfejtőben a dácitra egyelőre közelebbről meg nem határozott korú, oligocén homokos agyag és laza homokkő települ. A legalsó rétegekben itt is megtalálható a dácit erősen bontott törmeléke.

A K-i medenceperemen, többségükben ma még pontosan nem tisztázott helyzetben, nagy felszíni kiterjedésben találjuk meg a dácit különböző változatait (Babszky-hegy, Sárosvölgy, Kis- és Nagy-Cserepes, Suller). Külön említést érdemel a Nagy-Strázsahegytől DK-re levő Babszky-hegy, ahol a paleogén dácit és az alsó-torton amfibolandezit együtt jelenik meg. A földtani és hegységszerkezeti tények figyelembevételével valószínűnek tartjuk, hogy a Babszky-hegy nagyszerkezeti vonalak csomópontjában kialakult kicsiny vulkán, amely a területünkön vulkanizmussal kísért kéregmozgások idején kétízben is működött.

A Dorogi-medence távolabbi pontjairól is ismerünk hasonló vulkáni képződményeket. Nyergesújfalu környékéről régóta ismeretesek biotittufitos rétegek. Tokod környékén számos fúrás hasonló képződményeket harántolt. A Kenyérmezőn mélyített Esztergom 20. sz. fúrás az eocén – oligocén határ tájékán mintegy 45 m vastagságban gránátos biotitdácitot harántolt. Párkány (Šturovo) környékéről hasonló rétegtani helyzetben csaknem tisztán biotitból álló tufitos réteget mutattak ki a fúrások.

Összefoglalva a paleogén vulkanizmusra vonatkozó vizsgálati eredményeket, a következőket állapíthatjuk meg:

1. A Dorogi-medence K-i peremén két rétegtani szintben jelennek meg a dácit különféle változatai (2. ábra): *a)* A középső-eocén üledékekhez kapcsolódó dácitoknál vagy biztosan megállapítható a szingenezis, vagy a vulkáni képződménynek a fedőkőzeteknél idősebb volta bizonyítható. *b)* Azokon a helyeken, ahol a dácit fölött oligocén rétegek vannak, minden esetben kétségtelen ezek transzgressziós települése.

2. A dácitnak lakkolitszerű benyomulását, a vele érintkező üledékes kőzetek megpörkölődését vagy egyéb elváltozását, a paleogén rétegek áttörését eddig sehol sem tapasztaltuk. Nem találtunk a dácitban eocén vagy oligocén kőzetzárványokat sem. Lényeges körülmény ezzel szemben az, hogy a környező területek oligocén üledékeiben a dácit jellemző színes ásványai uralkodnak.

3. Az elmondottak alapján az a korábbi felfogás, amely szerint a dácitvulkánosság a helvét emeletben zajlott, nem tartható. A Dorogi-medence dácittufitos homokköveinek piroklasztikum-anyagát más hegységek területéről származtatni szükségtelen.

4. A középső-eocénben meginduló és az eocén végén – oligocén elején kiteljesedő dácitvulkánosság a pireneusi hegységképződés idején, a K-i medenceperem szerkezeti erőhatásoktól erősen igénybe vett övezetiben következett be.

Miocén vulkánosság

Miocén üledékek területünkön nincsenek. Itt kell azonban megemlékeznünk az alsó-tortonnak minősített amfibolandezit képződményekről. A Dunazug-hegység DNy-i peremén levő amfibolandezittufa és -agglomerátum meg-megszakadó foltokban Esztergomig és Kesztölcig nyomozható. A külön-

böző oligocén rétegtagokra települő vulkáni összlet vastagsága és a törmelékanyag szemnagysága Ny és D felé csökken. A Dobogókő hegycsoportjához tartozó Hárommező környékén az agglomerátumban levő bombák átmérője 10—100 cm körüli, Esztergom környékén a tufa túlsúlyba kerülésével a bombák nagysága 5—20 cm-re csökken. Lávakőzetet csak a K-i részekről, a Szakóhegy és a pilismaróti Malomvölgy környékéről ismerünk. Ezek alapján a kitörés centruma a Dobogókő É-i előterében valószínűsíthető.

Hasznosítható anyagok

A Feketehegy, továbbá a klastrompusztai Vörös-út és Szénás-út környékén található, 63—85% Fe_2O_3-tartalmú oxidos—hidroxidos vasérc a Pilishegység dilatációs töréseihez kötve jelenik meg; gyakran a töréseket kísérő tektonikus mészkőbreccsa kötőanyagát alkotja. A hegység egész területéről általánosan ismert hidrotermális tevékenységgel hozható kapcsolatba. Másik érdekesség a Szénás-út szomszédságában található, 20% P_2O_5-ot tartalmazó, foszforitos homokkő, amelynek keletkezéséről, rétegtani hovatartozásáról egyelőre csak feltevéseink vannak.

IRODALOM

Balkay, B. 1960: The tectonics of the Cenozoic volcanism in Hungary. – Ann. Univ. Sc. Eötvös, Budapest, III.

Balogh K. 1962: A Buda-Pilisi hegység triász képződményeinek problematikája. – Kézirat. MÁFI Adattár.

Barabás A. – Székyné Fux V. 1953: A dunántúli felsőeocén vulkánosság. – Földt. Közl. **83.**

Dudich E. ifj. – Mészáros M. 1962: Közép- és Délkelet-Európa eocénjének párhuzamosítási és fejlődéstörténeti vázlata. – Földt. Közl. **92.**

Dudich, E. jr. – Mészáros, M. 1963: Über die Verbreitung und die Typen der Krustenbewegungen und des Vulkanismus in Mittel – und Südost-Europa am Ende des Mitteleozäns. – N. Jb. Geol. Pal., Abh. 118. 1 pp. 65—84. Stuttgart.

Lengyel E. 1953: A Dunazug-hegység andezitterületének felépítése. – Földt. Int. Évi Jel. 1951-ről, pp. 17—26.

Lengyel E. 1951a: A Szentendre—Visegrádi hegység gránátos andezitje. – Kézirat. MÁFI Adattár.

Lengyel E. 1951b: A Dunazughegység petrogenetikai viszonyai. – Kézirat, MÁFI Adattár.

Nagy G. 1964: A Dorogi-medence K-i peremének hegységszerkezeti kérdései. – Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. I.

Oravecz J. 1961: A Gerecse és a Buda-Pilisi hegység közötti rögterület triász képződményei. – Földt. Közl. **91.**

Schafarzik F. 1884: Jelentés az 1883. év nyarán a Pilishegységben eszközölt földtani részletes felvételről. – Földt. Közl. **14.**

Schafarzik F. – Vendl A. 1929: Geológiai kirándulások Budapest környékén. – Budapest.

Zelenka T. 1960: Kőzettani és földtani vizsgálatok a Dunazug-hegység DNy-i részén. – Földt. Közl. **90.**

GEOLOGY OF THE EASTERN BORDER OF THE DOROG BASIN

by

G. NAGY

In the geological constitution of the eastern border of the Dorog Basin – belonging to the tectonic unit of Pilis – participate Triassic, Jurassic, Eocene and Oligocene deposits as well as Palaeogene and Miocene igneous rocks. The Triassic beds are built up of Lower Carnian dolomites and limestones, Upper Carnian limestones with *Avicula*, Lower Norian Hauptdolomit, Middle Norian limestone with *Halobia* and Norian–Rhaetian Dachsteinkalk. The Eocene beds representing a marginal facies consist of a sequence of marine and brackish sandstones and marls. These beds represent but the Middle and Upper Eocene. The lower part of the Oligocene is represented by sandstones and siltstones followed by clays with foraminifers due to a transgression in two phases; the upper regression phase is represented by sanstones and micaceous clays (schlier facies).

During the Middle Eocene an early orogenic dacitic volcanism set in, intensifying during the terrestrial period between Eocene–Oligocene, *i. e.* during the Pyrenean orogenic phase. The Oligocene deposits are overlain by Lower Tortonian amphibole andesites and their different pyroclastites.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ В-ГО БОРТА ДОРОГСКОГО БАССЕЙНА

Г. НАДЬ

В геологическом строении принадлежащего к Пилишской тектонической системе В-го борта Дорогского бассейна принимают участие триасовые, юрские, эоценовые и олигоценовые отложения, а также палеогеновые и миоценовые вулканиты. Триасовые отложения представлены нижнекарнийскими доломитами и известняками, верхнекарнийскими известяками с *Avicula*, нижненорийскими главными доломитами, среднеторийскими известняками с *Halobia* и норийско-рэтскими известняками дахштейнского типа. Выраженные в бортовой фации бассейна эоценовые отложения состоят из серий морских и солоноватоводных песчаников и мергелей. Эти слои могут представить только средний и верхний эоцен. В результате двухфазовой трансгрессии нижняя часть олигоцена представлена в низах алевролитами с налегающими фораминиферными глинами; верхняя регрессионная фаза представлена песчаниками со слюдяными глинами (шлировая фация).

В среднеэоценовое время начинается доорогенический дацитовый вулканизм, который достиг больших размеров в террестрический период между эоценом и олигоценом, а именно в пиренейской орогенической фазе. Над олигоценовыми слоями встречаются нижнетортонские амфиболовые андезиты и их разнообразные пирокластиты.

A DOROGI ÜLEDÉKGYŰJTŐ TERÜLET OLIGOCÉN KÉPZŐDMÉNYEIT ÉRT HEGYSÉGSZERKEZETI MOZGÁSOK

Írta: SIPOSS ZOLTÁN

A terület hegységszerkezeti kutatásainak irodalmi áttekintése

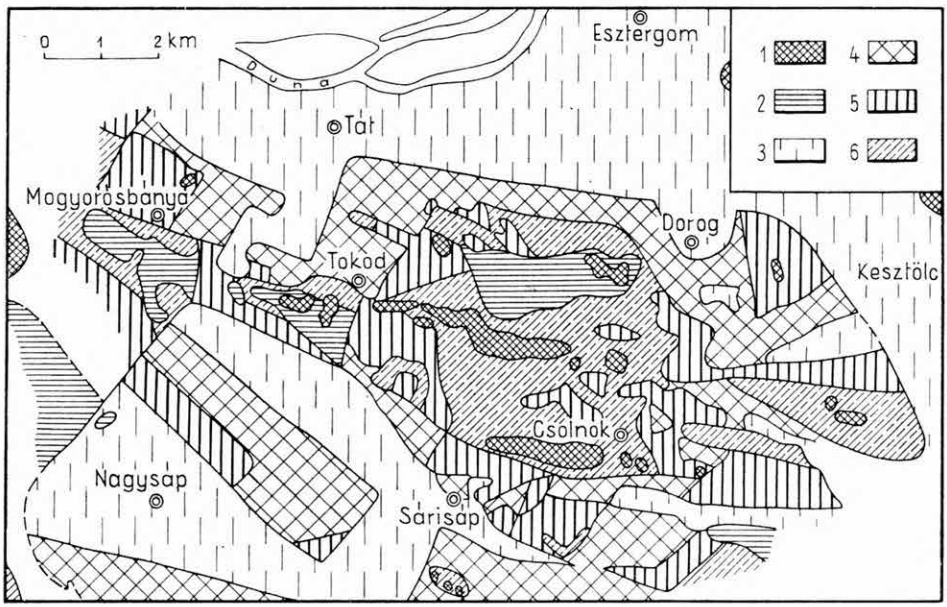
Az esztergom–dorogi barnakőszénterület felfedezése és földtani vizsgálatainak megindulása után ismertté vált a vidék töréses rögszerkezete. A sorozatos, egyre mélyebbre hatoló fúrások és bányászati feltárások lehetővé tették a szerkezet részletesebb megismerését, elemzését és az adatok rendszerbe foglalását.

SZENTES F. és VIGH F. (1952) karsztvízvédelmi szempontból ismerteti a terület szerkezeti viszonyait. SZALAI T. (1953) megszerkeszti a terület első áttekintő szerkezeti térképét, REMÉNYI J. (1954) gravitációs mérések alapján rétegvonalasan ábrázolja a kiemelt és besüllyedt területeket. MÉSZÁROS M. (1954) mérései alapján litoklázis diagramokat közöl a területről. SCHMIDT E. R. (1955) a létrejött törések eredetével, okaival foglalkozik. POZSGAY K. (1956) szeizmikus mérések alapján a terület öbleit és kiemelt részeit a triászra vonatkoztatva ábrázolja áttekintő térképén. SZALAI T. (1956) a törések irány- és időrendi vizsgálata során négy mozgási szakaszt különböztet meg (ausztriai, pireneusi, oligocén utáni, középső-miocén). Középső-miocén töréseket az üledékgyűjtőtől délre, Tinnye környékén lehetett kimutatni. HORUSITZKY F. (1958) az „északi megtorlódási övbe" tartozónak nevezi a területet. SZALAI T. (1959) szerint Dorog és Szentendre vidéke az eocénig bezárólag többé-kevésbé azonos térszínmagasságú terület volt. WILLEMS T. (1959) irányításával készült el – az alsó-eocén barnakőszéntelepre vonatkoztatott – részletes szintvonalas dorogi szerkezeti térkép. BALOGH K. (1960) litoklázis-méréseket végzett a terület keleti peremének mezozóos képződményein. NAGY G. (1961) a terület keleti részén a DNy–ÉK-i töréseket a pireneusi (esetleg larami) mozgásoknak tulajdonítja.

Az oligocén üledékképződés előtti térszín

Az infraoligocén denudáció (TELEGDI ROTH K. 1927) az üledékgyűjtő terület nagy részén lepusztította a mezozóos és eocén rétegsor különböző tagjait. Az eocénvégi mozgások során alakult ki az oligocén üledékgyűjtő alapszintje (1. ábra).

Az oligocén üledékképződés előtt létrejött szerkezeti egységek erősen befolyásolták az oligocénbeli üledéklerakódást és a különféle fáciesek képződését. A területen kimutatható legidősebb (larami?) törés Ny–K irányú. A felsőeocén pireneusi mozgások során különül el a dorogi és a szentendrei területrész. A törések túlnyomó része azonban oligocén utáni (SZALAI T. 1956; SIPOSS Z. 1961).



1. ábra. A dorogi oligocén összlet fekvőjének mélység szerinti megoszlása

Jelmagyarázat: 1. mezozóikum a felszínen, *2.* eocén a felszínen. – Eltakart alaphegység: *3.* –100 m A. f.-nél mélyebben, *4.* –100–0 m A. f. között, *5.* 0–+100 m A. f. között, *6.* +100 m A. f. felett.

Abb. 1. Verteilung des Liegenden des Doroger Oligozänkomplexes nach Tiefe

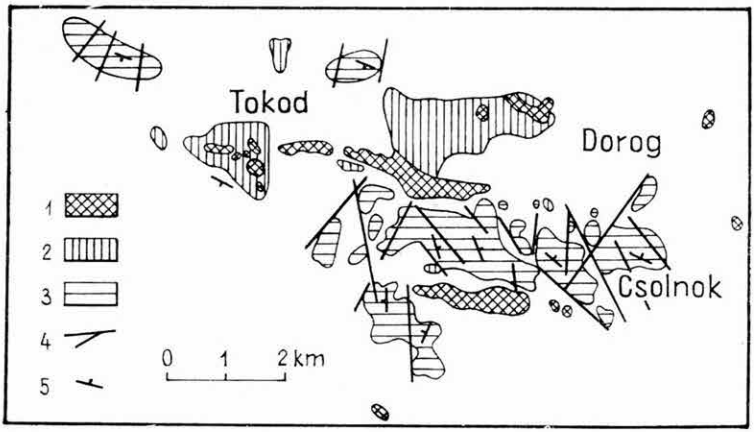
Zeichenerklärung: 1. Mesozoikum an der Oberfläche, *2.* Eozän an der Oberfläche. — Bedecktes Grundgebirge: *3.* tiefer als –100 m über dem Adriatischen Meer, *4.* zwischen –100 und 0 m ü. d. A. M., *5.* zwischen 0–+100 m ü. d. A. M., *6.* oberhalb +100 m ü. d. A. M.

Miocén törések csak a területtől délre nyomozhatók. Az üledékgyűjtő terület olyan részein, melyek már a mezozóikum folyamán emelkedést mutattak, a harmadidőszak során további kisebb öbölszerű lefűződések jöttek létre. Egy-egy ilyen kisebb, öbölszerű területegységen belül is egyenetlen volt a süllyedés. Az oligocén üledékképződés előtt is voltak öblök, teknők; ezeket az eocénben elegyesvízi rétegekkel jellemzett, zárt egységekként jobban körül lehetett határolni. Az oligocénben az egyes öbölszerű részek között nagyobb az összeköttetés, nem határolódnak el élesen.

Az oligocén üledékképződés ciklusai és a terület szerkezeti egységei

Az oligocén üledékképződési ciklusok az oligocén közbeni mozgások következményei. A triász sasbércek rögvonulata körül aránylag vékony oligocén üledéktakarót találunk. Főleg partszegélyi homokösszlet fordul itt elő. Ezen

a területen rövidebb ideig volt üledéklerakódás (Gete, Magoshegy, Henrikhegy környéke). Az öblök árkaiban, a mélyebb területeken: Tát, Esztergom-Kenyérmező, Nagysáp, Leányvár, Dág környékén sekélytengeri foraminiferás agyagmárgaösszlet rakódott le. A süllyedés a szénképződést is befolyásolta. A Gete és a Magoshegy közötti árokban aránylag egyenletes térszínen egyenletes vastagságban fejlődött ki az oligocén széntelepes csoport. Itt utólagos mozgások darabolták szét a barnakőszéntelepeket. A barnakőszéntelepes kifejlődés alapján rögzíthetők egyes törések, melyek jellege területenként eltérő (2. ábra).



2. ábra. A dorogi oligocén barnakőszéntelepeket ért törések

Jelmagyarázat: 1. mezozóikum, *2.* eocén, *3.* oligocén kőszéntelepek, *4.* törésvonalak, *5.* telepek dőlése

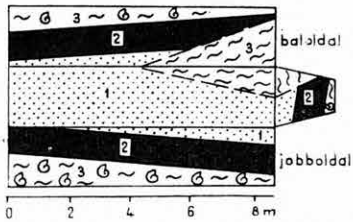
Abb. 2. Brüche in den oligozänen Braunkohlenflözen bei Dorog

Zeichenerklärung: 1. Mesozoikum, *2.* Eozän, *3.* oligozäne Kohlenflöze, *4.* Bruchlinien, *5.* Einfallen der Flöze

Az *északi területrészen*, Nyergesújfalu – Mogyorósbánya – Szarkáspuszta – Tokod környékén a következő típusok figyelhetők meg: Mogyorósbányán az 1, 2, 3, 4, 6-os lejtakna körzetében közel 20°-os szögben DNy felé dőlnek az oligocén barnakőszéntelepek. A szénmező törésekkel lehatárolható. A nyergesújfalusi Óriástáró és a Mogyorósbánya – Bajót közötti Ferdinánd-, Ferenc József- és Primás-táró szintén DNy-i irányban dőlő oligocén barnakőszéntelepeket tárt fel. A tokodi vajaskúti lejtakna 10 – 40 m törésekkel darabokra szaggatott mezején belül MUNTYÁN I.-vel közösen megfigyeltünk 0,3 m elvetési magasságú töréseket is. Ezek a törések az üledékképződés közben keletkeztek (3. és 4. ábra). A telepek dőlése irányban és szögben táblánként változó (dőlési szög 0°-tól 15°-ig). Az Ebszönybányai barnakőszéntelepek a tokodi és a csolnoki középső terület közötti átmenetet képviselik. A Göppel-táróban és a Szabadság-lejtaknában DNy-i irányú az oligocén barnakőszéntelepek dőlése. 10 – 20 m-es törések K – Ny irányban metszik a telepeket.

A terület *középső részén*, a Nagy-Getehegy és a Magoshegy közötti árokban az oligocén üledékképződés alatt olyan körülmények voltak, hogy kb. 4,5 km² területen összefüggő szénmező képződhetett. Ez a terület azonban a szénképződés közbeni mozgások következtében és utólag feldarabolódott

három nagyobb és azon belül több apróbb részre. Közvetlenül a Getehegy és a Henrikhegy alatt kb. 170 m elvetési magasságú törés árka választja el egymástól a területrészeket. Ez a törés északi végén ollószerűen zárul és a déli részén tágul. A két terület telepének dőlési iránya keleti, közöttük az Augusztalejtaknából nyíló fejtésben szigetként kiálló sasbérc-maradvány található délkeleti dőléssel.

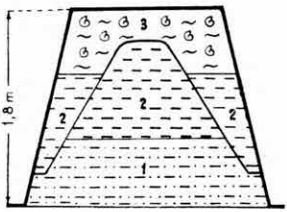


3. ábra. Tokod, vajaskúti lejtakna. Üledékképződés közbeni elmozdulás a széntelepben

Jelmagyarázat: 1. homok, *2.* kőszén, *3.* molluscumos márga

Abb. 3. Vajaskút – Schleppschacht bei Tokod. Verschiebung im Kohlenflöz im Laufe der Sedimentation

Zeichenerklärung: 1. Sand, *2.* Kohle, *3.* Molluskenmergel



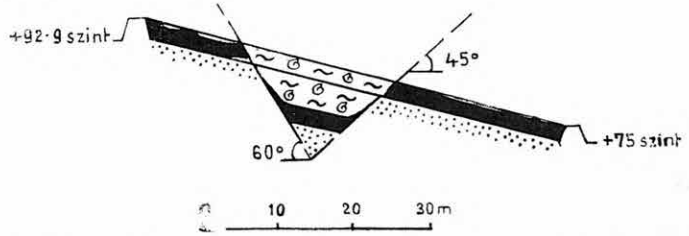
4. ábra. Üledékképződés közben történt elmozdulás (0,3 m) az oligocén rétegekben

Jelmagyarázat: 1. homokos agyag, *2.* agyag, *3.* molluscumos márga

Abb. 4. Verschiebung (0,3 m) in den Oligozänschichten im Laufe der Sedimentation

Zeichenerklärung: 1. sandiger Ton, *2.* Ton, *3.* Molluskenmergel

A *keleti, ligethegyi területet* egy kb. 80 – 100 m-es törés választja el a középső területtől. A középső nagy területet északon és délen a már idősebb törések által kialakított árok pereme határolja, míg nyugatra a lépcsős törési rendszer kisebb-nagyobb foltokban képződött, vékonyabb telepei. Kelet felől felemelt, sasbércszerű rögös terület határolja a szénmezőt. A belső hármas tagozódást okozó 100 m-es nagyságrendű törések iránya ÉNy – DK-i. Ezeket a töréseket a mezőben is párhuzamosan több kisebb törési rendszer kíséri 10 – 20 m elvetési magassággal. A törések a telepek csapásirányával párhuzamosak. Haránttörések is mutatkoznak, 30 ill. 60°-os szög alatt érintkezve. Ezek elvetési magassága kb. 10 m. A bemért és szerkesztett vetőközök alapján kiderült, hogy a vetősíkok szöge kb. 60°. Vannak azonban laposabb dőlésű törési síkok is (35 – 40°) (5. ábra). A terület K-i részén a telepek dőlése kissé északra fordul. A nyugati tömb Ny-i szélén kisebb, 20 – 50 m-es törések után a telep dőlése északira fordul.



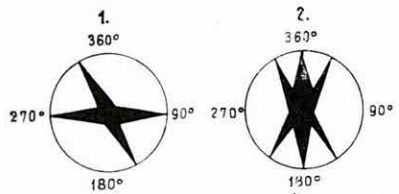
5. ábra. Egymást metsző vetődési síkok a csolnoki II. akna – lejtakna alsó szintjén

Abb. 5. Einander schneidende Verwerfungsebenen am untersten Stock des Schleppschachtes II. von Csolnok

A *déli részen*, a Magoshegy délnyugati sarkától D-re a steinriegeli oligocén mezőben a barnakőszéntelepek dőlése ellenkező, mint a középső részen volt. A nyugati dőlésű törési síkok csapása ÉD-i irányú, elvetési magasságuk kb. 10 m. A telepek dőlési iránya nyugati, dőlési szöge 12°. A steinriegeli mezőhöz DK-re csatlakozik az ún. borókási (XIV-es akna) oligocén kifejlődés. A telepek enyhe dőlésűek (5 – 10° között), a dőlésirány É – ÉNy-i. A szénmező 20 – 30 m-es törései megzavarják az aránylag egyenletesen kifejlődött telepeket. A peremi területeken a kőszéntelepes kifejlődés eltérő, mivel a süllyedés más módon, más ütemben, gyorsabban történt. Itt nem alakultak ki olyan összefüggő telepek, mint a terület középső részén. Nagysáp – Sárisáp között vékonyabb, több tagból álló telepek képződtek, vastagabb meddő beágyazásokkal, Dágnál viszont teljesen hiányzik a kőszéntelep. Az Esztergom 20. sz. fúrásban csupán vékony barnakőszéntelep fordul elő.

A törések jellege és kora

A töréseket a jó bányászati feltárások és a sűrű fúrási hálózat miatt általában észlelt, ritkábban szerkesztett törésnek tekinthetjük és csak a peremeken jelölendők „valószínű" törések. Az észlelt és szerkesztett törések azonban, mivel csak egy-egy fix pont alapján észlelhetők, szintén csupán feltételezett módon jelölhetők. A területen fővetők, járulékos vetők és kísérő vetők állapíthatók meg (6. ábra). A fővetők menti elmozdulás északon 200 – 300 m, középen 100 – 170 m, délen kb. 150 m. Előfordulnak 60 – 80 m-es vetők is, ezek szintén a fő törési irányok rendszerébe tartoznak. A járulékos vetők elvetési magassága 10 – 20 m.

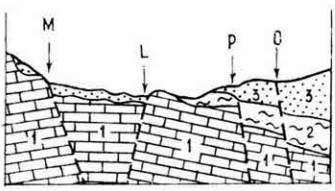


6. ábra. A dorogi terület fő (1) és járulékos (2) törési irányai

Abb. 6. Haupt- (1) und Nebenbruchrichtungen (2) im Doroger Gebiet

A fő törési rendszerhez kb. 30 törés tartozik, a járulékos törésekhez több mint 150 törést sorolhatunk, míg a kísérő (kis) törések száma több, mint 1000-re tehető. A vetők lefútása gyakran ollós, a felszínnel való érintkezésük kanyargós és az elvetés síkjában gyakran flexura figyelhető meg. Rátolódás csupán a II-es aknából nyíló Reichmann-aknai összekötő alagút szájánál észlelhető. A törésvonalak közül a főbb vetők által 1 km hosszan követhetők, míg a járulékos törések többnyire 100 – 500 m csapáshosszat mutatnak.

Egy-egy törés korát egy adattal megadni általában nem lehet, miután – mint az előzőkben utaltunk rá – a törések gyakran újjáéledtek (7. ábra).



7. ábra. A dorogi területen megfigyelt törések korának áttekintő vázlata

Jelmagyarázat: 1. triász, *2.* eocén, *3.* oligocén rétegek. – M = idősebb törés (oligocén után kiújult), L = larámi törés, P = pireneusi törés, O = posztoligocén törés

Abb. 7. Übersichtsskizze des Alters der im Doroger Gebiet beobachteten Brüche

Zeichenerklärung: 1. Trias, *2.* Eozän, *3.* Oligozän. – M = älterer Bruch (der sich nach dem Oligozän erneut hat), L = laramischer Bruch, P = pyrenäischer Bruch, O = postoligozäner Bruch

A terület szerkezetének fő vonásait tehát már az oligocén üledékképződés előtti idősebb törések megszabták, a kőszéntelepek szempontjából azonban döntő jelentősége van az oligocén üledékképződés közben és utána történt mozgásoknak.

IRODALOM

BORBÁS L. – SZABÓ N. 1957: Csolnok és Magoshegy közötti terület földtani leírása. – MÁFI Adattár. Kézirat.

HANTKEN M. 1871: Az esztergomi barnakőszénterület földtani viszonyai. – Földt. Int. Évk. **1.**

NAGY G. 1964: A dorogi-medence keleti peremének hegységszerkezeti kérdései. – Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. I.

POZSGAY K. 1956: Az 1955. évi szeizmikus mérések az Esztergom vidéki szénmedencében. – Geofiz. Közl. **5.**

SCHMIDT S. 1932: Az esztergom szénmedence bányászatának ismertetése. – Esztergom.

SZALAI T. 1956: A Duna-könyök és Naszál vidékének tektonikai vázlata. – Geofiz. Közl. **5.**

SZALAI T. 1957: Geofizika a szénbányászat szolgálatában (Nagysáp – Sárisáp). – Bány. Lapok. **12.**

TELEGDI ROTH K. 1927: Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli Középhegység északnyugati peremén. – Földt. Közl. **57.**

VIGH F. – SZENTES F. 1952: A dorogi szénmedence hegyszerkezeti és védőréteg viszonyai, különös tekintettel a karsztvízveszély elleni védekezésre. – Bány. Lapok. **7.** 11, 12.

TEKTONISCHE BEWEGUNGEN IN DEN OLIGOZÄNBILDUNGEN DES DOROGER SEDIMENTATIONSRAUMES

von

Z. SIPOSS

Die postoligozänen tektonischen Bewegungen, welche die Oligozänbildungen des Doroger Sedimentationsraumes gestört haben, erneuten sich im allgemeinen längs der älteren (laramischen, pyrenäischen) Brüche. Die Brüche sind mit Bezug auf die oligozänen Braunkohlenflöze untersucht worden. Nach einer kurzen Übersicht der Forschungsgeschichte beschreibt Verfasser die auf Grund der Tektonik durchgeführte regionale Gliederung, das tektonische System, die Bruchrichtungen und -Winkel.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ В ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДОРОГСКОЙ ОСАДКОНАКОПИТЕЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

З. ШИПОШШ

Послеолигоценовые тектонические движения, которым подвергались олигоценовые отложения Дорогской осадконакопительной области, возобновились вообще вдоль более древних (ларамийских, пиренейских) разломов. Разломы были изучены по сравению с олигоценовыми буроугольными пластами. После краткого описания истории проведенных исследований автор излагает тектоническое районирование рассматриваемой области, тектоническую систему, а также направления и углы разломов.

A BORÓKÁSI-MEDENCE OLIGOCÉN BARNAKŐSZÉNÖSSZLETÉNEK RÉTEGTANI HELYE PALYNOLÓGIAI VIZSGÁLATOK ALAPJÁN*

Írta: KRIVÁNNÉ HUTTER E.

A Borókási-medence felső lutéci kőszénösszletének palynológiai tanulmányozását (KRIVÁNNÉ HUTTER E. 1961) követően, szintén 1959-ben végeztük el a Borókási-medence oligocén barnakőszén kifejlődésének vizsgálatát is. A téma szervesen kapcsolódik a felső-lutéci kőszénösszlet vizsgálatához, s ugyanakkor vele együtt résztémája a Dorogi-medence egészére kiterjedő komplex üledékföldtani – őslénytani anyagfeldolgozáson alapuló vizsgálatoknak. A palynológiai vizsgálatok szükségességét a Borókási-medence felsőlutéci kőszénösszletéről írt munkánkban (l. c.) részletesen indokoltuk.

Vizsgálataink során a palynológiai módszer általánosan használatos statisztikai eljárását alkalmaztuk. Törekedtünk a recens összehasonlító anyag felhasználására is. Az értékelés rétegtani szempontjainak kiteljesítése érdekében összehasonlító vizsgálatokat végeztünk határozott rétegtani szintekbe sorolt kőszenes – növénymaradványos anyagokon, többek közt a bánki alsóoligocén, ún. „hárshegyi homokkő"-be települt kőszenes agyagrétegen, a rupéli agyagösszlet csillaghegyi fekvőrétegén, és a Csolnok 648 sz. fúrás Foraminiferák alapján felső-oligocénbe sorolt anyagán.

A vizsgálati anyag a borókási XIV. akna ún. „sáros"-siklójából származik. Begyűjtését, a szokásos 10 cm-enkénti mintavétellel SIPOSS Z., feltárását pedig NAGYLAKI M.-NÉ végezte el. Vizsgálataink a két részre tagolódó oligocén barnakőszéntelepre, a közbetelepült vékony meddőrétegre és a közvetlen fekvő – fedőrétegre vonatkoznak.

A XIV. akna „sáros"-siklójában feltárt mintegy 1,2 m összvastagságú oligocén barnakőszéntelep statisztikusan is jól értékelhető, gazdag, 65 fajból álló mikroflóra-együttest tartalmazott, benne 1 új formgenust és 6 új formspeciest találtunk.

A vizsgált flóraegyüttes fajait a következőkben soroljuk fel:

Sporites H. POTONIÉ 1893

Leiotriletes adriennis (R. POT. & GELL. 1933) KRUTZSCH 1959 fvar. *pseudotorus* KRUTZSCH 1959 (I. tábla 1 – 3.)
Leiotriletes grandiosus KRUTZSCH 1959 (I. tábla 4.)
Leiotriletes paramaximus KRUTZSCH 1959

* Kézirat lezárva: 1960 II. 28.

Leiotriletes fractus n. fsp. (II. tábla 1 – 5.)
Leiotriletes maximus (PF. 1953) KRUTZSCH 1959 (II. tábla 7.)
Monoleiotriletes gracilis KRUTZSCH 1959 (II. tábla 6.)
Toroisporis (Toroisporis) magnus n. fsp. (II. tábla 8.)
Verrucosisporites quintus (TH. & PF. 1953) KRUTZSCH 1959 (III. tábla 1.)
Trilites cf. *solidus* (R. POT. 1934) KRUTZSCH 1959
Trilites nodosus n. fsp. (III. tábla 2.)
Trilites ingens n. fsp. (III. tábla 3.)
Intrapunctatosporis semipunctus KRUTZSCH 1959 (III. tábla 4.)
Punctatosporites paleogenicus KRUTZSCH 1959 (III. tábla 5.)
Verrucatosporites secundus (R. POT. 1934) KRUTZSCH 1959 sfsp. *secundus* (III. tábla 6.)
Verrucatosporites afavus KRUTZSCH 1959
Verrucatosporites alienus (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953 (III. tábla 7.)
Microfoveolatosporis pseudodentatus KRUTZSCH 1959
Filicales sp. töredék

Pollenites R. POTONIÉ 1931

Monocolpopollenites ingens PF. 1953.
Monocolpopollenites tranquillus (R. POT. 1934) PF. & TH. 1953 (IV. tábla 5.)
Monocolpopollenites areolatus (R. POT. 1934) PF. & TH. 1953. ssp. *retareolatus* PF. 1953 (IV. tábla 4.)
Inaperturopollenites magnus (R. POT. 1934) PF. & TH. 1953.
Inaperturopollenites dubius (R. POT. & VEN. 1934) PF. & TH. 1953 (IV. tábla 3.)
Inaperturopollenites hiatus (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953. (IV. tábla 6.)
Inaperturopollenites emmaensis (MÜRR. & PFLUG 1952) PF. & TH. 1953.
Inaperturopollenites sp. indet.
Pityosporites microalatus (R. POT. 1934) PF. & TH. 1953.
Pityosporites labdacus (R. POT. 1934) PF. & TH. 1953 (IV. tábla 2.)
Dacrydiumites florinii COOKSON & PIKE 1953 (IV. tábla 1.)
Triatriopollenites bituitus (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953 (IV. tábla 15.)
Triatripollenites myricoides (KREMP. 1949) PF. & TH. 1953. (IV. tábla 9 – 11.)
Triatriopollenites coryphaeus (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953. ssp. *microcoryphaeus* (R. POT.) PF. & TH. 1953 (IV. tábla 12 – 14.)
Triatriopollenites coryphaeus (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953. ssp. *atrifer* PF. 1953. (IV. tábla 16.)
Triatriopollenites cf. *globosus* PFLUG 1953. (IV. tábla 7 – 8.)
Triporopollenites cf. *robustus* PF. 1953
Subtriporopollenites cf. *simplex* (R. POT. & VEN. 1934) PF. & TH. 1953 (IV. tábla 17 – 18.)
Polyatriopollenites stellatus (R. POT. & VEN. 1934) PF. 1953 (V. tábla 1.)
Polyatriopollenites candidus PF. 1953 (V. tábla 2.)
Polyporopollenites cf. *carpinoides* PF. 1953 (V. tábla 3.)
Polyvestibulopollenites verus (R. POT. 1934) PF. & TH. 1953 (V. tábla 4 – 5.)
Tricolpopollenites henrici (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953 (V. tábla 6.)
Tricolpopollenites microhenrici (R. POT.) PF. & TH. 1953 (V. tábla 7.)
Tricolpopollenites liblarensis (THOMS. 1950) (= *quiswualis* R. POT. 1934) PF. & TH. 1953 ssp. *liblarensis* (THOMS. 1950) PF. & TH. 1953
Tricolpopollenites cf. *spinosus* (R. POT. 1934) PF. & TH. 1953
Tricolporopollenites dolium (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953 (V. tábla 8 – 10.)
Tricolporopollenites villensis (THOMS. 1950) PF. & TH. 1953 (V. tábla 11 – 12.)
Tricolporopollenites cingulum (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953 ssp. *fusus* (R. POT. 1934) PF. & TH. 1953 (V. tábla 13 – 14.)
Tricolporopollenites cingulum (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953 ssp. *pusillus* (R. POT. 1934) PF. & TH. 1953 (V. tábla 15 – 16.)
Tricolporopollenites cingulum (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953 ssp. *oviformis* (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953 (V. tábla 17.)
Tricolporopollenites cingulum (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953 ssp. *ovalis* (R. POT. 1934) E. KRIVÁN 1961 (V. tábla 18 – 19.)
Tricolporopollenites megaexactus (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953 ssp. *brühlensis* (THOMS. 1950) PF. & TH. 1953 (V. tábla 20.)

Tricolporopollenites steinensis Pf. 1953 (V. tábla 21.)
Tricolporopollenites cf. *edmundi* (R. Pot. 1931) Pf. & Th. 1953 (V. tábla 23 – 24.)
Tricolporopollenites euphorii (R. Pot. 1931) Pf. & Th. 1953 (V. tábla 22.)
Tricolporopollenites helmstedtensis Pf. 1953 (V. tábla 25 – 26.)
Tricolporopollenites satzveyensis Pf. 1953 (VI. tábla 1 – 2.)
Tricolporopollenites kruschi (R. Pot. 1931) Pf. & Th. 1953 ssp. *rodderensis* (Thierg. 1947) Pf. & Th. 1953 (VI. tábla 3.)
Tricolporopollenites genuinus (R. Pot. 1934) Pf. & Th. 1953 (VI. tábla 5 – 6.)
Tricolporopollenites microreticulatus Pf. & Th. 1952 f. *elongata* Pf. & Th. 1953 (VI. tábla 4.)
Tricolporopollenites microreticulatus Pf. & Th. 1953 f. *globosa* Pf. & Th. 1953 (VI. tábla 7.)
Tricolporopollenites confinis (R. Pot. 1934) E. Kriván 1961 (VI. tábla 8.)
Tricolporopollenites sp.
Tetracolporopollenites obscurus Pf. & Th. 1953 (VI. tábla 10 – 11.)
Tetracolporopollenites occultus Pf. & Th. 1953 ssp. *minor* n. sfsp. (VI. tábla 12 – 13.)
Tetracolporopollenites sapotoides Pf. & Th. 1953 (VI. tábla 9.)
Hexacolporopollenites hungaricus n. fsp. (VI. tábla 14.)

Egyéb maradványok:

Ovoidites ligneolus (R. Pot. 1931) R. Pot. 1951 (VI. tábla 16.)
Mycrothyriaceae családba tartozó gombamaradvány
Gombaspóra és egyéb gombamaradványok
Szövetmaradványok
Hystrichosphaeridium sp. (VI. tábla 15.)

AZ ÚJ FAJOK LEÍRÁSA

Leiotriletes fractus n. fsp.

(II. tábla, 1 – 5.)

Holotypus: S. XIV/18 mintában levő, II. tábla, 1. ábrán közölt példány
Derivatio nominis: a spóra törékeny tulajdonságáról elnevezve
Stratum typicum: oligocén (lattorfi) kori agyagmárga
Locus typicus: Borókási-medence, XIV. akna, „sáros"-sikló

Diagnózis: 80 – 93μ nagyságú mikrospóra. Az equatorkontur háromszög alakú, egyenes vagy gyengén domború oldalvonalakkal és lekerekített pólusokkal. A spórafal erős, 3 – 3,2μ vastag, intragranulált strukturájú. Az Y-vonal vékony, a rádiusz kétharmad részéig terjed.

Megjegyzés: A spóra az Y-vonal mentén gyakran három részre hasad szét és így sokszor csak ovális alakú darabkáit találjuk meg. A spóra eme tulajdonságát mind vizsgálati anyagunkban, mind pedig a bánki alsó-oligocén rétegekből vizsgált mintáinkban megfigyeltük, sőt az utóbbi anyagban a szét-hasadás egymást követő fázisait is észlelhettük.

Toroisporis (Toroisporis) magnus n. fsp.

(II. tábla, 8.)

Holotypus: S. XIV/18 mintában levő, II. tábla, 8. ábrán közölt példány
Derivatio nominis: a spóra nagyságáról elnevezve
Stratum typicum: oligocén (lattorfi) korú molluszkumos agyagmárga
Locus typicus: Borókási-medence, XIV. akna „sáros"-sikló

Diagnózis: 80 μ-t meghaladó nagyságú spóra, lekerekített pólusokkal, enyhén domború, domború oldalvonalakkal. Az exine vékony, 1,0–1,5 μ, sima, sagrenat struktúrájú. Az Y-vonal a rádiusz kétharmad, ritkán háromnegyed részéig terjed, egyenes lefutású. A proximális oldalon elhelyezkedő toruszok az Y-vonal lefutását követik, kifejezettek. Színe az ERDTMAN–ZÓLYOMI-féle feltárással világosbarna.

Trilites nodosus n. fsp.

(III. tábla, 2.)

Holotypus: S. XIV/11 mintában levő, III. tábla, 2. ábrán közölt példány
Derivatio nominis: a spóra exineszerkezetéről elnevezve
Stratum typicum: oligocén (lattorfi) barnakőszén
Locus typicus: Borókási-medence, XIV. akna „sáros"-sikló

Diagnózis: 40 μ nagyságú mikrospóra, háromszög alakú equatorkontúrral, egyenes vagy gyengén homorú oldalvonalakkal. A spóra felszínét oldalirányban megnyúlt szemölcsvonulatok teszik egyenetlenné. A szemölcsök magassága változó, a pólusoknál azonban többé-kevésbé egyenlő magasságúak, így a pólusokon mintegy „sapkát" alkotnak. Az Y-vonal a rádiusz 5/4 részéig terjed, lefutását egyenlő magasságú, ill. mélységű 3 μ vastag hullámvonulat kíséri. Színe az ERDTMAN–ZÓLYOMI-féle feltárással: sárgásbarna.

Trilites ingens n. fsp.

(III. tábla, 3.)

Holotypus: S. XIV/18 mintában levő, III. tábla, 3. ábrán közölt példány
Derivatio nominis: a spóra megjelenési formájára utalva
Stratum typicum: oligocén (lattorfi) korú molluszkumos agyagmárga
Locus typicus: Borókási-medence, XIV. akna „sáros"-sikló

Diagnózis: 66 μ nagyságú, csaknem gömbalakú mikrospóra. Skulpturája korrugát–rugulát jellegű, 6 μ nagyságú dudorokkal. Az Y-vonal nem kifejezett, a rádiusz feléig terjed. Színe az ERDTMAN–ZÓLYOMI-féle feltárással: barna.

Tetracolporopollenites occultus PF. & TH. 1953 sfsp. **minor** n. sfsp.

(VI. tábla, 12–13.)

Holotypus: S. XIV/15 mintában levő, VI. tábla 12–13. ábrán közölt példány
Derivatio nominis: a pollen kis méretéről elnevezve
Stratum typicum: oligocén (lattorfi) korú barnakőszénből
Locus typicus: Borókási-medence, XIV. akna, „sáros"-sikló

Diagnózis: Ellipszis alakú, tetrakolporát pollenforma. Szélesség–hosszúság index: 0,6. A kavernák kicsik és vékonyak. A köralakú endopórus túlnyúlik a kavernán. Az exine intrarugulát struktúrájú. Nagysága 20 μ.

Megjegyzés: Példányunk csak nagyságban tér el a *Tetracolporopollenites occultus* PF. & TH. fajtól, így ennek sfsp.-ének tekintjük.

Hexacolporopollenites n. fsp.

Genotypus: Hexacolporopollenites hungaricus n. fsp.
Derivatio nominis: a csíraszerkezet számáról elnevezve

Diagnózis: 6 csíraszerkezettel, vagyis 6 meridionális kolpusszal és 6 equatoriális pórussal rendelkező pollenek. A germináliák szimmetrikusan helyezkednek el.

Hexacolporopollenites hungaricus n. fsp.

(VI. tábla, 14.)

Holotypus: S. XIV/11 mintában levő, a VI. tábla, 14. ábrán közölt példány
Derivatio nominis: magyarországi előfordulása alapján elnevezve
Stratum typicum: oligocén (lattorfi) korú barnakőszén
Locus typicus: Borókási-medence, XIV. akna „sáros"-sikló

Diagnózis: 38 μ nagyságú, ellipszis alakú, hexakolporát pollen, erősen domború oldalvonalakkal. A pólussapka kissé kihegyesedő. Szélesség – hosszúság index: 0,7. Pórusok az equator mentén helyezkednek el és equatoriális irányban kissé megnyúltak. Exine vékony, sagrenát.

A BORÓKÁSI-MEDENCE OLIGOCÉN BARNAKŐSZÉN-KIFEJLŐDÉSÉNEK RÉTEGTANI HELYE PALYNOLÓGIAI VIZSGÁLATOK ALAPJÁN

Mint a bevezetőben említettük, a dorogi kőszénterület és a borókási részmedence oligocén kőszénképződménye vitatott rétegtani helyzetű. A rétegtani besorolás irodalmi összefoglalását legátfogóbban MAJZON L. összesítésében (1957) találjuk meg: „A barnakőszénmedence monográfusai ROZLOZSNIK, SCHRÉTER és TELEGDI ROTH K. a csökkentsósvízi és tengeri katti emeletre utaló makrofaunás rétegek felett települő és felső-oligocén korinak tartott foraminiferás agyagmárgából érdekes, 19 fajból álló faunát ismertetnek, melyben a fiatalabb oligocénből sehol sem ismert alakok is szerepelnek. Ezeket a rétegeket HANTKEN jogosan «kiscelli» agyagnak tartotta. Tehát egy «fordított» rétegsorral van dolgunk, mellyel HORUSITZKY és VADÁSZ is foglalkoztak. A magunk részéről HORUSITZKY 1939-ben megfogalmazott felfogását és diasztrófikus kortábláját fogadhatjuk el. Ezt megerősíti VADÁSZ (1940) is, aki szerint az itteni barnakőszén «rétegtani helye az eddigi vizsgálatok szerint legújabban vitássá vált». Ezenkívül ROZLOZSNIK 1925-ben, már a budavidéki hárshegyi homokkövet az Esztergomi-medence hasonló képződményeivel és a széntelepekkel párhuzamosította. HORUSITZKY elveti az Esztergomi-medence kérdéses rétegsorának felsőoligocénbe való helyezését, mint az oligocénben ismert földtörténeti fejlődésmenettel összeegyeztethetetlen üledékképződést. Rámutat, hogy a rupéli nemcsak nálunk, de egész Európában erőteljes transzgressziós szakasz. Szerinte azt még feltehetjük, hogy a rupéli tengernek előrenyomulása a magasabban fekvő, kiemelkedő esztergomi területet nem érte el, de nem tudjuk így megmagyarázni, hogy a felsőoligocén regressziója hogyan jutott a medencébe, hogy ott transzgressziós üledékeket rakjon le."

VITÁLIS S. kiterjedt, a háború során elpusztult vizsgálati eredményeinek és 1944-ben tartott előadásának megállapításait ugyancsak MAJZON L. munkája nyomán foglalhatjuk össze. Az oligocén barnakőszénképződmény fedőjében mutatkozó csökkentsósvízi faunájú, Cerithiummal, Cyrenával, Rotaliával, Nonionnal jellemzett rétegek fölött 40–400 m-es, sőt még azt is meghaladó vastagságú foraminiferás agyagösszlet települ, efölött azonban ismét csökkentsósvízi fauna észlelhető s ebből is világosan kiderül, hogy rétegtani kérdések eldöntésére a csökkentsósvízi makro- és mikrofaunák nem alkalmasak. HORUSITZKY az adott „faunisztikai nehézségekkel" kapcsolatban kiemelte, hogy a magyarországi katti faunák külföldön idősebb rétegekben is megtalálhatók. Szerinte „az egész Esztergomi rétegsort jóval idősebbnek kell tekintenünk a chattiennél s a rupélien aljára kell helyeznünk."

MAJZON L. véleménye szerint az Esztergomi-medence oligocén barnakőszénképződményét az alsó-oligocénbe kell sorolni, annál is inkább, mivel fedőjében a jellegzetes rupéli faunájú foraminiferás agyagmárga – agyagösszlet települ.

Ilyen előzmények után s az ezekkel szemben álló felfogások hatására a Borókási-medence XIV. aknájának „sáros"-siklójában feltárt oligocén barnakőszénképződményt nemcsak önmagában vizsgáltuk, hanem kétségtelenül alsó-oligocénbe sorolt kőszenes és növénymaradványos kifejlődésekkel is összehasonlítottuk. Ezek közül kiemeljük a bánki, ún. „hárshegyi" homokkőösszletbe települt alsó-oligocén kőszenes agyag és a csillaghegyi téglagyári fejtőben feltárt, a rupéli agyagösszlet fekvőjében mutatkozó, növénymaradványos, levelesen elváló agyag vizsgálatát. Összehasonlításunk eredménye szerint a Borókási-medence oligocén barnakőszéntelepének flórája a l a t t o r f i mikroflórákkal hozható kapcsolatba és a Csolnok 648. sz. fúrás (mikrofauna alapján kétségtelenül felső-oligocénbe sorolt) rétegsorával ill. annak összehasonlításaként vizsgált mikroflórájával azonos rétegtani szintbe n e m s o r o l h a t ó. A kérdés fontosságára való tekintettel szükségesnek tartjuk a palynológiai–rétegtani vizsgálatoknak a medence oligocén barnakőszénkifejlődéseire való kiterjesztését, nemkülönben a szápári oligocén kőszenes kifejlődés tanulmányozását, a jugoszláviai alsó-oligocén kőszenes, ún. „sotzka" rétegek tanulmányozásával együtt.

IRODALOM

ANDREÁNSZKY G. 1954: Ősnövénytan. – Budapest.

COOKSON, I. C. – PIKE, K. M. 1953: A contribution to the Tertiary occurrence of the genus Dacrydium in the Australian region. – Repr. Austr. Journ. Bot. 1. 3.

COUPER, R. A. 1953: Upper Mesozoic and Cainozoic Spores and Pollen grains from New Zealand. – New Zealand Geol. Surv. Paleont. Bull. 22.

ERDTMAN, G. 1952: Pollen morphology and Plant taxonomy. Angiosperms. – (An Introduction to Palynology. I.) Uppsala.

ERDTMAN, G. 1954: An Introduction to Pollenanalysis. – Stockholm.

ERDTMAN, G. 1957: Pollen and Spore Morphology (Plant Taxonomy. Gymnospermae, Pteridophyta, Bryophyta). – Stockholm.

GELLAY Á. 1958: Előzetes jelentés a Borókási-medence oligocén képződményeinek mikropaleontológiai feldolgozásáról. – Kézirat.

HUNGER, R. 1953: Mikrobotanisch-stratigraphische Untersuchungen der Braunkohlen der südlichen Oberlausitz und die Pollenanalyse als Mittel zur Deutung der Flözgenese. – Freib. Forschungsh. Reihe C. 8. Berlin.

KRIVÁNNÉ HUTTER E. 1960: A bánki alsóoligocén kőszenes agyag palynologiai vizsgálata. – Kézirat.

KRIVÁNNÉ HUTTER E. 1961: A Dorogi-Borókási-medencerész középsőeocén barnakőszénösszletének palynológiai rétegtana. – Földt. Közl. **91.** 1.

KRIVÁNNÉ HUTTER E. 1961: A lábatlani „felső-lutéciai" kövületmentes homokösszlet növénymaradványos agyaglencséjének palynológiai vizsgálata. – Földt. Int. Évi Jel. 1957 – 58-ról.

KRUTZSCH, W. 1958: Sporen- und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigarphische Verteilung. – Zeitschr. f. angew. Geol. **3.** 11/12. Berlin.

KRUTZSCH, W. 1959: Mikropaläontologische (sporenpaläontologische) Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. – Geologie, **8.** 21 – 22. Berlin.

KRUTZSCH, W. 1959: Einige neue Formgattungen und – arten von Sporen und Pollen aus der mitteleuropäischen Oberkreide und den Tertiär. – Paleontogr. Abt. B. **105.** 5 – 6. Stuttgart.

KRUTZSCH, W. – LOTSCH, D. 1957: Zur stratigraphischen Stellung der Latdorf – Stufe im Paläogen. – Geologie, **6.** Berlin.

MAJZON L. 1957: A magyarországi oligocén mikropaleontológiai rétegtana. – Kézirat. Akad. dokt. értekezés. Budapest.

MÜRRIGER, F. – PFLANZL, G. 1955: Pollenanalytische Datierungen einiger hesisscher Braunkohlen. – Notizbl. hess. L.-amt Bodenforsch. **83.** Wiesbaden.

MÜRRIGER, F. – PFLUG, H. 1952: Über eine palynologische Untersuchung des Braunkohlenlagers der Grube Emma bei Marxheim (Untermaingebiet). – Notizbl. hess. L.-amt Bodenforsch. VI/3. Wiesbaden.

PFLANZL, G. 1956: Das Alter der Braunkohlen des Meisners, der Flöze 2 und 3 des Hirschberges und eines benachbarten Kohlenlagers bei Laudenbach. – Notizbl. hess. L.-amt Bodenforsch. **84.** Wiesbaden.

PFLUG, H. 1952: Palynologie und Stratigraphie der eozänen Braunkohlen von Helmstedt. – Paläont. Zeitschr. **26.** 1/2. Stuttgart.

PFLUG, H. D. 1953: Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollens in der Erdgeschichte. – Paleontographica Abt. B. **95.** Stuttgart.

PFLUG, H. D. 1957: Zur Altersfolge und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesonders hessischer) Braunkohlen. – Notizbl. hess. L.-amt Bodenforsch. **85.** Wiesbaden.

POKROVSZKAJA, I. M. 1956: Atlasz oligocenovüh szporovopülcevüh komplexov razlicsnüh rajonov SzSzSzR. – Mat. Vszeszojuznogo Naucsno-iszszledovatelszkogo geol. inszt. Nov. Ser. **16.** Moszkva.

POTONIÉ, R. 1931: Pollenformen der miozänen Braunkohle. – Sitz. Ber. Ges. nat. Freunde. Berlin.

POTONIÉ, R. 1934: Zur Mikrobotanik des eozänen Humodils des Geiseltals. – Arb. Inst. Paleob. u. Petr. Brennsteine 4. Preuss. Geol. L. A. Berlin.

POTONIÉ, R. 1951: Revision stratigraphisch wichtiger Sporomorphen des mitteleuropäischen Tertiärs. – Paleontographica **41.** Abt. B. Stuttgart.

POTONIÉ, R. – GELLETICH, J. 1933: Über Pteridophyten-Sporen einer eozänen Braunkohle aus Dorog in Ungarn. – Sitz. Ber. nat. Freunde Jg. 1932. Berlin.

POTONIÉ, R. – THOMSON, P. W. – THIERGART, FR. 1950: Zur Nomenklatur und Klassifikation der neogenen Sporomorphae. – Geol. Jb. **65.** Hannover/Celle.

POTONIÉ, R. – VENITZ, H. 1934: Zur Mikrobotanik des miozänen Humodils der niederrheinischen Bucht. – Arb. Inst. Paleobot. u. Petr. Brennsteine **5.** Preuss. Geol. L. A. Berlin.

SZÁDECZKY – KARDOSS E. 1952: Szénkőzettan. – Budapest.

SZŐTS E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. – Geol. Hung. tom. 9. Budapest.

THIERGART, FR. 1940: Die Mikropaläontologie als Pollenanalyse im Dienst der Braunkohlenforschung. – Schr. Brennstoffgeol. 13. Stuttgart.

THIERGART, FR. 1947: Leitpollen der untermiozänen und oberoligozänen Braunkohle und ihre systemathische Stellung. – Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **97.** Stuttgart.

THOMSON, P. W. – PFLUG, H. 1952: Die alttertiäre Braunkohle der Tongrube Zievel im Antweiler Graben bei Satzvey /Bl. Euskirchen. – Neues Jb. Paläont. Abh. **96.** Stuttgart.

THOMSON, P. W. – PFLUG, H. 1953: Pollen und Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs. – Paleontogr. Abt. B. **94.** Stuttgart.

VADÁSZ E. 1952: Kőszénföldtan. – Budapest.

VADÁSZ E. 1953: Magyarország földtana. – Budapest.

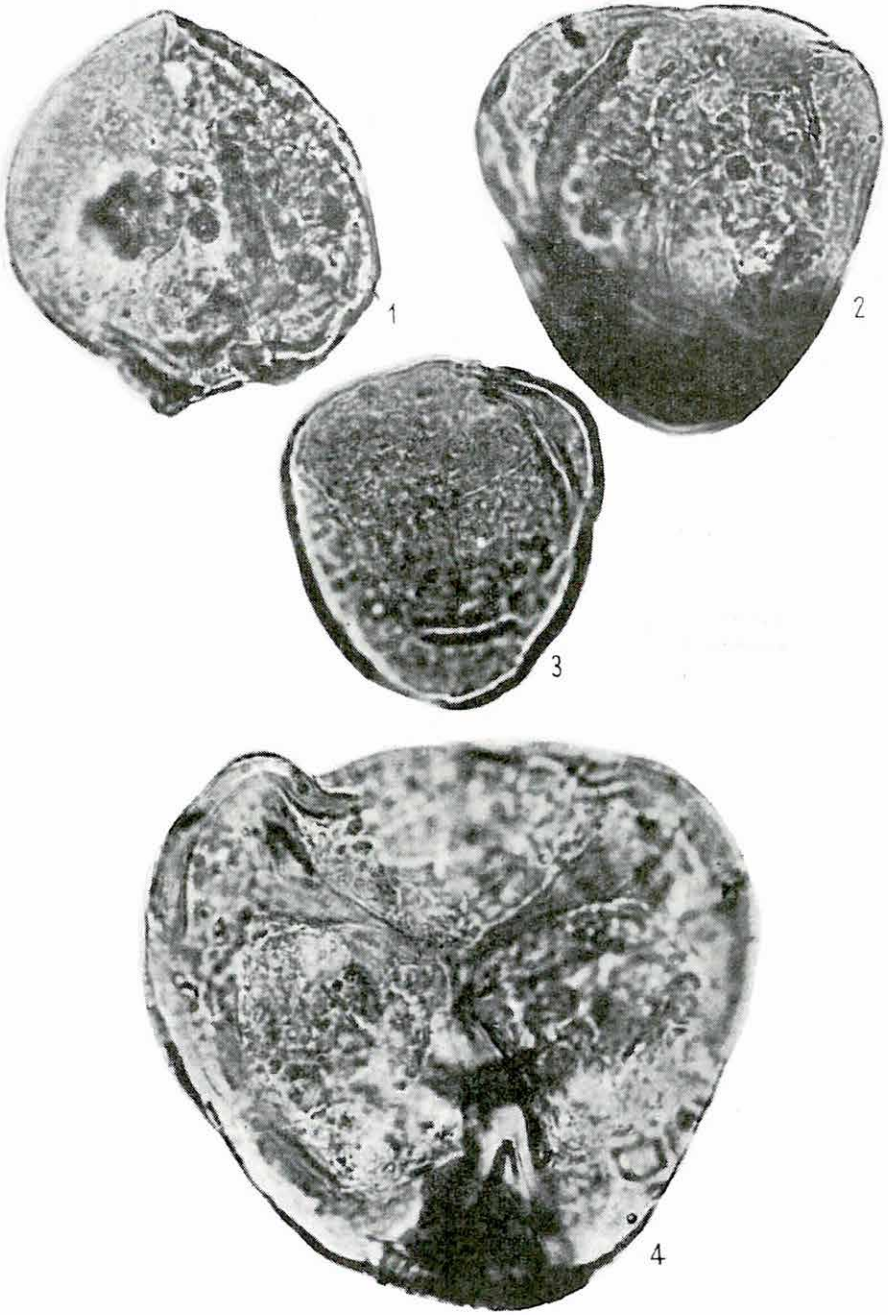
VADÁSZ E. 1957: Földtörténet és földfejlődés. – Budapest.

I. Tábla – Plate I.

1 – 3. *Leiotriletes adriennis* (R. POT. & GELL. 1933) KRUTZSCH 1959 fvar. *pseudotorus* KRUTZSCH 1959

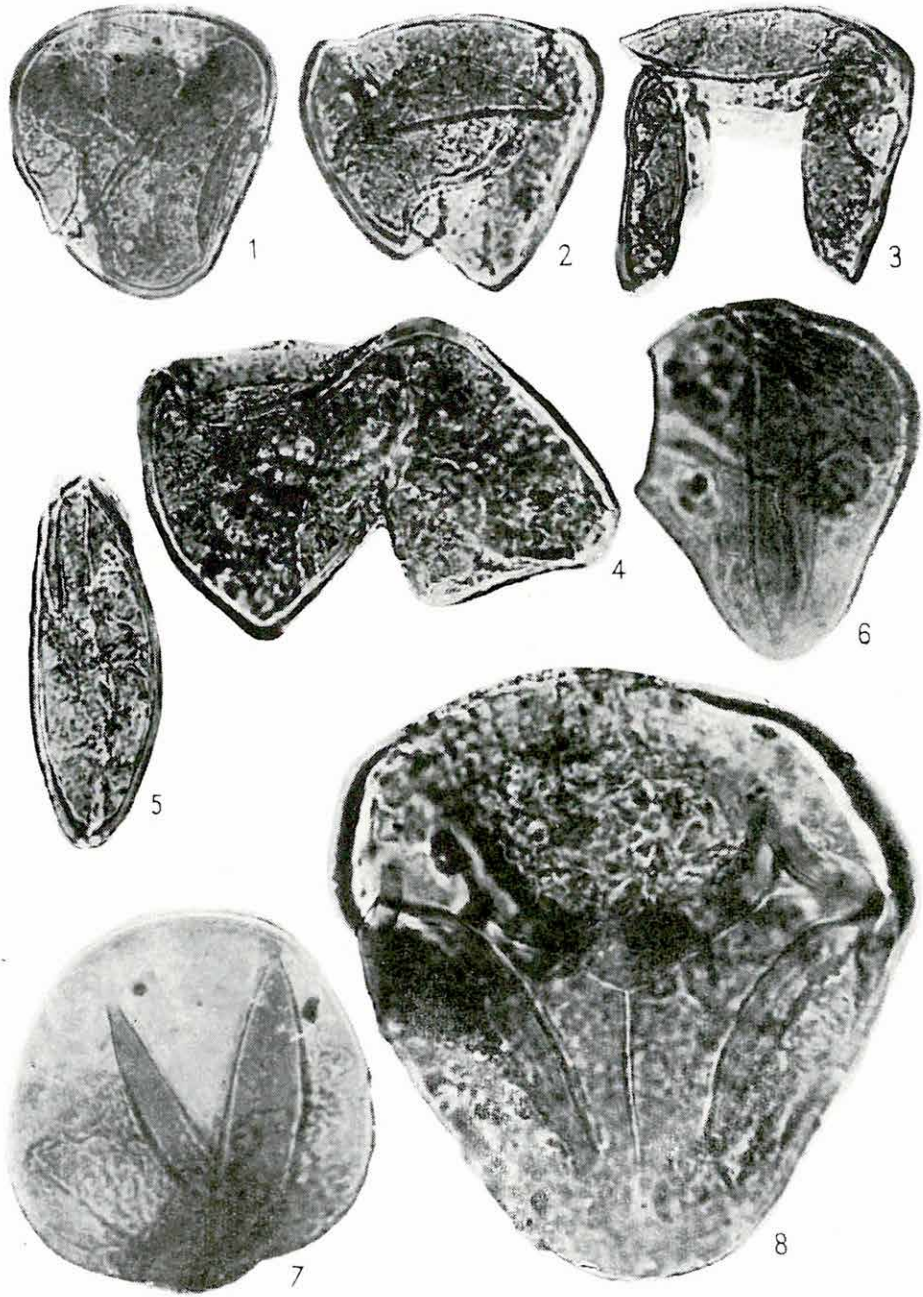
4. *Leiotriletes grandiosus* KRUTZSCH 1959

Nagyítás: 1000×


1
2
3
4

II. Tábla – Plate II.

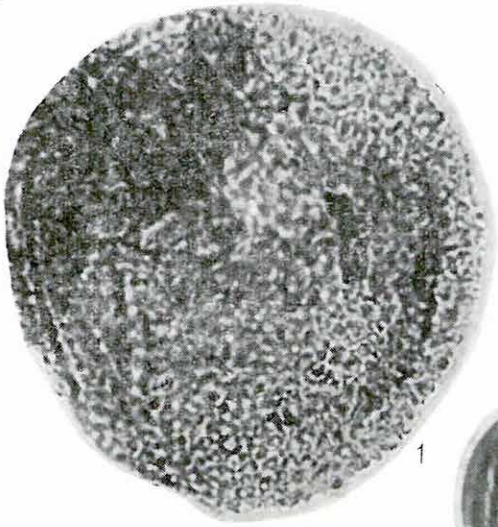
1 – 5. *Leiotriletes fractus* n. fsp. 500×
6. *Monoleiotriletes gracilis* KRUTZSCH 1959. 1000×
7. *Leiotriletes maximus* (PF. 1953) KRUTZSCH 1959. 500×
8. *Toroisporis (Toroisporis) magnus* n. fsp. 1000×


1
2
3
4
5
6
7
8

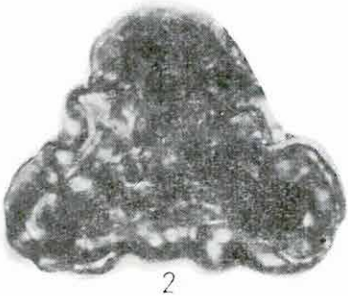
III. Tábla – Plate III.

1. *Verrucosisporites quintus* (TH. & PF. 1953) KRUTZSCH 1959
2. *Trilites nodosus* n. fsp.
3. *Trilites ingens* n. fsp.
4. *Intrapunctatosporis semipunctus* KRUTZSCH 1959
5. *Punctatosporites paleogenicus* KRUTZSCH 1959
6. *Verrucatosporites secundus* (R. POT. 1934) KRUTZSCH 1959 sfsp. *secundus*
7. *Verrucatosporites alienus* (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953

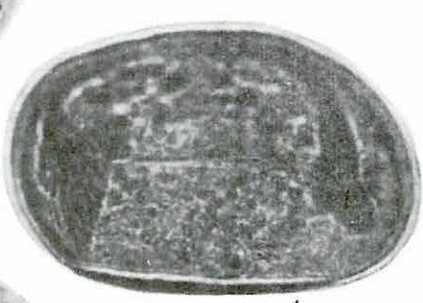
Nagyítás: 1000×



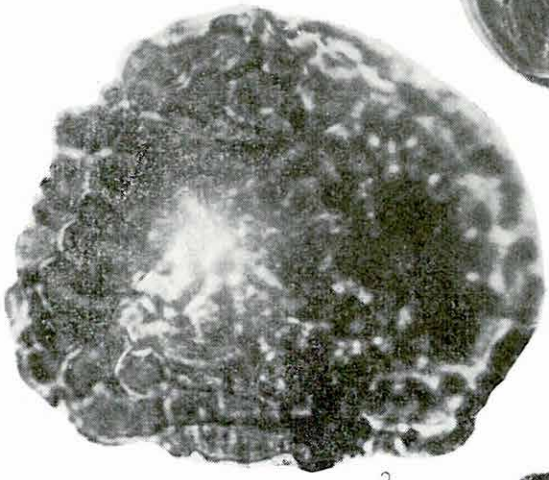
1



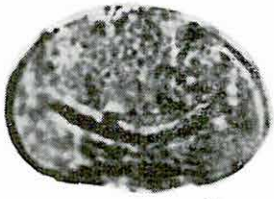
2



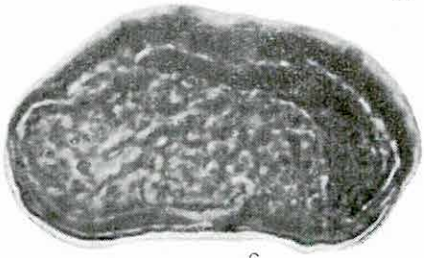
4



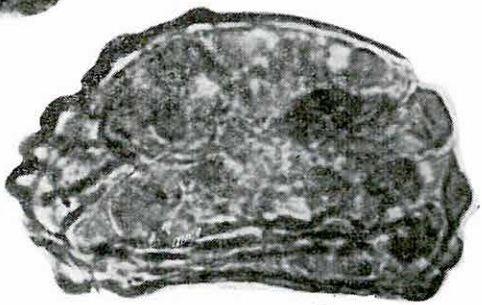
3



5



6



7

IV. Tábla – Plate IV.

1. *Dacrydiumites florinii* COOKSON & PIKE 1953
2. *Pityosporites labdacus* (R. POT. 1934) PF. & TH. 1953
3. *Inaperturopollenites dubius* (R. POT. & VEN. 1934) PF. & TH. 1953
4. *Monocolpopollenites areolatus* (R. POT. 1934) PF. & TH. 1953 sfsp. *retareolatus* PF. 1953
5. *Monocolpopollenites tranquillus* (R. POT. 1934) PF. & TH. 1953
6. *Inaperturopollenites hiatus* (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953

7 – 8. *Triatriopollenites* cf. *globosus* PF. 1953

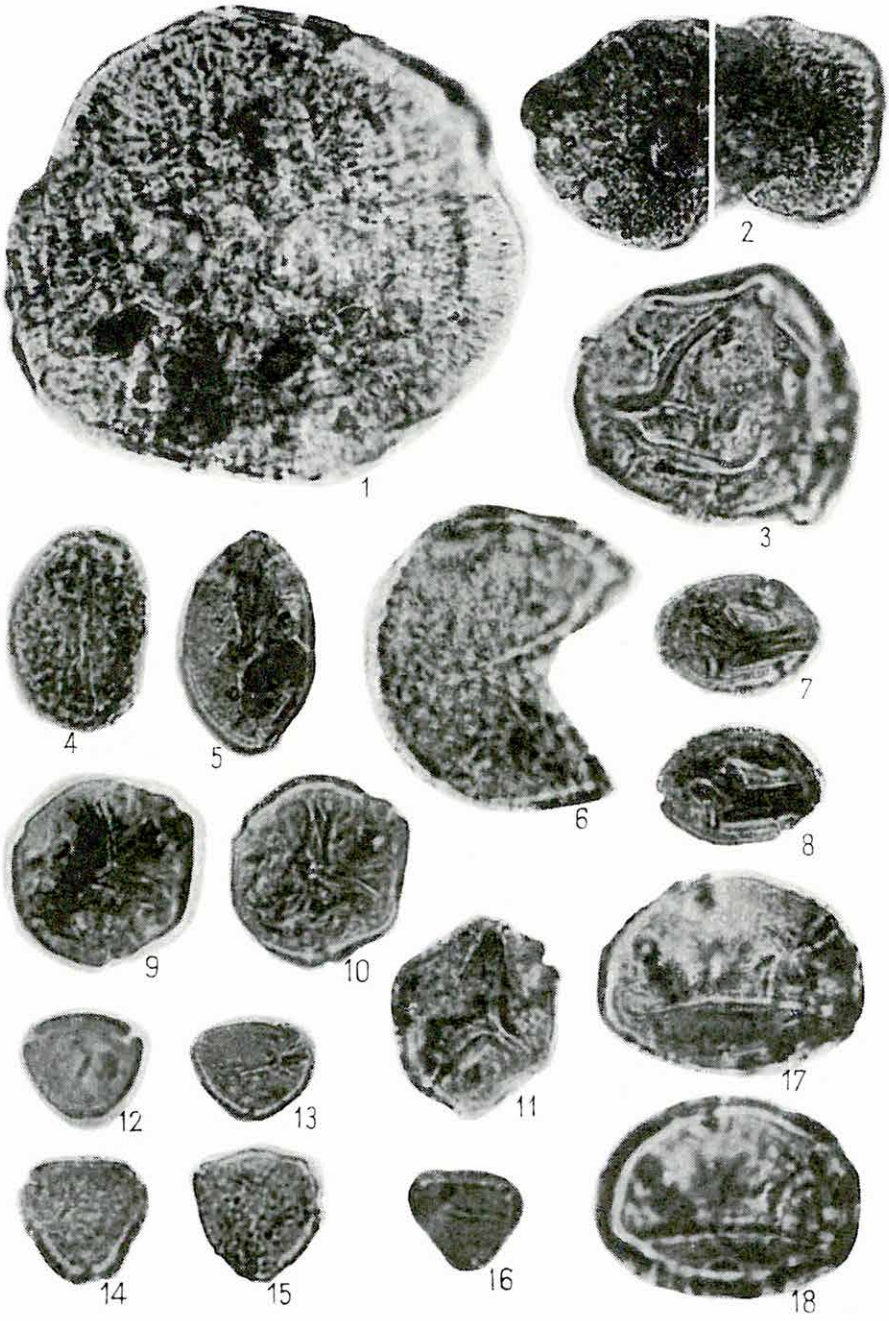
9 – 11. *Triatriopollenites myricoides* (KREMP. 1949) PF. & TH. 1953

12 – 14. *Triatriopollenites coryphaeus* (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953 sfsp. *microcoryphaeus* (R. POT.) PF. & TH. 1953

15. *Triatriopollenites bituitus* (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953
16. *Triatriopollenites coryphaeus* (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953 sfsp. *atrifer* PF. 1953

17 – 18. *Subtriporopollenites* cf. *simplex* (R. POT. & VEN. 1934) PF. & TH. 1953

Nagyítás: 1000×


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

V. Tábla – Plate V.

1. *Polyatriopollenites stellatus* (R. POT. & VEN. 1934) PF. 1953
2. *Polyatriopollenites candidus* PF. 1953
3. *Polyporopollenites* cf. *carpinoides* PF. 1953

4 – 5. *Polyvestibulopollenites verus* (R. POT. 1934) PF. & TH. 1953

6. *Tricolpopollenites henrici* (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953
7. *Tricolpopollenites microhenrici* (R. POT.) PF. & TH. 1953

8 – 10. *Tricolporopollenites dolium* (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953

11 – 12. *Tricolporopollenites villensis* (THOMS. 1950) PF. & TH. 1953

13 – 14. *Tricolporopollenites cingulum* (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953 sfsp. *fusus* (R. POT. 1934) PF. & TH. 1953

15 – 16. *Tricolporopollenites cingulum* (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953 sfsp. *pusillus* (R. POT. 1934) PF. & TH. 1953

17. *Tricolporopollenites cingulum* (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953 sfsp. *oviformis* (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953

18 – 19. *Tricolporopollenites cingulum* (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953 sfsp. *ovalis* (R. POT. 1934) E. KRIVÁN 1961

20. *Tricolporopollenites megaexactus* (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953 sfsp. *brühlensis* (THOMS. 1950) PF. & TH. 1953
21. *Tricolporopollenites steinensis* PF. 1953
22. *Tricolporopollenites euphorii* (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953

23 – 24. *Tricolporopollenites* cf. *edmundi* (R. POT. 1931) PF. & TH. 1953

25 – 26. *Tricolporopollenites helmstedtensis* PF. 1953

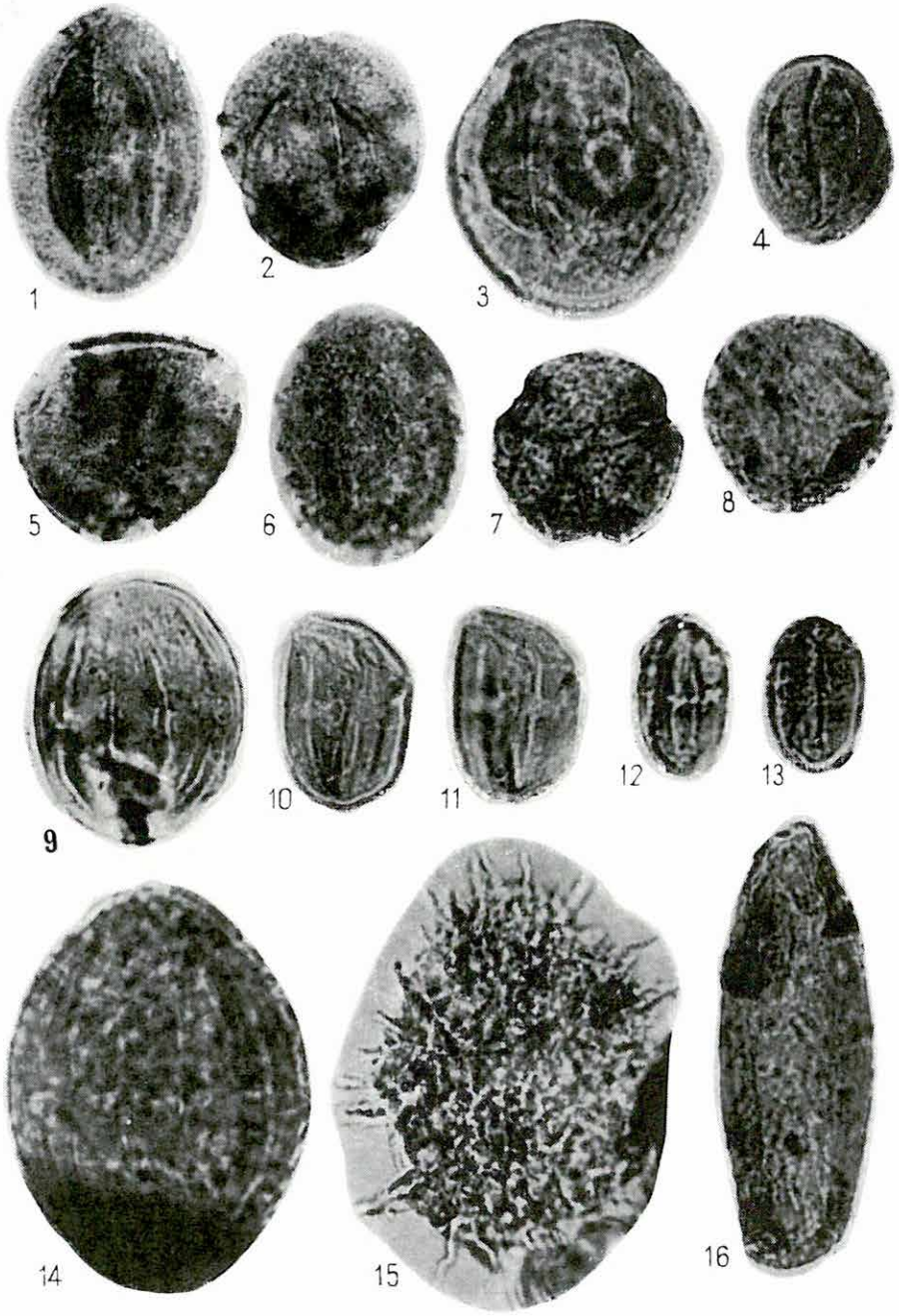
Nagyítás: 1000×


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26

VI. Tábla – Plate VI.

1 – 2. *Tricolporopollenites satzveyensis* PF. 1953
3. *Tricolporopollenites kruschi* (R. POT.) PF. & TH. 1953 sfsp. *rodderensis* (THIERG. 1947) PF. & TH. 1953
4. *Tricolporopollenites microreticulatus* PF. & TH. 1953 f. *elongata* PF. & TH. 1953
5 – 6. *Tricolporopollenites genuinus* (R. POT. 1934) PF. & TH. 1953
7. *Tricolporopollenites microreticulatus* PF. & TH. 1953 f. *globosa*
8. *Tricolporopollenites confinis* (R. POT. 1934) E. KRIVÁN 1961
9. *Tetracolporopollenites sapotoides* PF. & TH. 1953
10 – 11. *Tetracolporopollenites obscurus* PF. & TH. 1953
12 – 13. *Tetracolporopollenites occultus* PF. & TH. 1953 sfsp. *minor* n. sfsp.
14. *Hexacolporopollenites hungaricus* n. fgen., n. fsp.
15. *Hystrichosphaeridium* sp.
16. *Ovoidites ligneolus* (R. POT. 1931) R. POT. 1951

Nagyítás: 1000×


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

STRATIGRAPHIC POSITION OF THE OLIGOCENE BROWN COAL MEASURES OF THE BORÓKÁS DISTRICT (DOROG BASIN) IN THE LIGHT OF PALYNOLOGICAL INVESTIGATIONS*

by

E. KRIVÁN – HUTTER

The stratigraphic position of the Oligocene brown coal measures in the Dorog coal basin has been questioned for a long time. The author carried out comparative palynological investigations on coal-bearing sediments with plant remains referred to stratigraphic standard horizons, on the one hand, and on the Oligocene brown coal measures (Borókás district, shaft XIV), on the other, in order to find the solution of this question. She has found that the microflora of the Oligocene brown coal seam in shaft XIV can be correlated with Lattorfian ones. The palynology supplied thus clear evidence of the Lower Oligocene of the brown coal measures.

The microflora of the Lower Oligocene brown coal formation in Borókás counts 65 species. Among them, 1 new form-genus and 6 form-species have been encountered. Their description is the following:

Leiotriletes fractus n. fsp.

(Pl. II. figs 1 – 5)

Holotypus: specimen in sample S XIV/18, recorded in Pl. II. fig. 1
Derivatio nominis: after the fragile nature of the spore
Stratum typicum: Oligocene (Lattorfian) clayey marl
Locus typicus: Borókás district, shaft XIV, inclined drift „sáros"

Diagnosis: Microspore having a diameter of 80 to 93 μ. Equatorial contour triangular with right or slightly convex sides and rounded poles. Spore wall strong, 3 – 3,2 μ thick with intragranulated structure. Y-line thin, comprising two-thirds of the radius.

Remarks: The spore is often split in two parts along the Y-line so that one commonly finds but small oval fragments of it. These features of the spore have been observed in the samples analysed from the above-mentioned locality as well as in those from the Lower Oligocene beds of Bánk. Moreover, the subsequent phases of splitting also could be observed in the latter.

Toroisporis (Toroisporis) magnus n. fsp.

(Pl. II. fig. 8)

Holotypus: specimen in sample S. XIV/18, recorded in Pl. II. fig. 8
Derivatio nominis: after the size of the spore
Stratum typicum: Oligocene (Lattorfian) clayey marl with molluscs
Locus typicus: Borókás district, shaft XIV. inclined drift „sáros"

* Manuscript closed 28. II. 1960.

Diagnosis: Spore having a diameter greater than 80 μ, with rounded poles and more or less convex sides. Exine thin, 1,0–1,5 μ, smooth, with sagrenate structure. Y-line rectilinear comprising three-fourths of the radius. The tori on the proximal side follow the pattern of the Y-line and are distinct. Colour light brown if using ERDTMAN–ZÓLYOMI's maceration techniques.

Trilites nodosus n. fsp.

(Pl. III. fig. 2)

Holotypus: specimen in sample S. XIV/11, recorded in Pl. III. fig. 2
Derivatio nominis: after the exine structure of the spore
Stratum typicum: Oligocene (Lattorfian) brown coal
Locus typicus: Borókás district, shaft XIV, inclined drift „sáros"

Diagnosis: Microspore 40 μ in diameter, with triangular equatorial contour and right or slightly convex sides. Surface of the spore uneven because of the presence of laterally prolonged rows of clavi. Height of the clavi variable, however, at the poles they are more or less equal in height, thus forming quasi a „cap". Y-line reaches 5/4 of the radius and is accompanied by a 3 μ thick wave range of equal height or breadth, respectively. Its colour is yellowish-brown if using ERDTMAN–ZÓLYOMI's maceration techniques.

Trilites ingens n. fsp.

(Pl. III. fig. 3)

Holotypus: specimen in sample S. XIV/18, recorded in Pl. III. fig. 3
Derivatio nominis: after the habit of the spore
Stratum typicum: Oligocene (Lattorfian) clayey marl with molluscs
Locus typicus: Borókás district, shaft XIV, inclined drift „sáros"

Diagnosis: Microspore 66 μ in diameter, almost globular. Sculpture corrugate–rugulate, with 6 μ wide tubercles. Y-line indistinct, reaching the half of the radius. Its colour is brown if using ERDTMAN–ZÓLYOMI's techniques.

Tetracolporopollenites occultus PF. & TH. 1953 sfsp. **minor** n. sfsp.

(Pl. VI. figs. 12–13)

Holotypus: specimen in sample S. XIV/15, recorded in Pl. VI. figs. 12–13
Derivatio nominis: after the small size of the pollen grain
Stratum typicum: Oligocene (Lattorfian) brown coal
Locus typicus: Borókás district, shaft XIV, inclined drift „sáros"

Diagnosis: Ellipsoidal, tetracolporate pollen form. Breadth-length index: 0,6. Caverns small and thin. Circular endopore reaching beyond the cavern. Exine intrarugulate. Size 20 μ.

Remarks: Our specimen differs from the species *Tetracolporopollenites occultus* PF. & TH. only by its dimensions. Therefore, it is considered to be a sfsp. of the latter.

Hexacolporopollenites n. fsp.

Genotypus: Hexacolporopollenites hungaricus n. fsp.
Derivatio nominis: after the number of germinal apparatuses

Diagnosis: Pollen grains with 6 germinal apparatuses, *i. e.* with 6 meridional colpi and 6 equatorial pores. Germinal apparatuses symmetrically arranged.

Hexacolporopollenites hungaricus n. fsp.

(Pl. VI. fig. 14)

Holotypus: specimen in sample S. XIV/11, recorded in Pl. VI. fig. 14
Derivatio nominis: after its occurrence in Hungary
Stratum typicum: Oligocene (Lattorfian) brown coal
Locus typicus: Borókás district, shaft XIV, inclined drift „sáros"

Diagnosis: ellipsoidal, hexacolporate pollen having a diameter of 38 μ, with markedly convex sides. Pore cap little pointed. Breadth-length index: 0,7. Pores situated along the equator and somewhat prolonged in equatorial direction. Exine thin, sagrenate.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОЛИГОЦЕНОВОЙ БУРОУГОЛЬНОЙ ТОЛЩИ БОРОКАШСКОГО УЧАСТКА ДОРОГСКОГО БАССЕЙНА НА ОСНОВАНИИ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ*

Э. КРИВАН-ХУТТЕР

Стратиграфическое положение олигоценовой буроугольной толщи Дорогского буроугольного бассейна является спорным. Для решения вопроса автор выполнила сравнение угленосных материалов, содержащих растительные остатки и отнесенных к стандартным стратиграфическим горизонтам, с образцами олигоценовой угленосной толщи шахты XIV Борокашского участка. В результате этого сравнения было установлено, что микрофлора олигоценового буроугольного пласта шахты XIV сопоставляема с латторфскими микрофлорами. Таким образом, по данным спорово-пыльцевого комплекса возраст буроугольной толщи оказался нижним олигоценом.

Микрофлора нижнеолигоценовой буроугольной толщи Борокашского участка очень богата. Она состоит из 65 видов. Среди последних был найден один новый формальный род и шесть новых формальных видов, описание которых дается в нижеследующем:

*Рукопись подписана к печати: 28 февраля 1960 г.

Leiotriletes fractus n. fsp.

(таблица II, фиг. 1–5)

Holotypus: экземпляр, содержимый в образце S. XIV/18 на таблице II, фиг. 1
Derivatio nominis: по хрупкости споры
Stratum typicum: глинистые мергели олигоценового (латторфского возраста)
Locus typicus: Борокашский участок, шахта XIV, уклон „шарош"

Диагноз: Микроспора величиной 80–93 μ. Экваториальный контур треугольный с прямыми или слабо выпуклыми боками и округленными полюсами. Стена споры толщиной от 3 до 3,2 μ имеет интрагранулированную структуру. Щель разверзания тонкая, охватывающая две третих радиуса.

Примечание: Вдоль щели разверзания спора расщепляется на три части так что часто встречаются лишь овальные обломки ее. Такое свойство споры было наблюдено как на изученном материале Борокашского участка, так и в изученных образцах, взятых из нижнеолигоценовых отложений с. Банк. Более того, в последнем материале автор могла обнаружить и последующие фазы расщепления.

Toroisporis (Toroisporis) magnus n. fsp.

(таблица II, фиг. 8)

Holotypus: экземпляр, содержимый в образце S. XIV/18 и приведенный на таблице II, фиг. 8
Derivatio nominis: по величине споры
Stratum typicum: моллюсковые глинистые мергели олигоценового (латторфского) возраста
Locus typicus: Борокашский участок, шахта XIV, уклон „шарош"

Диагноз: Спора величиной свыше 80 μ, имеющая округленные полюсы, слабо или значительно выпуклые бока. Экзина тонкая, толщиной 1,0–1,5 μ. гладкая с сагренатной структурой. Щель разверзания охватывает две третих, иногда три четверти радиуса и протягивается прямолинейно. Торусы, расположенные на проксимальной стороне, следуют линии щели разверзания и являются выраженными. Цвет светло-коричневый при применении мацерации по методу ЭРДТМАН–ЗОЙОМИ.

Trilites nodosus n. fsp.

(таблица III, фиг. 2)

Holotypus: экземпляр, содержимый в образце S. XIV/11 и приведенный на таблице III, фиг. 2
Derivatio nominis: по структуре экзины споры
Stratum typicum: бурый уголь олигоценового (латторфского) возраста
Locus typicus: Борокашский участок, шахта XIV, уклон „шарош"

Диагноз: Микроспора величиной 40 μ с треугольным экваториальным контуром и прямыми или слабо выпуклыми боками. Поверхность споры нарушается рядами наростков, протягивающимися в боковом направлении.

Высота наростков измечивая, но у полюсов более или менее одинаковая, так что на полюсах наростки образуют как бы „шапку". Щель разверзания распространяется до 5/4 радиуса и сопровождается серией волн одинаковой высоты и толщины, составляющей 3 μ. Цвет – желто-коричневый при применении мацерации по методу ЭРДТМАН–ЗОЙОМИ.

Trilites ingens n. fsp.

(таблица III, фиг. 3)

Holotypus: экземпляр, содержимый в образце S. XIV/18 и приведенный на таблице III, фиг. 3
Derivatio nominis: название указывает на габитус споры
Stratum typicum: моллюсковые глинистые мергели олигоценового (латторфского) возраста
Locus typicus: Борокашский участок, шахта XIV, уклон „шарош"

Диагноз: Микроспора почти сферическая величиной 66 μ. Скульптура ее носит корругатно-ругулятный характер с бугорками величиной 6 μ. Щель разверзания невыраженная, охватывающая половину радиуса. Цвет – коричневый при применении мацерации по методу ЭРДТМАН–ЗОЙОМИ.

Tetracolporopollenites occultus PF. & TH. 1953 sfsp. **minor** n. sfsp.

(таблица VI, фиг. 12–13)

Holotypus: экземпляр, содержимый в образце S. XIV/15 и приведенный на таблице VI, фиг. 12–13
Derivatio: nominis: по малому размеру пыльцы
Stratum typicum: бурый уголь олигоценового (латторфского) возраста
Locus typicus: Борокашский участок, шахта XIV, уклон „шарош"

Диагноз: Пыльцевое зерно эллипсоидальной формы тетракольпоратного характера. Индекс ширина/длина: 0,6. Каверны небольшие и тонкие. Округлая эндопора выходит за пределы каверны. Экзина имеет интраругулятное строение. Величина ее составляет 20 μ.

Примечание: Наш экземпляр отличается от вида *Tetracolporopollenites occultus* PF. & TH. только по его размерам. Поэтому он считается формальным подвидом (sfsp.) последнего.

Hexacolporopollenites n. fsp.

Genotypus: Hexacolporopollenites hungaricus n. fsp.
Derivatio nominis: по количеству герминальных аппаратов

Диагноз: Пыльцевые зерна, обладающие 6 герминальными аппаратами, то есть 6 меридиональными кольпусами и 6 экваториальными порами. Герминальные аппараты располагаются симметрично.

Hexacolporopollenites hungaricus n. fsp.

(таблица VI, фиг. 14)

Holotypus: экземпляр, содержимый в образце S. XIV/11 и приведенный на таблице VI, фиг. 14
Derivatio nominis: наименование указывает на находку вида в Венгрии
Stratum typicum: бурый уголь олигоценового (латторфского) возраста
Locus typicus: Борокашский участок, шахта XIV, уклон „шарош"

Диагноз: Пыльцевое зерно эллипсоидальное, гекзакольпоратное, имеющее величину 38 μ и сильно выпуклые бока. Поровая шапка несколько заостренная. Индекс ширина/длина: 0,7. Поры располагаются вдоль экватора и несколько вытянуты в экваториальном направлении. Экзина тонкая, сагренатная.

A DÉL-DOROGI TERÜLET OLIGOCÉN FORAMINIFERÁI

Írta: NAGYNÉ GELLAI ÁGNES

A Dorogi-medence Foraminifera faunája jellegzetes, egyéb területek (Buda-vidék, keleti területek) hasonló faunájától eltér, azokkal nehezen vagy egyáltalán nem azonosítható. E területről hosszú ideig csak felső-oligocén képződményeket említett az irodalom.

Az újabban mélyített számos mélyfúrás lehetővé tette az oligocén üledékek részletesebb tagolását.

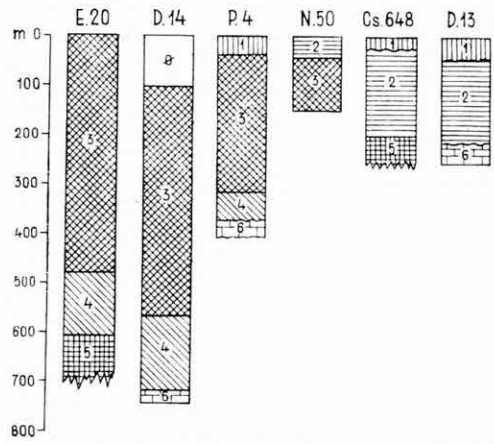
HANTKEN M. (1871) ír arról, hogy az itteni „kiscelli agyag" rétegtani helyzete nem azonos a Buda-vidékivel. Esztergom vidékén a „kiscelli agyag" és a felső-eocén mészkő közé oligocén tengeri homokkő és csökkentsósvízi agyag települ, ezek az üledékek a Buda-vidéki területeken hiányoznak.

MAJZON L. akadémai doktori értekezésében (1957) említi VITÁLIS S.-nak a Földtani Társulat 1944 március 1-i szakülésén „Az Esztergomi szénmedence oligocén képződményei" címmel tartott előadását, amely nem került kinyomtatásra. Ebben közel 70 fúrás mintaanyagának részletes kőzettani és őslénytani vizsgálatáról számolt be. MAJZON L. – irodalmi adatok hiányában – emlékezetből idézi az akkori megállapításokat. VITÁLIS S. előadásában kiemelte, hogy a barnakőszéntelep feletti, csökkentsósvízi makro- és mikrofaunát tartalmazó rétegekre települő – a régebbi kutatók által 40 m vastagságúnak tartott – foraminiferás agyag elérte a 428 m-es vastagságot.

Ezt a megállapítást a medencében lemélyített újabb fúrások is igazolják. Alapszelvényként az Esztergom 20 sz. fúrást dolgoztam fel, mely a medence ÉK-i területén mélyült. E fúrást párhuzamosítási alapul használom fel, részletes ismertetése már megtörtént (NAGYNÉ GELLAI Á. 1964). A Dorogi-medence déli részéről a következő fúrások Foraminifera vizsgálatának eredményét ismertetem: a Piliscsév 4. sz., Dág 14. sz., Nagysáp 50. sz., Csolnok 648. sz. és Dág 13. sz. fúrásokét (1. ábra).

A Piliscsév 4. sz. fúrás 405,0 m mélységig hatolva pleisztocén, oligocén, eocén, triász rétegeket harántolt. Az oligocén – eocén határ Foraminiferák alapján 330,0 m-nél állapítható meg.

270,0 – 330,0 m-ig homokkő és agyagmárga szerepel a rétegsorban. Foraminifera faunája csökkentsósvízi; gyakori a *Nonion granosum* D'ORB., *Rotalia beccarii* (L.), *Elphidium striatopunctatum* (F. & M.). Megjelennek az agglutinált Foraminiferák is, főleg a Miliamminák, kisebb számban az Ammobaculiteszek és Ammomarginulinák (I. tábla 1).



1. ábra. A dél-dorogi terület fúrásai, összehasonlítva az Esztergom 20. sz. fúrással

Jelmagyarázat: 1. Pleisztocén. — Oligocén: *2.* katti, *3.* rupéli, *4.* lattorfi. — *5.* Eocén. — *6.* Triász. Ø = vizsgálat nem volt.

Abb. 1. Bohrungen des Süd-Doroger Gebietes im Vergleich mit der Bohrung Esztergom Nr. 20.

Zeichenerklärung: 1. Pleistozän. — Oligozän: *2.* Chatt, *3.* Rupel, *4.* Lattorf. — *5.* Eozän. — *6.* Trias. Ø = keine Untersuchung.

136,0—270,0 m-ig homokkő-, homokrétegek vannak, helyenként vékony agyagmárga-közbetelepüléssel; az utolsó 30 m-ben tarka agyag és agyagmárga váltakozik.

Ebben az üledékösszletben Foraminiferák egyáltalán nincsenek, néhány mintából Ostracodák ismeretesek. Figyelmet érdemel, hogy 258,0—259,0 m-ben tömegesen találhatók *Chara*-termések.

32,0—136,0 m mélységközben homok—homokkő váltakozása után agyag váltja fel a homokos üledékeket. Foraminifera társulása a „kiscelli agyag" jellemző együttesét mutatja, a felső részen (100,0 m-ig) szegényesebb a fauna (I. tábla 2).

A Dág 14 sz. fúrás 714,0 m-ig oligocén üledékeket harántolt és 740,0 m-ben felső-triász dachsteini mészkőben állt le.

560,0—714,0 m között az üledéksor agyagmárgából, homokkőből, márgából áll. A mikrofauna csökkentsósvízi, főleg *Nonion granosum* D'ORB., *Elphidium minutum* (RSS.), *Rotalia kiliani* (ANDREAE), *Rotalia propinqua* RSS., *Elphidium hiltermanni* HAGN fajokkal.

450,0—560,0 m-ig agyagmárga, homokkő váltakozik, egyetlen, vastagabb homokkő közetbetelepülés figyelhető meg. Mikrofaunát itt egyáltalán nem találtunk.

0,0—450,0 m-ig a felső részen 80,0 m-ig homok, homokkő van, ez alatt agyagmárga többször váltakozik homokkővel. A Foraminifera-vizsgálat 76,0 m-től indult és 163,0 m-ig gazdag, „kiscelli agyag"-ra jellemző faunát találtunk (II. tábla 1, 2). 201,0—233,0 m-ig jóval szegényebb a fauna és néhány csökkentsósvízi faj is megjelenik. Sok faunamentes és gyér Foraminiferát tartalmazó minta után ismét gazdag faunaegyüttes következik 400,0—430,0 m-ig.

A Nagysáp 50. sz. fúrás 150,0 m-nél, középső-oligocén rétegekben végződött. Mikrofaunája kezdetben (75,0 m-ig) szegényesebb, majd innen végig a „kiscelli agyag"-ra jellemző Foraminifera-társulást mutatja.

A déli területről legrészletesebben a Csolnok 648. sz. fúrás vizsgálatát végeztem. A fúrás oligocén, majd eocén üledékeket harántolt és 403,0 m-nél felső-triász dachsteini mészkőben ért véget. Az oligocén képződmények vastagsága a fúrásban 217,0 m. Az üledékösszleten belül lényeges különbségek sem kőzettani, sem mikropaleontológiai módszerrel nem észlelhetők. Kőzetanyaga durva és finomabb szemű homokkő és homok, mely agyagos

üledékekkel, tarka agyaggal váltakozik. A rétegsor csökkentsósvízi faunájában csak kisebb változások figyelhetők meg.

167,3 – 217,1 m-ben tömegesen jelentkezik a *Rotalia beccarii* (L.) faj. A *Nonion* nemzetség fajainak száma erősen csökken (III. tábla 1).

155,4 – 167,3 m-ig csak agglutinált házú alakok ismeretesek: a *Bathysiphon* sp. és a *Rhabdammina abyssorum* M. SARS faj (III. tábla 2).

16,0 – 155,4 m-ig a *Rotalia* és *Nonion* nemzetség fajai vannak túlsúlyban (III. tábla 3). Elenyészően csekély az egyéb nemzetségek száma. A *Globigerina* és *Cibicides* nemzetség néhány faja érdemel csupán említést.

A Dág 13. sz. fúrás 230,0 m-ig oligocént, 260,0 m-ig triászt harántolt. Kőzettanilag a fúrás oligocén üledéksora nem változatos, főleg homok- és homokkőrétegekből áll, alsó részén tarka agyagösszlettel. Foraminifera faunája csökkentsósvízi, a rétegsor jelentős része azonban (75,0 – 155,0 m-ig) faunamentes. A faunaegyüttes végig nagyon szegényes, csupán néhány faj jelentkezik.

Az adatokat értékelve megállapíthatjuk, hogy az Esztergom 20. sz. fúrás alsó szakasza – mely magába foglalja a kőszéntelepes kifejlődést és annak gazdag agglutinált Foraminiferákkal jellemzett fedőjét is – megegyezik a Piliscsév 4. sz. és a Dág 14. sz. fúrás oligocénjének alsó, csökkentsósvízi kifejlődésű részével. A Piliscsév 4. sz. fúrásban a jellegzetes agglutinált Foraminiferák még megtalálhatók, bár sokkal gyérebben mint az E. 20. sz. fúrásban, a Dág 14. sz. fúrásban ellenben ezek a formák hiányoznak.

Ezeket a csökkentsósvízi üledékeket MAJZON L. 5., foraminifera-mentes szintjével azonosnak tartjuk és a *lattorfi emeletbe* soroljuk. Ezt indokolttá teszi az a tény, hogy a rupéli emelet tengeri üledékeinek Foraminiferáitól e rétegek faunatársasága nagyon eltér. Figyelmet érdemel a *Rotalia beccarii* (L.) faj tömeges megjelenése, amelyet eddig kattinál idősebb üledékekből az irodalom nem jelzett. Az összlet esetleges rupéli emeletbe való sorolását megnehezíti az a körülmény, hogy a rupéli emeletből ilyen együttes eddig még ismeretlen és hogy az itt talált – nem tengeri – Foraminiferák csak fáciesjelzők, valamint az a tény, hogy a fajok legnagyobb részét a német felső-oligocén csökkentsósvízi üledékeiből írták le.

Az E. 20. sz. fúrás középső és felső szakasza a „kiscelli agyag" jellegzetes Formainifera társulása alapján MAJZON L. 4., foraminiferás szintjét jelzi, tehát a *rupéli emeletbe* tartozik. Ezt a Foraminifera társulást találjuk a Piliscsév 4., a Dág 14. és a Nagysáp 50. sz. fúrásokban is. E fúrásokban – kivéve a Nagysáp 50. sz. fúrást, amely 150,0 m-nél a gazdag foraminiferás agyagmárgában ért véget – a rupéli emelet alján egy eléggé jelentős vastagságú, faunamentes homokkő-összletet találtunk.

A Csolnok 648. sz. fúrás Foraminiferái csökkentsósvíziek, rétegsorát a *katti emeletbe* soroljuk. Mikrofaunája alapján ezzel megegyező a Dág 13. sz. fúrás üledékösszlete is.

Felvetődik az a kérdés, hogy vajon az alsó csökkentsósvízi összlet nem egyezhet-e meg a felső csökkentsósvízi üledékekkel? Az eddigi vizsgálatok eredményei azt mutatják, hogy nem. Az alsó részen az agglutinált Foraminifera fajok jellemzőek és szintállóságuk több fúrás és feltárás szelvényének vizsgálata alapján igazoltnak vehető. MAJZON L. szóbeli közlése alapján a

római-fürdői fúrásokból is kimutatható a fent említett agglutinált Foraminifera-társaság, mely a típusos „kiscelli agyag", vagyis a rupéli emeletbe tartozó üledékek alatt jelentkezik. A kérdés végleges lezárásához azonban még újabb adatok szükségesek, melyek a Dorogi-medence területén egyértelműen igazolják az eddigi megállapításokat.

IRODALOM

HANTKEN M. 1868: A kiscelli tályag foraminiferái. – Magyarh. Földt. Társ. Munk. p. 75 – 96.

HANTKEN M. 1871: Az esztergomi barnaszénterület földtani viszonyai. – pp. 3 – 144.

HANTKEN M. 1875: A Clavulina szabói rétegek faunája. – Földt. Int. Évk. 6. I. rész, Foraminiferák pp. 1 – 82.

MAJZON L. 1957: A magyarországi oligocén mikropaleontológiai rétegtana. – Kézirat. Akadémiai doktori ért.

MAJZON L. 1960: Magyarországi paleogén Foraminifera-szintek. – Földt. Közl. 90.3. pp. 355 – 362.

NAGYNÉ GELLAI Á. 1964: A Dorogi-medence oligocén képződményeinek Foraminiferái. – Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről I.

I. Tábla – Tafel I.

1. A Piliscsév 4. sz. fúrás alsó csökkentsósvízi összletének Foraminiferái Miliamminákkal. 20×
2. „Kiscelli agyag"-ra jellemző Foraminifera együttes a Piliscsév 4. sz. fúrás felső részéről. 20×

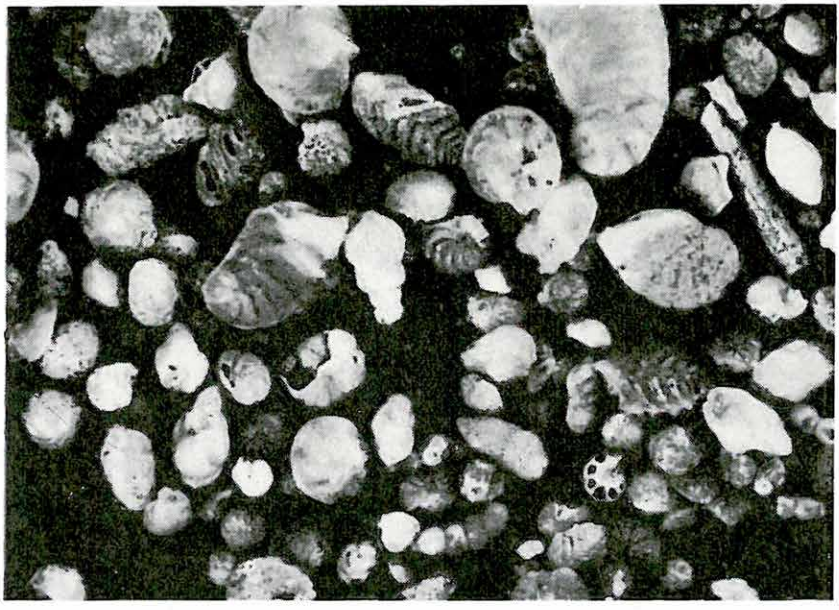
* * *

1. Foraminiferen mit Miliamminen aus dem unteren brackischen Komplex der Bohrung Piliscsév Nr. 4. 20×
2. Für den „Kisceller Ton" charakteristische Foraminiferengemeinschaft aus dem oberen Abschnitt der Bohrung Piliscsév Nr. 4. 20×

Photo: A. KISS



1



2

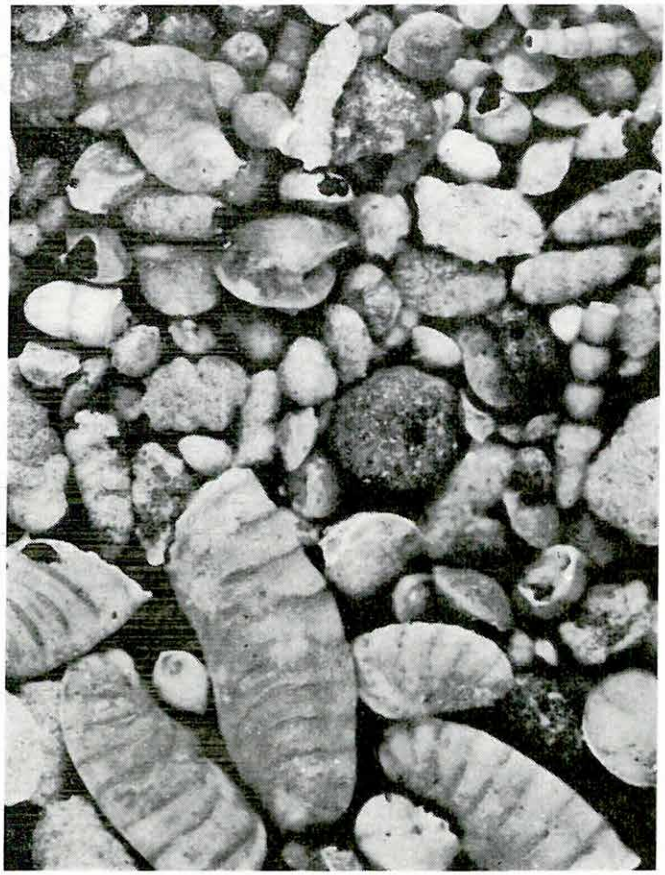
II. Tábla – Tafel II.

1 – 2. A Dág 14. sz. fúrás felső részének gazdag, rupéli emeletre jellemző Foraminifera faunája. 25×, ill. 15×

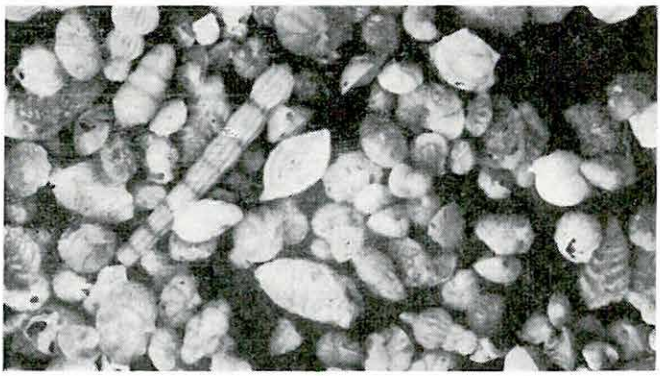
* * *

1 – 2. Für das Rupel charakteristische, reiche Foraminiferenfauna des oberen Abschnittes der Bohrung Dág Nr. 14. 25×, bz. 15×

Photo: A. Kiss



1



2

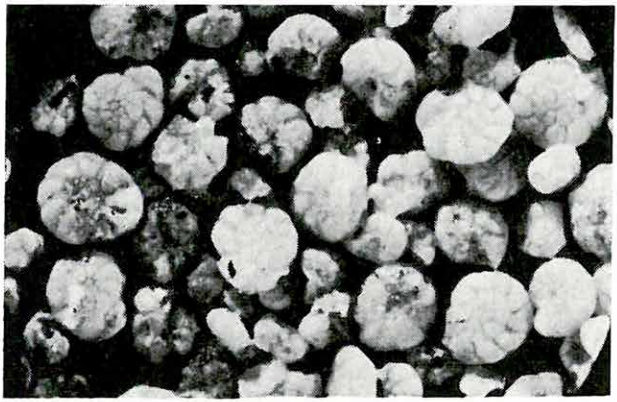
III. Tábla – Tafel III.

1. A Csolnok 648. sz. fúrás alsó részének *Rotalia beccarii* (L.) fajban gazdag együttese. 40×
2. A Csolnok 648. sz. fúrás agglutinált Foraminiferákban gazdag faunatársasága. 17,5×
3. A Csolnok 648. sz. fúrás felső részére jellemző fauna, *Rotalia* és *Nonion* fajokkal. 40×

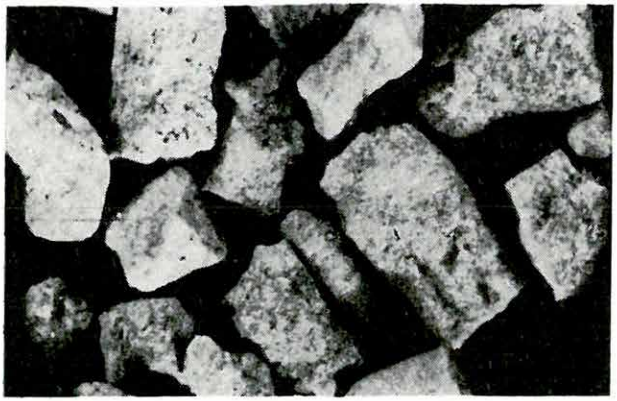
* * *

1. An *Rotalia beccarii*-Resten reiche Gemeinschaft aus dem unteren Teil der Bohrung Csolnok Nr. 648. 40×
2. An agglutinierten Foraminiferen reiche Gemeinschaft der Bohrung Csolnok Nr. 648. 17,5×
3. Für den oberen Teil der Bohrung Csolnok Nr. 648. charakteristische Fauna mit *Rotalia*- und *Nonion*-Arten. 40×

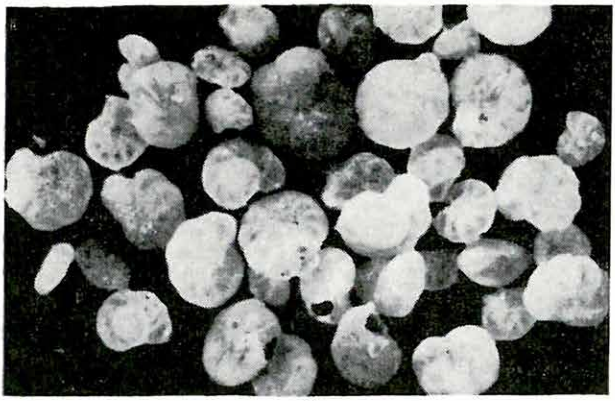
Photo: L. KÖVESDI



1



2



3

OLIGOZÄNE FORAMINIFEREN DES SÜD-DOROGER GEBIETES

von

Á. NAGY – GELLAI

Die oligozäne Foraminiferen-Fauna des Doroger Beckens unterscheidet sich von der gleichaltrigen Fauna anderer, benachbarter Gebiete. Auf Grund der Bearbeitung des Grundprofils (Á. NAGY – GELLAI 1964) und der Untersuchung der neuen Bohrungen können die im Raume des Beckens abgeteuften Bohrungen parallelisiert werden (Abb. 1.). Die Ergebnisse der Foraminiferen-Untersuchungen an den Bohrprofilen des Süd-Doroger Gebietes tragen mit neuen Angaben zur Erkenntnis der oligozänen Bildungen des Beckens bei. Auf Grund der Untersuchung der Foraminiferen werden im untersuchten Gebiet die Ablagerungen des Lattorf (Bohrungen P. 4., E. 20., D. 14.), des Rupel (Bohrungen E. 20., P. 4., D. 14., N. 50.) und des Chatt (Bohrungen Cs. 648., D. 13.) unterschieden.

ОЛИГОЦЕНОВЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДОРОГСКОГО БАССЕЙНА

А. НАДЬ-ГЕЛЛАИ

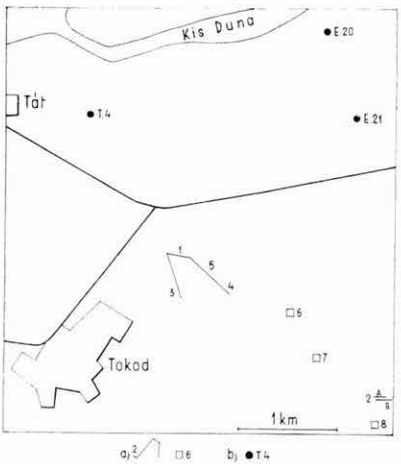
Олигоценовая фораминиферная фауна Дорогского бассейна отличается от фаун аналогичного возраста других областей. На основании обработки опорного разреза (А. НАДЬ–ГЕЛЛАИ 1964) и изучения новых буровых скважин можно параллелизировать пробуренные на территории бассейна скважины (рис. 1). Результаты изучения фораминифер, собранных из буровых скважин южной части Дорогского бассейна, предоставляют новые сведения к познанию олигоценовых отложений рассматриваемого бассейна. На основании фораминифер в изученной области выделяются отложения латторфского (скважины №№ P. 4, E. 20, D. 14), рупельского (скважины №№ E. 20, P. 4, D. 14, N. 50) и хаттского (скважины Cs. 648, D. 13) ярусов.

A TOKOD KÖRNYÉKI EOCÉN KÉPZŐDMÉNYEK ÜLEDÉKKŐZETTANI VIZSGÁLATA

Írta: SÁRKÖZINÉ FARKAS ERZSÉBET

E beszámolóban a Dorogi-medence északi részéről a tokodi terület vizsgálatait kívánom röviden ismertetni. A vizsgált szelvények helyszínrajza az 1. ábrán látható. A vizsgálati anyag az alábbi bányavágatokból és felszíni feltárásokból származik:

1. Tokod Erzsébet-akna II-es lejtősakna
2. Tokodaltáró alsó-fedőereszke
3. Tokod Erzsébet-akna alapvágat
4. Tokod Erzsébet-akna léggurító
5. Tokod Erzsébet-akna Öregmező alapvágat
6. Tokodaltárói alagút
7. Tokodaltáró Kábelakna 5. sz. feltárás
8. Tokodaltáró 6. sz. feltárás.



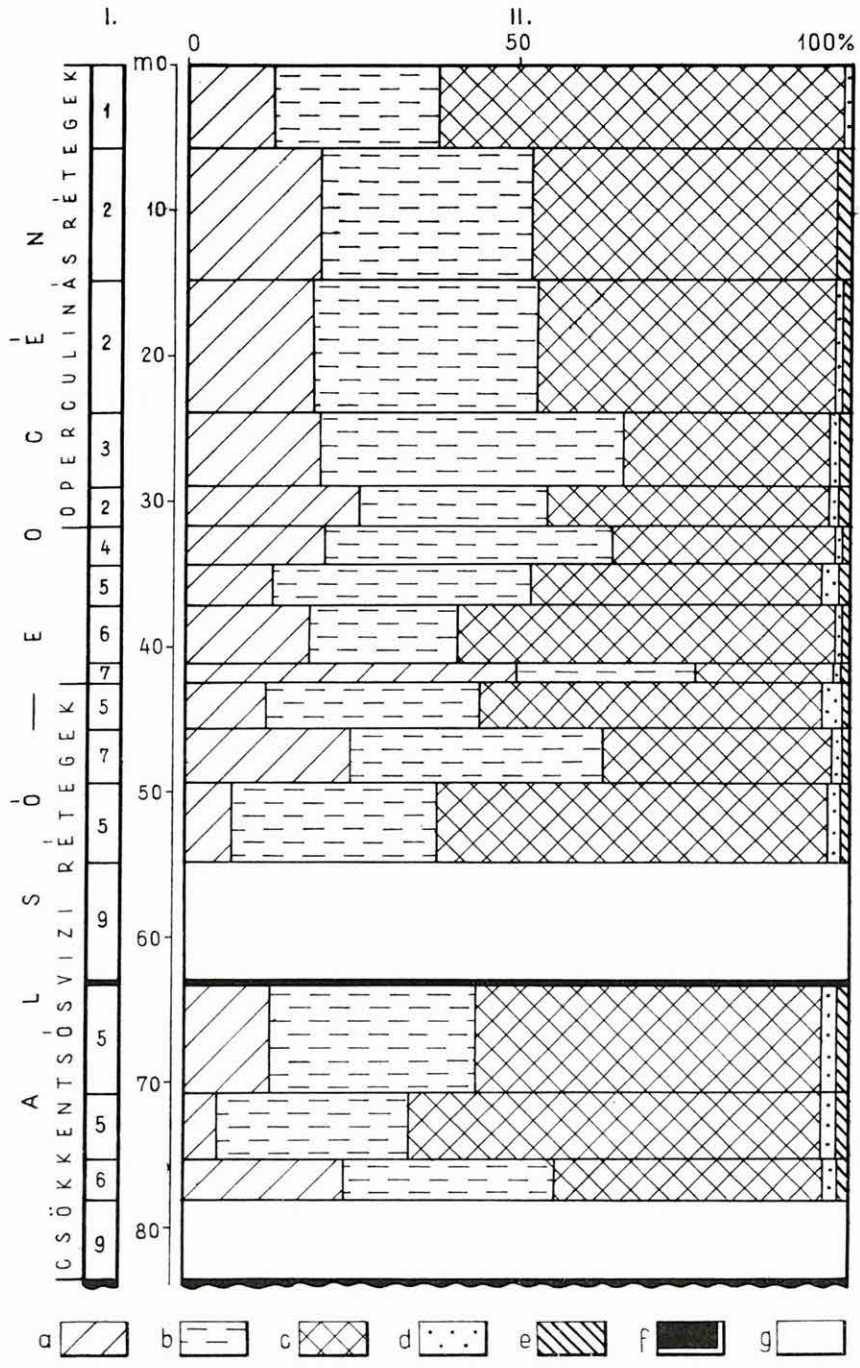
1. ábra. Tokod környéki vizsgált szelvények helyszínrajza

Jelmagyarázat: a = felszíni és bányafeltárások, *b* = fúrás jele és száma. — *1.* Tokod Erzsébet-akna II-es lejtősakna, *2.* Tokodaltáró (A: alsó ereszke, B: fedőereszke), *3.* Tokod Erzsébet-akna alapvágat, *4.* Tokod Erzsébet-akna léggurító, *5.* Tokod Erzsébet-akna Öregmező alapvágat, *6.* Tokodaltárói alagút, *7.* Tokodaltáró Kábelakna 5. sz. feltárás, *8.* Tokodaltáró 6. sz. feltárás

Abb. 1. Situationsplan der in der Umgebung von Tokod untersuchten Profile

Zeichenerklärung: a = Tage- und Bergaufschlüsse, *b* = Zeichen und Nummer der Bohrung. — *1.* Schleppschacht II. des Erzsébet-Schachtes bei Tokod, *2.* Tokodaltáró (A: untere Flachstrecke, B: Flachstrecke im Hangenden), *3.* Hauptstrecke des Erzsébet-Schachtes bei Tokod, *4.* Wetterdurchschlag des Erzsébet-Schachtes bei Tokod, *5.* Öregmező-Hauptstrecke des Erzsébet-Schachtes bei Tokod, *6.* Tunnel bei Tokodaltáró, *7.* Tokodaltáró, Kabelschacht, Aufschluss Nr. 5., *8.* Tokodaltáró, Aufschluss Nr. 6.

A felsorolt szelvényekből 149 kőzetmintát vizsgáltunk meg. Az alapszelvények rétegtani felvételét és a minták kiválasztását GIDAI L. végezte. Feladatköröm kizárólag a mintaanyag kőzettani feldolgozására szorítkozott. Az eocén összletet VADÁSZ E.: *Magyarország földtana* c. munkájának II. kiadásában megállapított rétegtani sorrend szerint ismertetjük.


I.
II.
0
50
100%
m
0
10
20
30
40
50
60
70
80
ALSÓ — EOCÉN
CSÖKKENTSÓSVIZI RÉTEGEK
OPERCULINÁS RÉTEGEK
1
2
2
3
2
4
5
6
7
5
7
5
9
5
5
6
9
a
b
c
d
e
f
g

2. ábra – Abb. 2.

Alsó-eocén

a) *Csökkentsósvízi rétegek*

A Dorogi-medencére vonatkozó földtani irodalom eddig a szénfedő alsó-eocén képződményeket uralkodóan agyagmárga jellegűnek tekintette. Vizsgálataink szerint a tokodi területen a márgás jelleg mellett a képződmények finomtörmelékes volta domborodik ki. A kőzettanilag feldolgozott szakasz a kőszéntelepek közötti meddő rétegekkel indul (Tokod Erzsébet-akna II.-es lejtősakna, tokodaltárói fedőereszke) (2. ábra). A tokodi Erzsébet-akna II.-es lejtősaknájában az alsó-eocén kőszénösszlet két felső padja közötti meddő agyagos és márgás aleuritból áll. A kőszénfedőben pedig agyagos aleurit- és kőzetlisztes agyagmárgarétegek váltakoznak. Ugyancsak a kőszénfedőt tárta fel a tokodaltárói fedőereszkéből begyűjtött alapszelvény. Ez is váltakozó márgás aleurit és kőzetlisztes márgarétegekből áll.

A szemcseösszetétel mindkét rétegsorban heterogén, a szemcseösszetételi görbék leginkább kétmaximumosak. A szénfedő rétegek alulról felfelé haladva fokozatosan osztályozottabbakká lesznek. DTA vizsgálatok szerint a felső kőszéntelepek közötti meddő szakaszban és a közvetlen szénfedőben az uralkodó agyagásvány a kaolinit. Megerősíti ezt a Debye-Scherrer kamrás röntgenvizsgálat is, mely a kaolinit mellett kevés illit, montmorillonit és klorit jelenlétét is kimutatta. Jellemző e kőzetekre a viszonylag nagy szervesanyag tartalom és a pirit (a DTA vizsgálatokat SZÉKELY Á., a röntgenfelvételeket NAGYNÉ MELLES M. készítette). Vékonycsiszolati vizsgálataink szerint a kőzetek törmelékes eredésű szemcséi uralkodóan kvarcból állnak, melyek mellett csak elvétve lehet egy-két plagioklászt felismerni. Sok apró muszkovit- és szericitszemcse is van a kőzetben. A karbonáttartalom zömét a Molluscum-héjtöredékek adják. A kőzetalapanyag a fenti agyagásványok és igen finomszemcsés karbonátásványok elegyéből áll. A röntgen és DTA által kimutatott pirit a vékonycsiszolati vizsgálat szerint leginkább a héjtöredékek közelében dúsul fel. A képződményeket a pirit epigenetikus oxidációja révén létrejött vasoxidhidrát ásványok (limonit, goethit) járják át.

Az Erzsébet-akna II.-es lejtősakna szelvényében a kvarc és kvarcit uralkodik. A plagioklászok mennyisége alárendelt, ezek leginkább savanyú jellegűek. Kevés muszkovit mellett igen sok agyagásvány és szénszemcse jelentkezett. A nehézásványösszetételt a felső széntelepek között a pirit kizárólagos fellépése jellemzi. Csak a szénfedőben jelenik meg a pirit mellett egyéb nehéz-

---

2. ábra. Tokod Erzsébet-akna II-es lejtősakna rétegtani és kőzettani szelvénye

I. Rétegtani szelvény jelmagyarázata: 1. agyagos aleurit, *2.* márgás aleurit, *3.* kőzetlisztes agyagmárga, *4.* molluscumos, kőzetlisztes agyagmárga, *5.* molluscumos, agyagos aleurit, *6.* molluscumos, márgás aleurit, *7.* molluscumos, kőzetlisztes márga, *8.* barnakőszén, *9.* minta nincs. — *II. Kőzettani szelvény jelmagyarázata: a* = karbonát, *b* = agyag, *c* = kőzetliszt, *d* = homok, *e* = vasásvány, *f* = szén, *g* = vizsgálat nem történt

Abb. 2. Stratigraphisches und lithologisches Profil des Schleppschachtes II. des Erzsébet-Schachtes bei Tokod

I. Zeichenerklärung zum stratigraphischen Profil: 1. toniger Aleurit, *2.* mergeliger Aleurit, *3.* schlammiger Tonmergel, *4.* molluskenführender, schlammiger Tonmergel, *5.* molluskenführender toniger Aleurit, *6.* molluskenführender mergeliger Aleurit, *7.* molluskenführender schlammiger Mergel, *8.* Braunkohle, *9.* keine Probe. — *II. Zeichenerklärung zum lithologischen Profil:* a = Karbonat, *b* = Ton, *c* = Schlamm, *d* = Sand, *e* = Eisenmineral, *f* = Kohlenstoff, *g* = keine Untersuchungen

ásvány, elsősorban kevés klorit és turmalin, majd feljebb haladva magnetit, cirkon és disztén.

A pH gyengén savas (5,75—6,80), ami nyilván a pirit oxidációja során képződő kénsav hatására vezethető vissza.

A szénfedő rétegek vastartalma 4—6% közötti. A vastartalom kb. kétharmad része ferri-, egyharmad része ferrovas alakban van jelen. Míg a ferrovasat feltehetően a pirit köti le, addig a ferrivasra vezethető vissza a kőzetek vasoxidhidrátos átitatása. (A kémiai elemzéseket SOHA I.-NÉ, NEMESNÉ VARGA S. és JANKOVITS L. készítették.)

b) *A csökkentsósvízi összlet felső része és az operculinás rétegek*

A csökkentsósvízi rétegösszlet felső részét és az operculinás rétegösszletet több folyamatos szelvényben vizsgáltuk meg (Tokod Erzsébet-akna alapvágat, Erzsébet-akna II.-es lejtősakna, Erzsébet-akna léggurító, tokodaltárói alsó ereszke).

A csökkentsósvízi összlet felső része változó összetételű: márgás aleurit-, kőzetlisztes agyagmárga- és mészmárgarétegekből áll. Az operculinás rétegösszletben is a márgás aleurit uralkodik, váltakozva agyagos aleurit- és kőzetlisztes agyagmárgarétegekkel. Homokkő egyedül az Erzsébet-aknai alapvágat szelvényének legfelső részén jelentkezett.

A szemcseösszetétel itt is eléggé heterogén, kétmaximumos eloszlás jellemzi, csak a már határozottan tengeri, operculinás rétegekben válik a szemcseösszetétel egymaximumos jellegűvé.

Vizsgálatainkból kitűnt, hogy a csökkentsósvízi összlet felső része és az operculinás agyagmárga jól, közepesen és rosszul osztályozott kőzetek váltakozásából áll. DTA vizsgálatok szerint ezekben a képződményekben a montmorillonit válik uralkodó agyagásvánnyá; ezt több-kevesebb kaolinit kíséri. Jellemző e képződményekre is a viszonylag nagy szervesanyag tartalom és a pirit. A piritbomlás eredményeként egyes helyeken gipsz jelenlétét mutatta ki a DTA-felvétel. Az Erzsébet-aknai alapvágat szelvényében, az operculinás összletben ezen kívül kevés sziderit is jelentkezett. Vékonycsiszolati vizsgálataink szerint a kőzetek törmelékes szemcséi itt is uralkodóan kvarcanyagúak, ezeket kevés muszkovit, szericit és klorit kíséri. Felfelé egyre több a Molluscum-héjtöredék. Az alapanyagot agyagásványok és finom karbonátszemcsék képezik. Sok finomszemcséjű, halmazokba tömörült pirit is észlelhető.

A csökkentsósvízi összlet felső részében a könnyűásványösszetételt a kvarc túlsúlya jellemzi. Kevés muszkovit és még kevesebb plagioklász jelentkezik. A nehézásványösszetételben a közvetlen szénfedőhöz hasonlóan a pirit dominál. A nehézásványspektrum azonban már változatosabb, mint a közvetlen kőszénfedőben. Főleg metamorf eredésű nehézásványok mutathatók ki (turmalin, gránát, kevesebb epidot, andaluzit, klorit). Magmás eredésű ásványok kisebb mennyiségben jelentkeznek (biotit, ilmenit, titanit, rutil, cirkon, pegmatitos turmalin, apatit).

Az operculinás rétegösszletben viszonylag megnő a muszkovit aránya, plagioklász pedig csak elvétve, egyes mintákban jelentkezett. A nehézásványtársaságban továbbra is a pirit a leggyakoribb, mellette kimutathatók az elő-

zőekben ismertetett metamorf és magmás eredésű ásványok, ezen belül a metamorf ásványok javára tolódik el az arány. Utóbbiakon belül a gránát szerepe a legjelentősebb. A magmás eredésű ásványok között figyelmet érdemel a biotit és az ensztatit megjelenése.

A csökkentsósvízi összlet felső része és az opeculinás rétegek pH tekintetében némileg különböznek a közvetlen fedő rétegektől, ezekben a képződményekben a pH fokozatosan semlegessé, majd pedig gyengén lúgossá válik. Véleményünk szerint ez azzal áll összefüggésben, hogy a környezet édesvízből fokozatosan csökkentsósvízibe majd tengeribe váltott át, ami a lúgosság megnövekedését vonta maga után. Természetesen ezt az általános képet az utólagos piritoxidáció savképző hatása néhol megzavarhatja.

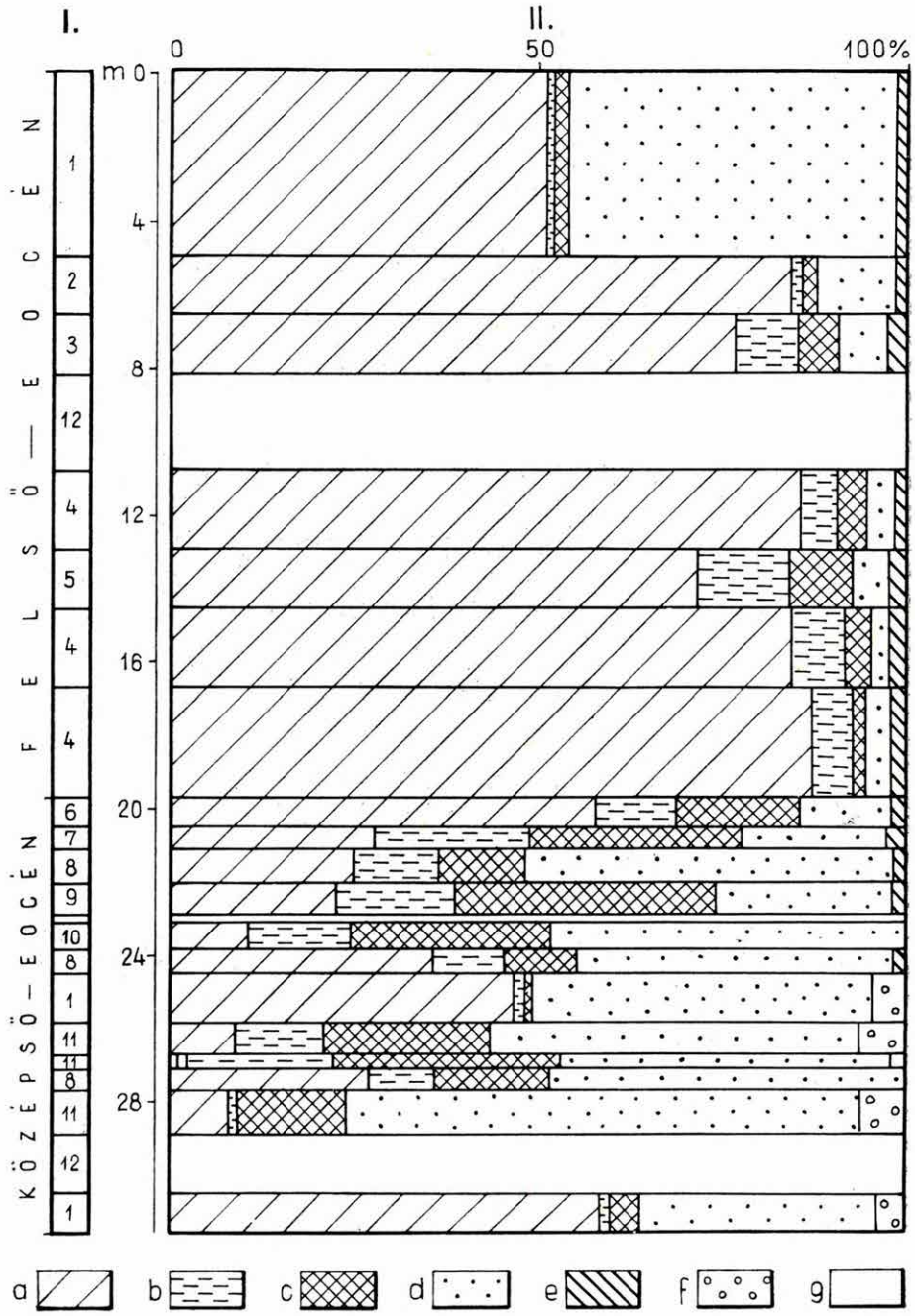
A csökkentsósvízi összlet felső részének kémiai összetétele nem tér el lényegesen a közvetlen fedő képződményekétől. Némileg megnövekedett a képződmények összvastartalma (6 – 8%). Figyelemre méltó változást jelent, hogy ezen belül elsősorban a ferrovastartalom növekedett meg, ennek következtében a ferri-ferrovas aránya közel azonos, sőt egyes esetekben a ferrovas javára tolódik el. Ugyanakkor a kéntartalom kisebb, mint a csökkentsósvízi rétegekben: 0,5 – 1,6%, tehát nem elegendő a megnövekedett ferrovas-mennyiség pirit alakban való lekötésére. Fel kell tételeznünk ezért, hogy a ferrovas fennmaradó 1 – 2%-a vastartalmú agyagásványokhoz (leptoklorit, chamosit) kötődik. A tengeri környezet ennek feltételezését indokolttá teszi.

Középső-eocén

Megvizsgáltuk a középső-eocén két szintjét, több szelvény anyagának felhasználásával.

a) *Nummulites perforatus-os szint*

Ezt a szintet a tokodi Erzsébet-akna Öregmező alapvágat szelvénye tartalmazza. Kőzettanilag: agyagos, ill. márgás aleuritnak, kőzetlisztes márga- és mészmárgarétegeknek minősülnek e kőzetek. Szemcseösszetételük hasonlít az alattuk levő operculinás rétegekéhez. Közepesen heterogén jellegűek. DTA vizsgálatok szerint uralkodó agyagásványuk – az operculinás rétegekhez hasonlóan – a montmorillonit, melyet több-kevesebb kaolinit kísér. A szervesanyag jelenléte itt is jellegzetesen előtűnik. Vékonycsiszolati vizsgálatok szerint az uralkodó kvarcszemcsék mellett kevés klorit-, muszkovit- és karbonátszemcse jelentkezett. Az alapanyag finomdiszperz agyagásványokból és karbonátásványokból áll. Sok helyen pirithalmazok észlelhetők. Mikromineralógiai vizsgálatok szerint a könnyűásványösszetétel hasonlít az operculinás képződményekéhez. A nehézásványösszetételben még mindig a pirit a leggyakoribb, %-os mennyisége azonban már kisebb. A metamorf eredésű ásványok mennyisége itt is jóval nagyobb, mint a magmás eredésűeké, sőt az egyik mintában a magmás eredésű nehézásványok teljesen ki is maradtak. Az itt levő metamorf ásványtársaságban főleg klorit, gránát és turmalin figyelhető meg, kevesebb epidot, disztén kíséretében. A magmás ásványtársaság tagjai: ilmenit, diopszid, cirkon, rutil, pegmatitos turmalin, amfibol, titanit, apatit. A rétegeket az operculinás összlethez hasonlóan gyengén lúgos pH jellemzi.


I.
II.
0
50
100%
m 0
4
8
12
16
20
24
28
KÖZÉPSŐ — EOCÉN
FELSŐ — EOCÉN
1
2
3
12
4
5
4
4
6
7
8
9
10
8
1
11
11
8
11
12
1
a
b
c
d
e
f
g

3. ábra – Abb. 3.

b) *Kövületmentes homok és homokkő-szint*

A középső-eocén kőszéntelepek fedőjében a középső-eocén felső részét alkotó kövületmentes homok- és homokkőrétegeket (3. ábra) vizsgáltuk meg (tokodaltárói alagút, Tokodaltáró 5. és 6. sz. feltárás). Míg a Dorogi-medence középső és déli részén a kövületmentes homok és homokkő erősen mészszegény, addig itt, Tokod környékén 10—50% karbonáttartalmú *meszes homokkövek* a leggyakoribbak, melyek viszonylag mészmentes szakaszokkal váltakoznak.

A 6. sz. feltárás középső részén a rétegsorban erősen meszes aleurit kíséretében 12 m vastagságú kőzetlisztes mészkőréteg is mutatkozott. A meszes homokkövek mellett finomabb szemcséjű meszes aleurit is fellépett, a feltárás felső részében pedig gyengén kötött homok és kavicsos homok jelentkezett. További feltűnő különbség a középső-eocén alsó részével szemben az, hogy az agyagfrakció néhány %-ra csökken (az átmenet folyamatos).

Mindhárom (előbbiekben említett) szelvényben az egyes rétegek osztályozottsága igen változó: jól, közepesen, rosszul és igen rosszul osztályozott rétegeket is találunk. Ez arra utal, hogy a középső-eocén felső részében e területrészen a szállítási és üledékképződési viszonyok gyorsan változtak, a rétegek többszörösen áthalmozódtak. A rétegösszlet átlagos szemcsenagysága jóval nagyobb, mint az alsó- és középső-eocén alsó rétegeié volt, szembetűnő a maximális szemcsenagyság megnövekedése is. A homokkőben és a homokban helyenként kavicsszemcsék is vannak, ami az alsó-eocénnél és a középső-eocén alsó részénél jóval nagyobb hatóerejű szállító erőre utal.

DTA vizsgálatok szerint a rétegsor alsó részén a kaolinit az uralkodó agyagásvány, felső részén pedig a kaolinit mellett a montmorillonit is fellép. Mikromineralógiai vizsgálatok tekintetében a könnyűásványösszetételt a kvarc és kvarcit túlsúlya jellemzi, mellettük átlagosan 5—15% muszkovit minden esetben megtalálható. A plagioklász mennyisége átlagosan 2—7%. A nehézásványösszetételben az eddig tárgyalt képződményekkel szemben legfeltűnőbb különbség a pirit mennyiségének visszaesése. Eredeti üledékképződési különbségnek tekinthetjük az előző képződményekhez képest az allotigén nehézásványösszetétel jóval nagyobb gazdagságát. Uralkodó szerephez itt is

3. ábra. Tokodaltáró Kábelakna 5. sz. feltárás rétegtani és kőzettani szelvénye

I. Rétegtani szelvény jelmagyarázata: 1. erősen meszes, durvaszemű homokkő, *2.* homokos mészkő, *3.* agyagos, homokos mészkő, *4.* agyagos mészkő, *5.* agyagos, kőzetlisztes mészkő, *6.* kőzetlisztes, homokos márga, *7.* márgás, homokos aleurit, *8.* apró- és finomszemű meszes homokkő, *9.* finom- és aprószemű márgás homokkő, *10.* kőzetlisztes, agyagos, finom- és aprószemű homokkő, *11.* kőzetlisztes, agyagos, kavicsos, durvaszemű homokkő, *12.* minta nem volt. — *II. Kőzettani szelvény jelmagyarázata: a* = karbonát, *b* = agyag, *c* = kőzetliszt, *d* = homok, *e* = vasásvány, *f* = kavics, *g* = vizsgálat nem történt.

Abb. 3. Stratigraphisches und lithologisches Profil des Aufschlusses Nr. 5. im Kabelschacht bei Tokodaltáró

I. Zeichenerklärung zum stratigraphischen Profil: 1. sehr kalkiger, grobkörniger Sandstein, *2.* sandiger Kalkstein, *3.* toniger, sandiger Kalkstein, *4.* toniger Kalkstein, *5.* toniger, schlammiger Kalkstein, *6.* schlammiger, sandiger Mergel, *7.* mergeliger, sandiger Aleurit, *8.* klein- und feinkörniger Kalksandstein, *9.* fein- und kleinkörniger Mergelsandstein, *10.* schlammiger, toniger, fein- und kleinkörniger Sandstein, *11.* schlammiger, toniger, schottriger, grobkörniger Sandstein, *12.* keine Proben. — *II. Zeichenerklärung zum lithologischen Profil: a* = Karbonat, *b* = Ton, *c* = Schlamm, *d* = Sand, *e* = Tonmineral, *f* = Schotter, *g* = keine Untersuchungen

a metamorf eredésű ásványok jutnak. A pH tekintetében a három szelvény között figyelemre méltó különbség adódott. Míg a Tokodaltárói alagút mintái gyengén lúgosnak bizonyultak, addig az 5. és 6. sz. feltárás mintái gyengén savas pH-júak.

Felső-eocén

A vizsgált szelvények (Tokodaltárói alagút, Tokodaltáró Kábelakna 5. sz. feltárás) a felső-eocén alsó részébe, a *nummuliteszes discocyclinás rétegcsoportba* tartoznak. A rétegsor mindkét alapszelvényben fokozatosan fejlődik ki az alatta levő kövületmentes homokkőből. Fokozatosan nő a karbonáttartalom és a meszes homokkő homokos, kőzetlisztes mészkőbe, majd biogén nummuliteszes mészkőbe megy át. 1–2 mm-es közbetelepülések formájában meszes márgás aleuritrétegek is tarkítják a rétegsort. Az 5. sz. feltárás legfelső részén pedig a mészkő fölött erősen meszes durvaszemcsés homokkő települ (3. ábra). Az egyes képződmények törmelékes ásványszemcséi változó osztályozottságúak (1,3–6,8).

DTA vizsgálatok szerint montmorillonit és kaolinit az uralkodó agyagásvány, a rétegsort bezáró durvaszemcsés homokkőben viszont kimarad a montmorillonit és a kaolinit válik kizárólagos agyagásvánnyá. Mikromineralógiai tekintetben a felső-eocén rétegeket az uralkodó kvarc mellett viszonylag több muszkovit jellemzi (8–16%), mint a kövületmentes homokköveket. Némileg nagyobb a plagioklászok aránya is (3–8%). A nehézásványtársaság nem kevésbé gazdag, mint a kövületmentes homokkőé, itt is a metamorf ásványtársaság szerepe a nagyobb s ezen belül a gránát az uralkodó. A szelvény felső részén a magmás csoport mennyiségi aránya megnő 4–61%-ig. Fokozatosan feldúsul a biotit, amfibol, magnetit. Ez a feldúsulás már a Dunántúlról ismert felső-eocén vulkánossággal lehet összefüggésben.

* * *

Összefoglalás: Az előzőkben ismertetett Tokod környéki szelvényeket üledékföldtani tekintetben igyekeztünk a dunántúli eocén üledékképződés kereteibe helyezve értékelni. Ősföldrajzi megfontolásaink alapjául VADÁSZ E. *Magyarország földtana* c. művében tett általános megállapításai szolgáltak. Összehasonlítottuk továbbá a szelvényeket a Dorogi-medence középső és déli részéről származó, vizsgálat alatt levő szelvényeinkkel, valamint a most ismertetett tokodi területtől északra mélyített Esztergom 20., 21. és a Tát 4. sz. fúrásokkal.

Területünkön az *alsó-eocén kőszénfedő csökkentsósvízi* képződményeket a partvonalhoz aránylag közeli eredésűeknek tartjuk, ahova kissé durvább törmelékes anyag beszállítása történhetett meg, mint a medenceközép agyagmárga rétegeibe. Összhangban áll ezzel az E. 20., 21., Tát 4. sz. fúrás is, melyben a csökkentsósvízi szint szintén erősebben törmelékes jellegű: márgás aleurit és homokos agyagmárga. A legészakibb E. 20. sz. fúrásban már homokos rétegek is kimutathatók voltak. SZENTES F. ősföldrajzi vázlata (*in* VADÁSZ 1960) alapján Ny–ÉNy-ról való törmelékszállítást kell itt feltételeznünk, melynek hatóereje a medence közepe felé fokozatosan csökkent. Az yprèsi emelet felső részén a terület fokozatos lassú süllyedése a partvonal eltolódását és tengeri

rétegek leülepedését tette lehetővé, melyeket a rétegtani beosztásban *operculinás agyagmárgaösszletnek* neveznek. Ezek a rétegek szelvényeinkben kimutathatók voltak, sőt SZÜTS S. és REVICZKY K.-NÉ (1961) megállapításai szerint az esztergomi és táti fúrásokban is jelentkeztek.

Folyamatban levő vizsgálataink szerint a Dorogi-medence középső, keleti és délkeleti részén ez a szint egységesen agyagmárga-, márgakifejlődésű, a medence nyugati szélén agyagosabb. Tokod környéki szelvényeinkben márgás aleurit, kőzetlisztes agyagmárga és mészmárga változatos rétegsorát találjuk.

A Tokod környéki és ettől északra levő részen (partközelben), kőzettanilag változatosabb üledékképződés folyt, mint a medence középső, déli és délkeleti részén. A törmelékszállítás változékonyságát a képződmények erősen változó osztályozottsága is szemlélteti. Az is figyelemre méltó, hogy a homokkövek a tokodaltárói területen éppen az Erzsébet-aknai alapvágatban jelentkeztek, vagyis a terület ÉNy-i szélén. Ez is valószínűsíti a Ny—ÉNy felől feltételezett anyagszállítást. A nehézásványvizsgálatok eredményei alapján főleg metamorf kőzetek lepusztulásából származhat a rétegek törmelékes anyaga. A csökkentsósvízből a tengeribe átváltó üledékképződési viszonyokat jól tükrözi a gyengén savas pH-nak gyengén lúgosba való átcsapása, valamint az agyagásványösszetétel megváltozása: kaolinit helyett a montmorillonit válik uralkodóvá. A rétegek nagy szervesanyag- és pirittartalma alapján rossz szellőzöttségre és organikus anyagok jelentős behordására kell következtetnünk.

Területrészünkön az alsó-eocén folyamatosan megy át a középső-eocénbe.

A középső-eocén alsó részéről vizsgált szelvényünk (Erzsébet-akna Öregmező alapvágat) a *perforátuszos szintnek* felel meg. Üledékkőzettani jellege alapján nem sokban különbözhetett környezete az alatta levő operculinás rétegekétől. SZÜTS S. (1961) megállapítása szerint a Tát 4. sz. fúrásban is az operculinás szinttel közel azonos körülmények között keletkezett kőzetlisztes agyagmárga- és aleuritrétegek találhatók a középső-eocén alsó részén.

A középső-eocén felső részének, az ún. *kövületmentes homok- és homokkő* rétegeit VADÁSZ E. (1960) folyóhordalék-deltajellegűnek tartja. Kiemeli, hogy a Dunántúli Magyar Középhegységben az eocében ekkor mutatkozik először tiszta kvarcanyagú durva homok és kavics. Hasonló véleményen van SZŐTS E. is (1956). E rétegösszlet leülepedésére a középső-eocén tengerrészlet helyi feltöltődése nyújtott lehetőséget. A tokodi területen megvizsgált alapszelvényeinket — e felfogással egybehangzóan — deltajellegűeknek tartjuk. Ezen belül az egymásra következő rétegekben gyorsan változtak az üledékképződési viszonyok, egyes rétegek többszörösen át is halmozódtak, ami osztályozottságukat lényegesen megnövelte. A deltajellegű törmelékszállítás — alsószakasz jellegének megfelelően — a legerősebb szállítás zónája állandóan változtatta helyét és így olyan kisebb területrészek is kialakulhattak, melyeken a törmelékszállítás időszakosan lecsökkent. A 6. sz. feltárás szelvényében észlelt abiomorf kőzetlisztes mészkövet és meszes aleuritot ilyen képződménynek tartjuk. Nem tartanánk helyesnek, hogy e rétegekkel kapcsolatosan a delta időszakos megszűnését, a térszín kimélyülését vagy süllyedését tételezzük fel.

A nehézásványvizsgálatokkal kimutatott ásványtársaság az idősebb képződményekénél fokozottabb mértékben utal metamorf kőzetek lepusztulására.

Figyelemre méltó, hogy a tokodaltárói 5. sz. feltárás meszes homokköveiben nummuliteszes mészkő-közbetelepülések is vannak, ami azt jelzi, hogy ennek közelében lehetett a tenger és a delta érintkezése. Az E. 20. és 21. sz. fúrás homokkövei ugyancsak tartalmaznak Nummulites-féléket, tehát ezek is a delta és a sekélytenger érintkezésénél rakódtak le. Hasonló képet rögzít a Tát 4. sz. fúrás is finomabbszemű és egészen sekélytengeri, partközeli rétegekkel. E három fúrás adatai alapján a delta-alakulat tehát nem északról, hanem inkább Ny–ÉNy felől képződött. REVICZKY K.-NÉ (1961) megállapításai szerint az E. 21. sz. fúrásban a középső-eocén felső része változatos, de uralkodóan sekélytengeri, partközeli kifejlődésű és csak a középső-eocén zárótagjában találhatók folyóvízi, kavicsos-törmelékes közbetelepülések.

VADÁSZ E. (1960) megállapítása szerint a felső-eocén kezdetén területünket a tenger újabb előrenyomulása, szétterülése jellemzi. E transzgressziónak megfelelően megszűnik a deltajellegű üledékképződés, a kövületmentes homok- és homokkőrétegek fokozatosan meszes homokkőbe, majd biogén mészkőbe mennek át. A homokos törmelékes anyag beszállítása azonban tovább tart. A biogén mészkőrétegeket márgás aleurit- és homokkőrétegek tarkítják. A felső-eocén képződmények nagy része a Dorogi-medence területén az infraoligocén lepusztulás áldozatául esett. Az általunk vizsgált két szelvényben is csak e rétegsor alsó része mutatható ki.

Teljesebb a felső-eocén az esztergomi és táti fúrásokban. SZÜTS S. és REVICZKY K.-NÉ (1961) megállapításai szerint a felső-eocén ezekben végig tengeri (partközeli) képződményekből áll. Az E. 20. és 21. sz. fúrás felső-eocén mészköve tartalmazza a legkevesebb törmelékes anyagot. A nyugatabbra eső Tát 4. sz. fúrásban több agyagos, homokos és finomtörmelékes anyag mutatkozik. Ez is arra utal, hogy a törmelékszállítás a felső-eocénben is Ny–ÉNy felől történt. A nehézásványvizsgálatok továbbra is metamorf kőzeteket jeleznek kiinduló anyagként. A tokodaltárói alagútban a szelvény felső részén észlelt biotit–amfibol–magnetit dúsulás valószínűleg a felső-eocén vulkanizmus megindulásával áll összefüggésben (SZÉKYNÉ FUX V. és BARABÁS A. 1953). Feltűnő, hogy a magmás nehézásványok (főleg a magnetit) feldúsulása az E. 20. sz. fúrásban is megmutatkozott, bár kisebb mértékben megnyilvánult ez az E. 21. és a Tát 4. sz. fúrásokban is.

IRODALOM

LENKEI A. 1960: Jelentés az Esztergom (Kenyérmező) 20. sz. fúrás földtani anyagvizsgálatának eredményeiről. – MÁFI Adattár. Kézirat.

REVICZKY K.-NÉ 1961: Jelentés az Esztergom (Kenyérmező) 21. sz. fúrás anyagvizsgálatának eredményeiről. – MÁFI Adattár. Kézirat.

SZÉKYNÉ FUX V. – BARABÁS ANDOR 1953: A dunántúli felső-eocén vulkánosság. – Földt. Közl. **83.** pp. 217–229.

SZŐTS E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. – Geol. Hung. Ser. Geol. **9.**

SZŰTS S. 1961: Jelentés a Tát 4. sz. fúrás anyagvizsgálatának eredményeiről. – Kézirat.

VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. II. kiadás. – Budapest.

SEDIMENTPETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG DES EOZÄNS IN DER UMGEBUNG VON TOKOD

von

E. SÁRKÖZI – FARKAS

Verfasserin gibt eine kurze Zusammenfassung der Ergebnisse der im N-Teil des Doroger Beckens, im Tokoder Raum durchgeführten sedimentpetrographischen Untersuchungen.

Der Situationsplan der untersuchten Profile ist in Abb. 1. zu sehen.

Die brackischen Hangendbildungen des *untereozänen* Braunkohlenkomplexes des vorliegenden Gebietes haben sich unseres Erachtens in küstennahem Raum abgelagert, wohin etwas gröberes klastisches Material eingeführt worden sein mag, als in die Tonmergelschichten des Beckeninneren. In Einklang mit der paläogeographischen Skizze von F. SZENTES (in VADÁSZ 1960) bestätigen unsere Angaben eine Zufuhr von klastischem Material vom W – NW aus. Im späteren Zeitabschnitt des Yprèsien führte die allmähliche Absenkung des Gebietes zur Verschiebung der Küstenlinie und zur Ablagerung von marinen Schichten, und zwar von operculinenführenden Tonmergeln. Diese Schichten konnten auch in unseren Profilen nachgewiesen werden; sie wurden auch in den Bohrungen bei Esztergom und Tát aufgeschlossen. Im zentralen, östlichen und südöstlichen Teil des Doroger Beckens ist dieser Horizont durch eine einheitliche Tonmergel- und Mergelfazies vertreten, während er am westlichen Rand des Beckens toniger ist.

In der Umgebung von Tokod und im N von Tokod gelegenen Gebiet war die Sedimentation abwechslungsreicher, als im zentralen, S- und SO-Teil des Beckens. Die Veränderlichkeit der Materialzufuhr wird auch durch die äusserst unterschiedliche Sortierung der Sedimente veranschaulicht. Sandsteine treten im NW-Teil des Gebietes auf (Abb. 2.): ein weiterer Beweis für die angenommene, vom W – NW ausgegangene Materialzufuhr.

Die Zusammensetzung der Schwermineralien deutet hauptsächlich auf die Abtragung metamorpher Gesteine hin. Der Wechsel von mariner Sedimentation ins brackische wird durch den sprunghaften Übergang des leicht saueren pH in leicht laugiges, sowie durch die Veränderung der Schwermineral-Zusammensetzung (statt Kaolinit nimmt Montmorillonit überhand) wiederspiegelt. Der grosse Gehalt der untereozänen Gesteine an organischem Stoff und Pyrit weist auf eine schlechte Belüftung und auf die Einführung namhafter Mengen von organischen Stoffen hin.

Der untere Teil des Mitteleozäns entspricht im untersuchten Profil dem *Nummulites perforatus*-Horizont. In lithologischer Hinsicht unterscheidet er sich kaum von den darunter lagernden, bereits erwähnten, operculinenführenden Schichten.

Der sogenannte „fossilleere" Sand- und Sandsteinkomplex des *oberen Teiles des Mitteleozäns* trägt einen Delta-Charakter. Das Material einiger der aufeinander folgende Schichten häufte sich mehrmals um, was zu einer wesentlichen Verstärkung der Sortierung führte. Stellenweise entstanden auch Abschnitte, wo die Zufuhr von klastischen Materialien zeitweilig aufhörte, wobei sich abiomorphe schlammige Kalksteinschichten ausbildeten.

Bei den älteren Eozänbildungen zeigt die Paragenese der Schwerminera-lien noch ausgedrücktere Anklänge an die Abtragung metamorpher Gesteine. In den kalkigen Sandsteinen des Aufschlusses Nr. 5. bei Tokodaltáró (Abb. 3.) gibt es auch Zwischenlager von Nummulitenkalken als Beweis dafür, dass der Kontakt zwischen dem Meer und der Delta in der Nähe des Stollens gewesen sein durfte. Die in mitteleozänen Sandsteinen der in der Umgebung von Esztergom und Tát abgeteuften Bohrungen liefern ebenfalls Nummulitenarten. Auch sie haben sich also beim Kontakt der Delta mit dem Seichtmeer abgelagert.

Am Anfang des *Obereozän* wird das in der Frage stehende Gebiet durch eine neue Transgression des Meeres gekennzeichnet. Dieser Transgression zufolge hört die Sedimentation von Delta-Charakter auf und lagern sich zunächst mit einem allmählichen Übergang Kalksandsteine und dann biogene Kalksteine ab. Die biogenen Kalksteinschichten werden durch Zwischenlager von mergeligen Aleuriten und Sandsteinen gesprenkelt. Der Grossteil der obereozänen Bildungen ist im Raume des Doroger Beckens der infraoligozänen Denudation zum Opfer gefallen. Auch in den untersuchten Profilen kann nur der untere Teil der Schichtenfolge nachgewiesen werden; ein vollständigerer Komplex ist lediglich in den Bohrungen bei Esztergom und Tát in neritischer Fazies anzutreffen. Die Angaben weisen darauf hin, dass die Zufuhr von klastischen Materialien auch während des Obereozäns vom W – NW ausgegangen ist.

Die Untersuchungen an Schwermineralien zeigen, dass für diese Ablagerungen ebenfalls Metamorphite zum Ausgangsmaterial gedient haben. Die Biotit-, Amphibol- und Magnetit-Anreicherungen, die im Tunnel bei Tokodaltáró, im oberen Teil des Profils beobachtet worden sind, stehen aber schon mit dem Eintreten des obereozänen Vulkanismus in Zusammenhang.

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОКРЕСТНОСТИ С. ТОКОД

Э. ШАРКЁЗИ – ФАРКАШ

Автором излагаются вкратце результаты литологических исследований проведенных в северной части Дорогского бассейна, в районе с. Токод

План изученных разрезов показан на рис. 1.

В рассматриваемом районе солоноватоводные осадки, перекрывающие *нижнеэоценовые* бурые угли, считаются образовавшимися в прибрежной зоне моря, куда поступал, по-видимому, несколько более грубозернистый кластический материал, чем в центр бассейна, где отлагались глинистые мергели. В единогласии с палеогеографической схемой Ф. СЕНТЕША (в работе: ВАДАС 1960) автор настоящей работы доказывает поступление кластического материала с З – СЗ-а. Постепенное опускание района в поздний этап ипрского века создало возможность для отложения морских осадков: оперкулиновых глинистых мергелей. Эти отложения могли быть выявлены и в изученных автором разрезах, причем они были обнаружены

также во скважинах, пробуренных в окрестностях г. Эстергом и с. Тат. В центральной, восточной и юговосточной частях Дорогского бассейна данный горизонт всюду представлен глинистыми и чистыми мергелями, в то время как в западной части бассейна он представлен более глинистой фацией.

В районе с. Токод и севернее его происходило более разнообразное осадконакопление, чем в Ю-й и ЮВ-й частях бассейна. Разнообразие поступавшего кластического материала иллустрируется и сильно изменчивой отсортированностью образований. Песчаники появляются в СЗ-й части района (рис. 2). Это тоже подтверждает предположенное поступление материала с З—СЗ-а.

Состав тяжелых минералов указывает главным образом на размыв метаморфических пород. Смена солоноватоводного осадконакопления морским отражается внезапным переходом слабокислого pH в щелочное, а также изменением состава глинистых минералов (вместо каолинита становится преобладающим монтмориллонит). Высокое содержание органического вещества и пирита в нижнеэоценовых породах указывает на слабую аэрацию и на привнос значительного количества органических веществ.

Изученный автором из *нижней части среднего эоцена* разрез соответствует горизонту с *Nummulites perforatus*. Его литологический характер мало отличается от подстилающих, уже упомянутых оперкулиновых слоев.

Так называемая „немая" песчанисто-песчаниковая толща *верхней части среднего эоцена* носит характер дельты. Некоторые из налегающих друг на друга слоев переотложились в несколько раз, что привело к существенному увеличению отсортированности. Местами формировались такие участки, где поступление кластического материала периодически почти полностью прекратилось и таким образом образовались абиоморфные алевритистые известняки.

Парагенез тяжелых минералов указывает — в еще большей степени, чем в более древних отложениях эоцена — на денудацию метаморфических пород. В известковистых песчаниках обнажения Токодальтаро № 5 (рис. 3) имеются и прослои нуммулитовых известняков. Это указывает на то, что контакт моря с дельтой находился, по-видимому, где-то в близи. Среднеэоценовые песчаники во скважинах, пробуренных в окрестностях. Эстергом и с. Тат, тоже содержат нуммулитов. Следовательно, они также отлагались на контакте дельты с мелководным морем.

В начале *верхнего эоцена* рассматриваемый район характеризуется новым наступлением моря. Под влиянием этой трансгрессии прекращается осадконакопление дельтового характера и с постепенным переходом отлагаются известковистые песчаники, а затем биогеновые известняки. Последние прерываются мергелистыми алевролитами и песчаниками. Большинство верхнеэцоеновых отложений в районе Дорогского бассейна пало жертвой инфраолигоценовой денудации. Даже в изученных автором разрезах выявляется только нижняя часть толщи. Более полная толща верхнего эоцена встречается во скважинах около г. Эстергом и с. Тат, где эти

отложения выражены в мелководной фации. Имеющиеся данные указывают на то, что поступление обломочного материала происходило с З—СЗ-а и в верхнеэоценовое время.

Иссследования тяжелых минералов выявляют неизменно метаморфические породы в качестве исходного материала. В туннеле шахты Токодальтаро обогащение биотита, амфибола и магнетита обнаруженное в верхней части разреза, связано, однако, уже с началом верхнеэоценового вулканизма.

A LÁBATLANI L.–4. SZ. FÚRÁS EOCÉN RÉTEGEINEK POLLENSZTRATIGRÁFIÁJA

Írta: KEDVES MIKLÓS

A fúrás mintáit az alsó-kréta alapkőzettől az eocén legfelső rétegéig, az anyag változásainak megfelelő sűrűséggel gyűjtöttük be. Palynológiai vizsgálatra 64 minta került, melyek nagy része mennyiségileg is értékelhető pollent tartalmazott. A Foraminiferákat és a gombamaradványok mennyiségét a sporomorpháktól elkülönített százalékos értékük alapján vettük figyelembe, kivéve néhány mintát, ahol a minimális sporomorpha tartalom és a Foraminiferák nagy száma miatt a mikrofossziliák mennyiségi értékelése csak a Foraminiferák és sporomorphák összevonásával volt lehetséges.

A vizsgálat során több új spóra- és pollen-species került elő, melyek leírását a sporomorphák részletes rendszertani ismertetésével együtt más helyen közöljük, e közleményben csak a rétegtani és paleoökológiai szempontból fontos mennyiségi adatokat foglaljuk össze.

Alsó-kréta (195,0–191,0 m-ig)

Spóra–pollen vizsgálatra alkalmatlan, az ismételt feltárások és mikroszkópos vizsgálatok sem vezettek eredményre.

Alsó-eocén (sparnacumi) (191,0–116,0 m-ig)

1. A kőszenes rétegek feküje a 135,0–124,6 m-ből vett mintáig általában kevés sporomorphát tartalmaz, kivéve a 170,3–168,2 m-ből származó mintát, amely mennyiségileg is értékelhető volt. A kevés spórát és pollent tartalmazó tarka agyag-, homokkő-, stb. rétegekben talált sporomorphák az eddigi vizsgálatok során a magyarországi sparnacumi rétegekből kimutatott formákkal azonosíthatók, így rétegtani besorolásuk palynológiailag is alátámasztható. Az előbbiekben említett minta kvantitatíve is értékelhető spóra–pollen együttese tipikusan allochton. Uralkodó mennyiséggel a *Tricolpopollenites liblarensis* (THOMS.) (= *quisqualis* R. POT.) TH. & PF., 1953 fordult elő. Ez a pollenforma [amely THOMSON & PFLUG (1953) szerint *Fagaceae*, THIERGART (1940) véleménye alapján pedig a *Leguminosae* rokonsági körébe tartozó fa pollenje] PFLUG (1952) munkája szerint a medence peremén levő, extrapalustris szálerdő vegetációjából származik. Nagyobb – helyenként domináns – mennyiséggel a helmstedti telepekből ismert (THOMSON & PFLUG 1953). E mellett jelentősebb még a *Fagaceae* („cingulum" típusú) és a

Myricaceae pollenjeinek mennyisége, amelyek távoli limnotelmatikus biotopra szemiterresztrikus láperdőre és sekélylápi szukcesszióra engednek következtetni.

2. 135,0—116,0 m-ig, a spóra-pollenvizsgálat eredményei alapján az alábbi ökotípusok rekonstruálhatók:

a) Sekélyláp 135,0—124,6 m. Nagymennyiségű „cingulum" típusú pollen és *Palmae* jellemzi. A *Palmae* közeli eutroph láperdőre, a „cingulum" típusú pollenek szemiterresztrikus láperdőre utalnak.

b) Eutroph Palmae láperdő (124,6—122,1 m). A pálma pollenek legnagyobb mennyiségben a 124,6—123,8 m-ből vett mintában fordultak elő. Ez viszonylag szárazabb környezetre utal. Ez a pollenspektrum, amely PFLUG (1952, 1956, 1957) és THOMSON & PFLUG (1953) szerint a borkeni együttesben fordul elő lokálisan, a magyarországi sparnacumi kőszenes rétegsorban, a Dorogi-medence nagysápi területének barnakőszenes rétegeiben általános. Így spóra—pollen összetételük alapján a fúrás említett rétegei biztosan azonosíthatók a nagysápi terület sparnacumi kőszenes rétegeivel. Hasonló együttes ismert még a tatabányai XV/b és az oroszlányi III. akna alsó telepeiből.

Az eutroph *Palmae* láperdő telmatikus fáciesbe ment át a terület lassú süllyedése következtében; a sporomorpha-spektrumban a páfrányspórák mennyisége fokozatosan növekszik, ezzel párhuzamosan a pálma-polleneké csökken. Ez különösen a 123,1—121,8 m közötti mintáknál szembetűnő.

c) Szemiterresztrikus láperdő (121,8—116,0 m). A „cingulum" típusú és a *Myricaceae* pollenek nagy száma jellemzi, a *Palmae* és az allochton *Fagaceae* pollenek figyelemre méltó mennyiségével. A területet időszakosan víz borította el. Feltételezhető szukcesszió:

Fagaceae — Myricaceae láp
Palmae eutroph láperdő
Extrapalustris (Fagaceae) szálerdő.

A sparnacumi emelet rétegeiből vett legfelső mintában (116,6—116,0 m) minimális mennyiségben bár, de megjelennek a kitinvázas Foraminifera-maradványok.

Alsó-eocén (yprèsi) (116,0—25,0 m)

Az emeleten belül vizsgálataink alapján lokálisan az alábbi zónák állapíthatók meg:

a) 116,0—104,0 m: szemiterresztrikus láperdei—sekélylápi ké pződmény. Az időszakos elöntés édesvízű vagy csökkentsósvízű lehetett, mivel Foraminifera-maradványok csak egy mintában (115,0—114,0 m) fordultak elő minimális mennyiséggel. Általánosságban a „cingulum" típusú pollenek dominálnak egy-két mintát kivéve, mellettük jelentős még a *Myricaceae* előfordulása is. Helyenként (108,5—107,2 m, 107,2—106,6 m) uralkodó a *Sterculiaceae* pollenje, amely valószínűleg extrapalustris vegetációból származott. A sparnacumi emelet spóra—pollen együtteseivel ellentétben itt a *Palmae* pollenek mennyisége minimális.

b) 104,0—99,5 m: tengeri üledék, Foraminifera maradványok minden mintában nagy mennyiségben fordultak elő, két minta (101,7—100,6 m,

102,8—101,7 m) csak a Foraminiferák és sporomorphák együttes mennyiségét figyelembe véve értékelhető mennyiségileg. A „cingulum" típusú pollenek, a *Myricaceae* és az allochton *Fagaceae* pollenek mennyisége aránylag nagy.

c) 99,5—63,5 m: tengeri üledék, a minták csekély mennyiségben tartalmaznak csak sporomorphákat, a Foraminifera-maradványok viszont tömegesek. Százalékos értékelés csak a Foraminiferák + sporomorphák együttes mennyisége alapján lehetséges.

d) 63,5—25,0 m: sekélytengeri üledék, mennyiségileg értékelhető sporomorpha-tartalommal. Partközeli szemiterresztrikus lápot jelez a „cingulum" típusú pollenek nagy mennyisége, az extrapalustris szálerdő és a sekélyláp *Myricaceae* pollenjei is nagyobb százalékban fordultak elő. A Foraminifera-maradványok mennyisége változó, általában jelentős, a 42,0—36,4 m-ből vett mintában azonban minimálisra csökken.

Középső-eocén (lutéci) (25,0—10,0 m)

Limnotelmatikus fácies, a 22,0—17,5 m-ből származó mintákban nagy, a többi rétegekben csekély Foraminifera mennyiséggel, s a 15,8—10,0 m-ből vett mintában Foraminifera maradványok nélkül. A Foraminiferák mennyisége alapján itt a következő zónák különíthetők el:

a) 25,0—22,0 m: viszonylag alacsony a Foraminiferák száma. A pollenek közül a „cingulum" típusú, a *Myricaceae* és az allochton *Fagaceae* nagyjából azonos mennyiséggel fordul elő.

b) 22,0—17,5 m: igen nagy a Foraminifera maradványok mennyisége, a spóra—pollen összetétel nagyjából az előbbivel azonos.

c) 17,5—10,0 m: a Foraminifera maradványok mennyisége minimálisra csökken, ill. a legfelső mintában eltűnnek.

Eocén vegetációtörténeti és pollensztratigráfiai kérdések

A szelvény vizsgálata során kapott eredmények — összevetve a hazai viszonylatban már megismert együttesekkel — teljesebb képet adnak a magyarországi eocén vegetáció fejlődésére vonatkozóan. Az eddigi eredményekkel egybehangzóan a hazai alsó-eocén sparnacumi emeletének flórájában a trópusi, melegégövi elemek döntő súllyal szerepelnek. Az yprèsi és lutéci emeletekben a fokozatos lehűlés visszaszorítja a trópusi vegetáció képviselőit, a barton és ludi rétegekben pedig a szubtrópusi és a mérsékelt égövi elemek egyre nagyobb jelentőségűek. A klimatikus változások során végbement vegetációfejlődés adja meg az eocén pollensztratigráfia alapját. Az eocén palynológiai rétegtannak, tudásunk jelenlegi állapotában, az egyes emeletek különböző vegetációtípusainak legapróbb részletekig menő tanulmányozásával kell foglalkoznia. Fontos a különböző biotópok vegetációjának, szukcessziós sorainak a helyi viszonyok figyelembevételével való rekonstrukciója. Hazai viszonylatban az eocén transzgresszió részletfolyamatainak, a vegetációra gyakorolt hatásának pontos tisztázása (ill. figyelembevétele az adott pollenspektrumok értékelésénél) szükséges, mivel a transzgresszió által létrejött alapvető ökológiai különbségek azonos időben képződött üledékeknél is teljesen eltérő sporomorpha-összetételt eredményezhettek.

IRODALOM

KEDVES, M. 1960: Études palynologiques dans le bassin de Dorog. I. – Pollen et Spores **2.** pp. 89 – 118.

KEDVES, M. 1961: Études palynologiques dans le bassin de Dorog. II. – Pollen et Spores. **3.** pp. 101 – 153.

KEDVES, M.: Palynologic Investigations on the Freshwater Limestone Layer of Lábatlan and an Attempt to Divide the Hungarian Lower Eocene Floras on Palynologic Basis. – Kézirat.

KEDVES M.: Adatok a magyarországi alsó eocén (sparnacum) flórájához az oroszlányi III. és a tatabányai XV/b akna szenes rétegeinek palynológiai vizsgálati eredményei alapján. – Kézirat.

KRIVÁN – HUTTER, E. 1961: Palynologische Stratigraphie des mitteleozänen Kohlenkomplexes im Beckenteil „Borókás" des Doroger Braunkohlenrevieres. – Földt. Közl. **91.** pp. 32 – 43.

KRIVÁN – HUTTER, E. 1961: Examen palynologique de la lentille d'argile à restes de plantes du complexe non fossilifére „du Lutétien supérieur" de Lábatlan. – Földt. Int. Évi Jel. 1957 – 58-ról, pp. 445 – 472.

PFLUG, H. D. 1952: Palynologie und Stratigraphie der eozänen Braunkohlen von Helmstedt. – Paläont. Z. 26. pp. 112 – 137.

PFLUG, H. D. 1956: Sporen und Pollen von Tröllatunga (Island) und ihre Stellung zu den pollenstratigraphischen Bildern Mitteleuropas. – Neues Jb. Geol. u. Paläont. 102. pp. 409 – 430.

PFLUG, H. D. 1957: Zur Altersfolge und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesonders hessischer) Braunkohlen. – Notizblatt hess. L. – Amt. Bodenforsch. **85.** pp. 152 – 158.

THIERGART, F. 1940: Die Mikropaläontologie als Pollenanalyse im Dienst der Braunkohlenforschung. – Brenstoff-Geol. 13. pp. 1 – 48.

THOMSON, P. W. – PFLUG, H. D. 1953: Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. – Paläontographica. **94.** pp. 1 – 138.

POLLENSTRATIGRAPHIE DER EOZÄNEN SCHICHTEN DER BOHRUNG NR. L. – 4. VON LÁBATLAN

von

M. KEDVES

Das Eozän der Kernbohrung Nr. L. – 4. kann in lokale palynologische Horizonte gut gegliedert werden. Der Sporen – Pollenkomplex der braunkohlenführenden Schichten des Sparnacien lässt sich, unter den bisher bekannten Sporomorphen-Komplexen des ungarischen Untereozän mit dem für den Nagysáper Raum des Doroger Braunkohlenbeckens charakteristischen Typus identifizieren. Auf Grund der infolge klimatischer Veränderungen im Eozän eingetretenen Florenentwicklung ist auch dieser Zeitraum zur palynologischen Schichtenkorrelation geeignet. Die auf der Grundlage palynologischer Angaben zu unternehmende Schichtenkorrelation sollte auf der Rekonstruktion von Biotopen und Ermittlung paläofloristischer Veränderungen gestützt werden.

ПЫЛЬЦЕВАЯ СТРАТИГРАФИЯ ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СКВАЖИНЫ № 4 В С. ЛАБАТЛАН

М. КЕДВЕШ

На основании палинологического анализа эоценовые отложения скважины № 4 колонкового бурения могут быть хорошо расчленены на горизонты местного характера. Из известных до сих пор нижнеэоценовых спороморфных комплексов Венгрии спорово-пыльцевой комплекс буроугленосных отложений спарнакского яруса может быть отождествлен с типом, известным из Надьшапского участка Дорогского буроугольного бассейна. Судя по обусловленному климатическими изменениями развитию эоценовой флоры, отложения этой эпохи также поддаются палинологической корреляции слоев. Идентификация слоев по данным палинологического анализа должна исходить из реконструкции биотопов и из выявления палеофлористических изменений.

ADATOK A DÉL-DOROGI TERÜLET NEGYEDKORI KÉPZŐDMÉNYEINEK VIZSGÁLATÁHOZ

Írta: MARCZIS JÓZSEF

A vizsgált képződmények észlelési területét Ny-ról a Körtvélyeshegy, É-ról a Nagygete, ÉK-ről a Fehérhegy, K-ről a Cinegés, DK-ről a Borókáshegy, D-ről a Kecskehegy és Quadriburg és végül DNy-ról a Siposhegy határolja.

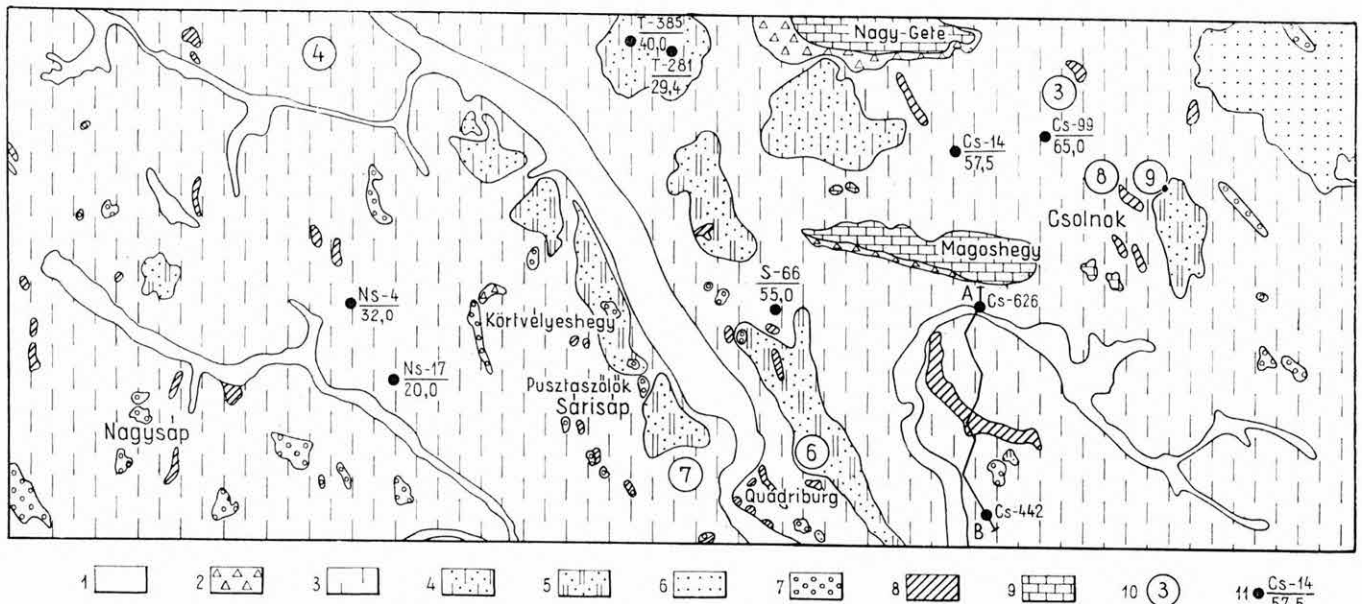
Morfológiailag a terület három típusra oszlik: *1.* a negyedkori löszös–homokos lepelből kiemelkedő mezozóos képződmények szigetei; *2.* a meszszemenően széthasogatott, megbontott löszös–homokos felső-pleisztocén lepellel borított medence és annak peremei; *3.* az eróziós és részben tektonikus eredetű völgyek kolluviumai és ártéri képződményekkel borított kis kiterjedésű ártéri síkjai.

Az első csoportot a túlnyomólag oligocén aljzatú medence eróziós felszínére a pleisztocén folyamán települt futóhomokos–löszös–folyóvízi homokos összlet és az ehhez – még tisztázatlan települési sorrendben és körülmények között – csatlakozó, kis kiterjedésű kavicsfoltok alkotják. A másik csoportban a legfiatalabb képződmények, a völgyek talpán és lejtőjén összegyűlt holocén kolluviális és ártéri képződmények együttese szerepel. Az alábbiakban típusonként ismertetjük a vizsgált pleisztocén képződményeket.

Lösz

A terület 8/10-ed részét borítja. Elterjedése és vastagsága igen változó és kifejlődése is változatos. A Nagysáp–Sárisáp–Csolnok közötti területen Ny-ról K felé haladva sok helyen erősen elhomokosodik. Mint eolikus képződmény, lepelként borítja a területet, nemcsak a medence egyenetlen eróziós felszínén, hanem a kiemelt mezozóos „szigetek" lejtőin is. Az eddigi fúrások adatai alapján vastagsága a csolnoki területen a 65 m-t is eléri. A térszín fokozatos mélyülésével – Sárisáp és Nagysáp felé haladva – vastagsága fokozatosan csökken. A legvastagabb a Nagygete és a Magoshegy között, ahol a kialakult nagyobb mélyedésben, bukószelek segítségével valószínűleg erősebb szélárnyék kialalakulása folytán halmozódott fel nagy vastagságban. DNy-on, a Ns. 4. sz. fúrásban a lösz 32 m vastag.

A lösz homokos változatai is tekintélyes nagyságú területet borítanak. A terület ÉNy-i részén, a T. 385. sz. fúrásban, 40 m vastagságban homokos

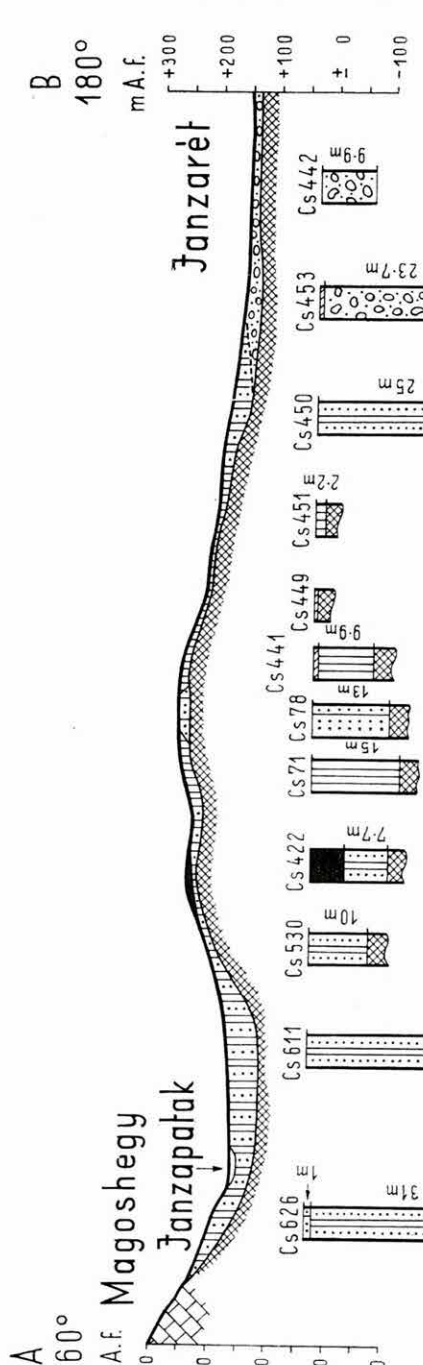


1. ábra. A D-dorogi terület negyedkori képződményeinek áttekintő térképe (SZABÓ N., BORBÁS L., WILLEMS T., SIPOSS Z., KOVÁCS Z., MUNTYÁN I. adatainak felhasználásával)

Jelmagyarázat: Holocén: *1.* alluvium, *2.* lejtőtörmelék. Pleisztocén: *3.* lösz, *4.* löszös homok, *5.* homokos lösz, *6.* futóhomok, *7.* kavics. *8.* Harmadidőszaki rétegek. *9.* Mezozóikum. *10.* Fauna-mintavételi hely. *11.* Fúrás a quarter rétegsor vastagságával. — A—B szelvény iránya.

Abb. 1. Übersichtskarte der Quartärbildungen des Süddoroger Gebietes (mit Benützung der Angaben von N. SZABÓ, L. BORBÁS, T. WILLEMS, Z. SIPOSS, Z. KOVÁCS, I. MUNTYÁN)

Zeichenerklärung: Holozän: *1.* Alluvium, *2.* Gehängeschutt. Pleistozän: *3.* Löss, *4.* lössiger Sand, *5.* sandiger Löss, *6.* Flugsand, *7.* Schotter. *8.* Tertiärschichten. *9.* Mesozoikum. *10.* Probenentnahmstelle. *11.* Bohrung mit der Mächtigkeit der Quartärschichtenfolge. — A—B Richtung des Profils.

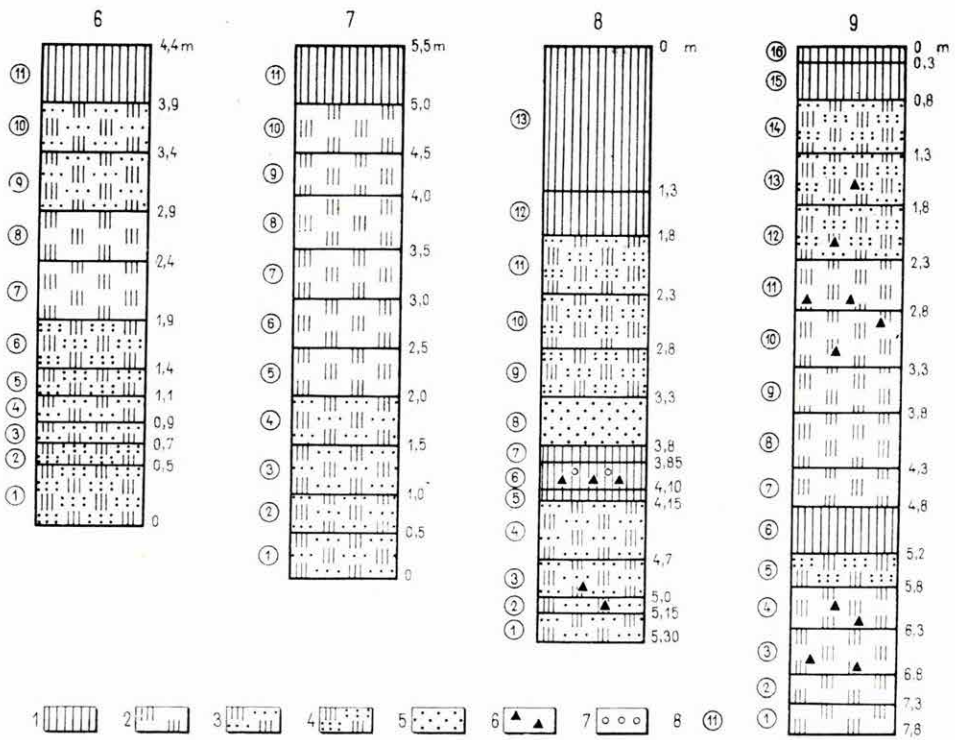


2. ábra. Szelvény a Magoshegy és Janzarét között a kőszénkutató fúrások alapján

Jelmagyarázat: 1. humuszos réteg, *2.* patakhordalék, *3.* bányahányó, *4.* lösz, *5.* homokos lösz, *6.* lösszös homok, *7.* homokos kavics, *8.* harmadidőszaki képződmény, *9.* mezozóos alaphegység

Abb. 2. Profil zwischen Magoshegy und Janzarét auf Grund Kohlenerkundungsbohrungen

Zeichenerklärung: 1. Humusschicht, *2.* Bachgeschiebe, *3.* Grubenhalde, *4.* Löss, *5.* sandiger Löss, *6.* lössiger Sand, *7.* sandiger Schotter; *8.* tertiäre Bildung, *9.* mesozoisches Grundgebirge



3. ábra. A Sárisáp 6., 7. és Csolnok 8., 9. sz. fauna-mintavételi helyek szelvényei

Jelmagyarázat: 1. humuszos és elváltozott lösz és löszös finomhomok, *2.* lösz, *3.* finomhomokos, homokos lösz, *4.* löszös homok, finomhomok, *5.* finomhomok, *6.* limonitkiválás, *7.* mészkonkréció, *8.* minta száma

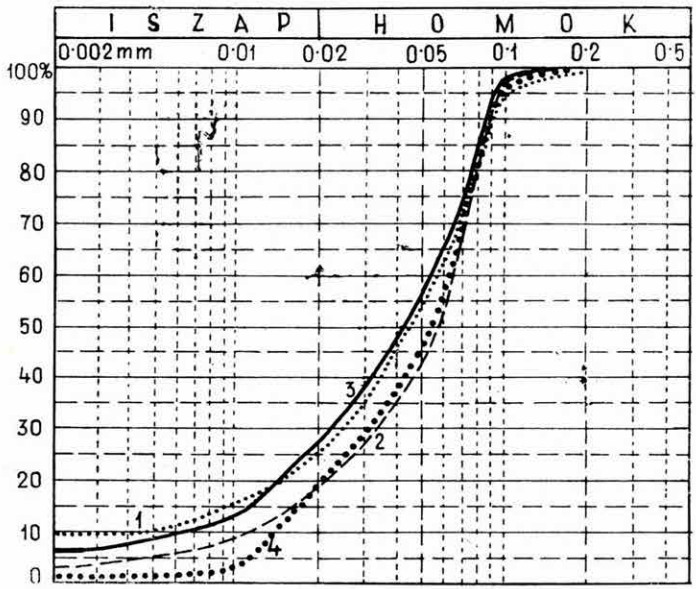
Abb. 3. Profil durch die Entnahmstellen von Fossilien Sárisáp Nr. 6., 7. und Csolnok 8., 9.

Zeichenerklärung: 1. humusführender und umgewandelter Löss und lössiger Feinsand, *2.* Löss, *3.* feinsandiger, sandiger Löss, *4.* lössiger Sand, Feinsand, *5.* Feinsand, *6.* Limonitausscheidung, *7.* Kalkkonkretion, *8.* Probennummer

lösz települ. Ugyancsak itt, a T. 281. sz. fúrásban, 29,4 m vastagságú homokos löszt jelez a rétegleírás.

A fúrási adatok csak általános jellemzésre alkalmasak. A felszíni feltárások anyagán végzett részletes vizsgálatok a korviszonyok vonatkozásában is nyújtottak adatokat (1. ábra fauna-mintavételi helyei, 2. ábra). A 6–9. sz. fauna-mintavételi helyek rétegsorát részletesen megvizsgáltuk (3. ábra). A mellékelt szemcseeloszlási görbék (4–7. ábra) összefüggő sorban mutatják be a képződmények szemcseeloszlását. Ezek szerint a feltárás löszrétegei uralkodóan finomhomokosak vagy löszös finomhomokba hajlók. A löszön belül csak a 8. és 9. sz. szelvényben mutatkozik elváltozott réteg, amelynek összetételi eltérését a görbék is jelzik. Feltűnő jelenség még az anyag limonitos csíkozottsága is a 8. és 9. sz. szelvényben.

A 3. és 4. sz. mintavételi hely anyagát faunisztikailag BARTHA F. (1964) vizsgálta. A 4. sz. szelvény 4,4 m vastag löszét a felső-pleisztocén valamelyik enyhébb szakaszába helyezi. Szerinte erre utal az *Abida frumentum* és *Chondrula tridens* melegkedvelő, szárazságtűrő fajok jelenléte és az *Orcula dolium*, *Clausilia*



4. ábra. Sárisáp VI. sz. fúrás szemcseeloszlási görbéi

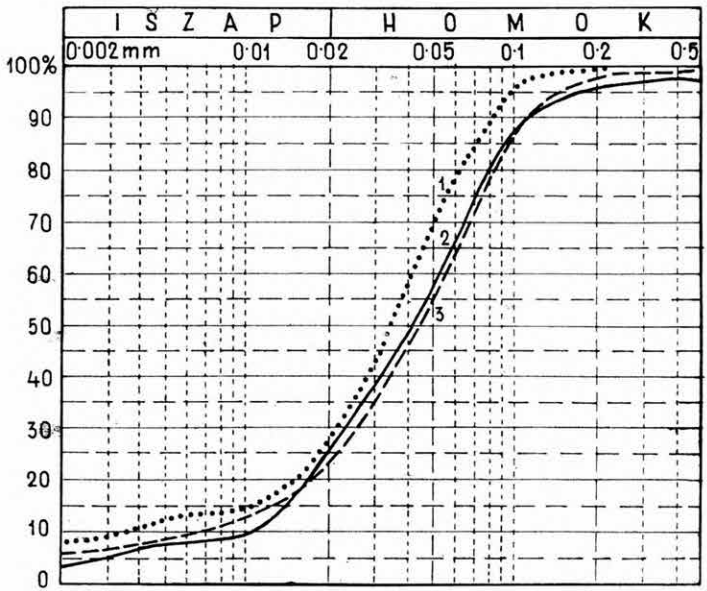
		$CaCO_3$
1. finomhomokos lösz	2,9–3,4 m-ből	15,5%
2. löszös finomhomok	1,1–1,4 m-ből	
3. finomhomokos lösz	0,3–0,9 m-ből	22,6%
4. löszös finomhomok	0,0–0,5 m-ből	21,4%

Abb. 4. Granulometrische Kurven der Sedimente aus Bohrung Sárisáp Nr. VI.
Zeichenerklärung: 1. feinsandiger Löss, *2.* lössiger Feinsand, *3.* feinsandiger Löss, *4.* lössiger Feinsand

dubia és *Zonitoides radiatulus* ligetlakó fajok előfordulása a szelvény egyes szintjeiben.

A 6. sz. feltárás 4,4 m vastag löszrétegsorát faunisztikailag KROLOPP E. (1962) vizsgálta. A rétegsor alsó részét enyhébb, nedves éghajlaton képződött üledéknek tartja. Erre utal a *Galba truncatula* vízicsiga néhány példánya mellett a *Columella edentula, Trichia hispida, Arianta arbustorum* nedvességigényes fajok jelenléte. A felső szintben a klíma – a faunavizsgálatok szerint – szárazzá, hideggé változott. A fauna példányszáma csökkent és csak nagy ökológiai tűrőképességű (hidegtűrő) fajok *(Pupilla sterri, Vallonia tenuilabris, Vallonia costata)* kerültek elő. A faunavizsgálatok alapján ezért KROLOPP E. a szelvény alsó részének képződését a $würm_{2-3}$ szakaszban, felső részét pedig a $würm_3$ elejére teszi.

A terület ÉNy-i részén a 7. sz. feltárás szintén KROLOPP E. (1962) által végzett faunavizsgálata az előző feltáráséhoz hasonló eredményt hozott. Az alsóbb szintekben ui. itt is megtalálható volt az enyhébb, csapadékosabb klímát jelző faunaegyüttes *(Clausilia dubia, Trichia hispida, Arianta arbustorum* stb.), míg feljebb lecsökkent az egyedszám és csak hideg- és szárazságtűrő fajok (pl. *Vallonia tenuilabris, Pupilla sterri)* találhatók. A képződmény korát fentiek alapján KROLOPP E. az előzőhöz hasonlóan a $würm_{2-3}$ legvégére, illetve a $würm_3$ elejére teszi.



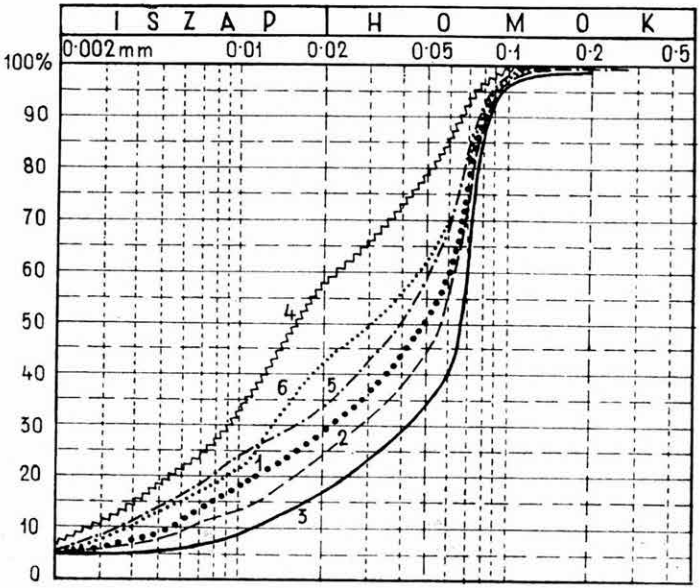
5. ábra. Sárisáp VII. sz. fúrás szemcseeloszlási görbéi

			$CaCO_3$
1. lösz	3,5—4,00	m-ből	
2. kissé homokos lösz	1,5—2,04	m-ből	20,2%
3. finomhomokos lösz	0,5—1,0	m-ből	16,4%

Abb. 5. Granulometrische Kurven der Sedimente aus Bohrung Sárisáp Nr. VII.
Zeichenerklärung: 1. Löss, *2.* leicht sandiger Löss, *3.* feinsandiger Löss

A 3. sz. szelvény anyagát BARTHA F. (1964) a $würm_1$ előtti szakaszba helyezi. Erre utal a szelvénynek különösen az alsóbb részeiben gyakori liget- és erdőlakó fajok *(Orcula dolium, Clausilia dubia, Vitrea crystallina* stb.) viszonylag magas dominanciája mellett a melegkedvelő fajok (pl. *Chondrula tridens)* jelenléte is.

KROLOPP E. (1962) a 8. sz. szelvény alsó szintjét a $würm_1$ aljára helyezi. Innen ugyanis a tatai kulturréteget magába záró és a komplex feldolgozás eredményeként a $würm_1$ szakaszba helyezett faunával megegyező fajok kerültek elő. Jelentős a közös fajok száma, de ennél is fontosabb, hogy mindkét helyről számos olyan faj ismeretes, amely a würm felső szakaszaiban hiányzik *(Vertigo antivertigo, V. angustior, Clausilia pumila, Euomphalia strigella, Carychium).* A mocsári iszapcsíkok fölötti löszös homokrétegben az egyedszám 100 körülire, a fajszám 6-ra csökken, az előző rétegek közel 4000-es egyed- ill. 31-es fajszámáról. Az éghajlat szárazabbá válását csak néhány nagy tűrőképességű faj bírta ki. Ezek alapján tehát KROLOPP E. a szelvény alsó, mocsári iszapcsíkokat tartalmazó szintjét a W_1 aljára helyezi. A szelvény felső rétegösszletét képviselő finomhomok és átmosott lösz már a W_2 szakasz képződménye lehet. A vizsgált területen a lösz fekvőjében sok helyen homokos lösz és homok található, amely így idősebb, valószínűleg riss-kori képződményeknek bizonyul.



6. ábra. Csolnok VIII. sz. fúrás szemcseeloszlási görbéi

			$CaCO_3$
1. löszös finomhomok	2,3 –2,8	m-ből	13,0%
2. finomhomokos lösz	4,15–4,7	m-ből	9,7%
3. finomhomok	3,3 –3,8	m-ből	12,6%
4. elváltozott lösz	3,8 –3,85	m-ből	12,6%
5. elváltozott lösz	3,85–4,1	m-ből	27,2%
6. elváltozott lösz	4,1 –4,15	m-ből	2,8%

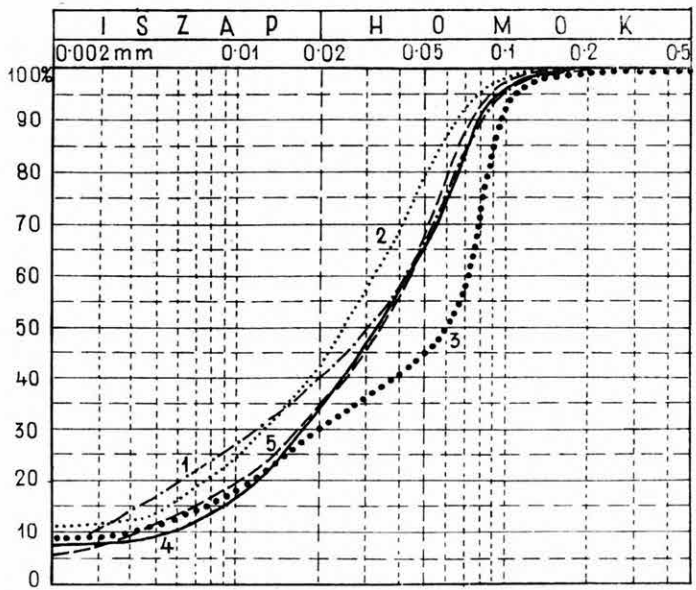
Abb. 6. Granulometrische Kurven der Sedimente aus Bohrung Csolnok Nr. VIII.

Zeichenerklärung: 1. lössiger Feinsand, *2.* feinsandiger Löss, *3.* Feinsand, *4.–6.* umgewandelter Löss

Futóhomok és folyóvízi homok

A területen a felszínen Csolnok ÉK–K-i részén, valamint Quadriburgtól DK-re futóhomok észlelhető. Színe sárgásszürke, szemcsenagysága közepes. MIHÁLYINÉ LÁNYI I. (1953) ásványtani vizsgálatai szerint nehézásványai között uralkodó a gránát, turmalin és epidot, alárendelt az amfibol, apatit és zoizit. Koptatottsági vizsgálatok alapján az anyag eolikus eredésű, K_1 értéke 2,60–2,70 m közötti. Gyakran keresztrétegződés is felismerhető benne. Homokos lösz – löszös homok közbetelepülés is sűrűn észlelhető, olykor limonitos csíkokat is tartalmaz. Feltehetően a lösszel azonos korú képződmény.

A homokösszlet alsó rétegeiben fokozatos átmenetként folyóvízi homok, homokos agyag, agyagos homok jelentkezik. Az S. 66. sz. fúrásban Quadriburgtól É-ra 50 m vastagságot meghaladó, agyaggal váltakozó homokos rétegsort írtak le, mely az Ősduna üledékeként feltehetően würm előtti; a riss–würm interstadiális idején keletkezhetett.



7. ábra. Csolnok IX. sz. fúrás szemcseeloszlási görbéi

			$CaCO_3$
1.	limonitos lösz	2,3–2,8 m-ből	22,2%
2.	lösz	3,3–3,8 m-ből	26,3%
3.	löszös finomhomok mészkőtörmelékkel	4,8–5,2 m-ből	23,3%
4.	kissé limonitos lösz	5,8–6,3 m-ből	26,5%
5.	lösz	7,2–7,3 m-ből	22,8%

Abb. 7. Granulometrische Kurven der Sedimente aus Bohrung Csolnok Nr. IX.

Zeichenerklärung: 1. limonitischer Löss, *2.* Löss, *3.* lössiger Feinsand mit Kalksteinschutt, *4.* leicht limonitischer Löss, *5.* Löss

Kavics, homokos kavics

A területen elszórtan, kis foltokban a felszínen észlelhető. Alárendelten (a Körtvélyeshegy Ny-i lejtőjén 180–190 m A. f. magasságban) homokba és löszbe ágyazottan fordul elő. A terület középső szakaszán, Sárisáp–Pusztaszőlők területén löszbe ágyazva észlelhető. Fúrásban többfelé kimutatták, homokkal váltakozva. A kavicsok anyaga túlnyomóan kvarc, alárendelt mennyiségben mészkő és tűzkő, szemcsenagysága 1–10 cm-ig változó.

Willems T. (1956) szerint „A lankás területekből kiemelkedő morfológiai formák inflexiós pontjaiban jelentkező kavics ÉNy–DK-i irányban elrendeződve a +180–+200 m A.f.m.-ban megszakításokkal terasz-szintet alkot". Siposs Z. szerint (1961) a kavics idősebb képződményből, főleg az oligocén felsőbb szintjeiből átmosott vagy kimosott felszínre került képződmény. A képződmény eredetét és a tárgyalt löszös futóhomokos, folyóvízi homokos összletekkel való viszonyát adathiány miatt jelenleg nem tudjuk tárgyalni, ennek tisztázása további kutatás feladata.

Holocén képződmények

A pleisztocén lösszel és homokkal borított magas térszínek közötti fiatal völgyek területén holocén képződményeket találunk. Sárisápnál nagykiterjedésű alluvium keletkezett (Tófenék, Öregárok). Az alluviális térszínen öntésagyagok és a magasabban fekvő térszínről lemosott anyagok: átmosott iszapos homok, humuszos lösz, lápi – mocsári iszapos agyag, réti agyag, iszapos tőzeg, patakhordalék, öntésiszap, öntésagyag rakódtak le.

A holocén képződmények sorában lejtőtörmelék is jelentkezik. A fiatal képződményekből szigetszerűen kiemelkedő idősebbkori rögök (Nagygete, Magoshegy) Ny – DNy-i lejtős térszínén, nagy kiterjedésben, 150–300 m szélességben nyomozható. Anyaga a közelben települő, idősebb kőzetekből: triász dachsteini mészkőből, eocén és oligocén kőzetekből származik. Bizonyos, hogy mélyebb szintekben, nagyobb térszíni depressziók alján pleisztocén lejtőtörmelék is kifejlődött.

A terület negyedkori fejlődéstörténete

A medence bonyolult harmadkori hegységszerkezeti mozgásainak a pleisztocénbe átnyúló folyamatairól ma még csak igen halvány képet alkothatunk. Az oligocén tengeri üledékképződést követő, hatalmas letarolással jellemzett szárazföldi időszak képződményei elsősorban az eróziós térszínt alkotó oligocén üledékösszlet többszörösen áthalmozott anyagából állnak. Efelett többnyire bizonytalanul elhatárolhatóan következnek a – feltételesen Ősduna-hordaléknak minősített – homokos képződmények, melyeket a Duna felé tartó kisebb-nagyobb vízfolyások raktak le a negyedkorban, a riss szakasz folyamán. Erre következik a $würm_1$ löszképző száraz, tundra – sztyepp szakasza, mely átmeneti enyhülés ($würm_{1-2}$, $würm_{2-3}$) után a $würm_3$-ban uralkodó löszképződéssel, újabb sztyepp szakaszba megy át. A futóhomok nagy vonásokban a lösszel együtt kifejlődött würmi képződménynek mutatkozik, löszös változataival együtt. Riss szakaszba helyezhető lösz még nem ismeretes. A pleisztocénvégi, nagymértékű – a Duna erózióbázisának süllyedésével kapcsolatos – völgybevágódások a pleisztocén homok- ill. lösztáblákat messzemenően összeszabdalták és kialakították a terület mai völgyrendszerét és térszínét.

IRODALOM

BARTHA F. 1964: Biosztratigráfiai vizsgálatok a Dorog – Esztergomi-medence pleisztocénkori képződményein. – Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről I.

GŐBEL E. 1956: Jelentés a Sárisáp (246-os) térképlap geológiai viszonyairól. – MÁFI Adattár, Kézirat.

JASKÓ S. 1956: Jelentés a Dorogi-medence részletes földtani térképezéséről. – MÁFI Adattár, Kézirat.

KROLOPP E. 1962: Pleisztocén Mollusca-fauna vizsgálatok a Dorogi-medencében (I. rész). – Kézirat.

LÁNG G. 1957: A Dorogi-kőszénmedence lazaüledékes kőzeteinek vizsgálata, a tömedék-homokbányászat szempontjából. – MÁFI Adattár. Kézirat.

MARCZIS J. 1956: Jelentés a Dorog – Esztergomi-medencében lemélyített térképező (kézi-gépi) fúrásokról. – MÁFI Adattár. Kézirat.

MARCZIS J. 1962: A Dorogi-medence pleisztocén képződményeinek kifejlődési típusai. – MÁFI Adattár, Kézirat.

MIHÁLYINÉ LÁNYI I. 1953: A magyarországi lösz-változatok és egyéb hullóporos képződmények osztályozása. – „Alföldi Kongresszus" a MTA Műsz. Tud. Oszt. Földt. Biz. Kiadv. pp. 5 – 15.

MOLDVAY L. 1961: A Berettyó-völgy és a Nyírség-perem felszíni képződményeinek kifejlődése és kora . – Földt. Közl. **91.** 3. pp. 292 – 299.

PÉCSI M. 1962: A magyarországi pleisztocénkori lejtős üledékek és kialakulásuk. – Földr. Ért. **1.**

SÁRKÖZINÉ FARKAS E. 1962: Üledékkőzettani vizsgálatok a Dorogi-medence Ny-i részén (Mogyorósbánya) lemélyített térképező fúrások pleisztocén mintaanyagán. – Földt. Int. Évi Jel. 1959-ről pp. 469 – 484.

SIPOSS Z. 1961: Pleisztocén korú törmelékfelhalmozódás a Dorog környéki löszben. – MÁFI Adattár, Kézirat.

WILLEMS T. 1956: Jelentés a 245, 230, 229-es térképlapok geológiai viszonyairól. – MÁFI Adattár, Kézirat.

BEITRAG ZUR UNTERSUCHUNG DER QUARTÄRBILDUNGEN DES SÜDDOROGER GEBIETES

von

J. MARCZIS

Die quartären Bildungen des Süddoroger Gebietes werden durch pleistozänen Löss, sandigen Löss, lössigen Sand, Flugsand, fluviatilen Sand, sandigen Schotter, sowie durch holozänes Alluvium und Gehängeschutt vertreten.

Der Löss enthält im allgemeinen auch Feinsand und vertritt die Würm-Phase bis zu einer Tiefe von 5 – 10 m unter der Tagesoberfläche. Nach F. BARTHA und E. KROLOPP lässt er sich durch Faunenuntersuchungen auch detaillierter gliedern.

Der Flugsand bildete sich ebenfalls während des Würm aus. Der fluviatile Sand ist älter und kommt gewöhnlich im Liegenden des Flugsandes vor. Hie und da erreicht der Löss eine Mächtigkeit von über 10 m. Diese Horizonte sind jedoch nur durch Kohlenerkundungsbohrungen nachgewiesen worden. Ihre Fazies und die Bestimmung ihres Alters erfordern weitere Untersuchungen.

СВЕДЕНИЯ К ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДОРОГСКОГО БАССЕЙНА

Й. МАРЦИШ

Четвертичные образования южной части Дорогского бассейна представлены плейстоценовыми лессами, лессовыми песками, сыпучими песками, речными песками, песками-гальками и голоценовым аллювием, а также осыпью.

Лессы обычно содержат и тонкие пески и представляют вюрмский этап в мощности 5 – 10 м от поверхности. Согласно Ф. БАРТА и Э. КРОЛОПП они поддаются и более дробному расчленению при помощи фаунистических анализов.

Сыпучие пески также образовались в вюрмское время. Речные пески являются более древними и обычно встречаются в подошве сыпучих песков. Местами лессы достигают и мощности свыше 10 м. Однако, такие горизонты были выявлены лишь разведочными скважинами на уголь, причем их литологический состав и возраст требуют провести дальнейшие исследования.

A MÁTRAHEGYSÉGI FÖLDTANI KUTATÁSOK 1962. ÉVI EREDMÉNYEI

Írta: VIDACS ALADÁR

Az Áll. Földtani Intézet 1962. év februárjában tartott beszámoló ülésein összefoglaló áttekintést adtunk a Mátrahegységben 1954 óta folytatott rendszeres és tervszerű kutatásainkról (Földt. Int. Évi Jel. az 1961. évről I. 1964). Kitértünk abban a kutatásokban követett módszerre és a vizsgálatok ércföldtani jellegére. Az elmúlt évi beszámolót az 1962. év munkáinak és eredményeinek rövid ismertetésével az alábbiakban kívánjuk kiegészíteni.

1. Földtani térképezés és szerkesztés

A színesérc előfordulások körzetein megindult és 1965-ig a hegység egész magmás törzsére kiterjesztendő részletes földtani térképezést 1962-ben újabb 58 km²-nyi területen végeztük el. Ez a munka a Recsk – Tarnaszentmária – Kisnána, Felső-Abasár – Gyöngyöstarján és Tar községek körzetében folyt le. A munka mostani állapotában a hegység 328 km²-nyi területéről áll rendelkezésünkre 1:5000-es méretarányú részletes földtani térkép. Az 1962. évi terepi felvételek során VARGA GY. 19, CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 12, VARGÁNÉ MÁTHÉ K. 16,2 és MEZŐSI J., mint külső közreműködő, 10,8 km²-nyi részt dolgozott fel.

A felvételező és anyagvizsgálati munka eredményeit az Intézet térképkiadási tervébe illesztve, 1 : 10 000-es méretarányú, Gauss – Krüger rendszerű lapok és magyarázó szövegeik alakjában, nyomdai publikációra készítjük elő. Távlati munkatervünkhöz képest 2 évvel előrehozva, 1962-ben végeztük el a „L-34-4-B-d-2, Parádsasvár" jelű földtani térképlapnak nyomtatásra való előkészítését. E térképlap kidolgozása során kellett véglegesen kialakítanunk azokat az egységes szerkesztési és ábrázolási irányelveket, melyeket a jövőben minden további térképlapon és annak szöveges magyarázóiban követnünk kell. Ezért ennek a megfelelő 1 : 5000-es méretarányú eredeti felvételekről redukált 10 000-es lapnak szerkesztése aránytalanul nagyobb munkát igényelt, mint amit a további lapok fognak jelenteni. A nehézségeket növelte, hogy szerkesztési munkánk közben, újabb geodéziai felvétel miatt maga a topográfiai alap is megváltozott. A fedetlen és észlelési változatokban megszerkesztett első lapnak és magyarázó szövegeinek munkáiban VIDACS A., VARGA GY., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. és SCHOLTZ T. működtek közre. Köszönettel kell megemlékeznünk arról a segítségről, amelyet Térképszerkesztő Osztályunktól és PANTÓ G. lektortól kaptunk, külön kiemelve SZÁDECZKY-KARDOSS E. akadémikus konzultatív irányítását.

2. Szerkezetföldtani kutatás

A hegység vulkáni takarójának vastagságát és kifejlődését szerkezetkutató mélyfúrásokkal kívántuk tisztázni.

A Lahócahegy DK-i előterében, az ércbánya közelében mélyítés alatt álló *Recsk VI.* jelű 1000 m-re tervezett szerkezetkutató mélyfúrás az év végéig 634,2 m-ig jutott le. Az eddig lefúrt szakasz alapján megállapítható, hogy a Lahóca-komplexumba tartozó amfibolandezit vastagsága a fúrópont helyén 552,8 m. Benne a hidrotermális szulfidos ércesedés bizonyítékai megvannak. Az 1961. évben a közeli *Recsk V.* fúrással az andezit üledékes feküjében 779–782 m mélységben átfúrt dús színesérctelep itteni megléte még nyitott kérdés.

A Lahócahegy távolabbi DK-i előterében, a Vadalmás dombháton mélyítés alatt álló *Recsk VII.* jelű szerkezetkutató mélyfúrás 695,5 m mélységnél tart. A fúrásból a recski típusú biotitos amfibolandezit üledékes fedőképződményében tufitok, tufák és egyéb piroklasztikumok jelenlétét lehetett megállapítani. (Amennyiben az ezek alatt levő andezitet azonosnak vesszük a Lahóca andezittömegével, úgy a *Recsk V.* fúrás alapján levezetett lakkolitos kifejlődés feltételezése megdőlt. Ez alapján a Mátra ÉK-i szegélyén levő andezitkúpokat praeoligocénnek vagy legfeljebb oligocénnek kell tekintenünk.) A fúrás az oligocén üledék alatti andezit-lávakőzet vastagságát 339,3 m-nek állapította meg. Az andezit alatt esetleg meglevő nagymélységű ércesedésről a fúrás további szakaszai fognak felvilágosítást adni.

A gyöngyösoroszi érces területen, a Hidegkúti völgyben munka alatt álló *Gyo. II.* jelű 1200 m-es szerkezetkutató mélyfúrás év végi talpmélysége 517,0 m volt. A fúrás eddigi szakaszának előzetes vizsgálata azt mutatja, hogy a gyöngyösoroszi ércbánya Altáró-szintjét jellemző, túlnyomóan láva eredésű kőzet, a nevezett művelési szint alatt 250 m pillérmélységig megvan, amelyben határozott falú telérhasadékokra, bennük a vertikális övesség által meghatározott ércvezetésre lehet számítani. Azon alul a porózus piroklasztikus mellékkőzetben az érc műrevaló koncentrációja már bizonytalan.

3. Gazdaságföldtani és teleptani kutatás

A *Nyugati-Mátrában* a gyöngyösoroszi ércbánya művelési körzetéhez Ny felől csatlakozóan feltárt jelentős új színesérctelepekkel sikerült a bányaszati iparág bázisát az előző években fejleszteni. Az 1962. évben a bánya művelési körzetéhez É felől csatlakozó, *Mátraszentimre* környéki területrészen folytak tovább a kutatások. A távlati kutatási hitelkeretből 210 m^3 terjedelmű külszíni árkolás történt. Ennek során egy új színesérctelér testét sikerült 50 m csapáshosszban napvilágra hozni („Gubolaházi-telér"). A telér vastagsága 8 m. A földtani helyzet és a terepviszonyok miatt a külszíni kibontásos kutatást a teléren továbbfejleszteni nem tudjuk, szerkezeti viszonyait mélykutatás fogja megvilágítani.

A NIM hitelkeretéből és az Ércbányászati Feltáró Vállalat útján a *mátraszentimrei lejtősaknában* 533,1 fm újabb vágatkihajtás történt. A kutatások a 2–20 m vastagságú érces telérnek csapását eddig 700 m hosszúságban tárták fel a felszín alatt 80–120 m mélységben. A kutatási objektumot ipar-

ági fejlesztésre 1963. év elején szándékozunk átadni; Gyöngyösoroszi felől a Mátra gerince alatti szállítóvágat és akna létesítésének előkészítő munkálatai megkezdődtek.

A *közép-mátrai* új ércterületen az OFF távlati kutatási hitelkeretéből az Ércbányászati Feltáró Vállalat révén folytattuk a külszíni kibontásos és mélyszinti vágathajtásos érckutató-műveleteket. Így a *Nagylápafő* völgyében, a Nagy-Lipóthegy tömegében 101 m^3-nyi árkolást, a Nagylápafő II.–III. kutatótáróban 117 m-nyi vágathajtást végeztünk. A gazdagon érces Nagylápafői-telért eddig 115 m csapásmenti kutatóvágattal vizsgáltuk meg. – A Parádsasvári-táró kiterjedtté fejlesztett kutatórendszerével az eddigieken kívül 2 db 0,3–0,5 m vastagságú érctelért és 3 db kisebb érces zsinórt harántoltunk a külszín alatti 150–180 m-es szinteken. A táróban levő érces képződmények kutatására ezévben 130 m csapásvágatot hajtottunk. A táró fővágatának végcélját képező Teodor-telért, melyet korábban külszínközeli táróval és fúrással kutattunk meg, a f. évi távlati hitelkeret kimerülése miatt harántolni ez évben még nem sikerült. – A *Névtelenbérci*-táróban az 1961. év végén harántolt telért csapás mentén kutattuk meg 51,5 m hosszúságban. A telér a kutatótáró szintjén nem műrevaló.

A *kelet-mátrai* ércnyomos területen (Recsk–Parádfürdő), mint 1961-ről áthúzódó kutatás, folytatódott és 240 m-ben befejeződött a *hegyeshegyi* érckutató táró vágathajtása. Ez a Nehézipari Minisztérium hitelkeretéből a Recski Ércbánya Vállalat útján végzett művelet fakóérces-enargitos érctelepet állapított meg, de nem műrevaló kifejlődésben. Ezen a területen az 1959 óta folyó külszínközeli feltárásos érckutatásokat gyakorlatilag érvényesíthető eredmény nélkül kell lezárnunk. A nagyobb mélységek felé irányuló fúrásos kutatásokról a szerkezetkutatással kapcsolatos előző fejezetben szóltunk.

A szerkezetkutatással és a színesfémércek felkutatásával kapcsolatos feladatot VIDACS A. látta el SCHOLTZ T. geológustechnikus értékes és szakszerű közreműködésével. A közép-mátrai új érctelepek anyagán CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. végzett ércmikroszkópos vizsgálatokat.

RÉSULTATS DES RECHERCHES GÉOLOGIQUES EXÉCUTÉES DANS LA MONTAGNE MÁTRA EN 1962

par

A. VIDACS

Le levé géologique détaillé de la Montagne Mátra a été commencé en 1954. La superficie des terrains magmatiques levés au 5000e jusqu'à la fin de 1962 fait 330 km^2 environ. Les cartes géologiques de la montagne seront éditées à l'échelle de 1 au 10 000. La première feuille sera publiée en 1963.

Au cours de l'année 1962 on exécutait des forages profonds pour études structuraux dans la partie NE (Recsk) et dans la partie W (Gyöngyösoroszi) de la montagne. La partie majeure de la montagne est formée de complexes d'andésites tortoniennes, mais au NE, dans la région du Mont Lahóca il

y a des affleurements d'andésites amphiboliques à biotite pré-oligocènes. La puissance de ces andésites amphiboliques atteint 340 m dans le forage No VI de Recsk. Les cônes d'andésites amphiboliques anciennes ne représentent pas de laccolites, comme on l'a supposé auparavant.

Le résultat pratique le plus important de l'année 1962 fut obtenu dans la partie W de la montagne, près de Mátraszentimre où un filon polymétallique hydrothermal à quartz fut ouvert sur une étendue de 700 m par des galeries de prospection. Dans le secteur central de la montagne, près de Galyatető, ainsi que dans la région du Mont Nagylipót, Nagylápafő, Parádsasvár, nous avons continué la prospection de minerai commencée en 1958 également par le creusage de galeries et de tranchées de prospection. Dans ces filons polymétalliques, ce n'est pas le quartz qui accompagne le minerai, mais la calcite. L'année passée on a réussi de découvrir deux nouveaux filons de minerai dans le secteur central de la Montagne Mátra.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ, ПРОВЕДЕННЫХ В 1962. Г. В ГОРАХ МАТРА

А. ВИДАЧ

Детальное геологическое картирование гор Матра было начато в 1954 г. Площадь магматитов, подверженная съемке масштаба 1:5000 достигла до конца 1962 г. около 330 км². Геологические карты гор Матра будут изданы в масштабе 1:10 000. Первый лист серии выйдет из-под печати в 1963 г.

Глубокие бурения, предназначенные для познания глубинного геологического строения, производились в 1962 г. в СВ-й (Речк) и З-й (Дьёндьёшороси) частях горного массива. Основная масса гор Матра слагается тортонскими андезитовыми комплексами, но на СВ, в районе горы Лахоца у с. Речк имеются выходы доолигоценовых биотито-амфиболовых андезитов. Судя по данным скважины Речк № VI. мощность этих более древних амфиболовых андезитов составляет — 340 м. Древние амфиболо-андезитовые конусы в районе с. Речк, в противоположность прежнему предположению, не являются лакколитами.

Наиболее значительный практический результат в 1962 г. был достигнут в З-й части гор Матра вблизи с. Матрасентимре, где разведочными горными выработками была вскрыта полиметаллическая, гидротермальная кварцевая жила на протяжении 700 м. В центральной части гор Матра, вблизи вершины Гальятетё, в районе гор Надьлипот и Надьлапафё и с. Парадшашвар были также продолжены начатые в 1958 г. поиски руд путем проходки горных выработок и разведочных канав. В полиметаллических жилах руде сопутствует здесь не кварц, а кальцит. В Центральной Матра в этом году были открыты две новые рудные жилы.

A MÁTRAHEGYSÉG KÖZÉPSŐ RÉSZÉNEK VULKANOLÓGIAI SZERKEZETE

(I. sz. melléklettel)

Írta: VIDACS ALADÁR

A Mátrahegység szerkezeti értelmezése

ID. NOSZKY J. a Mátrahegység középső részét, az ún. „Centrális Mátrát" „nagyvastagságú vulkanikus takarókkal fedett magas terület"-nek tekinti. A Galyatető, Nagylipót, Vércverés, Mogyorósorom vidékét és ugyanígy a Kékestető csoportját olyan platóperemhez hasonlítja, amelyekhez D felé hosszan lenyúló vonulatok csatlakoznak, lassan aláereszkedve az Alföld felé. Az említett szerző szerint „ezek a hosszú völgyek és köztük levő vonulatok a nagy, hajdan összefüggő, sima, vulkanikus platószerű takarónak kieszteregályozott részletei" (ID. NOSZKY J. 1927, p. 3.). Rámutat a hegység É-i és Ny-i részeinek meredek lekopási, letörési peremein a lávatakarók és „törmelékes képződmények" ismételt váltakozásából jól felismerhető rétegvulkános szerkezetre, amelyet szerinte „a belső régióban is fel kell tételezni" (ID. NOSZKY 1927, p. 39.).

A neogén vulkáni takaró feküjét képező tengeri homokos – márgás üledék („slír") magasabb rétegeit, faunisztikai alapon, ID. NOSZKY a középsőmiocén helvét emeletbe sorolja, a vulkáni takaró vastagságát 4 – 500 m-re becsüli (1927). Felismeri a hegység D-i részének lesüllyedését és annak egyes fennakadt rögeit, lépcsőroncsait.

Újabban SZÁDECZKY-KARDOSS E. a vulkáni takaró kőzetváltozatainak újrendszerű geokémiai értékelése és a peremi kőzetek periklinálisan befelé dőlő padossága alapján megállapította, hogy a neogén Mátrát vulkántektonikailag egyetlen hatalmas beszakadási szerkezet – késői óriás kaldera-képződés – határozza meg (1958. p. 198; SZÁDECZKY-KARDOSS – VIDACS – VARRÓK 1959 p. VI/2). Az egész vulkáni építmény utólag, a Nagyalföld süllyedésének megfelelően fokozatosan D felé dőlt, így annak déli részét ma az Alföld fiatal üledékei borítják. (Az 1961-ben Gyöngyöshalászinál mélyített vízkutató fúrás 801,5 m mélységben érte el az andezittufát.)

A hegység látható vulkáni felépítményére jellemző két nagy átfogó erupciós ciklusba tartozó torton piroxénandezitek közül az idősebb, vegyes elváltozású, típusosan rétegvulkános tömeg eredeti formái áldozatul estek ennek a beszakadásos vulkántektonikai folyamatnak és az ezt nyomban követő középső-

miocén lepusztulásnak. A második nagy torton erupciós ciklust képviselő bázisosabb, egységesebb szövetű piroxénandezitek a beszakadás peremei mentén levő tektonikus övekben jutottak felszínre. Az így kialakult fiatalabb torton hasadékvulkáni rendszer csatornáit néhány esetben az érckutató bányászati műveletek is harántolták (Gyöngyösoroszi Altárói-irányvágat, Mátraszentimrei lejtősakna).

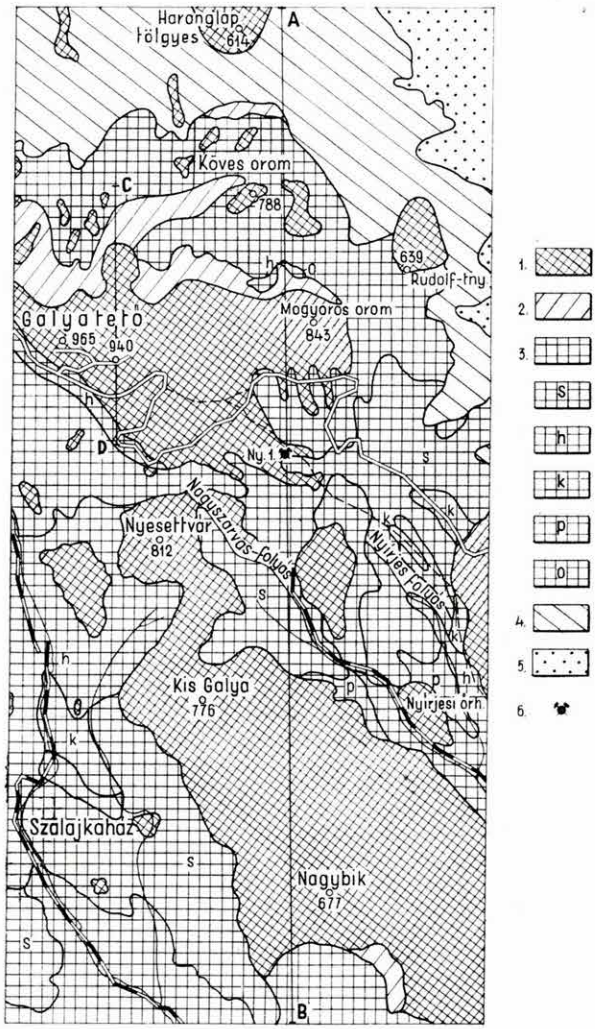
Mélyfúrásos szerkezetvizsgálat a Mátra középső részén

A földrajzi értelemben vett Mátra-gerinc legnagyobb morfológiai egységét képviselő Kékes – Csórhegy – Nagylipót – Galyatető – Piszkéstető – Darázshegy – Ágasvár – Óvár vonulat szerkezeti alkotásáról a legutóbbi időkig csak a részletes külszíni földtani térképezés adatai nyújtottak átfogó következtetést. A mélyszerkezet első számszerű adatai és vizsgálati mintái csak 1961-ben a Galyatetőnek a Nyírjesbérc felé eső DK-i nyúlványán mélyített „Galyatető – Nyírjes I." jelű mélyfúrással jutottak birtokunkba. Ezt a magfúrást eredetileg 300 m mélységűre érckutató rendeltetéssel telepítettük, de ennek a célnak sikeres elérése után szerkezetkutatási érdekből az adott technikai lehetőség határáig, 500,1 m talpmélységig folytattuk. A fúrás az itteni vulkáni takarót teljesen átharántolva éppen beleért az üledékes aljzat legfelső rétegébe, ezzel betöltötte szerkezetkutató célját is.

A Galyatető tönkjének K-i, a Kékes tönkjének Ny-i részét képviselő közép-mátrai területen az 1959–60 években végzett részletes földtani térképezés során – rövid összefoglalásban – felülről lefelé haladva az alábbi rétegsorrendet találtuk:

	Átlag-vastagság (m)
1. Sötétszürke piroxénandezit (torton, talán átnyúlik a szarmatába is)	130
2. Középső rétegvulkános piroxénandezitösszlet (gyakran kovás, agyagásványos, kloritos, karbonátos, hematitos átalakulással) hidrotermális ércesedéssel (torton)	380
3. Dácittufa (ún. „középső riolittufa") (torton)	130
4. Alsó lapillis andezittufa (helvét)	20
5. Homokos tufit, kovásodott fatörzsekkel (helvét)	30
6. Agyagos – márgás homokkő („slír"), alul sötétszürke pirites, felül sárga csillámos változatban (helvét)	125
7. Riolittufa (helvét)	4
8. Kőszénzsinóros, pirites homokkő (helvét)	10
9. Riolittufa (alsó) (burdigalai – helvét)	30
10. Tarka homokos agyag (burdigalai)	6
11. Szárazföldi homokkő (burdigalai)	35
12. Homokos agyag (burdigalai)	5
13. Konglomerátum, homokos közbetelepülésekkel (burdigalai)	40
14. Finomszemcsés, felül durvábbszemcsés glaukonitos homokkő (katti)	ismeretlen

A felsorolt képződményeket a hegység középső részén különböző helyeken, különböző feltárásokban észleltük (1. ábra). A rétegsorrend és az egyes képződményvastagságok összeállítása kombinatív egybevetésekkel történt. Így – a rétegek dőlésének pontos ismerete nélkül – a kibúvások és feltárások alapján a rétegvastagságokról csak bizonytalan számszerű adatokat alkothattunk.



1. ábra. A Mátra középső részének földtani térképe

Jelmagyarázat: 1. felső „bazaltos" andezit, *2.* andezitagglomerátum, *3.* középső rétegvulkános, változékony andezit: s = szilikoandezit, h = hidroandezit, k = kloroandezit, p = szulfoandezit, o = oxiandezit, *4.* dácit-andezit vegyestufa, *5.* agyagos, márgás homokkő („slir"). *6.* Fúrás helye. A–B szelvényirány

Abb. 1. Geologische Karte des zentralen Raumes des Mátra-Gebirges

Zeichenerklärung: 1. oberer „basaltischer" Andesit, *2.* Andesitagglomerat, *3.* mittlerer stratovulkanischer, veränderlicher Andesit: s = Silikoandesit, h = Hydroandesit, k = Chloroandesit, p = Sulfoandesit, o = Oxyandesit, *4.* gemischter Dazit-Andesittuff, *5.* tonig-mergeliger Sandstein („Schlier"). *6.* Bohrungsstelle. A–B = Profilrichtung

Az említett Galyatető – Nyírjes I. sz. fúrás a fentiekből a 2., 3., 4. sz. képződményeket azonosíthatóan átfúrta, a 6. és 1. sz. képződmény egyik határát érintette, így előbbiek teljes szerkezeti megismerését, utóbbi kettőnek pedig települési viszonyát adta meg. Az 5. sz. képződmény, mint a 6.-nak

legfelső fáciese, a terület K-i részén (Veszespatak, Köszörűspatak völgye) lokális jellegű, az említett fúrás területén nem fejlődött ki. A fúrásbeli réteghatároknak a kibúvásbeli határokkal való kapcsolatba hozatala révén lehetővé vált a teljes magmás takaró É – D-i irányú szerkezeti szelvényének elkészítése (I. sz. melléklet).

A fúrásminták petrográfiai vizsgálatának röntgen-diffraktométeres értékeléssel való alátámasztása lehetővé tette az elváltozott és kevert kőzetek pontos felismerését, ásványos alkotóik meghatározását. A diffraktométeres méréseket az Áll. Földtani Intézetében Müller-Mikro 111. típusú röntgenkészülékkel és Philips PW 1051 típusú diffraktométerrel BÁRDOSSY GY. végezte. Ilyen vizsgálati adatok a hegység kőzeteiről ez alkalommal állanak először rendelkezésünkre.

A fúrás a Galyatető tömegét alkotó bázisosabb, egységesebb szövetű piroxénandezit egyik DK-i irányú lávanyelvén, annak az erózió által feldarabolt végső nyúlványán települt, z = 770,84 m tszf. magasságban. A mélység felé haladóan a következő kőzetváltozatokat tárta fel:

a)	0,0 – 1,0 m	Sötétszürke piroxénandezit, mállott, roncsolt állapotban (felső andezites ciklus része)
b)	1,0 – 64,5 m	Breccsazárványos bontott andezittufa. Ezen belül 32,7 – 34,2 m között augitandezit-lávaréteg, 49,0 – 50,4 m-ig karbonátos és érces kitöltésű hidrotermális telér volt. (Középső andezit II. tufaciklusa.)
c)	64,5 – 184,1 m	Hiperszténandezit, kevés augittal és igen kevés amfibollal, hidro- és szilikoandezit-változatokkal. Közben 84,0 – 85,0 m között hidrotermális telér, 0,3 m dúséreccel. (Középső andezit nagy lávaciklusa).
d)	184,1 – 198,2 m	Andezittömbök (bombák[9]) tufás kötőanyagban. (Középső andezit nagy lávaciklusának bevezető szakasza.)
e)	198,2 – 294,1 m	Andezit-portufa, andezit-lapillivel; a 240 – 242 és 245 – 275 m-ben sűrű lávacseppekkel, lávafoszlányokkal. A 211,2 – 238,0 m közötti szakaszon vízbehullott, többi részén szárazulaton lerakódott tufa. (Középső andezit I. tufaciklusa.)
f)	294,1 – 475,8 m	Dácittufa, változó mennyiségű és sűrűségű andezittufa-andezitlapilli hozzákeveredéssel. 294,1 – 377,5 m-ig és 386,0 – 408,0 m-ig vízbehullott tufa, 377,5 – 386,0 m és 408,0 – 468,0 m közt szárazra hullott tufa. (Vegyes dácitos-andezites tufaciklus.)
g)	475,8 – 484,0 m	Tufitos homokkő, elfogyó dácitos és folytatódó andezites vulkáni por hozzákeveredésével. (Vegyes dácitos-andezites tufaciklus kezdőszakasza a helvéti „slír" homokkő legfelső rétegében.)
h)	484,0 – 500,1 m	Finomszemcséjű, meszes – márgás homokkő, andezites vulkáni por hozzákeveredésével. (Helvéti „slír" felső rétege, a fúrás talpa.)

A Középső-Mátra magmás takarójának kőzettani és geokémiai jellemzői

A magfúrás mintáinak vizsgálatából nyert adatok fő tudományos értékét abban látjuk, hogy azok nem felszíni, vagy felszínközeli mállásnak kitett kőzetmintákból származnak.

A fúrás kezdőszakaszán levő

a) sötétszürke piroxénandezit mintái, a külszíni mállás és a „teljes szelvényű" fúrástechnika alkalmazása miatt, vizsgálatra alkalmatlanok. A hegység középső részén ezt az összletet augitos hiperszténandezit alkotja, 50 – 55% SiO_2-tartalommal. A kőzetben olykor kis mennyiségű olivin is előfordulhat.

b) A *breccsazárványos bontott andezittufa* összetételében 2–15%-nyi szegletes, 1–6 cm átmérőjű andezitlapilli szerepel, alig rétegzett vulkáni porba ágyazottan, egyenletes eloszlással. Az átfúrt összlet igen erős agyagásványos lebontást, majd jórészben hidrotermális hatásra kovásodást szenvedett, csaknem fehérre kifakult, pirittel hintett kőzet, hiszen a fúrás – mint említettük – elsősorban érckutatási céllal: az itteni Teodor-telér helyzetének felderítése érdekében mélyült. A telérnek és mellékereinek jelenléte miatt ez a kőzet legtöbb részében szilicitté alakult; a kovásodás, kriptokristályos kvarcitosodás miatt az eredeti tufaszövet már csak helyenként ismerhető fel. Kőzettani és vegyi tulajdonságai az összlet jellemzésére nem alkalmasak. (A fúrás mélyebb szakaszai a meredek dőlésű érctelér átfúrása után egyre távolodnak a telér átalakított övétől.)

Az összletben a 32,7 m-nél közbezárt 1,5 m vastagságú augitandezit eredeti porfíros szövetét a kovásodás sem fedte el teljesen. Az alapanyag és a porfíros ásványok mennyiségi aránya kb. 3 : 1, 4 : 1. Alapanyaga utólagos elváltozás következtében felbomlott; túlnyomó részben kova, közel szubmikroszkopikus kvarckezdeményekkel, kevesebb szericittel, kalcittal és opakszemcsékkel, melyek túlnyomó része pirit. A porfíros elegyrészek szemcseátmérője átlag 0,5 mm, kivételesen 0,8 mm. Plagioklász utáni pszeudomorfózák; kitöltésük szericit, belsejükben sok kalcit, kevés kvarc, agyagásvány, igen kevés reliktum az eredeti plagioklászból. Színes elegyrész optikai úton nem ismerhető fel: néhány klorittal színezett kvarcos–kalcedonos–kovás fészek jelzi az elbontott színes alkotórészek valószínű helyét (I. tábla 1.). Röntgen-diffraktométeres mérés szerint a ténylegesen amorf anyag mennyisége a 20%-ot nem haladja meg, a kvarc mennyiségi részesedése átlag 20–25%, a plagioklász-szerkezetű ásványoké kb. 20%. A porfíros szemcsék és az alapanyagban előforduló plagioklász-maradványok átlagos savanyúsági foka oligoklász és andezin közötti. A diffraktométer 4–5% mennyiségű diopszidos jellegű augitot is jelez. A kalcit mennyisége kb. 5–8%, a pirité 4% körüli. Egyértelműen jelentkezik kevés penninjellegű klorit is. Illit, szericit és a kettő közötti átmenetként szereplő hidromuszkovit összes mennyisége általában 30–40%, viszont kaolinit és montmorillonit-csoportba tartozó agyagásvány nem észlelhető. Az illit kisebb része kevert rácsszerkezetet alkot a klorittal. Az ásványos alkotórészek között uralkodó mennyiségű agyagásványok alapján ez a tufába zárt vékony lávaár SZÁDECZKY-KARDOSS rendszere szerint hidroandezit, előrehaladottan szilicifikált állapotban. A kőzetminta az átfúrt hidrotermális teléres képződményektől 3–5 m távolságból származik, így az észlelt adatok a képződményt regionális vonatkozásban csak részben jellemzik.

c) A kevés augitot és amfibolt tartalmazó *hipersztén andezit* közel 120 m vastagságú lávaösszlete 65 m-es felső és kb. 25 m-es alsó tömör lávapadból, s az e kettőt elválasztó 30 m-es porózusabb, salakosabb részből tevődik össze.

d) Alsó részéhez még 14 m vastagságú *nagytömbös-bombás feküréteg* csatlakozik. A *c)* és *d)* jelű szakaszok hipersztén andezitje világosszürke, sötétszürke, néha zöldes színárnyalatú, szívós kőzet, üde változatában általában 53–58% SiO_2-tartalommal. Az alapanyag és a porfíros ásványok mennyiségi aránya kb. 3 : 1. Alapanyagának túlnyomó része devitrifikációnak indult üveg, ebben kevés 0,08 mm körüli földpáttű és közepes sűrűségű,

de igen finom szemcsézetű opacit látható. A porfíros elegyrészek megoszlása: 80% plagioklász, 10% hipersztén, 5% töredezett, de vegyileg üde augit, 2% kloritosodott és kalcitosodott zöld amfibol, 3% pirit. A plagioklász-kristályok között egy 0,7 mm-es átlagos szemcseátmérőjű labradorit-típusú (An_{50}) és egy kisebb mennyiségű 2 mm átmérőjű, közel bytownit magvú (An_{65}) generáció ismerhető fel (I. tábla 2.). Zónásság gyenge, ikerképződés ritka. A porfíros földpát gyakran aggregátumokká csoportosul. A diffraktométer a kőzetben összesen 20% körüli mennyiségű klorit-montmorillonit vegyesrácsú ásványcsoportot jelez, de feltűnő, hogy szericit és illit (hidrocsillám csoport) nem jelentkezik. Ugyancsak diffrakciós módszerrel 3–4% kalcit és 4–5% magnetit mutatható ki.

e) Az *andezit-portufa* kevés andezit-lapillivel, helyenként lávacseppekkel, a fúrásban 96 m vastagságúnak bizonyult összlet. Felső része vízbe, alsó része szárazra hullott piroklasztikum. Legtöbbször jól rétegzett, osztályozott, robbanásszerű lapilli-szórásról tanúskodó, világoszöld-világosszürke színű kőzet. Az elszórtan beágyazott 0,5–3,5 cm átmérőjű szegletes lapillik szabad szemmel is feltűnnek. Ugyanilyen nagyságúak az összlet középső része alatt megjelenő, képlékeny alakban lehullott andezitláva-foszlányok. A tufa típusos mikroszkópi képét 0,02–0,2 mm átmérőjű kristálytöredékek, 0,3–3,0 mm szemcseátmérőjű andezithomok és ezek kötőanyagaként szereplő, alig kristályos alkatú kovagél jellemzik. A mikroszkóp alatt észlelhető hézagokat kalcit tölti ki (I. tábla 3.). A vulkáni por-eredetű ásványtöredékek anyaga csaknem teljesen kicserélődött: a földpát helyét kalcit és kova, a színes ásványok helyét klorittal átitatott kalcedonszerű kova foglalja el. A színes elegyrész – alakja után ítélve – többnyire augit lehetett. Az elvétve található, vegyileg épnek látszó földpát-reliktum, optikai meghatározással oligoklászandezin–andezin (An_{40}) körüli összetételű, ezt a diffraktométeres vizsgálat is megerősítette. A röntgendiffrakciós mérés szerint a kristályosodásban levő anyag mennyisége nagy, a teljesen kristályosé következésképpen kevesebb. Nagy mennyiségben jelentkeznek a hidrocsillámok; az illit jelentős része klinoklor jellegű klorittal kevert rácsszerkezetű és mennyisége eléri a 15–20%-ot; az illit–szericit mennyisége ugyanennyi. Az épebb megtartású lapilli-anyagot is belevéve kb. 20% a plagioklász, ugyanennyi a kvarc. A vizsgált mintákban a kalcit 5%, diopszidos jellegű augit 1%, pirit 1% körüli mennyiséggel volt jelen. Nem mutatható ki sem hipersztén és magnetit, sem kaolinit és montmorillonit.

Ha ennek az andezit-portufás összletnek *(e)* ásványos alkotását egybevetjük a felette levő képződményekével, feltűnő hasonlóságot tapasztalunk a nagy középső andezitláva feletti breccsazárványos bontott andezittufába *(b)* zárt lávaréteg anyagával. (Azonos a plagioklász, az augit; a hipersztén, az amfibol és a magnetit hiánya, hasonló a késői agyagásványtársulás.) Viszont lényeges az ásványos eltérés a két tufás összlet közötti nagy, augitos–amfibolos hiperszténandezit-ciklus *(c)* anyagától. (Augit, amfibol, jelentős magnetittartalom, bázisosabb plagioklász, hiányzó illit–szericit-csoport.) Ez indítékot ad annak feltevésére, hogy a nagy hiperszténandezit-láva összletet *(c)* közrefogó két piroklasztikum-tömeg *(b* és *e)* csatornarendszere és talán magmakamrája is azonos volt, viszont a bázisosabb kőzet *(c)* láváját ettől független centrumok szolgáltatták, amazok működése közben. Ezzel ellen-

kezően, a történelmi időkben működött és részben ma is működő vulkánok (pl. Lipari-szigetek) azt bizonyítják, hogy egyazon vulkán, vagy vulkáncsoport szoros egymásutánban, vagy éppen egyidejűleg, nagyon eltérő kemizmusú termékeket is felszínre hozhat. KUBOVICS I. éppen a Mátrával kapcsolatosan mutat rá, hogy az egyes vulkáni ciklusokat bevezető piroklasztikum lényegesen savanyúbbnak adódik, mint az utána kiömlő láva (KUBOVICS 1962, p. 292). Minthogy a Mátrában is és a mai vulkánoknál is mindkét eshetőségre találunk példát és a mátrai vulkáni csatornát ezideig nem ismerjük, ezt a kérdést egyelőre nem látjuk egyértelműen eldönthetőnek. Az andezit-portufa összletre *(e)* az agyagásvány- és klorittartalom nyomja rá bélyegét, ezzel — SZÁDECZKY-KARDOSS rendszere szerint — kimeríti a klorohidroandezites tufa fogalmát.

f) A *dácittufa-andezittufa* szóródásából létrejött 182 m-es vastagságú vegyes összlet a Mátrahegység korábbi térképein „középső riolittufa" néven szerepelt (ID. NOSZKY 1927. és mások). Felső szakasza vízbe hullott, a kőzetben elszórtan vízszintes irányba rendeződött, 0,5—3,0 cm-es, megnyúlt, középszemcsésen porfíros andezit- és agyagásványosodott horzsakőzárványok vannak, melyek szegélye gyakran elmosódott, a beágyazó portufás (tufitos) kötőanyagba olvadó. Alsó szakasza (némi partingadozás jele után) szárazra hullott jellegű, 1—5 cm átmérőjű, iránytalan, rendezetlen, szegletes andezitlapillikkel. A lapillitartalom a szakasz alsó része felé elfogy és a finom portufa jut uralomra, de ez — mint a későbbiekből kitűnik — korántsem jelenti az andezites komponens kimaradását, hanem csak szemcsenagyságának homokszerűvé alakulását és az andezit-piroklasztikumnak 1—10 cm-es vastagságú, önállóbb ritmikus rétegekben való koncentrálódását.

A kőzet — különösen a vízbehullott változat — csaknem fehér vagy világos zöldesszürke, erősen átalakult, agyagásványosodott. Vízbehullott változatának viszonylag tiszta dácittufa-részleteit (I. tábla, 4.) jellemzik a 0,2—1,2 mm átmérőjű táblás plagioklászok és annak töredékei, elég sok elhalványult és elváltozott, 0,1—2,0 mm-es biotit-foszlány, igen kevés, töredékes kvarc, kevés horzsaköves vulkáni homok, kovás—kvarcos és agyagásványos kötőanyag, kalcit-aggregátumok és főleg a biotit-csomókban feldúsuló opacit-szemcsézet. A plagioklásznak optikai úton még meghatározható szemcséi oligoklásznak (An_{20}) bizonyulnak, de néhány kisméretű kristály albit. Valószínű, hogy albitosodás játszódott le a földpátban, a biotit egy része pedig — alakjánál fogva — másodlagosnak látszik. A röntgendiffraktométer görbéje a kvarc 30—35%-os jelenlétét mutatja. A földpát ezzel a módszerrel átlag 10%-os mennyiségűnek adódik An_{10-15} átlagos összetétellel. Szépen kiadódik a diffraktométeres görbén a biotit, az illit és szericit csúcsának szomszédságában. Az illit—szericit—biotit együttes mennyisége kb. 30%. A 2—10% közt változó klorit klinoklór jellegű. Feltételezhető kevés (2—5%) montmorillonit is. Kalcit 10%-nyi, pirit 4—5%-nyi átlagos mennyiségben jelentkezik.

A dácittufa csaknem mindenütt tartalmaz andezittörmeléket (lapillit). A makroszkópos vizsgálattal tiszta dácittufának látszó rétegekben is mm-es nagyságrendű andezites piroklasztikum-szemcséket mutat a mikroszkóp, melyek körvonala a kőzet erős átalakulása miatt poláros fénnyel gyakran nem is látható. Az andezit-piroklasztikum az összlet szárazra hullott

változataiban jobban tanulmányozható (II. tábla 1.). Ezeknek a dácittufához keveredett andezitdaraboknak üveges alapanyagában 0,08 mm körüli hosszúságú, folyásos elrendeződésű, finom tűalakú plagioklász-mikrolitok látszanak. Bennük a porfíros ásvány kevés és apró; anyagát többnyire kalcit, agyagásvány (szericit?) és kova helyettesíti. A törmelékek alakja és körvonala a fúrás néhány szakaszán (pl. a 425. m táján) képlékeny állapotban kiszórt lávarögökre vall. Van közöttük csaknem szubmikroszkópos mikrolitokat tartalmazó vulkáni üveg és van horzsakövesedésnek indult alkatú darab, egyes részeiben a horzsakő-állapotig nem jutott andezit-szövetű lapilli, színes elegyrész nélkül. Ez utóbbiakat a megdermedés kezdődő állapotában levő ejektumnak kell minősíteni, melynek képlékeny részeiből a benne levő könnyenillók elbocsátása a kiszórás közben, robbanásszerűen történt. — A dácittufába ágyazott andezitlapillik különválasztott anyagának röntgendiffraktométeres vizsgálata a beágyazó dácittufához képest a kvarc meglepő csökkenését (3—5%), a földpát (oligoklász) mennyiségének emelkedését (40%-ig), s a kalcit feldúsulását (15%) jelzi. Ugyancsak feldúsul a klinoklór jellegű klorit (25—30% !). Általában kimarad a montmorillonit, csökken az illit—szericit (5—10%) és a pirit (1%). Nevezetes az augit 1—2%-os jelenléte, a biotit elmaradása. Hiperszténnek nyomát sem mutatja a diffraktométer.

Az ismertetett elemzés alapján megállapítható, hogy a tárgyalt vegyestufa-összletben *(f)* jelenlevő, andezittufa jellegű alkotórészek anyaga legfontosabb jellemzőiben az összlet felett levő, nagy andezites—portufás—lapillis ciklus *(e)* termékével egyező. Ez arra mutat, hogy a vegyestufa-összlet keletkezésekor két, egymástól független kráterrendszer azonos időben működött, mert ugyanabból a vulkáni csatornából kétféle határozott jellegű termék egyidejű szolgáltatása alig képzelhető el. Amikor a dácittufa kráterének piroklasztikumos anyagszolgáltatása megszűnt (Nyírjes I. fúrás 294,1 m), az andezites tufatermelés központja folytatólag működésben maradt és a vegyestufa fedőjében levő tisztán andezites tufát *(e)* hozta felszínre.

Meg kell jegyeznünk, hogy a környező terület térképezése alkalmával, főként a főgerinc ÉK-i oldalán, ebben a vegyestufa-összletben kovásodott dácit-anyagú lapillit és vulkáni bombát is találtunk, de ilyet a Nyírjes I. fúrás anyagfeldolgozásakor makroszkóposan felismerni nem sikerült.

Az összlet anyaga Szádeczky-Kardoss rendszere szerint általában hidrodácitos-hidroandezites tufa, szilicifikált állapotban. Az andezitlapillik anyaga általában kloroandezit.

g) A *tufitos homokkő* kb. 8 m vastag rétege a helvéti „slírt" lerakó tenger regressziója idején a tengeri homokhoz keveredő, olyan finomszemcsés piroklasztikumokból épült fel, amelyek egyrészt már működésben levő andezites vulkánból, másrészt a meginduló dácitos törmelékszórás vulkáni központjából származtak (II. tábla 2.). Ennek az átmeneti rétegnek ásványos összetétele cm-enként, fokozatosan változik: a tiszta dácit-andezittufától a homokos tufiton át lefelé a vízben ülepedett homok-, kvarc- és muszkovit szemcséinek túlsúlyra jutásáig, melyhez még csak igen kis mennyiségű andezites jellegű vulkáni por keveredett (II. tábla 3.). Jellemzők erre a kőzetre a közepes fokú kovás átitatások, a mikroszkópos méretű kalcit-fészkek és a — jórészt biogén — pirit-feldúsulások, a lefelé haladóan emelkedő agyagásvány-

tartalom, a homokszemcsék gyenge osztályozottsága és a kismértékű keresztrétegződés. A homokszemek 0,08—0,1 mm átmérőjű sarkos kvarcszemcsék, mellettük elvétve ikerlemezes plagioklász-töredék is akad. A röntgendiffraktométeres vizsgálatok az összlet felsőbb szintjében 4—5%-nyi mennyiségben meglevő montmorillonit lefelé való fokozatos elfogyásáról, az illit—szericit 20—30%-os állandó jelenlétéről és a rétegcsoport alsó részén 1%-nyi mennyiségű augit fellépéséről tanúskodnak, ami a dácitos porhullás megindulása előtt már folyamatban levő andezittufaszórást valószínűsít.

h) A finomszemcséjű meszes—márgás *homokkő* („slír") másutt hatalmas vastagságban kifejlődött összletébe csupán 6 m mélységig hatolt be a fúró anélkül, hogy a fúrás helyétől K-re 2,5 km távolságban a gerinc lejtőjén kibúvásban észlelt, helvét alsó lapillis andezittufa itteni jelenlétét is igazolta volna. Ennek kimaradását a fúrástól É-ra levő gerinc É-i lejtőjén is megállapította a térképezés. Eszerint — a helvét slír fedőjében nem nagy területen kifejlődött — önálló andezittufának az anyaga a Mátra középső részén hozzákeveredett a helvét homokkőhöz és az arra települt dácittufához. A fúrás talpán (500 m) levő kőzet ásványos összetételében kb. 25—30%-nyi kvarc (uralkodó szemcseátmérője 0,02 mm), 5—8%-nyi muszkovit, 10—15%-nyi hidrocsillám-ásvány (szericit, illit), 5—10%-nyi kalcit, 3—5%-nyi plagioklász és 1%körüli pirit vesznek részt (II. tábla 4.).

A vulkáni mechanizmus rekonstrukciója

A Galyatető—Nyírjes I. sz. fúrás kőzetsorát és annak a Galya-csúcsig külszíni megfigyelésekkel történt vertikális kiegészítését *alapszelvénynek* kell tekintetnünk, nemcsak azért, mert a hegység centrális részének szerkezetét világítja meg, de azért is, mert ez a fúrás a Mátra főgerincén az első és ezideig egyetlen fúrásos mélykutatás. Anyagának részletes vizsgálata alkalmas arra is, hogy az itteni vulkáni tevékenység lefolyásáról adatokat nyújtson. A Galyatető környezetének vulkáni fejlődéstörténetét a következőképpen látjuk:

A helvét tenger fokozatos regressziója idején már működésben levő távolabbi vulkáni kráterből igen finom és kevés augitandezites vulkáni por hullott a mai Galyatető területét borító víztükörre és egyenletesen hozzákeveredett a tengerfenék homokos üledékéhez (500,1 m*). A finom vulkáni por hihetőleg a mai Mátra Ny-i és DNy-i részéről juthatott el ide, ugyanis ott ismerünk olyan nagytömegű andezitlávakomplexumot, mely a vezetőszintjellegű dácittufánál idősebb és amelynek felső lávapadjai dácittufa-rétegekkel ritmusosan váltakoznak, mígnem kimaradnak és a dácittufa jut uralomra. A „slír"-homokkő márgás jellege és kisebb homoktartalma arra mutat, hogy a szóban forgó fúrás helyén ebben az időben sekély tenger volt, de semmiképpen sem közvetlen partszegély. De csakhamar kifejezett partszegélyi finom hullámveréses keresztrétegződés jelentkezik a slírben, az agyagásványtartalom csökken, a homoktartalom emelkedik (484,0 m). Ezzel csaknem egyidőben a tengeri homokban a finom andezites vulkáni por mellett a dácitos

* A zárójelbe tett mélységadat az észlelt jelenségnek a Ny. I. fúrás szelvényében való mutatkozását jelzi.

porhullás első nyomai (biotit, savanyúbb plagioklász, több kvarc) is megjelennek (478,0 m). A dácittufa anyagának hozzákeveredése egyre erőteljesebb lesz (477,8 m). Az andezites vulkáni homok kötőanyagát adó dácitos portufa (az egész kőzet 25%-át elérő mennyiségű, dácitos származású oligoklásszal) a tengeri eredetű homokanyag mennyiségét (5%) teljesen háttérbe szorítja (477,0 m). Innen kezdődőleg a vegyes vulkáni por szárazra hull (475,8 m). A víztükörből való kiemelkedést a dácitos por erőteljes mennyiségi növekedése is segíti. Ez eleinte időbeli megszakításokkal hull a felszínre, 40—70 cm-es vastagságú rétegeinek időközi felületein megindul a mállás. A finom dácitos portufa közé (a 475,5, 473,6 és 470,0 m-nél) durvább (2—6 mm-es átmérőjű) andezites törmelék is hullik. Ezek 5—20 cm-es önálló rétegeket alkotnak, ami közelebbi, robbanásos andezittufás erupciók élénkülését jelzi. E robbanások fokozódó erejére kell következtetnünk abból, hogy az andezitlapillik átmérője később 2—3 cm-re növekszik (464,5 m), noha az andezites ejektum mennyisége nem nő, hanem az első három nagyobb robbanás után inkább fogy. Ezt követőleg a finom dácitpor kiszórása már folyamatossá válik (464,0 m), az andezites homok és a lapillik közbeékelődése az átmeneti csillapodás után egyre sűrűbb (430—420 m), a szegletes andezitlapillik átmérője eléri az 5 cm-t. De megjelennek a képlékeny alakban kiszórt, üveges, augitandezites lapillik is (425,0 m). Abból, hogy andezites lapillikon kívül megégetett, oxidált dácittufa-anyagú lapillik is előfordulnak (415—408 m), arra gondolhatunk, hogy az andezitvulkanizmus a folyamatosan tartó dácitos porszórásból települt korábbi rétegeken tört át. Midőn a tufaanyagból a fúrás körzetében felépült szárazulat mintegy 70 m-rel emelkedhetett a víztükör fölé, a térszín — talán vulkántektonikai okokból — rövid időre újra víz alá került (408—386 m). Az eddig folyamatos dácitos—andezites vegyes piroklasztikum hullása során oszcillációs regresszió (386 m) és transzgresszió (377,5 m) játszódott le, majd a dácitos por hullása egyszerre véget ért (294,1 m).

A továbbiakban a térszínalakító szerepet kizárólag az andezites vulkáni anyagszolgáltatás veszi át. A tiszta andezites portufás—lapillis szakasz kezdetét típusos sztratovulkáni összlet képviseli. Egy ideig még oszcilláló partszegélyen (242—240 m) folyik a felhalmozódás, miközben a robbanásos andezit—lapilli-termelés a finom por-kifúvások között sűrűn ismétlődik. Ez a heves, „Stromboli"-jellegű állapot emeli ki nagytömegű anyagával az akkori Mátrát végleg a tenger színe fölé (211,2 m) a torton emelet elején.

Feltéve, hogy az egykori vulkáni felépítménynek a fúrásban észlelt morfológiai viszonyait tágabb körzetre vonatkoztathatjuk, a perzisztens andezites tufatermelés végső szakaszában a hegység középső részének egykori térszínét a tengerből merészen kiugró alacsony kúpoknak, szigeteknek, vagy öbölszegélyi láncolatnak kell elképzelnünk, olyanféle meredek, leomlásos falakkal, amilyent a Stromboli „Sciara del fuoco" elnevezésű oldalán ma is láthatunk, de a Stromboli mai láva-alépítménye nélkül. A tufás felépítmény felső részein a fúrás szelvényében mutatkozó rétegdőlések ugyanis a szárazföldi szakaszban 45°-ig emelkedhetnek, melyek nem töréses elmozdulás folytán, hanem az eredetileg is egyenlőtlen rétegvastagodás, vagy leomlásos átrendeződés miatt alakultak ki. Az akkori laza anyaggal fedett egyenetlen térszínnek a nagy piroxénandezites lávaömlés adott szilárd takarót (hiperszténandezit kevés augittal, igen kevés amfibollal: ún. „középső andezit"). A törmelék-

szórást hatalmas anyagtömeget szolgáltató lávaömlés váltotta fel. A fúrás környékén lefelé hömpölygő 40–50 m vastagságú, első hatalmas lávaár súlyának és mozgásának hatására, annak saját tömbös alapzata megrepedezett, feldarabolódott és a tufafelszínbe 10–14 m-nyire bepréselődött (198,2–184,1 m). Az első nagy piroxénandezit-lávafolyás lazább, porózusabb, salakos felszínére (160,2–130,1 m) közel ugyanolyan tömegű, hasonló anyagú második lávaár ömlött. Ez alul finomszemcsésen porfíros (130–83 m), feljebb középnagyságú fenokristályokat tartalmazó andezitté (83–64,5 m) szilárdult.

A nagy középső andezites vulkáni működés fokozatosan elhaló szakaszában a lávaömlést újabb törmelékszórás váltotta fel (64,5 m). A kitermelt anyag rétegzést alig mutató, egységes szövetű finomszemcsés andezittufa, igen kevés breccsás jellegű, 2–5 cm-es andezittörmelékkel. Eközben csupán egy, vékonyabb, közbeékelt augitandezites lávaömlés mutatkozik a fúrás szelvényében (34,2–32,7 m). Valószínű, hogy a tufaszórás nagy mennyiségű gőz–gáz és víztermelés kíséretében zajlott le és az erőteljes hidrovulkanitosodás már ekkor megkezdődött. A kialakult kőzettakaró átalakulása utóvulkáni folyamatok (hidrotermális érces telérképződések) során főként szilicifikációval folytatódott. A középső andezitet fedő sztratovulkános összlet *(b)* teljes vastagsága ma 63 m. Felső részében (18–12 m) azonban – a fúrásminták megtartásából – törmelékes lepusztulásra lehet következtetni, melytől a jelenlegi felszíni mállás hatása (12–1 m) eléggé élesen elkülöníthető. A dácittufás összleten nyugvó első nagy torton piroxénandezites rétegvulkános összlet (középső piroxénandezit-ciklus) egykori lepusztulására a hegység más részeiben (gyöngyösoroszi ércterület) is kaptunk bizonyítékokat. A lepusztulás mértékére semmi adatunk nincs, így azt sem tudjuk, hogy az akkori takaró valódi vastagsága milyen lehetett.

A torton vulkanizmus átmeneti szünetelése után felszínre jutott és a hegység mai magaslatait borító, bázisosabb jellegű, sötétszürke piroxénandezitből – telepítési helye miatt – csak vékony mállott „kérget" érintett a fúrás (1–0 m).

Külszíni földtani térképezéseink adatai szerint a mai legfelső piroxénandezit nagyméretű ÉNy–DK-i irányú hasadékok mentén nyomult fel a hegység középső részén, melynek lávaárai a Galyatető tömegéből főként DK felé, a Vércverés–Bagolykő–Csórhegy hasadékából pedig uralkodóan Ny-i és DNy-i irányba terjeszkedtek. E ciklus első láváira (augitos hiperszténandezitek) vékonyabb piroklasztikus rétegek települtek, majd a vulkáni működés ismét lávaömléssel (augitandezitek) fejeződött be. Ezután már az erózió vette át a térszín alakítását.

A vulkáni felépítmény méretei

A Galyatető–Nyírjes I. sz. fúrás tényleges adatai és azoknak a Galyatető csúcsáig térképezéssel történt kiegészítése szerint a központi magmás takaró rétegeinek vastagságát számszerűen az alábbiakban határozhatjuk meg:

1. Felső („bazaltos") takaró-andezitösszlet ..... 169,9 m

(Ua. a Galyatető legmagasabb csúcsáig ..... 194,9 m)
(Ez az érték a valóságban csaknem biztosan ennél kevesebb, mert a fúrás környékén magasabb térszínről lefolyt lávaárakat találunk.)

2. Középső andezites komplexum összes vastagsága a dácittufás réteg felső határától a felső („bazaltos") takaróandezit talpáig 293,1 m

Ebből: felső, sztratovulkános réteg ..... 63,5 m
középső, lávaréteg ..... 133,7 m
alsó, portufás réteg ..... 95,9 m

A mai tiszta andezites-rétegvulkános takaró (1 + 2) összes vastagsága a fúrási kőzethatártól a Galya-csúcsig tehát 463,0 m, ill. a Galyatető legmagasabb csúcsáig 488,0 m.

3. Dácit-andezit vegyestufaösszlet a helvéti slírtől a tiszta andezites takaró talpáig ..... 183,9 m

Fentiek szerint a mai teljes eruptív takaró (1 + 2 + 3) vastagsága a helvéti üledékektől (slírtől) a Galyatető csúcsáig 646,9 m; ill. a Galyatető legmagasabb csúcsáig 671,9 m.

Összefoglalás

1. A Mátra főtömegét alkotó piroxénandezites komplexumot az előző időkben általában torton emeletbelinek tartottuk. A legújabb vizsgálatok újabb dokumentumokat adtak kezünkbe, melyek szerint a mai Mátra középső részén az andezites jellegű piroklasztikumok kiszórása a helvét emeletbe sorolt homokkőkomplexum (slír) felső részének képződésekor már folyamatban volt.

2. A helvét slírre települt dácittufa – korábbi nevezéktan szerint „középső riolittufa" – a legutóbbi fúrásos kutatás pontos anyagvizsgálata szerint nem dácittufa, hanem dácitos–andezites vegyestufa. A hegység legnagyobb tömegű középső részén önálló, tiszta dácittufás erupciós ciklus biztosan nincs, valószínűleg a hegység többi részén is alig van. A vegyestufás réteg vastagsága a Galyatető közelében mélyített fúrás helyén 183,9 m.

3. Az andezites vulkáni kitörések a dácitos porhullás folyamán, robbanásos mechanizmussal egyre sűrűsödnek. A hegység szerkezeti viszonyai azt mutatják, hogy az első nagy torton andezites vulkanizmus paroxizmusa Ny-ról fokozatosan terjedt át K felé.

4. Az ismeretlen központból táplálkozó dácitos porhullás elvégződése után felszínre került tiszta piroxénandezites, rétegvulkános takaró mai teljes vastagsága a Galyatető vidékén 463 m. Ennek részei időrendben: *a)* portufás ciklus: 95,9 m; *b)* láva: 133,7 m; *c)* vulkáni–breccsás–sztratovulkános ciklus: 63,5 m; *d)* bázisosabb takaróandezit-összlet: 169,9 m, ill. 194,9 m.

5. A helvéti slír felső része oszcilláló partszegélyt jelez, melyet a dácitos porhullásnak az andezites porszóráshoz való erőteljes csatlakozása változtatott a hegység középső részén szárazfölddé. A dácitos kiszórási szakasz közepén a Mátra középső része kisebb ingadozás után rövid időre ismét tenger alá került. A dácitos tevékenység befejeződésekor következett be az újabb regresszió, melyet azonban csak az első tömeges andezitláva-ömlés tett tartóssá.

6. A Galyatető közelében mélyített fúrás segítségével megállapított szerkezeti szelvény – bár csak kis távolságra terjed ki – a hegységnek Szádeczky-Kardoss E. által felismert beszakadásos kaldera-szerkezetével jól egyeztethető.

7. Az ólom – cink – rézérces formációhoz tartozó hidrotermális ércesedés a felső, bázisosabb andezittakaró talpszintje alatt 165 m mélységben, illetőleg a Galyatető csúcsától számított 357 m mélységben még bizonyíthatóan jelen van.

IRODALOM

KISS, J. 1960: A new ore occurence in the environment of Nagygalya, Nagylipót and Aranybányafolyás. – Ann. Univ. Sci. Budapestiensis, Sect. Geol. III.

KUBOVICS I. 1962: A vulkáni hegységek beszakadásos szerkezete. – Földt. Közl. **92.** 3.

MEZŐSI J. 1953: Kékes és Galyatető környékén végzett földtani felvétel. – Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről.

NOSZKY J. ID. 1927: A Mátra-hegység geomorfológiai viszonyai. – Debrecen.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. – Földt. Közl. **88.** 2.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959: A magmás kőzetek új rendszerének elvi alapjai. – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. **23.** 3–4.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1963: A hipo- és metamagmatitok kvantitatív rendszerezése és nevezéktana az ásványtani összetétel alapján. – Acta Geol. 8. (nyomtatás alatt).

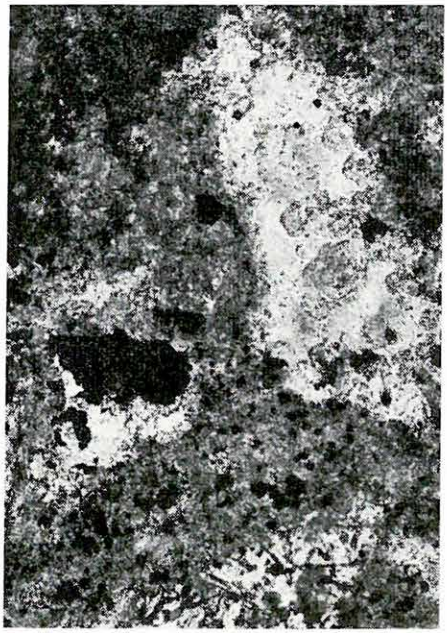
SZÁDECZKY-KARDOSS E. – VIDACS A. – VARRÓK K. 1959: A Mátra-hegység neogén vulkanizmusa. – MTA Geokém. Konf. Munk. I.

I. Tábla – Tafel I.

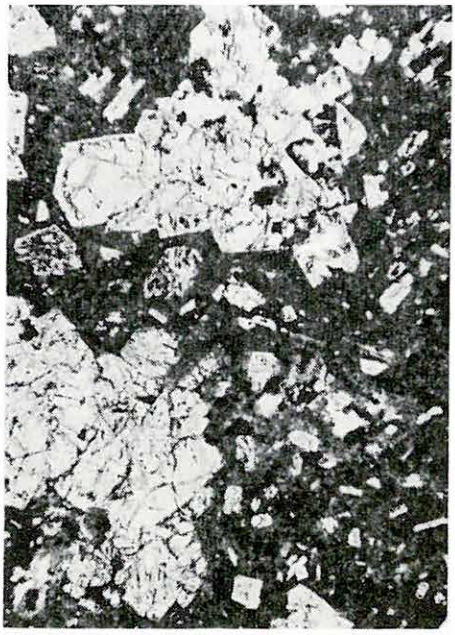
1. Erősen átalakult augitandezit, kalcitosodott plagioklász, színes ásvány helyén kvarc, klorit és pirit. Ny. I. sz. fúrás, 33 m. – 1 Nik. 30×
2. Amfibolos piroxénandezit, kevés színes elegyrésszel. Jellemző a porfiros plagioklász kétféle nagyságrendű generációja. Ny. I. sz. fúrás, 67,8 m. – 1 Nik. 16×
3. Átalakult andezites portufa. Felritkulásos hézagokban kalcit. Ny. I. sz. fúrás, 246 m. – 1 Nik. 12×
4. Dácittufa, vulkáni andezithomokkal, agyagásványos-kalcitos átalakulással. Kvarctöredék és andezitszemcse. Ny. I. sz. fúrás, 348 m. – 1 Nik. 35×

* * *

1. Stark umgewandelter Augitandesit, kalzitisiertes Plagioklas; an Stelle von bunten Silikatmineralien: Quarz, Chlorit und Pyrit. Bohrung Ny. Nr. I., 33 m. – 1 Nic. 30×
2. Amphibolführender Pyroxenandesit mit wenigen bunten Gemengteilen. Bezeichnend sind die zwei Generationen des porphyrischen Plagioklases verschiedener Grössenordnung. Bohrung. Ny. Nr. I. 67,8 m. – 1 Nic. 16×
3. Umgewandelter andesitischer Staubtuff. In den Verdünnungsspalten befindet sich Kalzit. Bohrung Ny. Nr. I., 246 m. – 1 Nic. 12×
4. Dazittuff mit vulkanischem Andesitsand und mit Tonmineralisierung-Kalzitisierung. Quarzbruchstück und Andesitkorn. Bohrung Ny. Nr. I., 348 m. – 1 Nic. 35×



1



2



3



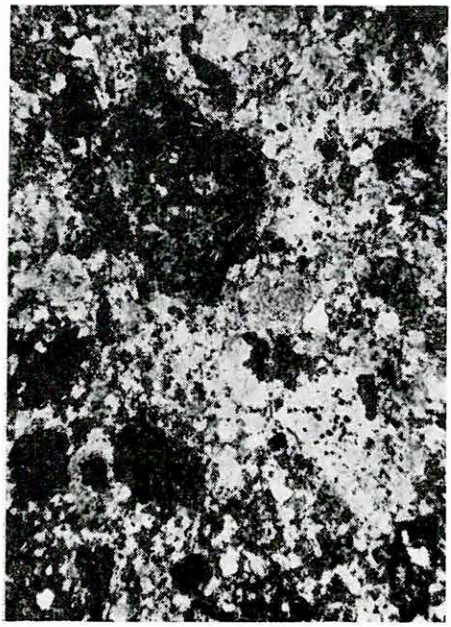
4

II. Tábla – Tafel II.

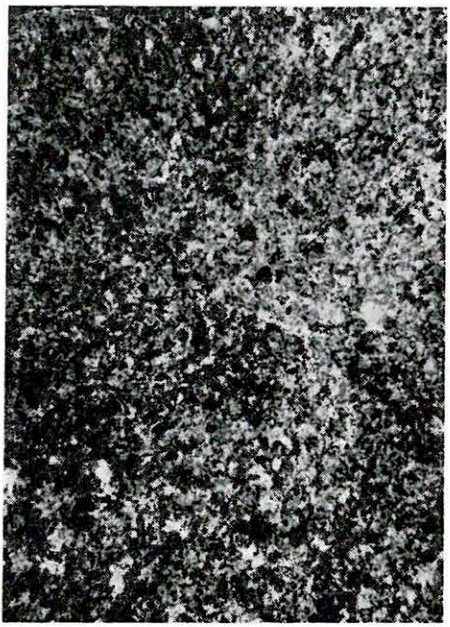
1. Dácitos portufa finom andezitlapillivel. Ny. I. sz. fúrás, 425 m. – 1 Nik. 12×
2. Dácitos-andezites portufit, agyagásványos átalakulással. Ny. I. sz. fúrás, 477 m. – 1 Nik. 12×
3. Finomszemcséjű tengeri homokkő („slír"), kevés andezittufa-tartalommal. Ny. I. sz. fúrás, 478 m. – 1 Nik. 35×
4. Finomhomokos márga („slír"). Középen biogén gélpiritrozetta (Echinodermata-tüske keresztmetszete?). Ny. I. sz. fúrás, 500 m.

* * *

1. Dazitischer Staubtuff mit feinen Andesitlapilli. Bohrung Ny. Nr. I., 425 m. – 1 Nic. 12×
2. Dazitisch-andesitischer Staubtuffit mit Tonmineralisierung. Bohrung Ny. Nr. I., 477 m. – 1 Nic. 12×
3. Feinkörniger mariner Sandstein („Schlier") mit wenigen Andesittuffgehalt. Bohrung Ny. Nr. I., 478 m. – 1 Nic. 35×
4. Feinsandiger Mergel („Schlier"). In der Mitte: Gelpyritrosette (Querschnitt eines Echinodermenstachels?). Bohrung Ny. Nr. I., 500 m.



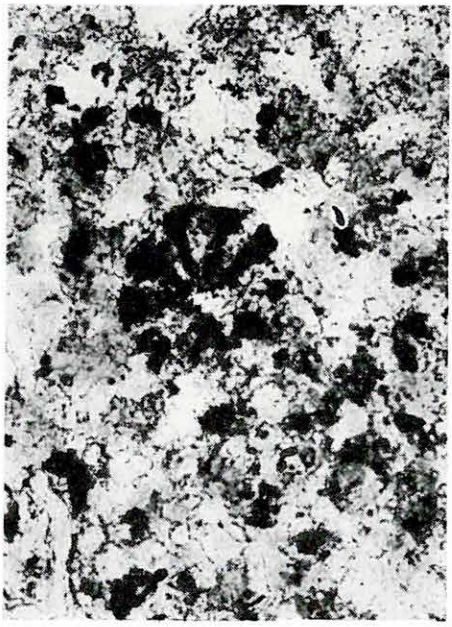
1



2



3



4

VULKANOLOGISCHE STRUKTUR DES ZENTRALEN TEILES DES MÁTRA-GEBIRGES

von

A. VIDACS

1. Der Pyroxenandesitkomplex, der die Hauptmasse des Mátra-Gebirges verkörpert, wurde früher im allgemeinen für tortonisch gehalten. Die in der jüngsten Zeit durchgeführten Untersuchungen lieferten uns neue Unterlagen, nach denen die Auswürfe der Pyroklastite von andesitischem Charakter im zentralen Raum des gegenwärtigen Mátra-Gebirges (Abb. 1.) bereits während der Ablagerung des oberen Teiles des in die Helvet-Stufe gereihten Sandsteinkomplexes (Schlier) im Gange waren.

2. Die sorgfältige Analyse des Materials der in der letzten Zeit durchgeführten Bohrungen hat gezeigt, dass der den helvetischen Schlier überlagernde Dazittuff – der „mittlere Rhyolithtuff" nach der früheren Nomenklatur – keinen Dazittuff, sondern dazitisch-andesitischen Mischtuff darstellt. Im zentralen Teil des Gebirges, der die grösste Masse besitzt, hat sicherlich kein Eruptionszyklus stattgefunden, der reinen Dazittuff lieferte und wahrscheinlich findet man eine solche Erscheinung sogar in den übrigen Teilen des Gebirges kaum. Die Mächtigkeit der Mischtuffschicht beträgt in der bei Galyatető abgeteuften Bohrung 183,9 m.

3. Im Laufe des dazitischen Staubfalles werden die vulkanischen Andesitausbrüche mit Explosionsmechanismus immer häufiger. Die tektonischen Verhältnisse des Gebirges weisen darauf hin, dass der Paroxismus des ersten grossen tortonischen Andesitvulkanismus sich stufenweise vom W nach O verbreitet hat.

4. Die gegenwärtige Gesamtmächtigkeit der stratovulkanischen reinen Pyroxenandesitdecke, die nach dem Abschluss des Herabfallens der sich aus einem unbekannten Zentrum ernährenden dazitischen Staube ans Tageslicht getreten ist, beträgt in der Umgebung von Galyatető 463 m. Sie besteht der Zeitordnung nach aus folgenden Teilen: *a)* Staubtuffzyklus: 95,9 m; *b)* Lava: 133,7 m; *c)* vulkanischer – brekzienliefernder – stratovulkanischer Zyklus: 63,5 m; *d)* Komplex basischerer Deckenandesite: 169,9 m, bzw. 194,9 m.

5. Der obere Teil des helvetischen Schlierkomplexes deutet auf einen oszillierenden Küstenrand hin, der im zentralen Raum des Gebirges zu einem Festland dadurch verwandelt worden ist, dass den Auswürfen des andesitischen Staubes sich ein intensiver dazitischer Staubfall zugesellt hat. In der Mitte der dazitischen Auswurfsphase wurde der zentrale Raum des Mátra-Gebirges nach gewissen Oszillationen wieder auf eine kurze Zeit vom Meer überflutet. Beim Abschluss des dazitischen Tätigkeit trat eine neue Regression ein, die jedoch nur durch den ersten massenhaften Andesitlava-Erguss stabilisiert wurde.

6. Obwohl das an Hand der bei Galyatető abgeteuften Bohrung festgestellte strukturelle Profil bloss einen kleinen Abschnitt umfasst, lässt es sich mit der von E. SZÁDECZKY-KARDOSS erkannten Kalderenstruktur gut vergleichen (Beilage I.).

7. Die zur Blei – Zink – Kupfererz-Formation gehörige hydrothermale Vererzung ist 165 m tief unter dem Sohlenniveau der oberen basischeren Andesitdecke, bzw. 357 m tief unterhalb des Galyatető-Gipfels noch vorhanden, worüber wir einwandfreie Unterlagen besitzen.

Beilage I.: Strukturprofil des zentralen Teiles des Mátra-Gebirges. – Zusammengestellt von A. VIDACS in 1962.

Zeichenerklärung: 1. chattischer Sand-Schotterkomplex, *2.* burdigalischer Sand, *3.* unterer Rhyolithtuff (Burdigal), *4.* Kohlenschnüre-führender Komplex (Helvet), *5.* tonig – mergeliger Sandstein, „Schlier" (Helvet), *6.* unterer Andesittuff mit Lapillis (Helvet – Torton), *7.* gemischter Dazit-Andesittuff (Helvet – Torton), *8.* untere Staubtuffschicht des augitischen Hypersthenandesits, *9.* augitischer Hypersthenandesit, *10.* oberer „brekzienführender" Tuff des augitischen Hypersthenandesits mit dünnen Lavabänken (*8 – 10.* mittlerer stratovulkanischer Andesitkomplex, Torton), *11.* tuffiges Agglomerat von dunkelgrauen Pyroxenandesiten, *12.* dunkelgrauer Hypersthen-Augitandesit (*11 – 12.* oberer „basaltischer" Andesit, Torton).

ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГОР МАТРА

А. ВИДАЧ

1. Пироксеново-андезитовый комплекс, слагающий основную массу гор Матра, раньше вообще считался тортонским. Новейшие исследования, предоставляли нам новые документы, свидетельствующие о том, что во время отложения верхней части песчаниковой толщи (шлиры), отнесенной к гельветскому ярусу (рис. 1), выбросы пирокластических пород андезитового характера появились уже в центральной части современной Матры.

2. Судя по данным тщаельного анализа кернов заложенных в последнее время бурений, налегающие на гельветские шлиры дацитовые туфы – „средние риолитовые туфы" по прежней номенклатуре – не являются чистыми дацитовыми туфами, а представляют собой смешанные дацито-андезитовые туфы. В центральной части горного массива имеющей наибольший объем, цикл извержения чистых дацитовых туфов безусловно не имел место, причем вряд ли имеются продукты такого цикла и в других частях массива. В скважине, пробуренной вблизи возвышенности Гальятетё, мощность слоя смешанных туфов составляет 183,9 м.

3. В процессе выпада дацитовой пыли извержения андезитового вулканизма происходят все чаще и чаще, обусловливаясь эксплозивным механизмом. Тектонические условия горного массива свидетельствуют о том, что пароксизм первого крупного тортонского андезитового вулканизма постепенно распространялся с запада на восток.

4. Современная общая мощность стратовулканического покрова, слагаемого чистыми пироксеновыми андезитами, вышедшими на дневную поверхность после завершения выпада дацитовой пыли, питаемой из неизвестного очага, составляет в районе Гальятетё 463 м. Данный покров состоит из следующих частей: *а)* цикл пылевых туфов: 95,9 м; *б)* лава:

133,7 м; *в)* вулканический – брекчиевый – стратовулканический цикл: 63,5 м; *г)* комплекс покровных андезитов более основного состава: 169,9 или 194,9 м.

5. Верхи гельветских шлиров указывают на осциллирующую береговую полосу, которая была превращена в сушу в центральной части горного массива благодаря сочетанию выпада дацитовой пыли с выбросами андезитовой пыли. В середине фазы дацитовых выбросов, после небольших колебаний, центральная часть Матры была на короткое время вновь затоплена морем. По завершению дацитовой деятельности наступила новая регрессия, которая оказалась прочной лишь благодаря первому массовому излиянию андезитовой лавы.

6. Структурный разрез, составленный при помощи заложенной вблизи Гальятетё скважины, дает себя хорошо согласовывать – несмотря на то, что он охватывает лишь небольшое расстояние – со срывчатой кальдерообразной структурой гор Матра, выявленной Э. САДЕЦКИ – КАРДОШ-ШЕМ (приложение I).

7. Гидротермальное оруденение, принадлежащее к свинцово-цинково-меднорудной формации, еще может быть выявлено на глубине 165 м под уровнем подошвы верхнего, более основного андезитового покрова, то есть на глубине 357 от вершины Гальятетё.

NÉHÁNY MÁTRAHEGYSÉGI TELÉR ÉS LÁVAÁR KONTAKTSZEGÉLYÉNEK ÁSVÁNYTANI ÉS KŐZETKÉMIAI VIZSGÁLATA

Írta: VARGA GYULA – GUZYNÉ SOMOGYI ARANKA

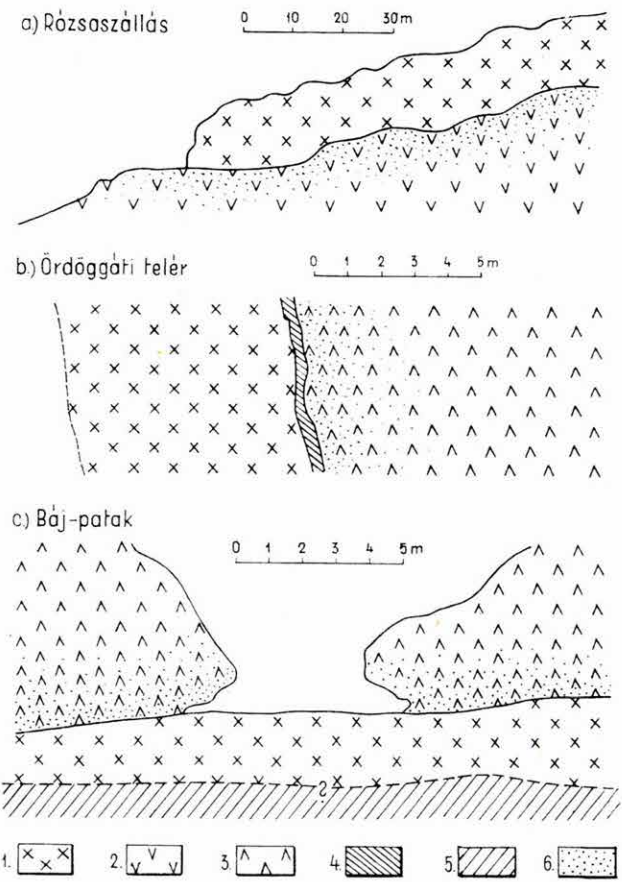
A Mátrahegység részletes földtani vizsgálata során több helyen észleltünk érintkezési elváltozásokat, nyílt hasadékokban kialakult vékony kőzettelérek vagy tufás térszínre kiömlő lávaárak szomszédságában is. Az ilyen elváltozások mérete a magmás test felszíni jellegének, ill. kis tömegének megfelelően rendszerint néhány centiméter, legfeljebb egy, illetve másfél méter. Az ilyen érintkezéseknél a felszínen az átalakulást előidéző lávakőzetben kismérvű *sávos, foltos elszíneződést* vagy – ritkább esetben – *hólyagos szegélyi elváltozásokat* észlelhetünk. Az átalakult vulkáni tufákban azonban *erős elszíneződés, oxidáció, szilifikáció*, valamint *szerkezeti préselődés* figyelhető meg. E dolgozat az alábbi három, egymástól méretekben és jellegekben eltérő érintkezési öv ásvány-kőzettani és kőzetkémiai viszonyait ismerteti:

1. *Rózsaszállás* – hiperszténandezit – dácittufa érintkezése
2. *Ördöggát* D-i vége } hiperszténandezit – riolittufa érintkezése
3. *Bájpatak* alsó része }

I. Ásvány-kőzettani vizsgálatok

a) A Kékes É-i lejtője alatt a Rózsaszállás on az erdészeti Tervút bevágásában sok fellazult kőzettömb található, melyeken egymástól két merőben eltérő szöveti kép tárul elő. A kőzetdarabok egyik része üveges hiperszténandezit, a másik lapillis dácittufa (1. ábra *a*). A két kőzet látszólag tökéletesen „összeolvadt", egymástól lényegileg el sem választhatók, mert az érintkezés fogazott-varratos vonala mentén másodlagos kovasavkiválás ment végbe, mely az érintkezés környezetének szilárdságát erősen megnövelte. E szoros kapcsolat ellenére sem találhatunk a két ellentétes oldalon olyan másodlagos ásványt, mely az érintkező kőzetek ásványos jellegére ne lenne jellemző. Az érintkezést egy-két cm szélességű, darabosan keveredett öv jelzi, melyet másdlagos kovásodás szilárdít meg. Az andezitláva és dácittufa között csak kisebbfokú elemcserélődés ment végbe, melynek mértékére és irányára a kőzetkémiai részben még visszatérünk.

Az érintkezési átalakulást okozó hiperszténandezit alapanyagában az érintkezés közelében a kőzetüveg mennyisége nagyobb (a gyorsabb kihűlésnek megfelelően). A kőzetüvegben észlelhető kisfokú limonitosodás az érint-



1. ábra. Kontaktszegélyek különböző kifejlődései a Mátrahegységben
Jelmagyarázat: 1. andezit, *2.* dácittufa, *3.* riolittufa, *4.* opálszalag, *5.* agyagpala, *6.* kontakt hatás

Fig. 1. Different types of contact rims in the Mátra Mts
Explanation: 1. andesite, *2.* dacite tuff, *3.* rhyolite tuff, *4.* opal band, *5.* shale, *6.* contact effect

kezési vonaltól távolodva gyengül. A legjellegzetesebb elváltozást az andezit üvegállományában a sárga vagy sárgászöld színű, elmosódott határú, kezdeti devitrifikációt mutató mezők jelentik (I. tábla 1.). A 40—60 μ nagyságú kristálykezdemények, pehelyszerű képződmények többnyire megnyúlási irányukkal párhuzamosan oltanak ki. (A kristálykezdemények pontos ásványtani meghatározása optikai úton nem lehetséges.) Feltételezhető, hogy kiválásukat a láva és a nedvdús mellékkőzet kölcsönhatására keletkező illóanyagok segítették elő. Az andezitnek az érintkezéstől 4—5 cm távolságban levő üvegállományában ui. már nem észlelhető devitrifikáció. A kőzet *plagioklász* földpátjai ikerlemezesek és zónásak, vegyileg üde megtartásúak. A színes elegyrész közül a *hipersztén* kezdődő szerpentinesedést (bastit, diaklasit) mutat; ez az elváltozás azonban nem nagyobb, mint amilyent a kőzet mállott darab-

jain is megfigyelhetünk. Az andezitben *másodlagos biotit* kiválása nem észlelhető.

Az érintkezésnél elváltozott tufa ásványos átalakulása sokkal jelentősebb. Az eredeti dácittufa *plagioklász* földpátjai szericitesedtek, agyagásványosodtak, gyakran – a körvonal megmaradásával – a szemcse helyét *opál* tölti ki. A *biotitlemezek* erősen deformáltak, hajlítottak, siklatottak és töredezettek, az érintkezés közelében apró (általában 2 – 300 μ-os) lemeztöredékek is észlelhetők (I. tábla 2., 3., 4.). Színük barna – sötétbarna – fekete; az eredeti biotit oxidálódott, sőt *meroxénné*, végső fázisban *opacitossá* alakult (II. tábla 1.). A *zöld amfibol* elváltozása először a kristályok szegélyén jelentkező koszorúban mutatkozik, majd fokozatos dehidratálódás után, végső termékként szintén *magnetit* jön létre (II. tábla 2.). Az átalakulás fázisai egyes kristályokon jól követhetők. A *horzsakőbeágyazások* részben agyagásványosodtak, részben összeolvadtak, az utóbbi esetben vasas színeződésű izotrop mezőket alkotnak. A vulkáni porral szennyezett, részben az utólagos összeolvadás folytán kialakult üvegállományban *trichit-* és *margarit*-krisztallitok figyelhetők meg. A tufaállomány a már említett másodlagos kovásodás következtében kisebb *opál-* és *mikrokristályos* kvarcmezőket is tartalmaz.

Mindezt összevetve a lazább, porózusabb dácittufán mutatkozó jelentősebb méretű átalakulásokat ebben az esetben két csoportra oszthatjuk:

1. a transzvaporizációs kontakthatásra végbemenő *devitrifikáció*, az *oxidáció-redukció* (másodlagos limonit és magnetit) és a *hidratáció* (agyagásványok);

2. utólagos folyamatokra visszavezethető *szilifikáció* (kovásodás).

b) A Marhát nevű magaslat É-i lejtőjén az Ördöggát telércsoportjába tartozó egyik kőzettelér szomszédságában a kontakt elváltozást okozó tömeg a kőzettelér hipersztén andezitje, mely a megfigyelés helyén alig éri el a 6 m-es vastagságot. Itt az érintkezési átalakulás öve sokkal szélesebb, mint amilyent a kőzettelér kis tömegéhez képest várnánk (1. ábra *b*). Az elváltozott mellékkőzet a horzsaköves, kaolinosodott ún. „alsó" riolittufa, melyben az elváltozott szegély vastagsága eléri az 1,5 – 1,7 m-t. Az érintkezési határon a tufaképződmény szegélyén 4 – 15 cm vastagságú, helyenként kagylós törésű, tömör opálszalag alakult ki.

A kőzettelér ásványos összetétele az érintkezés mentén nem mutat lényegesebb változást. A kőzet alapanyaga üveges, lécalakú *földpátmikrolitokkal* és porfíros *plagioklász* beágyazásokkal. A nagyobb földpátkristályok ikerlemezesek és zónásak; lényeges vegyi elváltozást nem mutatnak. A színes elegyrészek közül a *hipersztén* kezdeti bomlásra utaló szegélye (II. tábla 3.) már utólagos elváltozásnak is felfogható. Az elváltozásokat az andezitben a *szideritos* fészkek oxidálódása, valamint a kisebb *limonitgócok* dehidratálódása képviseli.

Az érintkezési vonalon megfigyelhető opálszalag teljesen izotrop, néha tufás szennyeződéseket tartalmaz. Ettől távolodva a tufás elegyrész gyakoribb. Az erősen elkovásodott, részben opálos riolittufában mikroszkóp alatt szennyezett *kovás mezőket*, a repedésekben *kalcedon-* és *kvarckiválásokat* figyelhetünk meg. Helyenként még felismerhető az eredeti riolittufa néhány ásványmaradványa, főleg opállal kitöltött, *földpát* és *amfibol* utáni pszeudomorfózák alak-

jában. Az érintkezéstől távolodva a kovásodás mértéke csökken és egyre jobban felismerhetővé válik a riolittufa eredeti szövete. Kisebb kvarc – kalcedon kiválások vagy opálos mezők azonban még 30 – 40 cm távolságban is találhatók. A kőzet *horzsakőbeágyazásai* kissé összeolvadtak és deformálódtak (II. tábla 4.). A hajlott és préselt horzsakőnyalábok szegélyein devitrifikációs kristálykezdemények jelennek meg, melyek néha vasas elszíneződést mutatnak. A színező vastartalom az elbontott színes elegyrészekből származik. A riolittufa üveganyagának szilánkjai a kontakthatásra kissé összeolvadtak és deformálódtak; ezek, az érintkezés közelében észlelhető olvadásos képződmények megtévesztően hasonlítanak az ignimbritekben megfigyelhető üvegfoszlányokra. A riolittufa eredeti porfíros ásványai közül a plagioklász szericitesedett, vagy teljesen agyagásványosodott. Utóbbi esetben az egész ásványszemcse kimállott és helyét néha kovasav tölti ki. A *biotitlemezek* deformálódtak és oxidációs, valamint kloritos elbontást szenvedtek. Hasonló elváltozásokat mutat az *amfibol* is; szemcséi sokszor teljesen elroncsolódtak, ilyenkor felismerésük is nehéz. A *kvarckristályok* magmás rezorpciót és szegélyi korróziót szenvedtek. Az érintkezési vonaltól távolodva az elváltozás fokozatosan csökken és mintegy 1,7 m-re az elegyrészek már eredeti állapotukban vagy az utólagos mállás okozta elváltozásokkal jelentkeznek. A riolittufa az érintkezés közelében sötétszürke, feketésszürke színű, szövete – makroszkóposan – megtévesztésig hasonló a lávakőzetekéhez. Ezt a por- és horzsakőanyag összeolvadásával magyarázhatjuk, amikor is csak a tufa porfíros elegyrészei tarthatták meg eredeti formájukat, a finomabb szemcsék szennyezett üveggé olvadtak össze. A kialakult üvegállományt a színes elegyrészek lebontása során felszabaduló vas foltosan elszínezte. Az elszíneződésben a vastartalom mellett jelentős szerepet játszottak a tufa finomeloszlású szerves anyagai is. Az eredeti szerves anyagot a tufában a növényi maradványok képviselik. A tufában levő (erősen kovásodott) fatörzsmaradványok jelentősebb kontakthatás nélkül is elszenesedtek, feltehetően a rájuk hulló forró vulkáni por hatására. A tufa kötőanyagának szöveti elváltozása csak az érintkezés közelében, mintegy 70 – 80 cm szélességben jelentkezik, ezután az eredeti tufaszövet egyre jobban felismerhető.

c) A hegység K-i részén az ÉK-i irányba forduló B á j p a t a k medrében, mintegy 100 m hosszban sötétszürke színű, durvaszemcsés andezit van. Az alsó riolittufa látszólag erre települ. A kettő közt jellegzetes kontakt átmenet van (1. ábra *c*). Az andezit helyzetéből arra következtethetünk, hogy az tulajdonképpen az alsó riolittufa határán benyomult teleptelér, mely – kissé megemelve a tufás összletet – az érintkezés mentén kontakt köpenyt hozott létre.

E köpeny anyaga teljes egészében a riolittufából alakult át. Az alsó riolittufa alatt a hegységben sehol sem ismerünk andezites képződményt, így a teleptelér is a torton vulkánossághoz kapcsolható. A teleptelér vastagságát nem lehet megállapítani, mert a képződményt csak a patak eróziója tárja fel kis mélységig.

A teleptelér kőzetének szövete durvaszemcsés; az üveges alapanyagban lécalakú *földpát-mikrolitok* és 3 – 6 mm-es porfíros szemcsék figyelhetők meg. A *plagioklász* fenokristályok ikerlemezesek, zónásak, helyenként zárványkoszorúkat is tartalmaznak. A kőzet színes elegyrészei: magnetitzárványos

hipersztén és az erősen elbontott *augit* (az előbbi néha eléri a 3—4 mm-es nagyságot is). A színes ásványszemcsék szegélyein opacitos koszorú van.

A teleptelérrel érintkező riolittufa legjobban átalakult része a világos (vagy rétegszerűen sötét-) zöldre színezett, üveges, finomszemcsés kőzet. Mikroszkóp alatt előtűnik préselt szerkezete, mely a folyásos szerkezetre emlékeztet (III. tábla 1.). *Kvarc, földpát* és a színes elegyrészek elszórtan mutatkoznak, a préselési irány szerint repedezettek. Az alapanyag megolvadt *horzsakődarabokból* állónak tekinthető, melyeknek élein kezdődő devitrifikációt észlelhetünk, szálas—hólyagos vagy szabálytalan anizotrop nyalábok alakjában. A porfíros ásványokat ez az alapanyag övezi. A kvarcszemcsék rezorbeáltak, a földpátok kaolinosodtak vagy teljesen kimállottak és ilyenkor helyüket szennyezett kovasav tölti ki. A színes elegyrészek szegélye kloritosodott és szétfoszlott, a felszabaduló vas a környezetet részben barnásra, részben zöldesre színezte. A kontakt köpenynek ez a része mintegy 25—30 cm vastagságú. Távolabb a tufa szemcsézete durvábbá válik és itt a szöveti elváltozások is gyengébbek. A kiszórt kristályos elegyrészek szemcsenagysága ezen a részen 0,6—1,0 mm közötti. A részleges préselődés és a hajlott üvegnyalábok itt is észlelhetők. A horzsakőbeágyazások már nem teljesen olvadtak össze. A nagyobb horzsakődarabok közti teret itt is a riolittufára jellemző ásványszemcsék foglalják el, amelyek az előbbiekhez hasonló elváltozási jellegeket mutatnak (III. tábla 2.). Egyes esetekben a gyűrt—hajlott, axiolit jellegű horzsakőnyalábok a közrefogott ásványszemcsék körül örvényszerű rajzolatokat alkotnak (III. tábla 4.). A kontakt köpeny teljes vastagsága 70—80 cm, felette lapilliket és bombákat tartalmazó riolittufa van, melyen csak utólagos mállási elváltozások figyelhetők meg.

Összefoglalva megállapítható, hogy az említett mátrahegységi területeken a vulkáni kőzetek szegélyén kialakult kontakt zónában, főleg az eredeti ásványok lebontása, oxidációs és szilifikációs elváltozása, valamint a lemezes—szálas szerkezetű ásványok erős deformációja észlelhető. Új ásványkiválást csak a kloritos—limonitos—opacitos koszorúk, az agyagásványnyal kitöltött üregek és a kvarc—kalcedon kitöltésű erek jelentenek.

II. Kőzetkémiai kiértékelés

Az előbbiekben ismertetett ásvány-kőzettani jellegek szerint a vulkáni kőzetek érintkezésein transzvaporizációs átalakulás felszínközelben csak abban az esetben válik teljessé, ha az érintkező láva kihűlése során elegendő idő áll ehhez rendelkezésre vagy az érintkezéskor előálló hőmérséklet biztosítja az átalakulásban részt vevő elemek mobilizációját. Erősen befolyásolja a kontakt és transzvaporizációs átalakulás szabályszerűségét a mellékkőzet ásványos összetételének egyöntetűsége is. A leírt esetekben a lávával érintkező összlet dácit- vagy riolittufa, melyben a szemnagyság és a fenokristályok mennyisége kis távolságokon belül is jelentősen megváltozhat. Ezzel magyarázható a sorozatos vegyelemzésekben az egyes elemeknél észlelhető kisebb-nagyobb szóródás, vagyis a várható szabályszerűséggel szemben mutatkozó eltérés. Az alábbi elemzési adatok bizonysága szerint a Rózsaszállás melletti kontakt képződmények esetében jelentős mértékű elemkicserélődés ment

végbe. Az ördöggáti és bájpataki képződményeknél viszont csak néhány elem mobilizációját sikerült igazolni.

A rózsaszállási kontaktus sorozatelemzését egyetlen mintából végeztük, melyet egyenlő távolságban (2,5 cm-enként) négy részre bontva vizsgáltuk meg (1. táblázat).

1. táblázat

Andezit % →			→ Dácittufa %	
Minta száma:	I.	II.	III.	IV.
SiO_2	56,46	55,86	69,35	63,02
TiO_2	0,63	0,65	0,35	0,39
Al_2O_3	20,51	19,87	14,50	16,98
Fe_2O_3	3,52	2,09	1,77	2,83
FeO	1,49	3,15	1,28	1,26
MnO	0,12	0,13	0,11	0,12
MgO	1,30	1,74	1,03	1,54
CaO	7,16	7,61	3,18	3,63
Na_2O	2,22	2,18	1,90	2,06
K_2O	2,24	1,99	2,81	2,56
$+H_2O$	1,23	2,13	1,76	2,47
$-H_2O$	2,87	2,48	1,77	2,87
CO_2	ny	ny	ny	ny
P_2O_5	0,14	0,14	0,05	0,05
C_{org}	0,00	0,00	0,00	0,02
	99,99	100,02	99,86	99,80

Elemző : GUZYNÉ SOMOGYI A.

Az érintkezés vonala a II. és III. sz. minták közé esett (a táblázaton kettős vonallal jelölve).

Az átalakult dácittufában az érintkezés felé haladva észlelhető jelentős SiO_2 növekedés minden valószínűség szerint másodlagos kovásodásra vezethető vissza. A TiO_2 esetében legfeljebb enyhe mobilizáció tételezhető fel, amely a tufából az andezit felé irányult. Az Al_2O_3-tartalom mindkét kőzetben az érintkezési vonal felé haladva csökken. Feltehető, hogy az Al_2O_3 egyöntetű csökkenése az elemzési minták Al-tartalmú fenokristályainak eredeti mennyiségbeli különbségéből adódik. A Fe_2O_3-tartalom a tufás összletben az érintkezéshez közeledve csökken, de ugyanakkor a FeO nem mutat említésre méltó növekedést. Ennek okát a kőzet inhomogenitásában látjuk. Az ásvány-kőzettani vizsgálat szerint a lapillis dácittufa szabálytalan eloszlásban tartalmaz változó mennyiségű, méretű és színezettségű lapilliket és vastartalmú ásványokat. Az érintkezés másik oldalán, a viszonylag homogén andezitben már jól felismerhető redukciós folyamatok játszódtak le, ti. az o_{Fe} érték az érintkezés közelében 1,64, míg ettől távolodva 4,72-re emelkedik.

A könnyebben mobilizálódó elemek kicserélődése jól észlelhető az andezit és a dácittufa között. Minthogy itt nagyobb távolságra ható migrációt nem észleltünk, e kontaktusból vett, 2,5 cm-enként szétfűrészelt minták elemzési adatai lényegileg az egész migrációt (arányosan összegezhető módon) szemléltetik. Így megállapítható, hogy a MgO a tufából az andezit felé migrált s a tufa által leadott 0,51% MgO-ból az andezit 0,44%-ot fel is vett. Hasonló a

CaO migrációja, mely szintén az andezit felé irányul. A dácittufa CaO csökkenése 0,45%, amit az andezit teljes egészében fel is vett. A $+H_2O$-tartalom az érintkező kőzetek közül a tufában 0,71%-kal csökken, az andezitben viszont 0,90%-kal növekszik. Ásványtanilag a dácittufában végbemenő $+H_2O$-csökkenést a biotit, amfibol, az agyagásványosodott földpát és a horzsakő dehidratációja idézi elő. Az andezit vízfelvételét az érintkezési vonal közelében a szálas, sugaras kioltású, sárga vagy sárgászöld színű kristálykezdemények megjelenésével kell kapcsolatba hoznunk, mert más, jól felismerhető víztartalmú ásvány nem jelentkezik. A kristálykezdemények között feltehetően klorit vagy szerpentin kriptokristályok is lehetnek.

Az andezitből a tufába irányuló migrációra következtethetünk a K_2O esetében; ui. az andezit által leadott K_2O-t a dácittufában megtaláljuk. A Na_2O esetében elemkicserélődés nem ment végbe, mert a tufában észlelt kismértékű csökkenésnek megfelelő növekedés az andezitben nem állt elő. Lehetséges, hogy az elemzésekben mutatkozó kisebb változások itt is a kőzetek fenokristályainak különböző mennyiségével kapcsolatosak. A $-H_2O$ az érintkezési vonal felé haladva mindkét kőzetben erősen csökken. Ezt egyrészt azzal magyarázhatjuk, hogy a kovásodás során a tufában levő agyagásványokat kova itatta át és így a kőzet nedvességtartalma csökkent, másrészt azzal, hogy az andezitben nem alakultak ki agyagásványok s az üvegállomány csak igen kevés kötetlen vizet tartalmazhat.

A sorozatelemzés adataiból kiszámítva az ismert Niggli- és Rittmann-értékeket megállapítható, hogy a négy kőzet meglehetősen közel áll egymáshoz: A Niggli-féle besorolás szerint az I—IV. minták granodioritos magma termékének tekinthetők, az I—II. minta a leukopeléeites csoportba, a III. a farsunditos csoportba, végül a IV. minta a leukotonalitos csoportba tartozik.

A Rittmann-féle besorolás szerint a 4 kőzet labradorit riodácit, annak ellenére, hogy ásványtanilag a két első augit-hipersztén andezit, a két utóbbi pedig lapillis dácittufa.

Az érintkező kőzetváltozatok között ásványtani vizsgálat alapján sokkal nagyobb különbség látszik, mint amit a fenti, kőzetkémiai besorolások mutatnak. Az érintkező kőzetek közötti kémiai egyensúly kialakulása megindult, de teljesebb kifejlődését a gyors megszilárdulás megakadályozta.

Az Ördöggát kontakt képződményeinek vizsgálati adatsora sokkal enyhébb transzvaporizációs és érintkezési elváltozásokat bizonyít, mint amilyet a kőzetek színe és szövete alapján feltételezhetnénk. Az ördöggáti kőzettelér mellett kialakult kontakt szegélyből készült sorozatelemzés adatait a 2. sz. táblázat tartalmazza. A kőzetmintákat 25 cm-enként gyűjtöttük be. Az érintkezési vonalakat a táblázatot függőlegesen tagoló kettős vonalak jelölik. A SiO_2-tartalom az andezitben az érintkezési vonal felé haladva enyhén, a riolittufában erősebben növekszik. A kovasav koncentrálódását az érintkezés helyén (opálszalag) jórészt alacsony hőmérsékletű utóvulkáni jelenségként értelmezhetjük. A kovasavas oldat a laza, porózus tufába nagyobb távolságig hatolt be, mint a megszilárdult lávába. A riolittufa agyagásványos elváltozása már az érintkezés létrejötte előtt megkezdődött, ennek továbbhaladását azonban a kovásodás megállította. A TiO_2- és Al_2O_3-tartalom lényeges változást nem mutat.

2. táblázat

	Andezit % →			Opál-szalag % →	→ Riolittufa %				
Minta száma :	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO_2	51,49	52,03	53,07	89,76	75,34	73,29	72,82	71,68	67,42
TiO_2	0,90	0,74	0,74	0,09	0,26	0,29	0,23	0,27	0,32
Al_2O_3	21,86	20 15	21,98	3,46	13,35	13,83	13,56	13,99	15,19
Fe_2O_3	2,20	1,47	5,59	0,17	0,36	0,81	0,94	1,75	2,40
FeO	4,20	5,28	1,24	0,31	1,71	1,53	1,44	1,01	0,89
MnO	0,19	0,15	0,25	ny	0,17	0,15	0,12	0,19	0,09
MgO	3,39	2,88	1,31	0,26	0,53	0,67	0,69	0,60	0,90
CaO	9,41	8,86	7,49	0,61	2,40	2,23	1,75	2,18	2,56
Na_2O	2,11	1,99	1,92	0,27	1,55	1,68	1,42	1,48	1,30
K_2O	1,75	1,68	1,73	0,76	2,61	3,05	2,99	2,97	2,62
$+H_2O$	0,12	0,99	3,05	2,39	1,36	1,62	1,79	2,28	3,81
$-H_2O$	1,33	1,58	1,89	1,62	0,53	0,78	1,93	1,59	2,65
CO_2	1,17	1,83	0,00	0,00	–	–	–	–	–
P_2O_5	0,06	0,14	0,17	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,08
Corg	0,00	0,15	0,00	0,00	0,12	0,05	0,04	0,41	0,08
	100,20	99,92	100,43	99,73	100,32	100,01	99,76	100,42	100,28

Elemző : GUZYNÉ SOMOGYI A.

Az első sorozattal ellentétben itt az andezit vasvegyületei az érintkezési vonal felé oxidációs eltolódást mutatnak.

	Andezit			Riolittufa				
Minta száma:	1.	2.	3.	5.	6.	7.	8.	9.
o_{Fe}	1,05	0,55	9,00	0,42	1,06	1,31	3,46	5,39

Ez inkább az utólagos lebontás eredménye lehet. A tufaösszletben viszont redukciós elváltozás ismerhető fel. Az ellentét talán onnan adódik, hogy a tufaösszletben az utólagos oxidációs lebontást a másodlagos kovásodás megakadályozta.

Ugyanezzel a folyamattal függ össze a $+H_2O$-tartalom változása is: a kötöttvíz mennyisége az andezitben erősen nő, a tufában viszont csökken (az érintkezés felé). A tufában ez a vastartalmú ásványok redukciójából és dehidratációjából adódik (biotit, amfibol opacitosodása, a limonit hematitosodása). A $-H_2O$-tartalom az andezitben az érintkezés közelében növekszik, míg a tufában csökken. A kontakthatás és az azt követő mállás az andezitben agyagásványosodást, a tufában dehidratációt idézett elő.

A CaO, MgO, Na_2O és K_2O így kimutatható változása e sorozatban nem olyan jelentős, mint az az erőteljes ásványi elváltozások mikroszkópos képéből várható lenne. A sorozatelemzésben megadott szerves széntartalom (2. táblázat) a kőzetben megfigyelhető olajnyomokhoz és a riolittufában levő növényi maradványokhoz kötődik.

A vegyelemzési adatok kőzetkémiai értékelése szerint a NIGGLI-féle beosztás alapján az 1., 2., 3. minták a kvarcdioritos magma peléeites csoportjába sorolhatók, az 5., 6., 7., 8., 9. minták pedig a granodioritos magma farsunditos csoportjába tartoznak. A RITTMANN-féle besorolás szerint az 1., 2., 3. minta labradorit andezit (augit-hipersztén andezit), az 5. és 9. minta labradorit riodácit (plagioklászos riolittufa), végül a 6., 7. és 8. minta kvarclatit (plagioklászos riolittufa). Ebben az esetben az érintkező kőzetek kémiai összetételének a kiegyenlítődés felé való fejlődése kisebb mérvű, mint az első sorozatban, mert a vékony telérben a lehűlés gyorsabb, és ezzel kapcsolatosan a migráció jelentéktelenebb volt.

A harmadik lelőhely a Bájpatak alsó szakaszánál van; az itteni teleptelér és a felette előforduló, átalakult „alsó riolittufa"-összlet kőzetkémiai viszonyait a 3. táblázat vegyelemzési sorozata világítja meg. Az 1. sz. minta elemzése a teleptelér anyagából, közvetlenül az érintkezés mellől készült, a többi pedig a felette levő kontakt köpeny riolittufájából. A szabályszerű kémiai változás itt csak az alkáliákra és a vízre terjed ki, tehát kölcsönös kémiai kiegyenlítődés kevésbé mehetett végbe. A Fe_2O_3 mennyisége az érintkezés felé csökken, ezt ásványtanilag azzal magyarázhatjuk, hogy az érintkezés alkalmával kialakult hőmérsékleten a vas- és hidroxiltartalmú színes elegyrészek dehidratizálódtak és kismértékben oxidálódtak. Megjegyzendő azonban, hogy a FeO a Fe_2O_3 csökkenésével párhuzamos – folyamatos növekedést nem mutat. Szóródást figyelhetünk meg a legtöbb alkotórész esetében. Az ilyen szóródásoknál elsősorban azt kell figyelembe vennünk, hogy a kontakt elváltozást szenvedett riolittufa összlet meglehetősen inhomogén. Benne kis távolságokon belül is igen eltérő mennyiségben lehetnek fenokristályok. Az összalkália-tartalom a riolittufában az érintkezési vonal felé növekszik. A $+H_2O$-tartalomban észlelhető csökkenés a hidroxil- és kristályvíztartalmú ásványok dehidratációjára utal.

3. táblázat

Andezit % →		→ Riolittufa %			
Minta száma	1.	2.	3.	4.	5.
SiO_2	52,98	72,39	69,65	73,44	68,03
TiO_2	0,40	0,07	0,10	0,08	0,18
Al_2O_3	19,53	14,14	14,79	12,72	15,75
Fe_2O_3	0,92	0,35	0,52	1,15	1,43
FeO	6,18	0,85	1,67	1,44	0,55
MnO	0,19	0,12	0,12	0,12	0,07
MgO	2,34	0,26	0,52	0,13	0,43
CaO	7,36	1,25	2,06	1,45	2,64
Na_2O	2,30	1,70	2,04	2,73	2,15
K_2O	1,82	3,59	3,09	2,33	2,65
$+H_2O$	1,25	4,21	4,03	3,35	3,80
$-H_2O$	1,32	0,89	1,30	1,06	2,37
CO_2	3,51	ny	0,00	0,00	0,00
P_2O_5	0,14	0,03	0,04	0,03	0,05
	100,24	99,85	99,93	100,03	100,10

Elemző : GUZYNÉ SOMOGYI A.

A kőzetek NIGGLI- és RITTMANN-féle besorolását áttekintve, a lezajlott elváltozások részint igazolhatók.

A NIGGLI-féle besorolás szerint az 1. minta a kvarcdioritos magma peléeites csoportjába, a 2. minta a leukogránitos magma engadinites csoportjába, a 3., 4., 5. minta a leukogránitos magma yosemites csoportjába tartozik.

A RITTMANN-féle besorolást tekintve, az 1. minta trachiandezit (augithipersztén andezit), a 2., 3. minta kvarclatit (plagioklászos riolittufa), a 4. minta riodácit (plagioklászos riolittufa), végül az 5. minta labradorit riodácit (plagioklászos riolittufa). Utóbbi adatok — annak ellenére, hogy az érintkezésen itt nem jelentkezett kovásodás — mégis a riolittufa bizonyos fokú savanyúbbá válását tükrözik.

* * *

Ásványkőzettani és kőzetkémiai vizsgálataink szerint az érintkezések környezetében fellépő változások több okra vezethetők vissza:

1. Az érintkezési hőmérséklet okozta részleges vagy teljes elemkicserélődés révén az eltérő összetételű szomszédos kőzetek olyan szoros kapcsolatba lépnek egymással, hogy az egyik által leadott elemet vagy elemcsoportot a másik teljes egészében fel is veszi. A két anyag összetétele tehát kémiai kiegyenlítődésre való törekvést árul el. Ilyen elváltozásokhoz minden esetben viszonylag magas hőmérsékletre van szükség, amit például a dácittufára „ráömlő" nagyobb lávatömeg biztosíthatott (Rózsaszállás, 1. táblázat).

2. Erősebb hűtőhatás, ill. felszínközeli lávatömeg esetében lényegesebb elemkicserélődést nem tapasztaltunk. Ilyenkor csak redox- és dehidratációs folyamatokra került sor, mely a biotit, amfibol és a horzsakőbeágyazások dehidratációját és a ferrivas tartalmú ásványok redukcióját eredményezi. Ilyenkor a szín és a szövet elváltozása jelentősebb, mint az ásványok átalakulása (Ördöggát, 2. táblázat).

3. Még kisebb hőmérsékleti hatás esetében csupán kisebb préselési jelenségek észlelhetők. Ilyen esetekben az elemzésekben mutatkozó szóródás okát az átalakított kőzet szemcsenagyságának és fenokristály tartalmának egyenlőtlen eloszlásában kereshetjük (Bájpatak, 3. táblázat).

IRODALOM

ILKEYNÉ PERLAKY E. 1961: Vulkáni hipo- és meta-elváltozások andezit-riolittufa érintkezéseken Tokaji-hegységi példákon. – Földt. Közl. **91.** 4.

NIGGLI, P. 1923: Gesteins- und Mineralprovinzen. – Berlin.

NIGGLI, P. – BURRI, C. 1945: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. – Zürich.

RITTMANN, A. 1954: Nomenclatura de rocas volcanicas. – Estudios Geologicos 10.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. – Budapest.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. – Földt. Közl. **88.** 2.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959: A magmás kőzetek új rendszerének elvi alapjai. – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. **23.** 3 – 4.

SAHAMA, TH. G. 1961: Thermal metamorphism of the volcanic rocks of Mt. Nyiragongo (Eastern Congo). – Centr. Nat. de Volc. **16.**

VADÁSZ E. 1955: Elemző földtan. – Budapest.

VARGA GY. 1960: Térképezési jelentés a L – 34 – 5 – (82) sz. lapról. – Kézirat, Földt. Int. Adattár.

Táblák — Plates

I. Tábla – Plate I.

1. Üveges andezitben kontakt hatásra kialakuló pehelyszerű devitrifikációs kiválások (Rózsaszállás). + Nik. 36 ×
2. Hipersténandezit és dácittufa kontakt érintkezése. Az üvegállomány gyenge vasas színeződést szenvedett (Rózsaszállás). ||Nik. 36 ×
3. Két andezitmező által közrefogott dácittufa-részlet, melyben a biotitlemezek orientáltan helyezkednek el (Rózsaszállás). ||Nik. 36 ×
4. Andezitláva által letépett dácittufafoszlány, egy nagyobb deformált biotitlemezzel (Rózsaszállás). ||Nik. 36 ×

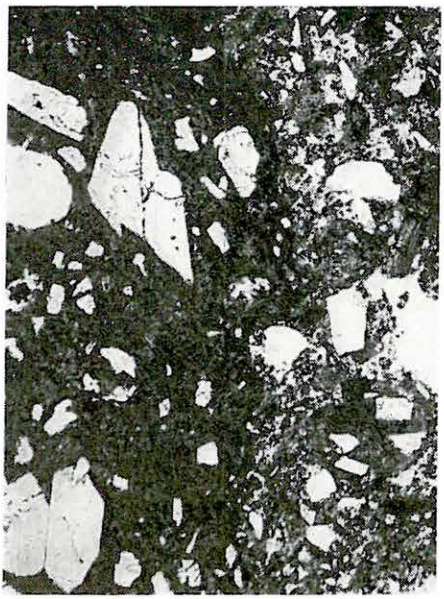
* * *

1. Tuffy devitrification aggregates produced by contact effects in vitric andesite (Rózsaszállás). + Nic. 36 ×
2. Contact of hypersthene andesite flow and dacite tuff. Glassy base slightly coloured by iron (Rózsaszállás). ||Nic. 36 ×
3. Dacite tuff inclusion in andesite. The biotite laminae show flow orientation (Rózsaszállás). ||Nic. 36 ×
4. Dacite tuff fragments teared off by andesite lava bearing deformed biotite laminae (Rózsaszállás). ||Nic. 36 ×

Foto: DÖMÖK – PELLÉRDYNÉ



1



2



3



4

II. Tábla – Plate II.

1. Kontakt hatást szenvedett dácittufában levő opacitosodott biotit- és amfibolkristályok (Rózsaszállás). ||Nik. 36×
2. A dácittufában jelentkező opacitosodott amfibolkristályok belseje még változatlan (Rózsaszállás). ||Nik. 36×
3. Az ördöggáti kőzettelér andezitjében észlelhető kloritosodott hipersztén kristályok. + Nik. 36×
4. Folyásos szövetet utánzó riolittufa az ördöggáti kőzettelér kontakt övéből. ||Nik. 36×

* * *

1. Opacitic biotite and amphibole crystals in a dacite tuff affected by contact effects (Rózsaszállás). ||Nic. 36×
2. Opacitized amphibole crystals occurring in dacite tuff with unaltered core (Rózsaszállás). ||Nic. 36×
3. Chloritized hypersthene crystals in the andesite of the dike Ördöggát. + Nic. 36×
4. Rhyolite tuff apparent fluidal structure from the contact zone of the dike Ördöggát. ||Nic. 36×

Foto: DÖMÖK – PELLÉRDYNÉ



1



2



3



4

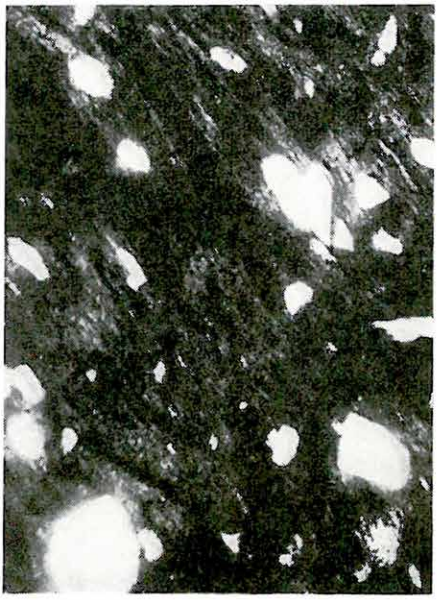
III. Tábla – Plate III.

1. Préselt devitrifikált üvegállomány a bájpataki teleptelér kontaktszegélyéből (Bájpatak). + Nik. 36×
2. A devitrifikált üvegállományban nagy szálas szerkezetű horzsakőbeágyazások helyezkednek el (Bájpatak). + Nik. 36×
3. A kovás részek rekrisztallizációja folytán kialakult margarit-mikrolitos beágyazás (Rózsaszállás). ||Nik. 26×
4. Kontakt riolittufa üveg- és horzsakőállományának örvényszerű kifejlődése a fenokristályok körül (Bájpatak). ||Nik. 36×

* * *

1. Squeezed, devitrified glassy base on the contact of the andesite sill in Bájpatak. + Nic. 36×
2. Large, fibrous pumice enclaves in the devitrified glassy base of andesite (Bájpatak). + Nic. 36×
3. Aggregates of microlitic margarite produced by recrystallization of the siliceous portions of the ground mass (Rózsaszállás). ||Nic. 26×
4. Eddies around the phenocrysts, in the glass and pumice ground mass of a contact-metamorphosed rhyolite tuff (Bájpatak). ||Nic. 36×

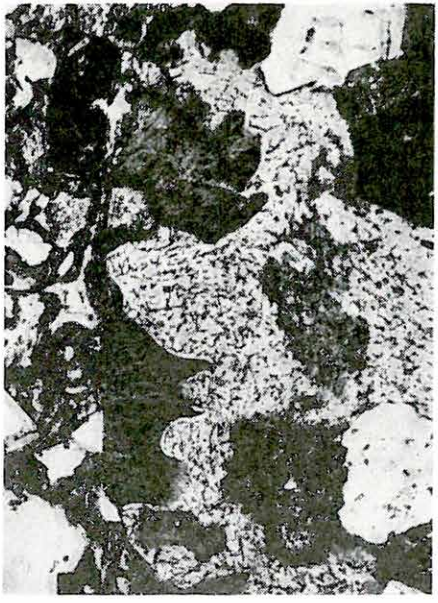
Foto: DÖMÖK – PELLÉRDYNÉ



1



2



3



4

MINERALOGICAL AND PETROCHEMICAL STUDY OF THE CONTACT RIM OF SOME ANDESITE DIKES AND FLOWS IN THE MÁTRA MOUNTAINS

by

GY. VARGA – A. GUZY-SOMOGYI

The mineralogical – petrographical and petrochemical analyses performed by the authors on the sample material from three dikes of the Mátra Mts (Rózsaszállás: hypersthene andesite covering dacite tuff; Southern dike of Ördöggát: hypersthene andesite cutting rhyolite tuff; Bájpatak: contact between hypersthene andesite sill and rhyolite tuff) allowed the conclusion that the exchange of material on the contacts can be ascribed to several causes.

1. Because of the partial or complete interchange of elements provoked by the contact temperature itself, the adjacent rocks of different compositions enter such an intimate relationship with one another that the element or group of elements released by one of the rocks is completely absorbed by the other. The chemical compositions of both substances thus exhibit a trend towards chemical equilibrium. Such changes require in every case a relatively high temperature which may have been provided *e. g.* by the larger lava mass that "was spilled" on the dacite tuff (Rózsaszállás, Table 1.).

2. In case of a stronger cooling effect, *i. e.* of a near-surface lava mass no essential interchange of elements was found. In such cases only oxidation-reduction or dehydration processes (dehydration of biotite, amphibole phenocrysts and pumice inclusions as well as reduction of minerals containing ferric iron) took place. In these cases, the changes in colour and texture are more pronounced than the alteration of minerals (Ördöggát, Table 2.).

3. Where the temperature has been even lower, some slight of squeezing effects can only be observed. In such cases the uneven granulometry and phenocryst content of the altered rock appear to be responsible for the dispersion of chemical analysis data (Bájpatak, Table 3.).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЗАЛЬБАНДОВ НЕКОТОРЫХ ЖИЛ И ЛАВОВЫХ ПОТОКОВ В ГОРАХ МАТРА

ДЬ. ВАРГА – А. ГУЗИ-ШОМОДЬИ

Минерало-петрографические и петрохимические анализы, выполненные авторами на материале трех жил из гор Матра (Рожасаллаш: гиперстеновые андезиты – дацитовые туфы; Ю-ная жила Эрдёггата: гиперстеновые андезиты – риолитовые туфы; Байпатак: гиперстеновые андезиты – риолитовые туфы) позволяют установить, что обнаруживаемые около контактов изменения могут быть объяснены разными причинами:

1. Вследствие частичного или полного обмена элементами, вызываемого приконтактовой температурой, смежные породы становятся так тесно связанными между собой, что элемент или группа элементов, освобождаемый одной породой, полностью ассимилируется другой породой. Следовательно, составы обоих веществ тяготеют к химическому уравниванию. Такие изменения требуют в каждом отдельном случае сравнительно высокую температуру, что могло быть обеспечено, к примеру, большей массой лавы, „излившейся" на дацитовые туфы (Рожасаллаш, таблица 1).

2. В случае более интенсивного охлаждающего влияния, то есть приповерхностного лавового тела авторы не обнаружили никакого повышенного обмена элементами. В таких условиях имели место лишь окислительно-восстановительные и дегидратационные процессы, приведшие к дегидратации биотитовых, амфиболовых и пемзовых включений и к восстановлению минералов, содержавших трехвалентное железо. В таких случаях изменение окраски или текстуры является более сильным по сравнению с превращением минералов (Эрдёггат, таблица 2).

3. В случае еще более слабого действия температуры наблюдаются только явления отжимания. В таких условиях обнаруживаемое при анализах рассеяние обусловливается, по-видимому, неравномерным распределением гранулометрического состава измененной породы и содержимых в ней фенокристаллов (Байпатак, таблица 3).

OXIDÁCIÓS PIROMETAMORFÓZIS MÁTRAHEGYSÉGI VULKANITOKON

Írta: VARGÁNÉ MÁTHÉ KLÁRA

Az oxidált kőzetek az ún. „bomlott" kőzetek közé tartoznak. Vulkanitok esetében ezeknek a bomlott kőzeteknek nagy elterjedésére és ebből adódó fontosságára SZÁDECZKY-KARDOSS E. hívta fel a figyelmet. Magmás kőzetekre vonatkozó rendszerében az oxivulkanitokat a bomlott kőzetek közé sorolja, és ennek alapján 1958. óta a földtani térképeken ezeket külön képződményként ábrázoljuk.

A vulkanitok oxidációját genetikailag több csoportra oszthatjuk. Legismertebb megnyilvánulása az *atmometamorfózis* okozta oxidációs *vegyi mállás* és a lávafelszínen kialakult oxidált salakos kőzetréteg, illetve ennek feltépett töredékei, továbbá az *endogenetikus* pirometamorf oxidációs folyamat, a mélységi vagy felszínre ömlött magmás anyagokkal való érintkezésen mutatkozó oxidációs átalakulás. Ez utóbbi genetikája részleteiben még nem tisztázott jelenség.

Az oxidációs pirometamorfózis szép példáit figyeltük meg a Mátrafüred és Markaz közötti területrészen (1. ábra). Megfigyeléseink és laboratóriumi vizsgálatok alapján megállapítottuk, hogy az andezitláva hidropiroklasztikumokra folyva oxidáló hatást fejt ki, ugyanakkor az andezit is „önoxidációt" (l. alább) szenved. A kémiai elemzések és kőzettani vizsgálatok eredményei szerint az oxidációban nagy szerepe van a tufa anyagából származó víznek.

A vegyelemzéseket EMSZT M. végezte, a térképezésben és a rajzok szerkesztésében RÁTHONYI G.-NÉ vett részt.

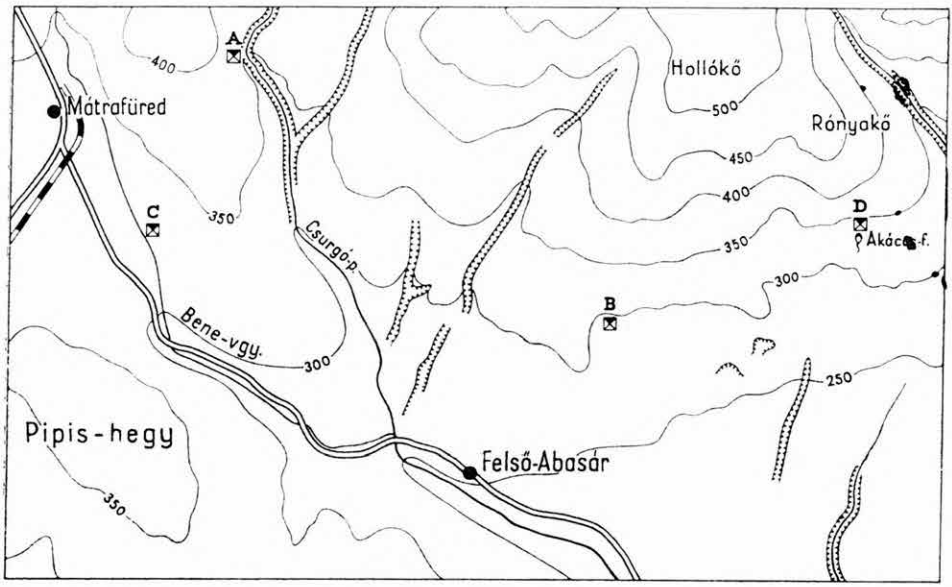
A vizsgált minták kémiai elemzéseit diagramban ábrázoltuk. Balról-jobbra haladva vittük fel az egymásra települt rétegek elemzési adatait súlyszázalékban kifejezve. A vastag elválasztó vonal a tufa és a rátelepült andezit határát jelenti. Két törvényszerűséget olvashatunk le a diagramokról:

Legszembetűnőbb az andezitláva pirometamorfizáló hatására kialakult oxidáció és „önoxidáció", amit a ferri-ferro súlyszázalék arányából számított o_{Fe} érték tükröz. A diagramok is jól érzékeltetik, hogy az oxidáció mind az andezitben, mind a tufában az érintkezés felé növekedik és az érintkezésen a legerőteljesebb.

Az oxidációval összefüggő másik törvényszerűség az izzítási veszteség súlyszázalékos értékeiből olvasható le: a piroklasztikumokban az érintkezés felé haladva erőteljes vízleadás jelentkezik és a leadott vízmennyiség egy részét transzvaporizációsan az andezitláva veszi fel.

E jelenségek törvényszerű ismétlődése azért figyelemre méltó, mert nem a homotax képződményeken jelentkeznek.

Az andezittakaró alatt levő hidropiroklasztikumok különböző kifejlődésűek, tehát más-más módon reagálhatnak a pirometamorf hatásra. Ezenkívül a diagenezis utáni hatások is — különösképpen a vegyi mállás — befolyásolja a kőzet jelenlegi megjelenési módját és összetételét. Ezért több feltárást vizsgáltunk meg.

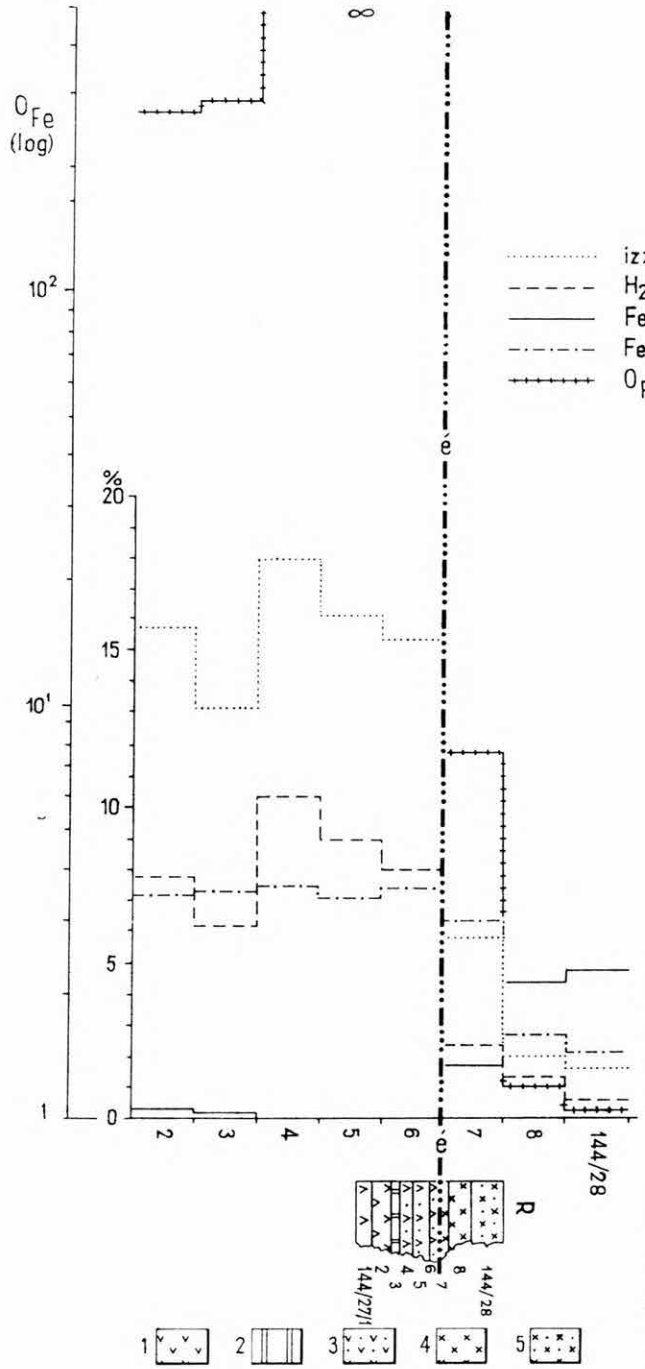


1. ábra. **A vizsgált Mátrafüred környéki piroklasztikumok lelőhelyének vázlatos térképe**
Jelmagyarázat: A = 2. ábra, B = 3. ábra, C = 4. ábra, D = 5. ábra kőzetmintáinak lelőhelye

Abb. 1. Kartenskizze der Fundorte der untersuchten Pyroklastite in der Umgebung von Mátrafüred
Zeichenerklärung: Fundorte der Gesteinsproben A = der Abb. 2., B = der Abb. 3., C = der Abb. 4., D = der Abb. 5.

A 2. ábrán az érintkezéstől távolabb eső két réteg víztartalmának visszaesését figyelhetjük meg. Az eltérést részben a két vegyestufa kisebb agyagtartalma okozza. A 3. sz. tufaminta kivételes jellegei a portufába zárt kristálytöredékek viszonylagos felszaporodásából következnek.

A 3. ábra a pirometamorf oxidációnak egy rétegforrás okozta vegyi mállásból származó oxidáció általi növekedését és a kapcsolatos víztartalom-változást mutatja. Az eredeti pirometamorfózist az izzítási veszteségnek az érintkezés felé való csökkenése jelzi, ami annak ellenére is éles, hogy az érintkezésen a piroklasztikum kevesebb andezitlapillit tartalmaz, mint a fölé települt rétegek. Az andezit nagy víztartalma a pirometamorf vízfelvételen kívül a forrásvíz mállasztó hatására fellépő agyagásványosodásra vezethető vissza. Legerőteljesebb az andezit vízszint körüli oxidációja. (Teljes oxidáció ritkán fordul elő az andezitben.) Ennek a példának az is érdekessége.

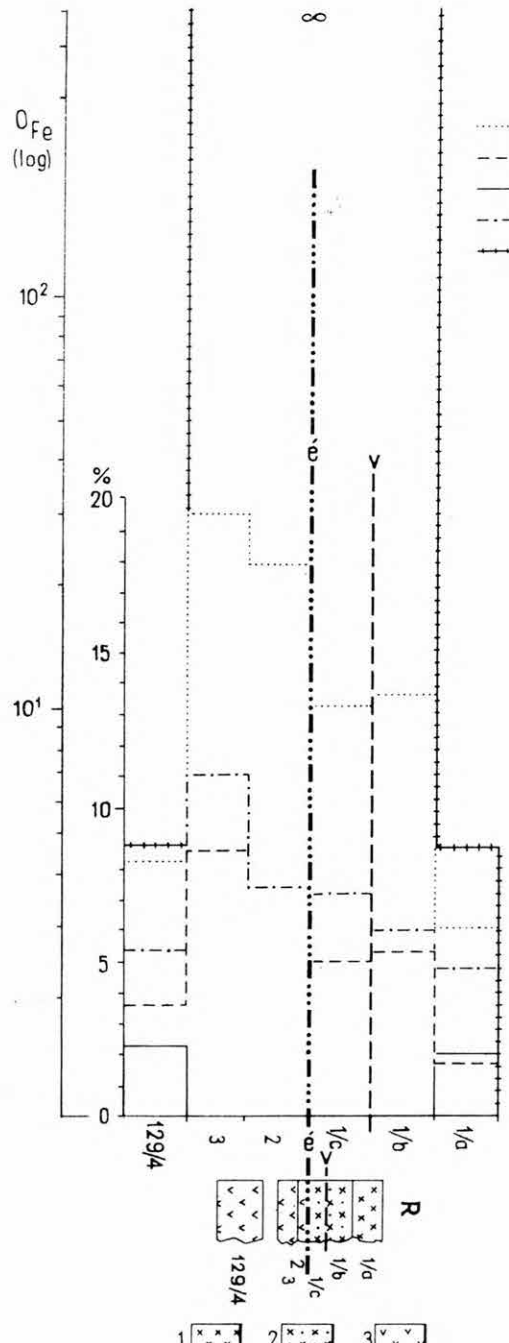


2. ábra. Andezit és tufit érintkezésén fellépő pirometamorfózis

Jelmagyarázat: 1. vegyes oxitufa, *2.* ua., több kristálytörmelékkel, *3.* tufitos oxiagyag, *4.* piroxénandezit, *5.* ua. biotittal, é = az érintkezés vonala. – R = rétegszelvény a mintaszámokkal

Abb. 2. Pyrometamorphose beim Kontakt des Andesits mit dem Tuff

Zeichenerklärung: 1. gemischter Oxytuff, *2.* gemischter Oxytuff mit mehreren Kristallbruchstücken, *3.* tuffitischer Oxyton, *4.* Pyroxenandesit, *5.* Pyroxenandesit mit Biotit, é = Kontaktlinie. R = Schichtprofil mit den Probennummern



3. ábra. Andezit és tufa érintkezésén fellépő pirometamorfózis és a vegyi mállás okozta elváltozások

Jelmagyarázat: 1. biotitos piroxénandezit, *2.* elbontott piroxénandezit, *3.* lapillis andezittufa, é = az érintkezés vonala, v = vízszint. — R = rétegszelvény a mintaszámokkal

Abb. 3. Pyrometamorphose beim Kontakt des Andesits mit dem Tuff und die durch chemische Verwitterung verursachten Umwandlungen

Zeichenerklärung: 1. biotitischer Pyroxenandesit, *2.* zersetzter Pyroxenandesit, *3.* Andesittuff mit Lapillis, é = Kontaktlinie, v = Wasserspiegel. — R = Schichtprofil mit den Probennummern

hogy a szövetszerkezetet leszámítva, a tufához hasonló összetételűvé alakul a lávaeredetű kőzet. Az érintkezés felé növekvő pirometamorf oxidáció, dehidratáció és hidratáció a 4. ábrán is megfigyelhető. A kőzet utólagos agyagásványosodásából származó víztartalom-növekedés a rétegsor alján (a 4. ábra 4., 9., 12. sz. minta) mutatkozott. A kőzetváltozást a piroklasztikumban a szemnagysági összetétel (a kőzetlapillik feldúsulása) befolyásolja. A sok andezitlapillit tartalmazó piroklasztikum (18. sz. minta) fizikai és vegyi szempontból hasonlóan vagy megközelítően úgy viselkedhet, mint a tömör andezit.

Tehát míg az előző példában a vegyi málláskor az andezit a piroklasztikum tulajdonságait közelíti meg, addig itt fordított helyzet áll fenn: a piroklasztikum veszi fel az ellenállóbb andezit jellegeit, éppen az andezittöredékek hozzákeveredése miatt. Így érthetővé válik, hogy az érintkezéstől távolabbi 15., 16., 17. számmal jelzett, főleg portufa-összetételű rétegek azonos o_{Fe} értéket mutatnak, mint az érintkezésen levő, tehát erősebb hatásnak kitett, de sok andezitlapillit tartalmazó piroklasztikumok.

Az 5. ábrán látható, hogy az izzítási veszteség növekedése az agyagásványosodással függ össze. Az o_{Fe} érték piroklasztikumbeli csökkenését a 60/b jelzésű tufa durvább szemcsézettségére vezethetjük vissza.

Az andezit o_{Fe} értékének növekedése pedig az andezittestbe bekebelezett tufaanyag feldúsulásából és környezetére gyakorolt hatásából következik. A bekebelezett piroklasztikum az érintkezés feletti második andezitrétegben dúsul fel.

A pirometamorfózis hatására a 2., 3., 4. szelvényben biotit képződött az andezitben. A biotit nem a közvetlen érintkezésen alakult ki, de a pirometamorfizált övön belül jelentkezik. A közvetlen érintkezésen a biotitképződés kiindulási anyaga optikailag amorf, zöld üregkitöltésként ismerhető fel. Az 5. ábra szelvényében az amorf anyag az érintkezésen rendkívüli mértékben feldúsul, de itt felette biotitosodás mikroszkóppal nem észlelhető.

Az eredményeket a következőkben foglaljuk össze:

1. A pirometamorfózis mindkét kőzettípusban oxidációban nyilvánul meg. Az oxidáció azonban egy nagyságrenddel erősebb a piroklasztikumban. Ezt a piroklasztikumnak az andezitéénél kisebb tömörsége okozza.

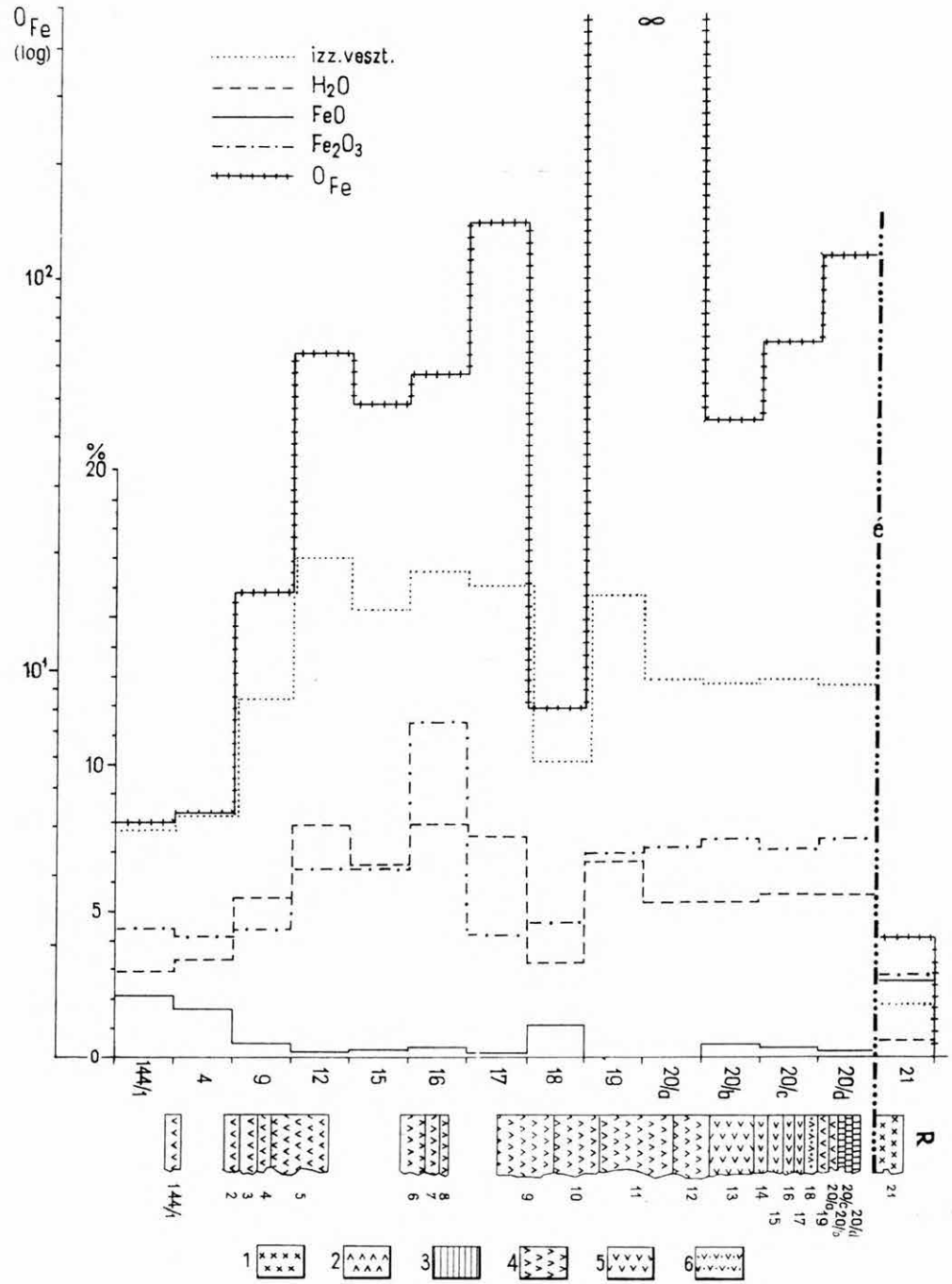
2. Az oxidáció — egyébként azonos körülmények között — az érintkezésen a legerőteljesebb, ettől távolodva fokozatosan csökken.

3. Az oxidáció mértékét a piroklasztikus rétegek rendkívül változatos eredeti szemcsenagyságú összetétele befolyásolja: a durvábbszemű vagy több kristályt tartalmazó tufaanyag oxidálhatósága kisebb.

4. Az andezit az érintkezésen „önoxidációt" szenved, ti. saját hőtartalma hatására kívülről oxigént vesz fel. Ezt a benne felszaporodott — tufából származó — víztartalom befolyásolhatja (pl. katalitikusan).

5. Az érintkezéstől távolodva az andezittestben az oxidációval párhuzamosan a víztartalom is csökken, és az andezit hólyagüregeiben a pirometamorfózis kristályképző hatására biotitosodás lép fel.

6. Az andezitben az érintkezésen megnövekedett víztartalomnak az alatta levő piroklasztikumból való transzvaporizációs származását a tufa víztartalmának érintkezés felé való csökkenése igazolja. A víztartalomnak ettől eltérő ingadozásai a piroklasztikum-rétegek szemcseösszetételének változásaira vezethetők vissza.


O_{Fe} (log)
izz.veszt.
H_2O
FeO
Fe_2O_3
O_{Fe}
10^2
10^1
%
20
10
5
0
144/1
4
9
12
15
16
17
18
19
20/a
20/b
20/c
20/d
21
R
1
2
3
4
5
6

4. ábra – Abb. 4.

7. A kőzet vízleadó képessége a tufa eredeti sajátságain kívül a kőzet utólagos kémiai mállásának, illetve agyagásványosodásának függvénye. Az utólagos mállás fokozza a kőzet elsődleges oxidációját és vízfelvevő képességét is megváltoztatja. Ez néha olyan erőteljes, hogy az érintkező tufa és andezit határa a diagramon ábrázolt részelemzési adatok alapján majdnem teljesen elmosódik.

Az ismertetett vizsgálatok vulkáni képződmények térképezésekor gyakorlati segítséget nyújtanak. Felvételeink során az oxidált piroklasztikum fokozódó színváltozása a fedőandezit közelségére hívja fel figyelmünket. Az andezit hólyagüregeiben biotit-kristályképződésre is alkalmas, zöldes, optikailag amorf anyag megjelenéséből mélyebb helyzetű vagy fedett hidropiroklasztikum-összletre következtethetünk.

IRODALOM

GOKHALE, K. V. G. K. 1961: Studies on the Oxidation of Magnetite. – Econ. Geol. **56.** 5.

GRUNER, J. W. 1962: Studies on the Oxidation of Magnetite. Studies on the Oxidation of Goethite. – Econ. Geol. **57.** 4. p. 628.

KOCH S. – SZTRÓKAY K. I. 1955: Ásványtan. – Budapest.

MAURITZ B. 1957: Oxidáció-redukció hatásának vizsgálata homokkő mintákon. – Kézirat.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. – Budapest.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. — Földt. Közl. **88.** 2.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959: A magmás kőzetek új rendszerének elvi alapjai. – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. **23.** 3 – 4.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. – VIDACS A. – VARRÓK K. 1959: A Mátra-hegység neogén vulkanizmusa. – MTA budapesti Geokém. Konf. Munk. Budapest.

VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. – Budapest.

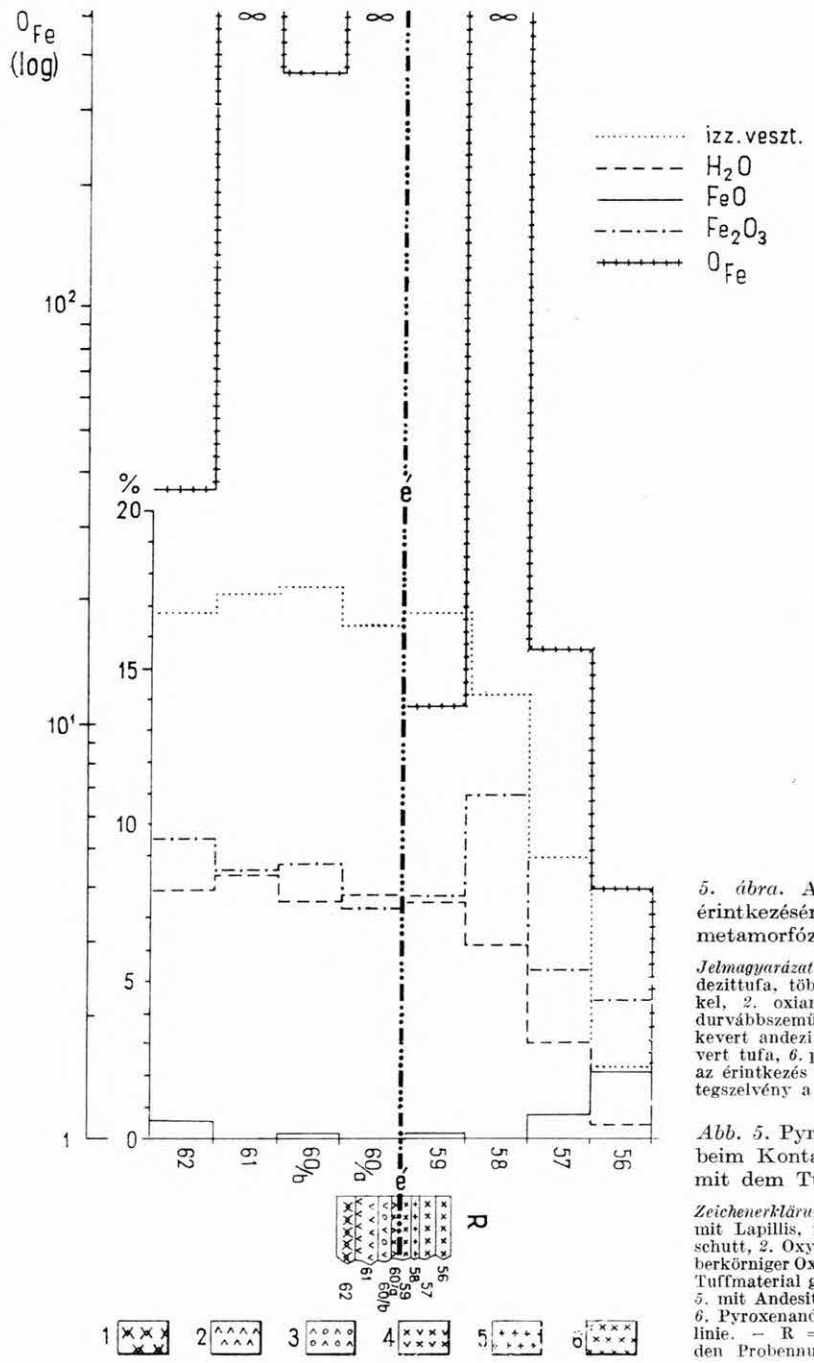
WHITE, D. E. 1957: Thermal waters of volcanic origin. – Bull. Geol. Soc. Am. **68.** 12. p. 1637.

4. ábra. Andezit és tufa érintkezésén kialakult pirometamorfózis hatásai a rétegváltozás függvényében

Jelmagyarázat: 1. biotitos piroxénandezit, *2.* lapillis andezittufa (uralkodóan portufa), *3.* ua., több andezittörmelékkel, *4.* riolittufa, *5.* vegyestufa, *6.* uralkodóan lapillikből álló vegyestufa, é = az érintkezés vonala. – R = rétegszelvény a mintaszámokkal

Abb. 4. Wirkungen der beim Kontakt des Andesits mit dem Tuff eingetretenen Pyrometamorphose in Funktion der Veränderung der Schichten

Zeichenerklärung: 1. biotitischer Pyroxenandesit, *2.* Andesittuff mit Lapillis (überwiegend Staubtuff), *3.* dasselbe mit mehr Andesitschutt, *4.* Rhyolithtuff, *5.* Mischtuff, *6.* überwiegend aus Lapillis bestehender Mischtuff, é = Kontaktlinie. – R = Schichtprofil mit den Probennummern



5. ábra. Andezit és tufa érintkezésén fellépő pirometamorfózis

Jelmagyarázat: 1. lapillis oxiandezittufa, több andezittörmelékkel, *2.* oxiandezittufa, *3.* ua., durvábbszemű, *4.* tufaanyaggal kevert andezit, *5.* andezittel kevert tufa, *6.* piroxénandezit, é = az érintkezés vonala. – R = rétegszelvény a mintaszámokkal

Abb. 5. Pyrometamorphose beim Kontakt des Andesits mit dem Tuff

Zeichenerklärung: 1. Andesittuff mit Lapillis, mit mehr Andesitschutt, *2.* Oxyandesittuff, *3.* gröberkörniger Oxyandesittuff, *4.* mit Tuffmaterial gemischter Andesit, *5.* mit Andesit gemischter Tuff, *6.* Pyroxenandesit, é = kontaktlinie. – R = Schichtprofil mit den Probennummern

OXYDATIONSPYROMETAMORPHOSE AN VULKANITEN IM MÁTRA-GEBIRGE

von

K. VARGA – MÁTHÉ

Am S-Hang des Mátra-Gebirges wurde die Wirkung der Andesitlava, die sich auf den Komplex ins Wasser gefallener Pyroklastite ergossen hatte, in mehreren Aufschlüssen untersucht.

Die auf die Pyroklastite ergossene Lava verursachte Oxydations- und Autooxydationsumwandlungen, Hydratation und Dehydratation in beiden sich berührenden Gesteinen. Die durch die Analyse der längs vier Profile angesammelten Probenserien erhaltenen Angaben über FeO, Fe_2O_3, $\pm H_2O$ und die berechneten o_{Fe}-Werte wurden in Diagrammen (Abb. 2 bis 5) dargestellt und folgende Schlüsse gezogen:

1. Die Pyrometamorphose äussert sich in Oxydation in beiden Gesteinstypen, zwar mit einem Unterschied in Grössenordnung. Der Unterschied ist durch die unterschiedliche Dichte der Pyroklastite und des Andesits bedingt.

2. Die Oxydation ist – bei übrigens gleichen Verhältnissen – beim Kontakt am stärkesten und nimmt stufenweise ab, wenn man sich vom Kontakt entfernt.

3. Die Intensität der Oxydation wird durch die originelle granulometrische Zusammensetzung der äusserst abwechslungsreichen Pyroklastitschichten beeinflusst: die Oxydierbarkeit des gröberkörnigen oder mehrere Kristalle einschliessenden Tuffmateriales ist kleiner.

4. Der Andesit erleidet beim Kontakt eine „Autooxydation", und zwar nimmt unter der Wirkung seines eigenen Wärmegehaltes von draussen Oxygen auf. Das wird durch den in ihm angehäuften – aus dem Tuff stammenden – Wassergehalt erleichtert.

5. Parallel mit der Entfernung vom Kontakt nimmt auch der Wassergehalt im Andesitkörper zu.

6. In den Blasenhohlräumen des Andesits tritt eine Biotitisierung unter dem kristallisierenden Einfluss der Pyrometamorphose auf.

7. Dass die Zunahme des Wassergehaltes des Andesits beim Kontakt sich von den darunterlagernden Pyroklastiten herrührt, wird auch durch die Abnahme des Wassergehaltes dem Kontakt zu bestätigt. Die davon abweichenden Schwankungen des Wassergehaltes sind durch die Veränderungen der granulometrischen Zusammensetzung der Pyroklastitschichten bedingt.

8. Die Wasserabgabe-Fähigkeit des Gesteines ist, ausser den originellen Eigenschaften des Tuffes, von der nachträglichen chemischen Verwitterung des Gesteines, bzw. seiner Tonmineralisierung abhängig. Die nachträgliche Verwitterung steigert weiter die primäre Oxydation des Gesteines und verändert seine Fähigkeit zur Wasseraufnahme. Das ist manchmal so intensiv, dass die Kontaktgrenze des Tuffs und des Andesits sich auf Grund der dem Diagramm aufgetragenen Teilanalysendaten fast vollkommen verwischt.

ОКИСЛИТЕЛЬНЫЙ ПИРОМЕТАМОРФОЗ НА ВУЛКАНИТАХ ГОР МАТРА

К. ВАРГА – МАТЭ

Влияние андезитовой лавы, излившейся на комплекс выпавших в воду пирокластических пород, было изучено по нескольким обнажениям на южном склоне гор Матра.

Излившаяся на пирокластические породы лава вызвала окисление, самоокисление, гидратацию и дегидратацию на контакте в обеих породах. Величины FeO, Fe_2O_3 и $\pm H_2O$, полученные при анализе серий проб, взятых вдоль четырех разрезов и расчетные величины o_{Fe} были нанесены на диаграммы (рис. 2–5). При этом были сделаны следующие выводы:

1. В обоих типах пород пирометаморфоз проявляется в виде окисления с расхождением в порядке величин. Расхождение обусловлено различием плотности пирокластических пород и андезитов.

2. В одинаковых прочих условиях оксиление является наиболее сильным на контакте и постепенно уменьшается по мере удаления от него.

3. Степень окисления контролируется первоначальным гранулометрическим составом необычайно разнообразных пирокластических образований: окисленность туфового вещества, обладающего более грубозернистой текстурой или содержащего больше кристаллов, является меньшей.

4. На контакте андезит пострадает „самоокисление", то есть под влиянием собственного тепла он воспринимает кислород из окружающей среды. Такому процессу благоприятствует накопившаяся в нем вода, происходящая из туфов.

5. По мере удаления от контакта уменьшается, параллельно окислению, также содержание воды в андезитовом теле.

6. В пузырчатых полостях андезитов кристаллизирующее влияние пирометаморфоза приводит к биотитизацию.

7. Факт, что увеличение содержания воды андезита на контакте его с андезитовыми туфами осуществляется за счет подстилающих пирокластических пород, подтверждается и уменьшением содержания воды в туфах по мере приближения к контакту. Отличающиеся от этого колебания содержания воды обусловлены изменением гранулометрического состава пирокластических слоев.

8. Способность породы освобождать воду зависит, кроме первоначальных свойств туфов, от последующего химического выветривания породы, то есть от образования глинистых минералов. Последующее выветривание влечет за собой дальнейшую интенсификацию первичного окисления породы и изменяет ее водопоглотительную способность. Это иногда проявляется так сильно, что по данным частичных анализов нанесенных на диаграмму контактовая граница туфов с андезитами почти польностью изглаживается.

OXIDÁCIÓS ÉS VÍZTELENEDÉSI FOLYAMATOK KÍSÉRLETI VIZSGÁLATA A MÁTRAFÜREDI PIROKLASZTIKUMOKON

Írta: EMSZT MIHÁLY

Az elmúlt évben VARGÁNÉ MÁTHÉ K. mátrafüredi geológiai felvétele során megfigyelte, hogy az andezittakaró alatti megpörkölt piroklasztikumban az andezittől távolodva az oxidáció fokozatosan csökken. A kérdés közelebbi tanulmányozása végett összefüggést kerestünk a kőzetek pörkölődési hőmérséklete, valamint a víztartalom és az oxidáció változása között. Vizsgálataink célkitűzése volt:

1. Laboratóriumi kísérletekkel előidézni az érintetlen, vagy kevésbé érintetlen piroklasztikumokban az oxidációt és víztelenedést.

2. Annak megállapítása, hogy milyen laboratóriumi hőmérsékleten érhetők el a természetes láva által előidézett víztelenedési és oxidációs állapotok.

A fenti problémák megoldására végzett kísérleteinkhez VARGÁNÉ MÁTHÉ K. bocsátott rendelkezésünkre egymásra települt, agyagásványtartalmú lapillis andezittufából és vegyes tufából álló mintákat.

A kísérleteket az említett céloknak megfelelően két csoportba osztottuk:

1. Az azonos ideig különböző hőmérsékleten tartott anyagok súlyveszteségének és ferrooxid-tartalmának megállapítása céljából a mintákat egy óra i időtartamra meghatározott hőmérsékletű (100 C°, 200 C°, 300 C°, 400 C°, 600 C°, 800 C° és 1000 C°) elektromos kemencébe helyeztük. Kihűlés után megmértük a súlyveszteséget és meghatároztuk a ferrooxid-tartalmat. Ezenkívül az agyagásványtartalom meghatározása céljából DTA-vizsgálatokat végeztünk. A DTA-felvételeket SZÉKELY Á. készítette.

2. A különböző ideig és különböző hőmérsékleten tartott minták súlyveszteségének és ferrooxid-tartalmának meghatározására végzett kísérletsorozatban a 100 C° és 800 C° határok közötti hőfokon 30, 60, 120, ill. 180 percig hevítettük a vizsgálati anyagot és kihűlés után meghatároztuk a súlyveszteséget és a ferrooxid-tartalmat. E második kísérletsorozathoz két olyan mintát választottunk ki, amelynek a ferrooxid-tartalma a legnagyobb volt (kb. 2,2%), mert ezekben várhattuk a legerőteljesebb oxidálhatóságot.

A minták a mátrafüredi Benevölgyből származnak. A kísérleti eredményeket az 1. és 2. táblázatban foglaltuk össze, illetve grafikusan ábrázoltuk (1., 2., 3. ábra).

Az 1. ábrán feltüntetett 1 – 5. sz. minta andezittufa, a 6 – 8. és 11. sz. minta pedig vegyes tufa. Az 1. sz. minta a feltárás legalsó rétegéből való

1. táblázat

A súlyveszteség és a ferro-, ill. ferrioxid-tartalom változása a hőmérséklet függvényében

Minta száma		A hevítés hőmérséklete							
		Légszáraz	100 C°	200 C°	300 C°	400 C°	600 C°	800 C°	1000 C°
1.	súlyveszteség	0	3,76	5,26	6,34	7,08	7,89	8,26	8,71
	FeO	2,14	2,00	2,04	1,93	1,92	1,67	1,30	0,78
	Fe_2O_3	4,72	4,88	4,89	4,96	4,96	5,24	5,65	6,21
2.	súlyveszteség	0	3,53	4,82	5,26	6,45	7,18	7,52	7,74
	FeO	2,15	2,23	2,11	2,07	1,98	1,75	1,34	0,71
	Fe_2O_3	3,92	3,83	3,97	4,02	4,11	4,37	4,82	5,53
3.	súlyveszteség	0	4,85	5,87	6,88	8,19	9,44	9,89	9,87
	FeO	0,90	0,88	0,90	0,88	0,83	0,61	0,42	0,38
	Fe_2O_3	5,44	5,47	5,44	5,47	5,52	5,76	5,97	6,02
4.	súlyveszteség	0	4,18	5,19	6,14	7,95	8,41	9,18	9,32
	FeO	1,57	1,47	1,40	1,43	1,28	1,17	0,91	0,84
	Fe_2O_3	4,79	4,90	4,98	4,95	5,11	5,23	5,52	5,60
5.	súlyveszteség	0	4,37	5,27	6,40	8,19	9,19	9,37	9,24
	FeO	2,30	2,33	2,23	1,96	2,11	1,71	1,45	0,98
	Fe_2O_3	4,13	4,09	4,20	4,51	4,34	4,78	5,07	5,58
6.	súlyveszteség	0	6,12	6,98	7,90	10,72	11,65	12,36	12,85
	FeO	1,36	1,44	1,33	1,21	1,12	0,97	0,71	0,45
	Fe_2O_3	5,11	5,02	5,15	5,28	5,38	5,54	5,83	6,12
7.	súlyveszteség	0	8,20	9,30	10,16	12,60	13,75	14,43	15,18
	FeO	0,35	0,31	0,30	0,22	0,17	0,11	0,05	0,05
	Fe_2O_3	6,15	6,20	6,21	6,30	6,35	6,42	6,48	6,48
8.	súlyveszteség	0	7,10	8,09	9,34	13,51	15,00	15,31	15,87
	FeO	0,58	0,51	0,60	0,51	0,47	0,50	0,37	0,54
	Fe_2O_3	7,41	7,49	7,38	7,49	7,53	7,49	7,67	7,45
11.	súlyveszteség	0	9,52	10,90	12,30	15,28	16,72	17,00	17,82
	FeO	0,21	0,17	0,22	0,11	0,11	0,11	0,05	0,05
	Fe_2O_3	7,45	7,49	7,44	7,56	7,56	7,56	7,62	7,62

2. táblázat

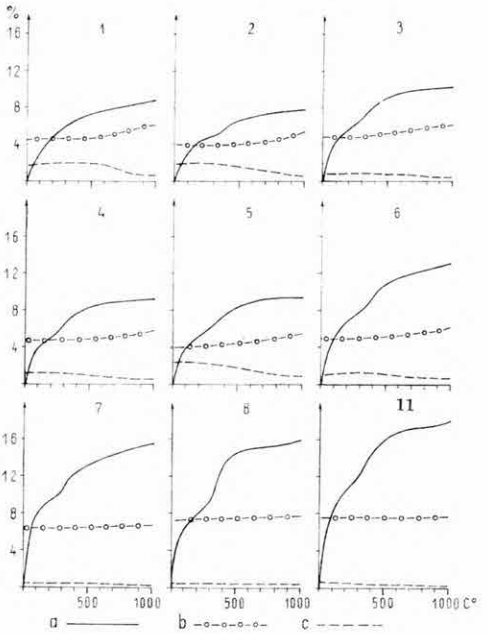
A súlyveszteség és a ferrooxid oxidációjának időfüggvény szerinti adatai

A hevítés hőfoka (C°)	2. sz. minta							
	Súlyveszteség %				Ferrooxid változása %			
	30′	1^h	2^h	3^h	30′	1^h	2^h	3^h
100	3,47	3,53	3,57	3,55	2,21	2,23	2,04	2,06
200	5,10	4,88	4,71	5,00	2,04	2,11	2,15	2,05
300	5,21	5,27	5,36	5,30	2,17	2,07	2,13	2,06
400	6,59	6,47	6,46	6,39	2,00	1,98	1,94	1,98
600	7,35	7,22	7,26	7,53	1,87	1,75	1,73	1,66
800	7,66	7,60	7,82	7,59	1,50	1,34	1,15	1,27

2. táblázat folytatása

A hevítés hőfoka (C°)	5. sz. minta							
	Súlyveszteség %				Ferrooxid változása %			
	30′	1h	2h	3h	30′	1h	2h	3h
100	4,43	4,37	4,53	4,54	2,11	2,33	2,23	2,17
200	5,55	5,28	5,63	5,44	2,17	2,23	2,28	2,29
300	6,17	6,43	6,48	6,16	2,29	1,96	2,09	2,18
400	8,06	8,21	8,25	8,07	2,09	2,11	2,00	1,98
600	8,76	9,23	9,20	8,76	1,72	1,71	1,76	1,79
800	9,45	9,43	9,79	9,53	1,67	1,45	1,42	1,18

és így az andezit-érintkezéstől a legtávolabb esik. A minták a növekvő sorszámok felé haladva, folyton közelednek az érintkezéshez, de még a 11. sz. minta is elég távol esik tőle. A 2. ábrán a kiválasztott 2. és 5. sz. minta időfüggvény szerinti súlyveszteségének és ferrooxid-tartalmának adatai vannak feltüntetve. A 3. ábra pedig a szóban forgó anyagok DTA-vizsgálatának eredményeit mutatja.



1. ábra. A súlyveszteség és ferro-, ill. ferrioxid-tartalom változása a hőmérséklet függvényében (a = súlyveszteség, b = ferrioxid, c = ferrooxid)

Abb. 1. Veränderung des Gewichtsverlustes und des Ferro-, bzw. Ferrioxydgehaltes in Funktion der Temperatur (a = Gewichtsverlust, b = Ferrioxyd, c = Ferrooxyd)

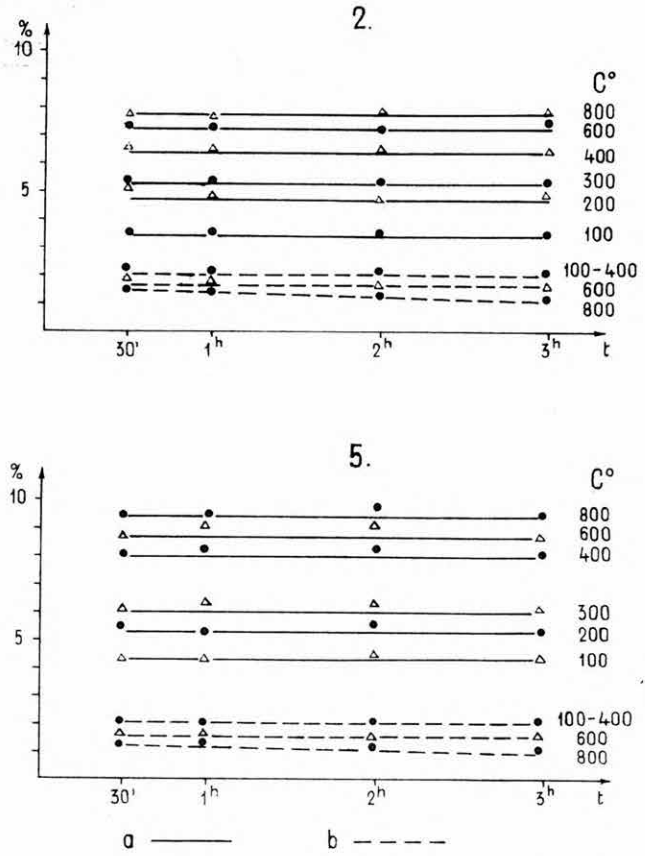
Az eredmények értékelése

1. Amint az 1. sz. ábrából látható, a vízleadási görbe 200 C° és 400 C° közt erősen emelkedik. Ez részben a mintákban levő agyagásványok vízvesztésével magyarázható. Bár a súlyveszteség változásának diagramja jelzi az agyagásvány-tartalmat, a DTA-görbével való összehasonlítás érdekes megállapításra vezetett. Az 1 – 11. sz. minták egymásra települt lapillis andezittufarétegekből fokozatosan vegyes tufába mennek át. Az andezittufához keveredett riolittufa-anyag ásványtani alapon a 9. sz. mintában mutatható ki. Bár már a 6. sz. mintában is jelentkezik riolittufára utaló biotit, mégsem nevezhetjük egy-két ásványi elegyrész megjelenése alapján vegyes tufának ezt a kőzetet, mivel a 7. sz. minta jellegzetesen andezittufa-összetételűnek látszik. A súlyveszteségi görbe kiugró értékei alapján azonban határozottan megállapítható a 6. és 7. sz. mintától kezdve a kőzetösszetétel nagyobbarányú megváltozása.

S bár az ásványos elegyrészek nem mutatják határozottan a változást, a DTA-görbék jelzik, hogy az andezittufa agyagásványosodásából származó

több-kevesebb montmorillonit mellett a 7. sz. mintában a fokozatosan belépő riolittufa bomlásából származó kaolinit is megjelenik.

2. A súlyveszteség magasabb hőmérsékleten történő változását érdekes módon a ferrooxid oxidálhatóságának megváltozása is jelzi. Amíg az andezites összetételű piroklasztikumban a ferrooxid oxidációja általában 300 C°



2. ábra. A súlyveszteség (a) és a ferrooxid oxidációja (b) különböző hőmérsékleten az idő függvényében

Abb. 2. Zusammenhang zwischen dem Gewichstverlust und der Oxydation des Ferrooxyds bei verschiedenen Temperaturen in Funktion der Zeit (a = Gewichstverlust, b = Oxydation des FeO)

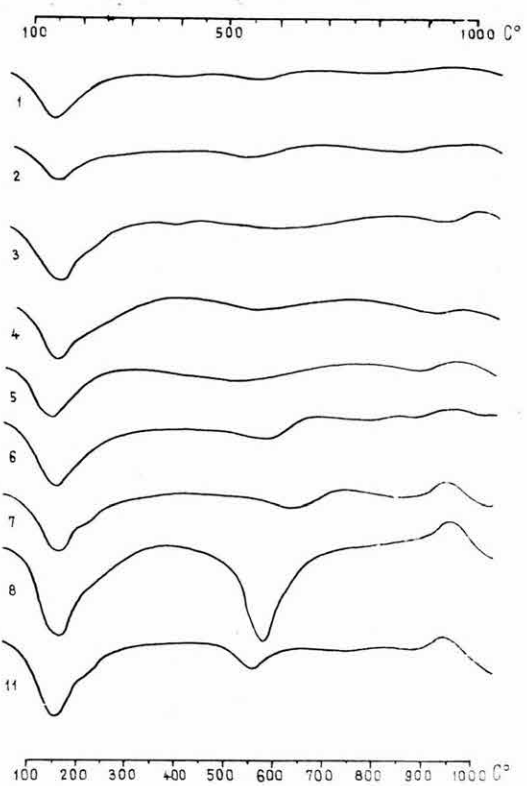
felett kezdődik és ennél magasabb hőmérsékleten a FeO mennyisége erősen lecsökken, addig a 7. sz. mintától kezdődően az oxidálhatóságban csak igen kis, vagy egyáltalán semmi növekedést nem értünk el. Hogy az oxidálhatóságot ez esetben a riolitos anyag felszaporodása vagy pedig az erősebb agyagásványosodás gátolja, csak további, nagyobb számú anyagvizsgálat és ezek statisztikus kiértékelése dönthetné el.

Eddigi vizsgálataink alapján mindenesetre a súlyveszteség növekedésével együttjáró kisebb oxidálhatóság kapcsolatát állapíthatjuk meg és így a két folyamatot összekapcsolhatjuk egymással.

Mesterséges úton teljes oxidációt nem tudtunk elérni, ami a természetben lejátszódó folyamat eltérő jellegére utal. Itt folytathatjuk az előbbi gondolatmenetet és felmerülhet az a kérdés is, hogy a természetben eredetileg oxidáltabb rétegekhez közeledve laboratóriumi adottságainkkal nem tudtunk további vagy teljes oxidációt elérni és ezért nincs a 7. sz. mintától kezdve változás.

3. A kísérletek azt mutatták, hogy a 30 perc alatt fellépő súlyveszteség azonos hőfokon azonos a 3 óraival. Úgy látszik, hogy adott hőfokokon már fél óra alatt beáll a vízleadási egyensúly s ez csak akkor változik, ha a hőmérséklet is megváltozik.

4. A ferrooxid oxidációja az idő függvényében 400 C°-ig alig változik. 600 és különösen 800 C°-on már erősebben jelentkezik az oxidáció és az idő függvényében fokozatosan nagyobbodik, de még 3 óra múlva sem lehet teljes oxidációt elérni, amint a 2. ábra is mutatja. Ez viszont hasonló az 1. ábrán feltüntetett eredményekhez, ahol a piroklasztikumokat 1000 C°-on hevítve sem értük el azt a teljes oxidációt, amit a láva által okozott hatás majdnem minden esetben elért. Pedig nem valószínű, hogy a láva ezen a területrészen 1000 C° feletti hőmérsékletű volt.



3. ábra. A mátrafüredi piroklasztikumok DTA görbéi (SZÉKELY Á. felvételei)

Abb. 3. DTA-Kurven für die Pyroklastite von Mátrafüred (Aufnahmen von Á. SZÉKELY)

A természetben lejátszódó oxidációs jelenségekhez valószínűleg hozzájárult a víz szerepe gőz alakban is. Ismeretes, hogy a víz magasabb hőmérsékleten ionokra disszociál:

$$H_2O \rightleftharpoons OH^- + H^+$$

A disszociált OH-ion az oxigén jelenlétében Fe^{2+}-ionnal az alábbi egyenlet szerint reagál:

$$4Fe^{2+} + 2OH^- + O_2 \rightarrow 4Fe^{3+} + 3O^{2-} + H_2O$$

Ellenben a laboratóriumban nem tudunk teljes oxidációt elérni, mert az oxidációs folyamat legnagyobb részében a

$$4FeO + O_2 \rightarrow 2Fe_2O_3,$$

kisebb részében pedig a

$$3FeO + H_2O = Fe_3O_4 + H_2$$

egyenlet szerint ment végbe. A keletkezett végtermékben ferro – ferrioxid (magnetit) is jelentkezik, amit az 1000 C°-os hevítés után analitikailag ki lehet mutatni.

* * *

Összefoglalva az eredményeket, megállapíthatjuk:

1. A súlyveszteség az agyagásványtartalomtól függően 200 – 400 C° között erősen emelkedik.

2. A mesterségesen előidézett oxidáció 600 – 800 C° körül a legerőteljesebb. Az ennél alacsonyabb hőmérsékleten bekövetkezett oxidáció az idő függvényében alig változik, 600 – 800 C°-on az oxidálhatóság az idő függvényében is növekedik.

Bár a természetben lejátszódó folyamatok felszínen történtek, a laboratóriumi vizsgálati eredmények mégsem teljesen azonos értékűek, mivel a teljes oxidációt nem tudtuk elérni. Ennek okát a természetes környezetben lejátszódó változásnál fellépő vízgőz-hatásban és a piroklasztikumnak a láva által történő kismértékű lefojtottságában kereshetjük, melyet a laboratóriumban nem állíthattunk elő.

Az 1. ábrán is láthatóan az egymás feletti rétegekben bekövetkezett – a mikroszkópi vizsgálattal még nem érzékelhető – változást a súlyveszteségi görbe hirtelen emelkedése jelzi. A súlyveszteség változását részben a DTA-val is kimutatható kaolinit megjelenése okozza. Ezzel az anyagváltozással összefügg a kőzet oxidálhatósága.

IRODALOM

ADDISON, C. C. – ADDISON, W. E. – NEAL, G. H. – SHARP, J. H. 1962: Amphiboles I. The oxidation of crocidolite. – Univ. Nottingham. J. chem. Soc. London. pp. 1472 – 1475

Gmelins Handb. d. anorg. Chem. Eisen. Teil. B. p. 35. 1932. Berlin.

EXPERIMENTELLE UNTERSUCHUNG VON OXYDATIONS- UND ENTWÄSSERUNGSVORGÄNGEN AN PYROKLASTITEN AUS MÁTRAFÜRED

von

M. EMSZT

Wenn man sich im unterhalb der Andesitdecke lagernden Pyroklastikum von den Andesiten entfernt, nimmt die Oxydation allmählich ab. Für eine nähere Ermittlung der Frage suchte Verfasser einen Zusammenhang zwischen der Brandtemperatur der Gesteine, sowie der Änderung des Wassergehaltes und der Oxydation. Es wurde nachgeprüft, wie die Entwässerung und die

Oxydation des Pyroklastikums sich während der Heizung in Funktion der Zeit, bzw. der Temperatur ändern. Auf Grund der Ergebnisse der Experimente konnte es festgestellt werden, dass der Gewichtsverlust vom Tonmineraliengehalt abhängig zwischen 200 bis 400 C° auffällig zunimmt und die künstlich hervorgerufene Oxydation bei 600 – 800 C° am stärksten ist. Die an einer niedrigeren Temperatur eingetretene Oxydation ändert sich kaum in Funktion der Zeit; zwischen 600 – 800 C° nimmt die Oxydierbarkeit auch in Funktion der Zeit zu. In künstlicher Weise konnte die in der Natur beobachtete, vollkommene Oxydierung deshalb nicht erzielt werden, weil in der Natur, und zwar in den durch die Lava ein wenig abgedrosselten Pyroklastiten, auch die oxydierende Wirkung des Wasserdampfes sich geltend gemacht haben mag.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ОКИСЛЕНИЯ И ДЕГИДРАТАЦИИ НА ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ С. МАТРАФЮРЕД

М. ЭМСТ

По мере удаления от андезита в обжиганных пирокластических породах, подстилающих андезитовый покров, степень окисления постепенно уменьшается. Для более детального изучения вопроса, автор попытался найти взаимосвязь между температурой обжига, с одной стороны и изменением содержания воды и окисления, с другой. Изучалось изменение дегидратации и окисления подстилающих андезитовый покров пирокластических пород в процессе нагревания в функции времени и температуры. Полученные результаты позволили сделать вывод, что потеря в весе сильно увеличивается в пределах 200 – 400°C в зависимости от содержания глинистых минералов, в то время как исскуственное окисление было наиболее сильным при температурах около 600 – 800°C. Имеющее место при более низких температурах оксиление едва изменяется в функции времени; при 600 – 800°C окисляемость увеличивается и в зависимости от времени. Исскуственным путем нельзя было добиться наблюдаемого в природе полного окисления потому, что в природе и окисляющее влияние водяного пара могло проявиться в пирокластических породах подавленных лавой.

A MÁTRAHEGYSÉGI ÉRCESEDÉST KÍSÉRŐ AGYAGÁSVÁNYOKRÓL

Írta: SZÉKELY ÁGNES

A mátrahegységi ércesedést kísérő agyagásványokról eddig kevés ismeretünk van. Bár a geológusok bányaföldtani dokumentációkban gyakran megemlékeznek bomlott, mállott övekről, agyagosodott telérszegélyekről vagy telérkitöltésről, részletes laboratóriumi vizsgálat azonban csak néhány esetben történt.

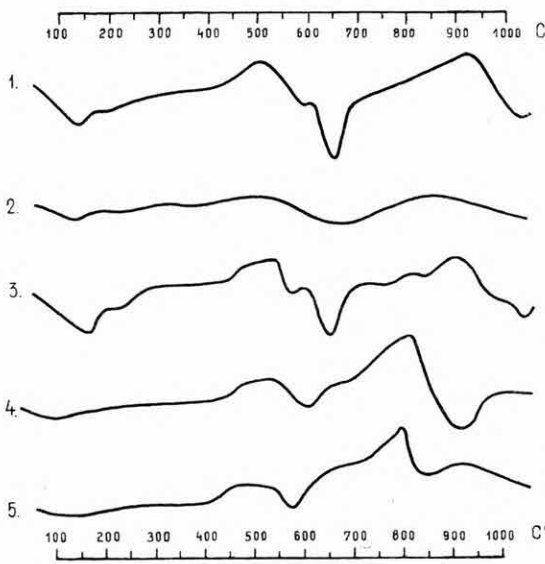
PAPP F. (1938) említi a lahócahegyi mellékkőzet nagymérvű elkovásodását és helyenkénti *elkaolinosodását*. VIDACS A. 1959-ben végzett ércföldtani kutatásai során a Galyatetőtől DK-re és a Nyírjes-bércen, továbbá a Névtelenbérc környékén, 2–3 m felszín alatti mélységig teljesen lebontott, elkaolinosodott (pépszerű és törmelékes) anyagot talált. MEZŐSI J. (1950) észlelt a Lápafőtől D-re elváltozott piroxénandezitet, a fehér színű elváltozott részek néha telérszerűen jelennek meg. Ezt kaolinos elváltozásnak tartja. SZUROVY G. (1940) a Nagylipótfolyás torkolata után a Nyírjes aljában mindenütt andezittelérektől átszelt kaolinos tufát talált. ROZLOZSNIK P. (1942) a gyöngyösoroszi ércelőfordulás egyik telérjének feküjéről azt írja, hogy kaolinosan elbontott andezit. MÁRTON GY. (1954) Gyöngyösoroszi–Mátraszentimre–Falloskút környéki kvarcitkutatásai kapcsán megemlíti, hogy a vetők és litoklázisok mentén erőteljes elbontás figyelhető meg, melyet kaolinosodásnak tart. A Gyöngyösoroszi–Békástóról és Gyöngyössolymos–Asztagkőről származó kovás kaolinitről készíttetett DTA vizsgálatai szerint a kaolin jellemző csúcsán kívül 670 C°-nál egy másik anyag endoterm csúcsa is jelentkezett, ezt az anyagot csupán termovizsgálattal azonban nem sikerült felismernie. Ez az egyetlen adat, mely a mátrai agyagásványok részletesebb laboratóriumi vizsgálatáról az irodalomban szerepel.

Arra gondoltunk – e gondolatot ERDÉLYI J. is felvetette – hogy a mátrai ércesedést kísérő agyagok beható vizsgálata révén olyan eredményeket kaphatunk, amelyekből az ércesedés és az agyagásványtársulás közötti összefüggésre lehet következtetni.

A minták részletes vizsgálata DTA-val történt, a minták begyűjtését VIDACS A., a kémiai elemzéseket TOLNAY V., a diffraktométeres vizsgálatokat pedig BÁRDOSSY GY. volt szíves elvégezni. A minták Parádsasvár, Nagylápafő, Mátraszentimre és Recsk környékéről származnak. A különböző lelőhelyről származó minták az ércesedés eltérő típusaihoz kapcsolódnak.

1. *Parádsasvár* (Középső-Mátra). A Galya alá húzódó, andezitben hajtott táróban 550 m-nél harántolták az egyik karbonátos, érces telért. Ebből a telér-

ből származnak az 1—3. sz. minták (1. ábra). Mindhárom minta a telér szegélyéből való és a telérkőzet határának agyagosodott része. A minták a DTA vizsgálat szerint kvarcon kívül montmorillonitot és illitet (hidromuszkovit) tartalmaznak, ami bázisosabb közegben történt keletkezésre utal. A montmorillonit csúcsa kb. 660 C°-nál jelentkezik mindkét mintában (1. ábra 1., 3. görbe). A csúcs nagysága azonban nem arányos a montmorillonit mennyiségével. SOVERI (1950) szerint nagy pirittartalom esetében a DTA görbén nemcsak a 400—500 C° közötti oxidáció exoterm csúcsa, hanem 600 C° körül endoterm csúcs is mutatkozik, amely egybeesik a montmorillonit OH-gyökeinek távozását jelző csúccsal, s jelen esetben azt növeli. A diffraktométeres vizsgálat az 1. és 3. sz. mintában montmorillonit mellett illitet és hidromuszkovitot, kevés kalcitot és plagioklászt, a 3. sz. mintában pedig szanidint mutatott ki. A kémiai elemzés (1. táblázat) adatai szerint az első mintában 12,61% pirit van, ami jó összhangban van a DTA görbe 480 C°-on jelentkező exoterm csúcsának nagyságával és az előbb említett endoterm csúcs területnövekedésével. A 3. sz. minta 7,75% pirittartalma nagyobb hőmérséklet-intervallumban jelentkezik és a 660 C° körüli endoterm csúcs a montmorillonit ugyanezen hőfokon jelentkező csúcsát megnöveli.



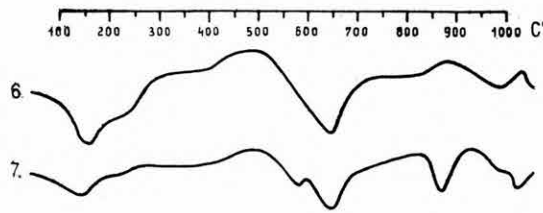
1. ábra. DTA görbék; Parádsasvár
1. 550-es csapásvágat, jobb oldal 12 m
2. 550-es csapásvágat, bal oldal 30 m
3. 550-es csapásvágat, bal oldal 40 m
4. Irányvágat 40. sz. mérési pont előtt 3 m-rel
5. Irányvágat 52. sz. mérési pont előtt 6 m-rel

Fig. 1. DTA curves; Parádsasvár
1. strike entry 550, right, 12 m
2. strike entry 550, left, 30 m
3. strike entry 550, left, 40 m
4. direct cut 3 m in front of reference plug № 40
5. direct cut 6 m in front of reference plug № 52

Ugyanebből a csapásvágatból még egy mintát (2. sz.) vizsgáltunk meg (1. ábra 2. görbe). Ennek a mintának jellege annyiban tér el az előzőekétől, hogy igen gyengén agyagosodott, nem pirites. A DTA vizsgálat szerint kvarcon kívül illitet (hidromuszkovit) tartalmaz. A diffraktogramban az illit, hidromuszkovit és szericit közös csúcsai erősen, a kalcit, plagioklász, klorit és oligonit csúcsai gyengén jelentkeznek.

A parádsasvári táróból származnak még a 4. és 5. sz. minták is, az előző telértől kb. 35 m-re levő meddő kőzettelér kitöltéséből (1. ábra 4., 5. görbe). Ezt a kis telért — VIDACS A. szerint — iszapvulkáni működés telíthette agyaggal, tehát ez nem hidrotermális (érces) hasadékkitöltés. A két minta egymáshoz hasonló, de előbbiektől eltérő. Mindkettő tartalmaz illitet, sok kvarcot, 3—4% piritet és a 4. sz. minta kb. 15% kalcitot is (1. táblázat).

2. *Nagylápafő.* A megvizsgált minták a II. sz. táróból kerültek ki. Itt ércdús telért találtak, melynek csapásiránya egybeesik a parádsasvári 550-es telér csapásirányával. VIDACS A. szerint feltehető, hogy ugyanazon telér folytatásáról van szó. Vizsgálataink e feltevést alátámasztani látszanak, amennyiben a minták a parádsasvári mintákhoz hasonlóan kvarcon és kalciton kívül montmorillonitot és illitet (hidromuszkovit) tartalmaznak (2. ábra), a kémiai elemzés adatai szerint kb. 8% mennyiségű finomszemű, kristályos pirittel (1. táblázat). A diffraktométeres vizsgálat szerint mindkét minta tartalmaz kloritot és a 6. sz. szanidint is.



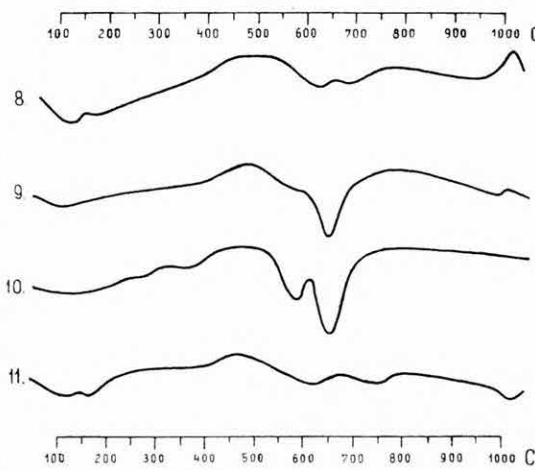
2. ábra. DTA görbék; Nagylápafő

6. II. táró, jobb csapásvágat 75 m telérszegély
7. II. táró, jobb csapásvágat 19 m telérszegély

Fig. 2. DTA curves; Nagylápafő

6. adit II, right strike entry, 75 m, lode rim
7. adit II, right strike entry, 19 m, lode rim

3. *Mátraszentimre.* Az innen származó minták a lejtősaknából megkutatott kvarcos főtelérből valók és így – az előzőekben tárgyalt közép-mátrai kalcitos telérekkel szemben – az ércelőfordulás másik típusát képviselik. VIDACS A. szerint a telér mellékkőzete itt sztratovulkáni, idősebb, ún. „középső" andezit. A DTA vizsgálat alapján igen kevéssé agyagosodott mintákról van szó (3. ábra). A 8. és 11. sz. minták hasonlóak, sok kvarcot, kevés gipszet, kevés kaolin-csoportbeli agyagásványt tartalmaznak, piritmentesek. A diffraktométeres vizsgálat és az elemzési adatok szerint (1. táblázat) a 10. sz. minta kivételével a többi 50%-ot is elérő szanidint tartalmaz, ami arra mutat, hogy a mellékkőzet igen erősen átalakult. A 10. sz. minta főleg kvarcanyagú, agyagásványokat nem tartalmaz. A 9. és 10. sz. minták DTA görbéin 660 C° körül mutatkozó endoterm csúcsok a nagy piritt-tartalom következményei.



3. ábra. DTA görbék; Mátraszentimre

8. jobb csapásvágat 131 m telér bal szegélye
9. jobb csapásvágat 330 m telér bal szegélye
10. bal csapásvágat 50 m telérszakasz réseiből
11. bal csapásvágat 60 m telér bal szegélye

Fig. 3. DTA curves; Mátraszentimre

8. right strike entry, 131 m, left rim of the lode
9. right strike entry, 330 m, left rim of the lode
10. left strike entry, 50 m, holings of the lode section
11. left strike entry, 60 m, left rim of the lode

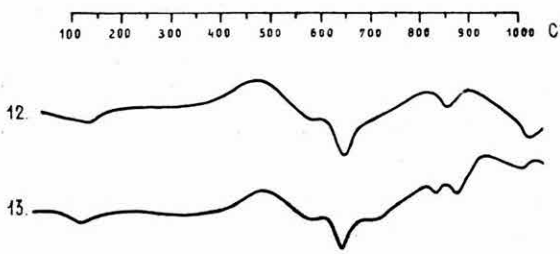
1. táblázat

	1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*	*10*	*11*	*12*	*13*
SiO_2	51,27	64,68	53,03	62,53	71,13	51,31	53,88	53,70	62,26	82,63	65,39	55,31	55,45
TiO_2	0,31	0,62	0,07	0,16	0,17	0,27	0,22	0,48	0,40	0,08	0,37	0,22	0,21
Al_2O_3	17,88	21,50	18,17	11,48	13,58	20,09	15,67	22,87	16,26	3,07	17,38	20,15	21,30
Fe	5,79	nyom	4,02	1,68	2,15	4,14	4,29	0,37	3,20	4,25	0,43	4,02	3,07
S	6,82	nyom	4,83	2,06	2,46	4,75	4,97	0,43	3,92	5,63	0,35	4,56	3,86
Fe_2O_3	0,34	0,03	0,03	0,09	nyom	0,08	nyom	1,30	0,84	0,57	1,00	0,45	0,27
FeO	0,22	0,07	0,29	0,07	0,21	0,35	0,43	0,44	0,52	0,22	0,68	0,07	0,22
MnO	0,13	0,10	0,13	0,11	0,12	0,11	0,12	0,22	0,09	0,14	0,06	0,12	0,09
CaO	2,89	0,97	3,56	8,85	0,44	1,18	5,00	0,62	0,19	e. nyom	nyom	1,84	1,64
MgO	1,91	0,63	1,85	0,77	1.47	1,70	1.58	0,09	1,27	0,00	0,69	1,78	1,79
K_2O	3,58	4,18	2,79	2,81	3,34	2,62	2,90	9,75	7,02	1,32	7,87	5,46	5,97
Na_2O	0,51	1,02	2,46	0,07	0,09	0,13	0,05	0,17	0,43	0,08	0,47	0,38	0,34
$-H_2O$	2,45	1,95	4,60	0,79	0,78	7,05	2,83	3,51	1,28	0,88	1,69	0,66	0,58
$+H_2O$	3,30	3,92	2,54	2,04	4,20	6,27	4,04	3,88	2,48	1,09	3,06	2,35	3,80
CO_2	2,37	0,68	2,01	6,82	0,23	0,42	3,82	0,00	gy. nyom	0,00	0,00	2,28	1,85
P_2O_5	0,08	0,04	0,04	0,07	0,11	0,03	0,05	0,20	0,13	0,07	0,04	0,08	0,14
SO_3	nyom	nyom	0,05	0,11	nyom	0,08	0,10	2,17	nyom	0,53	1,18	nyom	nyom
S	0,17	0,20	0,06	nyom	0,15	nyom	0,49	nyom	0,09	nyom	nyom	0,00	nyom
	100,02	100,59	100,53	100,51	100,63	100,58	100,44	100,20	100,38	100,53	100,66	99,73	100,58
$-O$	0,08	0,10	0,03		0,08		0,25		0,04				
	99,94	100,49	100,50	100,51	100,55	100,58	100,19	100,20	100,34	100,53	100,66	99,73	100,58

1. Parádsasvár 550-es csapásvágat, jobb oldal 12 m
2. Parádsasvár 550-es csapásvágat, bal oldal 30 m
3. Parádsasvár 550-es csapásvágat, bal oldal 40 m
4. Parádsasvár irányvágat 40 sz. mérési pont előtt 3 m-re
5. Parádsasvár irányvágat 52 sz. mérési pont előtt 6 m-rel
6. Nagylápafő, II. táró, jobb csapásvágat 75 m telérszegély
7. Nagylápafő, II. táró, jobb csapásvágat 19 m teléragyag
8. Mátraszentimre, jobb csapásvágat 131 m telér bal szegélye
9. Mátraszentimre, jobb csapásvágat 330 m telér bal szegélye
10. Mátraszentimre, bal csapásvágat 50 m telérszakasz réseiből
11. Mátraszentimre bal csapásvágat 60 m telér bal szegélye
12. Recsk, VI. sz. fúrás, 514,20 m
13. Recsk, VI. sz. fúrás, 525,00 m

Elemző: TOLNAY V.

4. *Recsk*. Az ércelőfordulás harmadik típusát képviseli. Mint ismeretes, az előzőektől eltérően a recski terület jellemző érce nem telérekben, hanem tömzsökben fordul elő. A Lahócahegyen keresztül ÉNy – DK-i irányban húzódó, ércesedett morzsolt öv kialakulása feltételezhető. A mellékkőzet elváltozott andezitbreccsa és -tufa (VIDACS A.). Az érces tömzsök ebben az ÉNy – DK-i irányú tektonikus övben helyezkednek el, a tömzsök alakja szabálytalan. Irodalmi adatok szerint a hegy fellazult kőzeteit két ízben járták át az érchozó oldatok (ROZLOZSNIK 1953, SZTRÓKAY 1940). Az első fázisban Pb – Zn – Fe ércek váltak ki. A lahócai érces övet ma mélyfúrások segítségével mélyebb szintekben is kutatják. Ebből a célból mélyítették a bányaterület D-i előterében a Recsk V. és VI. sz. fúrást. Az általunk vizsgált minták a Recsk VI. sz. fúrás 514,20 és 525,0 m mélységéből származnak. A minták jellege más, mint az előzőké (4. ábra). Sok illitet (hidromuszkovit), kevés kalcitot, dolomitot és a kémiai elemzés adatai szerint 7,8% piritet tartalmaznak a kvarcon kívül (1. táblázat). A diffraktométer kevés plagioklászt és kloritot is kimutatott. Az eredményekből arra következtethetünk, hogy ezek a minták ásványos összetétel szempontjából közelebb állnak a parádsasvári, mint a mátraszentimrei előforduláshoz.



4. ábra. DTA görbék; Recsk VI. fúrás
12. 514,20 m-ből
13. 525,00 m-ből

Fig. 4. DTA curves; bore-hole Recsk N° VI.

A vizsgálati eredmények értékelése

Fenti vizsgálati eredmények szerint az ércesedés különböző típusai az agyagásványtársulás alapján jellemezhetőnek látszanak. A parádsasvári karbonátos telér és telérszegély agyagásványtársulása hasonló a nagylápafőiéhez, mindkettő montmorillonitot és illitet (hidromuszkovit) tartalmaz. Meg kell említenünk a parádsasvári irányvágatból származó mintákat, melyek a vulkáni eredetű, iszapos meddő anyaggal kitöltött hasadékból valók, s kevéssé bontottak, nem agyagosodtak. A mátraszentimrei kvarcos telérből való minták élesen különböznek a közép-mátrai karbonátos telérek mintáitól. Ezek földpáttartalmúak, kevéssé agyagosodottak, montmorillonitot vagy illitet nem tartalmaznak. A recski minták az ércesedés harmadik típusát jellemzik és eltérnek a már említettektől. Főleg illitet tartalmaznak, pirit, kalcit, kevés dolomit és kvarc mellett.

IRODALOM

MÁRTON GY. 1954: Jelentés Gyöngyösoroszi – Mátraszentimre – Fallóskút környékén végzett tűzálló kvarcit kutatásáról. – M. Áll. Földt. Int. Adattár. Kézirat.

MÁRTON GY. 1956: Mátrai felkutatott és feltárt kvarcit és kaolin előfordulások földtani viszonyai. – MÁFI Adattár. Kézirat.

MEZŐSI J. 1950: Kékes és Galyatető környékén végzett geológiai felvételekről. – MÁFI Adattár. Kézirat.

PANTÓ G. 1952: A gyöngyösoroszi magmadifferenciáció és ércképződés. – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. **5.** pp. 129 – 135.

PANTÓ G. 1955: A Mátra érckincse. – Társ. és Term. tud. Ism. terj. Társ. előadói számára.

PAPP F. 1938: A Recsk környéki ércelőfordulásról. – Bány. és Koh. Lapok, **23.** pp. 373 – 377.

ROZLOZSNIK P. 1950: Mátrabánya ércelőfordulása. – Földt. Int. Évi Jel. 1939 – 40-ről. III. r. pp. 111 – 133.

ROZLOZSNIK P. 1953: Adatok a Gyöngyösoroszi környéki érctelérek ismeretéhez. – Földt. Int. Évi Jel. 1942-ről II. pp. 731 – 772.

SOVERI, U. 1950: Differential thermal analysis of some quaternary clays of Fennoscandia. – Ann. Acad. Sci. Fennicae. A. III. No. 23.

SZTRÓKAY K. 1940: A recski ércek ásványos összetétele és genetikai vizsgálata. – Math. és Term. tud. Ért. pp. 722 – 746.

SZUROVY G. 1940: Ásvány-kőzettani megfigyelések a Mátra hegység déli részéből. – Math. és Term. tud. Ért. pp. 701 – 720.

SZUROVY G. 1940: Gyöngyössolymos kőtáróban végzett bányageológiai felvételekről. – MÁFI Adattár. Kézirat.

VIDACS A. 1956: Javaslat a Gyöngyösoroszi ércbányászat kutatási tervéhez. – MÁFI Adattár. Kézirat.

VIDACS A. 1959: Nagylipót-hegy és Nyírjesbérc környékén 1959-ben végzett érctöldtani kutatások. – MÁFI Adattár. Kézirat.

VITÁLIS S. 1927: Mátrabánya arany-, ezüst- és rézércbányászata. – Földt. Közl. **56.**

VITÁLIS I. 1933: A recski arany-, ezüst- és rézércbányászat. – Bány. Koh. Lapok. **66.** pp. 145 – 155.

ZSIVNY V. 1925: A recski Lahóca-hegy néhány ásványáról. – Math. Term. tud. Ért. pp. 128 – 148.

ON CLAY MINERALS ACCOMPANYING ORE MINERALIZATIONS OF THE MÁTRA MOUNTAINS

by

Á. SZÉKELY

The clay minerals associated with ore mineralization in the Mátra Mts have been subjected to differential thermic analysis. The first group of the samples derive from calcitic lodes or lode rims, the second group from quartzous ones, the third group from the contact zone of ore stockworks. The differential thermal analyses, the X-ray diffraction patterns and the chemical analyses indicate that the different types of ore mineralization can well be characterized on the basis of the clay mineral paragenesis.

О ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛАХ, СОПРОВОЖДАЮЩИХ ОРУДЕНЕНИЕ В ГОРАХ МАТРА

А. СЕКЕЛЬ

Изучены были путем дифференциально-термического анализа глинистые минералы, сопровождающие оруденение в горах Матра. Часть образцов происходит из кальцитовых жил и их зальбандов, другая часть — из кварцевых жил и их каемок, третья часть — из приконтактовой зоны рудных штоков. Данные дифференциально-термических, диффрактометрических и химических анализов показывают, что разные типы орудедения могут быть хорошо охарактеризованы на основании парагенеза глинистых минералов.

GEOKÉMIAI MÉRÉSEK A MÁTRAHEGYSÉGBEN, 1962

(I., II., III. sz. melléklettel)

Írta: GEDEON ARZÉN

A geokémia törvényein alapuló kutató eljárásokat 1955 óta alkalmazzuk a Mátrahegységben érckutatási céllal. E közleményben a hidrogeokémiai és a talajgeokémiai kutató módszerrel szerzett újabb tapasztalatainkat ismertetem.

Hidrogeokémiai mérések

I/ 1955–1958 években *hidrogeokémiai felvételező munkát* végeztünk a Mátrahegységben. E vizsgálatok tudományos és gyakorlati eredményekkel jártak (GEDEON 1957). Megállapítottuk, hogy a patakvíz fémion tartalmát viszonylag rövid távolságon elveszti. Kialakítottuk a hidrogeokémiai felvételezés módszerét, mely a hazai viszonyoknak megfelel. A kialakított kutató módszerrel végzett felvételezéssel 12 anomáliaterületet mutattunk ki (GEDEON és tsai 1959).

II/ 1962 évben *ellenőrző és kiegészítő felvételezést* végeztem. A felvétel céljai a következők voltak:

az 1955–1958. évi felvétel anomáliaterületeinek ellenőrzése;
az 1955–1958. évi felvételező munka alatt megismert, de ellenőrzésre nem került (és éppen ezért még nem közölt) anomáliák megvizsgálása;
az előző felvételezés alatt száraznak talált patakok mérése.

A felvételi munkát 1962-ben, téli időszakban végeztem. A munka eredményeképpen a felvételi térképen 15 anomáliaterületet jelölhettünk ki.

Az 1962. évi felvételi térképet (I. sz. melléklet) a korábbival összehasonlítva a következőket állapíthatjuk meg:

a) Négy anomáliaterület (az 5., 9., 14. és a 15.) kiterjedése nem változott.

b) Kiterjedésében csökkent két anomália (a 4. és a 6.) területe. A 4. területen a Nyikom patak esetében a korábbi anomáliát felszíni nyom sem támasztja alá. A 6. területen a Hullavölgyi patakban, mely most szintén negatívnak bizonyult, gyakran kvarcgörgetegek is láthatók. Ez utóbbi esetben a víz és a fémionforrás közti kapcsolat arányának változása okozhatja az eltérést.

c) Területileg növekedett 5 anomáliaterület (a 12., 13., 11., 7. és a 8. terület). Az egyes helyekhez a következő megfigyelések tartoznak: a 12. területen

a Jegykő patak a gyöngyösoroszi bányaterület déli reménybeli területén folyik. A patak alsó szakaszán található a vereskői telérrendszer, mely korábban külszínközeli földtani kutatás tárgyát képezte és ez a telérrendszer érctartalmát nem találta műrevalónak. Ennek eredményével egybehangzóan a hidrogeokémiai felvételezésnél sem kaptunk anomáliát ezen a szakaszon. *A patak kezdőágaiban mutatkozó anomália így külön figyelmet érdemel*, mert újabb hasznos ércelőfordulás feltárásának lehet kiinduló pontja.

A Komlós patakon (13. anomália) a korábbi felvételezés három rövid anomáliaszakaszt adott. A kedvező viszonyok között végrehajtott 1962. évi felvételezésnél *az anomália okozóját sikerült jobban behatárolni, a patak eredeténél.* E szakasztól kezdve a patak mentén végig találhatók telértörmelék-darabok, így a korábbi három anomália a hordalék hatásának tulajdonítható. A Komlós patak eredete táján található anomália feltételezhetően a Mátraszentimrétől Asztagkőig terjedő érces övezet egyik középső indikációja. Az övezet északi részén a mátraszentimrei előfordulást már feltárták; a déli részen – az asztagkői bánya mélyebb szintjein – egyelőre gyengébb érces nyomok adódtak. Így a *közti terület behatóbb vizsgálata indokolt.*

A 11. anomáliaterület új része a kedvezőtlen körülmények anomáliaeltüntető hatásának szemléltetésére alkalmas. E területen az előző felvételezést 1958 június havában végeztük, igen csapadékos, vízbő időszakban. A Nyírjes- és Névtelen-folyáson akkor nem jelentkezett az anomália. Később a Nyírjesbércen, majd a Névtelenbércen is a földtani felvételezés jelentős ércesedést tárt fel. Az ércesedést a nyírjesbérci talajgeokémiai felvételezés is kimutatta. Ezen ismeretek birtokában 1960 őszén, hosszabb száraz időszak végén, módszertani célból ismét megvizsgálva a patakok eredetét, a bányavíztől nem szennyezett szakaszon sikerült kimutatni az anomália jelenlétét. Hasonlóképpen fémtartalmúnak bizonyult a nyírjesi 1. sz. táró mellett fakadó forrás vize is. Az anomália eltűnését az itt jól záró talajréteg miatti lassú oldódás, másrészt a sok csapadék miatti hígulás okozza. 1962 év nyarán a talajgeokémiai mérések kiterjesztése kapcsán az Aranybánya-folyás mentén megvizsgált két forrás vize is nehézfémtartalmúnak bizonyult (ez az adat a folyamatban levő talajgeokémiai felvételezés számára is igen fontos, mert az elfedett ércesedés első igazolása). Általánosságban e területrészen szerzett tapasztalataink azt mutatják, hogy a források vizének vizsgálatát is célszerű elvégezni (ezt korábban eszköz hiánya miatt nem tettük), mert vannak esetek, amikor egyedül ezek szállítják felszínre az oldott nehézfémionokat.

A 7. területen, a Sárkánygödri patak környékén, újabb nehézfémtartalmú patakszakaszok váltak ismertté. A Tilonka patak (8. terület) mellett mind Ny-ra, mind K-re sikerült újabb anomáliákat kimutatni. Ezek az újonnan megismert ágak a korábbi felvételezésnél szárazak voltak.

d) A felvételezés során négy új anomáliaterületet jelöltünk ki (1., 2., 3. és a 10. terület). Az egyes anomáliaterületekhez a következő megjegyzések fűzhetők: a Fenyves patak (1. terület) 100 méter hosszúságon át növekvő fémtartalmat mutatott, a patak medrében opálanyagú hordalékot találtunk; a 2. és 3. területen, a Csertő és a Madarász patakon a korábbi, kérdésesnek tekintett anomáliát az új felvételezés igazolta; a 10. területen a Csukás patak oldalágai a mátraszentimrei telérrendszer Komlós patak felé eső folytatását jelzik.

e) A korábbi anomáliák közül nem igazolódott a Tekeres pataki (16. terület). E helyen gyenge oldódási viszonyok jellemezhetik a körülményeket, mert az 1960-ban végrehajtott ioncserés vizsgálat során a gyanta színképelemzésénél ezüst- és ólom-nyomot sikerült kimutatni (GEDEON 1961b). Így a szokványos felvételezési eljárás negatív eredménye ellenére is indokolt e terület fokozottabb megfigyelése.

A hidrogeokémiai felvételezés alapján a módszerre és a területre nézve a következő *általános megfigyelések* adódtak:

1. A patakvíz nehézfémion-tartalmát rövid távolságon elveszti.

2. A felvételi munkára műszaki szempontból a legmegfelelőbb a téli évszak. A hóval borított térszín a föld belső melegének hatására aránylag kevés vizet szolgáltat a patakokba, de minden patakmederben található víz. A lassú olvadás kedvező a kioldás szempontjából is, mert a víz jobban beszivárog a talajba, mint pl. zápor esetén. A munkakörülmények természetesen sokkal nehezebbek, ezért a felvételi munka teljesítménye csökken.

3. Fontos a források és vízszivárgók vizsgálata, mert sokszor csak ezek indikálják az elfedett ércesedést.

4. Az anomális jellegüket elvesztett patakok (4., 6. és 16. terület) mentén is javasolható a behatóbb földtani vizsgálat, mert feltételezhető, hogy a víz és a fémionforrás érintkezése igen rossz. Ilyen esetre példaként szolgálhat Mátraszentimre, ahol csak egy ponton kaptunk igen gyenge anomáliát, mégis igen dús telért rejtett a föld mélye. Természetesen itt a feltárás alapját képező felszíni indikációk igen figyelemre méltók voltak.

5. Az észak-mátrai anomáliák — a *2., a 3. és az 5. terület* — véleményem szerint *komoly figyelmet érdemelnek*. Mint a földtani felvételezésből ismeretes, a Mátrahegység általános dőlése D-i irányú és ezért az ércet hordozó idősebb andezit az északi törések mentén a felszínhez közelebb kerül. Ezek az anomáliák így rejtett ércesedéseket indikálhatnak. A 7. és 8. területen mutatkozó anomália üledékes feküképződményeket is ért hidrotermális folyamatokra, vagy agyagásványok ionadszorbeáló tulajdonságára utalhat.

III/ Az 1955 évben végzett hidrogeokémiai felvételezés során a természetes eredetű fémtartalmat szállító patakok közül elsőnek a Nagylápafolyást ismertük meg. Mivel a fémtartalom változása a patak egy szakaszán a mesterséges szennyezési kísérlethez hasonlóan alakult (GEDEON 1957), továbbá a patak egy szakaszán a fémtartalom növekedett (ami hosszabb szakaszon történő anyaghozzáadásra utal), a Nagylápafolyás alkalmasnak mutatkozott a vízben szállított fémtartalom és az időjárás közötti összefüggés tanulmányozására. A mérés elvégzéséhez a patak mentén mintavételi állomásokat jelöltünk ki, hogy a méréssorozat folyamán az adatok egyöntetű eredete biztosítva legyen. A méréseket a következő időpontokban végeztük:

1. 1955. IX. 1.
2. 1955. IX. 19.
3. 1955. X. 25.
4. 1955. XI. 29.
5. 1955. XII. 13.
6. 1955. XII. 27.
7. 1956. I. 10.
8. 1956. I. 23.
9. 1956. II. 8.
10. 1956. III. 2.
11. 1956. III. 19.
12. 1956. IX. 12.
13. 1957. VII. 10.
14. 1960. X. 19.

A II. sz. mellékleten a távolság függvényében ábrázoltam az egyes mérési pontokban meghatározott összes nehézfémtartalmat gamma/liter egységben. A meghatározást difeniltiokarbazon (ditizon) széntetrakloridos oldatával végeztem, és az együtt mért cink-, réz- és ólomtartalmat cinktartalomként adom meg. A II. sz. mellékleten ábrázolt diagramokon a kijelölt vizsgálati pont számát csak akkor tüntettem fel, ha a mérést az adott napon az illető helyen végeztem. A XXIII. mérési pontban a mért nehézfémtartalmat számértékkel akkor közlöm, ha az a kimutatási határnál – 0,3 gamma/liter – nagyobb volt. A diagramon ezenkívül feltüntettem a mérést megelőző időszak csapadékadatait. Az adatok a parádsasvári csapadékmérő állomásról származnak és mm csapadékegységben ábrázolják a lehullott esőt. A patak VI. pontjánál mértem a patak vízhozamát is.

A mérésekből a következő következtetéseket lehet levonni:

A patak vízbőségének változása az észlelt legkisebb és legnagyobb vízbősége között tizenegyszeres, ugyanakkor a vízben oldott nehézfémionok – patak mentén mért – legnagyobb koncentrációjának változása háromszoros.

A fenti két megállapítás összevetéséből az következik, hogy *a vízbőség változása* az adott körülmények közt *az anomáliát döntően nem befolyásolja*. Ugyanakkor említést érdemel, hogy a patak által szállított fémmennyiség nagy vízbőségnél sokszorosa a kis vízbőségnél szállítottnak.

A mérést megelőző csapadékviszonyokat és az észlelt legnagyobb koncentrációt vizsgálva azt az általános megállapítást tehetjük, hogy csapadékszegény időszakban a koncentráció növekszik. Az esős időszak elején rögtön nem jelentkezik a koncentráció visszaesése. Ez feltehetően az ércelőfordulás környezetében kialakult telített oldat kiszorításával egyidejű hígulásával magyarázható. A csapadékosabb időszakot viszont késéssel követi egy fémszegényebb szakasz (pl. 1955. XII. 27. és 1956. III. 2.). Ekkor feltehetően az előbb említett kiszorítás és az erősebb vízáramlás miatt az egyensúlyi viszonyok még nem álltak teljesen helyre. A nagyobb vízbőség az anomália távolsági kiterjedése szempontjából előnyösebb, mert ilyenkor általában hosszabb patakszakaszon észlelhető a víz nehézfémtartalma. Ezt a jelenséget az adszorpciós felület és a vízmennyiség arányának változása okozza, mert a patakvíz fémionmentesítését a patakmeder ionadszorpciójának tulajdonítjuk.

Talajgeokémiai mérések

1958–1962 években talajgeokémiai felvételező munkát végeztünk a nagylipót–nagylápafői területen (GEDEON 1959, 1960, 1961a). A mintákat szelvények mentén egymástól 10 m-es ponttávolsággal gyűjtöttük, mintegy 20–40 cm mélységből.

A begyűjtött földmintákat megszárítottuk, majd vasmozsárban durván porítottuk, míg az maradék nélkül átment a 2 mm-es lyukbőségű selyemszitán. Ezután a minta egy részét porcelán mozsárban addig porítottuk, míg maradék nélkül áthullott a 0,2 mm-es lyukbőségű selyemszitán. Az így előkészített földmintákból egy meghatározáshoz 1 g-ot mértünk be, és 5 ml 1:7 hígítású salétromsavval félórán keresztül forrásban levő vízfürdőben főztük. A kilúgozott nehézfémtartalom a kémcsőbe helyezett szűrőcsőbe szívódik fel, lehűlés közben. A talajmintaoldathoz hígítás után tompító oldatot adagoltunk a savasság csökkentésére, majd a nehézfémtartalmat széntetrakloridban oldott ditizonnal meghatároztuk.

Az együttesen meghatározott Zn-, Pb- és Cu-tartalmat cinkben kifejezve adtuk meg. (A III. sz. mellékleten a mintavételi pontok egyúttal 0 – 100 g/t cinktartalmat is jeleznek. A szelvények mellé húzott minden újabb párhuzamos vonal további 100 – 100 g/t nehézfémtartalmat jelöl.)

A mintagyűjtést 1958 évben a KL, A, B, D, E szelvényeken (III. sz. melléklet) végeztük el. A Nagylipót oldalában kapott, igen nagy mérőszámú anomáliák eredetének és elterjedésének vizsgálatára az 1959. évben a J, H, F, C, Z, Y, X, U, T és S szelvényeket fektettük le. A feldolgozás során az X, U, T szelvényeken kapott anomáliák az e dolgozat elején részletesen ismertetett Nagylápafolyás szomszédságába estek. A kimutatott anomáliák összetartozásának továbbvizsgálatára 1960 évben a PA, PB, PC, PD, PE és PF szelvények mentén gyűjtöttünk mintákat. Az így kialakult anomáliakép tisztázására 1961-ben a fémtartalom függőleges irányú eloszlásának vizsgálatát tűztük ki célul. Ezért a hegyoldalban kézi erővel, a patak közelében gépkocsira szerelt berendezéssel fúrásokat mélyítettünk. A területen 1962-ben további fúrásokat készítettünk (14 – 27. sz. fúrás). Az 1. sz. fúrásban 4,65 m mélységből a fúró kalcitdarabokat hozott a felszínre. A kalcitban galenitkristály is látható volt. E közvetlen eredményt nyújtó fúrás után, tervünknek megfelelően, lemélyítettük a többi fúrást is, hogy a függőleges anomália és a telér közti összefüggésre tapasztalatokat szerezzünk.

A minták feldolgozását a fejezet elején ismertetetthez hasonlóan végeztük. Az őrlést 60 mikron szemcsenagyságig végeztük, tekintettel a színképelemzésnél szükséges nagyobb mértékű homogenizálásra. A minták színképelemzését Jobin et Yvon gyártmányú spektográffal végeztük. A gerjesztést szaggatott polarizált váltóáramú ívvel, ahol ívelés: szünet = 1:1, 10 amper rövidzárási áramerősséggel végeztük. Az ív gyújtása a feszültség-maximumban történt. A minta a + elektródban volt; mind a hordozó, mind az ellenelektród 99,99% tisztaságú alumínium. A felvételek Agfa UV lemezzel történtek. Az előhívó különleges összetételű fenidon hívó. Előhívási idő 3 perc, előhívási hőmérséklet 20 C°. Elemző vonalak Pb 2833 Å, Zn 3345 Å.

A cink- és az ólomtartalmat g/t-ban fejeztük ki. A fúrási mintáknál a több nagyságrendre terjedő értékváltozásra tekintettel, a mért értékeket logaritmikus léptékben ábrázoltuk a mélység függvényében.*

A jellemző megfigyeléseket az alábbiakban foglalom össze:

Az 1. sz. fúrás sikere után a Földtani Intézet Mátrahegységi Kutató Osztálya a fúróponton keresztül kimetszette a hegyoldalt és a metszet aljában feltárta a telért. Itt a telér mintegy 2 m vastag volt, 300° irányban haladt, és 85°-os dőléssel a Nagylápafő felé dőlt. A 2. sz. lápafői kutatótáró a telér csapásvonalát hosszabb szakaszon követte. A kis pillérmagasság és a kisfokú dőlés miatt a táró alaprajza gyakorlatilag megegyezik a felszínre vetített telérnyomvonallal. (A III. sz. melléklet a fúrásokon kívül ezt a nyomvonalat is feltünteti.) Az 1., 2., 3. és 5. sz. fúrások azzal jellemezhetők, hogy az ólom- és cinktartalom nagyjából párhuzamos lefutású. Az ólomtartalom 1000 g/t körül ingadozik, a cinktartalom általában valamivel nagyobb. (A 4. sz. fúrás a szálbanálló kőzet közelsége miatt kismélységű.) A 6. és 8. sz. fúrás már telértől távolinak mutatkozik, mindkét fémre nézve a koncentráció 100 g/t körül van. Hasonló a 9. sz. fúrás is, de ez csak 1,5 m-re mélyült a 4. sz. fúrásnál említett ok miatt.

* Az így kapott diagramokat nem közlöm, ezek az Országos Földtani Adattárban levő 1963. évi jelentésemben megtalálhatók.

Az anomália-udvar szemléltetésére a domborzat lefutását ábrázoló metszetben elhelyezett, függőleges menti nehézfémeloszlási görbéket mutatok be. Az 1. ábra a 6., 1., 7. sz. fúrásokon keresztül húzódó szelvényt ábrázolja. Mint már ismertettem, az 1. sz. fúrás „telibe találta" a telért. Összehasonlítva a cink- és az ólomtartalom görbéit, látható, hogy a telér feletti 4 m-es szakaszon és az attól távolabb, magasabb térszínen mélyített fúrásban nem különböznek lényegesen. Lejtőirányban (a telér alatt) viszont az ólomtartalom hamarosan visszaesik, míg a cinktartalom jelentős. E megfigyelésekkel összhangban szelvényirányban az f6 fúrás felett 26 m-re, a PE 22 pontban, felszínközeli mintában 100 g/t körüli ólom- és cinktartalmat találtunk, míg lejtőirányban az f7 fúrástól 24 m-re, a PD 23-as pontban, 100 g/t ólom- és többszáz g/t cinktartalmat észleltünk.

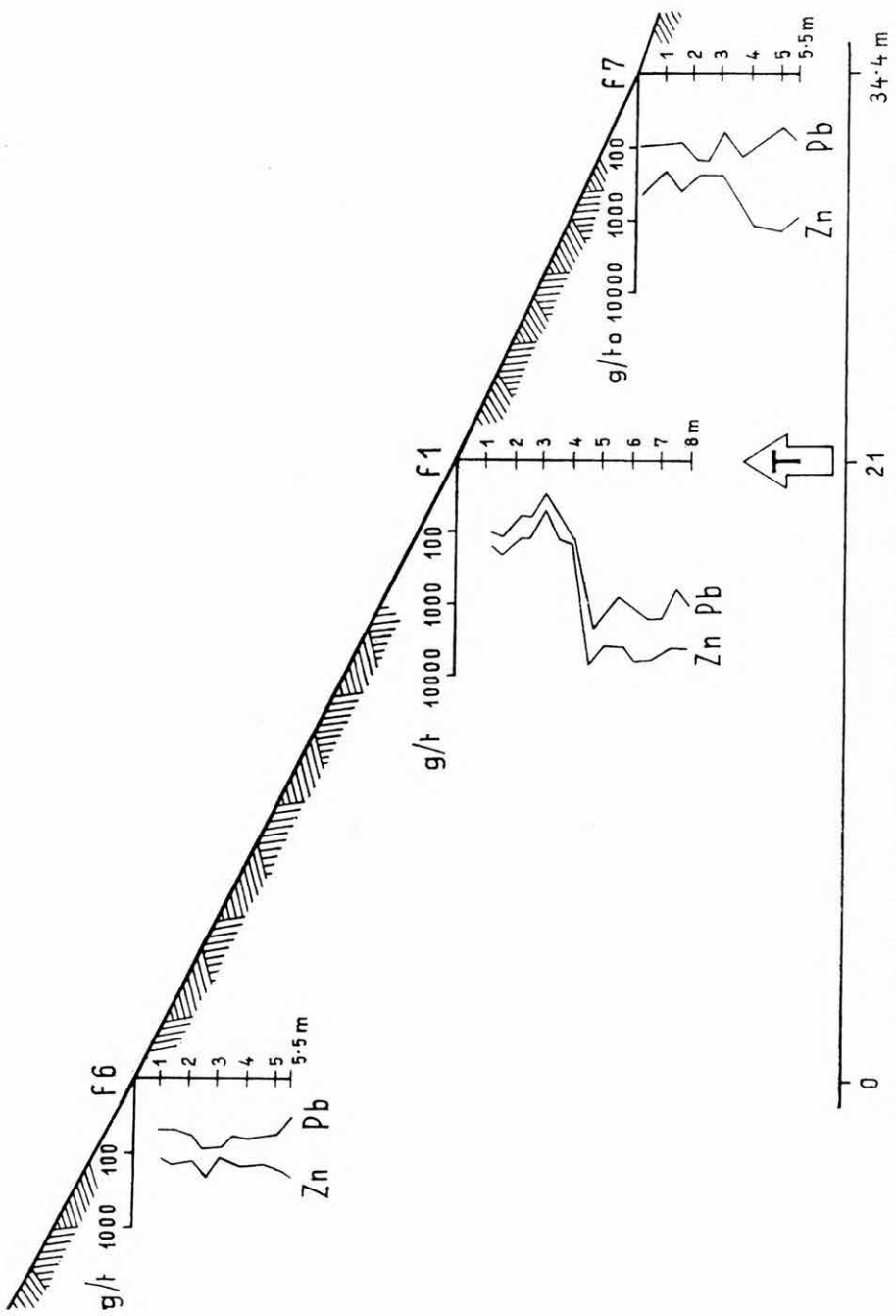
Hasonló ábrákat szerkesztettem a 12., 13. (2. ábra), 11. és 10. sz. fúrásokon keresztül (3. ábra). E patakmentén húzódó szelvény, melynek két végét ábrázolja a 2. és 3. ábra, *útmutatást ad a területen folyó további kutatásokhoz.*

A 2. sz. lápafői kutatótáró a kis pillérmagasság miatt a T és U vonal között a törmelékrétegbe jutott. A kutatótáró 4. sz. fúrásunk közelében haladó szakaszának extrapolálása alapján került kitűzésre a 3. sz. kutatótáró. E táró 47 m hosszúságban haladt előre és nem harántolta a telért. 12., 13. és 11. sz. fúrásaink a telértől távolabb vannak, a cinktartalom néhányszáz g/t, az ólomtartalom 100 g/t körül ingadozik. Ezekkel ellentétben a 10. sz. fúrásban szembetűnő, hogy az ólomtartalom az 1000 g/t-t is túllépi, míg a cinktartalom itt kisebb, néhányszáz g/t értékű. E fúrás tehát telérközelben halad. Az értékelést igazolja a 2. sz. kutatótáró utolsó szakaszának iránya is, mely a 10. sz. fúrás felé mutat.

Ezzel összhangban a Nagylápafolyáson régebben végzett ismételt mérések során azt tapasztaltuk, hogy a patak mentén kijelölt 5. és 6. hidrogeokémiai észlelő állomás közötti szakaszon a fémtartalom erősen növekszik. E szakaszon a patak fémtartalma többszöröse annak, mint amit pl. a nagylipóti kutatótárókban észleltünk. A 6. mérési pont melletti jobb szivárgóban található a maximális fémtartalom.

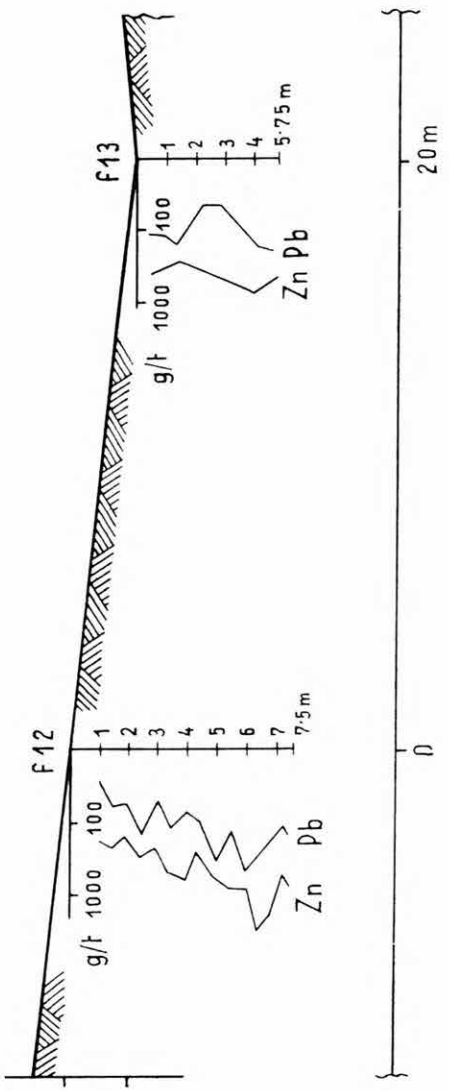
A PF szelvényen található, legmagasabban fekvő anomáliát is megvizsgáltuk. Az itt mélyített 26. sz. fúrásban lefelé csökkenő fémtartalmat kaptunk. Itt talajbeli helyi feldúsulás valószínű. A 27. sz. fúrást a Lápafolyás eredő szakaszának vizsgálatára telepítettük. Itt is lefelé csökkenő fémtartalmat tapasztaltunk.

Megkíséreltük a nehézfémek függőleges eloszlásának vizsgálatát az A és B szelvény műút felőli végénél. Az itteni anomáliák a fúrások készítésének idején igen reményteljesek voltak, mert a 2. sz. kutatótáró kezdő szakaszának iránya, az itteni pillérmagasságot figyelembe véve, a lápafői telér áthaladását valószínűsítette. A 14., 15., 16. sz. fúrások erősen elbontott kőzetbe mélyültek és csekély fémtartalmat mutattak. A 17., 18., 19., 20. sz. fúrásokban 10 g/t körüli ólomtartalmat találtunk. Viszont figyelmet érdemel, hogy a 19. és 20. sz. fúrás alsó szakaszán 1000 g/t cinktartalmat észleltünk, az egyébként 100 g/t cinktartalommal szemben. Az eddigi adatok az ok közelebbi becslésére még nem elegendők. A 21., 22., 23., 24., 25. sz. fúrásokkal az E szelvényen észlelt igen nagy mérőszámú anomáliát vizsgáltuk meg. A terület szomszédságában halad ugyan a parádsasvári altáró, de ebből szorosabb következtetést



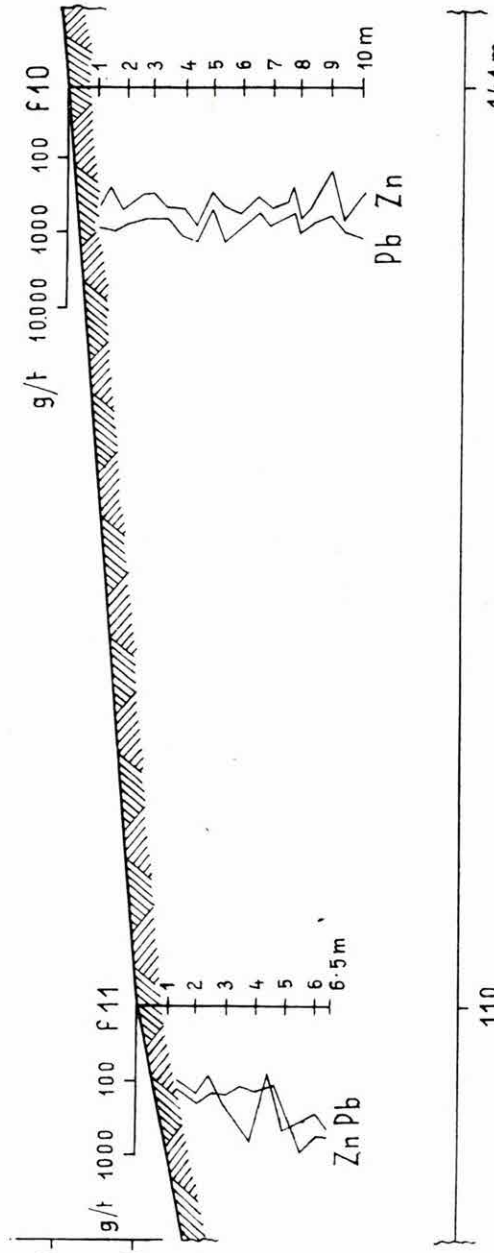
1. ábra. A nehézfémtartalom eloszlása az f6, f1 és f7 sz. fúrások szelvényében (T = telér helye)

Fig. 1. Heavy metal logging of bore-holes f6, f1 and f7 (T = location of the lode)



2. ábra. A nehézfémtartalom eloszlása az f12, f13. sz. fúrások szelvényében

Fig. 2. Heavy metal logging of bore-holes f12, f13



3. ábra. A nehézfémtartalom eloszlása az f10, f11. sz. fúrások szelvényében

Fig. 3. Heavy metal logging of bore-holes f10, f11

részben távoli elhelyezkedése, részben a legalsó fúrásnál is 110 m-rel mélyebben fekvő volta miatt levonni nem lehet. E fúrásokat a völgy felé haladva növekvő fémtartalom jellemzi. Az ólomtartalom 100 g/t körül ingadozik, a cinktartalom valamivel nagyobb. Érdekességként kell megemlíteni, hogy 2–2,5 m mélyen húzódik egy nagyobb fémtartalmú szint, alatta–felette kisebb értékeket találunk. Ha ezen a területrészen telérre gondolunk, úgy annak csapását valószínűleg az anomáliák legmagasabb térszíni megjelenése környékén kereshetjük. A másik lehetőség olyan érchintéses mező, amilyen pl. a Parádsasvári tároló „400-as" vágatának elején vált ismeretessé.

Talajgeokémiai kutatásaink eddigi tapasztalatai a következőket mutatják:

1. A felszínközeli felvételezést ...ínylag sűrű mintavételi közzel (10 m) kell végezni teléres előfordulás kutatasa esetén.

2. A talajgeokémiai felvételező munka második és szükséges lépése a függőleges fémeloszlás tanulmányozása.

3. A talajminták cinktartalma nagyobb területű anomáliaként jelentkezik, a cinkionok nagyobb migrációja miatt.

4. Az ólomtartalom megnövekedése a telér közvetlen környékén jelentkezik, az igen meredek térszín ellenére is.

5. Kutatási módszerünkkel több m vastagságú talajréteggel fedett, ipari jelentőségű kalcitos–szfalerites–galenites telért derítettünk fel.

A mátrahegységi geokémiai kutatások további feladatai a Földtani Intézet feladatainak megfelelnek. A hidrogeokémiai felvételezés során megismert különböző anomália területeken a talajgeokémiai felvételezéstől várhatunk kiegészítő adatokat. A vizsgálatok hosszú időt igényelnek és két fő célt segítenek majd elő. Egyrészt reményünk lehet ipari jelentőségű eredményekre, másrészt a mátrahegységi ércesedés genetikájához remélünk hasznos adatokat. Mindkét feladatot az Intézet Mátrahegységi Kutató Osztályával együttműködve kívánjuk megoldani.

IRODALOM

GEDEON A. 1957: Jelentés a Mátra hegységben 1955-ben végzett érckutató geokémiai kutatásról. – M. Áll. E. L. Geofizikai Int. jelentése.

GEDEON A. – KOVÁCS B. – VIDACS A.: 1959: Hidrokémiai és metallometriai felvételek a Mátrában. 1956–1958. – M. Áll. E. L. Geofizikai Int. jelentése.

GEDEON A. 1960: Jelentés a Mátra hegységben végzett érckutató geokémiai felvételekről. II. 1958–1960. – M. Áll. E. L. Geofizikai Int. jelentése.

GEDEON A. 1961a: Időszaki jelentés a Mátra hegységben végzett érckutató geokémiai felvételekről. 1960–1961. – M. Áll. E. L. Geofizikai Int. jelentése.

GEDEON A. 1961b: Jelentés a geokémiai kutató eljárások továbbfejlesztése témáról. (Ioncserélő gyanta felhasználása a geokémiai kutatásban.) – M. Áll. E. L. Geofizikai Int. jelentése.

GINZBURG, I. I. 1960: Principles of geochemical prospecting. – Pergamon press.

HUFF, L. C. 1948: A sensitive field test for heavy metals in water. – Econ. Geol. **43.**

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. – Budapest.

METALLOMETRIC SURVEY OF THE MÁTRA MTS, 1962

by

A. GEDEON

Metallometric survey has been carried out in the Mátra Mts.

The *hydrogeochemical survey* has led to the following scientific and practical results:

1. The brook water looses its ionic heavy metal content over a short distance.

2. The study of springs and seepages is of great importance.

3. The purpose of hydrogeochemical survey is detecting of anomalies and tracing of their contours.

4. The most favourable season for hydrogeochemical survey is the winter.

5. The anomalies in the Northern Mátra require a more detailed investigation.

6. Serial measurements carried out on a natural anomaly have shown that the concentrations of heavy metal ions are not considerably influenced either by atmospheric precipitations or by seasonal changes.

Results of *metallometric survey of soils:*

1. Soil geochemistry is a serviceable tool for detailed studies on the field of hydrogeochemical – or general geological – mapping.

2. The first step in the survey is the analysis of near-surface samples.

3. The second step is the analysis of the vertical distribution of heavy metal ions.

4. From changes in zinc and lead content, one can infer the proximity of the lode.

5. A calcitic – sphaleritic – galenitic lode of industrial value covered with several m thick soil has been detected by this method.

Inset plate I. Metallometric survey of the drainage system of the Mátra Mts. – Constructed by A. GEDEON, 1962.

Explanation: 1. stream with 0,3 γ/l > heavy metal content, *2.* stream with 0,3 γ/l < heavy metal content, *3.* brook with industrial impurities, *4.* area of anomaly detected in 1962, *5.* area of anomaly detected during 1955 – 58

Inset plate II. Relationship between the heavy metal content in the brook Nagylápafolyás and the meteorologic conditions. – Constructed by A. GEDEON, 1962.

Inset plate III. Layout of the prospects in the area of Nagylápafő. – Constructed by A. GEDEON, 1962.

Explanation: 1 – 6. heavy metal content of sampling points in g/t. – *a* = bore-hole, *b* = exposure, *c* = prospecting gallery

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ В ГОРАХ МАТРА В 1962 Г.

А. ГЕДЕОН

В горах Матра были проведены прикладно-геохимические съемки. Гидрогеохимические съемки привели к следующим научным и практическим результатам:

1. Вода ручья потеряет на коротком расстоянии содержимые в ней ионы тяжелых металлов.

2. Изучение источников и просачиваемых из почвы вод имеет важное значение.

3. Гидрогеохимическая съемка носит оконтуривающий и предупредительный характер.

4. Для гидрогеохимической съемки наиболее благоприятным временем года является зима.

5. Аномалии Северной Матры требуют более тщательного изучения.

6. Серийные измерения, произведенные на одной из естественных аномалий, показали, что на концентрации ионов тяжелых металлов не оказывают значительного влияния ни условия атмосферных осадков, ни сезонные изменения.

Итоги геохимической съемки почвы сводятся к нижеследующему:

1. В области гидрогеохимической — или обзорной геологической — съемки, геохимия почв может быть использована для детальных исследований.

2. Первым шагом поисковых работ является анализ приповерхностных проб.

3. Вторым необходимым шагом является изучение вертикального распределения тяжелых металлов.

4. Изменения в содержании цинка и свинца позволяет судить о близости жилы.

5. При помощи рассматриваемого метода автором была выявлено промышленная кальцито—сфалерито—галенитовая жила, перекрытая почвенным покровом мощностью нескольких метров.

A TOKAJI-HEGYSÉG FÖLDTANI VIZSGÁLATA, 1962

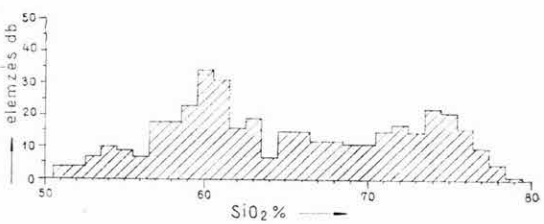
Írta: PANTÓ GÁBOR

1962-ben továbbfejlesztettük a Tokaji-hegység részletes térképezésén alapuló földtani ismeretszerzésünket. Az előző éveknél is nagyobb segítséget nyújtottak ehhez a földtani alap- és szerkezetkutató fúrások, melyek feldolgozását és kiértékelését igyekeztünk a korábbinál magasabb szintre emelni. Ez alkalommal újabb eredményeinkről nyújtok – a teljes földtani kép újrarajzolásának igénye nélkül – rövid beszámolót.

Magmagenetika

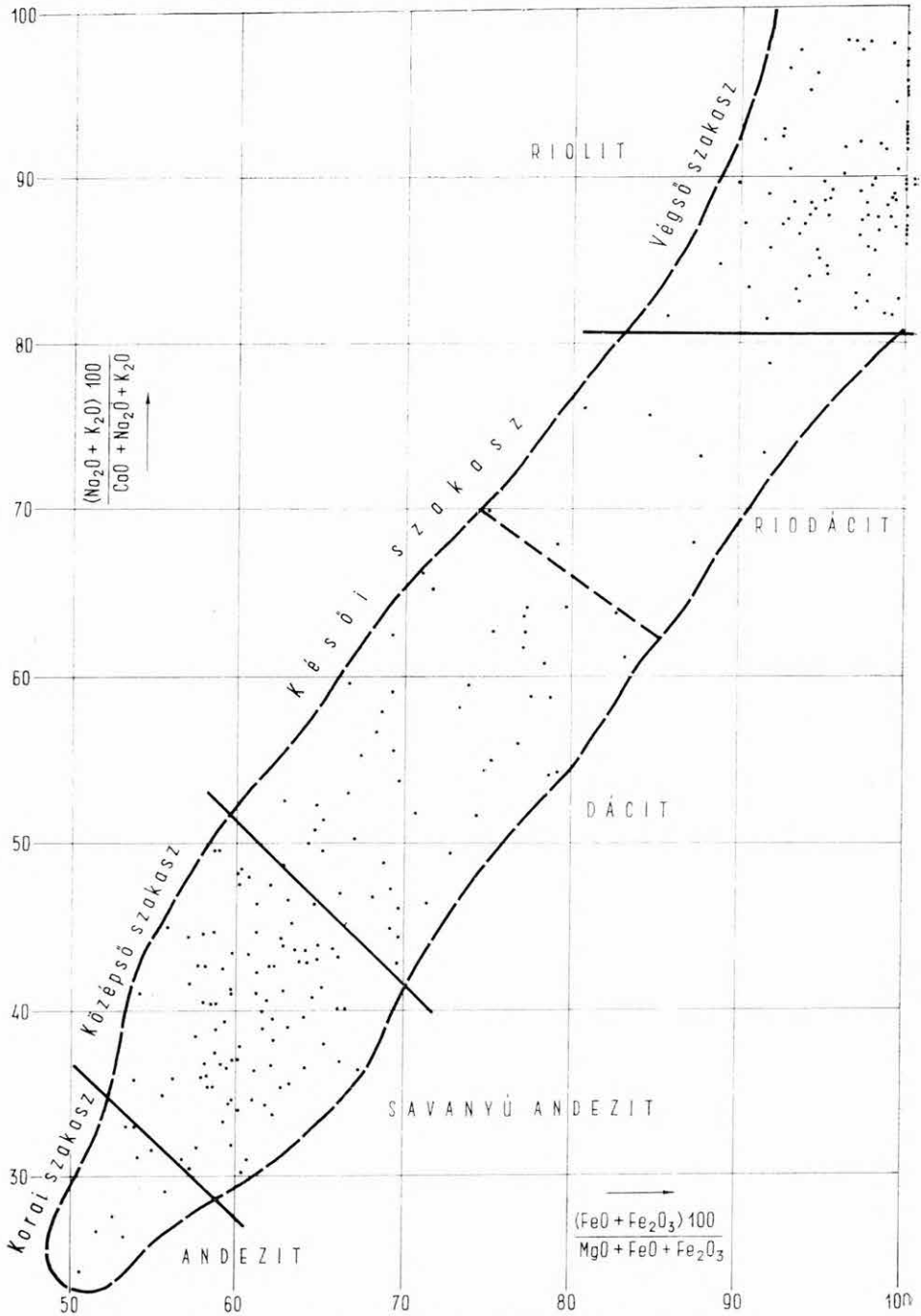
Az elmúlt évben (PANTÓ 1964) külön foglalkoztam az andezites és riolitos vulkánossággal, és termékeik, megnyilvánulásaik szembeállításával igyekeztem különállásukat szemléltetni. A különbségtétel célja metodika és célkitűzések specifikációja – lehatárolt jelenség- és képződménycsoportra „rászabása" – volt és nem kívánta kétségbe vonni a kétféle vulkánosság közös eredetét, „egy tőről fakadását". Vizsgáljuk meg most ezt a „közös tövet" közelebbről.

GYARMATI P. (1964) dolgozata jól rávilágít andezites–dácitos képződményeink gazdag árnyaltságára, fokozatos átmeneteire, szerves egybekapcsolódására – ami mind közös leszármazási folyamatra, az arányok lassú, egyirányú eltolódására utal. Az adatok amellett szólnak, hogy nincs olyan törés, megszakítás az andezites és riolitos csoport között, mint más – igaz, kevésbé részletesen tanulmányozott – provinciák esetében (Mariana szigetek, SCHMIDT 1957), ami a kétféle vulkánosság származtatását magmahasadás útján – átmenetek nélkül különvált részmagmákból – indokolná. Ha a hegység kőzetkémiailag értékelhető 400 elemzésének a SiO_2-tartalom függvényében szerkesztett gyakorisági diagramját vizsgáljuk, kiadódnak ugyan a többcsúcsú maximumok a fő kő-



1. ábra. A Tokaji-hegység kőzetkémiailag értékelhető vegyelemzéseinek gyakorisági diagramja

Fig. 1. Frequency distribution of acidity values among rock analyses of Tokaj Mts. (Vertical: number of analyses)



2. ábra. A Tokaji-hegység kőzeteinek F – M diagramja
Fig. 2. F – M diagram of the igneous rocks of Tokaj Mts.

zettípusok átlagértékeinél (andezit 57, 60, 63%; riolit 72, 74%), de közöttük (a dácitos–riodácitos tartományban) sem süllyed az egyenletes megoszlási hányad 12 alá (1. ábra). Téves volna azonban a kőzetek elterjedését az elemzések számával arányosnak vennünk. Éppen az átmeneti területre esnek azok a kőzettani „különlegességek", melyek csekély tömegük ellenére sok elemzést igényeltek, míg az uralkodó típusok kiegyenlített összetétele nagy területre vetíthető ki. Az egyes elemzések által képviselt kőzettömeg – a hegység területére számítva – 4–5 nagyságrenddel különbözik egymástól. Egy ilyen diagramban – melynek megszerkesztéséhez sajnos nincs elég megbízható adatunk – az átmeneti kőzetek elemzései az uralkodó típusokhoz viszonyítva 1/1000–1/10 000-ednyi tömeggel szerepelnének, tehát a dominancia élesen kiugrana.

Még a hegység felszínére – vagy az erózióbázis fölé emelkedő hegységrészre alkalmazott – tömegszámítás is megtévesztő, mivel 2/3-os andezittúlsúly adódik belőle. A –1000 m-es szintig becsülve viszont ez az arány – a riolittufát is beleszámítva – ellenkezőjére fordul, sőt a csatlakozó terület számbavételével az andezit részesedése 1/4 alá csökkenne. Ez a nagy riolittúlsúly a Tokaji-hegység legegyedibb vonása, amire a kárpáti övezet vulkáni hegységei között, sőt Európában sem találtunk példát, analógiáért Újzélandba vagy a Sziklás-hegységig kell mennünk. Ezzel együtt jár, hogy petrogenetikai gondjaink is – ezen területek kutatóival közösen – nagyok.

A természet konyhájában ugyanaz a vulkáni kőzet többféle recept szerint készül. Andezit és riolit minden kétséget kizáró módon képződhetik közvetlenül bazaltos magmából is. Ennek beszédes bizonyítéka pl. az 1947–1948-as Hekla-kitörés (THORARINSSON 1954), mely bevezetőül riolit-riodácit anyagot szolgáltatott – igaz, a kitörésből származó teljes kőzetanyag ezredrészével mérhető mennyiségben. A történelmi Hekla-kitörések elemzéséből THORARINSSON azt is levezette, hogy a kezdeti anyag savanyúsága a kitörést megelőző nyugalmi szakasz hosszával arányos: 30–50 éves „alvás" során csak andezit, 100 éven túl riolit képződik az uralkodó bazaltmagma felszínközelben megrekedt (kürtőbeli) részletéből, szakaszos kristályosodás és szelektív mobilizáció – esetleg transzvaporizáció útján. Lehet-e ezt a receptet a mi esetünkre – 10 000 km³-ekkel mérhető riolit és andezittömegekre – alkalmazni, egyidejű bazaltos képződmény teljes hiányában is?

WAGER (1956) Skaergaard-i vizsgálataira alapozott módszerrel ezt a kísérletet is elvégeztük. A magmakristályosodás időbeli lefolyását az albit-index: $\frac{Ab}{Ab+An}$ és vas-index: $\frac{Fe^{\cdots}+Fe^{\cdot\cdot}+Mn^{\cdot\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}+Fe^{\cdots}+Fe^{\cdot\cdot}+Mn}$ koordinátái között vizsgálva, a közismert vulkáni összleteket korai, középső, késői és végső szakaszra osztotta és differenciációjukat az idő (a magma megszilárdulásának előrehaladása) függvényében jellemezte.

Az elemzést (2. ábra) – célszerűségből – a WAGER indexével azonos értelmű, SIMPSON-féle (1954) felsic-index: $\frac{(Na_2O+K_2O)\cdot 100}{CaO+Na_2O+K_2O}$ és mafic index: $\frac{(FeO+Fe_2O_3)\cdot 100}{MgO+FeO+Fe_2O_3}$ szerint végeztük el. Kőzeteink tehát a frakcionált magmakristályosodás szakaszai szerint a következőképpen oszlanak meg:

Korai szakasz	andezit	8 elemzés
Középső szakasz	savanyú andezit	89 elemzés
Késői szakasz (α fázis)	dácit	52 elemzés
(β fázis)	riodácit	7 elemzés
Végső szakasz	riolit	109 elemzés

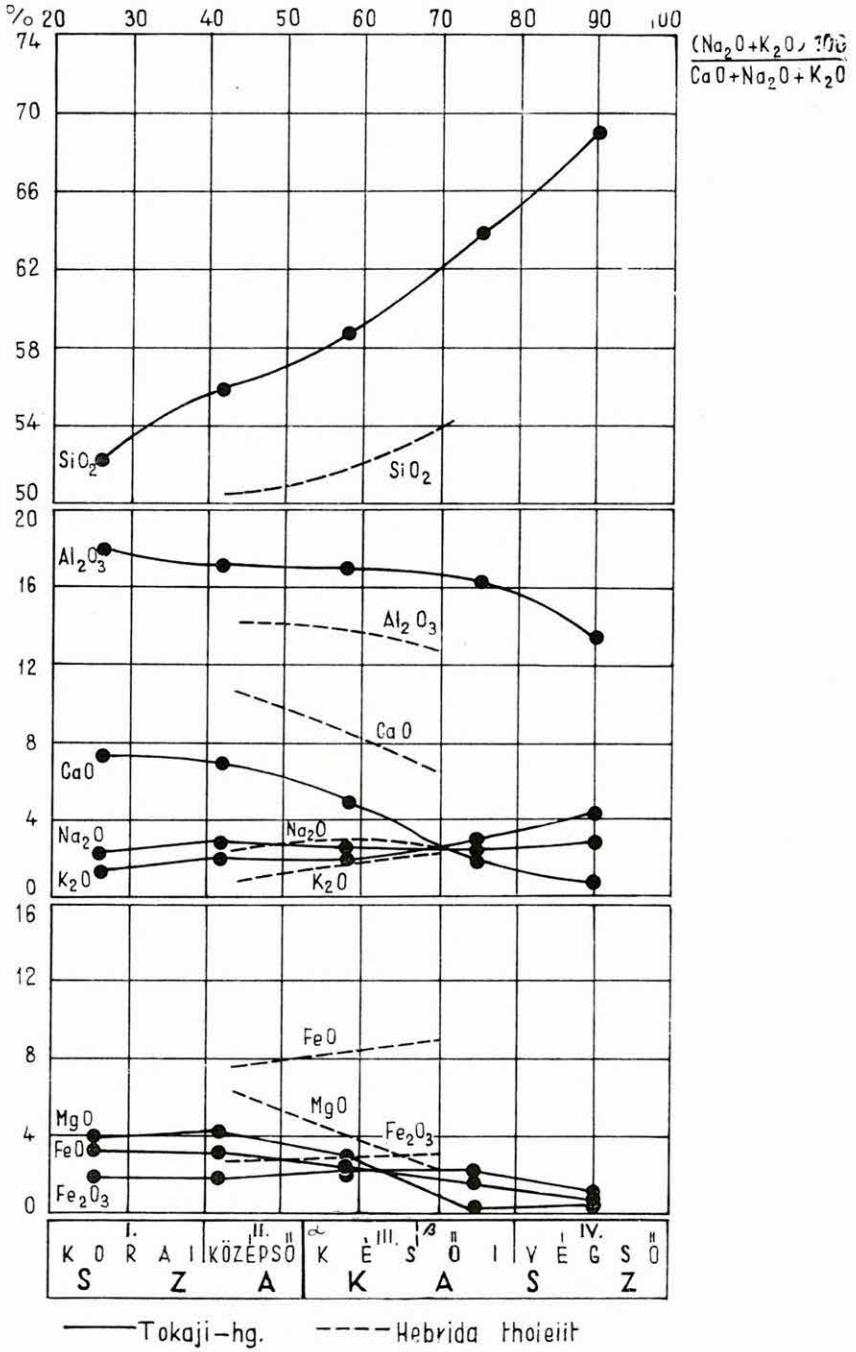
Az egyes szakaszoknak tulajdonított kőzettípusok átlagösszetétele alapján szerkesztett differenciáció-diagram (3. ábra) sokkal kiegyenlítettebb a Niggli-diagramoknál és tendenciái nagyjából egyeznek a WAGER (1956) bemutatta Hebrida-vulkánprovinciáéval.

A kép világos és tetszetős, mégsem teljesen meggyőző. Abból, hogy petrológiai-vulkanológiai alapon elkülönített kőzettípusaink ilyen ábrázolásban jól elhatárolódó szakaszokat látszanak kitölteni, nem következik, hogy valóban úgy és azok során képződtek. Hegységünk sajátságos kőzetarányait ez a bemutatás egyedül azzal indokolja, hogy a kőzetképződés itt a magmaszilárdulás menetében (minden egyes szakaszában) *későbbre tolódott*, a kezdeti szakaszok (nemcsak az elemzések számát, de az ezek által képviselt kőzettömeget tekintve is) elsorvadtak, a későiek és végsők pedig mind fajta, mind tömeg tekintetében igen benépesültek.

A magma illó alkotórészeinek szerepét WAGER – az ortodox kőzettani iskola alaptételeire építve – teljesen elhanyagolja. Illó alkatrészek felszaporodása pedig – attól függően, hogy a magmafejlődés melyik szakaszában jut (többnyire transzvaporizáció révén) érvényre – igen hathatósan befolyásolja a kőzetalakulás további menetét. SZÁDECZKY rendszerét (1960) területünkre és a diagramra alkalmazva azt mondhatjuk, hogy a „kristályosodási sor" tulajdonképpen a transzvaporizáció erősbödő fokozatainak sorrendje. Ortomagmatitokat csak a „korai" és a „középső" szakaszban találunk. A késői szakaszt hemiorto-magmatitok, a végső szakaszt hipomagmatitok jellemzik.

Lehet, éppúgy túlzásba esnénk, ha a magmamegszilárdulás elhúzódásáért és összetétel-eltolódásaiért egyedül a transzvaporizációt tennénk felelőssé, mintha a szakaszos kristályosodást emelnénk egyeduralomra. Tudjuk, hogy a magma kis kéregmélységben lejátszódó – igen jelentős – módosulásait magával hozott, belső tényezőknek a környezethatásokkal való bonyolult összefonódása váltja ki. További vizsgálataink során kőzettestenként, fáciesenként kívánjuk megkísérelni a mélységi és környezeti okok elhatárolását, arányaik megállapítását. Ma általános jellegként még csak annyit szögezhetünk le, hogy a magmafejlődés későbbi, differenciáltabb, kisebb hőmérsékleti tartományba átnyúló szakaszaiban fokozatosan csökken a belső tényezők meghatározó szerepe s előtérbe lépnek a külső behatások.

Elismerve és hangsúlyozva ezeknek a *módosulásoknak* igen nagy fontosságát, úgy érezzük, a tokaji-hegységi vulkáni folyamatsor kőzettermékeinek jellegzetes „elsavanyodását" – a képződmények hatalmas tömegét és egyenletes alkotását figyelembe véve – nem írhatjuk *egyedül* a kis (2–10 km-es) kéregmélységben lejátszódó differenciációs–kontaminációs folyamatok számlájára. Első fokon ezért a magmaszolgáltatás nagyobb kéregmélységben (20–50 km) meghatározott körülményei a felelősek. Ennek megfejtéséhez a piezo-petrokémia napjainkban bíztató és nagy fontosságú eredményeket szolgáltat. YODER–TILLEY (1962) nagynyomású (30 kilobár feletti) kísérleteiből a kőzetalkotó ásványok eddig ismeretlen egyensúlyai és stabilitási vi-



3. ábra. A Tokaji-hegység kőzettípusainak differenciációs diagramja (összehasonlítva a Hebrida-vulkánprovincia adataival)

Fig. 3. Differentiation diagram of the main rock-types of Tokaj Mts (compared with those of the Hebridean volcanic province). (I. = early, II. = middle, III. = late, IV. = final stage)

szonyai bontakoznak ki. Beigazolódik, hogy vulkánosságunk magmájának képződési mélységében a felszíni ásványtársulás tagjai (olivin, plagioklász) nem képződhetnek, a magmafejlődés kezdeti irányát tehát felszínen nem jelentkező ásványok (gránát, omfacit) egyensúlyviszonyai szabják meg. Ha a származás 10 km-es mélységkülönbsége az új állapot-diagramok szerint elegendő — a teljesen független eredetet hirdető „dualista" felfogással szemben — az alkálibazaltos és tholeites magma azonos összetételű kiindulási anyagból való levezetésére, akkor a magmaképződés mélyebb kéregrészekben megszabott feltételeinek hegységünk esetében is komoly jelentőséget kell tulajdonítanunk.

A tokaji andezites és riolitos vulkánosságot tápláló rokon-magmák fejlődésének szétágazását feltétlenül 10 km-nél nagyobb kéregmélységben kell keresnünk. Emellett szól a „piroxénes csomók" elterjedt jelenléte valamennyi andezit- és dácitfajtánkban — még a legsavanyúbbakban is — és teljes hiánya riodácitos—riolitos kőzeteinkben. A magmát szolgáltató kőzet, vagy korai kiválása reliktumaként értelmezett piroxéncsomók „kettős" származású bazaltterületen (pl.: Hawai) KUNO és munkatársai (1957) szerint a mélyebbről csapolódó „alkálibazaltos" sorozatra szorítkoznak. Anélkül, hogy közvetlen párhuzamot akarnánk vonni a pacifikus bazaltprovinciával, vizsgáljuk meg az eddig felsorakoztatott petrológiai tények szerkezeti—földtani mondanivalóját a Tokaji-hegységre vetítve.

Szerkezet

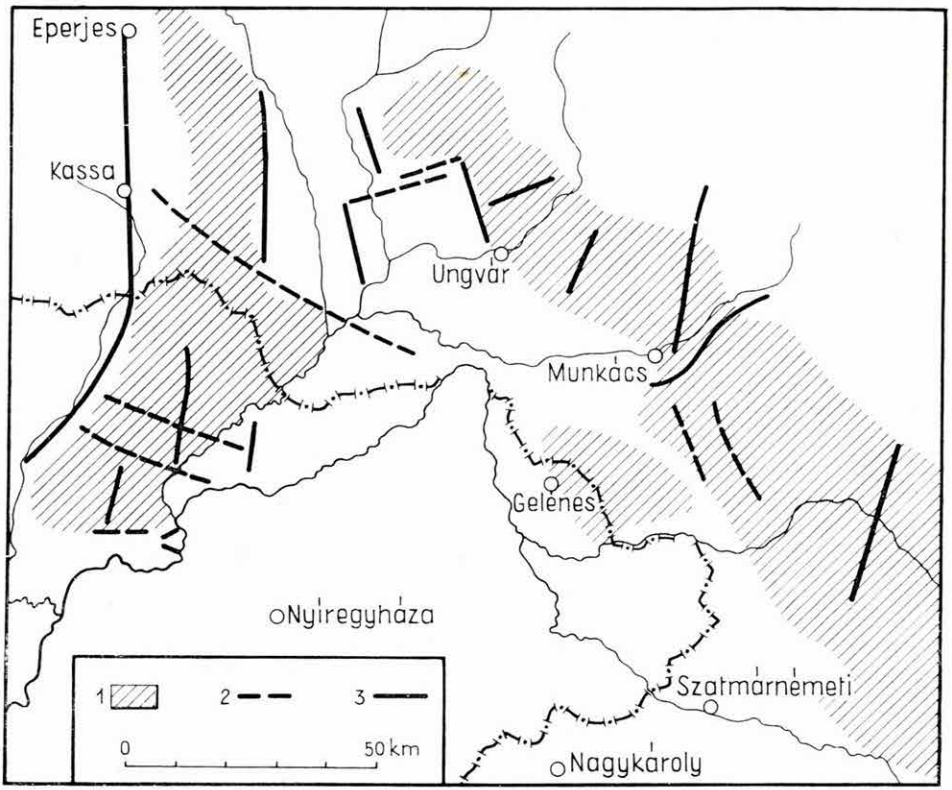
A hegységben kevés a felszínen megállapítható tektonikai elem. A hegység szerkezeti rekonstrukciójához a vulkáni képződményeken észlelhető mikro- és makrotektonikai adatok tömeges gyűjtésével és statisztikus kiértékelésével kezdtünk hozzá. A déli hegységfél szerkezeti vizsgálatáról MOLNÁR J. (1964) már beszámolt. Az északi területen ERHARDT GY. vezette tovább hasonló módszerrel a szerkezetelemzést.

Eredményeikből a vulkánosság előtti, ill. az azt meghatározó (vezető) szerkezeti elemek tekintetében általában a csatlakozó vulkáni területekhez — Szalánci- és Eperjesi-hegység, Ny-Vihorlát (SENEŠ 1957), Vihorlát-Gutin, Beregszászi dombvidék (MALEJEV 1958) — hasonló kép alakul ki. Leegyszerűsítve a kérdéscsoportot — SZÁDECZKY (1963) átfogó vulkanotektonikai és petrogenetikai szintézisével teljes összhangban — az adódik ki, hogy a harmadkori vulkánosság felszínre jutását az ÉK-i Kárpátok ívén belül meghatározó szerkezeti rendszer két fő iránya: *1.* a kárpáti orogén tengelyével párhuzamos *csapásirányú* törések, *2.* közel É—D irányú *haránttörések*.

A kettős törésrendszer többszörösen, váltakozva aktiválódott, a vulkánosság újabb és újabb periódusát váltva ki. Nem vállalkozhatunk most még arra, hogy ezeket az országonként lényegesen eltérő tartalmú rétegtani kategóriákból kihámozva, egybevágó időrendbe illesszük. MALEJEV Kárpátukrajnára vonatkozó megállapítását azonban, mely szerint a csapásirányú rendszer zömmel andezites, a haránttörések viszont riolitos termékeket szolgáltattak, mind a Tokaji-hegységre, mind a kelet-szlovákiai vulkáni területre az eddigi adatok birtokában érvényesnek tartjuk.

A kétféle vulkánosság különböző pályák menti feltörése jó összhangban van az andezites és riolitos képződmények elterjedésére, kapcsolataira vonatkozó megfigyelésekkel (4. ábra). Az andezit „kárpáti" irányait (NyÉNy–KDK) MOLNÁR szerkezetelemzése szerint (1964) a D-i hegységrészben fokozatosan K–Ny-i, majd DNy–ÉK-i irányok váltják fel, jelezvén a pannóniai masszívum peremi tömegelrendeződésének erősebb hatását. A hegység „sarkantyúja", a tokaji Kopasz, ezen irányok metszéspontjában emelkedik és kvarcos andezitje – kontaminált sága ellenére – a legnagyobb tömegben tartalmazza a mélységből származó piroxénes csomókat.

A riolit-irány legkifejezettebben a hegységet határoló Hernád- és Gálszécsi-törésekben jut kifejezésre, de a hegység belsejében is párhuzamos törésnyalábként jelentkezik. Nagyszerkezeti fontosságuk bizonyítéka átfutó jellegük (különösen a Hernád-törés esetében). A növekvő vastagságú riolitos összlet kapcsolatát D felé, a süllyedék pannon üledékkel takart árkos–kalde-



4. ábra. A kárpáti vulkáni vonulat ÉK-i részének szerkezete (MOLNÁR, MALEJEV, SENEŠ adatainak felhasználásával)

Jelmagyarázat: 1. vulkáni képződmények a felszínen, *2.* andezites feltörési irányok, *3.* riolitos feltörési irányok

Fig. 4. Structural scheme of the NE-part of the Carpathian volcanic range. (Compiled by data of MOLNÁR, MALEJEV, SENEŠ)

Explanation: 1. surface extension of volcanics, *2.* „andesitic" structural directions, *3.* „rhyolitic" structural directions

ra-beszakadásos vulkáni központja felé jelölik. Nem véletlen, hogy ez a meridián-irány a kárpáti vulkánosság legriolitosabb hegységében jelentkezik döntő túlsúllyal. Benne — a mélyebbről csapolódó, gyorsabb magmafelnyomulást biztosító orogén-irányú törésekkel szemben — a „közbenső tömeg" szerkezeti stílusa, ritmusa jut kifejezésre, lassúbb, menetközben erősen elváltozó, hipomagma-túlsúlyú anyagszállítással.

A riolitos képződmények É—D-i vonulatának az Alföld alá húzódása nemcsak a Közép-Tiszántúl irányában igazolódott a fúrások révén, de a Gelénes melletti alapfúrásban (608—2000 m-ig) közel 1400 m-es vastagságban harántolt szarmata riolit- és dácittufa- (főként ártufa)-összlet fontos összekötő láncszem a Beregszászi dombvidék felszíni és a Kelet-Tiszántúl nagy mélységben levő, azonos fáciesű riolitos—dácitos összletei között. Ennek a riolit-vonulatokat meghatározó É—D-i törésrendszernek a kristályospala-aljzat szerkezetében rejlő megszabottságát DANK (1963) meggyőző adatokkal mutatta ki. Nem látjuk azonban kellőképpen bizonyítottnak a DIMITRESCU (1961) által feltételezett közvetlen kapcsolatot a Tokaji-hegység és a Kodru, Drócsa vulkánossága között. Itt inkább a pannóniai masszívum sajátos szerkezetéhez idomult, kulisszaszerűen eltolódó vonulatokkal számolunk, mint az orogén „adventív" mellékhajtásaival.

Korkérdés

A tokaji-hegységi vulkánosság időhatárainak lemérésénél egyik igen fontos támpontunk az alaphegységet ért füzérkajatai alapfúrás (ERHARDT 1964). Tortonainál idősebb vulkánossággal a hegység legnagyobb részén nem számolunk, mivel itt a paleozóos képződményekre közvetlenül települő dácittufa - tufit felső-tortonai korát a vele keveredő—váltakozó üledékanyag mikrofaunája igazolta. A tortonbeli, zömében savanyú vulkáni működés erőssége viszonylag csekélynek látszik. A szarmata-eleji vulkáni tevékenység szakaszossága és andezitesből riolitosba átváltása a — középső szarmatáig folyamatosnak tekinthető — szelvény alapján bizonyított. A felső-szarmatában tájékozódásunk — összefüggő üledékgyűjtő medence hiánya és a terület nagy részének szárazulattá válása miatt — jóval bizonytalanabb. A szakaszosság, a riolit—andezit váltakozás itt is követhető, a kiterjedt erózió azonban megcsonkítja a szelvényeket, egy kitörés anyagának többszöri feldolgozásával elmossa a működési hullámok határát, s a szubvulkáni jelleg megállapítását a fedőréteg gyors eltávolításával is megnehezíti.

Abiogén alapokon nyugvó kronológia kialakítása érdekében továbbfolytattuk — egyelőre kísérleti fokon — paleomágneses méréseinket. Bár ez is csak viszonylagos kor-adatokat szolgáltat — azonos pólushelyzetű időszakok vulkáni termékeinek párhuzamosítását — mégis éppen ott nyújthat segítséget, ahol a biológiai kormeghatározás cserbenhagy. A módszer használhatóságát egyre terjedő alkalmazásában (POSZPELOVA 1962) is bizonyítva látjuk.

Méréseinknél annak érdekében, hogy a felszíni másodlagos (elektromos polarizáció, földi mágneses erőtér hatása) effektusok mértékét megállapítsuk, ROCHE (1959) módszerét követtük. A mintákat friss mesterséges feltárásokból gyűjtöttük, s az É-i irány és a vízszintes rávésése után az eredeti orientáció

visszaállítása érdekében gipszkockába ágyaztuk. Egy-egy feltárás különböző részeiből 5 – 5 mintát vettünk. Az első mérési sorozatot úgy végeztük el, hogy a minták egy hétig eredeti orientációjuknak megfelelően tárolva „beálltak" a földi mágneses térbe. A második mérési sorozatot egy hetes ellenkező orientációjú tárolás után hajtottuk végre. 11 feltárás mintáin végzett mérés alapján kettőnél (Sárospatak: Szt. Vincehegy és Erdőbénye: Mulatóhegy) bizonyult az indukált (termoremanens) mágnesezettség olyan fokúnak, hogy mérésünk kiértékelését meghiúsította. A többi 9 feltárás eredeti pólushelyzete a következőnek adódott:

normális	*fordított*
Tállya: Kopasz	Arka: Tóhegy
Pálháza: Rostálló	Nagybózsva: Senyővölgy
Sátoraljaújhely: Sátorhegy	Tokaj: Patkóbánya
Komlóska: Pusztavár	Füzér: Kövecses
Füzér: Pivotka	

A neogénre nézve még nem teljesen kiforrott „mágneses sztratigráfia" szerint (DEN BOER 1957) normális pólushelyzettel csak a tortonban és az alsópannonban számolhatunk, míg a szarmata idején fordított pólushelyzet az uralkodó. Normál-pólusú andezitelőfordulásaink többjének (Tállya, Komlóska, Füzér) tortonba sorolása ellen döntő földtani érvek szólnak. „Felső andezitünk" kiömlése ellenben, mely az alsó-szarmata képződmények erősen erodált felszínére települt (MOLNÁR 1964), szubvulkáni kíséretével együtt átléphette a nyugat-európai értelmezésű szarmata – pannon határt. Az eddig végzett vizsgálatokat módszerbeli hibák lehetősége miatt sem tartjuk elegendőnek a tokaji-hegységi vulkánosság felső időhatárának rögzítésére, de figyelemre és további vizsgálatra érdemesnek gondoljuk.

Kőzetkifejlődés

Mind a bázisosabb (andezites – dácitos), mind a savanyúbb (riolitos) vulkáni működéssel kapcsolatban egy-egy kőzetképződési jellegre, ill. folyamatra kívánok még kitérni, melyek jelentősége túlnő az ez évben vizsgált előfordulásokon.

A Füzérkajata 2. földtani alapfúrás vizsgálatánál nem kis gondot okozott a felszínig nem hatoló – a tengerfenék laza üledékeiben rekedt (szubmarin) vagy konszolidált üledékösszletek mélyebb szintjébe nyomult (szubvulkáni) – andezit- és dácittömegek szegélyén fellépő, elváltozott és keverékkőzetek képződésének értelmezése.

A „vakon" végződő vagy felszínig érő „kürtők" szerkezete, éppen a velük kapcsolatos ércesedés miatt, világszerte élénken foglalkoztatja a kutatókat. Az amerikai ércföldtanban, pongyola szóhasználattal breccsának neveznek olyan, soha nem repült és össze nem tört vulkáni – szubvulkáni kőzettömegeket, melyek kürtőnek nehezen minősíthető, nem is mindig hengeres (olykor tömzsnek, vagy hasadékkitöltésnek inkább beillő) testekben jelennek meg, nyugodtabb szerkezetű, egységesebb alkotású kőzettömegben (GATES 1959, PERRY 1935, VELASCO 1956).

MERLICS és munkatársai (1961) sok mesterséges feltárás alapján részletes vizsgálatokat végeztek Visk környéki „andezit-nekk"-eken. Értelmezésük

szerint felszínig ért, kúpot alakító csatornakitöltésekről van szó, melyek magja tömeges effuzív kőzet, szegélye piroklasztikumnak minősített breccsa. A kitöltés származtatására – kishőmérsékletű (<600 C°) képződésük elismerése mellett – szerzők szerint bonyolult mechanizmus szolgál, melynek során az exploziós breccsát a felnyomuló láva tolja fölfelé, ill. félre, vagy átitatja azt.

Úgy gondoljuk, közös képződésmód (hipolávaképződés) feltételezése általános és megnyugtató magyarázatul szolgál a Kárpátok ívén belül és azon kívül is igen elterjedt szegélyi „breccsás" álpiroklasztikumok – sőt az érintkezés övében keverékkőzetek – kialakulására (lefojtott, gázdús lávabenyomulásoknál). A füzérkajatai fúrás esetében részletesen megvizsgált (ERHARDT 1964) hipodácitbreccsa és pszeudotufa jól példázza az önmagát szétvető és összetapasztó hipoláva szerkezeti változékonyságát, mellékkőzetet elnyelő, átjáró mozgékonyságát. A részben vagy egészben „breccsásodott" szubvulkáni testek eredetének kinyomozását, különösen ércesedés esetében, megnehezíti az utólagos – *meta* – elváltozás, azonban az ál-breccsaszemek nem szabálytalan törmelékfelhalmozódásra utaló, hanem diffúzió-pályákkal tagolt, kiszorításos elhatárolódása itt is szembetűnő.

A másik kőzetképződési példa a riolit-törmelékárak vulkáni anyagszállítását és tufalepel-képzését kívánja megvilágítani. Az Abaújszántótól Ny-ra emelkedő ⌖159-es „Bánya"-domb vékonypados, cm-enként változó szemnagyságú, osztályozottságú, összesülésű és szilárdulású riolittufájának képződésmódja (mely különös, differenciált szerkezete ellenére is szövetében, jellegében ártufa) több éve előtérben álló kőzetgenetikai problémánk (I.–III. tábla).

10–20 cm vastag ártufa-lepleket – az általános felfogás szerint – nem lehet egyes „nuée ardente"-októl származtatni és ilyen csekély vastagság mellett a klasszikus „ash-flow" tufaleplek tanulmányozói (ROSS–SMITH 1961) szerint nem léphet fel különbség az összesülés fokában. TAZIEFF H. 1962. évi látogatását felhasználtam erre vonatkozó helyszíni véleménycserére. Sok ártufa-lepel ismeretében elfogadta eredeti – nuée-származtatásos – képződési magyarázatomat s részletesebb vizsgálat alapján a Tízezer Füst Völgye „sandflow"-jának újabb tanulmányozása keretében felhasználta azt az ártufa-képződés mechanizmusának új megvilágítására (BORDET–MARINELLI–MITTEMPERGHER–TAZIEFF 1963 p. 59).

Eszerint téves a 100–200 m vastag ártufa-leplek egyetlen nuée-ből való származtatására gondolni. A tufalepel rövid időközzel (órák–napok) érkező „felhők" ismételt „terítései"-ből épül fel, az egyes lerakódások általában egybeolvadnak, mert sem jelentősebb lehűlés, sem erózió nem áll időközben elő s a következő nuée is „légpárnán" hozza az újabb terítést, nem szánt bele a korábbiba. A tufafelhalmozódás elemei általában egybeolvadnak, a kőzetté válás egykori elhatárolódásuk utolsó nyomait is eltünteti. A „sandflow" esetében ezek – nehezen bár – de még megfigyelhetők voltak. Az abaújszántói előfordulás élesen szembeötlő tagolódása ennek a mechanizmusnak másutt ilyen jól nem tanulmányozható, érdekes bizonyítéka. Véleményünk szerint a részletenként történő felhalmozódással az ártufa-elmélet egy igen sebezhető pontja – az egyszeri, óriási mennyiségű anyagszállítás és lerakódás – iktatódik ki. A tokaji-hegységi ártufák a tagolódás élessége tekintetében igen különböző fokozatokat képviselnek s alaposabb tanulmányozásuk a tufakőzetek képződésmódjának közelebbi megismeréséhez fontos adatokat ígér.

IRODALOM

BOER, DEN J. C. 1957: Étude géologique et paléomagnetique des Montagnes du Coiron (Ardèche, France). – Geol. Ultraiect. 1. pp. 1 – 64.

BORDET, P. – MARINELLI, G. – MITTEMPERGHER, M. – TAZIEFF, H. 1963: Contribution à l'étude, volcanique du Katmai et de la Vallée des Dix Mille Fumées (Alaska). – Mem. Soc. Belge de Géol. Sér. in 8° No. 7. pp. 1 – 71.

DANK, V. 1963: Subsurface geology of the Southern Great Hungarian Plain as shown by oil drillings. – Acta Univ. **6.** pp. 15 – 45.

DIMITRESCU, R. 1961: Asupra poziţiei vulcanismului neogen din Munţii Apuseni in cadrul sistemului Carpatic. – Comunicările Acad. R. P. Rom. **11.** 12. pp. 1521 – 1523.

ERHARDT GY. 1964: A füzérkajatai alapfúrás földtani eredményei. – Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről. pp. 391 – 425.

GATES, O. 1959: Breccia pipes in the Shoshone Range, Nevada. – Econ. Geol. **54.** 5. pp. 790 – 815.

GYARMATI P. 1964: A Tokaji-hegység északi részének dácit- és andezitfajtái. – Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről. pp. 367 – 390.

KUNO, H. K. – YAMASAKI, K. – IIDA, CH. – NAGASHIMA, K. 1957: Differentiation of Hawaiian magmas. – Japan. Journ. Geol. Geogr. Trans. **28.** pp. 179 – 218.

MALEJEV, E. F. 1958: O novejsih tektonicseszkih dvizsenijah v Vügorlat-Gutinszkoj zone. – Geol. Szbornik L'vov. Geol. Obscs. 5 – 6 pp. 121 – 134.

MALEJEV, E. F. 1962: O zaviszimoszti szosztava vulkanicseszkih obrazovanij ot orientirovki razlomov v Szovetszkih Karpatah. – Voproszü Vulkanizma (A. N. SzSzSzR.). pp. 335 – 338.

MERLICS, B. V. – ZAJCEVA, V. N. – SZPITKOVSZKAJA, Sz. M. – SZASZIN, G. G. 1961: Neogenovüe vulkanicseszkie zserlovinü Zakarpat'ja. – Geol. Szbornik L'vov. Geol. Obscs. 7 – 8. pp. 107 – 128.

MOLNÁR J. 1964: A Tokaji-hegység D-i részének szerkezeti felépítése. – Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. I. pp. 493 – 503.

PANTÓ G. 1964: A Tokaji-hegység földtani vizsgálata, 1961. – Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. pp. 471 – 483.

PERRY, V. D. 1935: Copper deposits of the Cananea distr., Sonora Mexico. – Copper Resources of the World, 16th Int. Geol. Congr. Washington. I. pp. 413 – 418.

POSZPELOVA, G. A. 1962: Nekotorüe dannüe paleomagnitnüh iszszledovanij. – Voproszü Vulkanizma (A. N. SzSzSzR.) pp. 54 – 55.

ROCHE, A. 1959: Volcans et magnétisme en Basse-Auvergne. – Revue des Sciences Nat. d'Auvergne, Nouvelle Ser. **25.** 1 – 4. pp. 147 – 154.

ROSS, C. S. – SMITH, R. L. 1961: Ash-flow tuffs: their geologic relations and identification. – Geol. Survey Prof. Paper 366. pp. 1 – 77.

SCHMIDT, R. G. 1957: Petrology of the volcanic rocks in Geology of Saipan, Mariana Islands. – Geol. Surv. Prof. Paper 280 – B. pp. 127 – 174.

SENEŠ, J. 1957: Vzťahy neogénneho vulkanizmu ku geotektonickej stavbe vychoného Slovenske. – Geologicky Sbornik Slov. Akad. Věd. **8.** 1. pp. 109 – 115.

SIMPSON, E. S. W. 1954: On the graphical representation of differentiation trends in igneous rocks. – Geol. Mag. **91.** pp. 238 – 244.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1960: A genetical system of igneous rocks. – Congr. Geol. Internat. 21th Session. Report **13.** pp. 287 – 292.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1963: Zur Magmatektonik des innerkarpatischen tertiären Vulkanismus. – V. Kongr. Karpato-Balkanische Geol. Assoz. 1961. Bukarest.

THORARINSSON, S. 1954: The tephra-fall from Hekla on March 29th 1947. – Visindafelag Islendinga Series "The Eruption of Hekla 1947 – 48" **2.** 3.

VELASCO, J. R. 1956: Geologia del mineral de Cananea, Sonora, Mexico. – 20. Int. Geol. Congr. Excursion A1 – C4. pp. 43 – 51.

WAGER, L. R. 1956: A chemical definition of fractionation stages as a basis for comparison of Hawaiian, Hebridean, and other basic lavas. – Geochim. Cosmochim. Acta. **9.** 5 – 6. pp. 217 – 248.

YODER, H. S. JR. – TILLEY, C. E. 1962: Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. – Journ. of Petr. **3.** 3. pp. 342 – 532.

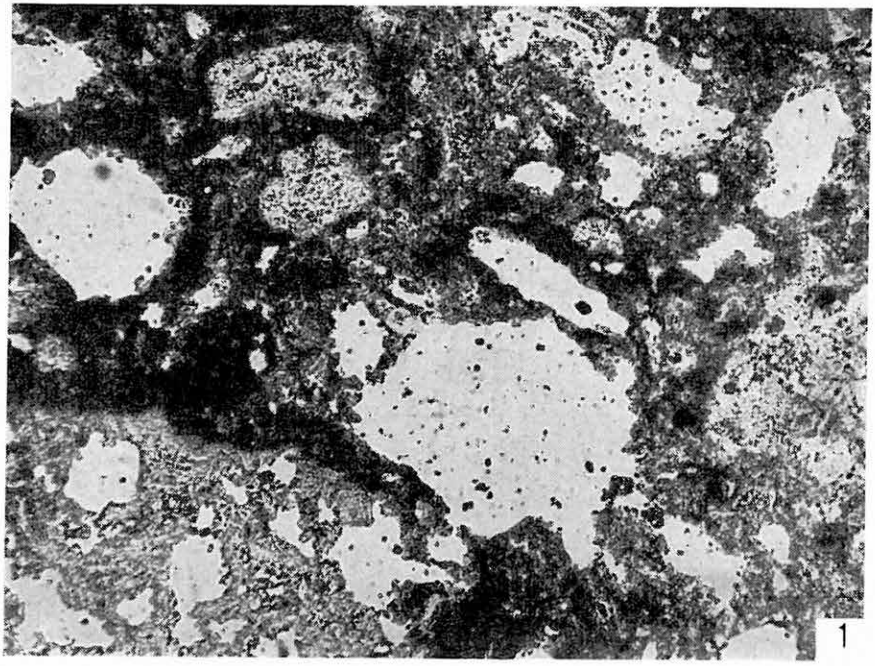


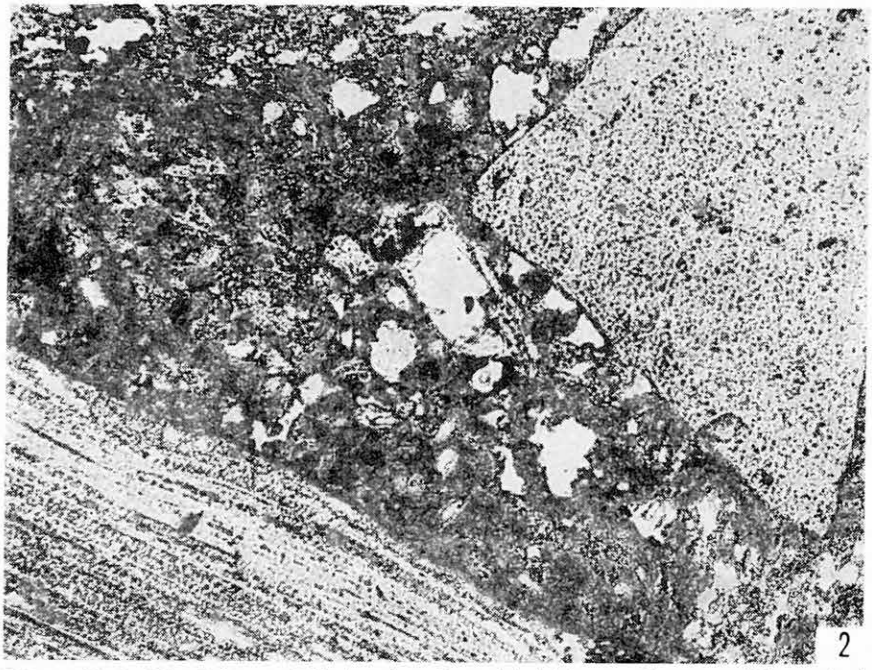
Tábla – Plate I.: Réteges riolit-ártufa. – Layered rhyolite flood-tuff. – Abaújszántó, Bányadomb.





II. Tábla – Plate II.: Réteges riolit-ártufa mikroszkópos képe. – Texture of layered rhyolitic flood-tuff in thin section. – Abaújszántó, Bányadomb. ||Nic. 36×





III. Tábla – Plate III.: Réteges riolit-ártufa mikroszkópi képe. – Texture of layered rhyolite flood-tuff in thin section. – Abaújszántó, Bányadomb. ||Nic. 36×

GEOLOGICAL INVESTIGATIONS IN THE TOKAJ MTS, 1962

by

G. PANTÓ

The progress in the geological knowledge of the Tokaj Mts is illustrated by some topics enlightened by last year's researches.

Igneous petrogenesis. In a previous report (PANTÓ 1964) products and phenomena of andesitic as well as rhyolitic volcanism have been contrasted in order to achieve a clearer delimitation between them. Their common origin has not been questioned, but concerning this "common root" some considerations are necessary.

It is characteristic of the Tokaj Mts that the "andesites" are rather latitic-dacitic, while the "rhyolites" quarzlatitic-rhyodacitic ones (GYARMATI 1964) and that the frequency-diagram of analyses (Fig. 1) (though not representing equal rock-masses) does not reveal any gap in the whole volcanic series. The volume of acid (rhyodacitic-rhyolitic) rock masses exceeds four times those of intermediary (dacitic) composition, so that they can hardly be deduced from a single differentiation series. By adopting WAGER's *albite index – iron index diagram* (1956) in order to separate the proceeding phases of magmatic evolution (Fig. 2), we can see that the petrogenesis of the Tokaj Mts has been shifted conspicuously towards the later phases. This means a volatile-enriched trend of magmatic evolution leading to the formation of hypomagma (SZÁDECZKY-KARDOSS 1960). The abundance of "pyroxene nodules" in the intermediary members and their total absence in the acid ones points to considerable depth-differences in the formation and evolution of both sequences.

Structure. Tectonic analysis of the Tokaj Mts revealed the importance of two structural directions in tapping Middle and Late Miocene lavas. Deep fractures parallel with the axis of the Carpathian Orogene generally supply – just as in Carpathian Ukraine (MALEJEV 1958) – "andesitic" lavas, while perpendicular ones chiefly rhyolitic pyroclastic flows and foam-lava.

Age relations. Palaeomagmatic measurement of 9 localities according the method of ROCHE (1959) revealed both normal (5 localities) and inverse (4 localities) magnetization of Tokaj andesites. Inversely magnetized bodies (chiefly subvolcanic) fit into the Sarmatian. Normal ones can be held in some cases for Tortonian (Sátoraljaújhely) but as far as the uppermost lava-flows are concerned they are surely younger than the inversely oriented ones. It depends on the reliability of the "magnetic chronology" (whether this pole-inversion can be correlated with the upper limit of the Miocene or not) if we can take the prolongation of the Tokaj volcanism in the Early Pliocene as granted.

Features of volcanic material production and consolidation. In the case of subvolcanic andesite and dacite masses (Füzérkajata, ERHARDT 1964), the formation of hypolava took place due to transvaporization and this later generated under subvolcanic conditions mixed breccias on the sedimentary border which have been explained until now by pyroclastic explosion (GATES 1959, MERLICH et al. 1961, PERRY 1935).

A special kind of ash-flow supply which had yielded a sharp and thin-layered welded tuff complex was studied at Abaújszántó, Bányadomb (Plate I–III). It is an exceedingly good example to prove the step by step growth of ash-flow deposits interrupted in this case by intervals of considerable cooling, recorded by TAZIEFF et al. (1963) in connection with their studies in the Valley of Ten Thousand Smokes.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ТОКАЙСКИХ ГОР В 1962 Г.

Г. ПАНТО

Результаты, достигнутые в прошлом году в области геологического познания Токайских гор, иллюстрируются на нижеследующих выхваченных примерах:

Магматический петрогенез. В своем прежнем отчете (1964) автор изложил, как можно разграничить андезитовый вулканизм от риолитового на основании различия их проявлений и продуктов. Тогда их общее происхождение не оспаривалось. Однако, это все же требует более тщательного рассуждения:

Для Токайских гор характерно, что их „андезиты" имеют латито-дацитовый состав, а „риолиты" – кварцево-латитовый-риодацитовый (ДЬЯРМАТИ, 1964) и, что, судя по диаграмме частоты анализов (хотя и она не покрывает полностью настоящие объемы пород), между обеими группами имеется беспрерывный переход (рис. 1). Объемы кислых (риодацитово-риолитовых) массивов в четыре раза превышают объемы пород среднего состава (дацитовых), так что вряд ли они могут приняты за продукты единственного дифференциационного ряда. Диаграмма „индекс альбита-индекс железа" ВЕЙДЖЕРА (1956) была использована в Токайских горах для выделения последующих фаз магматической эволюции (рис. 2). Из этой диаграммы выходит, что тенденция магматической эволюции привела к повышению концентрации летучих компонентов и образованию гипомагмы (САДЕЦКИ-КАРДОШШ 1960). Частота пироксеновых желваков в породах среднего состава и их полное отсутствие в кислых породах указывают на то, что магмы обоих рядов происходили и развивались из разных глубин земной коры.

Структура. Тектонический анализ Токайских гор показал, что структура двух главных направлений сыграла важную роль в поставке вулканического материала на поверхность. Глубокие разломы, параллельные оси Карпатского орогена – так же, как это было выявлено МАЛЕЕВЫМ (1958) на Закарпатской Украине – поставляли „андезитовые" лавы, в то время как перпендикулярные разломы послужили источниками главным образом риолитовых пирокластических потоков и пенистой лавы.

Возрастные соотношения. Палеомагнитные измерения, произведенные методом РОША (1959) выявили как нормальную (в 5 обнажениях), так и инвертную (в 4 обнажениях) магнетизацию Токайских андезитов. Инвертно магнетизованные (в основном субвулканические) тела относятся к сар-

мату. Нормально магнетизованные тела в некоторых случаях имеют, по-видимому, тортонский возраст (Шаторальяуйхель), но наиболее верхним лавовым потокам следует приписывать безусловно более молодой возраст по сравнению с инвертно магнетизованными образованиями. Вопрос о доказанности перехода Токайского вулканизма в плиоцен зависит от надежности „магнитной хронологии" (то есть от того, что можно ли приписывать эту инверсию полюсов концу миоцена, или же она имела место еще в верхнесарматское время).

У*словия производства вулканического материала и его затвердевания.* В случае андезитовых и дацитовых субвулканических масс (Фюзеркаята, ЭРХАРДТ – 1964) автором были найдены доказательства формирования гипомагматической каймы путем трансвапоризации, которая привела к образованию смешанных брекчий на контакте с осадочными породами. Это объяснялось всегда эксплозивным механизмом и не учитывалось образование субвулканических „жерловых" брекчий (ГЕЙТС 1959, МЕРЛИЧ и др. 1961, ПЭРРИ 1935).

Специальное явление потоков вулканического пепла было изучено в с. Абауйсанто (Баньадомб), где они привели к образованию хорошо наслоенного комплекса спекшихся туфов. Вот и необычайно интересный пример ритмичности поступления поточных туфов, прерываемого в этом случае долгими перерывами остывания (ТАЗИЕВ и ДР. 1963).

A TOKAJI-HEGYSÉG ÉSZAKI RÉSZÉNEK DÁCIT- ÉS ANDEZITFAJTÁI

Írta: GYARMATI PÁL

A Tokaji-hegység északi részén a déli hegységrészhez hasonló nagy elterjedésben találhatók a mészalkáli jellegű dácitos és andezites összetételű kőzetek. Ásványos és kémiai összetételük nem különbözik lényegesen a Tokaji-hegység déli részének hasonló kőzeteitől, de változatosabbak, összefüggéseik, egymáshoz való viszonyuk bonyolultabb. Genetikai kapcsolatuk a hegység riolitváltozataival világosabb, mivel összefüggő genetikai sort alkotnak az andezittől a dáciton, riodáciton keresztül a riolitig. Éppen ez az összefüggő kőzetsor, a nagyszámú vizsgálati eredmény teszi szükségessé, hogy a korábbi meghatározásokat és kőzetneveket felülvizsgáljuk, ha szükséges, újakkal helyettesítsük.

Ezek a kőzetek nagyrészt savanyú, rendszerint üveges, mikroszkópos módszerekkel meg nem határozható alapanyagból állanak, amelyben alárendelt mennyiségben szerepelnek az alapanyagnál sokszor lényegesen bázisosabb fenokristályok. Régebben ezek szerint osztályozták vulkáni kőzeteinket, még abban az esetben is, ha az nem volt összhangban a kémiai elemzéssel, amely természetesen az egész kőzet összetételét tükrözte. Mint korábban, a hegység déli részének andezitjeinél, most is olyan osztályozásra törekedtem, amely figyelembe veszi a kőzet ásványtani és kémiai összetételét és szövetét is.

Felszíni elterjedés

A jobb áttekintés érdekében területrészenként tárgyalom a Tokaji-hegység északi részén található bázisos és átmeneti jellegű kőzetfajtákat.

A Tokaji-hegység nyugati oldalán nagy, csaknem összefüggő foltban található savanyú piroxénandezit. Ez a hegység déli részén is a leggyakoribb kőzet s ott mint általános típust választottam külön a kisebb területi elterjedésű piroxénandezittől és piroxéndácittól. Boldogkőváralja, Baskó, Komlóska, Háromhuta, Gönc, Telkibánya környékén csaknem 200 km² területet borít ez a képződmény. Kőzettanilag szorosan kapcsolódik hozzá a lényegesen kisebb elterjedésű piroxén- és amfiboldácit, amelyet keleten Makkoshotyka mellett a Völgypatak, Háromhutánál a Tolcsva-patak, Pálháza – Rostallónál a Kemence-patak tárt fel, nyugaton pedig a Gergelyhegy és a Borsóhegy lá-

bánál található. Ezektől területileg elszigetelt a regéci Várhegy kőzettanilag is eltérő riodácitja.

A savanyú piroxénandezit és amfibolos piroxéndácit az előzőnél lényegesen kisebb tömeggel található ÉK-en a sátoraljaújhelyi hegycsoportban.

Ehhez csatlakozik a Pálháza–Füzérradvány és Rudabányácska között fekvő terület, savanyú piroxénandezit, amfibolos piroxéndácit és amfiboldácit változatokkal.

A negyedik, legváltozatosabb csoport északon, a csehszlovák határ mentén található. A Ny-i részen levő savanyú piroxénandezit és piroxénes amfiboldácit területi elszigeteltsége ellenére is közvetlen kapcsolatra utal a Tokajihegység Ny-i oldalán elterülő „általános típusú" savanyú piroxénandezittel. A Milic-csoport savanyú piroxénandezitjéhez átmeneti kőzetváltozatokkal társul Hollóházától É-ra a Hrabovhegy, K-re pedig az Őrhegy, Magashegy piroxéndácitja, Pusztafalutól É-ra a Tolvajhegy, K-re pedig a Hársas biotitriodácitja.

Az elmúlt években mélyült kutatófúrásaink alapján valószínű, hogy az andezit felszín alatti kiterjedése még jelentékenyebb. 1962-ben a Füzérkajata 2. sz. fúrás 570–684 m-ig harántolt kloro-karbo-változatú piroxénandezitet. Telkibányán a jelenleg is mélyítés alatt álló fúrás többszáz méter vastagságban szintén andezitben halad.

Földtani elhelyezkedés

A felsorolt kőzetek képződése a miocénbe, részben a torton, uralkodóan azonban a szarmata emeletbe tehető. A felsorolt területi csoportosítás szerint csak a Vágáshuta melletti Feketehegy csoportjában találunk torton emeletbe sorolt andezitet, kis felszíni elterjedéssel. A Füzérkajata 2. sz. fúrás 722 és 761 m között harántolt még torton üledékek között dácitos összetételű hipovulkanitot, ez azonban utólag nyomult a vele érintkező fiatalabb kőzetekbe.

A nagytömegű, szarmata emeletbe sorolható andezit és dácitváltozatok fekvője az a hatalmas területi elterjedésű és nagy vastagságú, rendkívül változatos riolittufaösszlet, amely a hegység erozióbázis fölé emelkedő tömegeinek aljzatát képezi. Mind a nyugati, mind a keleti oldalon jó feltárásokban tanulmányozható. A nyugati oldalon a tufa csaknem kizárólag horzsakő és üvegtörmelékből áll, a keleti oldalon viszont gyakoribbak a kristálytöredéket nagyobb százalékban tartalmazó fajták. Erre a riolittufa felsőbb szintjeiben bázisosabb – dácitos és andezites – anyag hozzákeveredésével (mintegy az andezites vulkánosság bevezetőjeként) vegyes tufa települ. Ez lényegesen kisebb vastagságú, területi elterjedése is kisebb, mint a riolittufáé. Mint a piroxén és amfiboldácit fekvője megtalálható Fony, Hejce, Gönc községeknél, K-en Sárospatak, Makkoshotyka, Kovácsvágás környékén.

A hegység központi nagy kiterjedésű savanyú piroxénandezitjének, illetve piroxénes amfiboldácitjának is ez a vegyes tufa a fekvője. A képződésével egyidejű vagy azt közvetlenül követő erózió a képződményt jelentősen átrendezte és le is tarolta, így a következő szakasz andezitlávája gyakran közvetlenül a riolittufára ömlött.

Szöveti jellegek

Az andezit és dácit általánosságban porfíros szövetű, a bázisosabb fajták pilotaxitos, az átmenetiek hialopilites szövetűek, a savanyú dácit és riodácit hialopilites, gyakran teljesen üveges alapanyagú.

A savanyú piroxénandezit-fajtáknál gyakori a mozaikszerű átkristályosodás, a dácit és riodácit pedig szferolitos, fluidális, ritkábban perlites alapanyagú. A savanyú piroxénandezit alapanyaga is lényegesen meghaladja a porfíros elegyrészek százalékos mennyiségét, amint ez az 1. táblázatból és a kristályossági-fok diagramból (1. ábra) is kitűnik.

Az 1. táblázat 3. oszlopa a Tokaji-hegység középső és nyugati részének savanyú piroxénandezitjét, a 6. oszlop értékei ugyane terület piroxén- és amfiboldácit szemnagysági összetételének átlagértékeit mutatják be. Ez utóbbiakhoz igen közelállóak a sátoraljaújhelyi hegycsoport (4. oszlop) és a vágáshutai Feketehegy környékének amfibolos piroxéndácit, illetve amfiboldácit értékei (5. oszlop). A kishutai és a hozzá hasonló füzérradványi savanyú piroxénandezit értéke viszont inkább a nyugati savanyú piroxénandezit kifejlődéséhez közeledik. A Milic-csoportban a szurokhegyi savanyú piroxénandezittől (2. oszlop) a piroxéndáciton (Nagymilic, Májushegy, Nyergestető), a biotitos piroxéndáciton (7. oszlop: Magashegy, Szárazhegy, Vágotthegy, Hrabovhegy átlaga) keresztül fokozatosan nő az alapanyag aránya a biotitriodácit felé (8. oszlop: Bábahegy, Hársashegy, Tolvajhegy átlaga). Ezekhez a gyakran üveges típusokhoz viszonyítva lényegesen kristályosabb szövete van a Füzérkajata 2. sz. fúrásban feltárt biotitos piroxénandezitnek (1. oszlop).

A kristályossági fokot jelző görbék feltűnően párhuzamosan futnak le, ami szemcsenagysági összetételük alapján is jól bizonyítja e kőzetek közös eredetét, képződésük hasonló fizikai feltételét (1. ábra). Egyedül a Füzérkajata 2. sz. fúrás biotitos piroxénandezitje tűnik ki nagyobb kristályossági fokával, ami viszont éppen felszín alatti, benyomulásos eredetére, lassúbb kihűlésére utal.

Ásványos összetétel

A piroxénandezit, a savanyú piroxénandezit, a piroxéndácit, amfibol, biotitos piroxénandezit és biotitriodácit hasonló ásványos összetétele is e kőzetek közös eredete mellett szól (1. táblázat).

Uralkodóan labradorit, alárendelten andezin plagioklász, augit, hipersztén, zöld, ritkábban barna amfibol, biotit és kvarc a szabad szemmel is jól felismerhető, elsődleges ásványok. A másodlagos ásványok között a klorit és kalcit a leggyakoribb.

A szemcsenagysági összetételhez hasonlóan fokozatos átmenetek figyelhetők meg a piroxénandezit és biotitdácit között. A piroxénandezitben a bázisos labradorit (An_{52-54}), a dácitban a labradorit mellett a zónás, gyakran üvegzárványos andezin, a riodácitban már az oligoklász-andezin (An_{28-32}) a jellemző plagioklász. A színes ásványok közül a piroxénandezitben annyira jellemző augit és hipersztén helyett a dácitban már a biotit és amfibol is gyakori, míg a riodácitban a biotit a legjellemzőbb színes ásvány. A kvarc is a riodácitban található legnagyobb mennyiségben.

1. táblázat

Kémiai összetétel (%)

	1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*
SiO_2	56,21	58,45	60,95	61,76	62,25	62,89	63,82	68,03
Al_2O_3	17,64	17,42	16,89	16,95	16,19	16,76	17,02	16,37
Fe_2O_3	2,20	1,76	2,45	2,53	2,54	1,63	1,98	1,81
FeO	3,38	3,67	3,01	2,20	2,75	2,73	2,17	1,05
MnO	0,11	0,10	0,12	0,11	0,04	0,10	0,10	0,10
MgO	3,93	4,50	3,64	2,30	2,85	2,37	1,69	0,55
CaO	6,64	7,46	6,38	5,33	5,39	5,55	4,56	2,60
Na_2O	2,47	2,60	2,55	2,71	2,57	2,59	2,95	3,10
K_2O	1,68	1,29	2,03	2,03	2,01	2,39	2,43	3,21
TiO_2	0,62	0,80	0,45	0,63	0,53	0,57	0,42	0,22
P_2O_5	0,11	0,14	0,09	0,10	0,19	0,08	0,19	0,08
CO_2	0,65	0,08	0,01	0,36	0,13	0,06	0,00	0,00
$+H_2O$	1,96	1,07	1,21	1,82	1,51	1,76	1,75	1,88
$-H_2O$	2,06	0,63	0,72	1,35	0,99	0,75	0,92	1,03
Összesen (%):	99,66	99,97	100,50	100,18	99,94	97,23	100,00	100,03

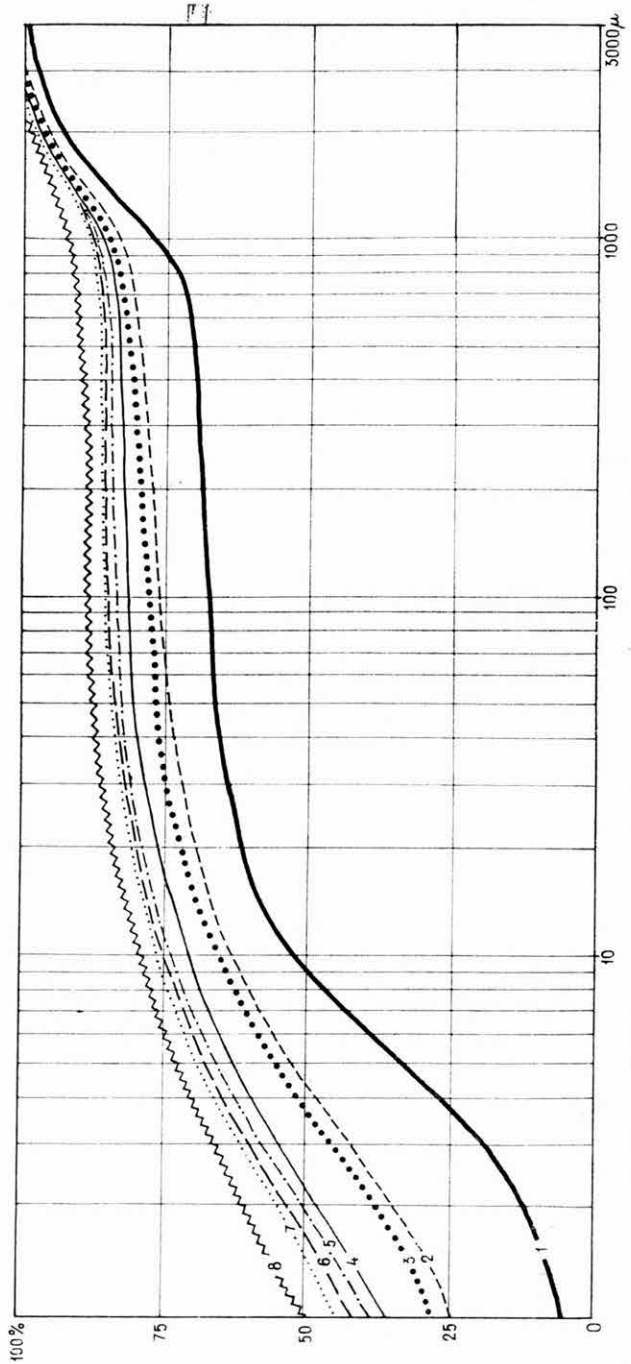
Szemcsenagysági összetétel

	1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*
$< 2\ \mu$	5,0	25,0	28,0	36,2	38,0	42,0	45,5	50,0
$2 - 10\ \mu$	46,2	38,3	37,3	35,2	36,7	32,1	30,7	29,3
$10 - 1000\ \mu$	22,3	16,4	15,2	13,2	10,3	11,4	10,1	10,1
$1000\ \mu <$	26,4	21,2	19,4	16,3	15,1	14,9	12,6	10,6

Ásványos összetétel (%)

	1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*
Alapanyag	51	59	56	69	72	71	68	77
Plagioklász	25	26	28	19	21	20	19	10
Augit	6	6	7	3	1,5	1	3	0,2
Hipersztén	8	8	8	3	1	2	3	0,4
Amfibol			0,2	5	5	6		
Biotit	2						4	6
Kvarc						0,5	3	7
Klorit	5	0,1	0,2	0,2	0,2	0,5		
Kalcit	4	0,1	0,2	0,2	0,2			
Magnetit			0,2		0,2			

1. Piroxénandezit, Füzérkajata, 2. sz. fúrás, 2 elemzés átlaga. — *2.* Savanyú piroxénandezit, Milic-csoport. 3 elemzés átlaga. — *3.* Savanyú piroxénandezit. Tokaji-hegység középső és nyugati része. 13 elemzés átlaga. — *4.* Amfibolos piroxéndácit. Sátoraljaújhelyi hegycsoport. 14 elemzés átlaga. — *5.* Amfibolos piroxéndácit és amfiboldácit Vágáshuta, Feketehegy csoportja. 6 elemzés átlaga. — *6.* Piroxén- és amfiboldácit. Tokaji-hegység középső és nyugati része. 10 elemzés átlaga. — *7.* Biotitos piroxéndácit. Milic-csoport. 8 elemzés átlaga. — *8.* Biotitriodácit. Milic-csoport. 3 elemzés átlaga.



1. ábra. Tokaji-hegységi vulkáni kőzetek szemcsenagysági összetétele. (A minták számozása megegyezik az 1. táblázatéval.)

Fig. 1. Granulometric composition of the igneous rocks in the Tokaj Mts. (Numeration of the samples corresponds to that of Table 1.)

Az említett ásványok közül a labradorit-plagioklász, az augit és a hipersztén ortomagmás, a savanyú plagioklász, az amfibol, biotit, kvarc hipomagmás, a klorit és a kalcit pedig metamagmás eredetű.

A Tokaji-hegység középső és nyugati részének savanyú piroxénandezitjében igen gyakoriak, de a piroxéndácitban is jellemzők azok a 800—1000 μ nagyságú, labradorit plagioklászból, hiperszténből és augitból álló, diabázszövetre emlékeztető csomók, amelyek a magma mélyben kivált ásványait képviselik. Ezek nagysága 1 cm, ritkábban 2—3 cm-t is elérnek (III. tábla 3—4, IV. tábla 1—4.)

Kémiai összetétel

Ha összehasonlítjuk e kőzetek kémiai összetételének középértékeit, jó megegyezést találunk a szemnagysági és ásványos összetételből kapott eredményekkel (1. táblázat).

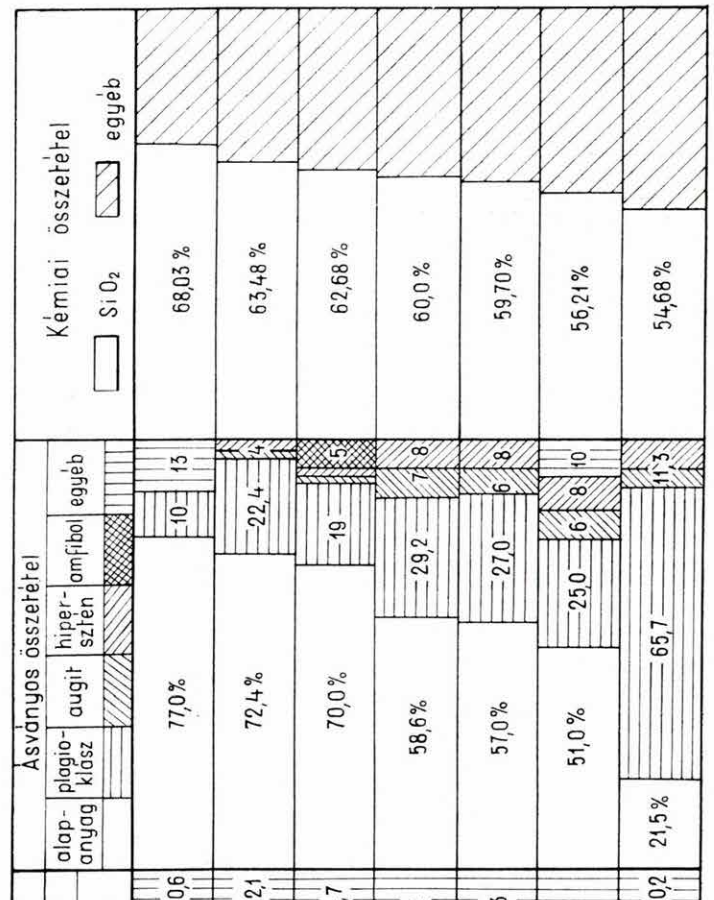
Viszonylag kevés a típusos piroxénandezit. A Tokaji-hegység középső és nyugati részére jellemző, általános típusú, savanyú piroxénandezit kémiai összetétele szerint közelebb áll a dácithoz, ásványos összetétele és szövete miatt azonban még savanyú piroxénandezitnek vehetjük. A piroxéndácitcsoporton belül az uralkodó színes elegyrész szerint biotitos piroxéndácit, amfibolos piroxéndácit és amfiboldácit különíthető el. Kémiai összetétele szerint is jól elkülöníthető a biotitriodácit.

Ásványos és kémiai összetétel és kőzetszövet szerint a fent elmondottak alapján a Tokaji-hegység északi részén a bázisos és átmeneti jellegű kőzetek között négy változatot különböztethetünk meg:

1. piroxénandezit
2. savanyú piroxénandezit (I. tábla, II. tábla 1—4, III. tábla 1, 2.)
3. piroxéndácit (V. tábla 3—4, VI. tábla 1, 2.)
4. biotitriodácit (VI. tábla 3, 4, VII. tábla 1—4, VIII. tábla 1—4.)

Ezek a kőzetváltozatok jól azonosíthatók a Tokaji-hegység déli részének hasonló kőzeteivel, azokkal összefüggő genetikai sort alkotnak a piroxénandezittől a biotitriodácitig (2. ábra).

Közös eredetük, egyetlen hatalmas magmakamrából való származásuk kétségtelen. A kiinduló törzsmagma összetétele a bázisos piroxénandezit (52—54% SiO_2) összetételéhez állhat közel. Ez a mélységben hosszú differenciációs érlelődésen ment keresztül. A kristályosodás is megindult a bázisos fenokristályok kiválásával, s felette egy fokozatosan savanyúbbá váló olvadék különült el. Létrejött egy mélyebben fekvő, bázisosabb, porfíros ásványokban gazdagabb, e felett pedig egy savanyú, porfíros ásványokban szegény, könnyen illókban azonban gazdag, inhomogén kőzetolvadék. A vulkáni működés újraindulásakor a földkérgen keresztülhatoló magma összetétele kontamináció útján még inkább savanyúvá vált. A differenciációsan (likvációsan) elkülönült savanyú magma felszínre lépése általában megelőzte a bázisosét, ugyanakkor könnyenillókban transzvaporizáció révén tovább gazdagodott. Ezért lávaáraink mélyebb részei mindig dácitos összetételűek, víztartalmú szilikátok (biotit, amfibol) gyakoribbak benne. E kőzet sávos, „slíres", gyakran feltűnően fluidális szövete — nagyobb SiO_2-tartalma ellenére is — nem nagyon viszkózus lávára utal, könnyenillókban gazdagságát hangsúlyozva.



2. ábra. Tokaji-hegységi dácit és andezitfajták összehasonlító diagramja

a = biotittriodácit (Tokaji-hg. É-i része, Millic-csoport), *b* = piroxéndácit (Tokaji-hg. D-i része), *c* = ua. É-i rész, *d* = savanyú piroxénandezit, „általános típus" (Tokaji-hg. D-i része), *e* = ua. É-i rész, *f* = Füzérkajata 2. sz. fúrás, *g* = piroxénandezit (Tokaji-hg. D-i része)

Fig. 2. Comparative diagram of the dacite and andesite varieties of the Tokaj Mts

a = biotite rhyodacite (N part of Tokaj Mts, Group of Mt Milic), *b* = pyroxene dacite (S part of Tokaj Mts), *c* = pyroxene dacite (N part of Tokaj Mts), *d* = acid pyroxene andesite, "general type" (S part of Tokaj Mts), *e* = acid pyroxene andesite, "general type" (N part of Tokaj Mts), *f* = drilling Füzérkajata No 2, *g* = pyroxene andesite (S part of Tokaj Mts)

A lávaárak felsőbb részein viszont – a magmakamra mélyebb szintjeinek megcsapolása következtében – háttérbe szorul az üveg, s mikrolitokban, bázisosabb plagioklászban, augitban és hiperszténben dúsabb piroxénandezit képződött. A magmafejlődés menetét rögzítették a plagioklászok is. A bázisosak az eredeti piroxénandezites, a zónásak az átmeneti, a savanyú plagioklászok pedig a differenciáción és a kontamináción keresztülment kőzetösszetételnek megfelelő állapotot rögzítik.

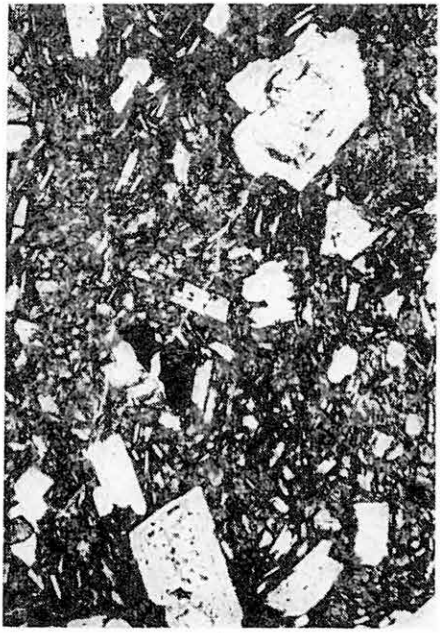
A bemutatott uralkodóan orto kőzetfajták mellett igen gyakoriak a meta elváltozáson keresztülment dácit és andezitváltozatok oxidált, kloritosodott, vagy hidrovulkanittá alakult formában, ezekkel azonban ez alkalommal nem kívánok foglalkozni.

I. Tábla – Plate I.

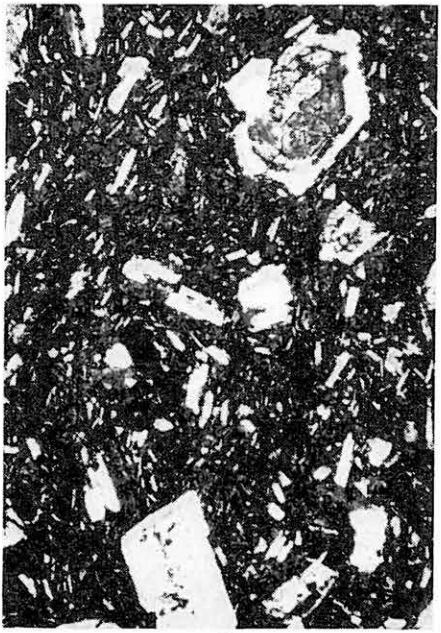
1. Savanyú hipersztén augitandezit. Béke üdülő, Hollóháza. ||Nik. 20×
2. Savanyú hipersztén augitandezit. Béke üdülő, Hollóháza. +Nik. 20×
3. Savanyú piroxénandezit. Szurokhegy, Hollóháza. ||Nik. 20×
4. Savanyú piroxénandezit. Szurokhegy, Hollóháza. +Nik. 20×

* * *

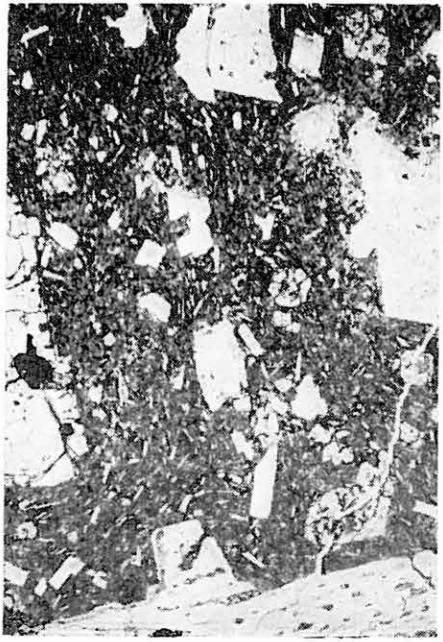
1 – 2. Hypersthene-bearing acid augite andesite. Béke resort-home, Hollóháza.
3 – 4. Acid pyroxene andesite. Mt Szurok, Hollóháza.



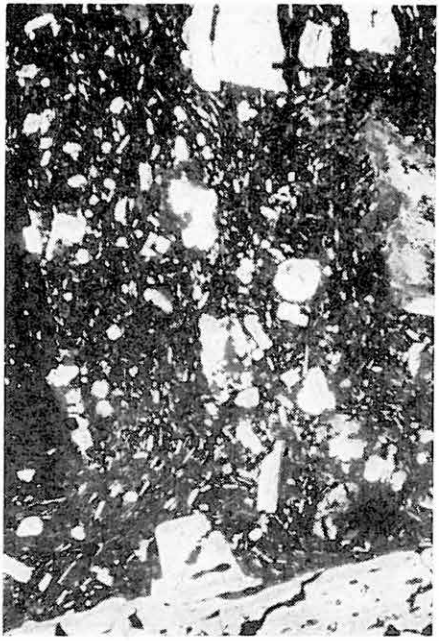
1



2



3



4

II. Tábla – Plate II.

1. Savanyú piroxénandezit. Szárazhegy, Hollóháza. ||Nik. 20×
2. Savanyú piroxénandezit. Szárazhegy, Hollóháza. +Nik. 20×
3. Savanyú piroxénandezit. Baskótól ÉK-re. ||Nik. 20×
4. Savanyú piroxénandezit. Baskótól ÉK-re. +Nik. 20×

* * *

1 – 2. Acid pyroxene andesite. Mt Száraz, Hollóháza.
3 – 4. Acid pyroxene andesite. NE of Baskó.



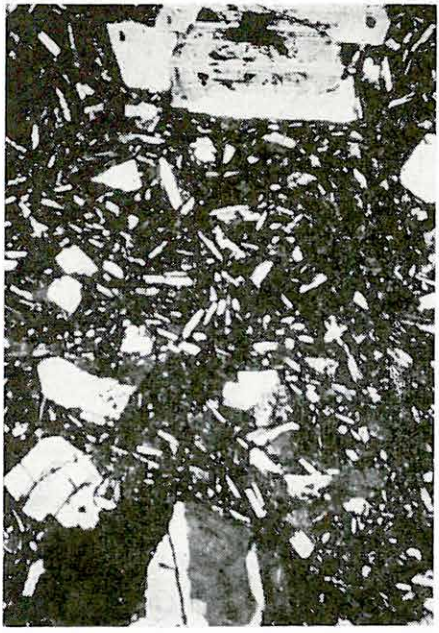
1



2



3



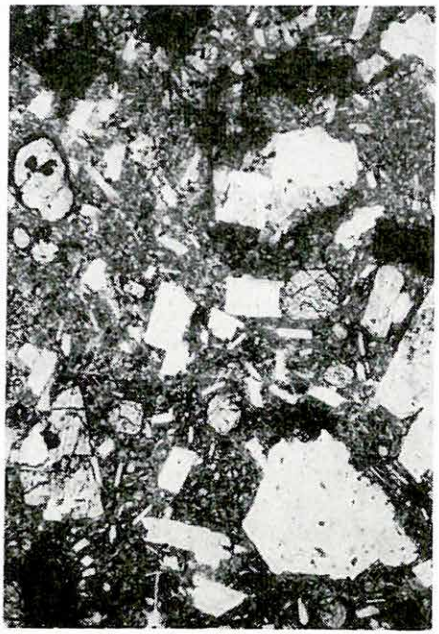
4

III. Tábla – Plate III.

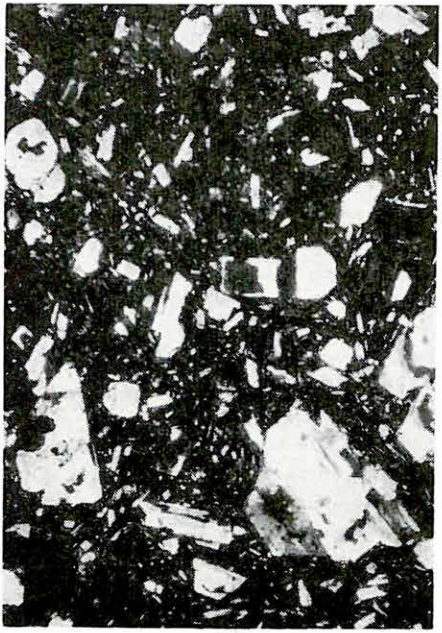
1. Savanyú piroxénandezit. Kis-Szárkő csúcsa. ||Nik. 20×
2. Savanyú piroxénandezit. Kis-Szárkő csúcsa. + Nik. 20×
3. Autogén zárvány savanyú piroxénandezitből. Gergelyhegy csúcsa. ||Nik. 20×
4. Autogén zárvány savanyú piroxénandezitből. Gergelyhegy csúcsa. + Nik. 20×

* * *

1 – 2. Acid pyroxene andesite. Peak of Mt Kis Szárkő.
3 – 4. Authogenic inclusion from acid pyroxene andesite. Peak of Mt Gergely.



1



2



3



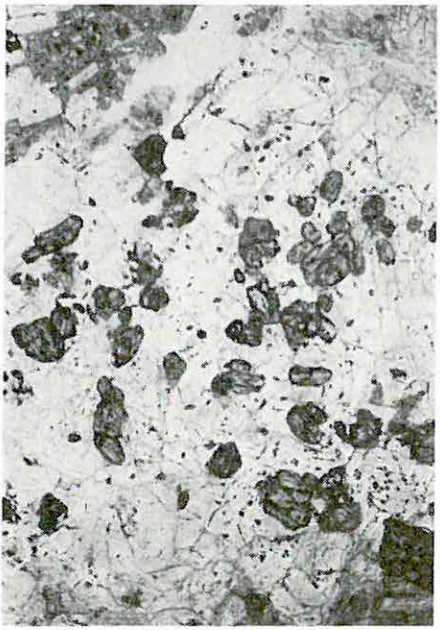
4

IV. Tábla – Plate IV.

1. Autogén zárvány savanyú piroxénandezitből. Fonytól É-ra szőlők felett. ||Nik. 20×
2. Autogén zárvány savanyú piroxénandezitből. Fonytól É-ra szőlők felett. +Nik. 20×
3. Autogén zárvány savanyú piroxénandezitből. Fonytól É-ra. ||Nik. 20×
4. Autogén zárvány savanyú piroxénandezitből. Fonytól É-ra. +Nik. 20×

* * *

1 – 2. Authogenic inclusion from acid pyroxene andesite. N of Fony, atop winegarde.
3 – 4. Authogenic inclusion from acid pyroxene andesite. N of Fony.



1



2



3



4

V. Tábla – Plate V.

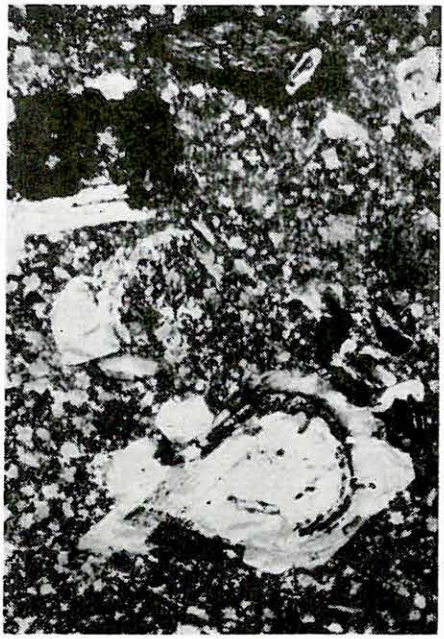
1. Amfiboldácit. Vágáshuta. ||Nik. 20×
2. Amfiboldácit. Vágáshuta. +Nik. 20×
3. Piroxéndácit. Nagy-Milic. ||Nik. 20×
4. Piroxéndácit. Nagy-Milic. +Nik. 20×

* * *

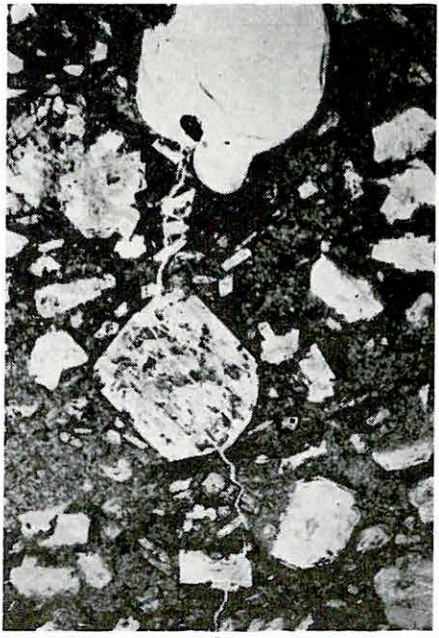
1 – 2. Amphibole dacite. Vágáshuta.
3 – 4. Pyroxene dacite. Mt Nagy-Milic.



1



2



3



4

VI. Tábla – Plate VI.

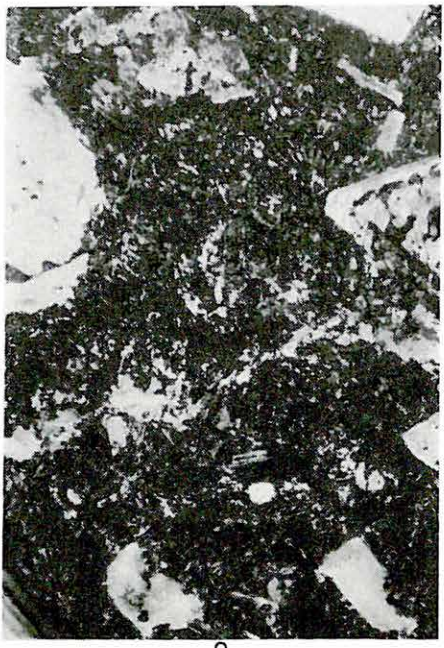
1. Piroxéndácit. Májushegy, Hollóháza. ||Nik. 20×
2. Piroxéndácit. Májushegy, Hollóháza. +Nik. 20×
3. Biotitriodácit. Regéc, Várhegy. ||Nik. 20×
4. Biotitriodácit. Regéc, Várhegy. +Nik. 20×

* * *

1 – 2. Pyroxene dacite. Mt Május, Hollóháza.
3 – 4. Biotite rhyodacite. Mt Vár of Regéc.



1



2



3



4

VII. Tábla – Plate VII.

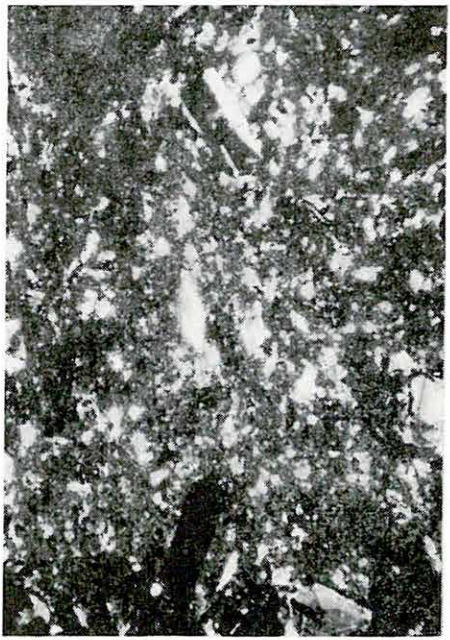
1. Biotitriodácit. Mogyoróska K-i végén. ||Nik. 20×
2. Biotitriodácit. Mogyoróska K-i végén. +Nik. 20×
3. Biotitriodácit. Hársashegy, Pusztafalu. ||Nik. 20×
4. Biotitriodácit. Hársashegy, Pusztafalu. +Nik. 20×

* * *

1 – 2. Biotite rhyodacite. E end of Mogyoróska.
3 – 4. Biotite rhyodacite. Mt Hársas, Pusztafalu.



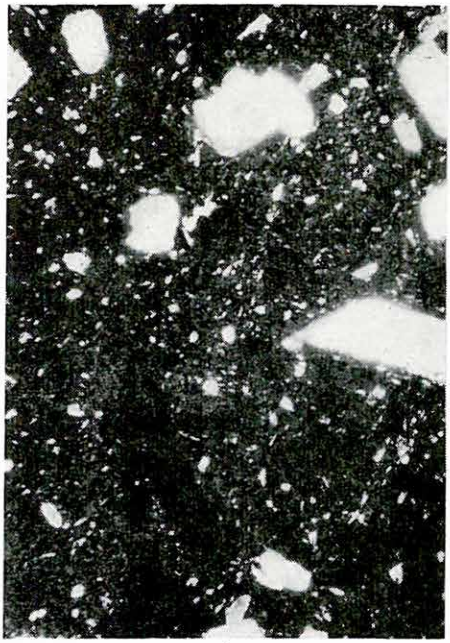
1



2



3



4

VIII. Tábla – Plate VIII.

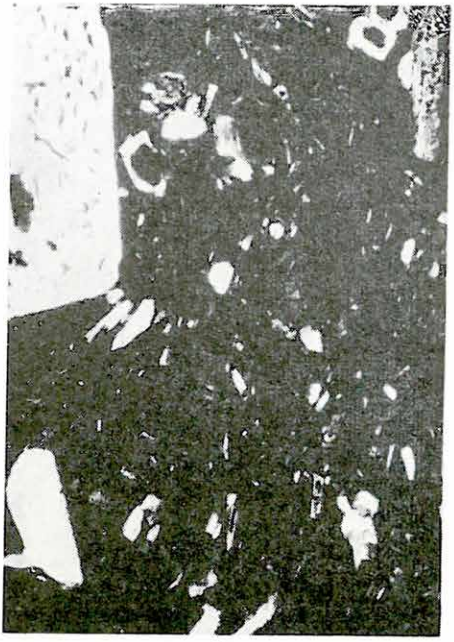
1. Biotitriodácit. Hársashegy, Pusztafalu. ||Nik. 20×
2. Biotitriodácit. Hársashegy, Pusztafalu. +Nik. 20×
3. Biotitriodácit. Vaskapu, Füzér. ||Nik. 20×
4. Biotitriodácit. Vaskapu, Füzér. +Nik. 20×

* * *

1 – 2. Biotite rhyodacite. Mt Hársashegy, Pusztafalu.
3 – 4. Biotite rhyodacite. Mt Vaskapu, Füzér.



1



2



3



4

DACITE AND ANDESITE VARIETIES OF THE TOKAJ MTS

by
P. GYARMATI

In the northern part of the Tokaj Mts 8 andesite and dacite varieties have been distinguished on the base of their textural, mineralogical and chemical properties (Table 3):

1. Biotite-bearing pyroxene andesite (Drilling Füzérkajata No 2).

2. Acid pyroxene andesite (Group of Mt Milic).

3. Acid pyroxene andesite ("General type" of the central and western parts of the Mountain).

4. Amphibole-bearing pyroxene dacite (Group of Mt Sátor near Sátoraljaújhely).

5. Amphibole-bearing pyroxene dacite and amphibole dacite (Vágáshuta, Group of Mt Fekete).

6. Pyroxene and amphibole dacite (Central and western part of the Tokaj Mts).

7. Biotite-bearing pyroxene dacite (Group of Mt Milic).

8. Biotite rhyodacite (Group of Mt Milic, Mt Tolvaj, Mt Vár of Regéc).

There is a continuous grading from the pyroxene andesite to the biotite rhyodacite. The distinguished varieties can be correlated with the rock types established in the southern part of Tokaj Mts (Fig. 2).

ДАЦИТОВЫЕ И АНДЕЗИТОВЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТОКАЙСКИХ ГОР

П. ДЬЯРМАТИ

По данным текстуры минералогического и химического состава было выделено 8 разновидностей андезитов и дацитов в северной части Токайских гор (таблица 3).

1. Пироксеновый андезит (скважина Фюзеркаята № 2).

2. Кислый пироксеновый андезит (группа гор Милиц).

3. Кислый пироксеновый андезит („общий тип", центральная и западная часть Токайских гор).

4. Амфиболо-пироксеновый андезит (группа гор в районе г. Шаторальяуйхель).

5. Амфиболо-пироксеновый дацит и амфиболовый дацит (Вагашхута, группа горы Фекете).

6. Пироксеновый и амфиболовый дацит (центральная и западная часть Токайских гор).

7. Биотито-пироксеновый дацит (группа гор Милиц).

8. Биотитовый риодацит (группа гор Милиц, Тольвай и гора Вархедь В с. Регец).

Наблюдаются постепенные переходы от пироксенового андезита до биотитового риодацита. Эти разновидности пород могут отождествлены с породами южной части Токайских гор (рис. 2).

A FÜZÉRKAJATAI ALAPFÚRÁS FÖLDTANI EREDMÉNYEI

Írta: ERHARDT GYÖRGY

A kelet-szlovákiai és a tokaji-hegységi sókutatás

A Tokaji-hegység északi részében évtizedek óta kísért és időről-időre újraéled a sókutatás kérdése.

Mint ismeretes, a szomszédos szlovákiai területek igen gazdagok középső-miocén rétegekből táplálkozó sósforrásokban (Prešov, Solivar, Solna Baňa, Vranov, Strážske, Mihal'ani, Slanec stb.), melyek közül néhánynak vizét már évszázadok óta sófőzésre használják.

A rendszeres sókutatás azonban csak a második világháború utáni években indult meg, melynek rövid összefoglalásánál az 1961-ben kint járt szakmai küldöttség beszámolójára támaszkodunk (BARTKÓ L. – PANTÓ G. – SZENTES F. 1961). Szlovákiában az első sótelepet 1957-ben az Albinov mellett mélyített szénhidrogénkutató fúrás tárta fel. E fúrás a 2400 m vastag csökkentsósvízi szarmata rétegek, majd a felső- és középső-torton képződmények és a több m-es sótelep harántolása után az alsó-torton tengeri homokos rétegekben állt meg (l. cit.).

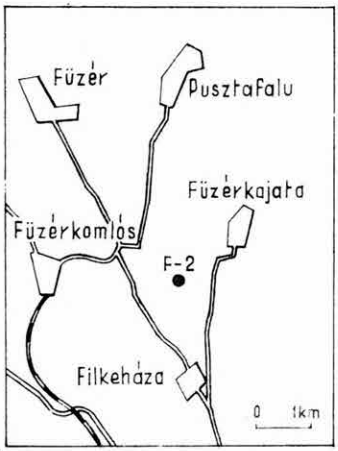
Egy évvel később, 1958-ban került sor a nagykiterjedésű (s Csehszlovákiának sókészletek terén európai rangot adó) zbudzai sótelep feltárására. Ez, az országhatártól ÉK-i irányban alig 40 km-re levő, a sótelepet magábafoglaló rétegcsoport eléggé lehatárolt, bár Magyarország területére való áthúzódása nem tisztázott.

1961. évi adatok szerint a sótelepet 300–400 m mélyen elhelyezkedő ferde helyzetű lencsék alkotják. Kiterjedése ÉNy–DK-i irányában 3,5 km, ÉK–DK-i irányban 2 km, vastagsága 70 m. A sótelepet sós és gipszes agyagok kísérik, földgáz- és kőolajnyomokkal. Fekü- és fedőrétege egyaránt szürke tengeri agyag. A sótelep keletkezését a torton emelet középső-felső részében rögzítették. A sóképződményeket magukba foglaló kőzetek inkább az északmagyarországi helvéti slírre hasonlítanak, mint a hazai torton kifejlődésekre.

A magyar határ közelében telepített néhány mélyfúrás csak gipszes agyagot és gyengén sós vizet tárt fel. Szlovák kutatók véleménye szerint a sós rétegcsoport itt 1000–1200 m körüli mélységben várható.

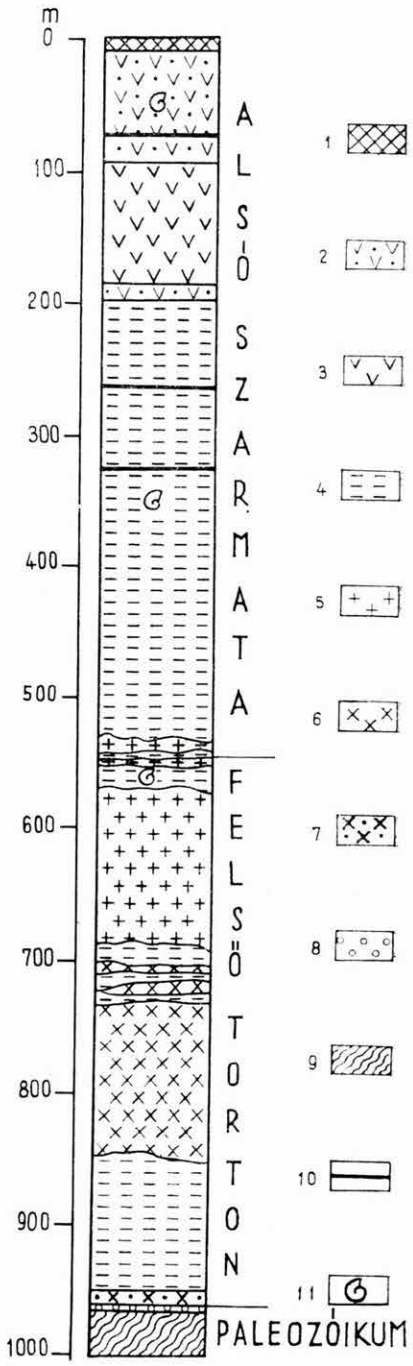
A kelet-szlovákiai sótelepek általában egymástól függetlenek, gyakran keletkezési idejük sem egészen azonos. Az egykorú sótelepek egyes részei szerkezeti mozgások révén sok esetben különböző mélységbe kerültek.

A Tokaji-hegységben (a Ronyva és a Bózsva-patak, a Hernád, valamint az országhatár közötti területen) a sókutatás tulajdonképpen a szlovákiai területtel való ősföldrajzi kapcsolatok valószínűsítéséből indult ki.



1. ábra. A Füzérkajata 2. sz. fúrás helyszínrajza

Fig. 1. Layout of the basic drilling Füzérkajata No. 2.



2. ábra. Füzérkajata 2. sz. fúrás szelvénye

Jelmagyarázat: 1. agyag, bentonitos agyag, *2.* hullott, áthalmozott riolit- és vegyes tufa, -tufit (agyag), *3.* riolit ártufa, *4.* agyag, homokos agyag, helyenként kevés tufittal, *5.* szubmarin biotitos piroxénandezit feltörés, *6.* szubvulkáni amfibol-hipodácit, *7.* dácittufit és -tufa, *8.* kihengerelt karbon-perm metamorf konglomerátum, *9.* ópaleozóos porfíroid, *10.* kőszenes (lignites) nyomok, *11.* makrofaunás összlet

Fig. **2.** Section of the basic drilling Füzérkajata No. 2.

Explanation: 1. clay, bentonitic clay, *2.* ash-shower, redeposited rhyolitic (±andesitic) tuff, tuffite (clay), *3.* rhyolitic flood (ash-flow) tuff, *4.* clay, sandy clay with subordinate tuffite intercalations, *5.* biotite-bearing pyroxene andesite of submarine consolidation, *6.* amphibole hypo-dacite of subvolcanic consolidation, *7.* dacitic tuff and tuffite, *8.* Carboniferous-Permian sandstone-conglomerate (sheared), *9.* Early Palaeozoic metamorphosed quartz porphyry, *10.* traces of coal (lignite), *11.* macrofauna-bearing strata

SCHRÉTER Z. 1936-ban (SCHRÉTER 1942), majd 1947-ben (SCHRÉTER 1948) a vonatkozó terület csaknem valamennyi forrását megvizsgálta sóindikáció szempontjából, azonban érdemi eredmény nélkül.

A Széphalom és Alsóregmec környékén kimutatott gravitációs anomáliák megfúrása és geokémiai vizsgálata szintén eredménytelenül zárult (DOMBAI 1948, STEGENA 1948, SZEBÉNYI 1948). Miután az alaphegységet a létesített fúrások egyike sem érte el, így a sókutatás továbbra is nyitott kérdés maradt.

A szlovákiai eredmények hatására 1961-ben, több mint egy évtizedes szünet után ismét előtérbe került a hazai sókutatás gondolata, de most már egy, az alaphegységig mélyítendő fúrás formájában. A kitűzéssel kapcsolatban a fő kívánalom az volt, hogy a fúrást lehetőleg olyan helyre telepítsék, ahol legnagyobb remény van teljes hegységbeli miocén szelvény harántolására. Erre – az előzetes földtani (FRITS 1961) és geofizikai vizsgálatok (MITUCH 1962, SZABÓ – SZILÁRD 1962, ZSILLE 1962) alapján – a Füzérkajata – Filkeháza közötti terület látszott legmegfelelőbbnek, annál is inkább, mivel az ún. pusztafalui „kapu" az ősföldrajzi kapcsolatot a szlovákiai területek felé a sóképződés időszakában valószínűleg biztosította. Így esett a választás – FRITS J. javaslata alapján – a Füzérkajata DNy-i határában levő Ciróka dombra (1. ábra), ahol a szerkezet kimutatására irányuló aknáztatás után (MOLNÁR 1962) az 1200 m-re tervezett fúrás munkálatait a Mecseki Földtani Kutató-Fúró Vállalat 1961. december 6-án kezdte meg és több-kevesebb műszaki nehézség leküzdésével 1962. november 3-án 1007,60 m-nél fejezte be.

A fúrás áttekintő szelvénye

A fúrás 540 – 550 m-ig alsó-szarmata piroklasztikumban és üledékes összletben haladt, majd nagy vastagságú szubmarin andezitfeltöréssel és szubvulkáni dácitos intrúziókkal megszakított torton agyagképződmények, valamint néhány m vastag piroklasztikum harántolása után 960,7 m-nél a paleozóikumot képviselő metamorf homokkő-konglomerátum és porfíroid-sorozatba jutott anélkül, hogy evaporitokat feltárt volna (2. ábra). Áttekintő makroszkópos rétegsora a következő:

Alsó-szarmata

0,0 –	5,4 m	Barna, tufaszemcsés agyag
5,4 –	6,0 m	Sárgásszürke, finoman rétegzett agyag
6,0 –	7,2 m	Barna, tufaszemcsés agyag
7,2 –	8,2 m	Sárga agyag
8,2 –	8,5 m	Világossárga, bentonitos agyag
8,5 –	28,3 m	Aprószemű, helyenként rétegzett, horzsaköves és perlites riolittufa
28,3 –	30,0 m	Finomszemű, kövületes tufit
30,0 –	31,5 m	Perlites riolittufa
31,5 –	34,0 m	Kövületes és levéllenyomatos tufit
34,0 –	35,8 m	Riolittufa és tufit váltakozva
35,8 –	49,5 m	Perlites, horzsaköves riolittufa
49,5 –	69,2 m	Kövületes, többnyire rétegzett agyag és tufit váltakozva finomabb-durvább-szemű, helyenként horzsaköves riolittufával
69,2 –	71,5 m	Agyagos, rétegzett lignit
71,5 –	86,9 m	Finomszemű kövületes tufit, helyenként horzsakővel és meredek csúszási lapokkal.
86,9 –	93,0 m	Apró- és középszemű, részben horzsaköves riolittufa

93,0 – 184,0 m	Perlites, horzsaköves riolit ártufa
184,0 – 196,0 m	Változó szemnagyságú és anyagú, néhol rétegzett tufa és tufit, helyenként horzsakövekkel
196,0 – 371,0 m	Zöld, szürke, barnásszürke agyag és finomhomokos agyag. Egyes szakaszokon rétegzett, erősebben homokos, kövületes, limonitos és tufitos, egy-két szintben jelentéktelen szénnyomokkal, illetve szenesedett növényi maradványokkal. Néhol csúszási lapok is megfigyelhetők.
371,0 – 373,6 m	Homokos kavics
373,6 – 533,0 m	Szürke, barnásszürke agyag, finomhomokos agyag tufás – tufitos csíkokkal és közbetelepülésekkel. Helyenként rétegzett, kövületes, itt-ott jól felismerhető csúszási felületekkel és szenesedett növényi maradványokkal. A vékony homokos – homokköves szintek egészen alárendeltek

Felső-torton

533,0 – 543,0 m	Finomabb – durvábbszemű andezitbreccsa
543,0 – 550,2 m	Kövületes agyag és andezitbreccsa váltakozása
550,2 – 570,0 m	Szürke, helyenként kövületes agyag, homokos agyag és finom-aprószemű homokkő
570,0 – 683,0 m	Változó bontottságú és ép biotitos piroxénandezit, helyenként kalcitos, pirites és kloritos érkitöltésekkel
683,0 – 684,4 m	Kontaktizált agyag
684,4 – 689,5 m	Szürke, egyenetlenül rétegzett agyag, sok meredek csúszási lappal
689,5 – 690,1 m	Vegyes tufit
690,1 – 704,1 m	Szürke, helyenként rétegzett agyag, sok csúszási lappal. 693 m körül tengeri sün lenyomatok, töredékek. 702,9 – 703,8 m között vegyes tufit közbetelepülés
704,1 – 707,9 m	Változó bontottságú dácit, sok, részben enyhén kontaktizált üledékzárvánnyal
707,9 – 716,0 m	Szürke agyag sok csúszási lappal. 713 m-nél vékony üledékzárványos tufit közbetelepülés
716,0 – 724,3 m	Kloritos és agyagásványos lebontású dácit, enyhén kontaktizált üledékes zárványokkal
724,3 – 730,4 m	Szürke agyag szórványosan csúszási lapokkal
730,4 – 854,3 m	Változó bontottságú dácit, finomsávos, foltos, fluidális rajzú alapanyaggal. Helyenként kloritos, kalcitos, pirites és agyagásványos kitöltésű repedések, valamint részben enyhén kontaktizált – különösen a mélyebb szintekben gyakori – üledékzárványok ismerhetők fel
854,3 – 949,5 m	Szürke, tufitos közbetelepülésű agyag, helyenként kalcitos érkitöltésekkel és pirites gócokkal. A vulkanogén anyagkeveredés alig észrevehetően 896 m körül kezdődik és lefelé szakaszosan, de általában nem éles átmenetekkel egyre fokozódik.
949,5 – 958,7 m	Tufás agyag, agyag és tufit váltakozása
958,7 – 960,7 m	Szürke, kissé kemény dácittufa

Karbon–perm

960,7 – 966,1 m	Zöldesszürke kihengerelt homokkő-konglomerátum

Ó paleozóikum

966,1 – 1007,6 m	Zöldesszürke porfíroid

A rétegsor összeállítása 533 m-ig MOLNÁR J. kőzetleírása alapján történt.

Őslénytani vizsgálatok

Meghatározható mikrofauna csak a fúrás 570 – 0 m-ig tartó szakaszából került ki, melynek alapján CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. és BÁLDI T. ebben a szakaszban 5 szintet, illetve – szintállóságukat bizonyító adatok hiányában – fáciest mutatott ki (BÁLDI 1962):

1. *Kövületszegény cardiumos fácies* (570–460 m): Ebből a mélységközből igen gyér *Cardium* sp. és *Modiola* cf. *incrassata* (D'ORB), valamint *Pecten* sp. került elő. A fauna szegénysége és rossz megtartása ellenére a rétegek alsó-szarmata kora 543 m-ig biztosra vehető, azonban az ugyanebben a szintben szórványosan megjelenő *Varicorbula gibba* OLIVI faj már a szarmatánál idősebb képződményt jelez. (Megjegyzendő, hogy MOLNÁR J. a szarmata–torton határt szintén az említett mélység táján jelölte meg.)

2. *Ervíliás fácies* (460–430 m): A fauna majdnem kizárólag tufitos betelepülésekhez van kötve. 438–432 m között *Ervilia* cf. *dissita* (EICHW.), *Cardium vindobonense* (PARTSCH), *Abra reflexa* (EICHW.), 440–439 m-ig pedig sok *Ervilia* ex aff. *dissita podolica* EICHW., *Musculus sarmaticus* (GAT.), kevesebb *Mactra vitaliana eichwaldi* LASK. jun., *Abra reflexa* (EICHW.) jun., *Loripes dentatus* DEFR., *Cardium* (?) sp., *Arca* (?) sp., *Dorsanum duplicatum* (SOW.) volt megfigyelhető. Az egyébként nagytermetű fajok is aprónövésűek, vékonyhéjúak, ami táplálékban szegény, medencebelseji életkörülményeket igazol. A fauna lényegében típusos szarmata fajokból áll, a bizonytalan *Arca* sp. és a *Loripes dentatus* (DEFR.) kivételével, melyek a tengeri miocénben elterjedt formák. Utóbbit azonban szórványos reliktumként már a bécsi-medencei és a kozárdi szarmatából is ismertették.

3. *Neritinás–cerithiumos fácies* (430–375 m): Tufitos rétegeiből gyenge megtartású, alsó-szarmata fauna került felszínre. Leggyakoribb alakja a *Clithon pictus* (FÉR.), melyhez leggyakrabban a *Pirenella picta* (DEFR.) társul. Gyéren (főleg 397–396 m között) igen rossz megtartású *Ervilia dissita* EICHW., *Mactra* sp., *Musculus* sp., *Clavatula doderleini* HÖRN. és *Dorsanum* cf. *duplicatum* SOW. kíséri az előbbi fajokat. *Abra reflexa* (EICHW.) csak ritkán fordul elő.

4. *Kőszénnyomos, faunával nem jellemezhető fácies* (375–310 m): Faunát általában nem tartalmaz, egyetlen ősállati maradványát, a közelebbről meg sem határozható szárazföldi csigaháztöredékeket 355–351 m között találták. 355,5 m-ben sok *Chara*-termés volt észlelhető.

5. *Abra reflexa-s (=syndesmiás) fácies* (310–0 m): Leggyakoribb ősmaradványa az *Abra reflexa* (EICHW.), melyet legtöbbször a *Cardium vindobonense* (PARTSCH) kísér. Egyes rétegekben az említett két fajhoz tömegesen társul a *Musculus sarmaticus* (GAT)., gyérebben az *Irus gregarius* (PARTSCH), *Mactra vitaliana eichwaldi* LASK., *Cardium latisulcum* (MÜNST.), *Clavatula doderleini* (HÖRN.), valamint *Trochus* sp. és *Rissoa* sp. Ez a fajszegény, egyhangú, egyes szintekben (244–230 m, 214–212 m) egyedszámban gazdag fauna egyöntetűen alsó-szarmata korra utal, és partközeli csökkent sótartalmú, sekély vízben élhetett.

A fúrásban harántolt szarmata összletet megkíséreltük makrofauna alapján a szomszédos szlovák és szovjet területek szarmatájával összehasonlítani. Ezzel kapcsolatban legérdekesebb talán GRISKEVICS, G. N. (1956) tanulmánya. Ő a kárpátaljai alsó-szarmatában egy alsó (*Abra*-s) és egy felső (*Cardium transcarpaticum*-os) szintet különböztet meg. A füzérkajatai fúrás szarmata rétegei legfeljebb csak az *Abra*-s szinttel párhuzamosíthatók, mivel a fúrómagokból a *Cardium transcarpaticum* GRISCHK. faj nem került elő.

A fúrás mikropaleontológiai vizsgálatát KORECZNÉ LAKY I. (1962) végezte el. Összesen 90 db iszapolási minta került vizsgálatra, melyek Foraminifera faunája alapján a szarmata–torton határ 546 m-nél volt megvonható.

1. táblázat

A Füzérkajata 2. sz. fúrás mikrofaunája

Fajok	Torton	Szarmata
Rhizamminidae		
Bathysiphon sp.	+	–
Ammodiscidae		
Ammodiscus miocenicus KARRER	+	–
Lituolidae		
Haplophragmoides canariensis (D'ORBIGNY)	+	–
Ammomarginulina foliaceum (BRADY)	–	+
Ammobaculites sp.	–	+
Textulariidae		
Spiroplectammina carinata (D'ORBIGNY)	+	–
Spiroplectammina deperdita (D'ORBIGNY)	+	–
Textularia concava KARRER	+	–
Vulvulina sp.	+	–
Verneulinidae		
Gaudryina pupoides D'ORBIGNY	+	–
Miliolidae		
Quinqueloculina hauerina (D'ORBIGNY)	–	+
Spiroloculina tenuis CZJZEK	+	–
Sigmoilina celata (DA COSTA)	+	–
Articulina sp.	–	+
Ophthalmididae		
Nodophthalmidium sarmaticum (KARRER)	–	+
Lagenidae		
Lagena haexagona WILLIAMSON	+	–
Polymorphinidae		
Polymorphina sororia REUSS	+	–
Guttulina austriaca D'ORBIGNY	+	–
Globulina gibba D'ORBIGNY	+	–
Nonionidae		
Nonion bouéanum (D'ORBIGNY)	+	–
Nonion granosum (D'ORBIGNY)	+	–
Nonion soldanii (D'ORBIGNY)	+	–
Elphidium aculeatum (D'ORBIGNY)	–	+
Elphidium crispum (LINNE)	+	–
Alveolinellidae		
Borelis melo (FICHTEL et MOLL)	+	–
Buliminidae		
Bulimina elongata D'ORBIGNY	+	–
Bulimina inflata SEGUENZA	+	–
Reussella spinulosa (REUSS)	+	–
Uvigerina tenuistriata REUSS	+	–
Uvigerina sp.	+	–
Trifarina bradyi CUSHMAN	+	–
Virgulina schreibersiana CZJZEK	+	–
Bolivina dilatata REUSS	+	–

1. táblázat folytatása

Fajok	Torton	Szarmata
Rotaliidae		
Gyroidina soldanii (D'ORBIGNY)	+	–
Rotalia beccarii (LINNE)	+	+
Rotalia papillosa BRADY	+	–
Eponides haidingeri (D'ORBIGNY)	+	–
Cassidulinidae		
Cassidulina crassa D'ORBIGNY	+	–
Chilostomellidae		
Pullenia bulloides D'ORBIGNY	+	–
Sphaeroidina bulloides D'ORBIGNY	+	–
Anomalinidae		
Cibicides bouéanus (D'ORBIGNY)	+	–
Cibicides dutemplei (D'ORBIGNY)	+	–
Cibicides lobatulus (WALKER et JACOB)	+	+
Cibicides ungerianus (D'ORBIGNY)	+	–

A torton emelet faunája igen fajgazdag; benne a teljesen tengeri életkörülmények között élő fajok uralkodnak, a csökkentsósvízi faunatársaság háttérbe szorul. Az Ostracodák és halmaradványok jelentősége csekély, helyettük az Echinodermata maradványok kerülnek előtérbe. Az 570 – 546 m közötti összletben leggyakoribb fajok a *Rotalia beccarii* (L.), *Rotalia papillosa* BRADY, *Elphidium crispum* (L.), *Nonion granosum* (D'ORB.) és a *Nonion bouéanum* (D'ORB.) (II. tábla 2.). Ellentétben a szarmata emeletbeli fajokkal, az itteni Rotaliák és Elphidiumok nagytermetűek, amiből a sótartalom nagyobb voltára lehet következtetni. A faunatársaság főleg bentosz alakokból áll. A Foraminifera-házak anyaga főleg a mélyebb szintekben (855 – 730 m) – valószínűleg a szubvulkáni intrúziók okozta hőhatásra – kisebb mérvű elváltozást szenvedett (III. tábla, 1, 2.).

A szarmata emelet mikrofaunáját a főleg félsósvízi Foraminiferák mellett Ostracodák, halfogak, halmaradványok és szivacstűk alkotják. A szarmatán belül KORECZNÉ LAKY I. a Foraminifera faunatársaság alapján több, egymástól jól elkülöníthető fáciest mutatott ki:

1. *Elphidiumos – rotaliás fácies* (546 – 492 és 439 – 430 m): Ezekben a rétegekben az *Elphidium crispum* (L.), *Elphidium aculeatum* (D'ORB.) és a *Rotalia beccarii* (L.) fajok dominálnak (II. tábla 2.).

2. *Ammomarginulinás fácies* (492 – 451 m): Ebből a mélységközből vékonyhéjú, agglutinált házú Foraminifera együttes került elő (II. tábla, 1.). Az idetartozó fajok az *Ammomarginulina* és az *Ammobaculites* nemzetséget képviselik. Mivel ez a faunatársaság emlékeztet a recens partmenti tengermedencék Foraminiferáira, feltehető, hogy ezek az agglutinált héjú Foraminiferák olyan partmenti, csökkentsósvízi medencékben éltek, melyek csak időnként álltak összeköttetésben a tengerrel.

3. *Nodophthalmidiumos fácies* (238–226 m): iszapolási maradékában a *Nodophthalmidium sarmaticum* (KAR.) nagy egyedszámban fordul elő (I. tábla 1.). Mellette gyakoriak a *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *Elphidium crispum* (L.), *Rotalia beccarii* (L.), *Quinqueloculina hauerina* (D'ORB.) és a *Nonion granosum* (D'ORB.) fajok.

A fúrás iszapolási mintáiból 16 család 34 nemzetségének 44 faja volt meghatározható (1. táblázat), melyek alapján ugyan a szarmata képződmények szintezése nem lehetséges, viszont a torton rétegek felső-torton jellege elég biztonságosan megállapítható.

A rétegsor kőzettani jellemzése*

Ópaleozóos porfíroid-összlet (1007,6–966,1 m)

A fúrás legmélyebb helyzetű, legidősebb képződménye a gömörivel (Pacsai sorozat) azonos kifejlődésű porfíroid-összlet, melynek képződési idejét újabb vizsgálatok (ILAVSKY 1962) az ópaleozóikumban (ordovicium) rögzítik.

A sorozat a Csucsom környékihez igen hasonló, metamorfózist szenvedett vulkanogén anyagból áll. A kőzet átalakult anyagából és jelentősen átrendeződött szövetéből nem lehet biztos következtetést vonni a kiindulási anyag piroklasztikum- vagy láva-természetére. Valószínűnek látszik, hogy savanyú vulkáni tufa és tufás üledékből alakult a képződmény zöme. Az üledékanyag pelites vagy sok esetben meszes lehetett, bár az alapanyagot – sok esetben a porfíroblasztokat is – felemésztő utólagos karbonátosodásnak is nagy a szerepe. Vulkáni anyagtól látszólag mentes fillitszerű fúrómag csak a legalsó szakaszból (1007,6–1006,2 m) került elő. Az igen rossz magkihozatal miatt azonban feltehető, hogy a magasabb szintek fillitbetelepüléseit felőrölték s csak az ellenállóbb porfíroidmagok jutottak felszínre.

A 980,5–968,6 m közötti szakaszon lényegében metamorfózist szenvedett kvarcporfíranyaggal számolhatunk (VII. tábla 3, 4.). Ennek szövete és ásványai a legépebbek: kvarc, savanyú plagioklász, turmalin, muszkovit, 1000 μ nagyságrendű porfíroblasztok, szericites, karbonátos kovás alapanyagban. A Felsőregmec 1. sz. fúrás a mintákból készített csiszolatok tanúsága szerint ezzel azonos sorozatot harántolt 289,2–225 m között, melyet a kőzetleírás „szericites és talkos kvarcitpala és fillit" néven említ (SCHWÁB M. 1963).

Ebből a kőzetösszletből két teljes elemzést készítettünk, az adatokat a 2. táblázat a) és b) rovata tartalmazza.

Kőzetkémiailag az első minta (970,4–968,6 m) kvarcporfírként jól értelmezhető, a második (980,5–979,3 m) ép ásványos összetétele ellenére is (nagy Al_2O_3 tartalma révén) üledékes hozzákeveredést bizonyít.

Karbon–perm kihengerelt homokkő–konglomerátum (966,1–960,7 m)

A mindössze 5,4 m vastagságban harántolt képződmény az ópaleozóos összlet felszínén, annak többé-kevésbé durva törmelékből kialakult, utóbb erős kihengerlődést szenvedett üledéktakaró eróziós roncsa. Ásványos

* A fúrási mintákból készült valamennyi csiszolat mikroszkópi vizsgálata és értelmezése PANTÓ G. nevéhez fűződik.

2. táblázat

Alkotórész %-ban	a	b	c	d	e	f	g	h
SiO_2	56,90	62,23	65,38	61,20	57,68	55,74	71,20	73,59
TiO_2	0,11	0,40	0,15	0,70	0,55	0,70	0,25	0,20
Al_2O_3	24,12	18,60	15,14	15,66	17,26	18,03	12,54	12,63
Fe_2O_3	4,63	1,63	0,62	0,95	1,19	3,21	0,72	0,47
FeO	1,36	1,86	1,51	3,33	4,10	2,67	0,76	0,60
MnO	0,07	0,09	0,14	0,13	0,11	0,12	0,06	0,08
MgO	1,92	2,32	2,59	2,79	4,41	3,46	0,57	0,16
CaO	0,36	1,71	2,88	3,35	6,72	6,57	1,40	0,89
Na_2O	0,50	0,92	0,97	2,36	2,36	2,58	2,39	2,13
K_2O	6,74	5,05	3,40	2,16	1,97	1,40	4,24	5,22
$-H_2O$	0,03	0,08	0,88	2,02	1,07	3,06	1,82	0,49
$+H_2O$	3,40	2,59	2,77	4,05	1,10	2,83	4,37	3,74
P_2O_5	0,00	0,02	0,02	0,12	0,09	0,12	nyom	0,00
CO_2	0,37	2,86	4,13	1,70	1,21	0,10	0,21	0,23
Összesen:	100,51	100,36	100,58	100,52	99,82	100,59	100,53	100,45

Mélység: a) 980,5–979,3 m; b) 970,4–968,6 m; c) 960,7–958,7 m; d) 739,5–735,2 m; e) 666,1–660,3 m; f) 655,0–652,0 m; g) 180,5 m; h) 116,0 m

Elemző: NEMESNÉ VARGA S.

összetétele nagyjában egyezik a feküjéével, a mállásnak kevésbé ellenálló ásványoktól és a pelites anyagtól eltekintve. A kőzettörmelék korábbi metamorf átrendezését palásság formájában jól mutatja (VII. tábla 2.).

A képződménnyel kapcsolatban megemlítendőnek tartjuk, hogy a Felsőregmec 1. sz. fúrás 373 m-éből – porfíroid-összlet alatt – megegyező jellegű kihengerelt homokkő került elő, feltehetően tektonikus helyzetben. Hangsúlyozni kívánjuk, hogy ez a homokkőkonglomerátum kihengereltsége folytán csak feltételesen azonosítható a Mátyáshegy (Felsőregmec – Vilyvitány) csillámos pala – arkózaösszletével.

Torton agyagos összlet, alárendelt dácittufa – tufitrétegekkel (960,7 – 854,3 m)

Közvetlenül az alaphegységen (960,7 m) 2 m vastag dácittufa-pad települ, mely nagyszámú, ép fenokristályánál fogva (erősen rezorbeált kvarc, savanyú plagioklász) a szárazföldi tufaárakkal közvetlenebb kapcsolatra utal. Kötőanyagának részben tengeri üledékes származását a benne fennmaradt Globigerina-vázak bizonyítják. Teljes kémiai elemzése [2. táblázat c) rovat] a vulkáni anyag riodácitos összetételét igazolja.

A dácittufára települ a fúrásban harántolt legidősebb harmadidőszaki (felső-torton) agyagos rétegösszlet. Alsó részében, különösen 958,7 – 949,5 m között igen intenzív a tufás anyag hozzákeveredése, ez a felső szintekben fokozatosan csökken, sőt 894 m felett makroszkóposan már nem is észlelhető.

A közeli szárazföldi vagy tengeralatti vulkáni anyagszolgáltatás kőzet – ásványtörmeléke (üvegtörmelék alig maradt fenn) javarészt tengerfenéki iszapáramokkal (*turbidity current*) jutott a felhalmozódás helyére. Ez magya-

rázza a vulkáni törmelék általános osztályozatlanságát, erős karbonátosodását és az olykor minimális mennyiségű kötőanyaggal való egybeforrását.

Az egyidejű dácitos vulkánosság nyomait őrző tufitok, tufás agyagok és a vulkáni anyagszolgáltatástól már mentes tiszta agyagos üledékek felhalmozódása sekélyvizű, a tengerrel még kapcsolatban álló medencékben történt, amit a Foraminiferák jelenléte és a szenesedett növénymaradványok egyaránt alátámasztanak. A 894 – 854 m közötti meszes agyagrétegek hosszabb, zavartalan szedimentációs szakaszt jeleznek. Az összleten belül a $CaCO_3$-tartalom 8 – 18% között változik, kiugró érték (39%) csak 944 m-nél volt tapasztalható.*

Szubvulkáni amfibol hipodácit (854,3 – 704,1 m)

A 136 m összvastagságban harántolt dácittömeget a még nem teljesen konszolidált torton üledéksor közé benyomultnak tekintjük, mely azonban – a biotitos piroxénandezittömeggel ellentétben – a tengerfenéknél mélyebben rekedt meg. Korra nem lehet sokkal fiatalabb a bezáró üledéknél, de lehetséges, hogy a felette elhelyezkedő andezittömegnél később nyomult be.

A szubvulkáni dácittömeg legfelső 18 m-es része, „*sapkája*" (722 – 704,1 m) a hipoláva által átjárt keverékkőzet. A dácitinjekciók (slírek) hirtelen lehűlését teljesen üveges, perlites szerkezetű alapanyaguk bizonyítja. Az injekció aktív dinamikáját az enyhe kontaktmetamorfózist szenvedett agyagon kialakult zeg-zugos határvonal igazolja (3. ábra). A nagy illóanyagtartalmú hipoláva térfoglalása néhol a mellékkőzet nagymennyiségű zárványának bekebelezése útján ment végbe.

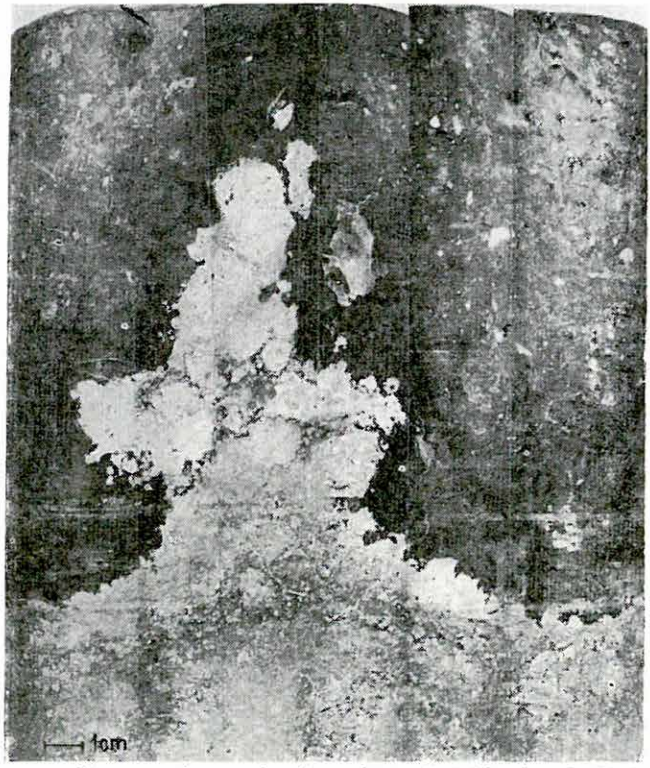
A dácittest 89 m vastagságú főtömege is (811 – 722 m) szubvulkáni testeknél szokatlan, inkább felszíni lávaömlésekre – sőt piroklasztikumként értelmezett képződményekre – jellemző vonásokat tüntet fel (VI. tábla 3., 4.).

A kőzettömeg sem szövetében, sem ásványos összetételében nem egységes alkotású. Uralkodó jellegét az örvénylő fluidális rajzú, üveges, megszilárdulás felé elindult (mikrolitnélküli), 40 – 70%-ot kitevő alapanyag adja meg. Bár ez a kőzetüveg csaknem teljesen átalakult – agyagásvány, alkáli földpát, kovaásványok, vashidroxid osztoznak most rajta –, eredeti üvegszerkezete olyan hűséggel mintázódott át, hogy az eredetileg likvációsan elkülönült, egymástól kovasav- és vastartalmukban különböző, több üvegfázis finomsávos elrendeződését is nyomon követhetjük rajta. A fluidális, összetett sávos szerkezetet helyenként a gázdús hipoláva hirtelen expanzióját tükröző igniszpumitos szerkezet váltja fel (szigorú rendezettség nélküli, hosszúkás tömlőkké lefűződő, lencsékké ízelődő sávok) (VII. tábla 1.).

Néhány plagioklászon kívül az eredeti nagy fenokristályok (1000 – 10 000 μ) anyaga sem maradt ép. Körvonalukat, zárvány-koszorús szerkezetüket karbonátos, agyagásványos (SZÉKELY Á. meghatározása szerint 724 m-nél illites) kitöltés őrzi. Az uralkodó színes elegyrész a fenokristályok körvonalaiból ítélve amfibol volt. Kisebb fenokristályok alárendelt mennyiségben (< 10%) szerepelnek, ásványos megoszlásuk a fentiekhez hasonlónak vehető.

A hipo- (kloro) dácit egy mintájának teljes elemzését a 2. táblázat d) rovatában mutatjuk be.

* A fúrási anyag szemcseösszetételi és karbonátvizsgálatát NÉMETH J. végezte.



3. ábra. Dácitbenyomulás agyagba enyhe kontaktussal („kiterített" fúrómag 707 m-ből)
Fig. 3. Dacite penetrating Sarmatian clay with slight contact metamorphism. ("Mantle" of a drilling core from 707 m)

A kőzet dácitos összetétele az elemzésből közvetlenül kitűnik, ortomagmatitokkal való összehasonlítása viszont félrevezető lenne.

A hipodácittest 854,3 – 811 m közötti 43,3 m vastag bázisövét pszeudotufaként jellemezhetjük. A főtömeghez hasonló összetételű és szövetű (fluidális – igniszpumitos) dácitanyagot a – lefojtottságból eredően – igen erőteljes hipo- és meta-szakaszú átalakító tényezők „szétrobbantották". Az uralkodóan 1000 – 10 000 μ nagyságrendű, karéjos szélű szigetekben figyelhető meg az eredeti dácitszövet, közüket új ásványkiválás kérgezi, tölti ki ritmusosan sávos vagy mozaikszerű elrendeződésben. Az átalakulás – kiszorítás iránya szerint visszatérő zónásság figyelhető meg az összleten belül, mely a kloro-, karbo-, hidro-dácitosodás részben egymást fedő váltakozására utal. Idegen kőzetanyag számottevő mennyiségben általában nem volt megfigyelhető. A bázisöv legalja csaknem teljesen elmeszesedett és a mechanikai aprózódás, valamint az üledékes feküvel való keveredés révén durva tufa – tufit szerkezetű.

A dácitos összletben három szintben települ torton meszes agyag (730,4 – 724,3, 716 – 713,6, 713 – 707,9 m). A kőzet meglehetősen egyveretű, $CaCO_3$-tartalma 9 – 15%, szemcseösszetételében az agyagos frakció dominál, a kőzetliszt csak kisebb maximummal jelentkezik. Szórványosan különböző dőlésszögű csúszási felületek és szenesedett növényi maradványok figyelhetők meg.

Piroxénandezit és dácit, agyagos—homokos közbetelepülésekkel, alárendelten tufittal (704,1—533 m)

704,1—690,1 m között viszonylag egyveretű, tufittal csak egyhelyütt (703,8—702,9 m) (VI. tábla, 2.) megszakított meszes agyag (torton) települ. $CaCO_3$-tartalma 15—20%.

689,5 m-ig vegyestufit található, majd ismét torton meszes agyag következik (689,5—687,4 m). $CaCO_3$-tartalma 16,7%, szemcseösszetételében az agyagos frakció uralkodik. Helyenként 60—70°-os csúszási felületek észlelhetők.

570 m-től 550,2 m-ig torton agyag, homokos agyag és finom aprószemű homokkő (565 m) települ. Ez a kövületes összlet folyamatos átmenetet ad az alsó-szarmata rétegek felé. $CaCO_3$-tartalma 11—20%.

550,2—533 m között a hipoandezitbreccsában három szintben (548,5, 547 és 543 m-nél) harántoltak 0,7—1,6 m vastagságú agyagos rétegeket. Ezek zömmel már az alsó-szarmatát képviselik, $CaCO_3$-tartalmuk 15% körül van, helyenként kövületesek.

Szubmarin biotitos piroxénandezit (684,4—533 m)

A 113 m vastag (683—570 m) andezittestről fel kell tételeznünk, hogy a szarmata legelején, az általában sekély tengerfenék kőzetté nem vált torton üledékei közé nyomult, illetve azt helyenként áttörte. Ennek a szubmarin vulkáni működésnek tulajdonítjuk annak a hipoandezitbreccsának (V. tábla, 3.) a képződését, mely a szarmata—torton határon az üledékképződést kétszer (577—570 és 550,2—533 m) szakította meg.

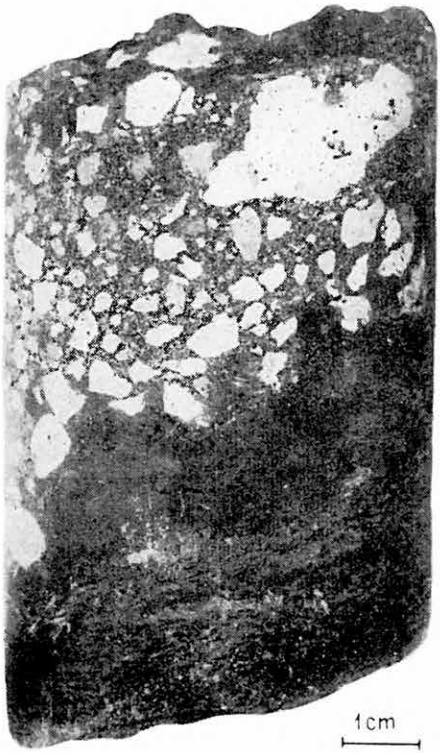
Ez az egységesen alig jellemezhető képződmény a legváltozatosabb hipo- és meta-lebontású (kloro-, hidro-, karbo-) andezitanyaggal keverten tartalmazza az üledékes anyagot. E keverékkőzet igen mozgalmas szerkezeti képe jól tükrözi a gázok által fellazított iszapban „szuszpendált" finomabb-durvább andezittörmelék áramlásra, sőt injekcióra való képességét. A hipoandezitbreccsa jellegzetesen aszcendens képződmény, nem tekinthető légi úton vagy akár tengeráramban szállított vulkáni törmelék ülepedéséből származónak. Egyes részleteit palagonitnak (hialoklasztitnak) nevezhetnénk, mivel meglepően hasonlít a franciaországi „pépérite"-hez (MICHEL 1953) és az izlandi szubglaciális vulkánosság morénaiszappal keveredett vulkanitjaihoz (NOE-NYGAARD 1940), (4., 5. ábra).

A hipoandezitbreccsa teljes ásvány-kőzettani jellemzéséhez még kiegészítő vizsgálatok szükségesek. A felső biotitos piroxénandezittel való kapcsolatát olykor megfigyelhető jellemző szövet-maradványok igazolják. A láva megszilárdulása ebben a környezetben nem futhatott végig szokásos pályáján; a földpátok, színes elegyrészek beágyazásainak és mikrolitjainak körvonalát karbonát- és kloritfoltok őrzik az agyagásványosodott üveganyagban. A felhalmozódás és kőzettéválás folyamatát lefékezte a hipovulkáni környezet, ezért mintázódott le hűen e kőzetszerkezet és maradtak fenn az iszapba zárt ősmaradványok (Foraminifera, ágtöredék). Az erőteljes meta-lebontáson kívül a vulkáni gázok közvetlen hatása érvényesült a kovaásványok és a piritcsomók kiválásában, melyek helyenként az iszapot is átjárták.



4. ábra. „Péperite"-jellegű fúrásminta 553 m-ből

Fig. 4. Drilling core of "pépérite"-like andesitic formation from 553 m



5. ábra. „Péperite"-jellegű fúrásminta 533 m-ből

Fig. 5. Drilling core of "pépérite"-like andesitic formation from 533 m

Az andezittest főtömegéből (683–570 m) is csak a 20 m-es „mag" (672–652 m) közelíti meg az ortomagmás kifejlődést (VI. tábla, 1.). Ez GYARMATI P. szerint a következőképpen jellemezhető:

Szövet:	hialopilites alapanyag (mozaikos, alkáliföldpátos átkristályosodással)	51,3%
	kisebb fenokristályok (10–1000 μ)	22,3%
	nagyobb fenokristályok (1000 μ <)	26,4%
Ásványos összetétel:	alapanyag	51%
	bontott magvú, zónás plagioklász	25%
	piroxén (túlnyomórészt kloritosodó hipersztén)	10%
	biotit (kloritos átalakulásban)	4%

A kőzet két teljes elemzését a 2. táblázat e) és f) rovata tartalmazza. Összetétele jól összevág a hegység normális (peléeites) piroxénandezit-jeivel.

Az andezittest „mag" fölötti és alatti része különböző fokú hipo- és metaelváltozásról (kloritosodás, karbonátosodás, agyagásványosodás, piritesedés) tanúskodik (V. tábla, 4.). A különböző irányú átalakulások erőssége lépésről-

lépésre változik, így tiszta típusok (kloro-, karbo-, hidro-, szulfoandezit) nem határolhatók el az összletben, s általános jellege szerint propilitnek minősül.

Az andezittest legalján (684,4 – 683 m) szaruszirtként megkeményedett és átásványosodott [finomszemű muszkovit, piroxén (?) és piritképződés] agyagot találunk.

Törmelékes üledéksor (agyag, agyagos homok, homokos agyag), kevés andezit- és vegyestufittal (533 – 184 m)

A 349 m vastag szarmata összlet mintegy 90%-át agyag, agyagos finomhomok és finomhomokos agyag alkotja, ami egyenletes, nyugodt üledékképződési viszonyokra utal.

Az üledékképződés sekély, lefűződő, vagy már lefűződött medencében történhetett. Erről tanúskodnak az elég gyakori szenesedett növényi maradványok, a 327 m-nél talált kőszénnyomok és a csökkent sótartalmú vizet kedvelő ősállatmaradványok. A folyamatos üledékképződést a vulkáni események csak időlegesen zavarták meg.

A rétegsorozat alján (533 – 468 m között) eléggé változatos, néhol vékony andezittufa- (529,2 – 529 m) és vegyestufit- (511,8 – 511 m) sávokkal, finomhomokos – kőzetlisztes – aprócsillámos közbetelepülésekkel megszakított, rétegzett, 10 – 15°-os dőlésű, meszes agyag települ, néhol 70 – 90°-os csúszási felületekkel. Szemcseösszetételében az agyagfrakció uralkodik, a kőzetliszt és a finomhomok általában alárendeltebb. A $CaCO_3$-tartalom 12 – 23% között változik. Az andezit- és vegyestufiton kívül tufás mészkő-, illetve agyag- és homokkőrétegek (532,15 – 531,2; 529 – 522 m) őrzik a vulkáni környezet durvább (100 – 10 000 μ) lepusztulási termékeit. Egyes tufitok csiszolatában (531,2 – 531 m, 529 – 522 m) *Miliolina* sp. és *Rotalia* sp. átmetszetek ismerhetők fel.

462 m-ig rétegzett, átlag 14%-os $CaCO_3$ tartalmú, aprócsillámos, növénymaradványos finomhomokot harántolt a fúró. A 373,6 m-ig terjedő szakaszon agyag, kőzetliszt, ritkábban finomhomok különböző keverékei fordulnak elő, gyakran 10 – 30°-os dőléssel, elvétve erősen változó dőlésszögű csúszási síkokkal. A faunamaradvány és a részben szenesedett növényi töredék elég gyakori. A rétegösszletben helyenként vékony tufás – tufitos szintek (452,6; 393,1 – 393; 378,3 – 376,9; 376,7 – 375,1 m) és csillámos finomhomok (laza homokkő)-közbetelepülések találhatók. Az agyag $CaCO_3$-tartalma 10 – 25% közötti.

373,6 – 371,0 m között homokos – kavicsos réteg települ. A mintában az aprószemű homoktól kezdve valamennyi homokfrakció képviselve van. A kavicsok átmérője 0,2 – 6 cm, anyaguk porfiroid, mészkő és kvarcit. A közepesen koptatott homokszemcsék főleg kvarcanyagúak.

A regresszív jellegű, kavicsos réteg fölött 196 m-ig ismét agyagos – kőzetlisztes üledéksorozat következik. Az agyagrétegek 5 – 10°-os dőlésűek, helyenként piritcsomók, kövületek, szenesedett növényi maradványok, a legfelső szintekben limonitsávok (204,9 – 202; 200,7 – 199,8 m) és tufitos agyagbetelepülések (202 – 200,7; 199,8 – 196 m) figyelhetők meg. 327 m-nél, valamint 261,9 – 261,7 m között szenes agyag települ. A $CaCO_3$-tartalom 13 – 22%.

Az előbbiekben tárgyalt nagyvastagságú üledéksorozatot – az ártufák felé mintegy átmeneti tagként – 12 m vastag, változó anyagú, nagyrészt piroklasztitból (andezit és vegyes tufit, hullott tufa és áthalmozott riolittufa) álló összlet zárja le. Keletkezését tekintve – a vízi ülepedés túlsúlya mellett – részben már terresztrikus képződési körülményeket is feltételezünk.

Riolit-ártufa (184–93 m)

Az áthalmozott, hullott tufaösszlet alatt összefüggő és nagyjából egységes alkotású riolit-ártufa (*ash-flow tuff*) települ (V. tábla 6.). Az ártufa eddigi vizsgálata (11 csiszolat) nem olyan részletességű, hogy abból a finomabb szerkezet (összesülés fokozatai) szerinti tagolás teljes pontossággal elvégezhető volna. A makroszkópos jelleg nem utal arra, hogy az anyagszolgáltatás több – jelentős időközzel elválasztott – szakaszára gondoljunk, így az ártufaleplet egyetlen földtani (kihűlési) egységnek tekintjük. Ez nem jelenti azt, hogy a 91 m vastag képződmény egyetlen nuée-ből rakódott volna le, de az egymást gyorsan – kihűlés nélkül – követő tufaterítések és fúrómagokon észre nem vehető határral olvadtak egybe.

Az ártufát a rendelkezésre álló adatok alapján az alábbiak szerint tagoltuk (további vizsgálatok még finomíthatják az elhatárolásokat):

1. Felső, laza, részleteiben kissé áthalmozott szint (115,5–93 m)
2. Enyhén összesült ártufa (180,5–115,5 m)
3. Laza tufaár-bázis (184–180,5 m).

Az ártufa általánosságban osztályozatlan, az üvegtörmelék összeszövődése, egymásbaízesülése révén – nagyobbfokú összesülés nélkül is – szilárd, rétegzetlen. Az alapanyag 20%-nyi mennyisége az összlet egész szelvényében állandónak bizonyult. Apró és finom üvegtörmelék alkotja, melynek tüskéi – „szarvai" összefonódnak. Az üvegtöredékek összehegedése ugyan nem figyelhető meg, de képlékeny illeszkedésre (*molding*) – főleg a szelvény alsó harmadában – jellegzetes példákat találunk.

Az ártufa főtömegét horzsakő adja (60–70%), mely nagyrészt egyenletes szemcsenagyságú és párhuzamos elrendezésű. A fenokristályok mennyisége 10–20%, savanyú plagioklász a legtöbb, akad rezorbeált kvarc és ép biotit is.

Idegen kőzetzárványként leggyakrabban az erősen összesült (a fúrás szelvényéből vagy a közelből nem ismert) riolit ártufa-töredékek, majd riolit (perlit), dácit és andezitdarabkák jelennek meg. Utóbbiak mennyisége a bázisszintben megnő és itt az üledékanyag (homok, agyag) hozzákeveredése is számottevő értéket (10%) ér el. Az agyagásványosodás itt a legjelentősebb.

Az ártufából készített két teljes elemzést a 2. táblázat g) és h) rovata tartalmazza.

Az ártufa összetétele jól vág a hegység szarmata riolitjainak kemizmusához. A viszonylag nagy K_2O-tartalmat az üveghez kötöttnek kell tekintenünk, mivel káliföldpát fenokristályt nem találtunk.

181,2–180,2 m között a DTA vizsgálat (SZÉKELY Á.) kevés illitet mutatott ki, ami kezdődő agyagásványos lebontásról tanúskodik.

Hullott, áthalmozott tufa-tufit (agyag) csoport (93,0—8,5 m)

E jelentős vastagságú és az alsó-szarmata hosszabb időszakát képviselő képződmény meg-megszakadó, mérsékelt erősségű, riolitos vulkáni működésről tanúskodik. A vulkáni anyag felhalmozódása sekély mélységű medencékben — lagunákban — történt.

A friss vulkáni anyagszolgáltatást közeli központok fokozatosan gyengülő riolittufaszórásában látjuk. A jellegzetes hullott riolittufa (68—66; 59,52—56,5; 54,6; 36—35,2; 31,5—30,2 m) túlnyomórészt üvegtufaként jellemezhető (IV. tábla 2.).

A kőzetzárvány (horzsakövön kívül) jelentéktelen mennyiségű. Riolit (perlit, fluidális riolit), riolittufa (ártufa) és feküagyag-töredék elvétve akad, nagysága a horzsakő és a fenokristályok közé esik (100—1000 μ).

Áthalmozott tufa (IV. tábla 1.) alkotja az összlet tufaszintjeinek felét. Anyaga lényegesen nem különbözik a hullott tufáétól. Számos típusnál (54,6—52; 36,3—36; 16,4—8,5 m) nehezen dönthető el, hogy eredeti felhalmozódásban maradt, vagy pedig rövidebb szállítást szenvedett vulkáni törmelékről van-e szó. Ezeknél csak makroszkópos rétegzettség és fokozottabb szemnagysági osztályozás utal az áthalmozásra, koptatottság nem állapítható meg.

Az elterjedtebb és jellegzetesebb áthalmozott tufánál a hosszabb vagy ismétlődő vízi szállítás az apró üvegtörmelék koptatottságával és az alapanyag mennyiségének viszonylagos megnövekedésével jut kifejezésre (93—92; 82—79,8; 73,4—69; 30—28,3 m).

Az áthalmozott tufában néhol jelentős mennyiséget ér el (60%) az apró és finom törmelékből (1—10 μ) álló alapanyag, melynek halmazai kissé irányítottak. A horzsakő mennyisége (30—80%) és alakja nem különbözik lényegesen a hullott tufáétól.

Az elbontás nem általános, részben a szállítás folyamatával, részben a kőzettéválással kapcsolatos. Diagenezis utáni átalakulásra nem láttunk példát. Egyes szintekben még a biotitpikkelyeken sem észlelhető elbontás, máshol kloritosodás, vagy teljes feloldódás látható. Kezdeti fokú agyagásványosodás (montmorillonitosodás) — az alapanyag finomüvegtörmelékére korlátozottan — eléggé gyakori. Erősebb elbontásra is akad példa (16,4—13,6 m).

Áthalmozott, vegyes tufaként (IV. tábla 4.) jellemezzük azokat a vékonyabb-vastagabb közbetelepülő rétegeket, amelyekben az uralkodó savanyú vulkáni törmelékanyagon kívül bázisosabb (andezites, dácitos) vulkánosságra utaló ásvány-kőzetanyag is kimutatható (<30%) (92—91; 88,6—86,3; 66,0—65,8; 55—54,6; 38,8—38 m). A szelvényben felfelé haladva, a vegyes tufaszintek vastagsága és a nem riolitos hozzákeveredés mennyisége csökken.

E laza, morzsolódó kőzet apró és finomszemű üvegtörmeléke hosszabb (vagy ismételt) szállítás során legömbölyödött. Az alapanyag (5—40%) nemcsak üvegtörmeléket, hanem hozzákeveredett kevés agyagot és egyéb finom kőzettörmeléket is tartalmaz. A kőzet főtömegét (40—85%) horzsakő adja, mely azonban nem egységesen riolitos, hanem nagyobb törésmutatójából és szabálytalanabb likacsaiból megítélve, feltehetően dácitos—andezites össze-

tételű horzsakőtörmelék keveredése. Egyéb kőzettörmelékként (10–20%) riolit, riolittufa, dácit és andezit többé-kevésbé bontott darabkái kerültek elő, melyeket nem ásványtanilag, hanem a szövet és az alapanyag törésmutatója alapján azonosíthattunk. Üledékes kőzetzárvány igen ritka. A vegyes tufa fenokristálytartalma valamivel nagyobb a riolittufáénál (5–20%). A riolit gyakori zárványain kívül piroxén is tanúskodik az andezites keveredésről. Az elvétve megjelenő cirkon, gránát távolabbi származásra utal.

A 84,5 m vastag összletnek mintegy negyedét kitevő, részben kövületes tufit (IV. tábla 3.; V. tábla 1.) és agyag több szintben, az előbbiekkel többszörösen váltakozva jelenik meg. A tufitok mellett (91,5–88,6; 84,1–76,3; 76,3–73,4; 62,2–61,4; 55–54,6; 52–49,8; 35,2–31,5; 34,1–31,5 m) az agyag mennyisége alárendelt (65,2–65; 56,5–55 m). 71,5–69,2 m között váltakozva agyag, agyagos lignit települ, ami a korábban említett lagunás fáciesjelleget csak megerősíti.

Tufitnál az üledékes hozzákeveredés szemcseosztálya szerint agyagos és homokos fajtákról beszélünk. A horzsakő uralkodó jellege itt nem érvényesül, mellette idegen elemként gránát, staurolit is előfordul visszatérő gyakorisággal.

A tufiton és agyagon végzett DTA vizsgálatok szerint (SZÉKELY Á.) a montmorillonitosodás és az illitesedés viszonylag éles határral elkülönül, 57 m-ig montmorillonit, 58 m-től viszont több-kevesebb illit mutatható ki.

Agyagos–bentonitos rétegek (8,5–0,0 m)

A fúrás 8,5–8,2 m-nél a DTA vizsgálatok szerint (SZÉKELY Á.) 30 cm bentonitos agyagot harántolt, majd agyagot, tufaszemcsés agyagot és rétegzett agyagot, legfelül pedig ugyancsak tufaszemcsés agyagot tárt fel.

Mikromineralógiai vizsgálatok

A fúrás üledékes összletéből CSÁNK E.-NÉ összesen 60 nehéz- és könnyűásvány vizsgálatot készített. Mivel a vizsgálati eredményeket összefoglaló 3. sz. táblázat a kőzettani jellemzéssel egybevetve értelmezést alig kíván, így a következőkben csupán néhány fontosabb ásványra hívjuk fel a figyelmet.

Talán legszembetűnőbb 74,4–71,5 és 66,0–65,8 m között a hipersztén hirtelen feldúsulása, amely a hullott, áthalmozott tufa–tufitösszleten belül erőteljesebb andezites beütést igazol.

Ugyancsak igen figyelemre méltóak azok az adatok, melyek a vilyvitányi amfibolit-fáciesű metamorfózissal jellemzett kristályos alaphegység és az itt csak fúrással elért (Füzérkajata 2., Felsőregmec 1.) porfíroid összlet torton–szarmata felszíni lepusztulásáról, törmelékszolgáltatásáról tanuskodnak. Így az aktinolit, disztén (közeli felszíni szarmata mintákban a staurolit is), és a kiugró mennyiségű gránát a proterozóosnak tartott amfibolit–gneisz–csillámpala összlet, a cirkon és turmalin az ordoviciumi porfíroid tanuja.

Valószínű, hogy a zempléni kristályos sziget közeli anyagszolgáltatásának bizonyítása a kelet-szlovákiai Stankovce szarmata üledékei esetében is feleslegessé teszi a Szepes-Gömöri Érchegységből való származtatás feltevését (MIŠÍK, M. 1954).

Összefoglalás

A fűzérkajatai földtani alapfúrás a már részletezett kőzettani kifejlődésben 960,7 m-ig alsó-szarmata és felső-torton, 1007,6 m-ig paleozóos képződményeket harántolt.

A rétegek szintezése ősmaradványaik, illetve – a paleozóos kőzetek esetében – makroszkópos és mikroszkópos kőzettani analógiák alapján történt.

A miocén emeletek megállapításánál a makro- és mikrofaunavizsgálatok lényegében azonos eredményre vezettek, így a szarmata és a torton emelet közötti határ 550–540 m-nél való megvonása egyértelmű. Az emeletek részletesebb taglalásánál azonban nehézségek mutatkoztak. Makrofaunával az alsó-szarmata jelleg ugyan kétséget kizáróan igazolható, az 543 m alatt előkerült néhány *Varicorbula gibba* OLIVI példány azonban csak a rétegek szarmatánál idősebb voltát bizonyítja. Az 570 m-ig előkerült rossz megtartású, töredékes Molluscum lenyomatok és héjak csupán sejtetik a torton emeletet. A mikrofaunával majdnem fordított a helyzet. Foraminiferák segítségével a szarmata összlet részletesebb tagolása nem volt lehetséges, azonban a felső-tortont eléggé megbízhatóan igazolni tudtuk.

Hogy a fúrás valóban a felső-tortont harántolta, azt – sajnos – talán legjobban az evaporitok hiánya bizonyítja.

Abból a célból, hogy az alaphegység és a miocén képződmények határán mozgó mélységi vizek kloridion-koncentrációját megismerjük, a fúrólyuk megfelelő műszaki kiképzése és kitisztítása után vízföldtani és vízkémiai vizsgálatokat végeztünk. A 950 és 970 m közötti szakaszon nyitott és perforált csővel ellátott fúrólyukban a kanalazással egyidejűleg megindult a vízáramlás és a műszaki nehézségek miatt csupán 463 m-ig süllyesztett vízszint – az itteni víztermelés lehetőségét tagadó, korábban elhangzott vélemények, valamint a nagy vízoszlopnyomás ellenére – néhány nap alatt a felszín fölé emelkedett. A beáramló víz mennyisége a kanalazás folyamán egyre fokozódott s így a második kanalazási sorozatnál a feltöltődési idő már lényegesen megrövidült. A 463 m-ből származó víz felszínen mért hőmérséklete 35,4 C° volt. A fúrólyuk talphőmérséklete 68 C°.

A kanalazás során a kloridion-koncentráció folyamatos vizsgálatára 7 kanálmintát, majd a fúrólyuk kétszeres űrtartalmának megfelelő vízmennyiség kitermelése után 962 és 965 m-ből egy-egy mélységi vízmintát vettünk. Összetételük teljesen megegyező.

Habár a kloridion-koncentráció érdemi anomáliát nem mutatott, a víz – ásványos összetételét tekintve – feltétlenül figyelmet érdemel. A 962 m-ből vett vízminta (ERHARDT GY. 1963. V. 24.) elemzési adatai a következők:

	mg/l	Than-féle egyenérték %
Na^{+}	560,0	96,77
K^{+}	20,0	2,03
Ca^{++}	3,6	0,71
Mg^{++}	1,5	0,49
Fe^{++}	nyom	–
NH^{+}_{4}	nyom	–
Mn^{++}	∅	–
		100,00%

	mg/l	Than-féle egyenérték %
Cl^-	146,0	16,45
HCO_3	1134,9	74,27
SO_4	106,0	8,82
NO_3	7,3	0,46
NO_2	∅	–
H_2SiO_3	–	–
		100,00%

Összes oldott anyag: 1979,3 mg/l
Lúgosság: 18,60
Összes keménység: 1,65 N°
O_2 fogyasztás: 4,4 mg/l
Karbonát keménység: – N°
Kémhatás fenolftaleinre: igen gyengén lúgos
Megjegyzés: zavaros, homályos, sok iszapos üledék
Elemzést végezte: BARABÁSNÉ SERÉNYI E.

Lehetséges – a szeizmikus vizsgálatok (MITUCH E. 1962) legalább is azt látszanak alátámasztani – hogy az alaphegység Filkeháza és Füzérkomlós között (a fúrástól kissé Ny-ra) éri el mélypontját, így ezen a területrészen a mélyebb felső-torton, illetve a középső-torton alemelet kifejlődése nem elképzelhetetlen.

IRODALOM

BARTKÓ L. – PANTÓ G. – SZENTES F. 1961: Beszámoló a keletszlovákiai kősóterületen végzett tanulmányútról. – Kézirat. MÁFI Adattár.

BÁLDI T. 1962: Jelentés a Füzérkajata 2. sz. fúrás makrofaunavizsgálatáról. – Kézirat. MÁFI Adattár.

DOMBAI T. 1948: A Pálháza, Füzérradvány és Alsóregmec környékén végzett geofizikai felvételek. – Jövedéki mélykutatás 1947 – 1948. pp. 289 – 297.

FRITS J. 1961: Felvételi jelentés Hollóháza, Füzér, Pusztafalu, Füzérkomlós, Nyíri és Kisbozsva térségében 1960-ban végzett reambuláló térképezésről. – Kézirat. MÁFI Adattár.

GRISKEVICS, G. N. 1956: Szarmatszkije otlozsenija Zakarpatszkoj oblaszti USzSzR. – Geologicseszkij Szbornik, **2—3.** pp. 158 – 180.

KORECZNÉ LAKY I. 1962: A Füzérkajata 2. sz. fúrás miocén rétegeinek mikropaleontológiai vizsgálata. – Kézirat. MÁFI Adattár.

ILAVSKY, J. 1962: Metalogenetický vyvoj gemerid a jeho problémy. – Geol. práce, zošit 61. pp. 87 – 100.

MICHEL, R. 1953: Contribution à l'étude pétrographique des pépérites et du volcanisme tertiaire de la Grande Limagne. – Publ. de la Fac. de Sc. Univ. de Clermont. Lab. de Géol. et Min. Fasc. 1. pp. 1 – 140.

MIŠÍK, M. 1954: Sedimentárno petrografický výskum neogénu vychodného slovenska. – Geol. sbornik. **5.** 1 – 4. pp. 234 – 254.

MITUCH E. 1962: A Tokaji-hegységben végzett szeizmikus refrakciós mérések eredményei. – Kézirat. MÁFI Adattár.

MOLNÁR J. 1962: Jelentés a Pusztafalu és Füzérkajata környéki szerkezetkutatásról. – Kézirat. MÁFI Adattár.

NOE-NYGAARD, A. 1940: Subglacial volcanic activity in ancient and recent times. – Fol. Géorgr. Dan. 1/2, pp. 1 – 6.

SCHRÉTER Z. 1942: Füzérradvány környékének hidrogeológiai viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1936 – 1938-ról. III. pp. 1447 – 1466.

SCHRÉTER Z. 1948: A Füzérradvány és Gönc között levő terület földtani viszonyai. – Jövedéki Mélykutatás 1947 – 1948. pp. 258 – 278.

SCHWÁB M. 1963: Felsőregmec 1. távlati kutatófúrás. – Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról. pp. 379 – 384.

STEGENA L. 1948: Az alsóregmeci minimum környékén végzett sókoncentráció-vizsgálatok eredményei. – Jövedéki Mélykutatás 1947 – 1948. pp. 298 – 302.

SZABÓ G. – SZILÁRD J. 1962: A Tokaji-hegységben végzett gravitációs mérések eredményei. – Kézirat. MÁFI Adattár.

SZEBÉNYI L. 1948: Az alsóregmeci kutatófúrás. – Jövedéki Mélykutatás 1947 – 1948. pp. 303 – 307.

ZSILLE A. 1962: A Tokaji-hegységben végzett mágneses mérések eredményei. – Kézirat. MÁFI Adattár.

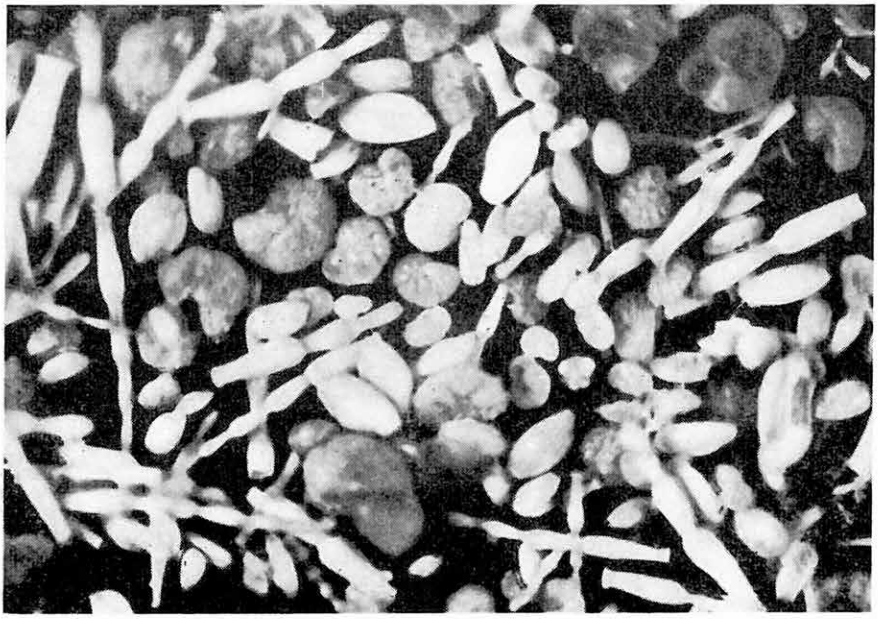
I. Tábla – Plate I.

1. Nodophthalmidiumos fácies faunaegyüttese (szarmata emelet) 20×
2. Elphidiumos – rotaliás fácies faunaegyüttese (szarmata emelet) 20×

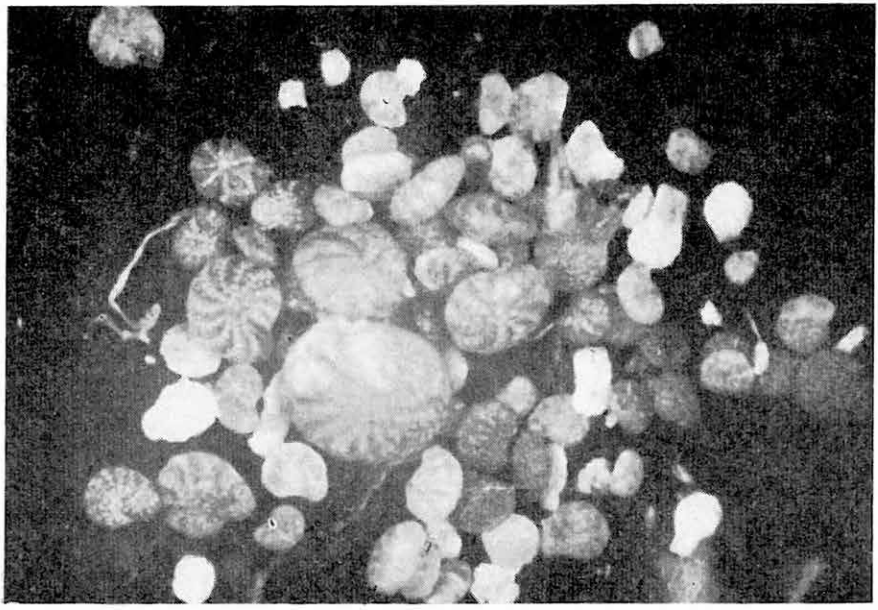
* * *

1. Assemblage of foraminifers characterized by the genus Nodophthalmidium (Sarmatian)
2. Assemblage of foraminifers characterized by the genera Elphidium-Rotalia (Sarmatian)

Fotó: KISS A.



1



2

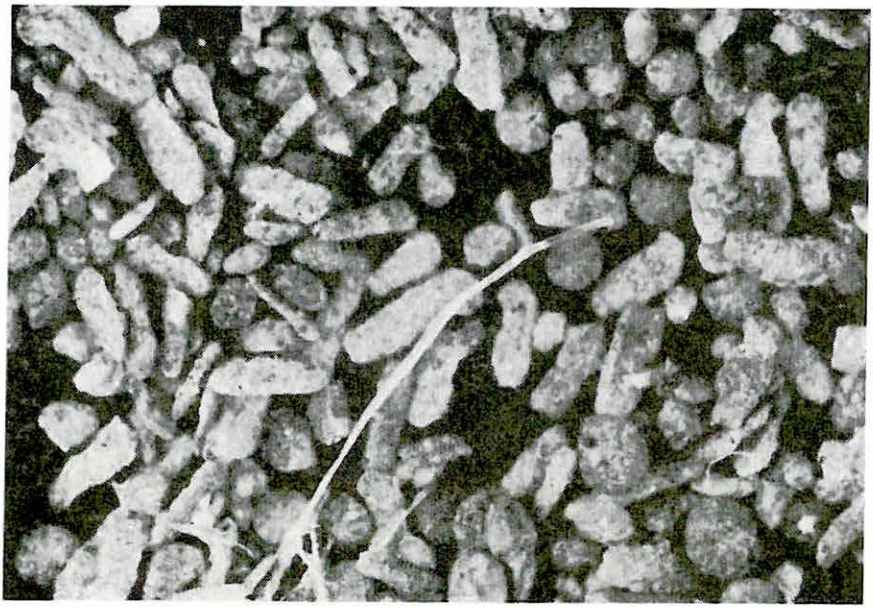
II. Tábla – Plate II.

1. Ammomarginulinás fácies faunaegyüttese (szarmata emelet) 20×
2. Partszegélyi fácies faunaegyüttese (torton emelet) 20×

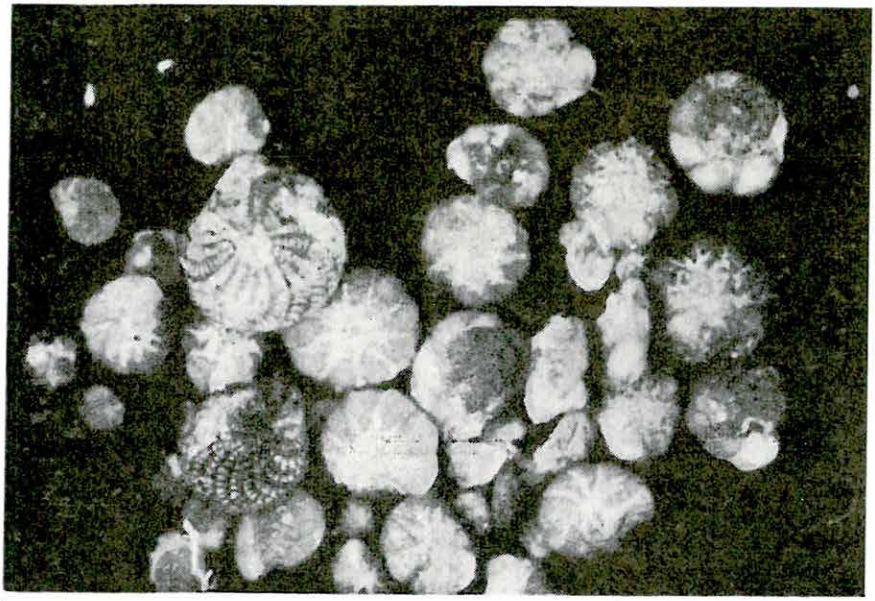
* * *

1. Assemblage of foraminifers characterized by the genus Ammomarginulina (Sarmatian)
2. Near-shore foraminifer assemblage (Tortonian).

Fotó: Kiss A.



1



2

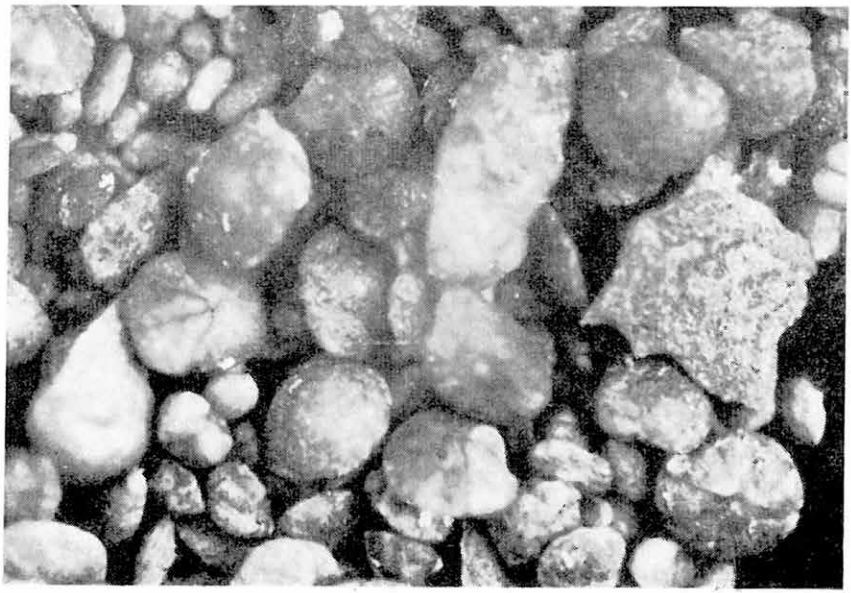
III. Tábla – Plate III.

1 – 2. Sekélytengeri faunaegyüttes (torton emelet) 20×

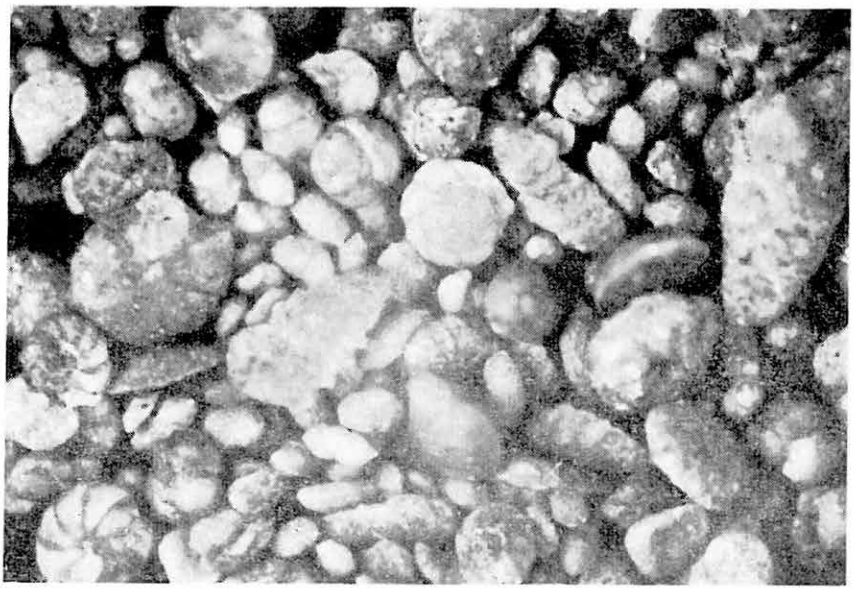
* * *

1 – 2. Shelf foraminifer assemblage (Tortonian)

Fotó: KISS A.



1



2

IV. Tábla – Plate IV.

1. Áthalmozott riolittufa 16,4 – 13,3 m-ből
2. Hullott riolittufa 31,5 – 30,2 m-ből
3. Finomszemű riolittufit 35,2 – 34,3 m-ből.
4. Áthalmozott vegyes tufa 66,0 – 65,8 m-ből

* * *

1. Redeposited rhyolitic tuff
2. Ash-shower rhyolitic tuff
3. Fine grained rhyolitic tuffite
4. Redeposited mixed (rhyolitic and andesitic) tuff

Fotó: DÖMÖK – PELLÉRDYNÉ

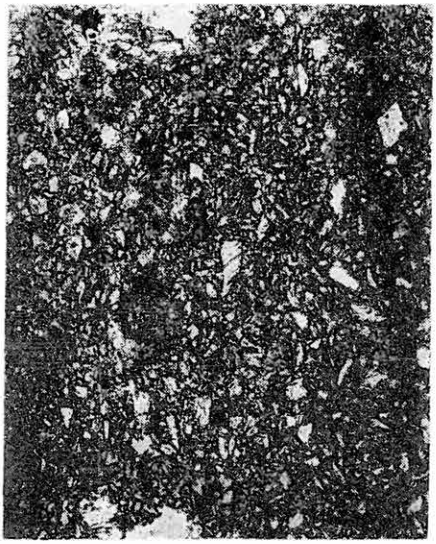
||Nik. 20×



1



2



3



4

V. Tábla – Plate V.

1. Vegyes tufit 84,1 – 76,3 m-ből
2. Riolit ártufa 114,5 – 92,1 m-ből
3. Hipoandezitbreccsa 550,2 – 533,0 m-ből
4. Andezit pszeudotufa 571,0 – 570,0 m-ből

* * *

1. Mixed (rhyolitic and andesitic) tuffite
2. Rhyolitic flood (ash-flow) tuff
3. Brecciated hypoandesite
4. Andesitic pseudo-tuff

Fotó: DÖMÖK – PELLÉRDYNÉ

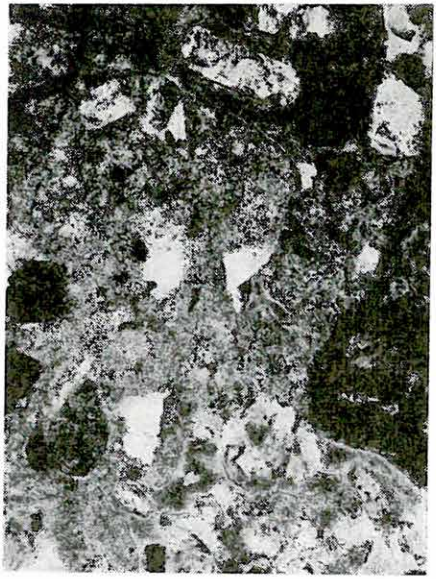
||Nik. 20 ×



1



2



3



4

VI. Tábla – Plate VI.

1. Biotitos piroxénandezit 660,3 – 655,9 m-ből
2. Dácittufit 703,8 – 702,9 m-ből
3. Dácit pszeudotufa 751,7 – 747,7 m-ből
4. Klorodácit 776,4 – 773,7 m-ből

* * *

1. Biotite-bearing pyroxene andesite
2. Dacitic tuffite
3. Dacitic pseudo-tuff
4. Chloro-dacite

Fotó: DÖMÖK – PELLÉRDYNÉ

Nik. 20×



1



2



3



4

VII. Tábla – Plate VII.

1. Hipodácit igniszpumit 796,0 – 792,7 m-ből
2. Keresztpalás fillit, permi konglomerátumban 962,1 – 960,7 m-ből
3. Porfiroid 970,4 – 968,6 m-ből
4. Porfiroid turmalinnal 980,5 – 979,3 m-ből

* * *

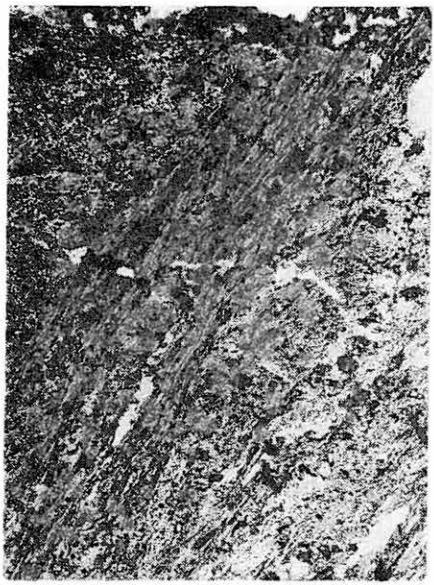
1. Hypodacite ignispumite
2. Cross-foliated Lower Palaeozoic phyllite in Permian conglomerate
3. Metamorphosed quartz porhpyry
4. Metamorphosed turmalin-bearing quartz porphyry

Fotó: DÖMÖK – PELLÉRDYNÉ

||Nik. 20 ×



1



2



3



4

GEOLOGICAL INFORMATIONS OF THE BASIC DRILLING AT FÜZÉRKAJATA

by

GY. ERHARDT

The basic drilling at Füzérkajata crossed Lower Sarmatian and Upper Tortonian formations between 0 and 960,7 m as illustrated on the section (Fig. 2) and penetrated to its bottom (1007,6 m) Palaeozoic schists.

Stratigraphic evaluation relied on palaeontological evidence and in the case of Palaeozoic formations on petrographic analogies.

The boundary of Sarmatian and Tortonian has been established at 550–540 m equivocally both by micro- and macropalaeontological study. The finer subdivision of the stages encountered difficulties. The macrofauna indicates unambiguously Lower Sarmatian but some specimens of *Varicorbula gibba* OLIVI found at 543 m indicate Pre-Sarmatian age.

The fragmental impressions of molluscs encountered down to a 570 m depth in rather poor preservation are only hypothetical indications for the presence of the Tortonian. Micropalaeontological check is a complementary one. Study of foraminifers did not allow any subdivision of the Sarmatian series but furnished decisive evidences for the Upper Tortonian.

Another independent proof for the Upper Tortonian age of the lowermost Tertiary section is the absence of evaporites.

The surface of the Palaeozoic basement reaches its greatest depth on the W of the drilling (between Filkeháza and Füzérkomlós indicated by seismic survey by E. MITUCH 1962) and the presence of Lower-Upper Tortonian and Middle Tortonian formations cannot be excluded there.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОПОРНОГО БУРЕНИЯ В С. ФЮЗЕРКАЯТА

ДЬ. ЭРХАРДТ

Геологическая опорная скважина, заложенная в с. Фюзеркаята пересекала до 960,7 м нижнесарматские и верхнетортонские отложения и ниже, до 1007,6 м – палеозойские образования, литологическое строение которых было детально изложено уже раньше.

Стратиграфическое расчленение слоев было выполнено на основании содержимых в них окаменелостей или – для палеозойских пород – по макроскопической и микроскопической аналогии литологического состава.

При определении миоценовых ярусов макро- и микрофаунистические исследования привели по существу к одинаковым результатам. Таким образом граница между сарматом и тортоном проводится единогласно на глубине 550–540 м. Однако, при более дробном расчленении ярусов были встречены некоторые трудности. Хотя и нижнесарматский характер

отложений несомненно подтверждается макрофауной, все же несколько экземпляров *Varicorbula gibba* OLIVI найденных ниже 543 м, доказывает лишь досарматский возраст отложений. Плохо сохраненные и неполные отпечатки и раковины моллюсков, найденных до 570 м, дают только предположить наличие тортонского яруса. Однако, что касается микрофауны, то дело обстоит почти наоборот. При помощи фораминифер дробное расчленение сарматской толщи не было возможным, в то время как верхний тортон был обоснован достаточно надежно.

Что скважина прохождала действительно верхний тортон, это — к сожалению доказывается лучше всего отсутствием эвапоритов.

Возможно — в крайнем случае на это указывают сейсмические измерения (Э. МИТУХ, 1962) —, что фундамент достигает своей наиболее глубокой точки между сс. Филкехаза и Фюзеркомлош (несколько западнее скважины). Таким образом, не является невообразимым даже то, что в рассматриваемой области развиты низы верхнего тортона, или среднетортонский подъярус.

A TOKAJI-HEGYSÉG SZARMATA NÖVÉNYTÁRSULÁSAI

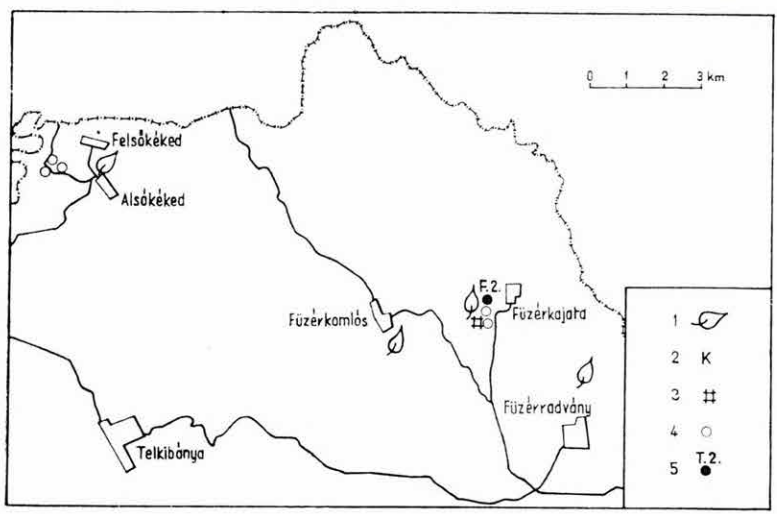
(I. sz. melléklettel)

Írta: HAJÓS MÁRTA – PÁLFALVY ISTVÁN

Előző évi ősnövénytani kutatásaink kiegészítéseként a meghatározott maradványegyüttesek ökológiai és társulási körülményeit figyelembe véve, az egyes lelőhelyek rétegtani helyzetét az I. sz. mellékleten látható vázlatos szelvényen rögzítettük.

E szerint a Tokaji-hegység területén a szarmata összletet főként vulkáni eredetű kőzetek képviselik. Ezeknek az egykorú üledékekhez való kapcsolatát a térképvázlaton (1. ábra) jelzett külszíni feltárások, bányavágatok és mélyfúrások alapján tanulmányoztuk.

A hegység ÉÉK-i peremén a külszínen és a Fűzérkajata 2. sz. fúrásban a szarmata közvetlenül a torton képződményekre települ. A Bryozoa-, Turri-

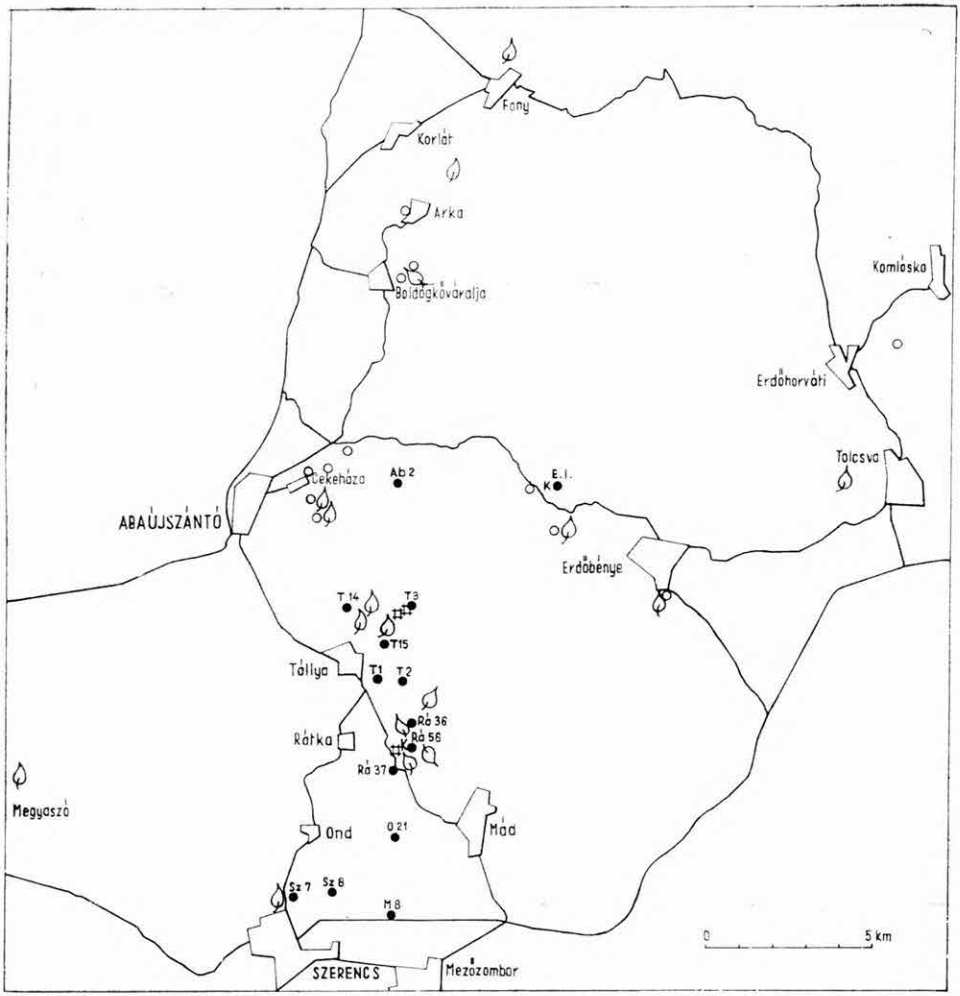


1. ábra. A Tokaji-hegység É-i területének növénymaradványos lelőhelyei

Jelmagyarázat: 1. feltárás levélmaradványokkal, *2.* kőfejtő, *3.* kutatóakna, *4.* feltárás növényi maradványokkal, *5.* mélyfúrás jele, száma

Abb. 1. Fundorte von Pflanzenresten im N-Raum des Tokaj-Gebirges

Zeichenerklärung: 1. Aufschluss mit Blattresten, *2.* Steinbruch, *3.* Schurfschacht, *4.* Aufschluss mit Pflanzenresten, *5.* Zeichen, Nummer der Tiefbohrung



2. ábra. A Tokaji-hegység D-i területének növénymaradványos lelőhelyei. (Jelmagyarázatot lásd az 1. ábrán)

Abb. 2. Fundorte von Pflanzenresten im S-Raum des Tokaj-Gebirges. (Siehe Zeichenerklärung zur Abb. 1.)

tella-, Ostrea-maradványos, finomhomokos torton agyagrétegekre üledékes kőzetekkel váltakozó andezittufaösszlet rakódott. Ennek *Cardium* sp., *Modiola* cf. *incrassata* D'ORB., *Elphidium crispum* (L.), *Rotalia beccarii* (L.) maradványokat tartalmazó agyagközbetelepülései már sekélytengeri, csökkentsósvízi alsó-szarmata képződmények.

Az andezittufa-összletre ismét sekélytengeri agyag, majd ammomarginulinás elmocsarasodó lagunaüledék rakódott. A lagunás képződményekre agyagmárga és agyagos homok következik tufitos homokközbetelepülésekkel válta-

kozva. Gyakoriak benne a szenesedett növénymaradványok és az alsó-szarmatára jellemző *Ervilia dissita* EICHW., *E. dissita podolica* EICHW., *Mactra vitaliana eichwaldi* LASK., *Abra reflexa* (EICHW.) példányai.

Erre az összletre kőszénnyomos agyagmárga, homokos agyag, laza homokkő települ, helyenként durva kaviccsal. E rétegösszletből sok *Charophyta* oogonium, szárazföldi csigaház és az édesvizekre jellemző *Epithemia* kovaalga maradványai kerültek elő. A homokos agyag-, agyagmárgarétegekből szenesedett növénymaradványok: *Salix cordata-lanceolata* A. BR., *Salix varians* GOEPP., *Alangium tiliaefolium* (A. BR.) KRYSHT., *Zelkova ungeri* (ETT.) KOV., *Pterocarya* sp., *Phragmites oeningensis* A. BR., *Typha latissima* A. BR. levelek ismeretesek.

Rétegtanilag a kékedi *Equisetum-*, *Carpinus-*, *Betula-*, *Alnus-*, *Typha-*, *Phragmites-*, továbbá *Büttneria aequalifolia* (GOEPP.) MEYER és *Salix-*maradványokat tartalmazó agyagösszlet is idesorolható. [A Borsodi-medencében levő Sajókaza környékén ui. az alsó-szarmata andezittufa közé települt agyagos rétegekben a *Alangium*, *Salix cordata-lanceolata* A. BR. levelek (PÁLFALVY 1961) szintén hasonló nagy mennyiségben halmozódtak fel.] Ez a maradványegyüttes parti, mocsaras környezetben élhetett.

Az agyagösszletre nagy vastagságú riolittufa-összlet rakódott le, felső részében kövületes agyag- és diatomaföld-közbetelepülésekkel. Az *Abra reflexa* (EICHW.), *Cardium vindobonense* (PARTSCH), *Musculus sarmaticus* (GAT.), *Mactra vitaliana eichwaldi* LASK. és a kovaalgatársulás tengerparti, nyílt-, de sekélyvízi, $16-25^0/_{00}$ sótartalmú üledékgyűjtőt jelöl. A partról besodrot növénymaradványok: *Zelkova*, *Quercus*, *Salix*.

A riolittufarétegeket bentonitos, kövületes, tufitos agyag fedi, amelynek maradványegyüttese megegyezik az eddig ismertetett tufaösszletével. A flóra képe nagyon hasonló az erdőbényei Barnamáj és Kővágóoldal, továbbá a fűzérkajatai 2. sz. fúrás közelében feltárt aknák tufitos agyagrétegeinek együtteséhez. Ez a flóra megegyezik a Szovjetunió európai részének DDK-i területeiről ismert alsó-szarmata faunával jellemzett rétegekben található növénymaradvány-együttessel. Hasonló fauna- és flóraösszetételű képződmények ismeretesek a Bécsi-medence, Dél-Szlovákia és Erdély szarmata emeletéből is.

A Fűzérkajata 2. sz. fúrás környékén létesített kutatóaknák szelvényének legfelső rétegeiben levő kovamoszat-vegetáció az üledékszállító közeg pH-jának ugrásszerű változását jelzi. Csökkentsósvízi fajok mellett uralkodik a *Navicula bicapitata* HAJÓS (1962) faj, mely eddigi vizsgálataink szerint lúgos közeget jelöl. E rétegekből a tengerparti, nyíltvízi fajok már majdnem teljesen hiányoznak. Az üledékképződésnek ebben a szakaszában a lassú kiemelkedés és az egyre fokozódó tufaszórás következtében a nyílttengerrel való kapcsolat fokozatosan gyengül. Az üledékgyűjtő sótartalmának a teljes kiédesüléshez vezető csökkenése és a *Diatoma*-együttes ehhez kapcsolódó limnikussá alakulása fokozatosan ment végbe. Ezzel az alsó-szarmata, puhatestű faunával igazolt, partközeli üledékképződési szakasz be is fejeződött.

A kövületes agyagra települő 150—180 m vastag horzsaköves, leveles riolittufa-, tufitösszlet lito- és biofáciese az eddig ismertetett képződményekétől eltér. A nyílttengertől teljesen lefűződött állóvizekben oligohalin ($0{,}5-3^0/_{00}$), miohalin ($3-5^0/_{00}$ sótartalmú) közegben élő, gazdag algavegetáció ala-

kult ki. A fajgazdagság az idősebb rétegektől a fiatalabbak felé haladva csökken. A diatomaföld-telep legfelső rétegeiben már csak két-három faj és azok változatai uralkodnak.

A vékonyleveles tufás összlet legfiatalabb diatomás rétegei ismét ugrásszerű fáciesváltozást jeleznek. Abaújszántón, Cekeházán a feltárások legmagasabb rétegtani helyzetű diatomás tufitjában a lúgos pH-jú kőzeget jelző *Navicula bicapitata* HAJÓS faj uralkodik, a *Nitzschia frustulum* PANT., *N. neogena* GRUN. és számos, gyengén kovásodott *Amphora* sp. társaságában.

Az erre következő szárazföldi, csaknem édesvízi üledékképződés során mintegy 60 m vastagságú tufás, finomhomokos, szenesedett növénymaradványos agyagösszlet keletkezett. Faunamaradványok hiányában rétegtani helyzetét települési körülményei és sporomorpha-tartalma alapján állapítottuk meg. Utóbbiak zöme a pannonnál idősebb típusú *Pinus* pollen. Az említetteken kívül *Keteleeria, Tsuga, Cedrus, Picea, Ulmus, Zelkova, Castanea, Fagus, Juglans, Carya, Alnus* fordul elő. E maradványok részben a közeli hegyoldalakról kerültek az üledékgyűjtőbe.

A Szerencs 7., Mezőzombor 8., Erdőbénye I. sz. fúrás és az erdőbényei Ligetmajor útbevágása aránylag vastag, réteges, horzsaköves — szárazföldre hullott — riolittufaösszletet tárt fel. Felső szintje diatomaföld- és lignitlencsékkel tarkított, áthalmozott tufit. A tufaösszlet fedője és a diatomaföldtelep már oligohalin, édes- ill. $0-0{,}5^0/_{00}$ sótartalmú, eutroph vízben ülepedett le. Ugyancsak a szarmata emelet legfiatalabb képződményének tekintjük a Mád—Rátka—Füzérradvány környékén ismert kaolinos, bentonitos összletet, melynek tufa-, agyag- és hidrokvarcit-betelepülései levéllenyomatokban gazdagok. A makroflóra nedvességkedvelő szálerdők, szubmontán félörökzöld és lombhullató vegyes erdők, helyenként nagyobb kiterjedésű mocsári, parti és ligeterdők jelenlétére utal. A hidrokvarcitrétegek *Diatoma*-mentesek, az agyagos rétegekből viszont szárazföldi belvizek fajszegény kovaalgaflórája került elő.

Az összletet szürkésfehér, opálos kvarcit, kovás kötőanyagú homokkő védte meg a lepusztulástól. A ligetmajori, fonyi, továbbá a *Planorbis*-lenyomatokat tartalmazó arkai fedőkvarcitokat egyidejűeknek tartjuk. Ezekben a kvarcit-, illetve homokkőrétegekben szórványosan levéllenyomatok, sás- és nádmaradványok, gyakran opálosodott fadarabok találhatók. A meghatározott kovásodott növénymaradványok és a fedőrétegekből előkerült kovaalgák kiédesült állóvízi környezetre utalnak és a pannont képviselik. HORVÁTH (1954) a megyaszói növénymaradványos képződményeket alsó-pannonba tartozónak véli.

* * *

A flóraösszetétel alapján megállapíthatók az őséghajlati és életföldtani tényezők, valamint a maradványegyüttesek rétegtani egymásutánja. A mélyebb szintek flóraanyaga Füzérkajata, Kéked, Erdőbénye, Tolcsva környékének homokos, tufás agyagrétegeiből került elő. A rétegsor középső részét a tállyai—abaújszántói diatomás és növénymaradványos tufás képződmények képviselik. A szarmata üledéksor legfiatalabb flórája főleg Mád és Füzérradvány környékéről származik. Ezeken kívül a pannon emeletbe sorolt mádi, fonyi, megyaszói kvarcit- és kovás kötőanyagú homokkőrétegekből is gyűjtöttünk növény-

maradványokat, kovásodott famaradványokat. A gazdag flórát rétegenként gyűjtöttük; vizsgálatuk adatai alapján a következőket állapíthatjuk meg:

1. A hegység területéről eddig felsorolt növénymaradványok (a diatomákkal együtt) 65 családot, 121 nemzetséget és 322 fajt képviselnek.

2. A flóra összetételében a zárvatermők uralkodnak. Különösen gyakori a *Quercus mediterranea* UNG., *Q. kubinyii* (KOV.) CZ., *Acer decipiens* A. BR., *Zelkova ungeri* (ETT.) KOV. faj levele. A fenyők közül a *Pinus*-félék, a *Glyptostrobus* és a *Calocedrus* maradványai említésre méltók. Páfrányok közül a mád–koldui bentonitos összletben az *Osmunda* gyakori.

3. A mélyebb szintek maradványegyüttesei a Bécsi-medence, Szlovákia, Kárpátukrajna, Erdély és a Szovjetunió európai területének faunával igazolt alsó-szarmata flóráival egyeznek meg.

4. A flóra arculatában – az idősebb képződmények maradványegyütteseihez viszonyítva – a trópusi elemek száma tovább csökken.

5. Területi rokonságukat tekintve főleg a mediterrán és közel-keleti elemek uralma a jellemző. Új fejlődési szakasz a mélyebb szintek szárazságtűrő vegetációjának visszahúzódásával fellépő kevésbé száraz, majd nagyobb csapadékigényű mezofil vegyes erdők uralomra jutása és az európai lombhullató elemek elszaporodása.

A szarmata egészét tekintve a térszín és talajnedvességigény figyelembe vétele alapján az alábbi növénytársulások, illetve társulási típusok különíthetők el:

Nedves talajú növénytársulások:
- tengeri vegetáció
- hinár- és egyéb édesvízi vegetáció
- mocsárerdők
- ligeterdők
- völgytalpi erdők

száraz talajú fás növénytársulások:
- keménylevelű örökzöld
- lombhullató vegyes erdők.

A fűnemű, parti és vízi társulásokat a *Diatoma*-, továbbá a *Cystoseira*- és a *Chara*-félék, a hínárok (*Potamogeton, Ceratophyllum*), a nád- és gyékényfélék (*Phragmites, Typha*) képviselik. A moszatok nagy része tengerparti, nyíltvízi (*Coscinodiscus, Triceratium, Grammatophora*) alak, továbbá lefűződött öblök [*Melosira, Stephanodiscus, Cocconeis, Epithemia, Nitzschia frustulum* (KÜTZ.) GRUN.], valamint csökkentsósvízű belvizek és édesvízű tavak lakója (*Fragilaria, Navicula, Cymbella, Epithemia, Surirella*). A lapályos térszín kisebb kiterjedésű mocsárerdeit jelzi a *Glyptostrobus, Taxodium* és *Osmunda*. A *Populus, Salix* és a *Liquidambar* a partmenti ligeterdők tartozéka. Völgytalpi erdőkre utal a *Sequoia langsdorfii* (BRNGT.) HEER és a *Calocedrus*. A magasabb térszínű területeket mezofil vegyes erdők borították. A napfényes szárazabb, nyílt helyeken keménylevelűek és a hüvelyesek alacsony fái, illetve cserjéi növekedtek.

A tágabb értelemben vett mediterrán elemek előfordulása, a szárazság-, illetve nedvességkedvelő növények térhódítása egyes rétegekben, száraz és csapadékos szubtrópusi éghajlati ciklusok váltakozására enged következtetni.

A szelvény mélyebb, agyagos szintjeiben (I. melléklet 1, 2, 3 szakasz) nagyobbrészt tengerparti, nyíltvízi, ártéri és ligeterdei flóraelemek uralkodnak. Ezek közül a *Paralia*, *Coscinodiscus*, *Actinocyclus*, *Triteratium* és *Grammatophora*, továbbá a *Sassafras*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Carya*, *Salix* és *Alangium* fajokat, a sás- és gyékényféléket említjük. A szárazabb területek növényeit a *Fagaceae* család és egyes fenyők képviselik.

Az üledékösszlet középső részét (I. melléklet 4. szakasz) részben a tengertől már lefűződött öblök algavegetációja, részben parti és attól távolabbi területeken élő örökzöld és félörökzöld, fenyőkkel kevert növényzet jellemzi. Jelentős számúak a *Leguminosae*, *Myrsinaceae*, *Sapindaceae* és *Fagaceae* (*Quercus mediterranea* UNG.), továbbá az *Ulmaceae* és a *Betulaceae* családok egyes képviselői. Ezeken kívül egyes trópusi—szubtrópusi rokonságú, alacsonytermetű fák, illetve cserjék is említésre méltók. A szárazabb éghajlatot jelző flóra jellege a lefűződött csökkentsótartalmú belvizek alga-vegetációjában is tükröződik: gyakori a *Melosira bituminosa* PANT., *Stephanodiscus minutus* PANT., *Synedra salinarium* PANT. és a *Nitzschia frustulum* (KÜTZ.) GRUN. számos változata. Az üledékösszlet felső tagjában (I. melléklet 5., 6., 7. szakasz) részben az említett flóraelemek, részben mocsári vegetációra utaló növények [*Osmunda heeri* GAUD., *Glyptostrobus europaeus* (BRNGT.) HEER; *Acer decipiens* A. BR., *Zelkova ungeri* (ETT.) KOV., *Quercus kubinyii* (KOV.) CZ. és a *Fagus*, *Carpinus*, továbbá a nád- és gyékényfélék] uralkodnak. Az üledékképződésnek ebben a szakaszában egyes területrészeken kaolin- ill. bentonittelepek, valamint fás—földes barnakőszénlencsék keletkezésének is megvolt a lehetősége.

Összegezve a Tokaji-hegység növénymaradványos szarmata képződményeinek ősnövénytani és üledékföldtani vizsgálati eredményeit, a fáciesviszonyok figyelembevételével a vegetációtípusok következő egymásutánja állapítható meg:

I. Mediterrán jellegű száraz erdők: 1. Nagyobb kiterjedésű parti- és ligeterdő-társulásokkal, a partmenti vizekben nyílttengeri algavegetációval (I. melléklet 1., 2. szakasz). 2. Keménylevelű bokorerdő, nyílt szavanna jellegű társulásokkal. A tengertől lefűződött csökkentsósvizekben hínár- és gazdag kovamoszat-vegetációval (I. melléklet 3., 4. szakasz).

II. Szubtrópusi mezofil erdők: 1. Nedvességkedvelő szálerdők örökzöld cserjékkel, nagyobb kiterjedésű mocsár- és ligeterdő-társulásokkal (I. melléklet 5., 7. szakasz). 2. Szubmontán félörökzöld és lombhullató vegyes erdők, partmenti, ligeterdő-társulásokkal. A magasabb térszínen tölgy, bükkös vegyeserdőkkel, édesvizekben nád-, gyékény- és hínárfélékkel (I. melléklet 7. szakasz felső része).

III. Lombhullató vegyes erdők: 1. Közép-európai flóraelemekkel, mocsár- és láperdőkkel (I. melléklet pannon).

A növénymaradványok, továbbá a mikro- és makrofauna alapján az üledékösszlet agyagos, tufás képződményei (I. melléklet 1—3. szakasz) igazoltan alsó-szarmata koriak. A tállyai—abaújszántói diatomás, tufás üledék (I. melléklet 4. szakasz) a szarmata középső szakaszát, a Tállya, Abaújszántó, Erdőbénye, Mád, Szerencs környéki kaolinos, bentonitos, diatomás agyagösszlet (I. melléklet 5., 6., 7. szakasz) pedig a szarmata felső szakaszát képviseli.

IRODALOM

ANDREÁNSZKY, G. 1959: Sarmatische Flora von Ungarn. – Budapest.

ANDREÁNSZKY, G. – PÁLFALVY, I. 1959: Die Flora von Füzérradvány. *In* ANDREÁNSZKY: Sarmatische Flora von Ungarn. – Budapest.

JAKUBOVSZKAJA, T. A. 1952: Szarmatszkaja flóra Moldovszkoj SzSzR. – Autoref. diss. Bot. Hist. A. N. SzSzR.

HAJÓS M. 1958: A Tokaji-hegység kovaföld- kovapala- és diatómás tufaelőfordulásai. – Kézirat, MÁFI Adattár.

HAJÓS M. 1959: Az erdőbénye – ligetmajori kovaföldelőfordulás. – Földt. Int. Évi Jel. 1955 – 56-ról.

HAJÓS M. 1962: Mátraalja diatomás üledékeinek földtana. – Kézirat, MÁFI Adattár. pp. 1 – 560.

HAJÓS M. – PÁLFALVY I. 1964: A Tokaji-hegység szarmata üledékeinek ősnövénytani értékelése. – Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. I.

HILTERMANN, H. 1949: Klassifikation der natürlichen Brackwässer. – Erdöl u. Kohle 2. Jg. №. 1. 4 – 8. Abt. 1 – 8. Hamburg.

HORVÁTH E. 1954: A megyaszói Csordáskút kovásodott fatörzsei. – Bot. Közl. **45.** 1 – 2.

KOVÁCS, É. – PÁLFALVY, I. 1962: Quercus pseudofurcinervis Kovács et Pálfalvy n. sp. *in* KOVÁCS Untersuchungen an ungarländischen Eichen des Tertiärs. – Act. Bot. **8.** 3 – 4.

PÁLFALVY I. 1953: Fiatal harmadidőszaki növénymaradványok Füzérradvány környékéről. – Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről.

PÁLFALVY I. 1961: Növénymaradványok Sajókaza szarmata rétegeiből. – Földt. Int. Évi Jel. 1957 – 58-ról.

PÁLFALVY I. 1962: Növénymaradványok a Tokaji-hegységből. – Földt. Int. Évi Jel. 1959-ről.

STUR, D. 1867: Beiträge zur Kenntniss der Flora der Süsswasserquarze, der Congerien und Cerithien-Schichten im wiener und ungarischen Becken. – Jb. d. Geol. R. A. Wien. **17.**

UNGER, F. 1869: Die fossile Flora von Szántó in Ungarn. – Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. Wien, **30.**

SARMATISCHE PFLANZENGEMEINSCHAFT DES TOKAJ-GEBIRGES

von

M. HAJÓS – I. PÁLFALVY

An Hand der Ergebnisse der paleobotanischen und sedimentologischen Untersuchung der pflanzenführenden Sarmatbildungen des Tokaj-Gebirges kann, mit Berücksichtigung der Faziesverhältnisse, folgendes Nacheinander der Vegetationstypen festgestellt werden:

I. Trockenwälder vom mediterranen Typus: 1. Mit ausgedehnteren Küsten- und Auenwaldgemeinschaften. Mit pelagischer Algenvegetation in den küstennahen Gewässern (Beilage I., Zonen 1, 2. = üledékszakasz). *2.* Hartblättriger Buschwald mit Gemeinschaften vom offenen Savannen-Types. Mit Laichkraut- und reicher Diatomen-Vegetation in den vom Meer abgeschnürten Brackwässern (Beilage I, Zone 3, 4.).

II. Subtropische mesophile Wälder: 1. Hydrophile Hochwälder mit immergrünen Gesträuch und mit ausgedehnteren Sumpf- und Auenwaldgemeinschaften (Beilage I., Zonen 5., 7.). *2.* Submontane halbimmergrüne und laubabwerfende Mischwälder, mit küstennahen und Auenwaldgemeinschaften. An

höherem Gelände mit gemischten Eichen-Buchenwäldern. In Süsswässern mit Rohrschilfen, Rohrkolbengewächsen und Laichkräuten (Beilage I., oberer Teil der Zone 7.).

III. Laubabwerfende Mischwälder: mit mitteleuropäischen Florenelementen, Moor- und Sumpfwäldern (Beilage I., Pannon).

Auf Grund der Pflanzenreste, sowie der Mikro- und Makrofauna lässt sich das untersarmatische Alter der tonigen, tuffigen Bildungen der Sedimentfolge (Beilage I., Zonen 1–3.) beweisen. Die diatomenführenden, tuffigen Ablagerungen bei Tállya–Abaújszántó (Beilage I., Zone 4.) vertreten den mittleren Teil des Sarmats, der diatomenführende Kaolin–Bentonit–Tonkomplex in der Umgebung von Tállya, Abaújszántó, Erdőbénye, Mád und Szerencs (Beilage I., Zonen 5., 6., 7.) den oberen Teil des Sarmats.

Beilage I. Schematische Schichtenfolge des Sarmats im Tokaj-Gebirge. – Zusammengestellt von M. HAJÓS und I. PÁLFALVY in 1962.

Zeichenerklärung: Fazies *a)* seichtmarine, *b)* littorale, *c)* Lagunen-Fazies, *d)* abgeschnürte Sumpf-Fazies, *e)* palustrisch-lakustrische, *f)* terrestrische. – *1.* Andesit, *2.* Andesittuff, *3.* Ton (Tonmergel), *4.* feinsandiger Ton, *5.* Sandstein, *6.* Schotter, *7.* Braunkohle, *8.* Kieselgur, *9.* Rhyolithtuff, *10.* umgehäufter Rhyolithtuff, *11.* Limnoquarzit, *12.* Bentonit-(B), Kaolinitlagerstätten, *13.* Fundort an der Oberfläche, *14.* Bohrung. – *15.* Tiefe der Schichtgrenze, *16.* Sohlentiefe.

САРМАТСКИЕ РАСТИТЕЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ТОКАЙСКИХ ГОР

М. ХАЙОШ – И. ПАЛФАЛЬВИ

Резюмируя результаты палеоботанического и литологического изучения сарматских отложений с растительными остатками Токайских гор, с учетом фациальных условий, можно установить следующую последовательность вегетационных типов:

I. Сухие леса средиземнорского типа: 1. С широко распространенными сообществами береговых и рощных лесов. В прибрежных водах с пелагической вегетацией водорослей (приложение I, зоны 1, 2). *2.* Жестколиственные кустарниковые леса с сообществами типа открытой саванны. В изолированных от моря солоноватоводных водоемах с вегетацией тин и богатых диатомовых водорослей (приложение I, зоны 3, 4).

II. Субтропические мезофильные леса: 1. Гидрофильные высокие леса с вечнозелеными кустарниками, с широко распространенными сообществами болотных и рощных лесов (приложение I, зоны 5, 7). *2.* Подгорные смешанные леса, состоящие наполовину из вечнозеленых, наполовину из листопадающих деревьев, с береговыми, рощными сообществами. На более высоких участках рельефа со смешанными лесами, состоящими из дубов и буков. В пресных водах с разновидностями камышей, рогозовых и тин (приложение I, верхняя часть зоны 7).

III. Листопадающие смешанные леса: С средне-европейскими флористическими элементами и болотными лесами (приложение I, паннон).

Судя по растительным остаткам, а также по составу микро- и макрофауны, глинистые, туфовые образования осадочной толщи (приложение I, зоны 1—3) относятся к нижнему сармату. Туфовые осадки с диатомовыми водорослями в районе сс. Талья-Абауйсанто (приложение I, зона 4) представляют среднюю часть сармата, в то время как толща каолино-бентонитовых глин с диатомовыми водорослями в районе сс. Талья, Абауйсанто, Эрдёбенье, Мад и Серенч (приложение I, зоны 5, 6, 7) является представителем верхней части сарматского яруса.

GEOKÉMIAI TÉRKÉPEZÉS A TOKAJI-HEGYSÉGBEN

(I., II. sz. melléklettel)

Írta: ZENTAI PÉTER

Hidrokémiai mérések

A Tokaji-hegységben folyó geokémiai munkálatok érckutató hidrokémiai mérésekkel kezdődtek. Ezek a mérések a hegység teljes felszíni vízrendszerére terjedtek ki és 16 olyan kisebb-nagyobb anomáliaterületet mutattak ki, amelyeken belül a felszíni vizek összes nehézfémtartalma az alkalmazott analitikai eljárás kimutatási határát meghaladta (ZENTAI 1961) (I. mell.).

Az összes nehézfémtartalom meghatározásán alapuló módszer által szolgáltatott eredmények igazolása és kiegészítése céljából a vizek szulfáttartalmának és elektromos vezetőképességének mérésén alapuló eljárást vezettünk be. A szulfátmeghatározásra gyors, egyszerű, terepen is használható kolorimetrikus módszert dolgoztunk ki. Számos, a hegység különböző területeiről származó vízminta szulfáttartalmának és vezetőképességének egyidejű meghatározása azt bizonyította, hogy ez a két mennyiség a hegység vizeiben szorosan összefügg.

Ez azzal magyarázható, hogy a hegység általában kevés oldott anyagot tartalmazó vizeiben lényegében a szulfáttartalom ingadozása szabja meg az összes oldott anyagtartalom, azaz a vezetőképesség változását. Ezt az összefüggést a hegység vizeinek részletes kémiai elemzési adatai is bizonyítják (SCHMIDT et al. 1962).

Az összefüggés felismerése után a szulfátmeghatározás és a vezetőképességmérés közül az egyszerűbbet, tehát az utóbbi módszert alkalmaztuk a nehézfémtartalom meghatározásán alapuló eljárás által kimutatott anomáliaterületek ellenőrzésére. A vezetőképességmérések a nehézfémtartalom meghatározásán alapuló módszer eredményeit mindenben megerősítették, továbbá sok esetben hasznosan kiegészítették. Nevezetesen: a patakok azon pontjain, ahol kimutatható nehézfémtartalom észlelhető, a vezetőképesség (azaz a szulfáttartalom) ugrásszerűen megnövekszik. Ennek alapján a vezetőképesség hasonló ugrásszerű növekedését is indikációnak tekintettük érckutató hidrokémiai méréseink során. Megnyugtatásunkra szolgált, hogy ilyeneket csak a nehézfémanomáliák környezetében találtunk.

Miután a nehézfémtartalom meghatározása detektálta, a vezetőképességmérés igazolta és értékelhetőbbé tette az anomáliákat, kívánatos volt azok kvalitatív minősítése. Ennek érdekében részletesebb nyomelemvizsgálatokat

végeztünk az anomáliaterületek vizein. Erre a célra újabb analitikai módszereket vezettünk be, illetve dolgoztunk ki. Ezek:

1. A vizekből alumíniumhidroxiddal együtt leválasztott (koprecipitált) fémnyomok kimutatása színképelemzéssel (SZOKOLOV, 1961).

2. A vizek helyszíni elektrolízise, elektródjainak színképelemzése.

Ezek a módszerek biztosították a vizek jellemző nyomelemeinek kellően érzékeny kimutatását. Valamennyi megvizsgált anomáliaterület vizeiben a fő kalkofil elemek (Ag, Pb, Zn) dúsultak távolabbi környezetük vizeihez képest. E három elem mérőszámainak összehasonlítása alapján a területek a következő módon csoportosíthatók:

(Ag) ≧ (Zn) ≧ (Pb)	I, III, IV, VI, XI, XII. terület
(Pb) ≧ (Ag) ≧ (Zn)	II, VI, X, XIV, XVI. terület
(Zn) ≧ (Ag) ≧ (Pb)	III, VI, VII, XIII. terület

A zárójel a benne foglalt jelű elem dúsulásának mértékszáma.

Ez utóbbi adatokkal, amelyek a területeken folyt geokémiai térképezés későbbi eredményeivel jól egyeznek, a hegység regionális érckutató hidrokémiai felmérését befejezettnek tekinthetjük.

Geokémiai térképezés

A hidrokémiai mérések egyes anomáliaterületein kőzetmintagyűjtésen alapuló geokémiai térképezést indítottunk. Öt területen végeztünk mintagyűjtést: Telkibánya (I. anomáliaterület), Rudabányácska (II. anomáliaterület), Regéc (III, IV, VII, XII. anomáliaterület), Mád (V. anomáliaterület) és Komlóska (VI. anomáliaterület) környékén.

Mintagyűjtés és elemzés. Mintáinkat egyelőre különösebb kőzettani megfontolások nélkül, hegycsúcsokról és más olyan pontokról gyűjtöttük, amelyek mind a topográfiai mind a földtani helyhezköthetőséget biztosították. A minták a kitűzött pont néhány száz négyzetméteres környezetéből vett átlagminták, így összetételükben az esetleges szélsőségek nem jelentkeznek. Ily módon km²-enként átlag egy-két mintát gyűjtöttünk.

A szokásos előkészítés után mintáinkban színképelemzéssel meghatároztuk néhány olyan nyomelem koncentrációját, amelyben a vizsgált területen jellegzetes különbségek mutatkoztak. Eredményeinket két-két párhuzamos mérés átlagából számítottuk. Elemzési eljárásunk átlagos hibája általában $\pm 10-15\%$.

Az eredmények feldolgozása. Eredményeink értékelése során területenként és elemenként kiszámítottuk a koncentrációk átlagát és a mediánt. Ugyancsak területenként és elemenként megszerkesztettük az eredmények gyakorisági diagramjait, az analitikai hiba nagyságának figyelembevételével. Az egyes nyomelemek eloszlását a mintavételi hely függvényében geokémiai térképeken ábrázoltuk. A nyomelemek viselkedését az adott területen az átlag és a medián viszonya, az eloszlási diagram és a területi eloszlás együttes vizsgálata alapján ítélhetjük meg (1. táblázat).

Általános eredmények. A vizsgált elemek viselkedése a vizsgált területeken alapjában véve háromféle (II. mell.).

a) Az eredmények koncentráció szerinti eloszlása közel szimmetrikus, az átlag és a medián közel azonos, az átlagtól lényegesen eltérő koncentrációjú

1. táblázat

Átlagos nyomelemkoncentrációk a vizsgált területeken ppm-ben

Nyomelem		Telkibánya	Rudabányácska	Regéc	Mád	Komlóska
Ag	Átlag	1,7	1,2	1,0	0,64	0,70
	Medián	0,60	0,48	0,30	0,52	0,50
Co	Átlag	17,0	6,9	10,0		11,0
	Medián	8,0	5,8	10,0		10,0
Cr	Átlag	130,0	26,0	51,0	27,0	50,0
	Medián	36,0	25,0	52,0	24,0	52,0
Ga	Átlag	22,0	21,0		36,0	18,0
	Medián	23,0	21,0		20,0	19,0
Ni	Átlag	30,0	10,0	66,0		
	Medián	8,0	9,0	59,0		
Pb	Átlag	20,0	25,0	15,0	21,0	14,0
	Medián	20,0	20,0	14,0	17,0	15,0
V	Átlag			86,0		
	Medián			79,0		
Zn	Átlag	88,0	80,0	90,0	70,0	70,0
	Medián	67,0	60,0	80,0	10,0	70,0

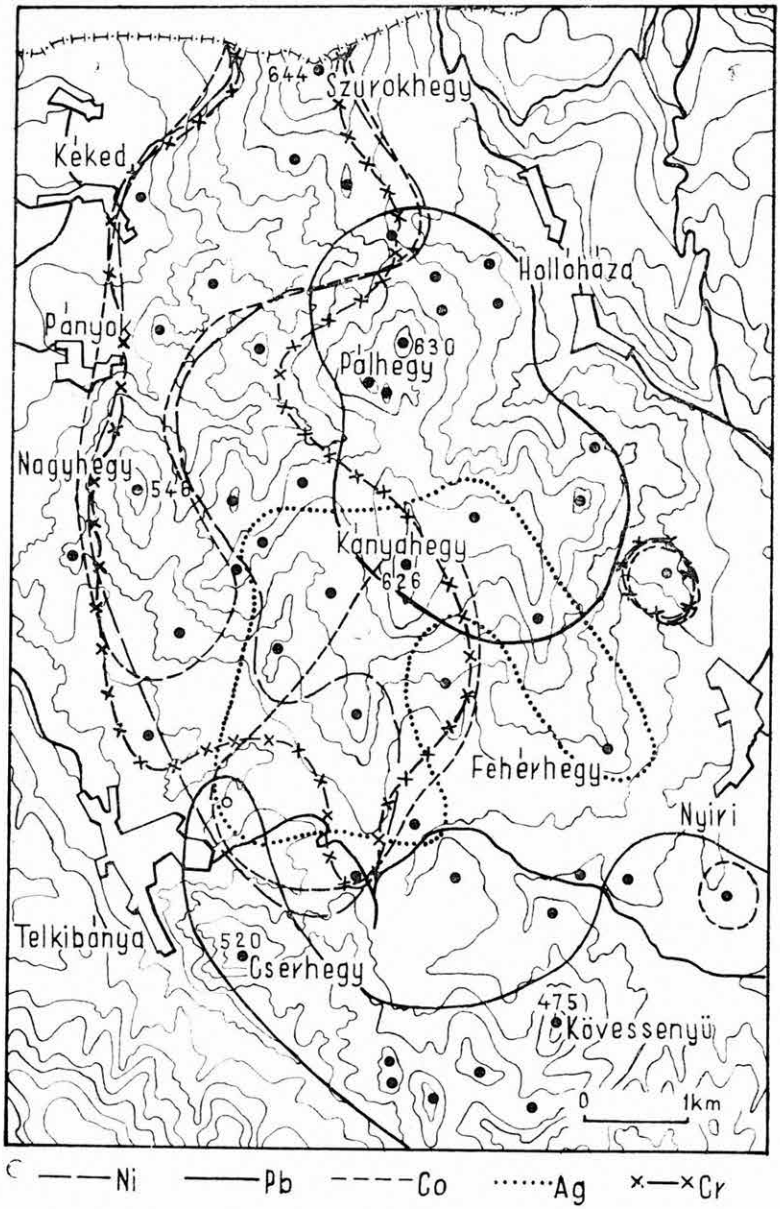
minták sem területileg, sem kőzettanilag nem rendelhetők egymás mellé. Ezek az elemek tehát az adott geokémiai körülmények között nem differenciálódnak, eloszlásuk pusztán ingadozási jelenség (pl. a *Ga* Telkibánya és Rudabányácska környékén).

b) Az eredmények koncentráció szerinti eloszlása a szimmetrikus („lognormál"), az átlag és a medián egymástól lényegesen eltér, az átlagot meghaladó koncentrációjú minták területileg egymás mellé esnek, de kőzettanilag különböznek. Itt tehát olyan geokémiai nyomelemdifferenciáció jelentkezik, amely nem törvényszerű kísérője a kőzettani formációnak, hanem területileg meghatározott rendellenesség (pl. az *Ag* Telkibánya, Rudabányácska, Regéc környékén, a *Pb* Rudabányácska, Mád, Komlóska környékén, a *Zn* Rudabányácska környékén stb.).

c) Az eredmények koncentráció szerinti eloszlása erősen aszimmetrikus, esetleg két maximummal bíró, s a „nagy" és „kis" nyomelemkoncentrációval jellemezhető területek határai a kőzettani határokat követik. Ez esetben tehát kőzettanilag meghatározott geokémiai differenciációval állunk szemben (pl. a *V*, *Bi*, *Co*, *Cr*, *Pb* Telkibánya és Regéc környékén).

E törvényszerűségek felismerése után lehetővé vált a vizsgált területek geokémiai jellemzése a nyomelemek *b)* és *c)* alatt ismertetett dúsulási körzetei, areái alapján (1 – 5. ábra).

A Telkibánya környékén gyűjtött, 48 db kőzetminta nyomelemzésének eredményei alapján a következő, nyomelemdúsulással jellemezhető területek jelölhetők ki (1. ábra): *Ag-area*, amely a terület különböző kőzeteire



1. ábra. Nyomelemek eloszlása Telkibánya környékén (1 – 5. ábrán ⊛ = mintavételi pont)

Fig. 1. Distribution of trace elements in the surroundings Telkibánya (⊛ in figs. 1 – 5 = sampling points)

(riolit, riolittufa, piroxénandezit, trachit*) (FRITS J. 1959) terjed ki, és egybeesik a történelmi bányászkodás területével, így ércindikációnak tekinthető. Ugyanezen a területen hasonló, bár kisebb kiterjedésű *Zn-areát* is kimutattunk. A terület É-i részén még egy Zn-area jelentkezik, melyről későbbi vizsgálatok dönthetik el, hogy az előbbi analógiájára ércindikációnak, vagy egy, a környezetől eltérő andezitváltozat indikációjának kell tekintenünk. A többi megvizsgált nyomelem dúsulási körzetei nem terjednek ki több kőzetfajtára, hanem határaik a kőzettani határokat követik. Így a

Co-area az andezit + trachit,
Cr-area az andezit + trachit,
Ni-area az andezit,
Pb-area a riolit + trachit,
V-area az andezit + trachit

előfordulási területét indikálja.

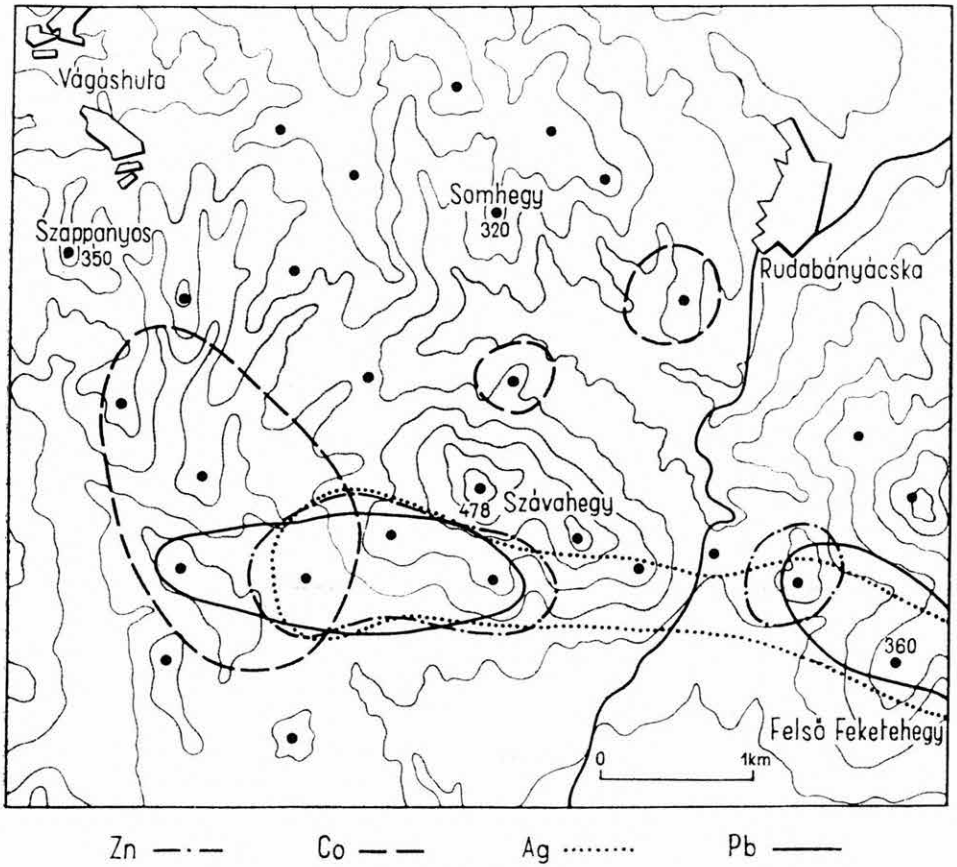
A Rudabányácska környékéről származó, 28 db kőzetminta elemzési eredményei alapján az *Ag*, *Pb* és *Zn* alkot több kőzetfajta (riolittufa, trachit, zöldkövesedett andezit) előfordulási területére kiterjedő és nagyjából azonos elhelyezkedésű areát (2. ábra). (Figyelemre méltó a Pb-area megjelenése, hidrokémiai eredményekkel egyezően.) A többi vizsgált nyomelem közül a *Co* mutat a területen határozott dúsulási körzetet, Károlyfalvától ÉNy-ra, amely a környező riolittufánál feltehetőleg kevésbé savanyú kőzetváltozatot indikál.

A Regéc–Baskó–Óhuta környékén gyűjtött, összesen 78 minta elemzési eredményeiből a következő nyomelemdúsulási körzetek adódnak (3. ábra): *Ag-area* Óhuta községtől Ny-ra, amely piroxénandezit-, trachit- és riolitterületekre terjed ki. Ezen a területen ércelőfordulás nem ismeretes, de hidrokémiai nehézfémanomáliánkkal az area jól egyezik. Ennek alapján, valamint a telkibányai és rudabányácskai analógiák figyelembevételével, ez az area is meggyőző ércindikációnak tekinthető. További *Ag*-dúsulás Baskó községtől ÉNy-ra jelentkezik, szintén hidrokémiai anomália kíséretében. A többi vizsgált nyomelem közül a *Co*, *Ni*, *Cr* és *V* alkotnak egy-egy egymással többé-kevésbé egybehangzó areát Regéctől ÉNy-ra, illetve Baskótól ÉNy-ra, környezetüktől (piroxénandezit) eltérő kőzetet indikálva. A területen kimutatott *Pb-* és *Zn-areák* a környezetüknél savanyúbb kőzeteket indikálják, így a dácitot, valamint valószínűleg a savanyúbb andezitféleségeket.

Mád községtől ÉK-re 16 ponton végeztünk mintagyűjtést (4. ábra). Ezek elemzési eredményei alapján az itt megismert hidrokémiai anomáliát *Pb-* és *Ga-area* kíséri. Ezenkívül *Ag-* és *Zn*-dúsulást is kimutattunk.

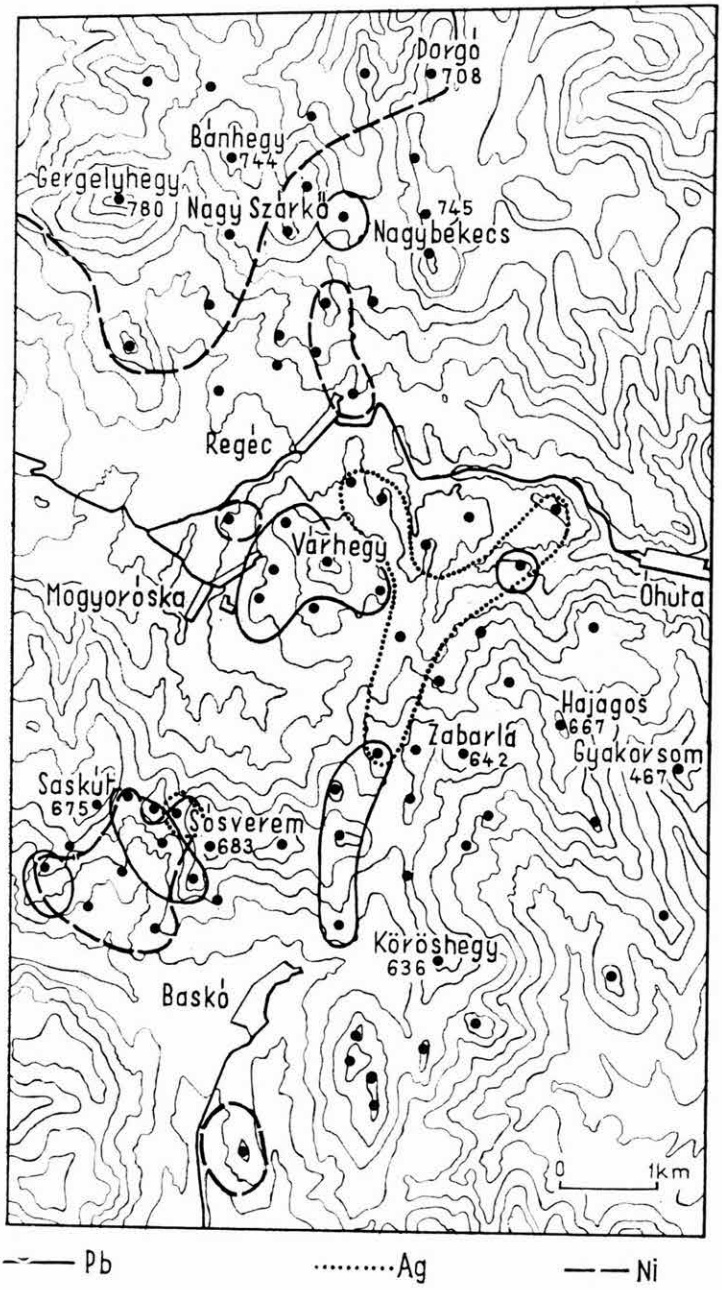
Komlóska község környékén 25 minta elemzése alapján egymással körülbelül egybevágó *Pb-* és *Ga-areát* mutattunk ki, valamint egy pontra szorítkozó *Ag*-dúsulást (5. ábra). Az utóbbi két területen az aránylag csekély mintaszám megnehezítette az eredmények statisztikus értékelését.

* Kőzettani megállapításunkban a hegység utolsó földtani összefoglalására támaszkodtunk (FRITS J. 1959) kiegészítve azt az Intézet Tokaji Osztályának újabb eredményeivel.



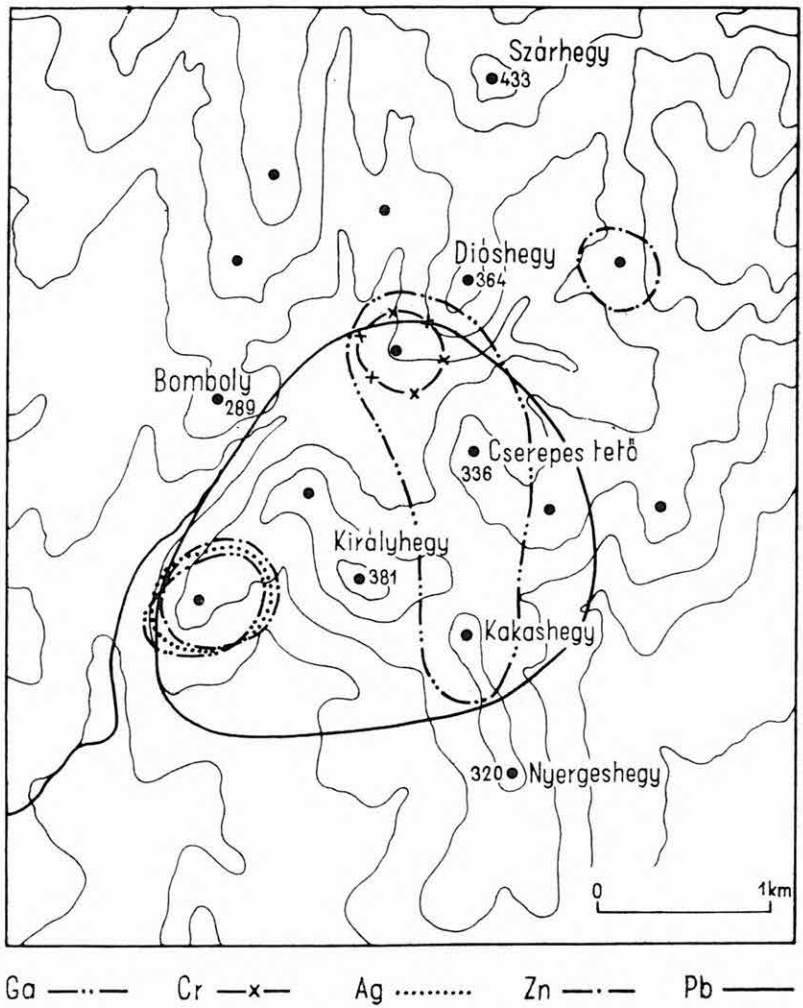
2. ábra. Nyomelemek eloszlása Rudabányácska környékén

Fig. 2. Distribution of trace elements in the surroundings Rudabányácska



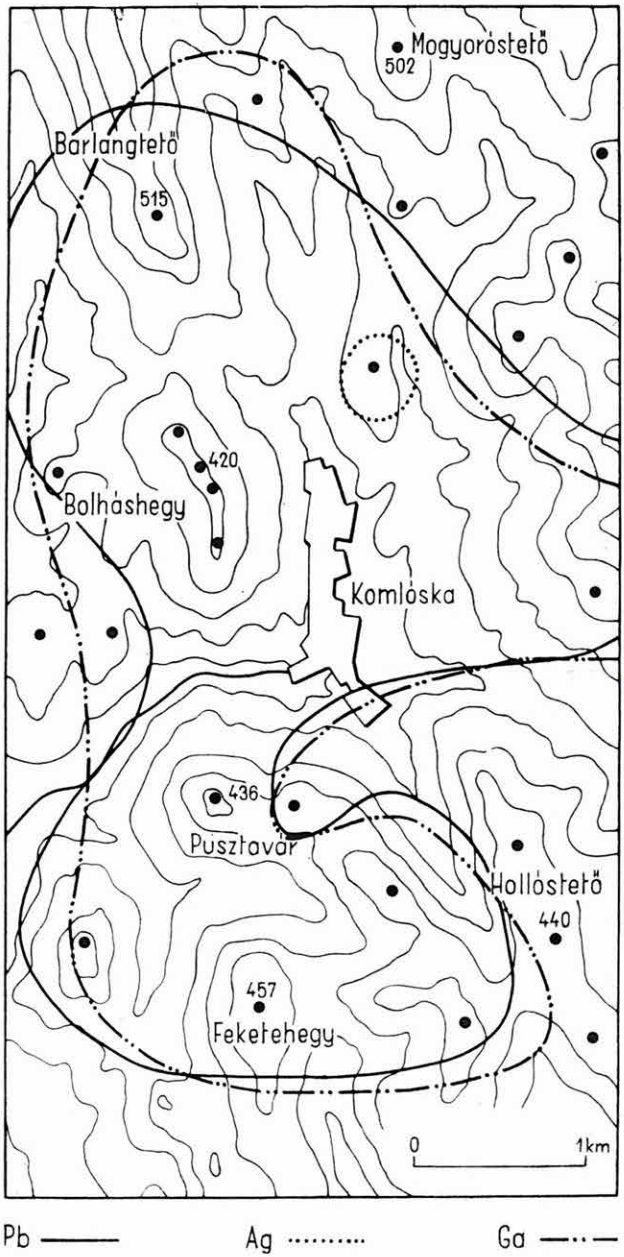
3. ábra. Nyomelemek eloszlása Regéc – Baskó – Óhuta környékén

Fig. 3. Distribution of trace elements in the surroundings of Regéc – Baskó – Óhuta



4. ábra. Nyomelemek eloszlása Mádtól ÉK-re

Fig. 4. Distribution of trace elements NE of Mád



5. ábra. Nyomelemek eloszlása Komlóska környékén

Fig. 5. Distribution of trace elements in the surroundings of Komlóska

Következtetések

Eredményeink alapján a következő általános érvényű következtetéseket vonhatjuk le:

1. Azoknak a nyomelemdúsulással jellemezhető körzeteknek – areáknak – létezése, amelyek különböző kőzetek előfordulási területeire is kiterjednek, s amelyek ismert vagy több-kevesebb joggal feltételezett ércesedésekkel esnek egybe, az aránylag kisméretű geokémiai provinciák létét látszik igazolni. Ezek a SZÁDECZKY-féle fokozatos ércesedés elvét támasztják alá, tehát azt, hogy az ércesedés azon magmatikus kőzetfajtával kapcsolatban jelenik meg, amely nyomelemként legnagyobb koncentrációban tartalmazza az ércesedés főelemeit. Azonos kőzetelőfordulásai közül szintén azzal kapcsolatban várható ércesedés, amelyben az adott körülmények között ércképző nyomelemek dúsulnak. Következésképp az ércesedést, annak primér és szekunder mállási udvarán kívül – attól függetlenül, sőt azt kialakulásában megelőzve – a mellékkőzet nagy kiterjedésű nyomelemdúsulása, geokémiai areája kíséri. Ezt a tapasztalatunkat az ilyen természetű areákon végzendő részletesebb vizsgálatok során kívánjuk hasznosítani.

2. A kőzettani határokkal egybevágó határú nyomelemdúsulású areák léte, és az ezek elemzési eredményeiből adódó statisztikus értékek alapján az egyes kőzetekre jellemző nyomelemkoncentrációk adódnak. A vizsgált területeken a vizsgált elemekre adódó értékek kielégítően egyeznek a legkorszerűbbnek tekinthető, az egyes kőzetekre megállapított földi átlagokkal (VINOGRADOV 1962). Ez a tapasztalat módot ad a kőzettani térképezés eredményeinek kiegészítésére, finomítására; lehetővé teheti konkrét ásványkőzettani problémák (kitörési sorrend, kőzetgenezis, stb.) megoldását is. Ezeket a lehetőségeket szeretnénk hasznosítani az egész hegység területére kiterjedő hasonló geokémiai térképezésünk során.

IRODALOM

FRITS J. 1959: A Tokaji-hegység gazdaságföldtani viszonyai. – Kézirat.
SCHMIDT E. R. et al. 1962: Vázlatok és Tanulmányok Magyarország Vízföldtani Atlaszához. – Földt. Int. Alk. kiadv.
SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. – Budapest.
SZOKOLOV, I. JU. 1961: Metodicseszkoje rukovodsztvo po opregyelenyiju mikroelementov v prirodnih vodah. – Goszgeoltehizdat.
VINOGRADOV, A. P. 1962: Geohimija – **7.** pp. 555.
ZENTAI P. 1961: Érckutató hidrokémiai mérések a Tokaji hegységben, 1959 – 1961. – Geofiz. Int. Kézirat.

GEOCHEMICAL MAPPING IN THE TOKAJ MOUNTAINS

by
P. ZENTAI

The author presents frequency diagrams (inset pl. II.) and geochemical maps (figs. 1 – 5) as evaluations of trace element analyses of rock samples from different areas of the Tokaj Mountains. The investigated areas have been selected on the basis of hydrochemical surveys for ore prospect (inset pl. I.). Compilation of the data has shown that the analysis of the characteristic

trace elements permits to separate the principal types of igneous rocks in the Tokaj Mts, and it has also shown that even finer distinctions can be made within a given rock type. Such an approach may contribute to the solution of proper ore prospecting as well as general petrographical – geochemical problems.

Inset plate I. Hydrochemical survey for ore prospect in the Tokaj Mts. – Constructed by P. ZENTAI, 1959 – 1961.

Explanation: 1. brooks and springs with a heavy metal content lower than 0,3 microgramm/l, *2.* brooks and springs with a heavy metal content higher than 0,3 microgramm/l, *3.* location of metal supply, *4.* artificially contaminated section of brook, *5.* area of anomaly

Inset plate II. Diagrams on the distribution of trace elements. – Constructed by P. ZENTAI.

(s, n and b = average concentrations of trace elements in the acid, intermediate and basic rocks of the Earth's crust; ↑ = percentage frequency)

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ В ТОКАЙСКИХ ГОРАХ

П. ЗЕНТАИ

В данном отчете приводится оценка результатов анализа рассеянных элементов в образцах, собранных на разных участках горного массива. Оценка выполняется в виде диаграмм частоты рассеянных элементов (приложение II.) и геохимических карт (рис. 1 – 5). Изученные участки были выделены на основании результатов гидрохимического шлихового опробования (приложение I.) Обработка фактического материала показала, что на основании анализа характерных рассеянных элементов могут быть выделены главные типы вулканических пород Токайских гор или же могут быть сделаны более дробные различения в пределах одного типа пород. Такой подход к анализу данных может способствовать как постановке конкретных задач разведки на руды, так и решению общих петрологических-геохимических проблем.

NEMZETKÖZI EGYÜTTMŰKÖDÉS A NEGYEDKOR FÖLDTANI VIZSGÁLATA TERÉN

Írta: RÓNAI ANDRÁS

Egy emberöltő a múltja a negyedkorkutatók szervezett nemzetközi összefogásának. 1928-ban Koppenhágában alakult meg az INQUA (Association Internationale pour l'Étude du Quaternaire), kiterjedt kutatási területével és programjával nem férvén bele már a nemzetközi geológiai kongresszusok műsorába. A legrövidebb időtartamú geológiai kor a legnagyobb részt követelte magának az általános geológiai kongresszusok vitaidejéből.

Az azóta eltelt 3 évtized e nemzetközi szervezet működésében a növekedés és kiteljesedés kora. 6 kongresszust rendezett a szervezet, mindinkább szélesedő körű programmal. A kongresszusok helye jelzi a negyedkorkutatás fontos központjait: Moszkva, Bécs, Budapest, Róma, Madrid, Varsó és a tervezett következő, 1965-ben, Lincoln város az Amerikai Egyesült Államokban (Budapest, sajnos, csak kijelölt város volt, mert 1948-ban nem sikerült a kongresszust megrendeznünk).

A résztvevők száma minden összejövetelen több száz, a szekciók, bizottságok, albizottságok és alkalmi csoportosulások száma 20-on felül van. Az előadások, beszámolók, jelentések száma a legutóbbi, varsói kongresszuson 307 volt. Kissé túlzottnak is látszanék e növekedés és kiterebélyesedés, ha nem élnénk általában is a nemzeti és nemzetközi tudományos rendezvények korát.

Az INQUA azonban nemcsak formális összefogás. Sőt, formális szervezete elég gyenge. Nem áll mögötte sem nemzetközi jellegű állandó és működő szervezet (nem tagja az UNESCO-nak), sem nemzeti intézmények (olyanok, mint a földtani nemzetközi összefogások mögött a nemzeti földtani intézetek, a földrajzi és meteorológiai kongresszusok mögött a nemzeti földrajzi és meteorológiai intézetek stb.).

A negyedkorkutatásnak nincsenek intézményei, csak egyes ágainak. Annál nagyobb jelentősége van tehát e téren a nemzeti és nemzetközi együttműködésnek. A negyedkorkutatás nem egy bizonyos tudományág művelése, hanem szoros kollaboráció a tudományágak egy nagyobb csoportja között. Negyedkortudomány csak kooperációként létezik.

A negyedkorkutatásban máig csoportosult legfontosabb tudományágak: a földtan, földrajz, klimatológia, növénytan, állattan, antropológia és régészet. Ennek megfelelően működnek a kongresszusokon a sztratigráfiai, geomorfológiai, paleobotanikai, paleozoológiai, antropológiai és régészeti osztályok

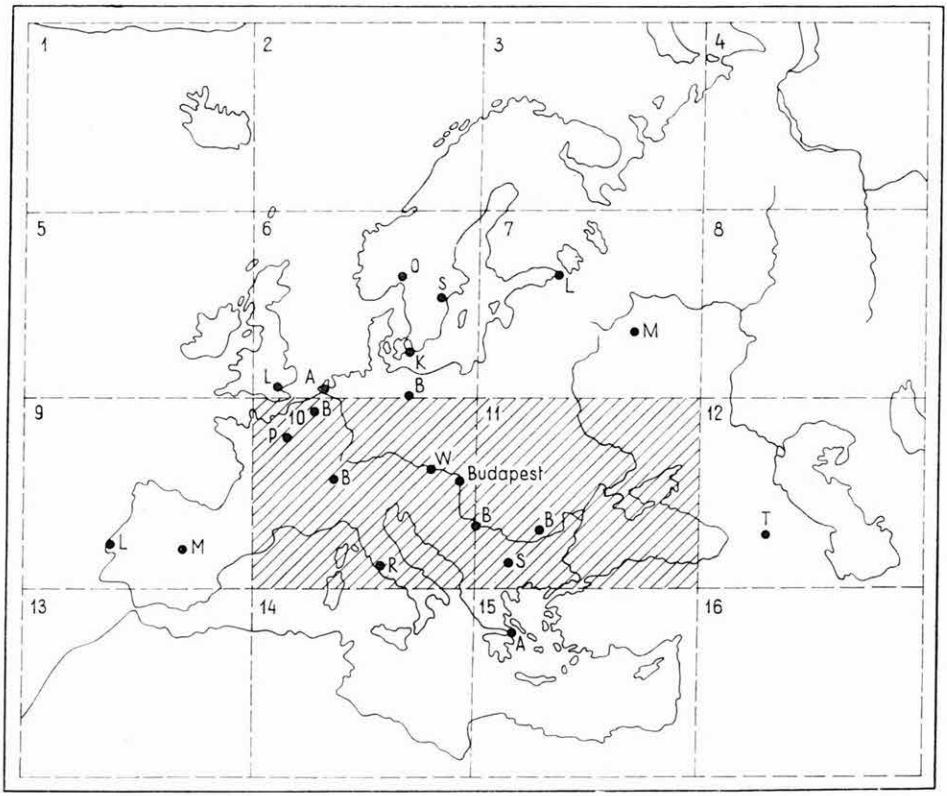
és bizottságok. A földtani kutatást szorosabban érintő bizottságok közül ki kell emelnünk a negyedkori tengerpartváltozásokkal, a pleisztocén – pliocén határkérdéssel, a holocénnel, a neotektonikával, a negyedkori üledékek kőzettani és genetikai vizsgálatával, az abszolut kormeghatározással és végül Európa és a világ negyedkori földtani térképének szerkesztésével foglalkozókat.

A negyedkorkutatás jelenlegi állásáról Varsóban az 1961. évi VI. INQUA kongresszuson kaptunk képet. A földtani jellegű előadások közül kiemelendők a negyedkori sztratigráfiával foglalkozók. Összehasonlító adatokat kaptunk a közép-európai, angliai és nyugat-európai, szovjetunióbeli, lengyelországi, észak-amerikai, kínai, japáni és afrikai korbeosztásokról. Általában 4 – 5 – 6 glaciális és megfelelő számú interglaciális időszakot soroltak fel az előadók. Az elnevezések tekintetében az alpi eljegesedések nevei (günz, mindel, riss, würm) a legelterjedtebbek, egyébként a helyi elnevezések száma igen nagy (1. táblázat).

Jelentős helyet kaptak az előadástémák között a periglaciális jelenségek. Lengyelország területe igen alkalmas volt e jelenségek szemléltetésére. Számunkra két fontos tanulság adódott: egyik a fosszilis talajok előrehaladott talajtani tanulmányozása és a negyedkori sztratigráfiában való felhasználása, a másik a fagyjelenségek okozta talajmozgás nagy jelentősége a felszínalakulásban és a felszíni képződmények átalakulásában. A periglaciális jelenségek között továbbra is különleges érdeklődés tárgya a löszképződés. A helyben álló és áttelepített, eolikus eredetű és eluviális vagy kolluviális, átmosott és kevert löszféleségek sokféle előfordulásáról sok előadást tartottak és a kongresszust követő 2 hetes kirándulási időszak alatt is számtalan helyi vita folyt róluk. Közvetlenül érintett bennünket az eruópai negyedkori földtani térkép szerkesztésével foglalkozó bizottság munkája. Az 1 : 2 500 000 méretű próbalapok közül elkészült egy Északnyugat-Európáról és egy az európai Oroszországról (kéziratban). Ezek egyeztetése vitát váltott ki. A következő kongresszusig (1965) megszerkesztendőnek jelölték ki a két közép-európai lapot, amelyek közül egyik (10) hazánk dunántúli részét, a másik (11) az Alföld nagy részét is felöleli (1. ábrán vonalkázással jelölve). A nemzetközi szerkesztő bizottságba hazánk képviselőjét (RÓNAI A.) is beválasztották s utóbb kérték, hogy az 1963 évi egyeztető szerkesztő bizottsági értekezletet Budapesten tarthassák.

Egyes nemzetek delegátusai vezető szerepet játszanak a negyedkori kutatások koordinációjában. Nagyrészt ezeken a személyeken múlik a kongresszusok megrendezése és sikere. F. E. ZEUNER (London), P. WOLDSTEDT (Bonn), I. P. GERASZIMOV (Moszkva), R. F. FLINT (New Haven, USA), J. DRESCH (Páris), H. G. RICHARDS (Philadelphia), G. W. RICHMOND (Denver, USA), W. P. GRICSUK (Moszkva), K. TROLL (Bonn), J. BOURCART, A. CAILLEUX (Páris), VAN DER VLERK (Leiden), C. EMILIANI (Miami, USA), K. K. MARKOV (Moszkva), F. FIRBAS (Göttingen), G. Sz. GANYESIN, I. I. KRASZNOW (Leningrád), J. V. SANZER (Moszkva), K. RICHTER (Hannover), W. SZAFER, E. RÜHLE (Varsó), R. GALON (Torun), F. MANCINI (Firenze), J. P. BAKKER (Amsterdam), R. W. FAIRBRIDGE (New York), S. VAN DER HEIDE (Haarlem) azok a kiemelkedő nevek és személyek, akik a negyedkorkutatás nemzetközi élvonalát jelzik. Ki kell emelnünk azt a szoros együttműködést és jó kapcsolatot, ami az egyes nemzetek tudósai között fennáll és ami a negyedkorkuta-

tások korszerű színvonalát biztosítja. A legutóbbi INQUA kongresszuson a vendéglátó lengyelek mellett a németek, franciák, az Észak-amerikai Egyesült Államok és a Szovjetunió delegátusai vettek legnagyobb számban részt és szerepeltek legtöbbet az előadásokon és bizottsági üléseken. Jelentős számban és még jelentősebb súllyal szerepeltek a nyugat-európai és skandináviai kis népek. Összesen 38 ország képviseltette magát.



1. ábra. Európa 1 : 2 500 000-es nemzetközi negyedkorföldtani térképének lapbeosztása

Fig. 1. Sheet division of the International Map of the Quaternary of Europe on scale 1:2 500 000

Imponáló volt a vendéglátó államban a negyedkorkutatás magas színvonala. A lengyel földtani intézet E. RÜHLE igazgatóval az élén kitűnő kutató és térképező gárdával rendelkezik. A varsói egyetem földtani fakultásán I. Z. RÓZYCKI professzor, az egyetemek földrajzi tanszékein pedig ST. LESZCZYCKI, R. GALON, J. DYLIK, M. KLIMASZEWSKI, különösen pedig a botanikus W. SZAFER szereztek maguknak külföldön is jól ismert nevet térképeikkel, tanulmányaikkal, vizsgálati eredményeikkel.

A magyar részvétel a negyedkori kongresszusokon igen hullámzó volt. Az 1932. évi moszkvai–leningrádi kongresszuson magyar delegátus nem vett részt, az 1936. évi bécsi kongresszuson viszont népes delegáció képviselte ha-

zánkat, ennek eredménye volt, hogy 1948-ban mi kaptuk meg a kongresszus rendezési jogát, de közvetlen a háború utáni atmoszférában nem tudtuk azt lebonyolítani. Az 1952 évi római kongresszuson magyar delegáció nem vett részt, a madridin 1957-ben egy küldött, az 1961. évi varsóin viszont 8 személy képviselte hazánkat.

Szomszéd államaink közül a legutolsó kongresszuson a csehszlovákok vettek legnagyobb számban részt, de minden szomszédunk képviseltette magát néhány küldöttel.

A magyar delegáció szereplése a varsói kongresszuson kielégítő volt. 5 előadás hangzott el magyar szerzőktől:

KÁDÁR, L.: Als marginale Formen betrachtete subglazialen Moränen und Seen der Diluvialplatten.

KÁDÁR, L.: Features of the Loess-Plains in the Region of Alluvial Fans.

MIHÁLTZ, I.: Die eolische Sedimente der Ungarischen Tiefebene.

PÉCSI, M.: Die wichtigeren Typen der periglazialen Bodenfrosterscheinungen in Ungarn.

RÓNAI, A.: Accumulation fluviale dans le Pleistocène dans le grand bassin Hongrois.

Az előadások élénk érdeklődést és vitát keltettek. Több hozzászólással is szerepeltek a magyar delegátusok az előadóüléseken és a bizottságokban. A magyar negyedkori földtani térképezés, anyagvizsgálat és a periglaciális fagyjelenségek feldolgozása különös feltűnést keltettek, ennek köszönhető I. L. SZOKOLOVSZKIJ, A. CAILLEUX, J. DYLIK, J. FINK és mások későbbi magyarországi látogatása és az INQUA nemzetközi negyedkori térképszerkesztő bizottságának az a kérése, hogy hazánk vállalja el a bizottság 1963. évi ülésének összehívását és működjék közre az eddigi eltérő felfogások egyeztetésében.

Meg kell emlékeznünk az INQUA-n kívüli nemzetközi együttműködésről is a negyedkorkutatások terén. Jó néhány nemzetközi tudományos szervben helyet kap még a fiatal képződmények földtani vizsgálata. Így a Kárpát–Balkán Asszociáció hidrológiai és mérnökgeológiai osztályai is számtalan negyedkori kutatásterületet érintenek. A Nemzetközi Földrajzi Unió a geomorfológiai tanulmányokkal és térképek szerkesztésével járul hozzá a negyedkori ismeretek terjesztéséhez. A talajtani, meteorológiai és régészeti nemzetközi eszmecserék szintén szolgálják ezt a célt.

Vannak egy-egy konkrét cél érdekében történő összefogások is. Így a Szovjetunió és a nép demokratikus államok egyezményt kötöttek egyöntetűen szerkesztett 200 000-es földtani térképek kiadására. E térképek előállítása a határmenti területeken csakis nemzetközi együttműködéssel oldható meg. Ilyen konkrét együttműködés jött létre a csehszlovák és magyar geológiai szolgálat között a határmenti lapok kiadására és a csehszlovák földtani felvételeknél elhanyagolt síkvidéki földtani felvételek pótlására vonatkozólag. A Kisalföld szlovák részének negyedkori felvétele magyar ösztönzésre indult ebben az évben. Egyébként Csehszlovákiában a negyedkor tanulmányozása igen jó ütemben halad. A prágai földtani intézet igazgatója K. ŽEBERA kvartergeológus. A morva kapu területén részletes térképezés folyik új kísérleti módszerekkel. Különösen fejlett a negyedkorkutatás geomorfológiai és régészeti

ága. Szlovákiában a negyedkori földtani kutatás a hidrogeológiával és mérnökgeológiával társult egészségesen.

A negyedkori földtani kutatásoknak a gyakorlati gazdasági élet számára legfontosabb eredményei az építkezés és országos területi tervezés vonalán adódnak. Ezért kapcsolódik több országban szorosan a negyedkori földtani kutatás és térképezés a mérnökgeológiával, ahol pedig a felszíni vizek mellett a vízgazdálkodásban nagy szerepet játszanak a fiatal medencék felszín alatti vizei, a hidrogeológiával.

A Szovjetunióban a negyedkorkutatásnak — érthetően — valóságos hadseregei vannak. Akár a tudományos akadémiai és egyetemi intézetek, akár a gyakorlati szolgálatok: földtani intézetek, tervező vállalatok hidrogeológiai és mérnökgeológiai csoportjai munkásságát nézzük, mindenképpen hatalmas összegeket és munkaerőt fordítanak a legfiatalabb képződmények litológiai, kifejlődésbeli és szerkezeti tulajdonságainak megismerésére. Kiemelkedő összefoglaló alkotások Sz. A. JAKOVLEV és társainak kézikönyve a negyedkori rétegek térképezéséről és anyagvizsgálatáról (Moszkva, 1954. 301+485 p.), G. Sz. GANYESIN: A Szovjetunió negyedkori üledékeinek térképe 1:5 000 000, Leningrád, 1959; N. J. NYIKOLAJEV és Sz. Sz. SULC: A Szovjetunió neotektonikai térképe 1:5 000 000 (Moszkva, 1959. 8. lap).

Romániában a negyedkori földtant a vízföldtan keretében művelik. A román földtani szolgálat vízföldtani osztálya térképező munkát folytat a negyedkori területeken. Jelentős mélységű fúrásokkal tárják fel a negyedkori és a harmadkor-végi rétegeket és a vízkutatásnál és térképezésnél magyar tapasztalatokat is felhasználtak. Sajnos a 200 000-es térképek szerkesztése terén az együttműködés még nem jött létre.

A jugoszláviai negyedkorkutatással alig van érintkezésünk. A varsói kongresszuson J. MARKOVIC (Belgrád) tartott előadást a jugoszláviai löszökről, J. ROGLIC (Zágráb) pedig a Dinári-hegység eljegesedéséről.

Jobbak a kapcsolataink Ausztriával. Ebben az országban jelentős múltja és virágzó jelene van a negyedkorkutatásnak. A bécsi földtani intézet igazgatója H. KÜPPER negyedkorkutató. Mellette a nemzetközi érintkezésben J. FINK, a talajtan professzora játszik nagy szerepet. Mindketten több ízben jártak Magyarországon, és a nemzetközi kapcsolatok megszervezésében többször segítségünkre voltak. A teraszkutatásban, a fosszilis talajok tanulmányozásában és az eolikus eredetű lejtőagyagok problémájának megoldásában igen fontos, bennünket is érintő kutatási eredményeik vannak.

Igen eredményesen működő fiatal kutatógárda dolgozik a Német Demokratikus Köztársaságban a negyedkori kérdéseken. A varsói negyedkori nemzetközi térképkiállításon azonban kevéssé volt jelentős a német anyag. A Szovjetunió és a népi demokratikus államok között létrejött megállapodás alapján szerkesztett 1:200 000-es negyedkori földtani térképek kidolgozásában sem járnak elől. A nemzetközi megállapodás keretében csak a fedetlen térképek készítését szorgalmazzák, akárcsak a csehszlovákok. E téren azonban hamarosan változás várható. A berlini földtani intézetben, az egyetemek és főiskolák földrajzi és földtani tanszékein, a talajtani, botanikai, régészeti intézetekben igen korszerű és összehangolt munka folyik s ennek eredménye nem maradhat el. A német földtani társulat minden évben megrendezi az ország valamelyik tartományában a negyedkori, kirándulással egybekötött vándorgyűlést, ahol

a kutatók számot adnak egymásnak és külföldi meghívottaknak az eredményekről. Ilyen vándorgyűlés volt 1962. októberben Leipzig és Erfurt központtal Szászországban és Thüringiában, ahol a negyedkori kérdések egész sorát megtárgyalták. E bányászatilag fontos területeken a víznívó lesüllyedése, a vízbeszerzés és elvezetés gondja adja meg a negyedkori rétegek kutatásának gyakorlati fontosságát.

A nemzetközi együttműködés eddig nem eléggé terjedt ki a kutatási eszközök, felszerelés, műszerek ismertetésére és egymástól való átvételére. Pedig e téren igen fontos tennivaló volna a felszerelési tárgyak és műszerek gyártásának profilírozása és az egy-egy országban nem nagy számban igényelt és körülményes előállítású műszerek és felszerelések cseréje (kis- és középmélységű, könnyen mozgatható fúrófelszerelések, mintavevő készülékek, könnyen mozgatható geofizikai mérőeszközök, terepi laboratóriumok stb.).

Magyarország számára a negyedkorkutatásban csoportosult tudományok újabb és újabb eredményei mind tudományos, mind gyakorlati szempontból igen fontosak. Helyes, ha a nemzetközi érintkezések lehetőségeit kihasználjuk. Az eddigi eléggé bizonytalanul előkészített részvétel és közreműködés helyett, céltudatosabb és szervezettebb közreműködésre van szükség. Ennek előfeltétele a negyedkorkutatás országhatárunkon belüli összehangolása. A nemzetközi együttműködésnek egyik, nem lekicsinylendő, hanem éppen legfontosabb eredményei közé tartoznék az, ha ennek követelményei az annyira fontos hazai együttműködést és szervezést elősegítenék. Erre — tapasztalataink szerint — nemcsak nálunk, hanem más államokban is szükség van.

INTERNATIONAL CO-OPERATION IN THE QUATERNARY GEOLOGICAL RESEARCH

by

A. RÓNAI

The INQUA congress held in Warsaw in 1961 was a good opportunity to discuss the results of Quaternary research on international scale. The Warsaw congress proved to be a well organized and very successful meeting of the representatives of geology, geography, palaeobotany, palaeozoology, palaeoclimatology and archaeology. The author has tried to construct a comparative table of Quaternary chronology on the basis of the proceedings of this congress (table 1).

Great attention has been paid in our country to the compilation of the Central European sheets of the International Map of the Quaternary of the World on scale 1:2 500 000. The first draft-sheets of the map were presented to the Editing Committee at the congress of 1961. It was foreseen to publish the sheets 10 and 11 for Central Europe by 1965 (hatchured area in Fig. 1). Both sheets comprise territories of Hungary, too. The Editing Committee will meet next in Budapest in 1963. The author was co-opted by the Committee at the Warsaw congress.

At this congress, Hungary was represented by 8 delegates, 5 papers were presented by Hungarian authors.

In the present paper the author discusses the Quaternary researches in the adjacent countries, particularly the present state of the geological investigation to the Quaternary and the international organizations within the framework of which relevant scientific work is in development.

МЕЖДУНАРОДНОЕ СОТРУДНИЧЕСТВО В ОБЛАСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

А. РОНАИ

Конгресс Международной Четвертичной Ассоциации (INQUA), состоявшийся в Варшаве в 1961 г., создал возможность для того, чтобы обсуждать в международных масштабах результаты, достигнутые в изучении четвертичных отложений. Варшавский конгресс оказался хорошо организованным и весьма успешным совещанием представителей геологии, географии, палеоботаники, палеозоологии, палеоклиматологии и археологии. На основании трудов этого конгресса автор попытался составить сравнительную хронологическую таблицу четвертичного периода (таблица 1).

В нашей стране проявляется большой интерес к составлению средне-европейских листов международной четвертичной карты мира масштаба 1:2 500 000. Первые опытные листы карты были представлены редакционной комиссии на вышеупомянутом конгрессе. При этом было намечено издать средне-европейские листы 10 и 11 до 1965 г. (штрихованная часть на рис. 1). Оба листа включают и территорию Венгерской Народной Республики. Очередное заседание редакционной комиссии состоится в 1963 г. в Будапеште. На Варшавском конгрессе автор настоящего отчета был избран в члены комиссии.

Венгрия была представлена на конгрессе 8 лицами, представившими 5 докладов.

В отчете подводятся итоги современного состояния изучения четвертичного периода, главным образом геологических исследований и излагаются международные организации, в рамках которых проводятся соответствующие научные исследования.

LÖSZFAJTÁK KŐZETSZERKEZETÉNEK ÉS SZÖVETÉNEK VIZSGÁLATA

Írta: MIHÁLYINÉ LÁNYI I. – SOHA ISTVÁNNÉ

Magyarországon a löszeredetű és löszszerű kőzeteknek igen sok fajtáját találjuk. Az eddigi térképezők makroszkópos megfigyelések, továbbá szemcseösszetétel alapján megkülönböztettek löszös homokot, homokos löszt, típusos löszt, iszapos löszt és agyagos löszt; makroszkóposan és binokuláris mikroszkóppal megfigyelt szerkezetük és csigafaunájuk alapján száraz térszínre hullott, átnedvesedett térszínre hullott és vízbe hullott löszszerkezetet; színűk, szerkezetük és karbonáttartalmuk alapján a típusos löszöktől elütő barnaföldet, vörös „agyagfajtákat", idősebb átalakult löszöket.

Régi törekvés az, hogy a löszfajtákat ne szubjektív (makroszkópos) megfigyelések alapján, hanem pontos és megbízható műszeres vizsgálatokkal tudjuk egymástól elválasztani, illetve a különböző tájak löszféleségeit azonosítani. E fontos feladat megoldásában döntő szerepet játszanak a kőzettani szerkezeti vizsgálatok.

A hullóporos kőzetváltozatok vékonycsiszolati vizsgálatának eddig kidolgozott eljárása lehetővé tette olyan laza kőzetek vizsgálatát is, melyeket eddig vékonycsiszolatban nem vizsgáltak. A következőkben beszámolunk azokról az eredményekről, amelyeket az új vékonycsiszolati módszerrel a löszváltozatokon végeztünk. Ezek a vizsgálatok lehetővé tették annak megállapítását, hogy a hullópor milyen területre hullott és belőle milyen löszváltozat lett.

I. Az úgynevezett „jellegzetes" vagy „típusos" löszből készített vékonycsiszolat azt mutatja, hogy az ásványszemcsék illeszkedése a lehetséges leglazább, tehát a likacstérfogat a legnagyobb. A csillámok és a görgetett s osztályozott homokszemcsék a gyökérmedrek körül orientáltan helyezkednek el, néha köpenyként körülfogva azt (I. tábla 1.).

Ez a szerkezet azt mutatja, hogy a hullóporból száraz füves pusztán jellegzetes lösz alakult. Ennek a környezetnek természeti viszonyait kell, hogy rekonstruálható geokémiai folyamatok is jelezzék. Erre a következők mutatnak:

1. Az ásványszemcsék túlnyomó többsége több-kevesebb kezdeti átalakulást mutat.

2. A teljesen átalakult szemcse igen kevés.

3. Az epigén ásványok (a földpátok bomlásából származó kova, a kalcit, a dolomit és a limonit újrakiválás) általában kristályosan jelennek meg. Az agyagásványok jelentéktelen mennyiségűek, közülük DTA vizsgálattal csak illit mutatható ki.

4. A löszfrakciónál kisebb szemcserészlegben is uralkodó a porhullásból származó elsődleges ásványtársaság (főleg kvarc) még akkor is, ha a szemcseeloszlási összeggörbén a 0,01 – 0,02 mm közti frakció értékének növekedése a hullámvonalat megtöri, a közvetlen szemeloszlási görbében pedig mellékmaximumként jelentkezik. Ez az ásványtársaság ugyanis nem másodlagosan képződött, hanem a kőzetté alakulás során a geokémiai folyamatok következtében történt aprózódás eredménye.

5. A gyökérmedrek körül erősebb átalakulás nem tapasztalható. A gyökérjáratok belsejét finom karbonát, esetleg limonit kérgezi, néhol kristályos kalcitkitöltéssel (I. tábla 2.). A homokosabb löszváltozatokban az egykori növényzet nyomát már csak a csillámok és a járulékos (görgetett és osztályozott) homokszemcsék elrendeződése jelzi.

II. A magyar medence paleogeográfiája a pleisztocénben olyan volt, hogy a hullóporból „jellegzetes" lösz igen nagy területen nem alakulhatott. A lösz vékonycsiszolatában az ásványszemcsék elrendeződése azt is elárulja, hogy a kőzetanyag füves, de már nedves térszínre hullott. Ilyenkor az ásványszemcsék szorosabban illeszkednek, a likacstérfogat tehát csökkent. Néha az ilyen lösz már szabad szemmel is többé-kevésbé rétegzettnek látszik. A vékonycsiszolat megmutatja, hogy a csillámok nem a gyökérmedrekhez orientálva helyezkednek el, hanem vízszintesen; a kvarc és nehézásványok is ugyanígy. A függőleges tagoltságú „jellegzetes" lösz és a túlnyomóan réteges „nedves" lösz között minden átmenet megvan (I. tábla 3.).

A többé-kevésbé rétegzett löszváltozat vékonycsiszolati vizsgálatából következtetni lehet arra a környezetre, amelyben a hullópor kőzetté lett. Ez a környezet nedvesebb, dúsabb növényzetű volt. Ebben a környezetben a diagenezis természetszerűleg fokozottabb volt, amint azt az alábbi megfigyelések bizonyítják:

1. A kezdeti átalakulást mutató ásványszemcse itt jóval kevesebb, mint a száraz térszíni lösznél.

2. A kevésbé ellenálló ásványok erős kémiai és fizikai átalakulása miatt a teljesen átalakult ásványszemcse több mint amabban. (Optikailag meghatározható földpát pl., már alig van.)

3. A víz a löszben levő elsődleges kalcitot majdnem teljesen feloldotta. Az oldat egy része megfelelő pH mellett helyben finomeloszlású kalcit és dolomitszemcsék alakjában csapódott ki. Ez a kalcit és dolomit már lényeges alkatrésze a közvetlen szemcseeloszlási görbén mellékmaximumot okozó 0,01 – 0,02 mm-es frakciónak.

4. A száraz térszíni löszben illit csak nyomokban mutatható ki, nedves térszíni szövetű löszben az illit több és már kaolinit is kimutatható.

5. A gyökérjáratok a vegyileg aktívabb vizet jól vezették, ezért körülöttük gyakran erősebb az agyagásványosodás. A kaolinit is itt dúsul fel (I. tábla 4.).

A másodlagos ásványok között földpátok bomlásából származó kova (kalcedon, mikrokvarcit), valamint limonit látható, néha nagyobb mennyiségben is.

III. A nedves térszínen felhalmozódó hullóporból képződött kőzetváltozatok legszélsőségesebb esete az, amikor még kimutatható a löszfrakció és bizonyos löszszerkezet is mutatkozik a vékonycsiszolatban, de az erősebb mállás

és biogén átalakulás miatt ezt a csoportot már nem lehet a valódi löszváltozatok között tárgyalni. Ebben a kőzetváltozatban a kvarc mellett a másodlagos ásványok mennyisége már igen nagy, esetenként uralkodó. A kalcit, dolomit és az agyagásványok mellett limonitosodott pirit is megjelenik (II. tábla 1. és 2.).

IV. A glaciális időszakban hullópor a magyar medence peremvidékére is bőségesen jutott, ahol orografiai és éghajlati okok miatt különféle jellegű erdők összefüggően és állandóan vagy megszakítással viszonylag nagy dombvidéki területeket borítottak. Az ide hulló kőzetpor a csapadéktól, a földrajzi szélességtől és helyzetétől függően változatos, helyenként egészen löszkülsejű agyagos kőzetté alakult. A Ny-dunántúli területen sok helyütt lösszel sűrűn váltakozva láthatók ilyen kőzetek. Göcsejben már a szelvény löszrétegei eltűnnek és nyolc-tíz méteres barna agyag képviseli a „löszt". Tovább nyugatra és magasabb helyzetben (az Alpok oldalán) „barnaföldnek" térképezték ezt a képződményt (II. tábla 3. és 4.).

SÜMEGHY J. volt az első, aki ezeknek a nyugat-magyarországi kőzetfajtáknak hullóporos eredetét logikus következtetéssel bizonyította. Jóval később, az ötvenes évek második felében FINK J. részletes kémiai és kőzettani vizsgálatokkal teljes mértékben igazolta SÜMEGHY J. feltevését.

A hullóporos eredetű agyagos kőzetek vizsgálata külön tanulmányt igényel, ezért erre majd akkor térünk ki, amikor ezek vizsgálatát összekapcsoljuk a nagy löszkötegek vályogzónáinak vizsgálataival.

V. Nem típusos, azaz nem jellegzetes és nem rendszerezhető löszfajta az ún. lejtő-lösz, amelyet ID. LÓCZY L. „völgyi lösz"-nek hívott. Ez a löszfajta hazánkban főleg a Dunántúlon, de ott is csak a lejtőkön látható. Anyaga rétegzett. Benne megtalálható a lejtő magasabb részéről a feküből belekerült kőzetanyag, felülről bemosott hullópor és az esetleg közvetlenül a lejtőre hullott poranyag is (III. tábla 1. és 2.).

VI. A lösszé alakult hullópor a lösz lepusztulásával ismét útrakelhet, folyóvízzel messze szállítódhat. Nagyobb folyóink holocén árterén, főleg a a nagyalföldi Dunavölgyben megtalálható a gyengén rétegzett finom iszap, melynek anyaga túlnyomóan áttelepített lösz, sok tekintetben löszként viselkedik (III. tábla 3. és 4.).

* * *

Ez a tanulmány röviden összegezi azokat a kőzetszerkezeti—szöveti megfigyeléseket, amelyekből a hullóporos képződmények genezisére lehet következtetni. A lösz szemcseösszetétele az eredeti üledékképződéstől függ, s azt részben a szállító és lerakó közeg mozgási módja és sebessége, részben a lösszéválás alatt lezajló geokémiai folyamatok határozzák meg. Szöveti szerkezetét viszont a leülepedés térszíni viszonyain kívül a kőzettéalakulás alatt uralkodó éghajlati viszonyok szabják meg. Éppen ezért a löszt, mint kőzetet, jellegzetessé más képződményektől elkülönülő szöveti szerkezete teszi. Ennek kialakulása pedig megszabott üledékképződési folyamatok következménye.

A jövőben megkíséreljük ennek a módszernek alkalmazását olyan — hullóporos eredetű — kőzetek szövetének vizsgálatára is, melyeket már nem lehet löszváltozatoknak tekintetni.

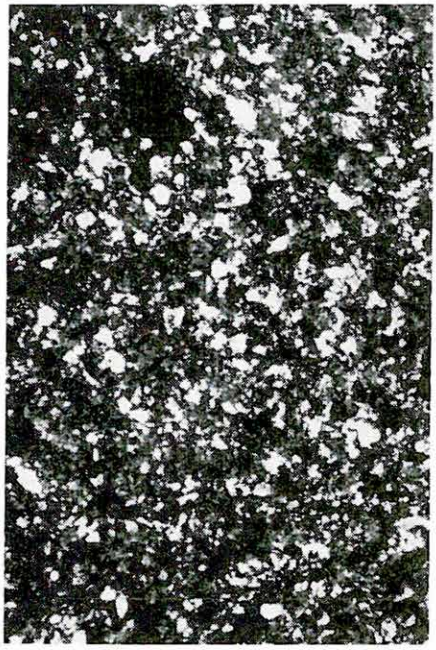
I. Tábla – Planche I.

1. Száraz térszíni löszszerkezet. Paks Téglagyár 1,60 – 1,80 m
2. Epigén kalcitkristályokkal kitöltött egykori gyökérjárat. Solt 2. sz. fúrás 2,7 – 3,0 m
3. Nedves térszíni löszszerkezet. Kulcs I/6. 1,0 – 1,5 m
4. Erős agyagásványosodás az egykori gyökérmedrek körül. Domoszló – Jászapáti 8. sz. fúrá 3,8 – 5,0 m

* * *

1. Structure de loess de terrain sec. Briqueterie de Paks, 1,60 – 1,80 m
2. Terrier de racine rempli de cristaux de calcite épigéniques. Forage Solt No. 2., 2,7 – 3,0 m
3. Structure de loess de terrain humide. Kulcs I/6., 1,0 – 1,5 m
4. Altération intense de la roche en minéraux argileux autour des terriers de racine. Forage Domoszló – Jászapáti No. 8., 3,8 – 5,0 m

80 ×; + Nik.



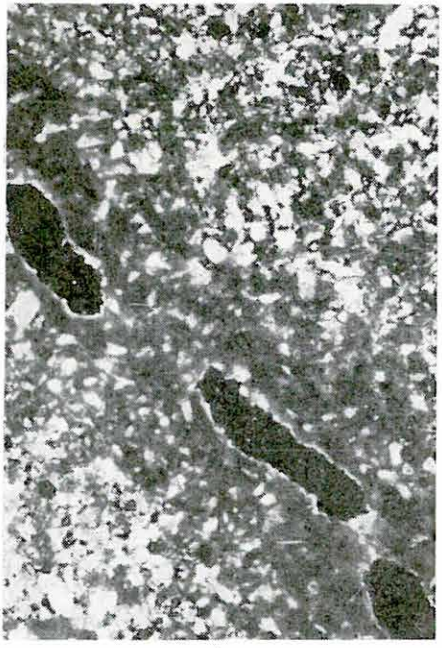
1



2



3



4

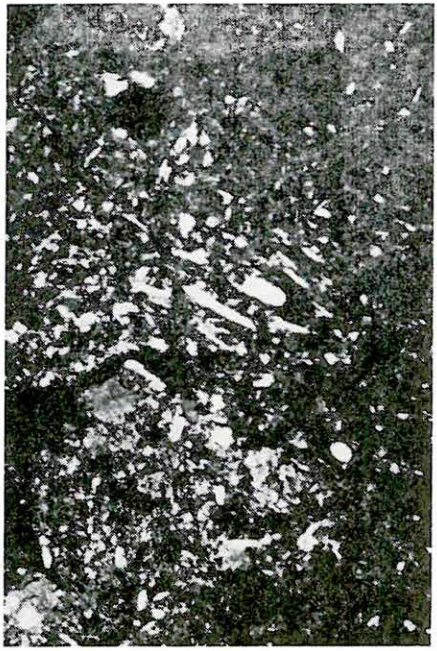
II. Tábla – Planche II.

1. Átalakult löszszerkezet. Vámosgyörk Nagygödör 10,05 – 10,15 m
2. Tószeg 14. sz. fúrás 8,50 – 10,10 m
3. Löszkülsejű agyagos kőzet. Göcsej 8. feltárás 1,25 – 1,40 m
4. Löszkülsejű agyagos kőzet; Veszprém. 19/a. sz. fúrás 0,7 – 0,9 m

* * *

1. Structure de loess altérée. Vámosgyörk, Nagygödör, 10,05 – 10,15 m
2. Forage Tószeg No. 14., 8,50 – 10,10 m
3. Roche argileuse à habitus de loess. Ouverture Göcsej No. 8., 1,25 – 1,40 m
4. Roche argileuse à habitus de loess. Veszprém. Forage No. 19/a, 0,7 – 0,9 m

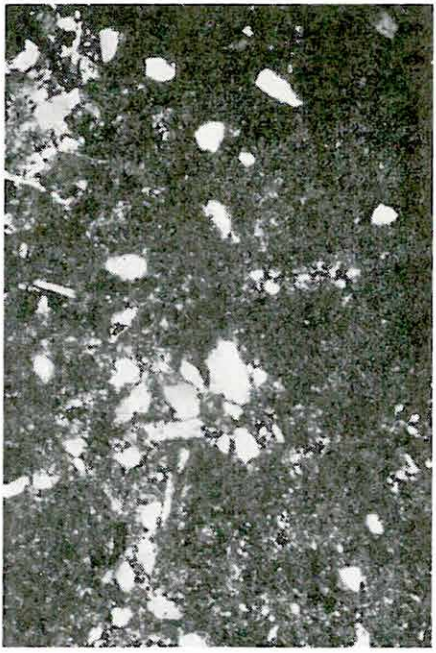
80 ×; + Nik.



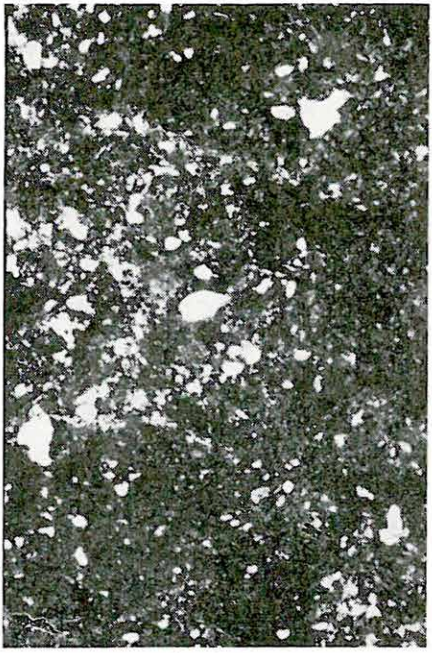
1



2



3



4

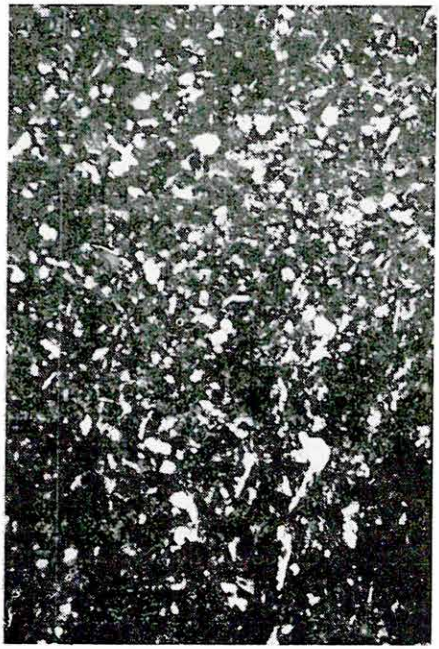
III. Tábla – Planche III.

1. Ún. „lejtő lösz" vagy „völgyi lösz" szöveti szerkezete. Balatonkenese 7. sz. fúrás 1,10 – 1,40 m
2. Ún. „lejtő lösz" vagy „völgyi lösz" szöveti szerkezete. Mecseknádasd 2. sz. fúrás
3. Gyengén rétegzett finom iszap. Szolnoki 2. feltárás. 0,90 – 1,05 m
4. Gyengén rétegzett finom iszap. Tiszadob. 112-es km-nél 5,0 – 5,9 m

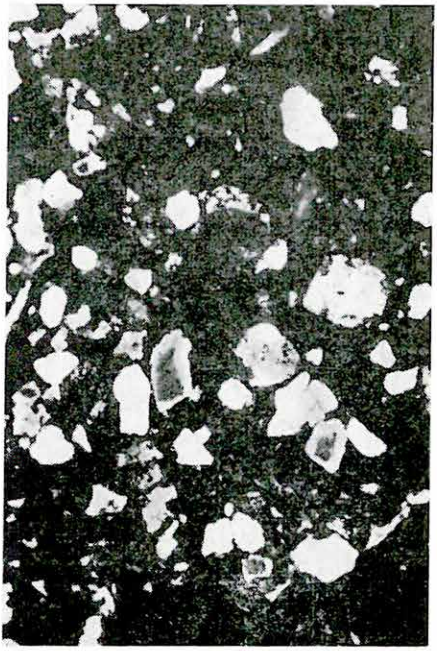
* * *

1. Texture du „loess de versant" ou „loess de vallée". Forage Balatonkenese No. 7., 1,10 – 1,40 m
2. Texture du „loess de versant" ou „loess de vallée". Forage Mecseknádasd No. 2.
3. Vase fine, légèrement stratifiée. Ouverture Szolnok No. 2., 0,90 – 1,05 m
4. Vase fine, légèrement stratifiée. Tiszadob. Près de la borne kilométrique 112, 5,0 – 5,9 m

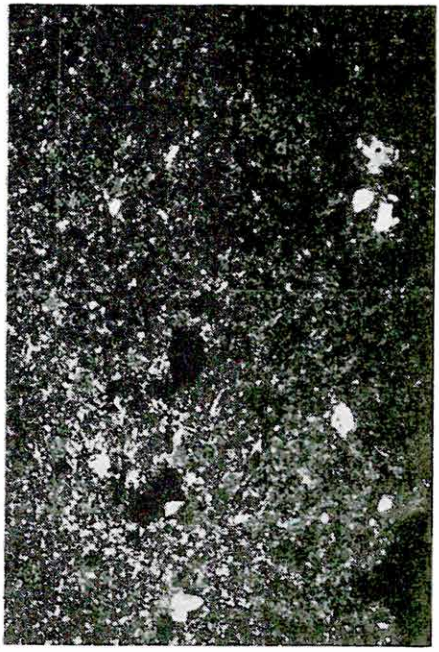
80 ×; + Nik.



1



2



3



4

EXAMEN DE LA STRUCTURE ET TEXTURE DE TYPES DE LOESS DIFFÉRENTS

par

I. MIHÁLYI-LÁNYI – K. SOHA

Cette communication résume en bref les observations faites sur des plaques minces qui permettent de conclure sur la génèse des formations éoliennes. On peut constater que la composition granulométrique du loess est un phénomène de sédimentation laquelle est déterminée partie par le mode et la vitesse du mouvement de l'agent de transport et de sédimentation, partie par les procès géochimiques ayant lieu pendant la diagénèse du loess. Mais quant à la texture du loess, les facteurs la déterminant sont les conditions de relief dans lequelles la poussière se dépose ainsi que les conditions climatiques qui dominent au cours de sa diagénèse. C'est pourquoi le loess, comme une roche, se distingue des autres formations par sa texture particulière. La formation de celle-là est due à des procès de sédimentation bien définis. Par conséquent, chaque unité de paysage se charactérise par un type de loess dont les caractères lithologiques et la texture sont différents de ceux des autres unités.

ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ЛЕССОВ

И. МИХАЛИ-ЛАНЬИ – К. ШОХА

В работе подводятся итоги тех наблюдений по тонким шлифам, которые позволяют судить о генезе пород, образовавшихся из эоловой пыли. Можно установить, что гранулометрический состав лессов обусловлен седиментацией и контролируется отчасти способом и скоростью движения транспортирующей и осаждающей сред, отчасти же геохимическими процессами, происходящими во время превращения исходного материала в лессы. Текстура же лессов определяется, помимо условий рельефа осаждения, климатическими условиями, господствовавшими во время диагенеза. Именно поэтому своеобразие лесса, как породы, получается за счет его текстуры, отличающейся от других пород. Что же касается формирования ее, то она является результатом определенных процессов осадконакопления. Следовательно, разным ландшафтным единицам присущи типы лессов, обладающие различными литологическими характерами и текстурами.

A DUNA–TISZA KÖZI FELSZÍNKÖZELI VIZEK ÉS VÍZTARTÓ RÉTEGEK GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA

Írta: RAPPNÉ SÍK STEFÁNIA – TOLNAY VERA

A VIZSGÁLATOK CÉLJA

A múlt évben a Duna–Tisza közi felszínközeli vizek geokémiai vizsgálatával foglalkoztunk. Ebben az évben ugyanarról a területről származó víztartó képződményeket, továbbá a víz és a víztartó réteg kölcsönhatását tanulmányoztuk. Ezek a vizsgálatok egy részét képezik annak a témának, amely a víz és vízadó réteg kölcsönhatását keresi magmás, metamorf és üledékes kőzetek esetében. Mivel a magmás kőzetek összetétele sokkal pontosabban ismert mint az üledékes kőzeteké, célszerűbb lett volna, ha a vizsgálatokat először a magmás, később az üledékes kőzetek területén végezzük. Mivel azonban a megfelelő minták begyűjtése nem volt lehetséges, nem tudtuk betartani ezt a logikai sorrendet és lehetőségeinknek megfelelően a víz és üledékes kőzetek kölcsönhatásának vizsgálatával kezdtük a víz és a víztartó réteg geokémiai viszonyának tanulmányozását.

A múlt évben 91 vízmintát vizsgáltunk meg Fülöpszállás és Kecskemét környékéről. Megállapítottuk, hogy a víz összetétele jellemzően alakul a víztartó réteg minőségétől függően. A víz kémiai összetétele arra a rétegre jellemző, amelyben tárolódik. Ha a vízszintingadozás következtében a víz hosszabb ideig érintkezik más összetételű víztartó réteggel, kémiai összetétele – a víz és az új réteg kölcsönhatása következtében – megváltozik. A különböző víztartó rétegekből eredő vizek jellemzésére a víz kémiai összetételéből kiszámítottuk az előző évi munkánk során is használt

$$a = \frac{Ca}{Mg} \quad \text{és} \quad b = \frac{Na + K}{Ca + Mg}$$

ionhányadosokat (HEM, I. D. 1959, RAPPNÉ SIK S. – FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1964).

Vizsgálataink során úgy találtuk, hogy a fenti hányadosok alapján jól meg tudjuk különböztetni az egyes üledékes kőzetekből származó vizeket. Továbbá megállapítottuk, hogy a víztartó réteg és a belőle származó víz között igen szoros, vegyi jellegbeli kapcsolat van. A részletes vizsgálathoz felhasznált mintákat FRANYÓ F. gyűjtötte.

KÍSÉRLETI RÉSZ

A víztartó képződmények jellemzése

A képződményeket kémiai összetételük és nyomelem-tartalmuk alapján jellemeztük. A víz és víztartó réteg kapcsolatának és kölcsönhatásának felderítésére pedig a képződmények vizes kivonatát vizsgáltuk. A vízszint évszakos változásának a víz összetételére gyakorolt hatását (a különböző, érintkező víztartó rétegek egymásutánja szerint) szintén vizes kivonatokban, modellkísérletekben vizsgáltuk.

a) *A képződmények oxidációs állapota.* Geokémiai szempontból az egyes képződmények oxidációs állapotukkal jellemezhetők, amelyre a vastartalomból számított o_{Fe} értékből következtethetünk.

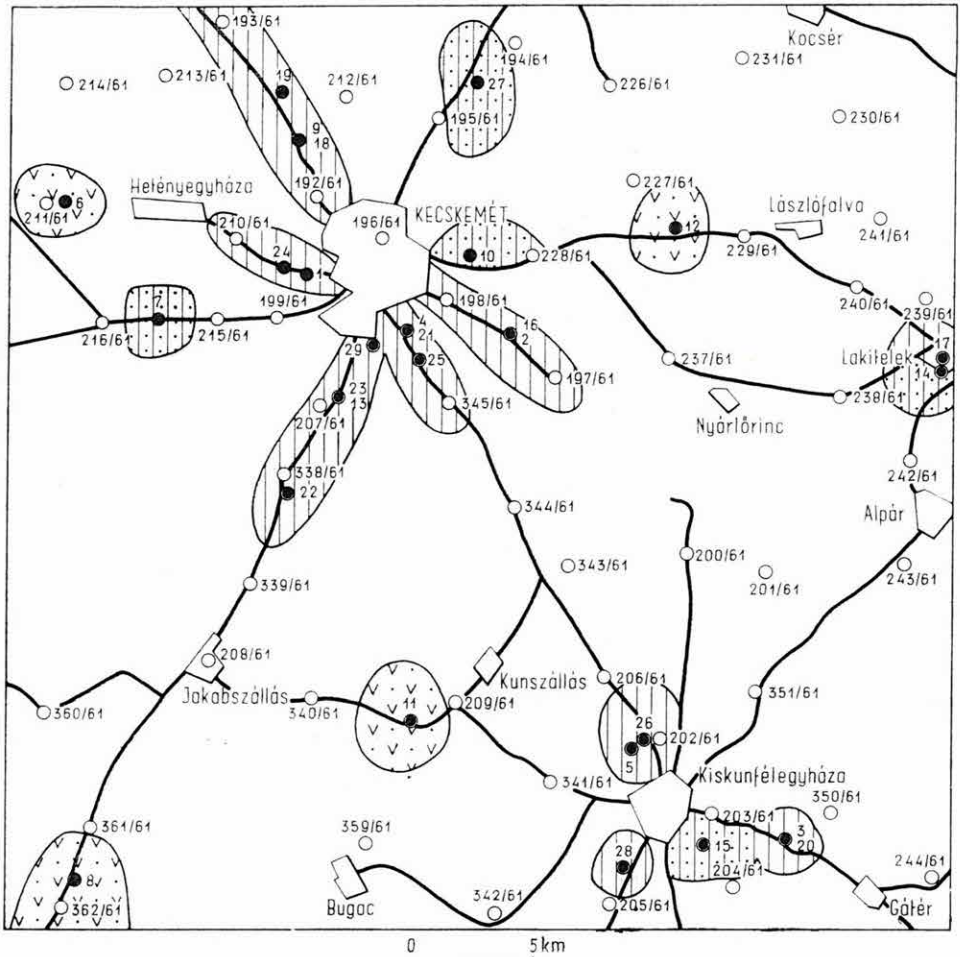
$$o_{Fe} = \frac{2\,Fe_2O_3}{FeO}$$

Az o_{Fe} érték meszes homokokra 0,5, löszös homokokra 1,5 — 2,0, löszökre pedig 4,0 körülinek adódik (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955). Ezen az alapon a Kecskemét környéki területen az 1. ábrán feltüntetett képződményekre következtethetünk. Sajnos, kevés képződmény állott rendelkezésünkre ahhoz, hogy az o_{Fe} érték alapján az egész terület részletes térképét megszerkesszük, a Kecskemét környéki és a Kiskúnfélegyháza körüli löszös területeket azonban jól körülhatárolhattuk. A térképen egyes helyeken löszös homokot jelöltünk, mert az o_{Fe} érték alapján itt kevert képződményekre lehet következtetni.

Ezt a térképet összehasonlítva a vizek kémiai összetételéből az ionhányadosok alapján számított, víztartó rétegeket feltüntető térképpel (2. ábra), kitűnik, hogy mivel a területen a vízminták begyűjtése sűrűbben történt, mint a kőzeteké, a vizek összetétele alapján szerkesztett térkép teljesebb, mint amit az o_{Fe} érték alapján szerkeszteni tudtunk.

A két térképvázlat alapján tehát megállapíthatjuk, hogy mind a vizek kémiai összetétele, mind pedig a képződmények oxidációs foka alapján következtetni lehet a víztartó rétegek minőségére. Több helyen, ahol a laza képződmények egymás fölé települnek, kevert képződményt állapíthattunk meg (pl. löszös homok).

b) *A képződmények jellemzése ionhányadosokkal.* A képződményeket az o_{Fe} érték mellett — a belőlük származó vizekhez hasonlóan — részben az ionhányadosokkal, részben nyomelem-tartalmukkal is jellemeztük. Az egyes képződmények ionhányadosait meghatároztuk a kőzet teljes kémiai elemzéséből, annak sósavban oldható részéből és a képződmény vizes kivonatából. Ezeket az ionhányadosokat összehasonlítottuk a képződményekből eredő vizek ionhányadosaival. A 3. ábrából láthatjuk, hogy a teljes kémiai elemzésből számított ionhányadosok nem azonosak azokkal a viszonyszámokkal, amelyeket a képződményekből származó vizekre jellemzőnek találtunk. A savban oldható alkálifémek és alkáliföldfémek mennyiségéből számított ionhányadosok csak a meszes homok esetében adtak a vizekkel azonos értéket, a löszös képződményeknél azonban nem. A képződmények jellemzésére ilyen vonatkozásban a vizes kivonatok alkalmasak. A vizes kivonatot a következőképpen készítettük: 10 g megtört és szitált mintát 100 ml ionmentes desz-

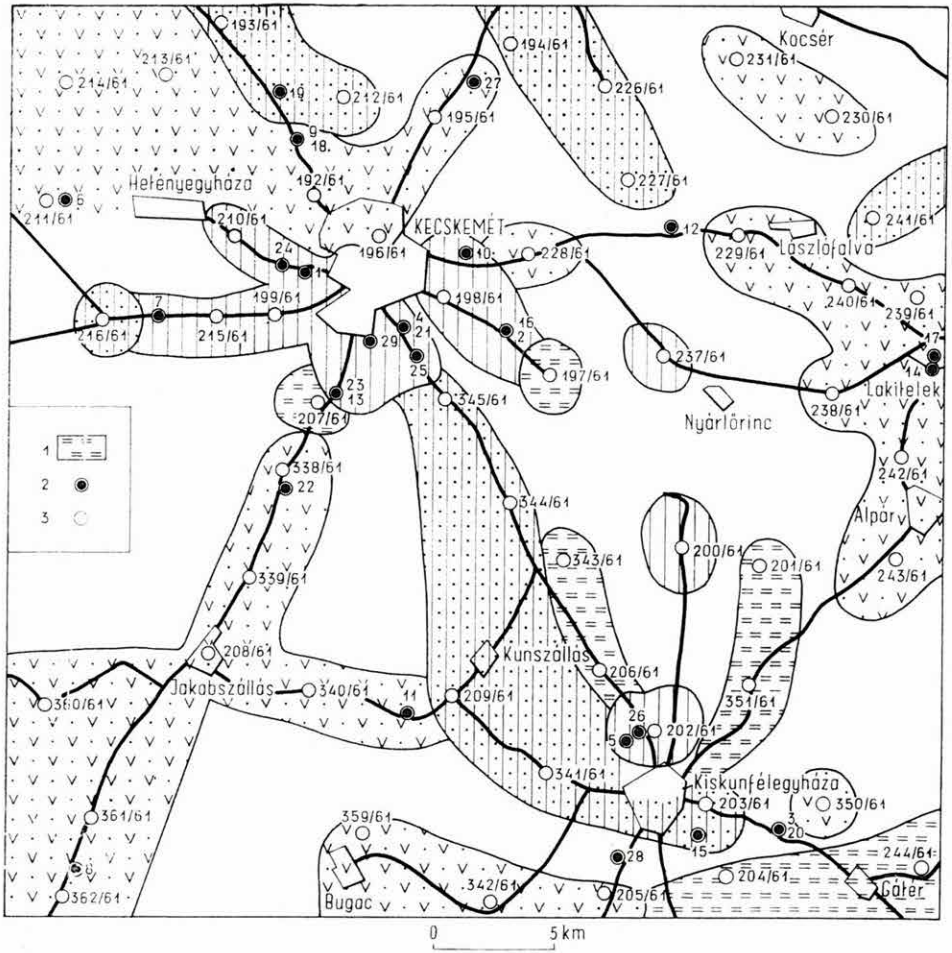


1. ábra. Víztartó rétegek Kecskemét – Kiskunfélegyháza környékén az o_{F_e} érték alapján. (● = kőzetmintavétel helye, ○ = vízmintavétel helye; további jelmagyarázatot l. a 3. ábrán)

Fig. 1. Aquiferous layers in the surroundings of Kecskemét – Kiskunfélegyháza compared by the o_{F_e} values. (● = points of rock sampling, ○ = points of water sampling; see additional explanation in fig. 3.)

tillált vízzel feltöltöttünk. A mintát gyakori összerázás közben négy hétig állni hagytuk, majd keményített szűrőpapíron leszűrtük és meghatároztuk a vizes kivonat Na-, K-, Ca-, Mg-tartalmát. (Bepárlás után a szűrlet egy másik részét a nyomelemek meghatározására használtuk fel.)

A víz és a víztartó képződmények kölcsönhatásának tanulmányozása azt mutatja, hogy a kettő között szoros kapcsolat van és a víz kémiai jellegét nagyrészt a tartó réteg összetétele szabja meg (BUCHAN, S. 1958). Az ionhányadosok vizsgálata alapján igen valószínűnek látszik, hogy a kölcsönhatásban nem a teljes kémiai összetétel, hanem a kőzetet felépítő egyes ásványok minő-



2. ábra. Víztartó rétegek Kecskemét – Kiskunfélegyháza környékén a vizek kémiai összetétele alapján (ionhányadosokból számítva)

Jelmagyarázat: 1. szikes löszíszap, *2.* kőzetmintavétel helye, *3.* vízmintavétel helye (további jelmagyarázatot l. a 3. ábrán)

Fig. 2. Aquiferous layers in the surroundings of Kecskemét – Kiskunfélegyháza compared by their chemical composition (as computed from the ionic ratios)

Explanation: 1. alkaline loess silt, *2.* points of rock sampling, *3.* points of water sampling (see additional explanation in fig. 3.)

sége és oldalékonysága a döntő. *Az egyes képződmények ionhányadosokkal való egységes jellemzése ezért csak a vizes kivonatok kémiai összetétele alapján lehetséges.* Például az egyik vizsgált löszben 13,24% CaO van 3,19% MgO mellett, ennek alapján a Ca/Mg hányados értéke 4,14. Ugyanennek a képződménynek vizes kivonatában azonban az említett alkáliföldfémek aránya 0,6 körüli, ami megfelel annak a természetben megfigyelt jelenségnek, hogy a löszös terület vizeiben mindig több a magnézium, mint a kalcium. Ez csak akkor lehetséges

1			2										3	
A képződmény			Az ionhányados értéke a képződmény										a képződményre jellemző	
neve		jele	teljes elemzésből a	teljes elemzésből b	savban oldható részéből a	savban oldható részéből b	vizes kivonatából a	vizes kivonatából b	-ből eredő vízből a	-ből eredő vízből b				
A	Meszes homok												> 2,0	< 0,1
B	Futóhomok												> 1,5	> 0,1
C	Löszíszap												< 0,8	< 1,0
D	Lösz												< 0,5	< 0,5
E	Mészíszap												> 1,5	< 0,1

$$a = \frac{Ca}{Mg} \qquad b = \frac{Na + K}{Ca + Mg}$$

3. ábra. Üledékes kőzetek jellemzése ionhányadosokkal

Fig. 3. Characterization of Quaternary sediments by ionic ratios

Explanation: 1. name and symbol of the rock; *2.* value of ionic ratios computed from the chemical analysis of the rock, of its portion soluble in acid, of its aqueous extract and of the water issuing from it; *3.* ionic ratio characteristic of the rock. — A = calcareous sand, B = quicksand, C = loess silt, D = loess, E = calcareous silt

ha a löszökben a magneziumásvány oldékonysága nagyobb, mint a jelenlevő kalciumásvány oldékonysága.

A képződmények ásványtani összetételének vizsgálatára SZÉKELY Á. DTA-felvételt készített. A DTA-felvételek egyaránt kvarcot és dolomitot mutattak, függetlenül attól, hogy meszes homok, löszös homok vagy lösz volt-e a bemért anyag. Ez a vizsgálat tehát nem magyarázza meg azt a természetben tapasztalt jelenséget, hogy löszös képződményekből származó vizek mindig több magnéziumot tartalmaznak, mint kalciumot, tehát a víz kémiai összetételéből számított Ca/Mg hányados értéke közelítően 0,6. A kioldódásban mutatkozó eltérésben szerepe lehet a homok és a lösz közötti diszperzitásfokbeli különbségnek is. A löszök diszperzitásfoka ugyanis lényegesen nagyobb, mint a homokoké, jóval nagyobb mennyiségű finom frakciót tartalmaznak, és ezért az ásványszemcsés oldódási viszonyaik is megváltozhatnak.

A vizes kioldás hatását és az ásványtani összetétel változását víz hatására röntgendiffraktométeres vizsgálattal is követtük. A felvételt és a kiértékelést BÁRDOSSY GY. készítette. A homokmintában kvarcot, kalcitot és dolomitot talált (a kalcit mennyisége nagyobb, mint a dolomité). Ezenkívül oligoklászt, káliföldpátot és kevés illitet mutatott ki. Kioldás után elsősorban az oligoklász mennyisége csökkent, a káliföldpát viszonylagos mennyisége megnőtt. A kalcit és a dolomit mennyisége arányosan csökkent a mintában. A löszben kvarc mellett dolomit és kalcit mutatható ki (a dolomit mennyisége nagyobb, mint a kalcité); valamint földpát (oligoklász) észlelhető. Az agyagásványok mennyisége nagyobb, mint a homokmintában: illiten és szericiten kívül 5% klinoklor is kimutatható. Kioldáskor több dolomit oldódott ki, mint kalcit, ezenkívül a klinoklor mennyisége is jelentősen csökkent. Ez a módszer tehát magyarázatot ad arra, hogy miért találunk a löszök vizes kivonatában több magnéziumot, mint kalciumot. A lösznek a homokénál nagyobb diszperzitásfoka következtében a dolomit a löszből könnyebben kioldódik, mint a homokból.

c) *Nyomelemek meghatározása.* A nyomelemek társulása éppúgy jellemző az egyes képződményekre, mint a főelemek szerinti összetétel. Mivel pedig az egyes földtani képződmények általában bizonyos nyomelem-tartománnyal is jellemezhetők, meghatároztuk a szóban forgó üledékek jellemző nyomelemeit.

A vizsgált területen a kőzetek és a belőlük származó vizek nyomelemtartalmát összehasonlítva kitűnt, hogy a kőzetminták közül azokban találtunk ezüstöt, amely területek vizeinek száraz maradékában is megtaláltuk az ezüst nyomait (Dunamenti terület, Solt vidéke, Páhi és Jakabszállás környéke). Ólom elsősorban löszös képződményekben található, gyenge nyomnyi mennyiségben. A kőzetminták lelőhelyein a Pb-t a vizek száraz maradékában is megtaláltuk, míg a terület egyéb helyein a vizek száraz maradékában sem tudtuk kimutatni. Az ón — az ólomhoz hasonlóan — a löszös képződményekben jelenik meg gyenge nyomnyi mennyiségben. Ónt mutattunk ki a Solt—Fülöpszállás vonalba eső számos képződményben, s az itteni vizek száraz maradékában is. A nikkel megjelenése az ónnal párhuzamos. Fülöpszállás környékén mind a kőzetekben, mind pedig a vizek száraz maradékában kimutatható. Egyes Kecskemét környéki löszökben is megtaláltuk. A réz erős nyomnyi mennyiségben főleg a Solt—Fülöpszállást összekötő egyenes mentén

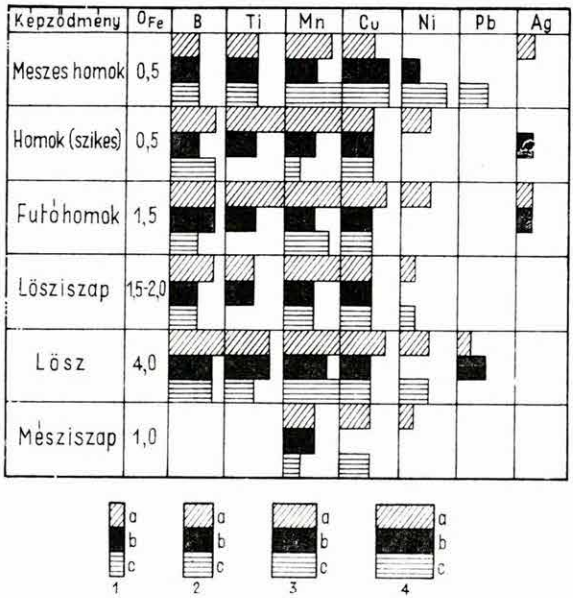
vett kőzetmintákban található a legnagyobb mennyiségben. Ugyanezen a területen a vizek száraz maradékában is dúsul. Általában löszben és a lösszel keveredett kőzetekben található. A bór legnagyobb koncentrációban a löszben és a löszös képződményekben található, mégpedig erős nyomként, annak ellenére, hogy csak jóval nagyobb koncentráció esetén mutatható ki, mint pl. a réz vagy a nikkel. A bórnak a kőzetekben talált töménysége ott a legnagyobb, ahol a vizek száraz maradékában talált töménysége is a legnagyobb volt. A titán erős nyomként futóhomokokban mutatható ki, ezenkívül a Kecskemét környéki löszökben található. Területileg ez a maximális titánkoncentráció jól egyezik a vizek száraz maradékában talált maximális koncentrációval. A króm a homokokban gyenge nyomként, a szikes területek lösziszapjaiban erős nyomként mutatkozik. Löszös képződményekben főleg nyom- és gyenge nyomnyi mennyiségben mutatható ki. (A vizek száraz maradékában a krómot nem határoztuk meg.) A területen talált két mésziszapmintában kevés mangánon, vason és rézen kívül egyéb nyomelemeket nem találtunk. A mangánt is meghatároztuk a nyomelemek között, de dúsulása nem esik egybe a kőzet- és vízmintákban. A vizek száraz maradékában a mangán nagyobb töménységben ott található, ahol a víz összetétele alapján számítva a víztartó réteg meszes homok. A mangán legnagyobb töménységét a löszben és a löszös képződményekben éri el. Ezekben mennyisége erős nyom, de feltehetően analitikailag is meghatározható mennyiségben fordul elő.

A többi nyomelem szabályosabb eloszlásához viszonyítva a mangán koncentrációjában tapasztalt látszólagos ellentmondás valószínűleg a következőkkel magyarázható: a mangán két vegyértékű formában széndioxidtartalmú vízben mint $Mn(HCO_3)_2$ oldódik és a vizek elszállítják. Minél oxidáltabb környezetbe került a mangán, annál könnyebben oxidálódik négy vegyértékűvé és mint $Mn(OH)_4$ kiválik az oldatból. Ezért a löszben és a löszös képződményekben, amelyeknek o_{Fe} értéke 4 körüli, a mangán erős nyomként található, míg a meszes homokokban, amelyekben az oxidációs állapotot jellemző o_{Fe} érték 0,6 körüli, a Mn legfeljebb nyomként vagy gyenge nyomként határozható meg. Mivel a meszes homokokban levő, inkább két vegyértékű Mn mobilis és vízben jól oldódik, az ilyen képződményekben tárolt víz száraz maradékában jelenik meg a mangán nagyobb koncentrációban.

A nyomelem-tartalmat nemcsak a képződményekben, és a belőlük származó vizekben határoztuk meg, hanem a már említett vizes kivonatokban is. A háromféle nyomelem-tartalom összehasonlítását a 4. ábra mutatja be. Az egyes kőzetfajtákat, a vizet és a vizes kivonatokat más-más vonalkázással ábrázoltuk. A bevonalkázott terület vízszintes nagysága arányos az illető nyomelem félmennyiségi becsléssel meghatározott koncentrációjával.

Az ábráról többek között leolvashatjuk, hogy az ezüst csak a meszes homokokban és egyes futóhomokokban mutatható ki. A réz a nagy o_{Fe} értékű löszben nyomnyi mennyiségben található, a vízben és a vizes kivonatokban koncentrációja kisebb. A meszes homokban kisebb koncentrációban van jelen, mint a belőle származó vízben vagy a képződmény vizes kivonatában. Ennek oka az, hogy az oldatba ment réz egy része a vas hatására kiválik, viszont a homokban kevés vas lévén, ennek vizes kivonatában oldatban marad, tehát mind a víz, mind a vizes kivonat száraz maradékában nagyobb

töménységben mutatható ki, mint az eredeti kőzetben. Az ólom hidrogénkarbonát formájában vándorol és a rezisztitekben gyakran kiválik. Homokos képződmények vizes kivonatában és löszből származó vizek száraz maradékában tudtuk kimutatni. A mangán egyes vizes kivonatokban nagyobb koncentrációban van jelen, mert a kivonás következtében feldúsul. A nikkel csak a homokos területek vizes kivonataiban található, löszös képződmények vizes kivonataiban csak a képződményekével azonos töménységben tudtuk kimutatni.



4. ábra. Üledékes kőzetek, vizek és vizes kivonatok nyomelem-tartalmának összehasonlítása
Jelmagyarázat: a = kőzet, b = víz, c = vizes kivonat. — *1.* kérdéses nyom, *2.* gyenge nyom, *3.* nyom, *4.* erős nyom

Fig. 4. Comparison of the trace element contents of sedimentary rocks, waters and aqueous extracts
Explanation: a = rock, *b* = water, *c* = aqueous extract. — *1.* uncertain trace, *2.* week trace, *3.* trace, *4.* pronounced trace

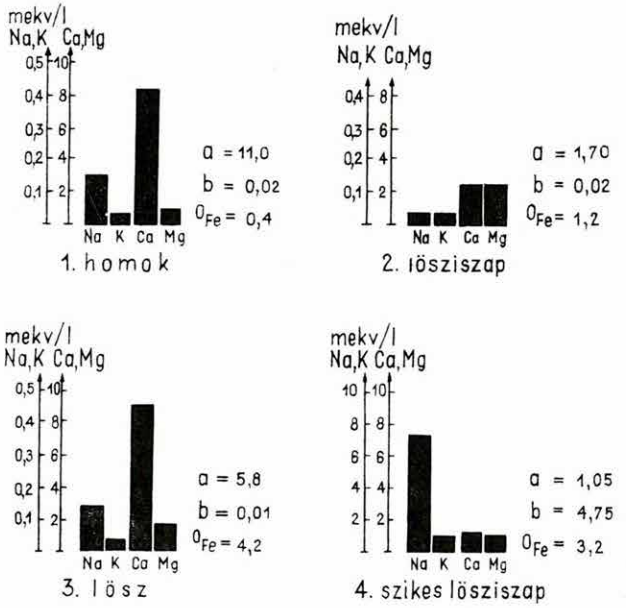
A vizes kivonatok tanulmányozása

Ha a víztartó réteg összetételének ilyen döntő hatása van a víz kémiai összetételére, akkor a víz kémiai összetételének a vízszintemelkedés vagy -süllyedés következtében az egymás felett elhelyezkedő víztartó rétegeknek megfelelően változnia kell. Természetesen, ha a területen a víz utánpótlódása valamely egyéb ok folytán gyorsabbá válik, ez a vizet felhígítja, de *a benne oldott sók ionarányát az sem változtatja meg, ha az összes oldott só mennyisége nagymértékben csökken.*

A vízszintváltozás hatását modellkísérletben vizsgáltuk. Kísérleteinknél vizes kivonat készítéséhez enyhén szénsavas vizet (kb. 150 mg/l) használ-

tunk, a természetes körülmények jobb megközelítése és a kioldási idő lerövidítése érdekében. A kőzetminta és víz aránya 1 : 10 volt, a kioldás időtartama 10 nap.

A különböző üledékes kőzetekből készített vizes kivonatok kémiai összetételét mekv/l-ben az 5. ábra mutatja. Láthatjuk, hogy a *szénsavas vizes kivonatokban* minden esetben a kalcium az uralkodó kation, tekintettel arra, hogy szénsavas vízben a mész jól oldódik. E nagyfokú oldékonyság, a bemért anyag viszonylagos kis mennyisége, és a kioldás rövid időtartama okozza, hogy a Ca esetében nem a természetben tapasztalt és mért viszonyokat kaptuk meg. Ezért a vízszintemelkedés és -süllyedés hatását a víz összetételére csak az alkálifémek és a magnézium mennyiségének változásával jellemezzük.

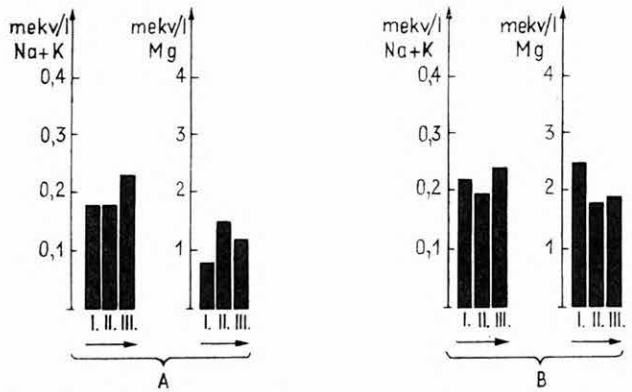


5. ábra. A különböző víztartó képződmények vizes kivonatainak kémiai összetétele

Fig. 5. Chemical compositions of aqueous extracts from different aquiferous sediments
Explanation: 1. sand, *2.* loess silt, *3.* loess, *4.* alkaline loess silt

A *vízszintváltozás* hatását a következőképpen tanulmányoztuk: 100 g mintát mértünk be 1 liter szénsavas desztillált vízre. A mintát gyakori összerázás közben 10 napig állni hagytuk, majd szűrés után az oldat egy részét megelemeztük, másik részét a következő képződmény felöntésére használtuk úgy, hogy az 1 : 10 arányt betartottuk. A második mintán ismét tíz napig állt az elsőről leszűrt folyadék. Szűrés után az oldat egy részét megelemeztük, másik részét pedig a harmadik minta felöntésére használtuk. Újabb tíz napi állás után a maradék oldatot megelemeztük. Ebben a kísérletsorozatban olyan mintákat használtunk fel, amelyek az előző vizsgálatok során a legtípusosabbaknak mutatkoztak.

A víz összetételére egymás után ható képződmények okozta változásokat a 6. ábrán láthatjuk. Ezen csak az alkálifémek összegét és a magnézium mennyiségét tüntettük fel mekv/l-ben. (Az alkálifémek mennyiségét tízszeres léptékben vettük fel.) Láthatjuk, hogy ha homokról löszre öntjük a vizet, a magnézium mennyisége megnő, majd a lösziszapon csökken. Ha a szénsavas vizet először löszre, majd ennek szüredékét homokra adjuk, a homokon a magnézium mennyisége erősen csökken, a lösziszapon ismét nő.



6. ábra. A vizes kivonatok összetételének változása a víztartó rétegben
Jelmagyarázat: A: I. homok, II. lösz, III. lösziszap, B: I. lösz II. homok, III. lösziszap

Fig. 6. Variation of the composition of aqueous extracts in the aquiferous layer
Explanation: A: I. sand, II. loess, III. loess silt, B: I. loess, II. sand, III. loess silt

Az eredmények értelmezése

Modellkísérleteinkből azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a víz kémiai összetétele felszínközeli pangó vizek esetében a mindenkori víztartó réteg minőségéhez igazodik, ha a víz elegendő ideig tartózkodik a rétegben. Ha a víz évszakos változása, emelkedése vagy süllyedése következtében a víz huzamosan más réteggel érintkezik, összetétele az új réteg minőségéhez igazodik. A kalciumkarbonátnak szénsavas vízben való nagyfokú oldékonysága miatt ezekben a kísérletekben nem tudtunk ionhányadosokat számolni, viszont mivel a löszös képződményekben minden esetben nőtt a magnézium mennyisége, igazoltnak véljük azt a természetben tapasztalt tényt, hogy a löszös képződményekből eredő vizekben a magnézium mennyisége nagyobb, mint a kalciumé. Azok az ionarányok, amelyeket a természetes vizekből kémiai összetételük alapján számítottunk, csak megfelelő viszonyok között tudnak kialakulni a természetben, ahol nagy anyagmennyiséggel, hosszú ideig érintkezik a víz.

Geokémiai szempontból értelmezve tehát a víz és a víztartó réteg kölcsönhatására vonatkozó eddigi vizsgálatainkat, megállapítottuk, hogy a vizsgált területen a kőzetek oxidációs állapotukkal jellemezhetők, amelyet vastartalmuk alapján az o_{Fe} értékből számítottunk. A szél szállította lösz o_{Fe} értéke nagyobb mint a homoké, mert a benne levő vas nagy része a levegő oxigénje hatására ferrivassá oxidálódott. Az így kialakult oxidációs – redukciós viszo-

nyoknak nagy szerepe van főleg a változó vegyértékű elemek oldódásában és újrakiválásában, mint ezt a mangán példáján is láthattuk. A víz és a víztartó réteg kölcsönhatásának vizsgálatakor a pH változást nem vettük figyelembe, bár az egyes ionok vízben való oldódására ennek is nagy hatása lehet. A vizsgált területen a felszínközeli vizek általában olyan képződményekkel érintkeznek, amelyek sok kalciumkarbonátot tartalmaznak. A vizek és vízadó rétegek kölcsönhatásában azonban a kalciumion mint puffer szerepel. A kalciumion kiválása az oldatból és újraoldódása a képződményekből megakadályozza a pH vagyobb arányú eltolódását és a vizsgált terület vizeiben átlagban 7,5 – 8,2 közötti értékre rögzíti. Az oldódásban és újrakiválásban ilyen kis értékköz esetén a pH-nak döntő szerepe tehát nem lehet.

Jellemezhetők a képződmények a belőlük készült vizes kivonatok kémiai összetételéből számított ionhányadosokkal és nyomelemtartalmukkal is. A víz és a víztartó réteg kölcsönhatását vizes kivonatokban vizsgáltuk, a főelemek és a nyomelemek alapján.

Vizsgálataink szerint ha egymás után más-más minőségű rétegek hatnak ugyanarra a vízre, a víz kémiai összetétele a víztartó réteghez igazodik. A víz minőségét azonban nem az egyes képződmények abszolút kémiai összetétele szabja meg, hanem az egyes képződmények ásványtani összetétele, diszperzitásfoka, és a kőzetet alkotó egyes ásványok vízben való oldékonysága.

A vízben való oldékonyság vizsgálatánál a vízben oldott sók mennyiségének és a víz szénsavtartalmának van fontos szerepe. A modellkísérletekben használt szénsavas desztillált vízben a kalciumkarbonát olyan nagymértékben oldódik, hogy a természetben kialakuló ionhányados értékeket nem kapjuk meg, mivel a zárt rendszerben a kalciumkarbonát újrakiválása nem történik meg.

A kioldásban nagy szerepe van a kioldó oldat töménységének is. Az ionhányadosok számítása azért előnyös, mert a víz jellege, az ionhányados értéke akkor sem változik, ha a víz felhígul és így összes sókoncentrációja arányosan csökken. Az ionhányadosok értéke független az oldatok abszolút töménységétől.

IRODALOM

BUCHAN, S. 1958: Variation in mineral content of some ground waters. – Proc. Soc. Water Treatment Exam. 7. 1. p. 11.

HEM, I. D. 1959: Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. – Geol. Surv. Water-Supply Paper 1473.

RAPPNÉ SÍK S. – FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1964: Talajvizek rendszeres nyomelem-vizsgálata. – Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. II.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. – Budapest.

GEOCHEMICAL STUDY OF NEAR-SURFACE WATERS AND AQUIFEROUS LAYERS IN THE REGION BETWEEN THE DANUBE AND THE TISZA

by

S. RAPP-SIK – V. TOLNAY

The authors studied the geochemistry of the aquiferous layers and examined the chemical interaction of water and bedrock. They found that the aquiferous sediments (sand, loess, loessy sand etc.) can well be characterized by their degree of oxidation $\left(o_{Fe} = \frac{2\,Fe_2O_3}{FeO}\right)$ as well as by the ionic ratios computed from the composition of their aqueous extracts $\left(a = \frac{Ca}{Mg},\ b = \frac{Na+K}{Ca+Mg}\right)$ The degree of oxidation of the rocks as well as the ionic ratios computed from the composition of waters or aqueous extracts yielded by them provide precious information on the quality of the aquiferous layers (Figs. 1. and 2.). The ionic ratios can only be computed from issuing waters or aqueous extracts (Fig. 3.). The composition of the latter is not proportional to the absolute chemical composition of the host rock, but depends on the solubility of its minerals in water and the dimensions of dispersion of the rocks. The trace element content of each examined layer was determined. Certain representatives of the trace elements, such as Ag, Pb, Sn, Ni, Cu, B and Ti were defectables in the rocks of those areas, whose water samples also carry them as shown by their dry residues. The concentrations of trace elements in the rocks reach their maxima in the same areas where the concentration of the respective trace elements culminates in the dry residue of the waters, too. The appearance of Mn in rocks and waters is controlled by the degree of oxidation, as the bivalent manganese is soluble in water so that it is exsolved from rocks of low degree of oxidation, whereas in rocks of higher degree of oxidation it is precipitated as tetravalent manganese. The trace element content of the aqueous extracts is consistent with that of waters and rocks (Fig. 4.). Concerning the interaction of water and aquiferous layer it was found (Fig. 5.), that if rocks of different composition got in contact with the same water, the composition of the aqueous extract changed and approximated the composition of the existing aquiferous layer. For instance, the aqueous extracts from loessy formations exhibited in every case an increase in the content of magnesium (Fig. 6.).

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД И ВОДОНОСНЫХ СЛОЕВ МЕЖДУРЕЧЬЯ ДУНАЯ И ТИССЫ

Ш. РАПП-ШИК – В. ТОЛЬНАИ

В течение 1962 г. авторы занимались геохимическим изучением водоносных образований, а также взаимодействием между водой и породами. При этом было установлено, что водоносные породы (пески, лессы, лессовые пески и т. п.) могут хорошо охарактеризоваться состоянием их окис-

ления $\left(o_{Fe} = \frac{2\,Fe_2O_3}{FeO}\right)$, а также ионными частными, исчисленными по составу их водной вытяжки $\left(a = \frac{Ca}{Mg},\ b = \frac{Na + K}{Ca + Mg}\right)$. Состояние окисления пород, а также ионные частные, исчисленные по составам извлекаемых из них вод или водных растворов, позволяют судить о качестве водоносных пластов (рис. 1 и 2). Ионные частные могут быть исчислены только по водным вытяжкам (рис. 3). Состав водной вытяжки не является пропорциональным абсолютному химическому составу породы, а решающими факторами являются растворимость в воде отдельных минералов и степень дисперсности пород. Было определено содержание рассеянных элементов в отдельных образованиях. Из рассеянных элементов Ag, Pb, Sn, Ni, Cu, B, Ti могут быть выявлены в породах таких территорий, в сухих остатках вод из которых они тоже были найдены. Концентрации рассеянных элементов в породах показывают максимумы в той области, где концентрация рассматриваемого рассеянного элемента является наибольшей и в сухом остатке вод. Появление Mn в породах и в водах обнаруживает противоположность и зависит от степени окисления породы, так как двухвалентный марганец хорошо растворяется в воде. Таким образом Mn выщелачивается из менее окисленных пород, в то время как в более окисленных породах он выделяется в виде четырехвалентного марганца. Содержание рассеянных элементов в водных вытяжках находится в одногласии с содержанием рассеянных элементов в водах и породах (рис. 4). Взаимодействие воды с водоносной породой было изучено в водных вытяжках (рис. 5). При этом было установлено, что если породы различного качества влияют последовательно на ту же самую воду, то изменяется состав водной вытяжки и приспосабливается к качеству присутствующего водоносного пласта. Так например в водных вытяжках лессовых образований всегда увеличивается содержание магния (рис. 6).

A VELENCEI-HEGYSÉGBEN VÉGZETT ALKALMAZOTT GEOKÉMIAI KUTATÁSOK, 1962

Írta: RISCHÁK GÉZA

A Velencei-hegységben 1960. óta végzünk geokémiai vizsgálatokat. A vizsgálatok elsődleges célja az volt, hogy a geokémiai elvek felhasználásával gazdaságos, közvetlen nyersanyagkutatást végezzünk.

Első munkaterületünk a Kőrakáshegy egy részére terjedt ki. Vizsgálataink eredményeként az ismert ércesedéstől délre két kisebb telért tárt fel a bányászat. Ezen vizsgálatok alapján újabb megbízást kaptunk 1962-re; színesfémkutatásra a pátkai Vargahegyen és fluoritkutatásra a pákozdi kvarctelérek területén.

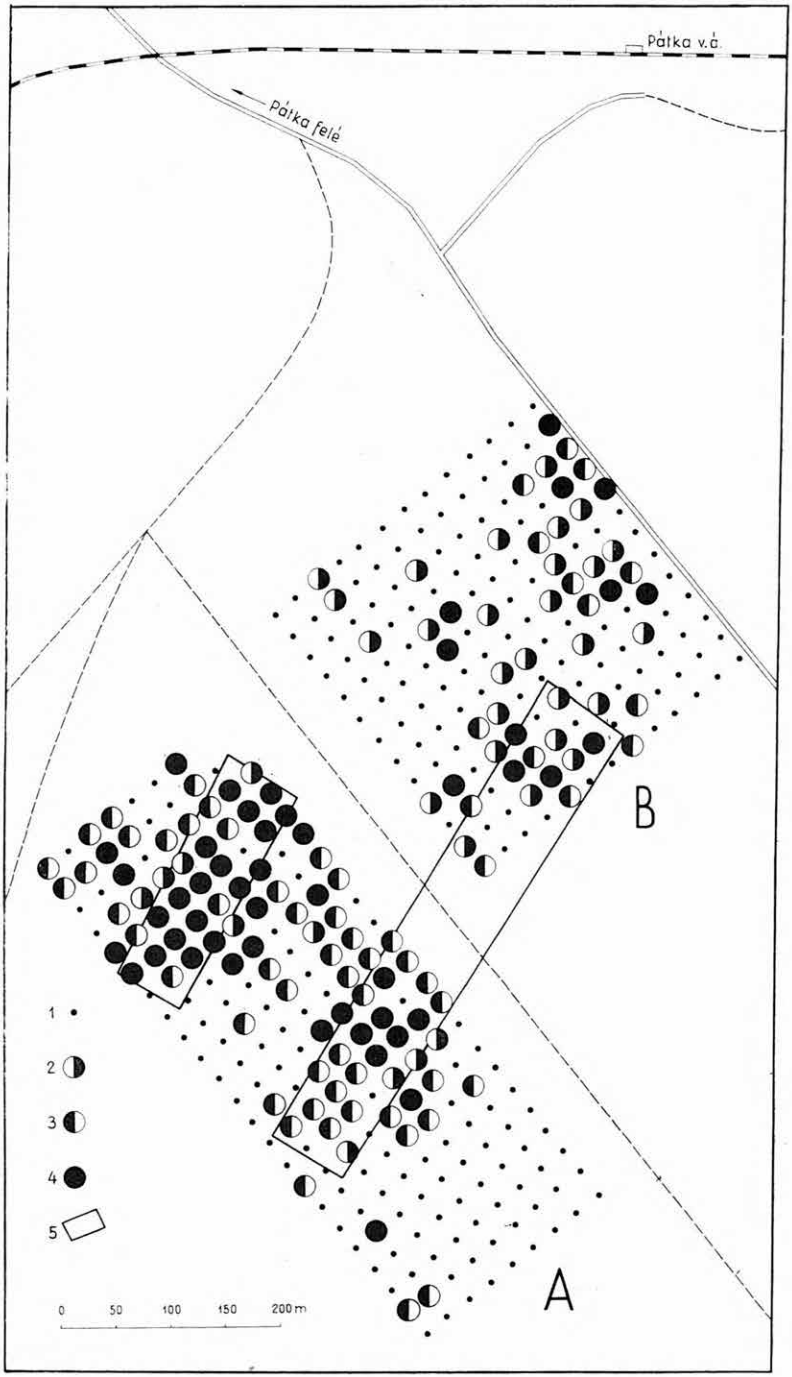
Vargahegyi geokémiai kutatás

A kutatási terület jellemzése. A Vargahegyen ismeretlen vastagságú pala fedi a gránitot. A palaköpeny és a gránit kapcsolata nem teljesen tisztázott. A fedő agyagpala erősen átalakult, azonban kérdéses, hogy az érintkezés tektonikus vagy intruziós. A pala szerkezete arra enged következtetni, hogy a regionálisan átalakult fillit rátolódott a gránitra. Felszínközeli feltárásokból ismeretes viszont a pala turmalinosodása és biotitosodása is, sőt egyes helyeken ún. „búzapala"-kifejlődés jelentkezik a kontakt hatás jeleként (JANTSKY 1957).

Kutatási módszer. Felszínközeli kőzet- és talajminták nyomelemeinek vizsgálatával keressük az ércesedéssel összefüggő másodlagos elemszóródási udvart. A kőzetmintákat az adott területen 20—30 cm mélységből gyűjtöttük. Az elemzésre 200 mikronnál finomabbra őrölt kőzetmintákat használtuk fel.

A spektrográfiás elemzés körülményei. Spektrográf: Jobin-Ivon Z-3 készülék. Fotoanyag: Agfa BEH spektrállemez. Előhívó: speciális összetételű fenidon hívó. Hívási idő: 3 perc. Hívási hőmérséklet: 20 C°. Elektróda: 99,99% tisztaságú Al. Gerjesztő berendezés: BIG 100. Gerjesztési áramerősség: 10 A (rövidzárási). Gyújtás: feszültségmaximumnál. Ívelés: szünet = 1 : 1. Elektród-távolság: 2 mm. Expozíciós idő: 60 sec. Elemzővonal-párok:

$$\frac{\text{Pb } 2833}{\text{Al } 3059}, \quad \frac{\text{Cu } 3224}{\text{Al } 3059}, \quad \frac{\text{Ag } 3280}{\text{Al } 3059}, \quad \frac{\text{Zn } 3345}{\text{Al } 3059}, \quad \frac{\text{Ni } 3524}{\text{Al } 3059}.$$



1. ábra – Fig. 1.

Kutatási eredmények. A Vargahegyen két munkaterületen dolgoztunk, ahol a hidrotermális tevékenység nyoma észlelhető. Vizsgálatainkat az ólom-, cink- és ezüstionokra terjesztettük ki. Az egyes ionok területi koncentráció-eloszlását a csatolt anomáliatérképek mutatják (1. ábra).

Vizsgálataink alapján a Vargahegyen három anomáliaterületet lehet kijelölni. Ezek közül kettő, az „A" területen a déli és a „B" területen levő anomália valószínűleg egyazon mélységi eredetű. Erre utal az egyező csapásirány és az E. L. Geofizikai Intézet 1952-ben végzett „Turam" geoelektromos mérése is (HONFI 1953). Ezek a mérések összefüggő anomáliát jelölnek a két geokémiai anomália helyén. Az „A" terület északi anomáliája az előbbivel közvetlenül össze nem függőnek tekinthető.

Az egyes ionok felszínközeli eloszlását ábrázoló térképek annyiban különböznek egymástól, amennyiben az ionok migrációs viszonyai eltérők. A migrációs viszonyok részletes diszkusszióját a dolgozat pákozdi fejezetében ismertetjük.

A szóródási udvar függőleges alakulásának tanulmányozására két fúrást mélyítettünk. Az F-1. fúrás az „A" terület északi anomáliáján 92 m mélységben, az F-2. fúrás a „B" terület anomáliáján 52 m mélységben állt meg. Az F-1. fúrás 50—70 m mélységben elkovásodott szericitpalában többször harántolt vékony sziderites, kalcitos ereket, amelyek egyes helyeken finom eloszlású szulfidos érceket is tartalmaztak.

Geokémiai kutatás a pákozdi kvarctelérek területén

A hazai fluorit-igények növekedése szükségessé teszi újabb fluoritelőfordulás felkutatását. Ipari javaslatra azt a kvarctelér-rajt vettük vizsgálat alá, amely a pákozdi fluoritbányától ÉÉK irányban húzódik. Földtani és kőzettani megfontolások alapján itt remélhető újabb fluoritelőfordulás.

A fluoritkutatás lehetőségei. A fluoritelőfordulás felkutatása geokémiai módszerekkel minden tekintetben nehéz feladat. A nehézség egyik oka az, hogy a fluorid-ion vizes oldatban rendkívül aktív és mobilis. Ezzel szemben teljesen inaktív és inmobilis, ha CaF_2 alakban van jelen. A CaF_2 alakban kötött fluor mobilizálásához alacsony pH, vagy magas redoxpotenciál szükséges. Ezek a körülmények abban a mélységben, ahol a talajvíz évszakos járása során általában mozog, nem alakulnak ki. Ezért a fluorittelér körül másodlagos diszperziós udvar nem jön létre. Kizárólag az (esetenként valószínűleg igen kismértékű) primér szóródási udvar vezet a fluorittelér nyomára. Ez a körülmény rendkívül érzékeny analitikai módszer alkalmazását kívánja. Figyelembe kell vennünk, hogy a geokémiai nyersanyagkutatás statisztikus kiértékelési elvekre épül és így nagyszámú elemzésre van szükség. Ezért egyszerű, gyors

1. ábra. Pátka—vargahegyi geokémiai mérések

Jelmagyarázat: 1. mintavételi hely, *2.* nagy Pb-tartalmú minta, *3.* nagy Zn-tartalmú minta, *4.* nagy Pb—Zn-tartalmú minta, *5.* „Turam"-anomália területe. — A és B = mérési terület jelzése

Fig. 1. Geochemical measurements on the Varga Hill at Pátka

Explanation: 1. sampling point, *2.* sample with prominent Pb. content, *3.* sample with prominent Zn content *4.* sample with prominent Pb—Zn content, *5.* area of „Turam" anomaly. — A and B = symbols of the measurement areas

és olcsó analitikai módszert kell találnunk. A fluorid-ion analitikai meghatározására ilyen eljárás nem ismeretes. Csak a gazdaságosság rovására tudunk olyan módszert találni, amely a kellő érzékenységet és zavarmentességet biztosítja. Egyéb korszerű analitikai eljárás, pl. a színképelemzés, főként az érzékenység tekintetében, nem elégíti ki a követelményeket. Mivel pedig laboratóriumunk leginkább színképelemzésre rendezkedett be, indirekt módszert kell alkalmaznunk a fluorit kutatására. Erre lehetőség is van, mert a Velencei-hegységben a fluoritot mindenütt kísérik a hidrotermális szulfidos színesfémek, így indokolt, hogy ezeket használjuk indirekt indikátorként. A színesfémionok megfelelő szóródást adnak a telér körül és a kimutatási érzékenységük is igen kedvező.

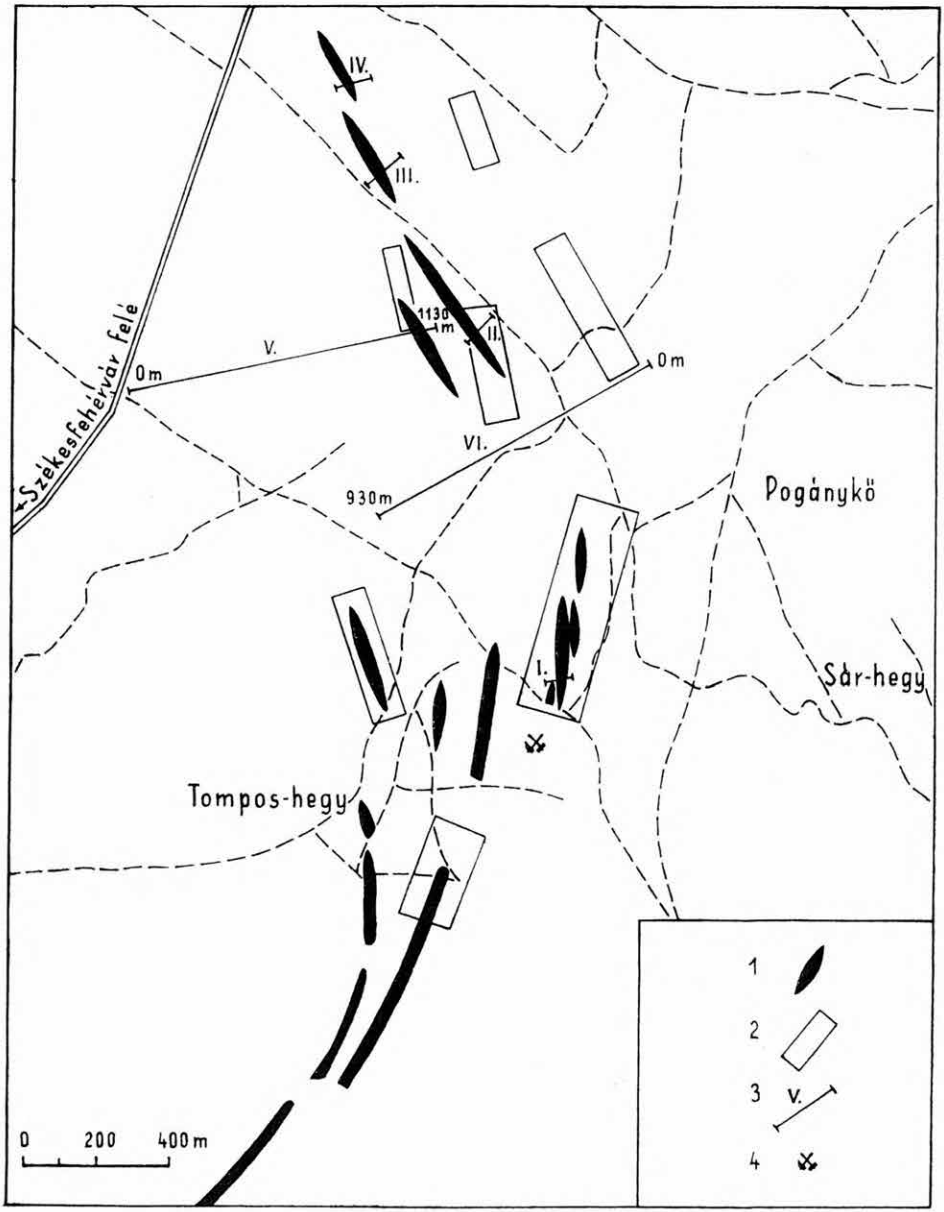
A kutatási terület jellemzése. A suhogói telérrendszer a Tomposhegytől délre két ágra válik. A keleti ág a pákozdi fluoritbányától északra jól követhető, éles gerincek formájában jelentkezik. A nyugati ág mintegy 1600 m hosszban követhető. Északon a székesfehérvár-lovasberényi műút irányában húzódó ÉK – DNy-i csapású vető zárja le. E telérrendszer folytatása lehet északon a kőrakáshegyi ércesedés, ill. a vargahegyi utómagmás tevékenység.

Geológus kollegák javaslatára kísérletet tettünk annak megállapítására, hogy fennáll-e ezen összefüggés. A kérdés eldöntésére két, egyenként kb. 1000 m hosszú, geokémiai szelvényt fektettünk mindkét telérágra merőlegesen. A szelvények helyét úgy választottuk meg, hogy fedett területre essenek, közelítőleg 500 m-re az ismert telértől. Így adódott az V. szelvényre a 600 m, a VI. szelvényre 300 m távolság.

Ez a távolság még éppen alkalmas arra, hogy a talaj anomális fémiontartalmát a telérekhez rendelhessük. A szelvényeket a pákozdi munkatérképen (2. ábra) V., ill. VI. sorszámmal jelöltük. Mindkét szelvényen feltüntettük a mértékben kifejezett kezdő és befejező sorszámot. A talaj színesfémionkoncentrációjának változását a 3. és 4. ábra mutatja. A 3. ábrán két csúcs jelentkezik a Cu eloszlási görbéjén, a Pb görbe csak egy csúcsot mutat. Az ólom- és a rézgörbén együtt jelentkező csúcs egy már ismert telérnek felel meg. A 4. ábra végén (930 m) koncentráció-növekedés van mind a Cu-, mind a Pb-ion esetében. A koncentráció-növekedés a terepen egy kiemelkedő kvarcos gerinc oldalára esik. Ezt választottuk a mintagyűjtés során a szelvény jól tájolható végpontjának. Adataink nem elegendők ahhoz, hogy megfelelő magyarázatát adjuk a 3. ábrán a rézgörbe egyedülálló maximumának és a 4. ábrán az ólom- és a rézgörbe meredek emelkedésének.

A keleti telérág vizsgálatát szolgáló 4. ábra azt mutatja, hogy az I. és II. telércsoport között a talajtakaró alatt nincs meg a folytonosság, nincsen elfedett telér.

A továbbiakban csak a keleti telérág vizsgálatával foglalkozunk. A pákozdi térképen a keleti telérágat négy csoportra bontottuk és ezek szerint neveztük el a fluoritkutató szelvényeket is. A kőzettani vizsgálatokat az Ércbányászati Feltáró Vállalat végezte, ill. végeztette. (A következtetés MIKÓ L. szóbeli közlése.) A teléranyag kőzettani vizsgálata azt mutatta, hogy az I, II, III. telérek kvarcanyaga nagyon hasonló a pákozdi fluorittartalmú kvarchoz, így valószínű, hogy ezen a területen fluoritképződés lehetséges. Figyelemre méltók a kvarctelérek mentén előbukkanó források és vízszivárgók. Jelentős vízbőséggel rendelkezik az I, II. és a nyugati telérág északi telérének a forrása.

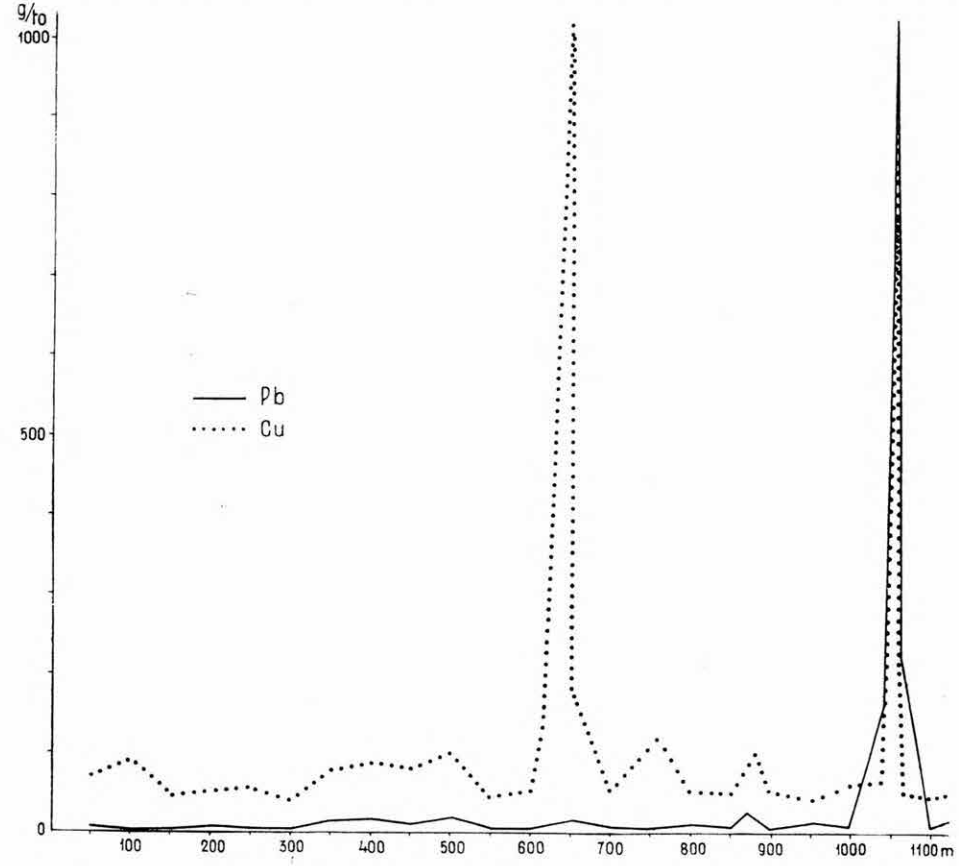


2. ábra. A pákozdi geokémiai fluoritkutatási terület helyszínrajza

Jelmagyarázat: 1. kvarctelér, *2.* „Turam"-anomália területe, *3.* geokémiai szelvények (I.—VI.), *4.* felhagyott bánya

Fig. 2. Plan of the Pákozd geochemical prospects

Explanation: 1. quartz vein, *2.* area of „Turam" anomaly, *3.* geochemical sections (I.—VI.), *4.* abandoned mine



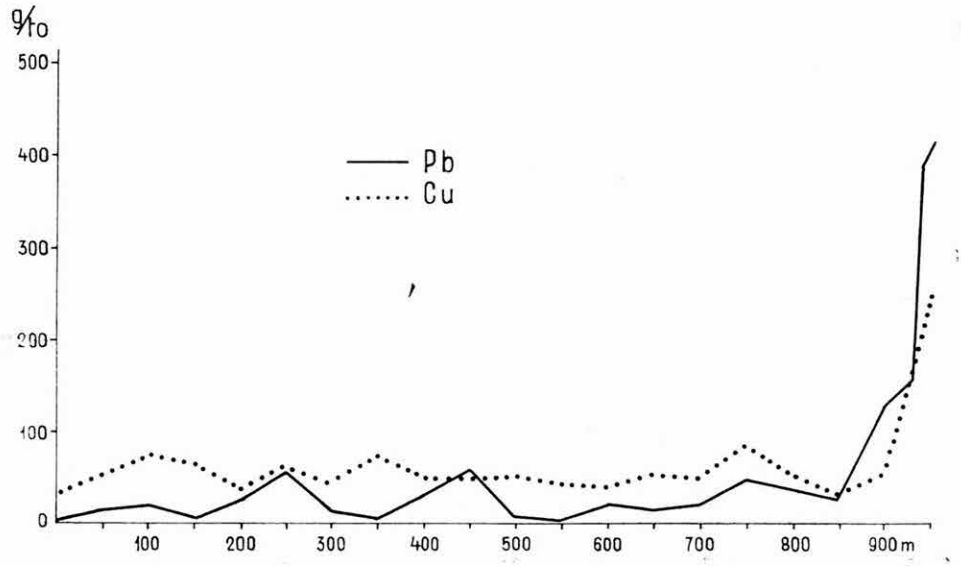
3. ábra. A talaj ólom- és réztartalmának változása a pákozdi V. szelvény mentén

Fig. 3. Variation of the Pb and Zn content of the soil along the section V. from Pákozd

Ezek közül az első kettőt megvizsgáltuk és azt találtuk, hogy az I. forrás 0,2 mg/l, a II. forrás 0,3 mg/l Pb-iont tartalmaz. A víz pH-ja 5,0 ill. 4,6, ami igen aktív szulfidos érc-oxidációra utal.

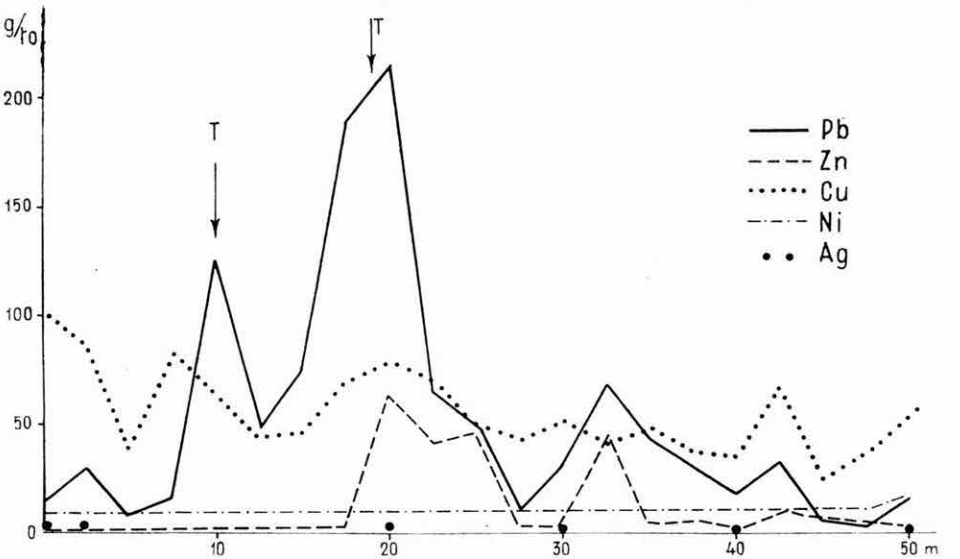
Vizsgálati módszer. A telérek vizsgálatát kutatószelvényekkel végeztük. A szelvények helyének megválasztásánál figyelembe vettük a terület morfológiáját és azt, hogy a meglevő kutatóárkok olyan közel legyenek, hogy a későbbi terepi egyeztetésnél a telérek csapását a szelvényre tudjuk jelölni. A talajmintákat az I. szelvényben 2,5 m-es ponttávolsággal, a többi szelvényben 5 m-es ponttávolsággal, 20–30 cm mélységből szedtük. A minták elemzését a már ismertetett spektroszkópos módszerrel végeztük.

A kutatószelvények geokémiai értelmezése. A kutatószelvények koncentráció-eloszlási görbéi a telérek csapásirányára merőleges színesfémeloszlást mutatják (5–8. ábra). Az egyes ionok koncentráció-eloszlási görbéi nem azonos lefutásúak. A maximumok eltolódnak, vagy megkettőződnek. Ezt a jelenséget „halo hatásként" tartja számon a szakirodalom. A jelenség oka az, hogy a



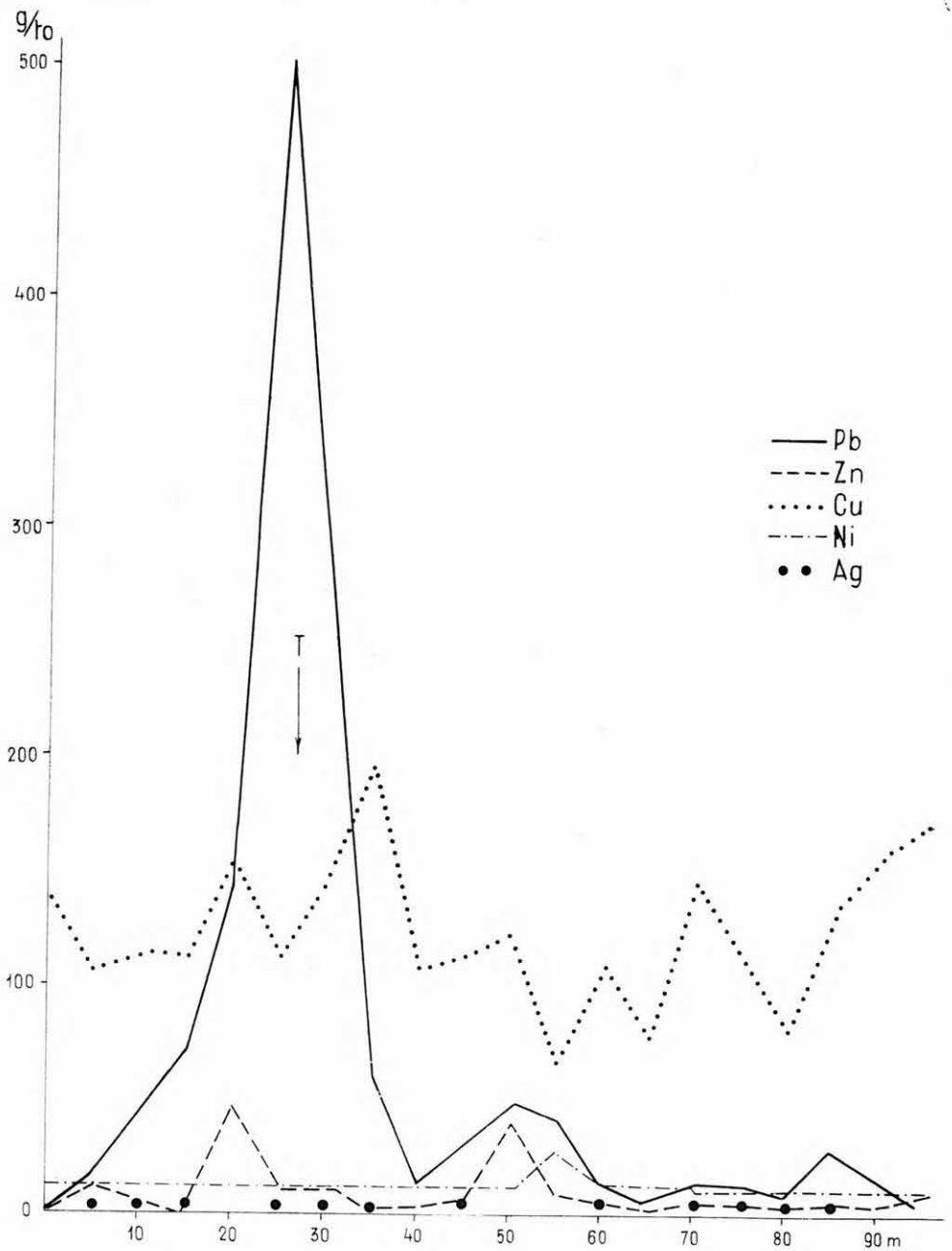
4. ábra. A talaj ólom- és réztartalmának változása a pákozdi VI. szelvény mentén

Fig. 4. Variation of the Pb and Zn content of the soil along the section VI. from Pákozd



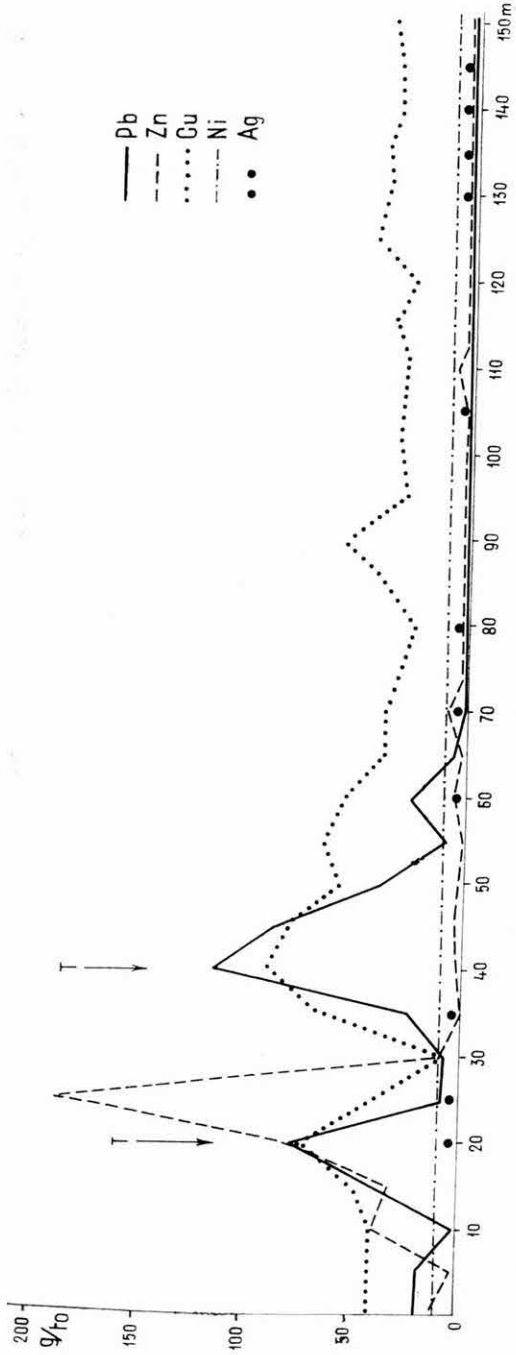
5. ábra. A talaj ólom-, cink-, réz-, nikkel- és ezüsttartalmának változása a pákozdi I. szelvény mentén (T = telér)

Fig. 5. Variation of the Pb, Zn, Cu, Ni and Ag content of the soil along the section I. from Pákozd (T = lode)



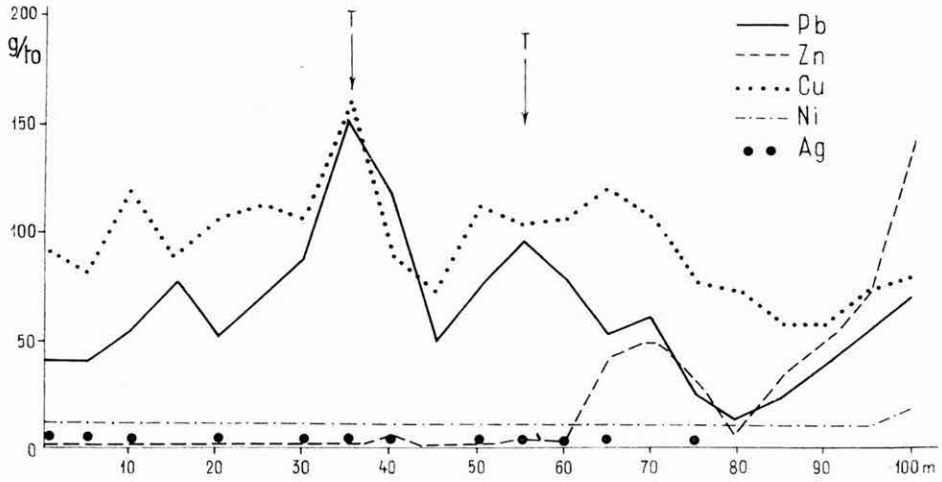
6. ábra. A talaj ólom-, cink-, réz-, nikkel- és ezüsttartalmának változása a pákozdi II. szelvény mentén (T = telér)

Fig 6. Variation of the Pb, Zn, Cu, Ni and Ag content of the soil along the section II. from Pákozd (T = lode)



7. ábra. A talaj ólom-, cink-, réz-, nikkel- és ezüsttartalmának változása a pákozdi III. szelvény mentén (T = telér)

Fig. 7. Variation of the Pb, Zn, Cu, Ni and Ag content of the soil along the section III. from Pákozd (T = lode)



8. ábra. A talaj ólom-, cink-, réz-, nikkel- és ezüsttartalmának változása a pákozdi IV. szelvény mentén (T = telér)

Fig. 8. Variation of the Pb, Zn, Cu, Ni and Ag content of the soil along the section IV. from Pákozd (T = lode)

mobilizált ionok a talajvíz mozgásának irányába vándorolnak. A vándorlás mértéke függ az illető ionnak vizes oldatokban mutatott stabilitásától, a talaj és a talajvíz fizikokémiai jellemzőitől, a talajban élő növényzettől és a terep egyenetlenségétől. Éppen ezért csak elvi és kvalitatív megállapításokat lehet tenni. Az irodalmi adatok alig, vagy csak egyes vonatkozásukban vihetők át más területekre. A mi megfigyeléseink is csak egy nagyon vékony talajtakaróval fedett gránitterületre érvényesek szigorúan. Ez a feltétel valószínűleg teljesül az egész pákozdi–suhogói telérrendszerre és kevés eltéréssel a vargahegyi palás területre is.

Szelvényeink és a terep egyeztetése azt mutatja, hogy az ólomgörbék maximumai egybeesnek a telérek és a hozzájuk tartozó szelvények metszéspontjaival. Ezzel szemben a többi ion eloszlási görbéje a lejtők irányába eltolódik. Az eltolódás nagysága azonos ion esetében összefügg a lejtő meredekségével. Az egyes ionok viselkedése azonos szelvényen belül felvilágosítást nyújt azok effektív migrációs tényezőiről. Vizsgálataink azt mutatják, hogy a gránitban, ill. az annak mállási termékeként létrejött talajban az ólom, ezüst és a réz migrációs tényezője azonos. A cink-ion viszont lényegesen nagyobb migrációs tényezővel rendelkezik. Ez a sorrend közelítő egyezésben van az említett ionok ionpotenciál sorával (SZÁDECZKY-KARDOSS 1955):

Zn	→	Cu	→	Pb	→	Ag
2,40		2,41		1,51		0,89

Az ionpotenciálok szerint látszólag nagyobb különbségnek kellene lenni az ólom és a réz–ezüst viselkedésében. Ez az ellentmondás megszűnik, ha figyelembe vesszük azt, hogy mind az ezüst, mind a réz igen jó komplexképző kation, sőt aminokomplexeik a stabilitási sorban jelentős helyet foglalnak el. A talaj humuszsavaival és egyéb növényi szerves gyökér aminosavakkal igen

stabil komplexvegyületet hozhatnak létre. Egyes extrém esetektől eltekintve a talaj kloridion-tartalma sem képes a keletkezett ezüst—diamin-komplexet megszüntetni. Természetesen a komplex ionokra már a komplex ionpotenciállal kellene számolnunk, amelyet nem tehetünk az elektron donor ismerete nélkül. A stabil komplex kation ionpotenciálja bizonyosan nagyobb, mint a normál hidratált kationé. A jelenségek arra engednek következtetni, hogy a valódi ionpotenciálok az ólomra, rézre és ezüstre kiegyenlítődnek. A cink szintén komplexképző, sőt amfoterebb, mint az ólom, ezért valódi ionpotenciálja nagyobb lehet, mint 2,40, tehát a migrációs tulajdonságokban mutatkozó különbség jól értelmezhető.

A cinkion nagy migrációs képessége miatt igen nagy távolságra eljut eredetétől és egyéb szorpciós tényezők hatására mintegy kromatográfiás maximumot vagy maximumokat hoz létre az ólomanomália körül. Ebből az következik, hogy a cinkindikáció csak sík, vagy igen kis esésű terepen adhat helyes területkijelölést. Ellenőrzésként megvizsgáltuk a talaj nikkelion-eloszlását is, amely gyakorlatilag állandó szinten mozog. Ez arra enged következtetni, hogy a színesfém-koncentráció változása hidrotermális eredetű.

A kutatószelvények geológiai értékelése. Az előző fejezet alapján vizsgálatainknál a kőzetek ólom-koncentrációja képezi az értelmezés alapját. Ezért vizsgáltuk az I. és II. forrásokat is ólomtartalom szempontjából.

Feltűnően éles és erőteljes maximum jelentkezik a II. szelvény ólomgörbéjén, amelyet a réz- és ezüst-indikáció is támogat. Az I. szelvény ugyancsak 100 g/t-nál nagyobb ólom-koncentrációt mutat a telér felett. E két szelvény és az említett forrásvizsgálatok arra engednek következtetni, hogy jelentős ércesedés okozza az anomáliát. A III. és IV. szelvényeken az indikáció egyre gyengébb.

Szelvényeink alapján arra következtettünk, hogy a pákozdi fluoritbányától északra egy újabb ércesedés jött létre, amelynek súlypontja az I. és II. telérekre esik. Az ércesedés a fluoritbánya irányában megszakadt, ezt mutatja a VI. szelvény is, észak felé pedig a III. és IV. teléreken kimerült. A rendelkezésünkre álló adatokból nem lehet következtetést levonni a telérek fluorittartalmára, ugyanis az indirekt indikáció sokkal erősebb, mintsem azt a kísérő szulfidásvány létrehozhatná. Ezért lehetséges, hogy az I. és II. telérek az ércesedés magasabb hőmérsékletű magját jelentik, amikor a fluorit a peremi telérekben jelentkezik.

Vizsgálatainkkal párhuzamosan folytatott geológiai árkolás tőlünk függetlenül feltárta a fluoritos telért a II. telér területén. 1962. dec. 5-én a Földtani Társulat ülésén MIKÓ L. mintát is mutatott be a II. telér fluoritanyagából.

Ezzel igazolódott az a munkahipotézisünk, hogy a rendkívül kedvezőtlen saját indikációval rendelkező fluorit is nyomozható megfelelő indirekt indikációval. Tudomásunk szerint ez volt az első kísérlet az „Indirect Tracer Technique" alkalmazására a fluoritkutatásban.

Összefoglalás

1962-ben folytattuk az ipari geokémiai érckutatást, amelynek során megkíséreltük ércesedés felderítését palával fedett területen és fluoritkutatást indirekt módszerrel. Munkánk eredményét a következőkben összegezzük:

1. Palaterületen az alkalmazott geokémiai kutatás lehetséges. Az anomáliák erőteljes kontraszttal jelentkeznek.

2. Az anomáliákat a fúrás, ill. a földtani kutatás adatai igazolták.

3. Fluorit kutatására indirekt módszert próbáltunk ki, amely eredményesnek bizonyult.

4. A fluoritvizsgálatok során információt kaptunk a pákozdi kvarctelércsoportok egymáshoz való viszonyáról.

5. Kísérletet tettünk a pákozdi ércesedés és a kőrakáshegyi ércesedés közötti kapcsolat tisztázására.

6. A Zn, Pb, Cu és Ag ionoknak a talajban mutatott migrációs tulajdonságait az ionpotenciálok alapján értelmeztük. A komplex kation potenciál figyelembevételével a migrációs tulajdonságok összhangba hozhatók a tapasztalattal.

IRODALOM

HONFI F. 1963: 1953-ban a Velencei-hegységben végzett „Turam" mérések. – Kézirat.

JANTSKY B. 1957: A Velencei-hegység földtana. – Geol. Hung. Ser. Geol. **10.**

RISCHÁK G. 1962: Beszámoló a Velencei-hegységben végzett geokémiai fluoritkutatásról. – Előadás a M. Földt. Társ. 1962. dec. 5-én tartott ülésén. MÁFI Adattár.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. – Budapest.

GEOCHEMICAL PROSPECTS IN THE VELENCE MOUNTAINS, IN 1962

by

G. RISCHÁK

As a continuation of our previous year's work, we have carried out geochemical ore prospects on the Varga Hill near Pátka. In addition, fluorite prospects by indirect tracer techniques have been undertaken in the surroundings of Pátka. The results of our work can be summarized as follows:

1. In areas covered by slate geochemical prospecting is possible. The anomalies result in pronounced contrasts.

2. The anomalies have been checked by drillings and mine openings.

3. Indirect tracer techniques have proved to be efficient for fluorite prospecting.

4. Information on the interrelation of quartz veins of Pákozd has been obtained by fluorite prospects.

5. Attempts have been made in order to clarify the relationship between ore mineralizations of Pákozd and Kőrakáshegy.

6. The migration properties of Zn, Pb, Cu and Ag ions in the soil have been interpreted on the basis of ionic potentials. If taking the complex cationic potential into consideration, the migration properties prove to be consistent with the experience.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ В ГОРАХ ВЕЛЕНЦЕ В 1962 Г.

Г. РИШАК

Продолжая работы предыдущего года автором были проведены геохимические поиски руд на горе Варга в районе с. Патка. Кроме этого, косвенным методом производилась разведка на флюорит в окрестности с. Пакозд. Итоги проведенных работ сводятся к нижеследующему:

1. На площадях, покрытых сланцами, геохимические поисково-разведочные работы имеют перспективы. Аномалии обнаруживают сильные контрасты.

2. Аномалии подтверждались данными буровых скважин и геологоразведочных работ.

3. Для разведки на флюорит был испытан косвенный метод, который оказался эффективным.

4. При поисках флюорита были получены сведения о соотношении групп кварцевых жил района с. Пакозд.

5. Были сделаны попытки на выяснение связи между оруденением в районе Пакозд и оруденением на горе Кёракаш.

6. Обнаруживаемые в почве миграционные особенности ионов Zn, Pb, Cu и Ag были объяснены на основании ионных потенциалов. Учитывая комплексный катионный потенциал, миграционные свойства можно согласовать с накопленными данными.

MÁTRAALJA MIOCÉN DIATOMÁS ÜLEDÉKEINEK FÖLDTANI ÉS ŐSNÖVÉNYTANI VIZSGÁLATA*

Írta: HAJÓS MÁRTA

Az egyre fejlődő őslénytani és földtani kutatások és az ország részletes földtani térképezése is szükségessé tették a diatomaföldnek, mint ipari felhasználás szempontjából is rendkívül fontos földtani képződménynek, részletes és korszerű vizsgálatát.

Vizsgálataim kiindulópontjául egy olyan standard alapszelvényt kellett választanom, amely viszonylag teljes és így lehetővé teszi, hogy a terület ősnövénytani, ősföldrajzi és életföldtani tényezőinek megismerése alapján olyan adatokat szolgáltasson, melyek távolabbi területek azonos képződményeinek összehasonlítására, azonosítására is alkalmasak. Erre a célra legmegfelelőbbnek a szurdokpüspöki torton diatomaföld-előfordulás bizonyult.

Dolgozatom a Mátraalja nyugati területének földtani felépítésével és az említett szelvény üledékkőzettani, ősnövénytani és biosztratigráfiai összefüggéseinek komplex vizsgálatával foglalkozik. A szurdokpüspöki diatomaföldfejtők alapszelvényét, valamint a Hasznos 4. sz. fúrás és a petőfibányai tufafejtő diatoma üledékeit finomrétegtani értékeléssel, rétegazonosítási módszerrel vizsgáltam.

Dolgozatom a fosszilis diatomakutatás hármas — őslénytani, földtani és ipari — irányának megfelelően, a vizsgálati eredményeket három szempontból értékeli.

Tekintettel arra, hogy Magyarországon diatomaföld-előfordulás ősmaradványainak rendszeres monografikus feldolgozása még ez ideig nem készült, ezért természetesen az őslénytani részre esik a monográfia súlypontja. Az őslénytani anyag feldolgozásának alapját a finomrétegtani anyaggyűjtés képezte. A vizsgálat az egyes minták teljes ősmaradvány együttesének meghatározásával és a kovavázú mikro-ősmaradványok mennyiségi megoszlásának értékelésével történt. Az őslénytani adatokat az ősmaradványokat bezáró kőzet üledékkőzettani, kémiai és fizikai vizsgálatainak eredményei egészítik ki. Így az értékelés komplex anyagvizsgálat adataira támaszkodik.

Az eredményeket röviden az alábbiakban foglalhatom össze:

1. A diatomás üledékek finomrétegtani értékelésének alapját képező kőzetalkotó maradványok a *Pyrrhophyta*, *Chrysophyta*, *Bacillariophyta* és a

* A „*Mátraalja diatomás üledékeinek földtana*" c. kandidátus értekezés tézisei.

Porifera törzsbe tartoznak. A kovavázú, illetve -páncélú maradványok túlnyomó része kovamoszat *(Bacillariophyta)*. A leírt 358 diatomából 351 fajt és azok változatát 65 nemzetségbe, 15 családba, 3 rendbe és 1 osztályba soroltam. Közülük 52 új faj, 27 új változat és 5 új forma. Hét alak a „formae indeterminatae" csoportba került. Ezeket vagy rossz megtartásuk, vagy a kevés példányszám miatt nem lehetett meghatározni. A *Pyrrhophyta* törzset csak egy új és egy már leírt faj képviseli. A meghatározott *Chrysophyta* maradványok fajszáma 51. Ezek 12 nemzetségbe, 5 családba, 3 rendbe *(Crysomonadales, Ebriidales, Silicoflagellales)* és egy osztályba *(Chrysophyceae)* tartoznak. A 17 új *Archaeomonas* fajon kívül a már leírt fajok sem voltak eddig ismeretesek magyarországi üledékekben.

Kovaszivacsok mikro- és megasklera vázelemei a szelvények tengeri lerakodásaiban nagy számban, de többnyire nehezen vagy csak bizonytalanul meghatározható töredékek alakjában fordulnak elő. A vizsgált kőzetmintákból előkerült kovavázú és kovapáncélú ősmaradványok számszerű adatait az 1. sz. táblázat tünteti fel.

1. táblázat

Phylum	Classis	Ordo	Subordo	Familia	Subfam.	Genus	Species et var.	Forma indeterminata
Pyrrhophyta	Dinophyceae	Gymnodiniales	–	1	–	1	2	
Chrysophyta	Chrysophyceae	Chrysomonadales Silicoflagellales Ebriidales	–	3	–	12	51	
Bacillariophyta	Bacillariophyceae	Centrales Mediales Pennales	6	15	15	69	351	
Porifera	Desmospongea	Hadromerida Choristida	–	3	–	3	3	Megasclera vázelemek 9 Microsclera vázelemek 6

2. A flóraegyüttes és az üledékkőzettani vizsgálatok alapján Szurdokpüspökin a l s ó, csökkentsósvízi – édesvízi és f e l s ő, tengeri rétegösszlet különböztethető meg. A két összlet üledékföldtani jellege és biofáciese teljesen különböző. Kialakulásuk közötti időben területünkön jelentős epirogén és felszínt formáló változások zajlottak le. A két összletet 23 m vastag riolittufa-közbetelepülés választja el.

3. A szurdokpüspöki szelvény résmintáinak őslénytani, üledékkőzettani és kémiai vizsgálata alapján BÁRDOSSY GY.-gyel megállapítottuk a *diatomaföldféleségek* nevezéktanát*.

* BÁRDOSSY GY. – HAJÓS M. 1963: A szurdokpüspöki diatomás rétegösszletek üledékföldtani és geokémiai jellemzése. – Földt. Int. Évi Jelentése 1960-ról. pp. 121 – 141. 1 – 3. táblázat, 1 – 14. ábra. – Budapest.

4. Üledékkőzettanilag igazolható, hogy az egész alsó összlet – a riolittufáig – eredetileg közel azonos összetételű, agyagos diatomaföld volt. Az alsó összlet felső rétegeiben a tiszta, hófehér diatomaföld epigenetikus és diagenetikus folyamatok hatására alakult ki. Ennek alsó kőzettani határa az egykori talajvízszintnek felel meg. A leszivárgott talajvíz hatására a kőzet eredeti agyagtartalma kilúgozódott, kiiszapolódott. Ennek következtében az alsó összlet alsó rétegeit szürke, agyagos, felső részét tiszta fehér diatomaföld alkotja.

5. Az alsó összlet rétegei között mutatkozó üledékanyagváltozás nem esik egybe a flóraváltozással. Ennek oka, hogy a mikroflóra változását a külső tényezők (sótartalom, pH) olyan finom változásai idézték elő, melyek az üledékképződés általános menetét lényegesen nem befolyásolták.

6. Az alsó összlet maradványegyüttese a sótartalomnak a kiédesülés felé vezető kisebb-nagyobb ingadozását jelzi. A fokozatos kiédesedést a mindinkább nagyobb számban megjelenő édesvízi fajok bizonyítják. Egészében édesvízi növényegyüttes azonban már nem alakulhatott ki, mert a terület a tufaszórás következtében feltöltődött. Az alsó rétegösszlet szervesmaradvány-együttesének a csökkentsósvízitől az aligsósvíziig, sőt csaknem teljes kiédesedéséig terjedő változása regressziós időszak befejezését jelöli.

7. A riolittufaszórás után kialakult tengeri környezet a felső telep márgás diatomaföldrétegeinek leülepedését eredményezte, melyben lényeges diagenetikus és epigenetikus változások nem figyelhetők meg.

8. A szelvények mikroflórájának értékelése lehetővé tette a diatomaföld-összlet biotóp-típusokra való tagolását. Florisztikailag az a l s ó ö s s z l e t – a limnoopalit vezérszintig – változékony, nagytermetű, detrituszban élő, eutroph formákból áll. A diatomamaradványok alapján az üledék kissé sós – aligsósvízi (oligo – miohalin) 0,3 – 0,5‰-es sótartalmú közegben keletkezett. A limnoopalittól a riolittufáig terjedő rétegek csak kisebb flóraingadozást mutatnak, a fajok száma egyre kevesebb. Ezen belül az édesvízi alakok szaporodtak el, a csökkentsósvíziek száma csökkent. Az elcsenevészedett és kistermetű, vékony páncélú formák már majdnem édes – aligsós, oligohalin (0,0 – 0,3‰) sótartalmú, tisztavízű, karbonátmentes közegben éltek. A detrituszban élő és eutroph formák a legfelső rétegekből már teljesen hiányzanak.

9. A f e l s ő d i a t o m a f ö l d-ö s s z l e t tengeri flórát tartalmaz. Az ősmaradványok főként nyílttengeri planktonformák. A *Diatoma*, *Silicoflagellata*, *Ebriida*, *Archaeomonas* és szivacsváz-maradványok nagy száma normál sótartalmú (30‰-nél nagyobb) nyílt tengerrel összeköttetésben álló üledékgyűjtőt, s az üledék partközeli jellegét igazolja. A tenger mélysége a diofan régió alatti, vagyis 60 m-nél mélyebb lehetett.

A tengeri összlet legfelső rétegeiben már a partszegélyi formák uralkodnak. Az ezek mellett megjelenő csökkentsósvízi formák újabb kiédesedés kezdetét jelölik. A felső összlet kialakulásának transzgressziós szakaszában a tengervíz hőmérséklete, sótartalma a mai Földközi-tenger vidékinek felelhetett meg.

10. A szurdokpüspöki alapszelvény diatomaspektrumával összehasonlítottuk a Hasznos 4. sz. fúrás és a petőfibányai „tufafejtő" ugyancsak torton, diatomás rétegmintáit. A petőfibányai diatomaföldlencse teljesen eltérő jellegű, tisztán édesvízi, helyi lerakodásnak bizonyult. A hasznosi I. rétegösszlet

a szurdokpüspöki alsó, csökkentsós – édesvízi összlettel, a II. rétegösszlet a szurdokpüspöki felső, tengeri összlettel párhuzamosítható.*

11. A Hasznos 4. sz. fúrás tengeri rétegösszletének fedőjében levő III. rétegösszlet 7 m vastag, csökkentsósvízi diatomaföldtelep, tengeri formaelemeket egyáltalában nem tartalmaz. Képződésekor tehát ez a partmenti terület már teljesen lefűződött. Ezzel szemben Szurdokpüspökin a tengeri összlet fedőjében a *Melosira granulata* RALFS és a *Nitzschia frustulum* PANT. faj változatainak megjelenése szintén a kiédesülés kezdetére utal, de itt még a tengeri partközeli fajok uralkodnak, tehát a lefűződés még nem következett be.

12. A szurdokpüspöki szelvény alsó, csökkentsósvízi – édesvízi összletének flórája gazdagabb mint a hasznosi I. telepé. Ez elsősorban azzal magyarázható, hogy Hasznoson az alsó rétegösszlet kiékülő, s a fúrásmintavétel sem azonos értékű a szurdokpüspöki résmintavétellel.

13. Mind a szurdokpüspöki, mind a hasznosi szelvényben az egymásra települő különböző fáciesű rétegösszletek a földtörténeti körülmények egymást követő változásait jelzik.

A terület a torton középső andezitkitörést követő időszakában kisebb ingadozásokkal, de fokozatosan emelkedett, majd a gyors és hosszantartó süllyedést ismét hirtelen emelkedés követte. E szerint az üledékképződésnek regressziós, transzgressziós és ismét regressziós szakaszát különböztethetjük meg.

14. A csökkentsósvízi – édesvízi diatomaegyüttes összetétele közel áll a Tokaji-hegység és a szlovákiai területek hasonló rétegeinek flóraegyütteséhez, de egységében mégis különbözik. A szurdokpüspöki tengeri rétegösszlethez hasonló összetételű növényegyüttest Észak-Amerika Ny-i partvidékén, a kaliforniai középső-miocén diatomaföldtelepek növényegyüttese mutat. A leírt fosszilis fajok közül sok ismert a Szovjetunió, Spanyolország miocénjéből és néhány faj Dánia eocén tengeri üledékeiből.

A növényegyüttes ma is élő alakjai a Földközi-tenger, az Adria s a Baleárok környékéről ismertek. A makroflóra mediterrán jellegű éghajlatra, tágabb értelemben vett földközi-tengeri rokonságra utal.

15. A szurdokpüspöki és a hasznosi nagyvastagságú diatomás rétegek kialakulását a miocén vulkanizmus segítette elő. A diatomapáncélok felépítéséhez szükséges kovasavat az üledékgyűjtő medencékbe hullott finom vulkáni törmelékanyag szolgáltatta. Hozzájárultak ehhez még a hévforrások kovasavdús oldatai is. A diatomák szaporodását a kedvező hőmérsékleti, pH- és redox-körülmények is elősegítették. Ezenkívül tiszta diatomaföldtelepek létrejöttét elsősorban a kedvező ősföldrajzi helyzet tette lehetővé azáltal, hogy az üledékgyűjtő medencébe a diatomavirágzás idején lényeges mennyiségű terrigén anyag nem szállítódott.

16. A diatomaföld sokféle ipari alkalmazását a kőzetet felépítő diatomapáncélok finom szerkezetének és nagyfokú ellenállóképességének köszönheti. Az őslénytani, üledékkőzettani és kémiai vizsgálatokkal megállapítottuk, hogy a diatomaföldösszlet a szurdokpüspöki feltárásokban nem egynemű.

* HAJÓS M. 1962. Mátraalja diatomás üledékeinek földtana. I. kötet. pp. 81 – 88., III. kötet. 18. melléklet. Budapest, MÁFI Könyvtár. Kézirat.

Ipari felhasználhatóság és kitermelés szempontjából az alsó összlet két szintre különül. Az alsó szint másod- és harmadosztályú *szürke, agyagos diatomaföldből*, a felső szint másodosztályú *fehér*-sárgásfehér *diatomaföldrétegekből* áll. E felső szint kovasavtartalma, porozitása, hőszigetelő képessége, tűzállósága és adszorpciója nagyobb; térfogatsúlya, ömlesztett és rázott litersúlya kisebb, mint az alsó, szürke agyagos rétegek anyagáé.

A differenciális termikus elemzések megállapították az agyagos, szürke diatomaföldösszlet montmorillonit és montmorillonit-csoportba tartozó agyagásványtartalmát, mely különösen derítőanyagként való alkalmazását befolyásolja előnyösen.

A *fehér diatomaföld* átlagosan 5—15 μ méretű, korong, dob és csónak alakú diatomapáncélkákból áll. Mészmentes rétegei az élelmezési és vegyiparban szűrőanyagként, a kozmetikai cikkek és műanyagok gyártásánál tömítőanyagként egyaránt használhatók, azonkívül katalizátorhordozó és nagy tűzállóságú építőelemek előállítására is alkalmas.

A *szürke, agyagos diatomaföld* átlag 30—120 μ-nyi, vagy annál nagyobb, hosszúkás és tojásdad, változatos alakú és rajzolatú páncélok töredékeiből áll. E rétegek hőszigetelő habarcsanyagok és mészkötésű, gőzzel keményített idomtestek előállítására is megfelelnek.

A közönséges, 900 C°-ig használható termalittégla gyártására mind a mészkarbonátos fehér, mind a szürke agyagos diatomaföld alkalmas.

A felső tengeri összlet márgás diatomaföldrétegei a kicsiny térfogatsúly és a csekély rázott és laza litersúly ellenére sem megfelelő minőségűek, mert a rétegek $CaCO_3$, Fe_2O_3 és Al_2O_3 tartalma sok, SiO_2 tartalma pedig csak 50% körüli. Ez a minőség pedig már égetett termalittégla gyártására sem felel meg, csak massza-anyagként alkalmazható.

17. Mindezekből kitűnik, hogy a diatomás kőzetek kovavázú és kovapáncélú mikroflóra együttesének értékelése őslénytani, földtani és ipari szempontból egyaránt jelentős és hasznos. Már a régebbi vizsgálatok alapján nyilvánvaló volt, hogy a fosszilis ősmaradványok együttese, különösen nagyobb időegységen belül, földtani időegységek megállapítására és elhatárolására alkalmas; kisebb időegységben pedig — jelen megállapítások alapján — a diatomaföldtelepek finomrétegtani genetikájának megoldását eredményezte.

GEOLOGISCHE UND PALÄOBOTANISCHE UNTERSUCHUNG DER MIOZÄNEN DIATOMENFÜHRENDEN SEDIMENTE AM FUSSE DES MÁTRA-GEBIRGES*

von

M. Hajós

Die sich von Jahr zu Jahr erweiternden paläontologischen und geologischen Forschungen, sowie die detaillierte geologische Aufnahme des Landes haben erfordert die Kieselgur, die eine auch vom Gesichtspunkt ihrer indus-

* Thesen der Kandidats-Dissertation „Geologie der diatomenführenden Sedimenten von Mátraalja".

trieller Nutzung äusserst wichtige geologische Bildung darstellt, ausführlich und zeitgemäss zu untersuchen.

Zum Ausgangspunkt unserer Untersuchungen mussten wir ein solches Standardprofil wählen, das ziemlich vollständig ist und somit ermöglicht an Hand der paläobotanischen, paläogeographischen und biostratigraphischen Faktoren des Gebietes solche Angaben zu sammeln, welche auch zum Vergleich und zur Identifizierung mit den analogen geologischen Bildungen entfernter Gebiete herangezogen werden können. Am besten für dieses Standardprofil erwies sich die tortonische Kieselgurlagerstätte von Szurdokpüspöki.

Der vorliegende Aufsatz befasst sich mit dem geologischen Bau des West-Raumes des „Mátraalja" genannten Gebietes am Fusse des Mátra-Gebirges und mit der komplexen Untersuchung der sediment-petrographischen, paläobotanischen und biostratigraphischen Zusammenhänge des erwähnten Profils. Das Grundprofil der Kieselgur-Tagebauaufschlüsse von Szurdokpüspöki, sowie die diatomenführenden Sedimente in der Bohrung Hasznos Nr. 4. und im Tuff-Steinbruch von Petőfibánya wurden mittels feinstratigraphischer Auswertung mit einer Schichtenkorrelationsmethode untersucht.

Den drei Richtungen – paläontologische, geologische und industrielle – der Forschung fossiler Diatomen entsprechend werden die Ergebnisse der Untersuchungen von drei Gesichtspunkten aus interpretiert.

Da in Ungarn bisher keine systematische, monographische Bearbeitung der Fossilien eines geschlossenen Kieselgurvorkommens vorgenommen worden ist, so fällt der Schwerpunkt unserer Monographie natürlich auf den paläontologischen Teil. Die Bearbeitung des paläontologischen Materiales stüzt sich auf feinstratigraphisches Probesammeln. Die Untersuchung erfolgte durch Bestimmung der gesamten Fossiliengemeinschaft der einzelnen Proben und durch quantitative Auswertung der Verteilung der kieselschaligen Mikrofossilien. Die paläontologischen Angaben werden durch die Ergebnisse der sedimentpetrographischen, chemischen und physikalischen Analysen der Gesteinsproben ergänzt. Somit gründet sich die Auswertung auf die Angaben einer komplexen Materialuntersuchung.

Die Ergebnisse können kurz folgenderweise zusammengefasst werden:

1. Die gesteinsbildenden Fossilien, auf deren Grund die feinstratigraphische Auswertung der diatomenführenden Sedimente durchgeführt worden ist, sind den Stämmen *Pyrrhophyta, Chrysophyta, Bacillariophyta* und *Porifera* zuzuschreiben. Die kieselschalige, bzw. kieselige Panzer besitzenden Fossilien sind überwiegend Kieselalgen (*Bacillariophyta*). Von den beschriebenen 358 Diatomen wurden 351 Arten und ihre Varietäten in 65 Gattungen, 15 Familien, 3 Ordnungen und 1 Klasse (Division) eingereiht. Unter ihnen gibt es 52 neue Arten, 27 neue Varietäten und 5 neue Formen. Sieben Formen wurden in die Gruppe „formae indeterminatae" eingestuft. Sie konnten entweder wegen ihrer schlechten Erhaltung, oder wegen der kleinen Individuenzahl nicht bestimmt werden. Der Stamm *Pyrrhophyta* wird lediglich durch eine neue und eine früher beschriebene Art vertreten. Die Artenzahl der bestimmten *Chrysophyta*-Überreste beträgt 51. Sie gehören zu 12 Gattungen, 5 Familien, 3 Ordnungen *(Crysomonadales, Ebriidales, Silicoflagellales)* und 1 Klasse

(Chrysophyceae). Ausser den 17 neuen Archaeomonas-Arten waren auch die bereits früher beschriebenen aus den ungarischen Sedimenten bis jetzt unbekannt.

Die Mikro- und Megaskleren-Skelettelemente von *Kieselschwämmen* treten zwar in grosser Zahl in den marinen Sedimenten der Profile auf, doch werden sie meistens durch schwer oder nur unsicher bestimmbare Bruchstücke vertreten. Die zahlenmässigen Angaben der aus den untersuchten Gesteinsproben gewonnenen, Kieselskelette und -Panzer besitzenden Fossilien werden in Tabelle 1. angeführt.

2. Auf Grund der Florengemeinschaft und der sediment-petrographischen Analysen lassen sich bei Szurdokpüspöki ein u n t e r e r Brackwasser—Süsswasser-Komplex und ein o b e r e r mariner Schichtenkomplex unterscheiden. Die sedimentologischen Charaktere und Biofazies beider Komplexe sind ganz verschieden. Im Zeitraum zwischen den Perioden ihrer Ausbildung spielten sich im vorliegenden Gebiet epirogenetische und oberflächengestaltende Umwandlungen ab. Die zwei Komplexe werden voneinander durch ein 23 m mächtiges Rhyolithtuff-Zwischenlager getrennt.

3. Auf Grund der paläontologischen, sediment-petrographischen und chemischen Untersuchung der dem Profil von Szurdokpüspöki entnommenen Schlitzproben haben wir mit GY. BÁRDOSSY die Nomenklatur der *Kieselgurabarten* festgesetzt*.

4. Die sediment-petrographischen Untersuchungen bewiesen, dass der ganze untere Komplex — bis zum Rhyolithtuff — ursprünglich aus toniger Kieselgur von annähernd gleicher Zusammensetzung bestanden hatte. In den oberen Schichten des unteren Komplexes gestaltete sich die reine, schneeweisse Kieselgur unter der Wirkung epigenetischer und diagenetischer Vorgänge aus. Die untere lithologische Grenze dieses Komplexes entspricht dem ehemaligen Grundwasserspiegel. Unter der Wirkung des eingesickerten Grundwassers wurde der ursprüngliche Tongehalt des Gesteines ausgelaugt und geschlämmt. Infolgedessen werden die unteren Schichten des Basiskomplexes von grauer, toniger und in den oberen Lagen von reiner, weisser Kieselgur aufgebaut.

5. Die innerhalb des unteren Komplexes wahrnehmbaren Veränderungen der lithologischen Zusammensetzung treffen mit dem Florenwechsel nicht zusammen. Das ist darauf zurückzuführen, dass der Wechsel der Mikroflora durch so feine Änderungen der äusseren Faktoren (Salzgehalt, pH) hervorgerufen worden ist, die den allgemeinen Verlauf der Sedimentation wesentlich nicht beeinflusst haben.

6. Die Fossiliengemeinschaft des Basiskomplexes zeigt Anklänge an kleinere-grössere Schwankungen des Salzgehaltes mit einer allgemeinen Tendenz zur Aussüssung. Die allmähliche Aussüssung wird durch die in immer grösserer Zahl auftretenden Süsswasserformen bewiesen. Eine im grossen und ganzen Süsswasser-Pflanzengemeinschaft konnte jedoch nicht zustandekommen,

---

* GY. BÁRDOSSY – M. HAJÓS, 1963: Caractéristiques lithologiques et géochimiques des complexes à diatomées de Szurdokpüspöki. – Rapp. Ann. Inst. Géol. Hongrie sur l'année 1960. pp. 141 – 143. Budapest

weil das in Frage stehende Gebiet durch Tuffauswürfe aufgefüllt wurde. Die Veränderung der Fossiliengemeinschaft des Basiskomplexes von Brackwasserformen bis miohaline, sogar bis echte Süsswasserformen vergegenwärtigt den Abschluss der Regressionsperiode.

7. Im marinen Milieu, das nach den Rhyolithtuffauswürfen zustande kam, lagerten sich die mergeligen Kieselgurschichten des oberen Lagers ab, in denen wesentliche dia- und epigenetische Umwandlungen beobachtet werden können.

8. Die Auswertung der Mikroflora der Profile hat ermöglicht den Kieselgurkomplex in Biotop-Typen zu gliedern. In floristischer Hinsicht besteht der B a s i s k o m p l e x – bis zum Limnoopalit-Leithorizont – aus veränderlichen, Detritus bewohnenden eutrophen Formen von grosser Gestalt. Die Diatomen-Reste weisen darauf hin, dass die Sedimente sich in einem oligomiohalinen (0,3 bis 0,5‰ Salzgehalt) Wasser abgelagert haben. Die Schichten vom Limnoopalit aus bis zum Rhyolithtuff weisen nur kleine Oszillation der Florazusammensetzung auf, wobei die Artenzahl immer kleiner wird. Hierbei nahmen die Süsswasserformen überhand während die Zahl der Brackwasserformen sich verringerte. Die verkümmerten, kleinwuchsigen, dünnpanzerigen Formen lebten schon in fast süssem – miohalinem, oligohalinem (0,0 – 0,3‰ Salzgehalt), reinem, karbonatfreiem (karbonatlosem) Wasser. Die den Detritus bewohnenden und eutrophen Formen fehlen schon vollkommen von den obersten Schichten.

9. D e r o b e r e K i e s e l g u r k o m p l e x enthält eine marine Flora. Die Fossilien stellen hauptsächlich pelagische Planktonformen dar. Das massenhafte Auftreten der Überreste von *Diatomen*, *Silicoflagellaten*, *Ebriiden*, *Archaeomonas*-Formen und Schwammskeletten bestätigt die Existenz eines mit dem offenen Meer verbundenen Sedimentationsbeckens von normalem Salzgehalt (über 30‰) und den küstennahen Charakter der Sedimentation. Die Tiefe des Meeres mag grösser als die der Diophanregion, d. h. als 60 m gewesen sein.

In den obersten Schichten des marinen Komplexes herrschen schon die litoralen Formen vor. Die mit ihnen vergesellschafteten Brackwasserformen deuten auf den Beginn einer wiederholten Aussüssung hin. In der Transgressionsphase der Ausbildung des oberen Komplexes mögen die Temperatur und der Salzgehalt denen der heutigen Mittelmeerregion entsprochen haben.

10. Mit dem Diatomenspektrum des Grundprofils von Szurdokpüspöki wurden die ebenfalls tortonischen diatomenführenden Schichtenproben der Bohrung Hasznos Nr. 4. und des „Tuffsteinbruches" von Petőfibánya verglichen. Es stellte sich heraus, dass die Kieselgurlinse von Petőfibánya einen ganz verschiedenen Charakter trug und sich im Rahmen einer lokalen Sedimentbildung in reinem Süsswassermilieu abgelagert hatte. Der Schichtenkomplex I. von Hasznos lässt sich mit dem Basiskomplex von Szurdokpüspöki, der Schichtenkomplex II. mit dem oberen, marinen Komplex von Szurdokpüspöki parallelisieren.*

11. Das im Hangenden des marinen Schichtenkomplexes der Bohrung Hasznos Nr. 4. vorhandene, 7 m mächtige, brackische Kieselgurlager des

* M. Hajós, 1962: Mátraalja diatomás üledékeinek földtana. (Die Geologie der diatomenführenden Ablagerungen von Mátraalja.) – Band I, SS. 81 – 88, Band III. Beil. 18. Budapest, Ung. Geol. Anst. Manuskript.

Schichtenkomplexes III. schliesst garkeine rein marine Formenelemente in sich. Also zur Zeit seiner Ausbildung hat sich dieses küstennahe Gebiet schon vollkommen abgeschnürt. Dementgegen weist das Auftreten der Varietäten der Arten *Melosira granulata* RALFS und *Nitzschia frustulum* PANT. im Hangenden des marinen Komplexes bei Szurdokpüspöki gleichfalls aufs Einsetzen der Aussüssung hin, doch herrschen hier noch die marinen, küstennahen Arten vor; die Abschnürung hat also noch nicht stattgefunden.

12. Die Flora des unteren Brackwasser—Süsswasserkomplexes innerhalb des Profils von Szurdokpüspöki ist reicher als die des Lagers I. von Hasznos. Das ist vor allem darauf zurückzuführen, dass sich der untere Schichtenkomplex bei Hasznos auskeilt, so dass die hierbei entnommenen Kerne mit den bei Szurdokpüspöki entnommenen Schlitzproben nicht gleichwertig sind.

13. Sowohl im Profil von Szurdokpüspöki, wie auch in dem von Hasznos markieren die übereinander lagernden Schichtenkomplexe unterschiedlicher Fazies jene Veränderungen der Umstände, die im Laufe der Erdgeschichte sukzessiv eingetreten sind.

Zur Periode, welche auf die Eruption der tortonischen mittleren Andesite folgte, hob sich dieses Gebiet zwar mit kleinen Oszillationen, aber in steigerndem Masse und dann nach einer schnellen und dauerhaften Senkung setzte sich plötzlich wieder eine Hebung ein. Dementsprechend können wir folgende Sedimentationsphasen unterscheiden: Regression, Transgression und wieder Regression.

14. Die Zusammensetzung der aus Brack- und Süsswasserformen bestehenden Diatomengemeinschaft steht den Florenkomplexen der analogen Schichten des Tokaj-Gebirges und der slowakischen Gebiete nahe, unterscheidet sich aber davon durch ihre Einförmigkeit. Eine derjenigen des marinen Schichtenkomplexes von Szurdokpüspöki ähnliche Zusammensetzung weist die Pflanzengemeinschaft der mittelmiozänen Kieselgurlagerstätten von Kalifornien am westlichen Küstengebiet Nordamerikas auf. Von den beschriebenen fossilen Arten sind viele aus den eozänen Ablagerungen der Sowjetunion, Spaniens und einige Arten aus denjenigen von Dänemark bekannt.

Die auch heute lebenden Formen der Pflanzengemeinschaft sind von den Gegenden des Mittelmeeres, des Adriatischen Meeres und der Balearen bekannt. Die Makroflora deutet auf ein Klima mediterranen Charakters, d. h. auf eine Verwandschaft mit den mediterranen Formen in weiterem Sinne hin.

15. Zu der Ausbildung der mächtigen diatomenführenden Schichten von Szurdokpüspöki und Hasznos trug der miozäne Vulkanismus wesentlich bei. Die für den Aufbau der Diatomenpanzer erforderliche Kieselsäure wurde durch die ins Sedimentationsbecken herabgefallenen, feinen Vulkanoklastite geliefert. Daran wirkten auch noch die an Kieselsäure reichen Lösungen der Thermalquellen mit. Ausserdem wurde das Zustandekommen der reinen Kieselgurlager vor allem durch die günstige paläogeographische Lage ermöglicht, in dem zur Zeit der Überhandnahme der Diatomen keine namhaften Mengen von terrigenem Material ins Sedimentationsbecken eingeführt wurden.

16. Die Kieselgur verdankt ihre vielfältige Nutzung der feinen Struktur und der grossen Widerstandsfähigkeit der gesteinsbildenden Diatomenpanzer. Durch paläontologische, sediment-petrographische und chemische Unter-

suchungen haben wir festgestellt, dass der Kieselgurkomplex in den Aufschlüssen bei Szurdokpüspöki nicht homogen ist. Vom Gesichtspunkt seiner industriellen Verwendbarkeit und Gewinnung teilt sich der Basiskomplex in zwei Horizonte. Der untere Horizont besteht aus grauer, toniger Kieselgur zweiter und dritter Klasse, der obere Horizont aus weissen—gelblichweissen Kieselgurschichten zweiter Klasse. Der Kieselsäuregehalt, die Porosität, die Wärmeisolationsfähigkeit, die Feuerfestigkeit und die Adsorption dieses oberen Horizontes sind grösser; sein Raumgewicht, sein Schütt- und Rüttelgewicht aber kleiner, als die des Stoffes der unteren, grauen, tonigen Schichten.

Die DTA-Analysen haben nachgewiesen, dass der Tonmineraliengehalt des tonigen, grauen Kieselgurkomplexes zur Montmorillonit-Gruppe gehört, was besonders die Verwendung der Kieselgur als Klärstoff günstig beeinflusst.

Die *weisse Kieselgur* besteht aus durchschnittlich 5 bis 15 μ grossen, scheiben-, trommel- und bootförmigen Diatomenpanzerchen. Ihre kalklosen Schichten können in der Nahrungs- und der chemischen Industrie als Filterstoff, bei der Herstellung (Erzeugung) von kosmetischen Waren und Kunststoffen als Dichtungsmittel verwendet werden. Ausserdem ist sie auch zur Herstellung von Katalisatorträgern und Baugliedern von hoher Feuerfestigkeit geeignet.

Die *graue, tonige Kieselgur* besteht aus Bruchstücken von durchschnittlich 30 bis 120 μ grossen und noch grösseren, länglichen und ovalen Panzern mannigfaltiger Gestalt und Skulptur. Diese Schichten können als Grundstoff zur Herstellung von Wärmeschutzmassen und mit Kalk gebundenen, durch Dampf erhärteten Formziegeln herangezogen werden.

Zur Erzeugung von gewöhnlichen, bis 900 C° verwendbaren Thermalitziegeln ist sowohl die weisse, kalziumkarbonatische, wie auch die graue, tonige Kieselgur geeignet.

Die mergeligen Kieselgurschichten des oberen marinen Komplexes verfügen, trotz ihrem kleinen Raumgewicht und ihrem geringen Schüttel- und Lockerlitergewicht, über keine annehmbare Qualität, da der $CaCO_3$-, Fe_2O_3- und Al_2O_3-Gehalt der Schichten zu gross ist, ihr SiO_2-Gehalt aber nur etwa 50% erreicht. Aber diese Qualität ist nicht einmal für die Erzeugung von Thermalitbrandziegeln geeignet und kann nur als Massenstoff verwendet werden.

17. Aus obigen leuchtet es hervor, dass die Auswertung des kieselschaligen, kieselpanzerigen Mikroflorenkomplexes der diatomenführenden Gesteine für die Paläontologie, die Geologie und die Industrie gleichermassen wichtig und vom Nutzen ist. Schon auf Grund der früheren Untersuchungen war es klar, dass die Assotiation von Fossilien, besonders innerhalb grösserer chronologischen Einheiten, also die der sog. „Durchschnittsflora" die Bestimmung und Abgrenzung weiterer, noch kleinerer (subordinierter), geologischer Zeiteinheiten zulässt; während bei kleineren chronologischen Einheiten—auf Grund der vorliegenden Feststellungen — sie die Lösung des feinstratigraphischen Werdeganges der Kieselgurlagerstätten zur Folge hatte.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ МИОЦЕНОВЫХ ДИАТОМОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОБЛАСТИ ПОДНОЖЬЯ ГОР МАТРА (МАТРААЛЬЯ)*

М. ХАЙОШ

Все время развивающиеся палеонтологические и геологические исследования, а также детальное геологическое картирование территории страны выдвинули необходимость в детальном, комплексном изучении диатомитов, представляющих собой геологическое образование, чрезвычайно важное и с точки зрения промышленного освоения.

В качестве исходного пункта своих исследований автор настоящей работы должна была выбрать такой стандартный опорный разрез, который является сравнительно полным и который на основании познания палеоботанических, палеогеографических и биостратиграфических факторов данного района может предоставить сведения, пригодные для сравнения и идентификации с аналогичными образованиями более отдаленных областей. Наиболее подходящим для этого стандартного профиля оказалось месторождение тортонских диатомитов в с. Сурдокпюшпёки.

Настоящая работа занимается геологическим строением западного участка области подножья гор Матра и комплексным изучением литологических, палеоботанических и биостратиграфических закономерностей упомянутого разреза. Опорный разрез диатомитовых карьеров в районе с. Сурдокпюшпёки, а также диатомиты скважины Хаснош № 4 и туфового карьера Петёфибанья были изучены путем микростратиграфической оценки при помощи метода идентификации пластов.

В соответствии с тремя направлениями — палеонтологический, геологический и промышленный подходы — изучения ископаемых диатомовых водорослей, результаты анализов оцениваются по трем аспектам.

Так как в Венгрии систематическая монографическая обработка окаменелостей диатомитового месторождения еще не была выполнена, поэтому само собой разумеется, что центр тяжести монографии падает на палеонтологическую часть. В основе обработки палеонтологического материала легли послойные сборы образцов. Исследования проводились путем определения полных ископаемых комплексов отдельных проб и оценки количественного распределения микрофоссилий, обладающих кремнистыми скелетами. Палеонтологические данные дополняются результатами литологического, химического и физического анализов вмещающей породы. Таким образом, оценка базируется на данных комплексного изучения фактического материала.

Полученные результаты могут быть резюмированы вкратце следующим образом:

1. Породообразующие ископаемые остатки, лежащие в основе дробной стратиграфической оценки диатомовых осадков, относятся к типам

---

* Тезисы кандидатской диссертации *„Геология диатомовых осадков области подножья гор Матра (Матраалья)"*.

Pyrrhophyta, Chrysophyta, Bacillariophyta и *Porifera*. Подавляющее большинство остатков, обладающих кремнистыми скелетами или панцырями, представлено диатомовыми водорослями *(Bacillariophyta)*. Из описанных 358 форм диатомовых водорослей 351 вид и их разновидности были отнесены к 65 родам, 15 семействам, 3 порядкам и 1 классу. Среди них имеются 52 новых вида, 27 новых разновидностей и 5 новых форм. Семь форм было отнесено к группе „formae indeterminatae". Их нельзя было определить либо из-за их плохой сохранности, либо из-за недостаточного количества экземпляров. Тип *Pyrrhophyta* представлен лишь одним новым видом и одним уже раньше описанным видом. Количество видов определенных ископаемых форм, принадлежащих к типу *Chrysophyta* составляет 51. Они отностся к 12 родам, 5 семействам, 3 порядкам *(Chrysomonadales Ebriidales, Silicoflagellales)* и одному классу *(Chrysophyceae)*. Кроме 17 новых видов Archaeomonas даже описанные раньше виды не были известными в отложениях Венгрии.

Микро- и мегасклеровые склетные элементы *кремневых губок* встречаются в большом количестве в морских осадках разрезов, но чаще всего они представлены трудно или лишь неуверенно определимыми обломками. Количественные данные окаменелостей, имеющих кремнистые скелеты или панцыри, извлеченных из анализированных образцов породы, приведены в таблице 1.

2. На основании флористического комплекса и литологических анализов в с. Сурдокпюшпёки можно выделить н и ж н ю ю, солоновато-пресноводную и в е р х н ю ю, морскую толщи. Литологические характеры и биофации обеих толщ совсем различные. За промежуток времени между их образованием в рассматриваемой области происходили значительные эпейрогенические и морфогенетические изменения. Обе толщи разделяются прослоем риолитовых туфов мощностью 23 м.

3. На основании палеонтологических, литологических и химических анализов врубных проб, взятых из разреза с. Сурдокпюшпёки, автор настоящей работы вместе с Дь. Бардошши разработала номенклатуру разновидностей диатомитов.*

4. Литологически можно доказать, что первоначально вся нижняя толща — вплоть до риолитовых туфов — была сложена глинистыми диатомитами приблизительно одинакового состава. В верхних слоях нижней толщи чистый, снежнобелый диатомит образовался под влиянием эпигенетических и диагенетичеких процессов. Нижняя литологическая граница рассматриваемой толщи соответствует бывшему уровню грунтовых вод. Под влиянием инфильтрировавшихся грунтовых вод содержавшаяся первоначально в породе глина выщелачивалась, отмучивалась. Вследствие этого, нижние слои нижней толщи слагаются серыми, глинистыми диатомитами, а верхняя часть толщи — чистыми белыми диатомитами.

*БАРДОШШИ, ДЬ. – ХАЙОШ, М. 1963: Литологическая и геохимическая характеристика диатомовых толщ окрестности с . Сурдокпюшпёки. – Год. Отч. Венг. Геол. Ин-та за 1960 г. стр. 143–146. Будапешт.

5. Обнаруживаемое в слоях нижней толщи изменение литологического состава не совпадает с изменением флоры. Причина этого заключается в том, что изменение микрофлоры было обусловлено такими тонкими изменениями внешних факторов (содержания соли, pH), которые не оказывали значительного влияния на общий ход осадконакопления.

6. Ископаемый комплекс нижней толщи отражает более или менее сильные колебания содержания соли, тяготевшего к опреснению. Постепенное опреснение доказывается появлением пресноводных форм в все большем и большем количестве. Однако, полностью пресноводное растительное сообщество уже не могло развиваться, так как рассматриваемый бассейн был заполнен благодаря туфовым выбросам. Изменение состава ископаемого комплекса нижней толщи от солоноватоводного до миогалинного или даже до полного опреснения обозначает конец регрессионного периода.

7. В формировавшейся после туфовых выбросов морской среде отлагались мергелистые диатомиты верхней залежи, в котором не наблюдаются существенные диагенетические и эпигенетические изменения.

8. Оценка микрофлоры разрезов позволила подразделить диатомитовую толщу на биотопные типы. В флористическом отношении н и ж н я я т о л щ а – до руководящего лимноопалитового горизонта – слагается изменчивыми, крупными эвтрофными формами, обитающими в детрите. Судя по остаткам диатомовых водорослей, осадки отлагались, по-видимому в олиго-миогалинной среде, соленость которой колебалась в пределах 0,3–0,5‰. Слои от лимноопалитов до риолитовых туфов обнаруживают лишь небольшие колебания состава микрофлоры, причем количество видов постепенно уменьшается. Внутри видового состава размножились пресноводные формы, в то время как количество солоноватоводных форм уменьшалось. Захирелые, малорослые формы с тонким панцырем жили уже в чистой, бескарбонатной почти пресной-миогалинной – олигогалинной воде (с соленостью от 0,0 до 0,3‰). В высших слоях уже полностью отсутствуют формы, обитавшие в детрите и эвтрофные формы.

9. В е р х н я я д и а т о м и т о в а я т о л щ а содержит морскую флору. Ископаемые остатки представляют собой большей частью пелагические планктонные формы. Большое количество остатков *диатомей*, представителей *Silicoflagellata*, *Ebriida*, *Archaeomonas* губных скелетов подтверждает наличие осадконакопительного бассейна нормальной солености (выше 30‰), связанного с открытым морем, и прибрежный характер осадков. Глубина моря превышала, по-видимому, глубину диофанового региона, то есть была больше чем 60 м.

В высших слоях морской толщи преобладают уже литоральные формы. Появляющие наряду с ними солоноватоводные формы маркируют уже начало нового опреснения. В трансгрессионной фазе образования верхней **толщи** температура и соленость воды моря соответствовали, по-видимому, таковым современной средиземноморской области.

10. С диатомовым спектром опорного разреза с. Сурдокпюшпёки были сопоставлены послойные диатомовые образцы тортонского возраста, взятые из скважины Хаснош № 4 и из „туфового карьера" Петёфибанья.

Диатомитовая линза месторождения Петёфибанья оказалась результатом осадконакопления совсем другого характера, происшедшего в локальных условиях в чистой пресноводной среде. Толща Хаснош № 1 может быть параллелизирована с нижней, солоновато-пресноводной толщей с. Сурдокпюшпёки, толща № 11. — с верхней, морской толщей того же месторождения.*

11. Солоноватоводная диатомитовая залежь мощностью 7 м (толща III.), налегающая на морскую толщу скважины Хаснош № 4, не содержит никаких морских форм. Следовательно, во время отложения этой толщи данная прибрежная зона была уже полностью изолирована от открытого моря. В противоположность этому, в с. Сурдокпюшпёки появление разновидностей видов *Melosira granulata* RALFS и *Nitzschia frustulum* PANT. в кровле морской толщи также указывает на начало опреснения, но здесь преобладают еще морские-прибрежные виды. Значит, во время отложения рассматриваемых осадков эта территория еще не была изолирована.

12. Нижняя солоновато-пресноводная толща разреза месторождения Сурдокпюшпёки содержит более богатую флору, чем залежь Хаснош № 1. Это объясняется прежде всего тем, что в с. Хаснош нижняя толща выклинивается, причем взятые там буровые керны тоже не являются равноценными с врубными пробами, взятыми в с. Сурдокпюшпёки.

13. Налегающие одни на другие толщи различной фации отражают последующие изменения условий геологической истории как в разрезе месторождения Сурдокпюшпёки, так и скважины в с. Хаснош.

В период, последовавшем за извержением тортонских средних андезитов, рассматриваемый район с небольшими колебаниями, но постепенно поднимался, а затем следовало быстрое, длительное опускание, чему сопутствовало снова внезапное поднятие. В соответствии с этим, мы можем выделить три фазы осадконакопления: регрессионную, трансгрессионную и вновь регрессионную.

14. Состав комплекса солоновато-пресноводных диатомей является близким к флористическому комплексу аналогичных отложений Токайских гор и словацких территорий, но по своему однообразию он все же отличается от последних. Растительный комплекс с составом, аналогичным комплексу морской толщи с. Сурдокпюшпёки, обнаруживается в верхнеэоценовых диатомитовых месторождениях Калифорнии на западном побережье Северной Америки. Многие из описанных ископаемых видов известны из миоцена СССР, Испании, а некоторые виды — из эоценовых морских отложений Дании.

Ныне живущие формы растительного комплекса известны в областях Средиземного и Адриатического морей а также Балеарских островов. Макрофлора указывает на климат средиземноморского характера, то есть на средиземноморское родство в более широком смысле слова.

15. Образованию мощных диатомовых слоев месторождений Сурдокпюшпёки и Хаснош способствовал миоценовый вулканизм. Кремнезем,

---

* М. ХАЙОШ, 1962: Mátraalja diatomás üledékeinek földtana. (Геология диатомовых отложений подножья гор Матра.) – Том I, стр. 81–88, Том III. прил. 18. Будапешт, Венг. Геол. Инст. Рукопись.

необходимый для строения диатомовых панцырей был поставлен тонкими вулканокластитами, выпавшими в осадконакопительный бассейн. К этому также прибавились растворы термальных источников, богатые кремневой кислотой. Размножению диатомей благоприятствовали также соответствующие условия температуры, pH и окислительно-восстановительного потенциала. Кроме этого, возможность для формирования диатомитовых залежей была создана благодаря благоприятной палеогеографической обстановке, то есть благодаря факту, что во время расцвета диатомей существенного количества терригенного материала не было принесено в осадконакопительный бассейн.

16. Разностороннее промышленное использование диатомитов связано с тонкой структурой слагающих породу диатомовых панцырей, а также их высокой устойчивостью. В результате палеонтологических, литологических и химических анализов было установлено, что в обнажениях месторождения Сурдокпюшпёки диатомитовая толща не является однородной. С точки зрения разработки промышленного использования, нижняя толща расчленяется на два горизонта. Нижний горизонт состоит из серых, глинистых диатомитов второго и третьего классов, верхний горизонт – из белых – желтовато-белых диатомитов второго класса. Верхний горизонт отличается большим содержанием кремнезема, большей пористостью, огнеупорностью и адсорбцией; материал верхнего горизонта имеет больший объемный вес, а также насыпной и вибрированный литровый вес, чем материал нижних, серых глинистых слоев.

Путем дифференциально-термических анализов было установлено содержание монтмориллонита и глинистых минералов группы монтмориллонита в толще серых глинистых диатомитов, так как это свойство благоприятно влияет в особенности на применяемость этого полезного ископаемого в качестве осветлителя.

Белый диатомит состоит из дискообразных, барабанообразных и лодкообразных диатомовых панцырей с средней величиной 5–15 μ. Безизвестковые слои его могут быть использованы в пищевой и химической промышленностях в качестве фильтрующего вещества; при изготовлении косметических товаров и пластмасс в качестве уплотняющего средства. Кроме этого, белый диатомит является носителем катализаторов и пригодным для изготовления высокоогнеупорных строительных элементов.

Серый, глинистый диатомит слагается обломками продолговатых или яйцевидных панцырей разнообразной формы и скульптуры величиной 30–120 μ или больше. Эти образования пригодны для изготовления как термоизолирующих строительных растворов, так и фасонных элементов, схваченных известью и паром.

Для изготовления обычных термалитных кирпичей, используемых до температуры 900°C, являются пригодными как белые диатомиты содержащие карбонат кальция, так и серые глинистые диатомиты.

Мергелистые диатомиты верхней морской толщи не имеют подходящего качества, несмотря на небольшой их объемный вес и малый вибрационный и насыпной литровый вес, так как содержание $CaCO_3$, Fe_2O_3 и Al_2O_3 в этих образованиях очень велико, в то время как содержание SiO_2 составляет

только примерно 50%. Но такое качество неудовлетворительно даже для изготовления обжиганных термалитных кирпичей и поэтому эти диатомиты могут быть использованы лишь в качестве массы.

17. Из вышесказанного выходит, что оценка комплекса микрофлоры диатомовых пород, состоящего из кремнистых скелетов и панцырей, представляет большой интерес и очень полезна как для палеонтологии, так и для геологии и для промышленности. Уже в ходе прежних исследований выяснилось, что сообщество ископаемых органических остатков, то есть сообщество так называемой „средней флоры" позволяет выделять более дробные подразделения геологического времени, в особенности в пределах больших хронологических единиц; с другой стороны, внутри небольшой хронологической единицы использование такого комплекса исходя из вышеприведенных положений привело к решению вопросов дробностратиграфической генетики диатомитовых месторождений.

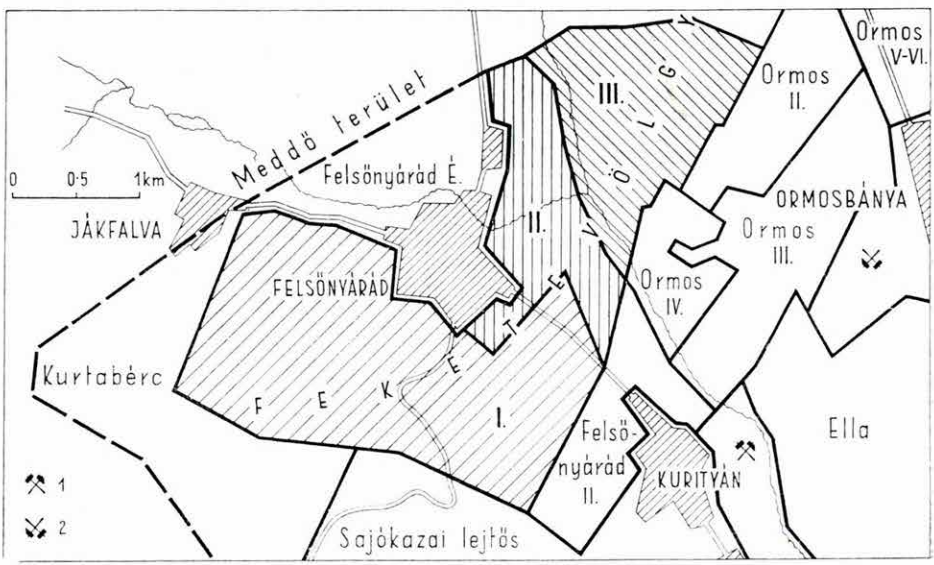
FÖLDTANI VIZSGÁLATOK A FEKETEVÖLGYI (ÉSZAK-BORSODI) BARNAKŐSZÉNTERÜLETEN

(I., II. sz. melléklettel)

Írta: RADÓCZ GYULA

A következőkben annak a mélyfúrási kutatásnak a földtani eredményeit ismertetjük, amely részint az Országos Földtani Főigazgatóság kezdeményezésére 1958-ban megindult Feketevölgy I. terület (1. ábra) mintakutatásának keretében, részint annak hatása alatt a környező területrészen történt. A feketevölgyi terület alatt lényegében három bánya (Fv. I., II. és III. akna) területét értjük, melyek közigazgatásilag legnagyobbrészt Felsőnyárád községhez tartoznak.

A legtöbb új adat és megfigyelés a Feketevölgy I. jelű területről származik. A mintakutatás keretében itt lemélyült 60 db, nagymértékben magvételes



1. ábra. A feketevölgyi bányaterület és környékének átnézetes térképe
Jelmagyarázat: 1. külfejtési terület, *2.* felhagyott bányakörzet

Abb. 1. Übersichtskarte des Gebietes und der Umgebung von Feketevölgy
Zeichenerklärung: 1. Tagebau, *2.* aufgelassenes Kohlenrevier

kutatófúrás a harántolt rétegcsoportok mindegyikéről szolgáltatott új adatokat. A Jákfalva 17. sz. fúrás, amely elsőként mélyült le a medencealjzatig – miután az alsó riolittufa alatt barnakőszéntelepes összletet is harántolt – több nagymélységű és medencealjzatig hatoló kutatófúrás lemélyítésének lett indítéka a Feketevölgy I. területtől távolabbi medencerészeken is.

Ennek hatására mélyült le a medencealjzatig a feketevölgyi aknák környékén a Felsőnyárád 201, 213, 214, 224, 225–228, 230, 240, 241, Jákfalva 19, 23, 25, 28–30, Kurityán 566, Rudabánya „5", Sajókaza 177. sz. fúrás. A távolabbi területen mélyült kutatófúrások közül igen jelentős a Varbó 50, Sajókazinc (Kazincbarcika) 169. és a Mucsony 136. sz. fúrás, ezek azonban nem érték el a medencealjzatot, s közülük eddig csupán az Skz (Kazincbarcika) 169. sz. fúrásról áll rendelkezésünkre megfelelő őslénytani és laboratóriumi vizsgálat.

RÉTEGTANI MEGFIGYELÉSEK

A) Paleo-mezozóos medencealjzat

Devon

Az észak-borsodi terület medencealjzatának legidősebb képződménye szendrői-hegységi jellegű mészkő és agyagpala, amely Edelény, Rudolftelep, Ormosbánya, Kurityán és Szuhakálló között felszíni feltárásokból is ismert.

Az idetartozó agyagpala-, szericites meszes aleurit- és mészkőrétegeket a feketevölgyi kutatáshoz kapcsolódva 19 db kutatófúrás érte el, változó, de általában meredek (50–80°-os) rétegdőlés mellett (1. táblázat).

1. táblázat

A fúrás		A megütött alapkőzet		
jele, száma	Af. m. (m)	felszín alatti mélysége (m)	feltárt vastagsága (m)	megnevezése
Felsőnyárád 201	177,0	361,7	16,4	agyagpala, vékony mészkőrétegekkel
Felsőnyárád 213	154,8	260,0	19,8	agyagpala
Felsőnyárád 214	247,3	300,0	20,0	agyagpala és mészkő
Felsőnyárád 224	233,4	435,0	18,0	agyagpala
Felsőnyárád 225	233,7	407,0	6,8	agyagpala
Felsőnyárád 226	268,8	333,0	16,8	agyagpala és mészkő
Felsőnyárád 227	158,1	362,1	5,8	mállott agyagpala
Felsőnyárád 228	191,7	245,0	6,0	agyagpala és mészkő
Felsőnyárád 230	158,4	342,0	2,0	agyagpala
Felsőnyárád 240	182,4	322,4	7,6	agyagpala és mészkő
Felsőnyárád 241	243,0	285,3	36,0	agyagpala és mészkő
Jákfalva 17	196,5	369,4	22,0	agyagpala és mészkő
Jákfalva 19	199,5	203,0	(26,0)	mállott agyagpala
Jákfalva 23	240,1	284,5	42,0	agyagpala és mészkő
Jákfalva 24	166,3	193,0	37,0	agyagpala és mészkő
Jákfalva 25	169,3	150,0	20,0	agyagpala és biogén mészkő
Kurityán 566	191,1	301,0	17,7	agyagpala
Rudabánya „5"	252,0	375,0	19,0	mállott agyagpala
Sajókaza 177	242,4	307,0	51,2	agyagpala és mészkő

Az agyagpala főleg szericitből épül fel, átlagosan 10 μ nagyságú kvarcszemcsékkel. Friss állapotban sötétszürke, vagy fekete színüket EMSZT M. szerint a Felsőnyárád 214. és Jákfalva 23. sz. fúrás mintái alapján 1% körüli, szerves kötésben levő szénanyag (C) okozza. Az agyagpalarétegek – kicsiny elektromos ellenállásuknál fogva – a fúrások karottázsgörbéin a rossz magkihozatal ellenére is jól felismerhetők. A finoman kristályos mészkőrétegek anyaga finomeloszlású szervesanyagtól sötétszürkére festett kalcit, olykor kevés kvarc-, szericit-, klorit- és földpátszemcsével. A Jákfalva 25. sz. fúrás mészkőanyagában 1–2 mm nagyságú fekete, fénylő antracitszemcséket is megfigyeltünk. A legtöbb antracitszemcsét tartalmazó (max. 1 cm vastagságú) rétegecske szerves széntartalma GUZY K.-NÉ szerint 10,72%. A rétegek mészkőtagjaiból általában csak rossz megtartású és felismerhetetlen ősmaradványok kerültek elő, a J. 25. sz. fúrás biogén jellegű mészköve azonban további vizsgálatra érdemes. JÁMBOR Á. (1959) véleményéhez csatlakozva a szóbanforgó képződményekben a Szendrői-hegység legfelső (III) sorozatának képződményeit látjuk.

E képződményekkel hasonló kifejlődésű triászképződmények is érintkeznek, melyeknek a devontól való elválasztása pl. a Jákfalva 29. és 30. sz. fúrás mintáin sem volt pontosan keresztülvihető. Hasonló elkülönítési nehézségek merültek fel Sajókaza és Sajógalgóc körül, ahol a fúrásokkal megütött medencealjzat anyagának az upponyi alsó-karbonhoz vagy a szendrői ópaleozóikumhoz való tartozása ma még eldöntetlen kérdés.

A medencealjzat képződményeinek felső része mállott. Az agyagpala a legtöbb helyen a kloritosodáson túlmenően illitesedett, majd kaolinosodott. Sem a palaanyag e felső 1–2 m-nyi fellazult részéből, sem a harmadidőszaki rétegsor e felett következő, uralkodóan palatörmelékből álló agyagos talprétegeiből nem könnyű magot nyerni. A kettő elkülönítése, illetve a határ pontos megállapítása tehát nehezen vihető keresztül.

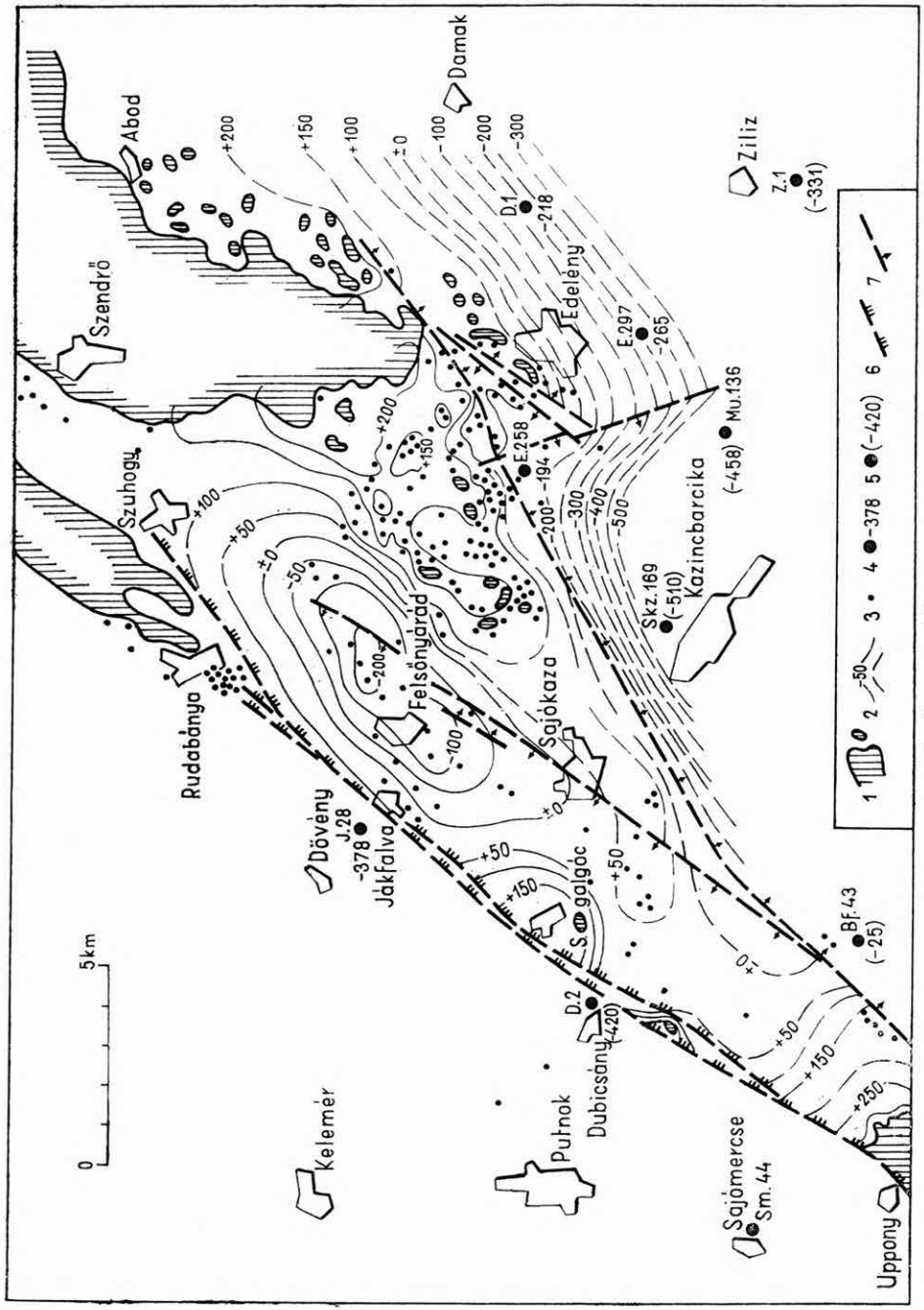
Rudabányai típusú triász

Az Upponyi-hegységtől a Rudabányai- és Szendrői-hegységig követhető varisztikus pászta (2. ábra) NyÉNy felé a Rudabányáig meghosszabbított (PANTÓ G. 1952) darnói rátolódás mentén a rudabányai típusú triászra tolódott (PANTÓ G. 1954). A rátolódott paleozóos képződmények homlokperemétől Ny-ra a Jákfalva 28. sz. fúrás 488–557 m között meredek dőlésű, részben palás szerkezetű, lilás, rózsaszínes, meszes aleurit-, kőzetlisztes muszkovitos agyagpala-, agyagos mészkő-, meszes finomszemű homokkőrétegeket harántolt, amelyek (ősmaradványok híján pusztán kőzettani analógia alapján) a rudabányai triász seisi (esetleg campili) rétegeivel egyeztethetők.

B) Harmadidőszaki képződmények

Rupéli–katti

Az újabb kutatófúrások közül csupán a darnói rátolódás Ny-i oldalán fekvő Jákfalva 28. sz. fúrás harántolt faunával igazolt rupéli összletet a 123–488 m mélységközön belül (I. sz. melléklet). A fúrásban az alsó-triász anyagú


Abod
Szendrő
Szuhogy
Rudabánya
Damak
Ziliz
Edelény
Felsőnyárád
Sajókaza
Kazincbarcika
Dövény
Jákfalva
S. galgóc
Kelemér
Putnok
Dubicsány
Sajómercse
Uppony
D.1
-218
E.297
-265
E.258
-194
Mu.136
(-458)
Skz.169
(-510)
Z.1
(-331)
J.28
-378
D.2
(-420)
Bf.43
(-25)
Sm.44
0
5km
1
2
3
4
5
6
7
-378
(-420)

2. ábra – Abb. 2.

medencealjzatra alul durvaszemű laza homokkő, majd kőzetlisztes homokkő települ, legalul kevés, legfeljebb 4—5 mm ∅-jű kaviccsal, melyek anyaga közelből származó, piritesedett, szericites ópaleozóos agyagpala, kvarc és kvarcit, valamint kevés lilásrózsaszínű alsó-triász agyagpala. E 10 m vastag törmelékes képződmény felett egyveretű, uralkodóan márgás aleuritból álló összlet következik 355 m vastagságban. Az összlet felső harmadában két glaukonitos homokkő-, illetve glaukonitos aleuritközbetelepülés található. Kisebb mennyiségű glaukonit ezen kívül a kavicsos, homokos bázisképződmény felső határán is megfigyelhető. Az összlet egyéb részeiből a részletes vizsgálat során kimutatott glaukonitszemcsék makroszkóposan általában nem észlelhetők.

Az összlet makrofaunája szegényes és rossz megtartású alakokból áll. BODA J. előzetes meghatározása szerint a fauna rétegtani szintet nem jelez, és mindvégig tengeri jellegű.

Az összlet Foraminifera-társasága NAGYNÉ GELLAI Á. vizsgálata alapján a makrofaunánál sokkal gazdagabb és kisebb-nagyobb változásokkal az egész összletben kitart. Foraminiferái alapján a 365 m vastagságú összlet két részre tagolható, melyek határvonalát 300 m mélységben vonhatjuk meg.

Az átmenő alakokat nem tekintve, az alsó 188 m-es részben az alábbi fajok mutatkoznak: *Clavulinoides szabói* (HANTK.), *C. alpina* CUSHM., *C. habanensis* CUSHM. & BORN., *Robulus arcuatostriatus* (HANTK.), *Nodosaria crassa* HANTK., *Cassidulina crassa* D'ORB., *Dentalina approximata* RSS., *Cibicides ungerianus* (D'ORB.), *Textularia trochus* D'ORB., *Planularia kubinyii* (HANTK.), *Siphonina reticulata* (ČŽJ.), *Pullenia quinqueloba* RSS., *Eponides budensis* (HANTK.).

A felső összletet az alábbi Foraminiferák jellemzik: *Robulus inornatus* (D'ORB.), *Bulimina buchiana* D'ORB., *Bolivina dilatata* RSS., *Nonion soldanii* (D'ORB.), *Dentalina adolphina* D'ORB., *Sphaeroidina bulloides* D'ORB., *Guttulina problema* D'ORB., *Martinottiella communis* (D'ORB.), *Polymorphina sororia* RSS., *P. ovalis* D'ORB., *Virgulina schreibersii* (ČŽJ.), *Angulogerina angulosa* (WILL.), *Bulimina truncana* GÜMB., *Robulus vortex* (F. & M.), *Bolivina reticulata* HANTK., *Planulina costata* (HANTK.), *Marginulina fragaria* GÜMB.

Mindkét rétegtagban meglevő alakok: *Robulus cultratus* (MONTF.), *Spiroplectammina carinata* (D'ORB.), *Bulimina elongata* D'ORB., *Bolivina punctata* D'ORB., *Cibicides dutemplei* (D'ORB.), *C. propinquus* (RSS.), *Lagena*

---

2. ábra. A medencealjzat magasabb helyzetű pásztájának domborzata kutatófúrások alapján

Jelmagyarázat: 1. paleo—mezozóos képződmények a felszínen és felszínközelben, *2.* medencealjzat Af. magassága (m-ben), *3.* szerkesztéshez felhasznált kutatófúrás helye, *4.* fontosabb kutatófúrás (a medencealjzat Af. mélységadatával), *5.* fontosabb kutatófúrás a medencealjzat elérése nélkül (a fúrás talpának Af. magasságával), *6.* rátolódási vonal, *7.* fontosabb törésvonalak

Abb. 2. Relief des höher gelegenen Streifens des Beckenuntergrundes auf Grund von Erkundungsbohrungen

Zeichenerklärung: 1. palāo—mesozoische Bildungen an der Oberfläche und in der oberflächennahen Zone, *2.* Meereshöhe des Beckenuntergrundes (in m), *3.* Stellen der zur Kartenherstellung herangezogenen Erkundungsbohrungen, *4.* wichtigere Erkundungsbohrungen (mit Angaben über die Tiefe des Beckenuntergrundes ü. d. M.), *5.* wichtigere Erkundungsbohrungen, die den Beckenuntergrund nicht erreicht haben (mit Angabe der Sohlentiefen ü. d. M.). *6.* Überschiebungslinie, *7.* wichtigere Bruchlinien

striata (D'ORB.), *Gyroidina soldanii* (D'ORB.), *Uvigerina pygmaea* D'ORB., *Nodosaria spinicosta* D'ORB., *Planulinella osnabrugensis* (MÜNST.).

Az összlet mélyebb része [a 384—392 m mélységközben előforduló *Clavulinoides szabói* (HANTK.), *C. alpina* CUSHM. és *C. habanensis* CUSHM. & BORN. alapján] nyilvánvalóan alsó—középső-rupéli. Felső része viszont felső-rupéli, esetleg alsó-katti lehet.

Burdigalai—katti (?)

Míg a J.28. sz. fúrásban megütött, triász képződményekből álló medencealjzat fölött rupéli üledékek fekszenek, a keletebbre fekvő terület paleozóos képződmények alkotta talpazatának mélyedésében (a tágabb értelemben vett feketevölgyi mélyedésben) burdigalai—katti (?) emeletbe sorolható üledékeket* fúrtak át (I. sz. mell.). A két terület fejlődéstörténetében mutatkozó különbség csupán a burdigalai—helvét emeletek határán egyenlítődik ki, amennyiben mind a J.28. sz. fúrás rupéli—katti mind a feketevölgyi mélyedés burdigalai—katti (?) képződményeit egységesen az alsó riolittufa fedi.

Mint a 2. és 14. ábra mutatja, a feketevölgyi terület burdigalai—katti (?) rétegsora az itteni, meglehetősen magas helyzetű medencealjzat-vonulat viszonylag meredekpartú, mintegy 250 m szintkülönbségű, ÉK—DNy-i csapású mélyedését tölti ki. E medence belsejének a peremi kifejlődésnél jóval vastagabb (mintegy 300 m-nyi) rétegsorát kezdetben szárazföldi—édesvízi, majd édes és csökkentsósvízi, végül uralkodóan tengeri eredetű törmelékes kőzetek építik fel (3. ábra).

A paleozóos kőzetek lepusztulási felszínére 1—2 m vastag, helyi jellegű törmelék települ, amire mintegy 10—12 m vastag agyagösszlet után limnikus barnakőszéntelep következik. A telepet „α-"val jelöljük. Ez a telep Felsőnyárádtól D-re a Feketevölgy I. akna területén még 20—30 cm vastagságú és erősen agyagos kifejlődésű. Felsőnyárádtól ÉK-re azonban a Feketevölgy II. és III. akna területén vastagsága már a 2 m-t is meghaladja. Az „α" telep fölött, általában 30 m vastag, agyagos és durvább törmelékes meddő összlet után újabb, limnikus eredetű és változó felépítésű kőszéntelep következik („β" telep). Ennek vastagsága a Feketevölgy I. területén a Jákfalva 17. sz. fúrás környékén közel 20 m, de nagyon gyakoriak benne a meddő közbetelepülések. A Feketevölgy II. és III. akna területén viszont ez a telep már jóval kisebb vastagságú (kb. 2 m) és felépítése is egyöntetűbb.

A felső telep közelében, de főleg annak közvetlen fedőjében, mindkét területrészen fehéresszürke, duzzadó agyag van. A telep magasabb fedőjét adó uralkodóan szürke, csökkentsósvízi rétegek tengeri és mocsári jellegű betelepüléseket is tartalmaznak, majd végül tiszta tengeri rétegekbe mennek át. A mocsári képződményeket legfeljebb 10—20 cm vastag, sziderites vasérlencsék és elszórt szideritgumók jellemzik, melyek a medencealjzat felszínétől kezdve a szóban forgó rétegösszlet mélyebb részében is megfigyelhetők.

* A „burdigalai—katti (?)" megjelölésbe az aquitán lehetőségét is beleértjük, miután a magyar geológusok és paleontológusok többsége az aquitán emelet elnevezés használata mellett döntött (1962).

A vázolt rétegcsoport legteljesebb szelvénye a Feketevölgy III. akna területén tanulmányozható. Itt az összlet felső részében gyakoriak a laza, homokos és uralkodóan palakavicsos betelepülések, több-kevesebb szenesedett növényi törmelékkel.

A felső barnakőszéntelep felett 5—30 m-rel (az F.214. sz. fúrás kivételével) egy gyakran két rétegből álló, legfeljebb 2 m vastagságú, bontott riolittufa- ill. -tufitbetelepülés van. Ettől eltérő viszonyokat észleltünk az F.214. sz. fúrásban; itt az összlet talprétegei felett néhány m-rel már megtalálható a fent említett riolittufabetelepülés. Barnakőszéntelep itt csak a riolittufit fedőjében levő tengeri—csökkentsósvízi összlet közepe táján mutatkozott. E jelenséget többféleképpen magyarázhatjuk. A fúrás medenceperemi helyzetét tekintve, legvalószínűbbnek az látszik, hogy ez a telep fiatalabb a medence belsejének riolittufa alatti felső (β) telepénél.

A medence belsejét jellemző, fentebb leírt rétegsorral szemben a medenceperemi részeket szárazföldi típusú, barna és vöröstarka, a medencealjzat mállott törmelékét tartalmazó agyagfelhalmozódás jellemzi. E peremi tarkaagyagkifejlődés legjellegzetesebb előfordulását a J.23. sz. fúrás harántolta. A DTA- és röntgenvizsgálatok, valamint a kémiai elemzések szerint e peremi szárazföldi rétegcsoportra a kaolinit, a medence mélyebb pontjainak szürke agyagrétegeire pedig az illit jellemző (BÁRDOSSY GY. 1960a).

Medenceperemi típusú tarkaagyagbetelepülések több esetben a medence belsejének szürke rétegei között is előfordulnak. A legfiatalabb tarkaagyagréteg a felső barnakőszéntelep felett 90 m-rel, az F.227. sz. fúrásban jelentkezett.

A szóban forgó rétegösszlet makrofaunáját a J.17. sz. fúrásból SCHRÉTER Z. az F.201, 213. és 214. sz. fúrásból KECSKEMÉTINÉ KÖRMENDI A., az F.224. sz. fúrásból pedig BODA J., az összlet mikrofaunáját a J.17. sz. fúrásból SIDÓ M., a többi négy fúrásból LAKY I. határozta meg (2. sz. táblázat). Említésre méltó ősmaradványokat csak a medencebeli kifejlődésű rétegsor felső telep feletti része tartalmaz. Csupán az F.214. sz. fúrás jelent kivételt, amelyben a széntelep alatti összlet is tartalmaz ősmaradványokat. Ez némiképpen alátámasztja e rétegnek, illetve telepnek a „β" telepnél fiatalabb voltára vonatkozó fentebbi nézetünket.

2. táblázat

A burdigalai – katti (?) összlet ősmaradványai

Fajok	Fúrás jele, száma					Összesítve	
	F. 214	J. 17	F. 201	F. 213	F. 224	a	f
1	2	3	4	5	6	7	8
Foraminifera							
Textularia carinata D'ORB.		a				+	
Martinottiella communis D'ORB.	f						+
Quinqueloculina seminula (LAM.)	f						+
Robulus cultratus (MONTF.)		f					+
Dentalina sp.		f					+

2. táblázat folytatása

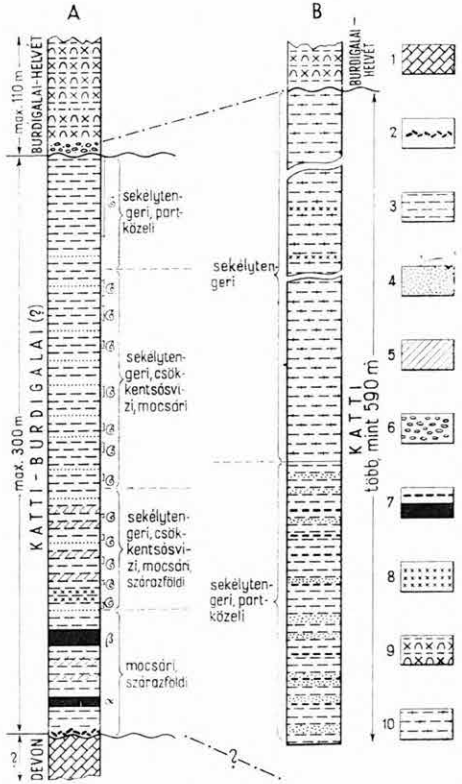
1	2	3	4	5	6	7	8
Nodosaria crassa HANTK.		f					+
Nodosaria cfr. *latejugata* GÜMB.		f					+
Lagena apiculata RSS.		f					+
Polymorphina sp.		f					+
Guttulina problema D'ORB.		f					+
Nonion boueanum (D'ORB.)				f			+
Nonion commune (D'ORB.)				a f		+	+
Nonion granosum (D'ORB.)				a f		+	+
Nonion soldanii D'ORB.		f					+
Bulimina elongata D'ORB.		f		f			+
Bulimina pupoides D'ORB.		f					+
Uvigerina pygmaea D'ORB.		f					+
Virgulina sp.		f					+
Gyroidina soldanii D'ORB.		f					+
Rotalia beccarii (L.)	f	f		a f		+	+
Rotalia calcar (D'ORB.)	f			a f		+	+
Eponides sp.		f					+
Globigerina bulloides D'ORB.		f					+
Orbulina sp.		f					+
Planulinella osnabrugensis (MÜNST.)		f					+
Cibicides propinquus RSS.		f					+
Spongia							
Szivacstű és szivacsképlet	a f			a f		+	+
Scaphopoda							
Dentalium sp.					f		+
Gastropoda							
Trochus sp.				a		+	
Pseudonina reyti COSSM. – PEYR.	f						+
Hydrobia sp.		f					+
Theodoxus (Vittoclithon) pictus (FÉR.)			a	a f	f	+	+
Theodoxus sp.		f					+
Rissoa sp.		f					+
Protoma cathedralis BRONG.				a		+	
Turritella (Haustator) turris BAST.	f	f					+
Turritella (Haustator) beyrichi HOFFM.		f					+
Turritella (Haustator) eryna D'ORB. var. *turriformis* WOORTH.				a		+	
Turritella sp.			a			+	
Brotia cfr. *escheri* BRONGN.		f					+
Melanopsis (Lyrcaea) impressa KRAUS		f					+
Tympanotonus margaritaceus (BROCC.)	f			f	f		+
Tympanotonus margaritaceus BR. var. *moniliformis* GRAT.		f					+
Potamides plicatus BRUG.		f					+
Terebralia subcorrugata D'ORB.	f						+
Bittium sp.				a f		+	+
Cerithium sp.	f			a f	f	+	+
Scala (Stenorhytis) proglobosa SACCO			a			+	
Scala sp.				a		+	
Strombiformis subullata DONW.	f						+
Syrnola sp.	f						+

2. táblázat folytatása

1	2	3	4	5	6	7	8
Calyptraea sp.	f		a	a		+	+
Aporrhais cfr. *alatus* EICHW.		f					+
Aporrhais sp.				a		+	
Pereiraea gervaisi VÉZIAN (cfr.)				f			+
Natica sp.	f		a	a	f	+	+
Murex sp.		f					+
Dorsanum miocaenicum (MICHT.)	f						+
Nassa sp.		f		a	f	+	+
Bulla sp.		f		a f		+	+
Cylichna cylindracea convoluta BROCC.	f						+
Cylichna pseudoconvoluta subcylindrica D'ORB.			a			+	
Lamellibranchiata							
Nucula sp.					f		+
Arca turoniensis DUJ.				a		+	
Arca diluvii LAM.	f	f					+
Arca sp.				a	f	+	+
Mytilus aquitanicus MAY.			a	a		+	
Mytilus sp.	f			a		+	+
Modiola sp.				a f		+	+
Congeria sp.			a	a	f	+	+
Pecten sp.					f		+
Anomia sp.				f			+
Ostrea sp.	f			f			+
Cardita sp.					f		+
Cyprina sp.					f		+
Lucina sp.			a			+	
Cardium sp.	f	f		a f	f	+	+
Gouldia minima (MONT.)				a		+	
Venus sp.					f		+
Donax sp.	f						+
Pitaria erycinoides (LAM.)				a		+	
Pitaria sp.	f	f		a f		+	+
Psammobia elatior COSSM.–PEYR.				a		+	
Psammobia sp.	f						+
Abra sp.		f					+
Capsa lucunosa CHEMN.				a		+	
Macoma elliptica ottnangensis HÖRN.			a			+	
Crustacea							
Ostracoda sp.	f			a f		+	+
Balanus sp.	f		a	a	f	+	+
Decapoda töredék				a	f	+	+
Echinodermata							
Echinoidea tüske	a f			a f		+	+
Pisces							
töredék, pikkely, otolithus						+	+
cfr. *Chrysophris* sp. (fog)	f						+

F = Felsőnyárád a = a tufaszint alatti összletből
J = Jákfalva f = a tufaszint feletti összletből

Minthogy az összlet faunája egyaránt lehet katti (akvitán) vagy burdigalai, a bezáró képződmény besorolása tekintetében végleges álláspontot ma még nem foglalhatunk el. Szükségszerűnek tartjuk azonban annak felemlítését, hogy a többek által erősített burdigalai kormegítéléssel szemben a magunk részéről inkább a katti (akvitán) emeletbe osztás lehetőségét hangsúlyozzuk. E mellett szól mindenekelőtt az, hogy annak a megemelt helyzetű medencealjzat-vonulatnak a közelében, amelynek mélyedésében ez a 150 – 300 m vastagságú, alsó riolittufa alatt fekvő széntelepes összlet elhelyezkedik, kétségtelenül igazolt burdigalai kori képződmény nem található, katti viszont igen. Könnyen lehet tehát, hogy a szóban forgó összlet a környező, kattinak tartott képződmények öbölszerűen elkülönült, magasabb helyzetű részen kialakult heteropikus fáciese. Ebből kiindulva már most indokolt a feketevölgyi rétegeket a kazincbarcikai Skz. 169. sz. fúrás 76 – 666,5 m közé eső, kattinak tartott rétegeivel összehasonlítani (3. ábra).



3. ábra. A feketevölgyi katti – burdigalai (?) típusszelvény (A) és az Skz (Kazincbarcika) 169. sz. fúrás katti összletének (B) összehasonlítása

Jelmagyarázat: 1. devon, *2.* a medencealjzat törmeléke, *3.* agyag és aleurit, *4.* homok, *5.* tarka agyagrétegek, *6.* kavics, *7.* barnakőszéntelep és telepnyom, *8.* tufabetelepülés, *9.* „alsó riolittufa", *10.* aleurit

Abb. 3. Vergleich des chattisch – burdigalischen (?) Typusprofils von Feketevölgy (A) mit dem chattischen Schichtenkomplex der Bohrung Skz (Kazincbarcika) Nr. 169. (B)

Zeichenerklärung: 1. Devon, *2.* Schuttmaterial des Bekkenuntergrundes, *3.* Ton und Aleurit, *4.* Sand, *5.* Buntonschichten, *6.* Schotter, *7.* Braunkohlenflöz und Flözspur, *8.* Tuffeinlagerung, *9.* „unterer Rhyolithtuff", *10.* Aleurit

Az Skz. 169. sz. fúrás Kovács L. által meghatározott ősmaradványait (Kovács L. – Verebélyi K. – Boldizsár I. 1962) nem közöljük, ugyanis a fúrás teljes vizsgálatának eredményeit a szerzők megjelentetésre már előkészítették. Megjegyezzük azonban, hogy az elkülönített két fő rétegcsoportot az ősmaradványtársaság megoszlása szépen jelzi, amelyről a 3. sz. táblázat is tájékoztat.

E fúrásnak az alsó riolittufa alatt fekvő rétegsora észlelésünk szerint két fő tagra különíthető. Az 554 – 666,5 m-ig (vagyis a fúrás talpáig) terjedő mélyebb tag agyagos és homokosabb rétegek gyakori váltakozásából áll, 5 – 10 cm-es barnakőszéncsíkokkal és -nyomokkal (3. ábra). A 76 – 554 m közötti felső tagozat egyveretűbb, finomabb szemű, főleg agyagos kifejlődésű; kőzetlisztes, homokos és meszes – márgás betelepülései közel sem olyan élesen határolódnak el, mint az alsó tagozat durvább és finomabb rétegei.

3. táblázat

Csoport	Alsó	Felső	Mindkét	Fajszám összesen
	összletből ismert fajok száma			
Foraminifera	18	53	74	145
Anthozoa	1			1
Lamellibranchiata	11	8	5	24
Gastropoda	9	9	2	20
Pisces		2		2
Ostracoda	2	1	2	5

Saját megfigyelésünk szerint az összlet legfelső, mintegy 100 m vastagságú részének jellemzője a 2—3 mm átmérőjű, lapos *Bathysiphon* maradvány, amely megegyezni látszik a *B. taurinensis* SACCO fajjal. Ezt az alakot, mint arra MAJZON L. (1957) rámutatott, JASKÓ S. (1940) a Rima és Tarna közének felső-oligocén rétegeiből tévesen „*Protulites segmenta* JASKÓ" néven említi.

Az Skz.169. sz. fúrás, valamint a feketevölgyi fúrások alsó riolittufa alatti összlete egyaránt transzgressziós jellegű képződmény, amelyet mindkét területen barnakőszenes kifejlődés is kísér. A fő különbséget köztük az adja, hogy az Skz.169. sz. fúrás vonatkozó rétegösszlete partközeli—csökkentsósvízi, a feketevölgyi területé pedig szárazföldi képződményekkel indul (bár a kazincbarcikai összlet talprétegeit még nem ismerjük). Eltérés van továbbá az összehasonlított képződmények szemnagyságában, ősmaradvány-tartalmában, sőt anyagában is. Mindezek a lepusztulási terület különbözőségét és a felhalmozódás eltérő körülményeit jelzik. Az Skz.169. sz. fúrás említett rétegeinek anyaga távolabbi kristályos területről való származásra utal, ezzel szemben a feketevölgyi összlet anyagában sok a helyi, paleozóos (esetleg triász) törmelék.

Végeredményben tehát a magasabb térszínen fekvő „burdigalai—katti (?)" összlet a Borsodi-medence ismertebb felső-oligocén összletének helyettesítő fáciese is lehet. Az eddig meghatározott és még rendelkezésre álló ősmaradványok folyamatban levő összehasonlító feldolgozása, valamint az újabb kutatófúrások adatai miden bizonnyal megoldják a jelenlegi kérdéseket.

Burdigalai—helvét

1. Kavics, konglomerátum

A katti—burdigalai (?) rétegcsoport leülepedését lepusztulás követte, amire többek között az itteni, legfeljebb 10 m vastagságú, egyenlőtlen településű szárazföldi, durva, vegyes anyagú kavics és konglomerátum is utal. A lepusztulást legszebben az ÉK—DNy irányú metszet szemlélteti (II. mell. E—F szelv.). A kavicsok anyaga főleg a közeli paleozóos agyagpala- és mészkősorozatokból származik. Durvább szemű és épebb, mint a burdigalai—katti (?) rétegcsoportban található hasonló anyagú kavics.

A feketevölgyi területtől DDNy-ra a Dubicsány 2. sz. fúrás a feketevölgyivel azonos rétegtani helyzetben 300 m-t meghaladó hosszban jutott

hasonló összetételű kavicsos – homokos és konglomerátumos összletbe, melyben a kőzetből ki nem szabadítható tengeri jellegű, s leginkább a burdigalai emeletre utaló ősmaradványok találhatók. Lehetséges, hogy a vastag (bár meredek dőlésű), dubicsányi konglomerátumösszletnek Felsőnyárád környékén a csupán néhány méter vastagságú kavics – konglomerátum felel meg. Emellett lehetséges, hogy az említett „burdigalai – katti (?)" összlettel azonosítható. A kérdést egy újabb, pontosabban kivitelezett fúrás dönthetné el, amely a Dubicsány 2. sz. fúrás közelében egészen a medencealjzatig, vagy a biztos oligocén rétegekig mélyülne.

2. Az alsó riolittufa összlet

A feketevölgyi területnek ez a – borsodi viszonylatban szokatlanul vastag (110 m-t is elérő) – nagyrészt áthalmozott anyagú, agyagos – homokos – kavicsos, felső részében pedig kőszenes lencséket tartalmazó tufa – tufit összlete általában az előbb említett kavics – konglomerátum-összletre, annak hiánya esetében pedig eróziós diszkordanciával közvetlenül a „burdigalai – katti (?)" vagy még idősebb képződményekre települ. A szenes betelepüléseket kísérő meddőben olyan, a *Cyclotellák* alakkörébe tartozó csökkentsósvízi – édesvízi kovamoszatok találhatók, melyek a fedő helvét rétegsor V. sz. telepének alsó agyagos kifejlődésű részében már szinte kőzetalkotó mennyiségűvé szaporodnak.

A kőszénképződés az alsó riolittufa-összlet felső részében hasonló körülmények között indul meg, mint a riolittufaösszlet feletti (helvét) V. telep kezdetén. A riolittufaösszlet nagymértékű áthalmozódása miatt a feketevölgyi területen nem is tudjuk élesen elkülöníteni a helvét emelet kezdeti rétegeit, miután az alsó riolittufa anyaga első ízben a burdigalai emelet végén halmozódott ugyan fel, de annak az egykori térszín mélyedéseibe történő áthalmozódása már a helvét emeletbe átvezető folyamat.

Helvét

Az alábbiakban a helvét összletet olyan jellegzetes szintekre, illetve több km-en túl is szintálló csoportokra osztva tárgyaljuk, amelyek amellett, hogy nagyrészt már a mélyfúrások kevés maganyaga alapján is felismerhetők, a folyamatban levő részletesebb faciológiai és ősföldrajzi munkához is alapul szolgálnak.

1. Az V. sz. barnakőszéntelep

A helvét emeletnek az alsó riolittufaösszlet kőszenes betelepülésekkel tagolt felső részéből éles határ nélkül kifejlődő, legalsó, 5 – 7 m vastagságú tagja ez, amelynek azonban általában csak a felső 2 – 3 m-es része műre érdemes. A régi fúrási rétegsorok 8 – 10 m-t meghaladó vastagsági adatai nem helytállók.

Az V. telep alsó része agyagos barnakőszén, szenes és szénnyomos agyag váltakozásából áll, amit 2 – 3 (egyenként legfeljebb 10 cm-es) riolittufa-, ill. -tufitbetelepülés tarkít. Az alsó részre jellemző a *Cyclotella* nemzetség egy-két fajjal képviselt alakjainak vékony rétegecskében való feldúsulása. Az alsó telepszakasz magasabb részében gyökérmaradványos szint is megfigyelhető. Ez alatt rendszerint kb. 50 cm-nyi agyagos barnakőszénréteg települ, amelynek

elválási lapjain sok a fenyőtű. Ez a szint telepazonosítási szempontból is figyelemre méltó, mert az V. telep távolabbi előfordulásain (Sajókaza – Kazincbarcika) is megvan. Ugyanakkor a *Cyclotellák* magukban nem alkalmasak rétegazonosításra, miután a medence helvét összletének több tufás – tufitos rétegéhez kötve is megtalálhatók.

A telep műrevaló felső részén helyenként kovás erezettség vagy átitatódás (lencse), másutt gyantás kiválás is mutatkozik. Az V. számú barnakőszéntelep nagy elterjedése az alsó riolittufa lerakodása előtt keletkezett térszínkülönbségek messzemenő kiegyenlítődését jelzi.

2. Alsó cardiumos összlet

E néven az V. telep fedőjének 35 – 40 m összvastagságú csökkentsósvízi és tengeri, kőzettanilag 3 szintre bontható részét foglaljuk össze, amelynek leggyakoribb ősmaradványai a *Cardium* nemzetségből kerülnek ki. Az összlet három részre oszlik:

a) A *finomhomokos meszes aleurit* 8 – 15 m vastagságú; benne az uralkodó *Cardium (Cerastoderma) edule* L. var. *arcella* DUJ. mellett gyakori a *Theodoxus (Vittoclithon) pictus* (FÉR.), ritkább a *Pitaria* sp. és *Nassa* sp. olykor – különösen az összlet alsó határa közelében – lumasellás rétegek is megfigyelhetők, a tömeges *Cardium* és *Theodoxus* fajok mellett *Solen* sp. és *Ostrea* sp. szórványos jelentkezésével. Nagyon ritkán *Congeria* sp. is akad. A mikrofauna szegényes, főleg *Rotalia beccarii* (L.), ritkábban *Ostracoda* fajok fordulnak elő. Az összlet legfelső, homokosabb részén az ősmaradványhéjak feloldódása tapasztalható.

A felső részben általános elterjedésű egy bryozoás szint, melyen belül legtöbbször a növényi szármaradványokon és a szármaradványokra telepedett Bryozoákon 1 mm átmérőjű *Serpula*-házak ülnek. Az együttes figyelemre méltó biocönózisra vall, amennyiben a Bryozoák és a férgek fenti csoportjába tartozó maradványok a helvéti összlet fiatalabb rétegeiben is együtt jelennek meg.

b) A *homokrétegek* az aleuritösszletre települnek, 25 – 30 m vastagságban. A homok alsó és felső határán fokozatos átmenet mutatkozik. Rétegei gyakran agyagosak, helyenként meszes kötésű homokkőpadok is találhatók. A homokösszlet felső része durvábbszemű, néha kavicsos betelepüléseket is tartalmaz. E rétegekben a *Cardium (Cerastoderma) edula* L. var. *arcella* DUJ. lenyomatain kívül ritkán szenesedett növényi törmelékek találhatók (egy-két 5 – 10 cm-es uszadékfa-darab is előkerült).

c) A *homokos – meszes aleurit, agyagos kőzetlisztes homokrétegek* vastagsága 5 – 9 m; fokozatos átmenettel fejlődnek ki a fekvő homokból. Makrofaunáját ugyancsak a Cardiumok uralják; az összletben két vékony, csaknem kizárólag Ostrea-teknőkből álló pad is van. SCHRÉTER Z. szerint az F.166. sz. fúrásban *Ostrea (Crassostrea) crassissima* LAM. fordult elő. Mikrofaunája: *Rotalia beccarii* (L.), *Nonion granosum* (D'ORB.), *Elphidium striatopunctatum* (F. & M.) és *Ostracoda*-fajok.

3. Apró-congeriás zöld agyag

A IV. – V. telep közötti homokos kifejlődésre 0,6 – 1,0 m vastagságú, zöld, palás agyag (feltehetően csendesvízi lagunaüledék) következik, amelyben uralkodnak a Congeriák és gyakoriak a halmaradványok.

4. Alsó cardiumos – pitariás összlet

Ez az összlet két részre bontható:

a) A *kőzetlisztes és homokos aleurit* kisebb mélyülést jelez, átlag 5 m vastag. Alsó részét a kagylóembriók nagy száma jellemzi; gyakran találhatók azonban apró, vörösesbarna *Liquidambar*-termések is (PÁLFALVY I. meghatározása). E fölött *Cardium*- és *Meretrix*-fajokkal jellemzett rétegek vannak. SCHRÉTER Z. szerint a faunában *C. arcella* DUJ. és *M. islandicoides* (LAM.) fordul elő; ritkábban *Potamides* sp. is található. Az összlet legfelső része általában zöldes árnyalatú és tufitos jellegű. Mikrofaunájában újabb alakok nem jelentkeznek.

b) Tufás homok csupán a Felsőnyárád 204. és a Sajókaza 177. sz. fúrások területén (melyekhez részben az F. 196. és F. 195. sz. fúrás is hozzátartozik), közvetlenül a IV. telep alatt, illetve az előző rétegek fölött észlelhető, kb. 1 m vastagságban. E rétegek lencseszerű elterjedését azzal magyarázzuk, hogy a IV. telep képződését megelőző lefűződés után a kis mennyiségű tufaszórás anyaga a mélyebb területrészekre mosódott össze.

5. A IV. sz. barnakőszéntelep

A telepet 5 – 10 cm szenes – szénnyomos agyag vezeti be. Az e feletti 1,2 – 2 m vastagságú barnakőszén 5 cm-nél vastagabb agyagbetelepülést nem tartalmaz, általában csak vékony tufa-, illetve tufitcsíkok tarkítják. Két (max. 5 cm-es) tufitbetelepülés csaknem minden fúrás telepszelvényében megfigyelhető volt. Ritkán 3 – 5 tufitcsíkot is magábazár a telep.

6. Congeriás agyagösszlet

Ez a 4 – 6 m vastag, jellegzetes rétegtag több részből áll. A IV. telepet helyenként 0,5 m-t is elérő vastagságú kemény, édesvízi hydrobiás agyag, általában azonban lumasella-paddá dúsult csökkentsósvízi congeriás réteg fedi.

A congeriás réteg főleg a *Congeria clavaeformis* KRAUS teknőit tartalmazza, Ostrea-héjak kíséretében. Felfelé a lumasella-padok között jellegzetesek a főleg csak *Cardium arcella* DUJ. tartalmú kemény agyagrétegek és a IV. telep feküösszletében említett aprócongeriás zöld agyaghoz hasonló, zöldes árnyalatú, finomszemű, puha, palás elválású agyagrétegek is. SCHRÉTER Z. a IV. telep fölötti rétegösszletből a fenti faunaelemeken kívül még *Potamides* sp., *Hydrobia stagnalis* BAST., *Nassa* sp., *Ostrea (Crassostrea) gingensis* SCHLOTH. alakokat határozott meg. A palás agyagrétegből halmaradványok és halkoprolitok is előkerültek.

Az összlet mikrofaunája az F. 166. sz. fúrás alapján főleg *Rotalia beccarii* (L.), *Nonion granosum* (D'ORB.), *Ostracoda* sp. és szivacsképletek.

7. Terpsinoés, tufás, kőzetlisztes agyag

Az előbbi rétegtag felső határát a lassú, fokozatos átmenet miatt általában a Congeriák kimaradásával vonjuk meg. Innen kezdve a Cardium és Pitaria alakokkal jellemzett aleuritrétegek megjelenéséig olyan, kb. 0,5 m vastag átmeneti, kőzetlisztes agyagréteg mutatkozik, amelybe legfeljebb 10 – 20 cm, gyakran azonban csak 1 – 2 cm vastagságú riolittufacsík települ. A bontott tufaanyag a bezáró agyagréteg hálózatos repedéseibe is behatolt.

A tufacsíkot bezáró anyag néhány *Cyclotella* mellett nagy mennyiségben tartalmaz *Terpsinoe intermedia* GRUN. kovaalga-példányokat (HAJÓS M. meghatározása szerint). Feltehetően hasonló rétegtani helyzetű a Sajóbábony 2. sz. fúrás 473,1–473,5 m mélységből ismert, ugyancsak riolittufás réteghez kapcsolódó terpsinoés szintje is.

8. Felső cardiumos–pitariás összlet

Ezt az összletet tengeri és csökkentsósvízi rétegek építik fel.

a) A *homokos és agyagos, meszes aleuritrétegek* a IV. telep feletti terpsinoés rétegekből fejlődnek ki, 4–8 m vastagságban. Az uralkodó *Pitaria* sp. és *Cardium* sp. mellett néha *Abra* sp., *Balanus* sp. és szenesedett növénymaradványok is vannak. Mikrofaunája ugyanaz, mint a mélyebb helvét rétegeké.

b) A *homokból és homokos, agyagos aleuritból* álló, uralkodóan homokos rétegösszlet három részre osztható. Az összlet alsó részét alkotó 5–12 m vastag homokos összletben néhány 0,5 m vastag meszes kötésű homokkőlencse is előfordul. Ősmaradványok csak a vékony agyagos–meszes betelepülésekben vannak. E szakasz alsó felének agyagos–meszes rétegei az „alsó cardiumos összlet" felső részéhez hasonló fáciesűek. Itt is megfigyelhető a Bryozoa–Serpula életközösség, növényi maradványok kíséretében.

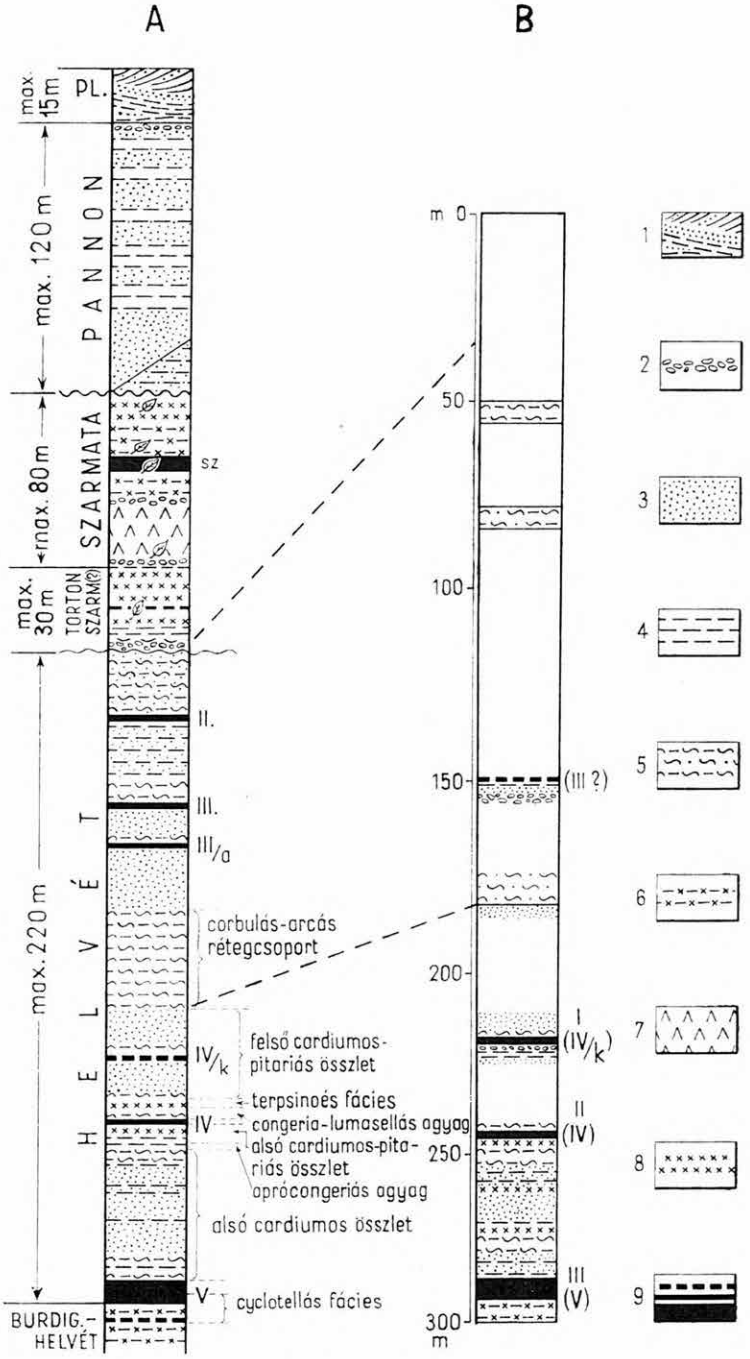
Az összlet középső részét alkotó, mintegy 4–8 m vastag, agyagos aleuritrétegek homokos betelepüléseket is tartalmaznak. A homok és agyag itt néha finom sávokban váltakozik. E szakasz alsó része a Felsőnyárád 170. sz. fúrás környékén 5–10 cm vastag barnakőszéncsíkokkal tarkított szenes agyaggal indul, amelyet a Cardiumok és Pitariák mellett többféle ősmaradvány kísér: *Potamides* sp. (kis alak), *Theodoxus (Vittoclithon) pictus* (FÉR.), *Mytilus* sp., *Congeria* sp., *Ostrea (Crassostrea)* cfr. *gingensis* SCHLOTH. *Brachiodontes* sp. (kis alak). Gyakran Liquidambar-termések, ritkán cápafogak is megfigyelhetők.

A vékony barnakőszéncsíknak, amelyet – fenntartással – a IV. telep „kísérő telep"-ének nevezünk, igen nagy jelentősége lehet a medence további vizsgálatánál. Hasonló helyzetű barnakőszenes réteget ismerünk a Bánvölgy K-i oldaláról, Sajókazáról, Rudolftelepről és Mucsony környékéről is (VADÁSZ E. 1929). Könnyen lehet, hogy az Ózd vidéki „felső" barnakőszéntelep (I. vagy vezértelep) ezzel, nem pedig az itteni III. vagy III/a. teleppel azonosítható (4. ábra).

Az összlet felső, átlag 10 m vastag szakasza általában laza, ill. kötöttebb, agyagos és kőzetlisztes homok váltakozásából áll. Helyenként vékony, erősen agyagos rétegecskék is találhatók az összletben. Faunája igen szegényes, csupán felső részében találtunk *Ostrea* sp., néhol pedig *Pitaria* sp. töredéket.

9. Corbulás–arcás összlet

Az előbbi rétegcsoportra meszes és agyagos, kevésbé homokos aleuritrétegek következnek, melyek összvastagsága 30–35 m. Az összlet alsó részében kevesebb, a felsőben pedig több a vékony, homokos betelepülés. (A geofizikai szelvények az összlet középső szakaszán 1 m-es, erősen homokos padot jeleznek.) Az összlet alsó részében a jellemző *Varicorbula gibba* OL. és *Arca diluvii* LAM. mellett a mélyebb rétegek alakjai: *Cardium* sp., *Pitaria* sp.,


A
B
max. 15 m
PL.
max. 120 m
PANNON
SZARMATA
max. 80 m
sz
max. 30 m
TORTON SZARM(?)
max. 220 m
HELVÉT
II.
III.
III/a
corbulás-arcás rétegcsoport
IV/k
felső cardiumos-pitariás összlet
terpsinoés fácies
IV
congeria-lumasellás agyag
alsó cardiumos-pitariás összlet
aprócongeriás agyag
alsó cardiumos összlet
V
cyclotellás fácies
BURDIG.-HELVÉT
m 0
50
100
150
200
250
300
m
(III ?)
I (IV/k)
II (IV)
III (V)
1
2
3
4
5
6
7
8
9

4. ábra — Abb. 4.

Theodoxus (Vittoclithon) pictus (FÉR.), ritkábban *Ostrea* sp. és *Potamides* sp. is megtalálhatók. Az egész összletet jellemzik s a felső részben különösen gyakoriak a féregjárat-kitöltések, melyek világosabb színű, homokosabb anyaga jól elkülönül az őket körülvevő sötétebb szürke, agyagosabb kőzettől. Az összletben ritkán tengeri sün töredékeket, főleg tüskéket is megfigyelhetünk. Ennek megfelelően e rétegek mikrofaunája is tengeri. LAKY I. szerint az F. 166. sz. fúrás 114—148 m-éből *Rotalia beccarii* (L.), *Nonion commune* (D'ORB.), *N. boueanum* (D'ORB.), *N. granosum* (D'ORB.), *Robulus inornatus* (D'ORB.), *Globigerina bulloides* D'ORB., *Reussella spinulosa* (RSS.), *Virgulina schreibersii* ČŽJ., szivacsképlet, szivacstű, Echinoidea-tüske és Ostracoda került elő.

10. A III/a. sz. telep fekvő homokja

Az előbbi rétegcsoportot laza homokréteg váltja fel, mely gyakran zöldes árnyalatú és helyenként apró kavicsokat is tartalmaz. Felső határa közelében a szenesedett növényi törmelék szaporodása már a szénképződés előhírnöke. A 18—21 m vastag homokösszlet fedője alatt 5—6 m-rel agyagos betelepüléseket is tartalmaz. A homokból csupán néhány Ostrea-héjtöredék, az összlet legtetején levő vékony, csökkentsósvízi agyagos rétegből viszont *Potamides* sp., *Psammobia* sp., *Mytilus* sp., *Theodoxus (Vittoclithon) pictus* (FÉR.), *Cardium* sp., valamint néhány *Congeria* sp. és *Brachiodontes* sp. került elő.

11. A III/a sz. barnakőszéntelep

Ennek az általában egynemű barnakőszéntelepnek 0,8 m a legnagyobb, 0,4 m az átlagos vastagsága. Vékonysága miatt a teljesszelvényű fúrásokban jelenlétét csak ritkán észlelték.

12. A III/a. sz. telep agyagos fedőrétege

A telep közvetlen fedője 4—5 m átlagvastagságú, kissé homokos, kőzetlisztes agyag, melynek középső része homokosabb. Ősmaradványtársaságát főleg a 10. sz. rétegből is említett csökkentsósvízi alakok adják.

13. A III. sz. telep fekvő homokja

Az előző képződményre 6—7 m vastag csökkentsósvízi vagy tengeri homok települ, mely a karottázs-szelvényeken a III/a. telep alatti homokréteghez viszonyítva, általában nagyobb anomáliákkal jelentkezik. Makroszkóposan

---

4. ábra. A feketevölgyi helvét—szarmata—pannon típusszelvény (A) és a Sajómercse 44. sz. fúrás szelvényének (B) összehasonlítása

Jelmagyarázat: 1. pleisztocén homok és agyag, *2.* kavics, *3.* homok, *4.* agyag, *5.* aleurit, *6.* tufit, tufacsíkos agyagos képződmények, *7.* agglomerátumos andezittufa, *8.* riolittufa, tufit, *9.* barnakőszéntelep és telepnyom. — I.—V. barnakőszéntelep

Abb. 4. Vergleich des helvetisch—sarmatisch—pannonischen Typusprofils von Feketevölgy (A) mit dem Profil der Bohrung Sajómercse Nr. 44. (B)

Zeichenerklärung: 1. pleistozäner Ton und Sand, *2.* Schotter, *3.* Sand, *4.* Ton, *5.* Aleurit, *6.* Tuffit, tonige Bildungen mit Tuffstreifen, *7.* agglomeratischer Andesittuff, *8.* Rhyolithtuff, Tuffit, *9.* Braunkohlenflöz und Flözspur. — I.—V. Braunkohlenflöz

azonban nem vehető észre lényeges különbség a két homokréteg felépítésében. Fedőjében a III. telepet bevezető átlag 10 cm-es agyagos réteg települ, a III/a. telep kíséretéből említett faunaelemekkel.

14. A III. sz. barnakőszéntelep

A III. barnakőszéntelepet és közvetlen fekvőjének faunás agyagrétegét a a kutatófúrások nagy része nem jelezte kielégítően. Az egységes jellegű telep vastagsága legfeljebb 0,8 m. A fúrási adatok alapján helyenként kiékelődik.

15. A III. sz. telep homokos és agyagos fedője

A III. sz. telep fedőösszlete 10—14 m vastagságú, kezdetben csökkentsósvízi, majd tengeri homokos, meszes aleurit és agyagos, kőzetlisztes homok váltakozásából álló rétegcsoport. Faunáját szintén a III/a. telepnél említett alakok alkotják; ezek főleg az összlet alsó részében gyakoriak. Néhány helyen *Solen* sp., az F.183. sz. fúrásból pedig egy nagyobb termetű tengeri rák ollója is előkerült. Az általában rossz megtartású növénymaradványok között helyenként *Liquidambar*-magvakat is megfigyeltünk. A III. telep fedőrétegeit viszonylag kevés fúrásban figyelhettük meg, mert azok a terület legnagyobb részén már lepusztultak.

16. A II. sz. telep fekvő homokja

A III. telep fölötti homokos és agyagos összletre 16 m összvastagságú, uralkodóan finomszemű laza, feltehetően sekélyesedést jelző homokos rétegek következnek. Az összlet csupán közepetáján tartalmaz vékony agyagos betelepüléseket.

17. A II. sz. barnakőszéntelep

A II. sz. barnakőszéntelepet csupán az F.165. és az F.214. sz. fúrásból ismerjük. Az F.165. sz. fúrásban a telep 1 m vastag, agyagos beágyazásoktól mentes. A telep szelvényében olykor 1 mm körüli vastagságban „homokhintéses" réteglapokat figyeltünk meg. A Borsodi-medencének e részén a II. telep eddig ismeretlen volt. A telepet az ún. „Hugó-vető" nyugati oldalán húzódó, árokszerű mélyedésbe zökkent helyzete óvta meg a lepusztulástól (15. ábra). Az F.214. sz. fúrásban, melynek a II. telepet tartalmazó szakaszát teljes szelvénnyel fúrták át, a telep felismerését csupán a geofizikai fúrólyuk-szelvényezésnek köszönhetjük. A telep vastagsága e fúrásban 0,5—0,8 m közötti.

18. A II. sz. telep fedőképződményei

Az F.165. és F.214. sz. fúrás II. sz. telepére tengeri jellegű homokos, meszes és kőzetlisztes agyag következik, amit a lepusztulás az említett tektonikai árokban 25 m vastagságban hagyott meg. A rendelkezésünkre álló kevés maganyagban csupán egy-két *Varicorbula gibba* OL. példányt, egy vékony ostreás padot, ezen kívül néhány *Psammobia* sp.-t találtunk. A vizsgált területen ennél fiatalabb, helvét emeletbeli réteg nem ismeretes.

Torton – szarmata (?)

1. Kavics

A helvét rétegösszlet eróziós felszínére, Jákfalvánál (J.25, J.28. sz. fúrás) pedig, ahol a teljes helvét összlet lepusztult, az „alsó riolittufára" általában 1 m-nél vékonyabb, vegyes (főleg kvarc- és mészkő-) anyagú szárazföldi kavics rakódott le. A kavicsszemek átmérője túlnyomórészt 10 cm alatti, ritkán azonban 20 cm-t is elér.

2. Riolittufa, tufit-, kavics- és homokbetelepülésekkel

A fekvő kavics egyenetlen felszínére 10–30 m vastagságú, barnássárga, többnyire bontott, tufit jellegű, helyenként likacsos, ritkábban pedig fehéresszürke és épebb anyagú riolittufaösszlet települ. Az összletben erősen homokos és kavicsos betelepülések is előfordulnak. Jákfalva környékén (a J.15, 19. és 21. sz. fúrásban) 5–10 cm vastag szenes agyag is megfigyelhető az összletben, rossz megtartású növénymaradványok kíséretében.

Jákfalva környékén, ahol a szóban forgó riolittufa összletet csak vékony (és az alkalmazott fúrási módszerekkel nem mindig kimutatható) kavicsréteg választja el a közvetlen fekvőjében levő alsó riolittufától, a két tufaszint makroszkópos elkülönítése nehézségekbe ütközik (J.25. és 28. sz. fúrás). Kőzettani jelleg és bontottsági fok tekintetében mindkét összlet változó. Baráth I. 1960. évi radiológiai vizsgálatai szerint azonban β-számlálással a kétféle tufaösszlet jól elválasztható, amennyiben közöttük a J.25. sz. fúrás alapján $15-19 \cdot 10^{-7}$ g/g K^{40} sugárzási intenzitáskülönbség mutatkozott.

A részben áthalmozott jellegű riolittufaösszletnek és kavicsos fekvőjének kora jellemző ősmaradványok híján ma még kétséges. Lehetséges, hogy tulajdonképpen a torton foraminiferás tufitösszletének (tufás márgának) szárazföldi, heteropikus fáciesével állunk szemben. Ugyanúgy elképzelhető azonban, hogy már a szarmata emelet legmélyebb rétegeiről van szó.

Szarmata

1. Agglomerátumos andezittufa és kavics

A torton–szarmata (?) riolittufaösszletre 15–25 m vastag, agglomerátumos, gyakran dácitos jellegű andezittufa következik, melynek alján helyenként – de korántsem általános elterjedésben – kavicsréteg települ. Jól gömbölyített kavics és szögletes törmelékanyag a magasabb rétegekhez is gyakran keveredik. A kavics egy része andezit, más része azonban idegen anyagú (metamorf pala, kvarc és kvarcit, paleo–mezozóos agyagpala, gömöri típusú triász mészkő). A szögletes, olykor nagyméretű zárványok [melyeknek anyaga metamorf pala, gránit, esetleg harmadidőszaki (?) agyag és homokkő] a vulkáni kürtőkön keresztül juthattak az összletbe. Az összletben plagioklászos és hipersztént andezithomoklencsék is gyakoriak. A tufaanyag bizonyos agyagzárványait limonitos kéreg veszi körül, amelyektől sugárirányú repedések indulnak ki a bezáró kőzetbe (Radócz Gy.–Vörös I. 1961). Az ép tufaanyag kisebb-nagyobb üregeiben utólag kivált 0,2–0,4 mm nagyságú gyantasárga dolomitromboéderek és -kristályhalmazok ülnek. A tufa növénymaradványai

szenesedettek, egyes ágdarabok összezsugorodtak. Az andezittufás összletre uralkodóan triász mészkő anyagú kavicsréteg települ, melynek legnagyobb vastagsága a kutatófúrások adatai alapján 5 m.

2. Homokos – kőzetlisztes agyag, tufa – tufit- és barnakőszénrétegekkel

A szarmata rétegsor ezen 20 – 30 m vastagságú tagját zöld és zöldesszürke homokos – agyagos rétegek közé települő, az F.166. sz. fúrásban 3,5 m vastagságot is elérő, általában azonban ennél kissé vékonyabb, agyagos – fás jellegű barnakőszéntelep jellemzi, amelyet meddő beágyazások több vékony padra osztanak. A műrevaló padok összvastagsága legfeljebb 1 m. A fúrások szerint a telepet többhelyütt csak szenes agyag képviseli. A telep fedőrétegeiből SCHRÉTER Z. *Clausilia* sp.-t határozott meg, ezenkívül a felsőbb rétegekből néhány rossz megtartású *Planorbis* sp., *Ostracoda* sp. és szivacsképlet is előkerült.

A barnakőszenes rétegek kíséretében gyakoriak a levélmaradványok. Az F.166. sz. fúrás 52,0 – 66,0 m-éből előkerült maradványok PÁLFALVY I. meghatározása szerint folyóparti ligeterdő tartozékai (*Acer* sp., *Alnus* cf. *incana* MNCH., *Carpinus grandis* UNG., *Platanus* sp., *Ulmus longifolia* UNG., *Typha latissima* A. BR.).

A telepnek ill. a telepet magában foglaló összletnek a fedő gömbzárványos riolittufa alatti elhelyezkedése arra utal, hogy annak rétegtani szintje az ismert edelényi (császta-pusztai) szarmata barnakőszénösszlettel azonos. JUHÁSZ A. (1961) e barnakőszén („lignit") összletet már a pannonba sorolja.

3. Gömbzárványos riolittufa

Területünkön a szarmata emelet tufaösszletének zárótagja világosszürke vagy fehér, szárazföldi ülepedésű riolittufa, amelynek legnagyobb vastagsága 15 m, s amelyet átlag 1 cm átmérőjű, sajátanyagú, gyengén héjas szerkezetű gömbzárványok jellemeznek. Helyenként devitrifikálódott, többnyire azonban üveges alapanyagában perlitnyomok és horzsakődarabok, földpátok és kevés érces szemcse figyelhető meg. A tufa apró szenesedett és fuzitos famaradványokon kívül egyéb ősmaradványt nem tartalmaz.

* * *

Szándékosan nem használtuk a „felső-riolittufa" elnevezést, miután Észak-Magyarországon *nem csupán egy* tufaszint tartozik a jelenlegi „felső-riolittufa" megjelölés körébe. SCHRÉTER Z. (1929, 1952) a „felső-riolittufát" rétegtanilag az agglomerátumos szint alá helyezi, BALOGH K. (1948, 1949) pedig „felső-gömbzárványos" megjelöléssel már az andezittufa fölött jelzi. Nem kétséges, hogy az agglomerátumos andezittufa alatti és feletti riolittufák elkülönítése a Borsodi-medence legnagyobb részén még nyitott kérdés. Újravizsgálatra érett természetesen a tufák (piroklasztikumok) anyagi összetételének kérdése is.

Pannon

A gömbzárványos riolittufa felett 50 – 120 m vastagságban átfúrt sárgás vagy szürkés, olykor kavicsos homok – agyagösszletet soroljuk ide. Ennek eddig előkerült ősmaradványtartalma szintre nem utaló, szegényes és rossz

megtartású s így a pannon emeletbe sorolás őslénytani vonatkozásban még nem bizonyított. Az összlet alsó részéből szarmata vagy pannon *Triptychia* példányok, felső részéből pedig főleg *Planorbis* sp. maradványok kerültek elő. Az Sk.177. sz. fúrás 44 m-éből előkerült *Anchitherium aurelianense* (CUVIER)-t jelző alsó moláris és állkapocstöredék, méretei alapján – KRETZOI M. szerint – a szarmata – pannon példányok körébe vág a legjobban. Szenesedett növénymaradványok is akadnak. Ezek közül legnagyobb az F.166. sz. fúrás 35 m-éből előkerült, 10 cm vastag fatörzsdarab.

C) Negyedkori képződmények

Pleisztocén – holocén

A jelenkori völgyek és az idősebb patakteraszok 5 – 15 m vastagságú, barna vagy szürke színű, limonitfoltos, uralkodóan kvarckavicsból, homok- és agyagrétegekből álló képződményei tartoznak ide, amelyeknek a fekvő pannon rétegektől való elválasztása sokszor igen bizonytalan. Ezek sorában egymás fölött több kavicsszint, illetve kavicsos lencse is megfigyelhető.

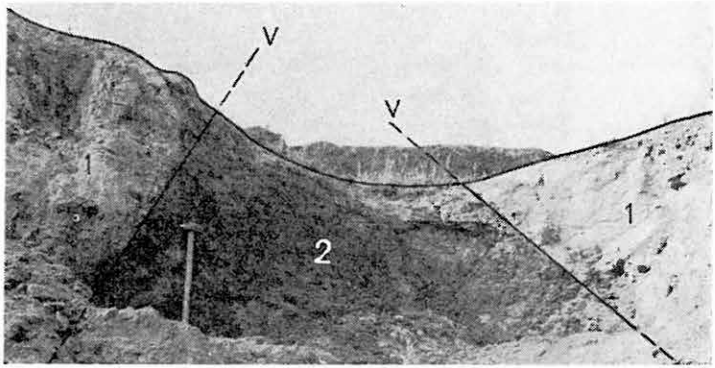
A Szuhapataknak és a kelecsényi (Szárazvölgyi, vagy Kis) pataknak a pannon után kialakult széles medreiben a holocénben már csak vékony kavics és agyag rakódott le. A magasabb térszíneken ugyanakkor ennél is vékonyabb, finomhomokos és humuszos üledékkel találkozunk, amelyek részben a szoliflukció miatt is, összekeveredtek közvetlen fekvőjük laza anyagával.

HEGYSÉGSZERKEZETI MEGFIGYELÉSEK

Az Upponyi-hegységet a Rudabányai- és Szendrői-hegységgel összekötő magasabb helyzetű, paleo-mezozóos anyagú hegységpászta mind a gravimétéreres mérések (REMÉNYI GY. 1957, SZILÁRD J. 1960), mind a kutatófúrások tanúsága szerint egyenetlen domborzatú. E szilárd aljzat a felszíni kibúvások környékén több helyen is közvetlenül a helvét barnakőszéntelepes összlet alatt húzódik (Kurityán, Ormosbánya, Edelény stb.). E környéken már több mint 100 kutatófúrás érte el a medencealjzatot. A medencealjzat szerkezeti viszonyaiban főleg a harmadidőszak előtti rátolódásos mozgások hatása tükröződik.

A paleogén után a darnói rátolódásnak volt nagy szerepe a medencealjzat mai képének kialakításában, a helvét üledéktakaró mai szerkezete viszont elsősorban szarmata előtti mozgások eredménye, melyek erőteljes lepusztulással jártak együtt. E mozgások a medencealjzat uralkodóan ÉÉK – DDNy-i irányú csapásvonalával párhuzamos törések menti árkok és sasbércek létrehozásában nyilvánultak meg. A medencealjzat szerkezete tehát alapvetően megszabta a fiatalabb mozgások irányvonalát is.

E mozgási felületek mentén azonban kétséget kizáróan szarmata utáni elmozdulások is történtek. Jó példáját adja ennek egy Felsőnyárádtól K-re eső újabb feltárás, ahol jól látható, hogy a gömbzárványos szarmata riolittufa közé fekvőjének anyaga kisebb sasbérc gyanánt ékelődött be (5. ábra). Ettől 40 – 50 m-rel nyugatabbra viszont ugyanebben a magasságban a mélyebb szintbe tartozó agglomerátumos andezittufa van feltárva. Az előbb említett

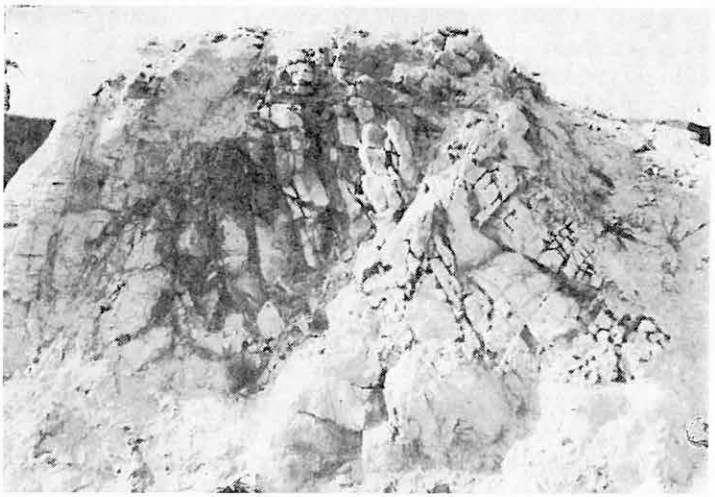


5. ábra. A gömbzárványos riolittufa (1) tektonikus érintkezése feküjével (2)

Abb. 5. Tektonischer Kontakt des sphärolithführenden Rhyolithtuffs (1) mit dem Liegenden (2)

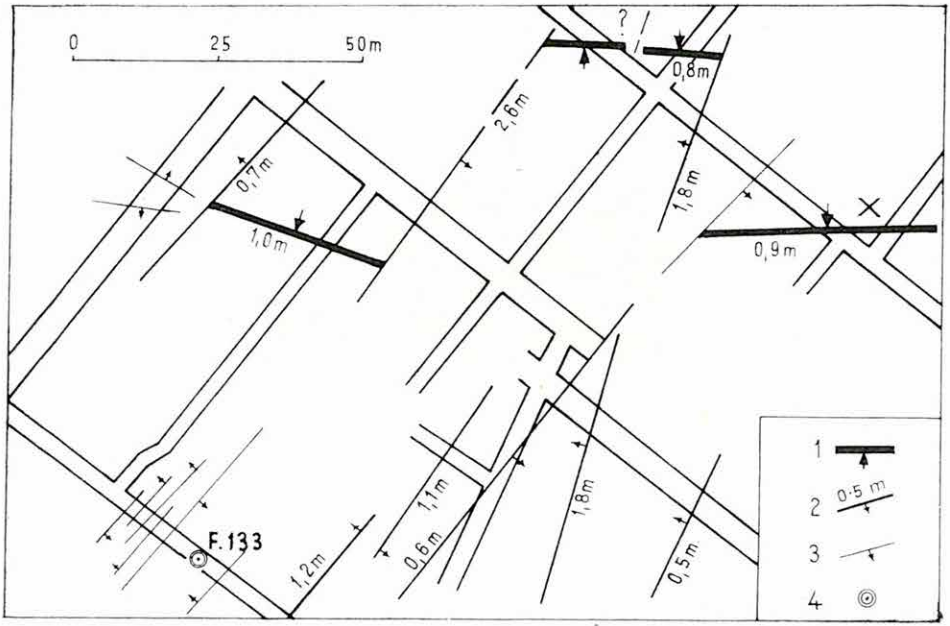
feltárásban a gömbzárványos riolittufa kőzetrései a helvét összletre is jellemző irányokat és szögértékeket mutatják (6. ábra). A területen a szarmata képződmények fúrási mintaanyagaiban jelentkező vetősíkok gyakorisága jóval kisebb a helvéti rétegekben megfigyelhetőknél.

A pannon utáni elmozdulásokról a kevés maganyag miatt már jóval kevesebbet tudunk, s így e tekintetben JASKÓ S. (1960) vonatkozó megállapításaival kell megelégednünk. Az elmozdulási felületek karcai egy-két esetben szépen jelzik az ugyanazon vetősíkon felújult mozgás irányának megváltozását. Az ÉÉK – DDNy-i fővetőket harántoló elmozdulások csak ritkán figyelhetők meg, többnyire kicsiny 0,5 – 1 m körüli vetőmagassággal (VADÁSZ E. 1929, JUHÁSZ A. 1961).



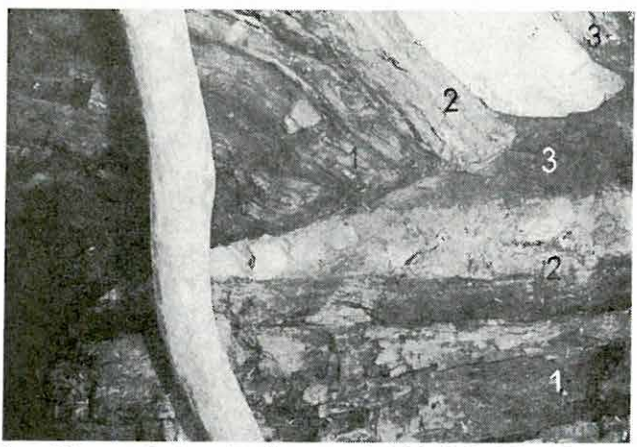
6. ábra. Tektonikai irányok a gömbzárványos riolittufában

Abb. 6. Tektonische Richtungen im sphärolithführenden Rhyolithtuff



7. ábra. A Feketevölgy II. akna IV. telepében vágatokkal feltárt elmozdulások
Jelmagyarázat: 1. feltolódás, *2.* vetődés az elmozdulás magasságával, *3.* vetődés (0,5 m-nél kisebb elmozdulással), *4.* fúrás jele és száma (a telep síkjára vetítve). Az ábrán ×-el jelölt pontnál észlelt feltolódás fényképe a 8. ábrán látható.

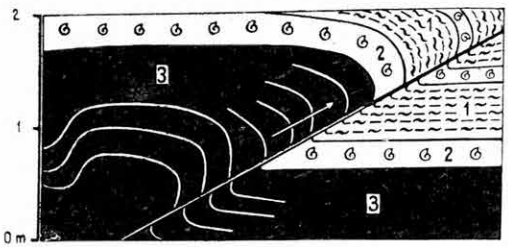
Abb. 7. Im Flöz IV. des Schachtes II. von Feketevölgy durch Auffahrungen aufgeschlossene Verschiebungen
Zeichenerklärung: 1. Aufschiebung, *2.* Verwerfung mit der Sprunghöhe, *3.* Verwerfung (mit einer Verschiebung, kleiner als 0,5 m), *4.* Zeichen und Nummer der Bohrung (in Projektion auf die Fläche des Flözes). Die Photographie jener Aufschiebung, die in dieser Abbildung im mit × bezeichneten Punkt beobachtet worden ist, wird in Abb. 8. gegeben.



8. ábra. Feltolódás a IV. sz. telepben (7. ábra ×-tel jelölt helyéről). (Jelmagyarázatot l. a 9. ábránál)

Abb. 8. Aufschiebung im Flöz IV. (von dem mit × bezeichneten Punkt der Abb. 7. aus). (Siehe Zeichenerklärung zur Abb. 9.)

VADÁSZ E. (1929) a Rudolf-telepi harántтörés mentén rátolódást említ. A Feketevölgy II. akna IV. telepében általunk megfigyelt rátolódások ugyancsak harántirányúak (7, 8, 9. ábra). JUHÁSZ A. (1958b) viszont a sajólászlófalvi



9. ábra. A Felsőnyárád F.133. sz. fúrás környékén megfigyelt feltolódások elvi vázlata
Jelmagyarázat: 1. congeriás agyag, *2.* Congeria-lumasella, *3.* IV. barnakőszéntelep

Abb. 9. Prinzipielles Schema der rings um die Bohrung Felsőnyárád Nr. F. 133. beobachteten Aufschiebungen
Zeichenerklärung: 1. Congerienton, *2.* Congerien-Lumaschelle, *3.* Braunkohlenflöz IV.

külfejtési területről 30° csapásirányú, de kisebb magasságú (0,35 m) rátolódást említ. Eddigi adataink alapján tehát a ritka harántirányú elmozdulási felületek mentén több esetben történt rátolódás, mint a gyakori hosszanti csapásirányú elmozdulási felületeken. Ez nagyjából É – D-i irányú, kismértékű összenyomódásra utal, amely a medencealakulat széthulló irányzatával szemben a peremhegységnek (Gömöri-Karszt, Bükk) egyidejű kiemelkedéséből is levezethető. A rögök megtorlódása lehet okozója azoknak a – függőleges síkok mentén bekövetkezett – vízszintes elmozdulásoknak is, amelyeket mind a medencealjzatból, mind a helvét üledéktakaróból nyert fúrási magokon megfigyeltünk.

A képződmények jelenlegi elterjedését természetesen itt is a hegységszerkezet és az utólagos (szarmata előtti, ill. utáni) lepusztulás szabta meg. A burdigalai – katti (?), a helvét, a szarmata és a pannon képződmények elterjedéséről a 10 – 14. ábrák tájékoztatnak. Tektonikai vonalakat csupán néhány esetben tüntettünk fel a jelzett ábrákon. Jellegeikről a földtani szelvények is adnak felvilágosítást (15. ábra, II. mell.).

A KUTATÁSI EREDMÉNYEK ÖSSZEFOGLALÁSA

Az észak-borsodi (nagyrészt a feketevölgyi) területen újabban mélyült kutatófúrások eredményeit az alábbiakban foglalhatjuk össze.

1. Lehetővé vált a medencealjzat domborzati képének közelítő ábrázolása Uppony, Rudabánya és Edelény között.

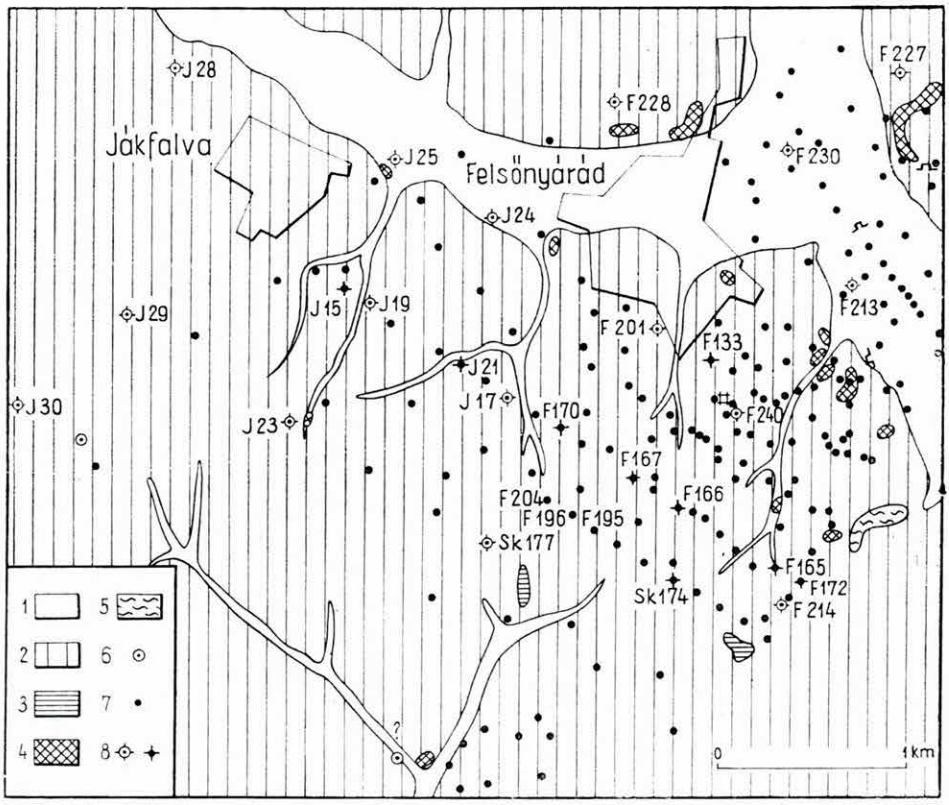
2. A medencealjzat feketevölgyi részének kőzetanyaga túlnyomórészt a Szendrői-hegység felső sorozatával azonos, annak elfedett folytatása.

3. A Jákfalva 25. és 28. sz. fúrás alapján a darnói vonal közvetlenül Jákfalva alatt húzódik át, illetve a község ÉNy-i oldalán jelölhető ki (14. ábra). (E vonaltól Ny-ra a J.28. sz. fúrás már rudabányai típusú triászt tárt fel, fedőjében rupéli üledékekkel.)

4. A feketevölgyi terület paleozóos aljzatának mélyedésében elhelyezkedő alsó riolittufa alatti (burdigalai – katti ?) összlet két műrevalónak látszó barnakőszéntelepet tartalmaz. Feltűnő, hogy a Skz (Kazincbarcika) 169. sz. fúrás kattiba sorolt összletének alsó szakaszán ugyancsak jelentkeznek barnakőszénnyomok.

5. A burdigalai – katti (?) rétegek és az alsó riolittufaösszlet között eróziós diszkordancia állapítható meg.

6. A helvét barnakőszéntelepes összletnek s az arra települt szarmata rétegsornak több mint 60 kutatófúrás alapján véghezvitt részletes tagolása valószínűleg a medence távolabbi területeire is kiterjeszthető, ugyanis a vizsgált területen a rétegek nagymértékben szintállóaknak bizonyultak.



10. ábra. Felsőnyárád környékének földtani térképe a kutatófúrások helyszínrajzával

Jelmagyarázat: 1. holocén, *2.* holocén – pleisztocén, *3.* pannon, *4.* szarmata és szarmata – torton (?), *5.* helvét rétegek. – Kutatófúrások: *6.* alaphegységig hatoló, *7.* alsó riolittufáig hatoló, *8.* szövegben említett fúrás

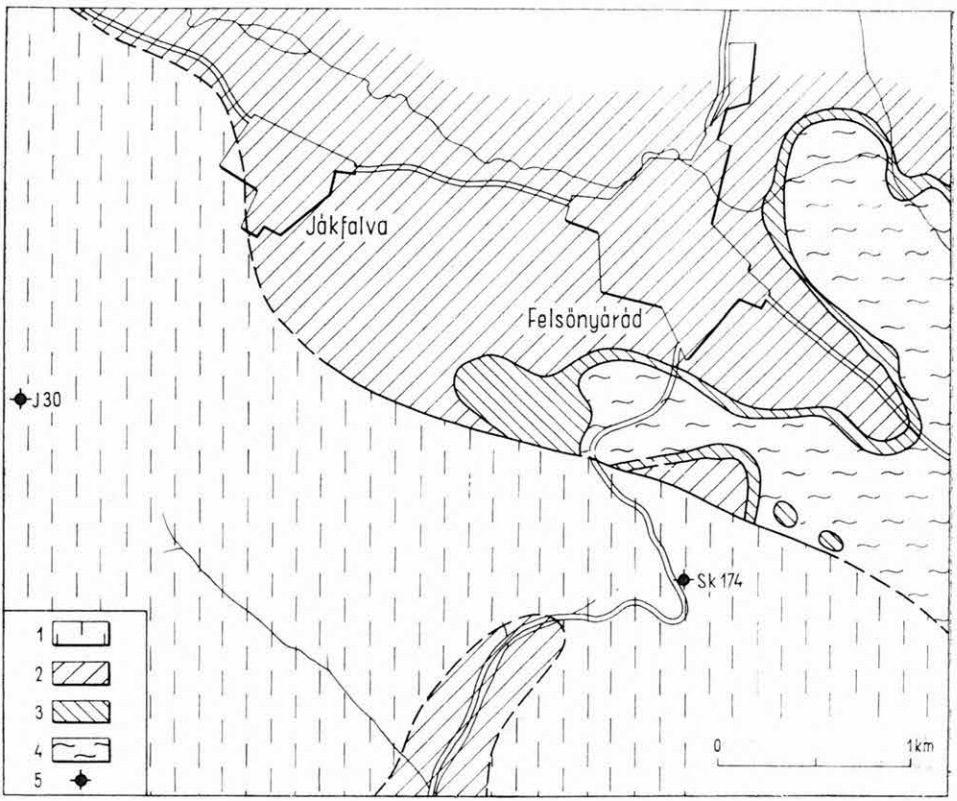
Abb. 10. Geologische Karte der Umgebung von Felsőnyárád mit den Lageplänen der Erkundungsbohrungen

Zeichenerklärung: 1. Holozän, *2.* Holozän – Pleistozän, *3.* Pannon, *4.* Sarmat und Sarmat – Torton (?), *5.* Helvet. – Erkundungsbohrungen: *6.* bis zum Grundgebirge, *7.* bis zum unteren Rhyolithtuff, *8.* im Text erwähnte Bohrung

7. A feketevölgyi terület Ny-i és ÉNy-i részén a szarmata előtti lepusztulás alakította ki a helvét kőszéntelepek mai határát. Ezen a részen tehát a borsodi barnakőszénmedence eredeti földtani határa túlterjedt a jelenlegi előfordulás vonalán.

8. A korábban pannonnak minősített Felsőnyárád környéki földes–fás barnakőszéntelepeket a szarmatába helyezzük, megállapítva, hogy elterjedésük mai képét részint eredeti kiékelődő jellegük, részint az utólagos lepusztulás alakította ki.

9. A hegységszerkezetileg legfontosabb ÉÉK–DDNy-i irányú ismert vetőrendszer mellett kiemelendőnek tartjuk a csak ritkán észlelhető haránt-elmozdulások uralkodóan rátolódásos jellegét, valamint a hosszanti vetőkkel megegyező irányú, szarmata utáni elmozdulásokat.

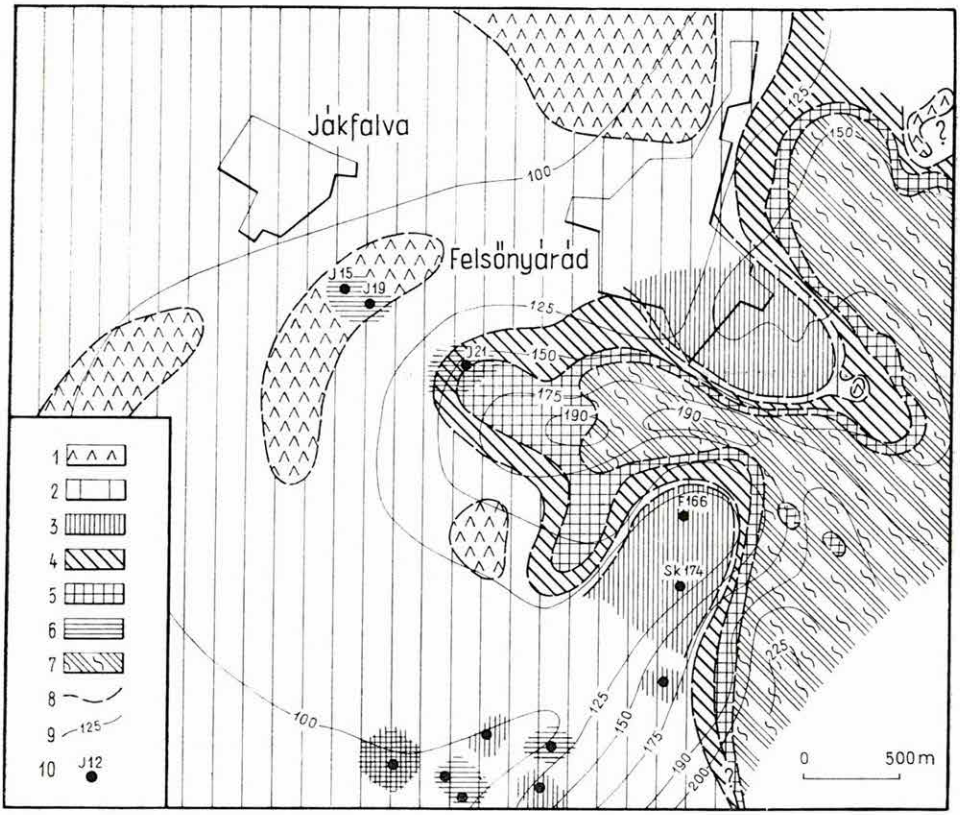


11. ábra. Felsőnyárád környékének fedetlen földtani térképe (a negyedkor elhagyásával)

Jelmagyarázat: 1. pannon, *2.* szarmata, *3.* szarmata–torton (?), *4.* helvét rétegek. – *5.* A pannon rétegek szempontjából fontos kutatófúrások.

Abb. 11. Abgedeckte geologische Karte der Umgebung von Felsőnyárád (mit Weglassung des Quartärs)

Zeichenerklärung: 1. Pannon, *2.* Sarmat, *3.* Sarmat–Torton (?), *4.* Helvet. – *5.* Für die Pannonschichten sehr wichtige Erkundungsbohrungen

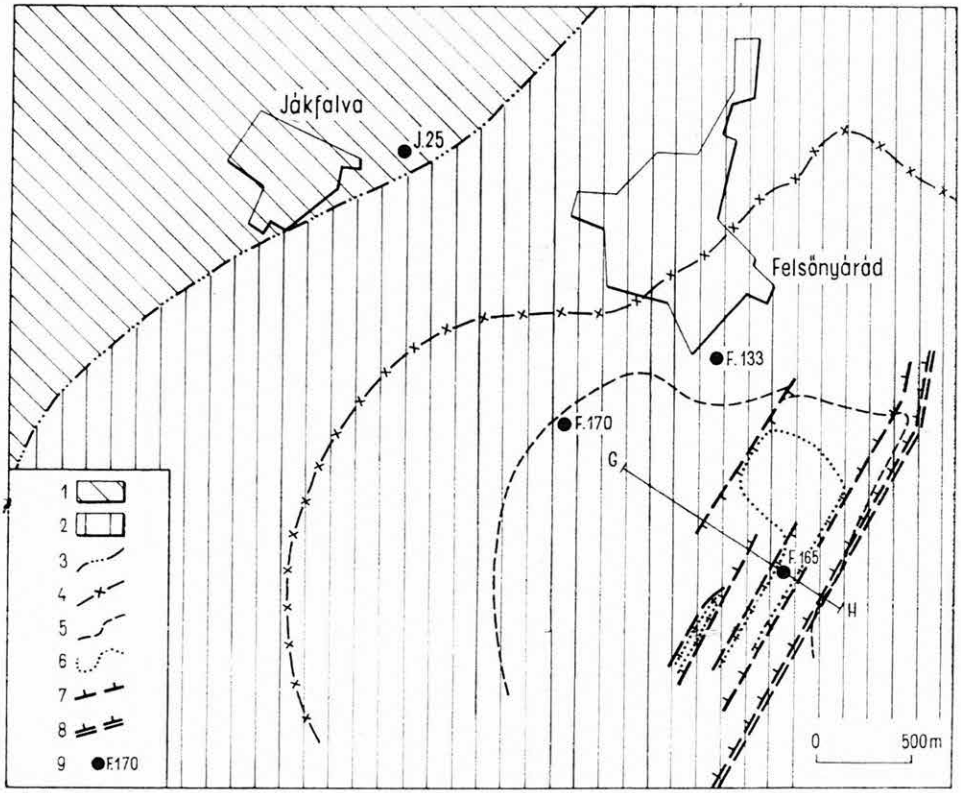


12. ábra. Felsőnyárád környékének fedetlen földtani térképe (a szarmatánál fiatalabb képződmények elhagyásával és a szarmata kőszéntelepek feltüntetésével)

Jelmagyarázat: Szarmata: *1.* gömbzárványos riolittufa, *2.* homokos agyagos összlet, *3.* barnakőszén az előbbi összletben, *4.* agglomerátumos andezittufa, Szarmata–Torton (?): *5.* riolittufa, tufit, agyag, kavics, *6.* kőszénnyomok az előbbi összletben. Helvét: *7.* barnakőszéntelepes összlet. — *8.* A képződmények szerkesztett határvonala, *9.* helvét rétegek felszíne az Adria felett (m), *10.* fúrás jele, száma

Abb. 12. Abgedeckte geologische Karte der Umgebung von Felsőnyárád (mit Weglassung der postsarmatischen Bildungen und mit Anführung der sarmatischen Kohlenflöze)

Zeichenerklärung: Sarmat: *1.* sphärolithführender Rhyolithtuff, *2.* sandiger Tonkomplex, *3.* Braunkohle im vorigen Komplex, *4.* agglomeratischer Andesittuff. Sarmat–Torton (?): *5.* Rhyolithtuff, Tuffit, Ton, Schotter, *6.* Kohlenspuren im vorigen Komplex. Helvet: *7.* braunkohlenführender Komplex. — *8.* Konstruierte Grenze der Bildungen, *9.* Oberfläche der Helvetschichten über dem Niveau des Adriatischen Meeres (m), *10.* Zeichen und Nummer der Bohrung

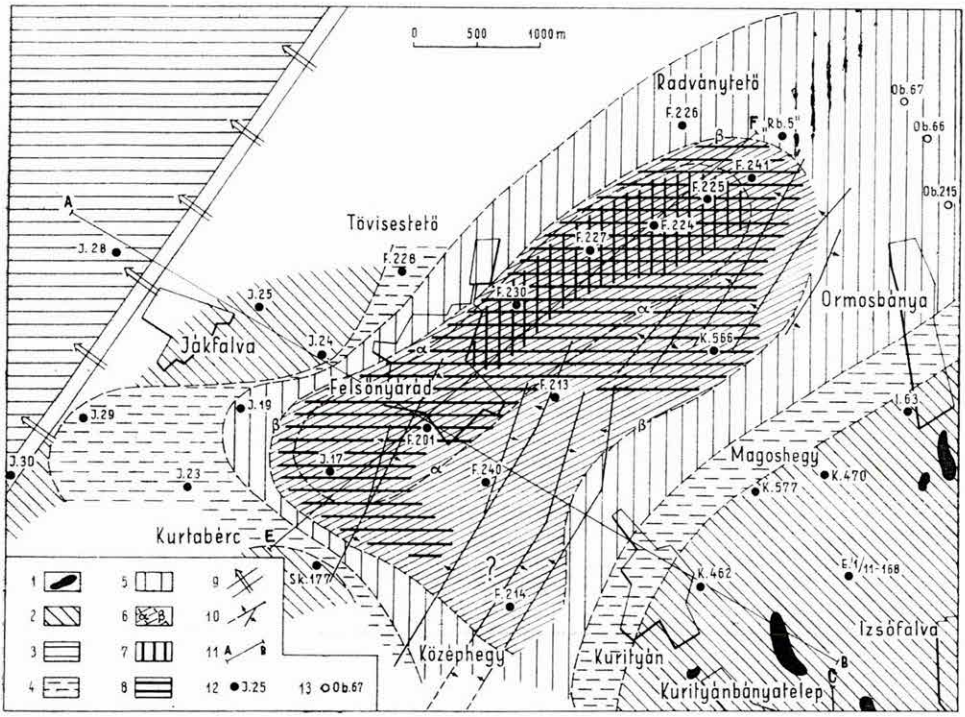


13. ábra. Felsőnyárád környékének fedetlen földtani térképe (a helvétnél fiatalabb rétegek elhagyásával)

Jelmagyarázat: 1. alsó riolittufa összlet, *2.* helvét képződmények. — Helvét barnakőszéntelepek határvonala: *3* = V. telep, *4.* = IV. telep, *5.* = III. telep, *6.* = II. telep. — *7.* Tektonikai vonalak a II. telep környékén, *8.* „Hugó"-vető, *9.* hivatkozott fúrás jele, száma

Abb. 13. Abgedeckte geologische Karte der Umgebung von Felsőnyárád (mit Weglassung der posthelvetischen Bildungen)

Zeichenerklärung: 1. unterer Rhyolithtuff-komplex, *2.* Helvetbildungen. — Grenzlinie der helvetischen Braunkohlenflöze: *3.* = Flöz V., *4.* = Flöz IV., *5.* = Flöz III., *6.* = Flöz II. — *7.* Tektonische Linien in der Umgebung des Flözes II., *8.* Verwerfung „Hugó", *9.* Zeichen und Nummer der Bohrungen, auf welche im Text Bezug genommen wurde

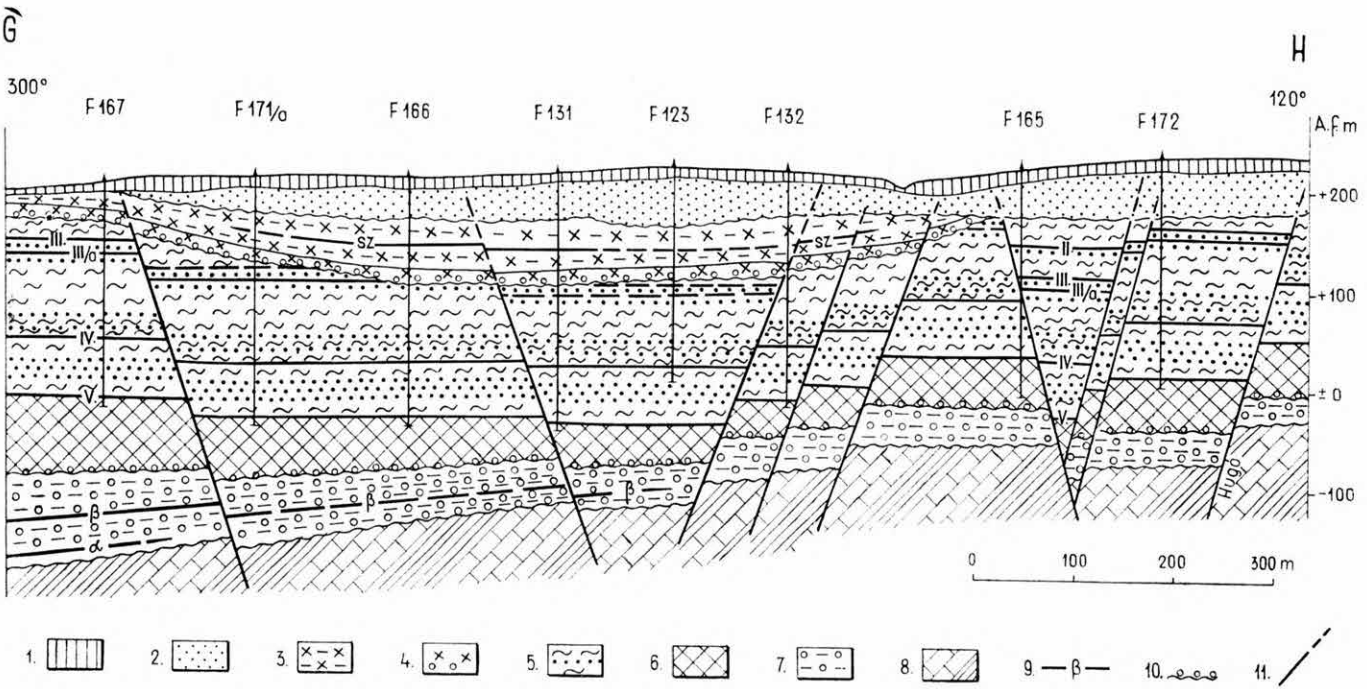


14. ábra. Felsőnyárád környékének fedetlen földtani térképe [a burdigalai–katti (?)-nál fiatalabb rétegek elhagyásával és a burdigalai–katti (?) telepek feltüntetésével]

Jelmagyarázat: 1. devon képződmények a felszínen, *2.* devon képződmények mállott felszínnel, *3.* rupéli–katti rétegek. — Burdigalai–katti (?) peremi fácies, *4.* tarka agyag; medencebeli fácies, *5.* agyag, homok, *6.* barnakőszéntelepek elterjedése (alsó = α, felső = β), *7.* az alsó telep produktív területe, *8.* a felső telep produktív területe. —*9.* Rátolódás (Darnó-vonal), *10.* fontosabb törésvonalak, *11.* szelvényirány, *12.* fúrás jele, száma (medencealjzatig mélyült), *13.* burdigalai–katti (?) összletben leállt fúrás.

Abb. 14. Abgedeckte geologische Karte der Umgebung von Felsőnyárád [mit Weglassung der nach-Burdigal–Chatt (?) Schichten und mit Darstellung der burdigalisch–chattischen (?) Flöze]

Zeichenerklärung: 1. Devonbildungen an der Oberfläche, *2.* Devonbildungen mit verwitterter Oberfläche, *3.* rupelisch–chattische Schichten. — Burdigal–Chatt (?) Randfazies, *4.* Buntton; Beckenfazies, *5.* Ton, Sand, *6.* Verbreitung der Braunkohlenflöze (unteres = α, oberes = β), *7.* produktiver Abschnitt des unteren Flözes, *8.* produktiver Abschnitt des oberen Flözes. — *9.* Überschiebung (Darnó-Linie), *10.* wichtigere Bruchlinien, *11.* Profillinie, *12.* Zeichen und Nummer der bis zum Beckenuntergrunde niedergeschürften Bohrung, *13.* Bohrung mit Endpunkt im burdigalisch–chattischen (?) Komplex



15. ábra. Földtani szelvény a Feketevölgy I. akna területéről, kutatófúrások alapján

Jelmagyarázat: 1. holocén—pleisztocén, *2.* pannon, *3.* szarmata, *4.* szarmata—torton (?), *5.* helvét, *6.* helvét—burdigalai (alsó riolittufa), *7.* burdigalai—katti (?), *8.* devon, *9.* barnakőszéntelepek, *10.* kavicsos diszkordancia-felület, *11.* vetődés

Abb. 15. Geologisches Profil aus dem Grubenfeld des Schachtes Feketevölgy I. auf Grund von Tiefbohrungen

Zeichenerklärung: 1. Holozän—Pleistozän, *2.* Pannon, *3.* Sarmat, *4.* Sarmat—Torton (?), *5.* Helvet, *6.* Helvet—Burdigal (unterer Rhyolithtuff), *7.* Burdigal—Chatt (?), *8.* Devon, *9.* Braunkohlenflöze, *10.* schottrige Diskordanzfläche, *11.* Verwerfung

IRODALOM

ALFÖLDI L. 1959a: Abráziós diszkordancia nyomai a sajóvölgyi barnakőszéntelepek fedőjében. – Földt. Közl. **89.**

ALFÖLDI L. 1959b: Új limnikus barnakőszéntelep (VI.) a borsodi barnakőszénmedence Ny-i határterületén. – Földt. Közl. **89.**

ALFÖLDI L. 1959c: Javaslat perspektivikus fúrások mélyítésére a borsodi barnakőszénmedence nyugati szegélyén. – Kézirat. MÁFI Adattár.

BALOGH K. 1949: A Bódva és Sajó közötti barnakőszénterület földtani viszonyai. – Földt. Közl. **79.**

BALOGH K. 1961: A Bükkhegység földtani képződményei. – Kézirat. Akad. dokt. dissz. MÁFI Könyvtár.

BALOGH K. – PANTÓ G. 1952: A Rudabányai-hegység földtana. – Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről.

BANAI GY. 1952: Jelentés az 1952. évben a Sajóvölgyben illetve Uppony – Rudabánya környékén végzett gravitációs mérésekről. – Kézirat. MÁFI Adattár.

BARÁTH I. 1960: Szerkezet és földtani kormeghatározás mélyfúrási geofizikai eljárásokkal az észak-magyarországi barnakőszénterületen. – Kézirat (diplomaterv). Nehézip. Műsz. Egy. Miskolc.

BÁRDOSSY GY. 1960a: Jelentés a feketevölgyi kutatásterület földtani anyagvizsgálatának eredményeiről. – Kézirat. MÁFI Adattár.

BÁRDOSSY GY. 1960b: Jelentés a Jákfalva 28. sz. fúrás földtani anyagvizsgálatának eredményeiről. – Kézirat. MÁFI Adattár.

BODA J. 1959: A magyarországi szarmata emelet és gerinctelen faunája. – Földt. Int. Évk. **47.** 3.

BOGSCH L. – BÁLDI T. – FÖLDVÁRI A. – SCHRÉTER Z. – MAJZON L. – VADÁSZ E. 1962: Megjegyzések Dr. Csepreghyné Meznerics Ilona „A »katti« – akvitáni kérdés tudománytörténeti megvilágításban" című cikkéhez. – Földt. Közl. **92.**

CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. 1962: A „katti" – akvitáni kérdés tudománytörténeti megvilágításban. – Földt. Közl. **92.**

FÁBIÁNCSICS L. 1960a: A mélyfúrás geofizikai lehetőségei a nógrádi – borsodi szénmedencében. – Bány. Lapok **93.** 10.

FÁBIÁNCSICS L. 1960b: Jelentés a Feketevölgy I. mintakutatási terület mélyfúrási geofizikai vizsgálatairól. – Kézirat. ELGI Adattár.

FÁBIÁNCSICS L. 1961: Az észak-magyarországi barnakőszénterület geofizikai vizsgálata. – Magyar Geofizika **2.** 1 – 2.

HORVÁTH J. 1958: A feketevölgyi kutatófúrásokból vett magminták kőzetmechanikai, szénvegyészeti és szénmoshatósági vizsgálata. – Kézirat. B. K. I. Adattár.

JAKUCS L.-NÉ 1951: A Borsodi- és Egercsehi – Ózdi kőszénmedencék hidrológiai viszonyai. – Kézirat. MÁFI Adattár.

JASKÓ S. 1940: A Rima és Tarna közének oligocén rétegei és kövületei. – Földt. Közl. **70.**

JASKÓ S. 1959: Új barnakőszéntelep a borsodi mintakutatási területen. – Bány. Lapok **92.** 7.

JASKÓ S. 1960: Pliocénkorú kéregmozgások a Borsodi barnakőszénmedencében. – Földt. Közl. **90.**

JÁMBOR Á. 1959: Összefoglaló jelentés a Felsőnyárád 166. sz. és Jákfalva 17. sz. fúrás földtani eredményéről. – Kézirat. MÁFI Adattár.

JÁMBOR Á. 1961: A Szendrői- és Upponyi-hegység összehasonlító földtani vizsgálata. – Földt. Int. Évi Jel. 1957 – 1958-ról.

JUHÁSZ A. 1958a: A kelet-borsodi barnakőszénmedence. – Borsodi Földr. Évk. 1958.

JUHÁSZ A. 1958b: A borsodi külfejtések földtani ismertetése. – Bány. Lapok **91.** 5.

JUHÁSZ A. 1961: A borsodi szénmedence keleti részének földtani ismertetése. – Bány. Lapok **94.** 9.

KECSKEMÉTINÉ KÖRMENDI A. 1960: Jelentés a Felsőnyárád 201. sz. 213. sz. és 214. sz. fúrások alsó riolittufa alatti miocén rétegek makropaleontológiai vizsgálatairól. – Kézirat. MÁFI Adattár.

KISS K. – OLAJOS K. – RADÓCZ GY. 1960: Összefoglaló földtani jelentés és készletszámítás a feketevölgyi mintakutatási területről. – Kézirat. OFF.

KOMÁROMI E. – BONDOR L. 1960: Jelentés a Felsőnyárád 224. sz. fúrás földtani anyagvizsgálatának eredményeiről. – Kézirat. MÁFI Adattár.

KOVÁCS L. – VEREBÉLYI K. – BOLDIZSÁR I. 1962: Sajókazinc 169. sz. fúrás anyagfeldolgozása és a borsodi barnakőszénmedencére vonható következtetések. – Kézirat. Előadták a MFT Északmagy. Csop. 1962. május 10-i szakülésén.

LÁNG G. 1959: A Sajó – Bodvaköz vízföldtani viszonyai. – Kézirat, MÁFI Adattár.

MAJZON L. 1957: A magyarországi oligocén mikropaleontológiai rétegtana. – Kézirat, akad. dokt. dissz. MÁFI Könyvtár.

OSWALD GY. 1958: A Feketevölgy III. akna összefoglaló jelentése. – Kézirat. OFF.

PAÁL Á.-NÉ 1959: A Borsodi-medence alsómediterrán burdigalai barnakőszén kőszénkőzettani vizsgálata. – Kézirat. MÁFI Adattár.

PANTÓ, G. 1952: Le fer en Hongrie. – Simposion sur le fer. II. p. 227. Alger XIX. Congr. Géol. Internat.

PANTÓ G. 1954: Bányaföldtani felvétel az Upponyi-hegységben. – Földt. Int. Évi Jel. 1952-ről.

PANTÓ G. 1956: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. – Földt. Int. Évk. **44.** 2.

RADNÓTY E. 1959: A keletborsodi barnakőszénmedence vízföldtani kérdései. – Földt. Int. Évi. Jel. 1953-ról.

RADÓCZ GY. 1960a: A borsodi barnakőszénkutatás új eredményei. – Földt. Közl. **90.**

RADÓCZ GY. 1960b: Előzetes jelentés az észak-borsodi barnakőszénmedence üledékes vaskarbonát képződéseiről. – Kézirat. MÁFI Adattár.

RADÓCZ GY. 1961: Jelentés a sajókazinci (Kazincbarcika) 169. sz. (persp.) fúrás földtani eredményeiről. – Kézirat. MÁFI Adattár.

RADÓCZ GY. 1962a: Tervezet a Borsodi-medence perspektivikus jellegű kutatásaihoz. – Kézirat. MÁFI Adattár.

RADÓCZ GY. 1962b: A Borsodi – medence alsó riolittufa alatt települő barnakőszéntelepeinek felfedezéséről. – Kézirat. MÁFI Adattár.

RADÓCZ GY. – VÖRÖS I. 1961: Konkréciókból kiinduló sugárirányú repedések a borsodi agglomerátumos andezittufában. – Földt. Közl. **91.** 2.

REMÉNYI GY. 1957: Jelentés Uppony – Rudabánya környékén 1956-ban végzett graviméteres mérésekről. – Kézirat. ELGI Adattár.

SCHRÉTER Z. 1929: A borsod – hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírása. – Földt. Int. Alk. Kiadv.

SCHRÉTER Z. 1949: Jelentés az 1949. év nyarán a „Sajómelléki Szénbányák N. V." részére végzett földtani felvételekről. – Kézirat. MÁFI Adattár.

SCHRÉTER Z. 1950: A Borsod – Heves vármegyei miocén barnakőszénmedencék hidrogeológiai viszonyai. – Hidr. Közl. **30.**

SCHRÉTER Z. 1952: Újabb földtani vizsgálatok a sajóvölgyi barnakőszénmedencében. – Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről.

SCHRÉTER Z. 1958: Előzetes jelentés a felsőnyárádi 166. sz. fúrás fúrási anyagának vizsgálatáról. – Kézirat. MÁFI Adattár.

SCHRÉTER Z. 1959: Földtani és őslénytani vizsgálatok a Jákfalva 17. sz. fúrás mintaanyagain. – Kézirat. MÁFI Adattár.

SZÁDECZKY KARDOSS E. – SOÓS L. 1959: Szénkőzettani vizsgálatok a felsőnyárádi és homokterenyei miocén barnakőszenek fúrásmintáin. – Kézirat. OFF.

SZÉNÁS GY. 1956: Jelentés a Rudabánya környékén 1955-ben végzett kísérleti szeizmikus refrakciós kutatásról. – Kézirat. ELGI Adattár.

SZILÁRD J. 1960: Néhány geofizikai adat Felsőnyárád – Jákfalva között kijelölt kőszéntelepes mintakutatási területre vonatkozóan. – Kézirat. OFF.

VADÁSZ E. 1929: A borsodi szénmedence bányaföldtani viszonyai. – Földt. Int. Alk. Kiadv.

VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. – Budapest.

VITÁLIS S. 1943: Szakvélemény Jákfalva község barnaszénelőfordulásairól. – Kézirat. MÁFI Adattár.

VITÁLIS S. 1952: Vízbeszerzési lehetőségek a Sajó vízgyűjtőjében. – Hidr. Közl. **32.**

GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IM BRAUNKOHLENGEBIET VON FEKETEVÖLGY (NORD-BORSOD)

von

GY. RADÓCZ

Der Aufsatz legt die geologischen Ergebnisse jener Tiefbohrungen dar, welche im Rahmen der auf Anregung der Staatlichen Geologischen Oberdirektion der Voksrepublik Ungarn in 1958 in Angriff genommenen, zeitgemässen Erkundung des Gebietes „Feketevölgy I." durchgeführt (Abb. 1), und unter der Wirkung der erzielten Ergebnisse auf den benachbarten Raum ausgedehnt worden sind.

Das Grundgebirge dieses Gebietes wird meistens von den devonischen Tonschiefer- und Kalksteinschichten der oberen Serie (III) des Szendrő-Gebirges aufgebaut, welche sich dem S, bzw. dem W zu mit ähnlicher Fazies des Unterkarbons, bzw. der Untertrias im Kontakt befinden. In einer 150 bis 250 m tiefen Senke des in Abb. 2. sichtbaren erhöhten paläomesozoischen Gebirgsstreifens lagert eine mit „chattisch – burdigalischem (?)" terrigenem Komplex beginnende Schichtenfolge, wobei an beiden Flanken des Grundgebirgszuges ein chattischer (Bohrung Skz. Nr. 169), bzw. ein rupelischer (Bohrung J. Nr. 28) Komplex vorhanden ist (Abb. 3., Beilage I., II.).

In den unteren, terrigenen und Süsswasser-Tonschichten des höchstens 300 m mächtigen „chattisch – burdigalischen (?)" Komplexes gibt es zwei limnische Braunkohlenflöze, von denen das obere – der Verlandung der Senke entsprechend – eine grössere Ausdehnung aufweist. Oberhalb des braunkohlenführenden unteren Abschnittes wechseln sich terrigene-palustrische, brackische und marine Schichten ab und schliesslich folgen seichtmarine sandig-tonige Ablagerungen.

Nach der intensiven Denudation der oligozänen und der chattisch – burdigalischen (?) Bildungen erfolgte, an mehreren Stellen über einer – überwiegend paläozoischen – Schotterschicht, die Ablagerung des allgemein verbreiteten „unteren Rhyolithtuffkomplexes". Die sprunghafte Zunahme seiner Mächtigkeit innerhalb einer ziemlich kurzen Strecke (110 m bei Felsőnyárád) deutet auf die Möglichkeit der Ablagerung auf einer unebenen Oberfläche und einer intensiven Zusammenschwemmung hin; solche Anklänge zeigen auch die sandig-tonigen Einlagerungen. Das Braunkohlenflöz Nr. V. (Helvet) lagert unmittelbar auf dem unteren Rhyolithtuff.

Die Serie der helvetischen Oszillationsablagerungen ist in diesem Gebiet bis zum Hangenden des Flözes Nr. II. von Borsod vorhanden. Das Flöz Nr. II., welches in diesem Raum bis 1959 unbekannt war, wurde in dem an der W-Seite der Verwerfung „Hugó" sich hinziehenden tektonischen Graben von der vorsarmatischen Denudation verschont (Abb. 15.).

Auf der abgetragenen Oberfläche des Helvets – oder bei Jákfalva, wo der ganze helvetische Komplex abgetragen worden ist, auf dem unteren Rhyolithtuffkomplex – lagert, nach einer dünnen Schotterschicht, eine z. T. umgehäufte Rhyolithtuff-Tuffitschichtenfolge des Sarmat – Torton (?) mit schottrigen, sandigen und tonigen Einlagerungen.

Darauf lagern agglomeratische Andesittuffe und Schotter und nächstfolgend eine sandig – tonige Schichtengruppe mit Braunkohlenflözen und schliesslich folgen Rhyolithtuffe mit Sphärolitheinschlüssen, die sämtlich das Sarmat vertreten.

Der sie überlagernde, 50 bis 120 m mächtige Sand- und Tonkomplex wird mit Vorbehalt ins Pannon gestellt.

Die im tektonischen Bild der Tertiärbildungen überwiegenden NNO – SSW gerichteten longitudinalen Verwerfungen werden von transversalen Verschiebungen begleitet, längs deren auch kleine Überschiebungen beobachtet worden sind (Abb. 7, 8, 9). Die Hauptstörungen des Gebietes sind der vorsarmatischen Denudation vorangegangen, obwohl auch postsarmatische Bewegungen zweifellos nachgewiesen worden sind (Abb. 5, 6).

Beilage I. Merkmale und Lage des burdigalisch – chattischen (?) kohlenführenden Komplexes von Nord-Borsod auf Grund der Bohrungen. – Zusammengestellt von GY. RADÓCZ in 1962.

Zeichenerklärung: 1. Pleistozän – Holozän, *2.* Pannon, *3.* Sarmat, Sarmat – Torton (?), *4.* Helvet, *5.* Helvet – Burdigal („unterer Rhyolithtuffkomplex"), *6.* Burdigal – Chatt (?), *7.* Chatt, *8.* Chatt – Rupel, *9.* Untertrias, *10.* Devon. – *a* = verwitterter Schutt des Grundgebirges, *b* = Schotterschicht, bzw. -Linse, *c* = Tuff- und Tuffiteinlagerung, *d* = kleiner, mittlerer und grosser Sideritgehalt; Sideritlinsen und -Konkretionen, *e* = äusserst kalkige Schicht, *f* = = Bunttonfazies, *g* = fossilführende Schicht, *h* = sandige Schicht, *i* = glaukonitische Schicht, *j* = bauwürdiges, bzw. unbauwürdiges Braunkohlenflöz; Flözspuren, *k* = Sohlentiefe (in m)

Beilage II. Schnitte zum geologischen Bau des N-Teiles des Borsod-Beckens. – Hergestellt von GY. RADÓCZ in 1962.

Zeichenerklärung: 1. Holozän – Pleistozän, *2.* Pannon, *3.* Sarmat und Sarmat – Torton (?), *4.* Helvet, *5.* Helvet – Burdigal (unterer Rhyolithtuff), *6.* Burdigal – Chatt (?), *7.* Chatt, *8.* Chatt-Rupel, *9.* Untertrias, *10.* Devon, *11.* Braunkohlenflöz, *12.* Verwerfung, *13.* Überschiebung

ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ В ФЕКЕТЕВЁЛЬДЬСКОМ БУРОУГОЛЬНОМ БАССЕЙНЕ (СЕВЕРНЫЙ БОРШОД)

ДЬ. РАДОЦ

В работе подводятся итоги глубоких бурений, которые были выполнены отчасти в рамках разведочных работ, развернувшихся по инициативе Главного Геологического Управления в 1958 г. на площади „Фекетевёльдь I" (рис. 1), отчасти же под влиянием этой инициативы в соседних районах.

Фундамент данной области слагается девонскими глинистыми сланцами и известняками верхней серии (III) гор Сендрё, которые к югу и западу находятся в контакте с нижнекарбоновыми или нижнетриасовыми отложениями аналогичной фации. В прогибе (глубиной 150 – 250 м) зоны более высоко залегающего, перекрытого палеомезозойского фундамента располагается толща, начинающаяся „хаттско-бурдигальской (?)" конти-

нентальной свитой, в то время как на обеих сторонах зоны фундамента встречаются соответственно хаттская (скважина Skz. № 169) или рупельская (скважина J. № 28) толща (рис. 3, прил. I, II.).

В нижних, терригенных, пресноводных глинах „хаттско-бурдигальской (?)" свиты (наибольшая мощность которой достигает 300 м) имеются два лимнических буроугольных пласта, верхний из которых – в соответствии с заполнением впадины – является более выдержанным. Над нижным участком, включающим буроугольные пласты, чередуются континентально-болотные, солоноватоводные и морские отложения и, наконец, следуют мелководно-морские песчанисто-глинистые отложения.

После интенсивной денудации олигоценовых и хаттско-бурдигальских (?) образований, в некоторых местах над слоем преимущественно палеозойских галек залегает „толща нижних риолитовых туфов", пользующаяся всеобщим распространением. Огромное увеличение мощности ее (110 м у с. Фельшёньярад) свидетельствует о возможности отложения и интенсивного переотложения риолитовых туфов на неровной поверхности; на это указывают и песчанисто–глинистые прослои. Буроугольный пласт № V. (гельветский) налегает непосредственно на нижние риолитовые туфы.

Серия осцилляционных гельветских отложений присутствует в рассматриваемой области до кровли пласта Боршод № II. Пласт № II, который до 1959 г. был неизвестным на этом участке, сохранялся от досарматской эрозии благодаря защищающей роли тектонического грабена, протягивающегося вдоль сброса „Хуго" к западу от него (рис. 15).

На размытую поверхность гельветской толщи – а у с. Якфальва, где гельветская толща была полностью размыта, на нижние риолитовые туфы – через промежуток тонкого слоя галек, налегает толща переотложенных сарматско-тортонских (?) риолитовых туфов и туффитов с гравелистыми, песчанистыми и глинистыми прослоями.

Выше этой толщи залегают агломератовые андезитовые туфы и гальки, а затем песчанисто-глинистая пачка с буроугольным пластом и, наконец, риолитовые туфы со включениями сферолитов, которые вместе представляют сарматский ярус.

Залегающая выше толща песков и глин мощностью 50–120 м относится нами, с оговоркой, уже к паннону.

Продольные сбросы ССВ–ЮЮЗ-го направления, преобладающие в тектонике третичных отложений, сопровождаются поперечными к ним сдвигами, вдоль которых наблюдаются и небольшие надвиги (рис. 7, 8, 9). Главное тектоническое нарушение района предшествовало досарматской денудации, но наличие послесарматских движений было также несомненно доказано (рис. 5, 6).

HÉVÍZKUTATÁS ÉS A GEOTERMIKUS GRÁDIENS

Írta: SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT

Az 1962. évi hévízfeltárások és tanulságaik

A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentéseinek 1961. évi kötetében beszámoltam az 1952 utáni 10 év hazai hévízkutatásának eredményeiről, szemléletének és módszerének fejlődéséről. Erre a tájékoztató munkára azért is szükség volt és van, mert a népgazdaság az utóbbi 10—11 évben hatalmas beruházásokat eszközölt annak érdekében, hogy a népegészségügy, az ipar, és a primőrök termelésére törekvő mezőgazdaság termálvíz-, gyógyvíz- és energiaigényei kielégíthetők legyenek. A hivatkozott beszámolóban foglalt, valamint az alább bemutatásra kerülő 1962. évi eredmények világosan mutatják, hogy tapasztalataink és tudományos ismereteink e téren ma már lehetővé teszik a hévízfeltárást célzó fúrásoknak meglehetősen nagy biztonsággal való telepítését. Ezeket az ismereteket foglalja össze az idézett munkán kívül az 1962-ben a M. Á. Földtani Intézet kiadásában megjelent „*Magyarország Vízföldtani Atlasza*"-ban a 43. sz. térkép, valamint a „*Vázlatok és Tanulmányok Magyarország Vízföldtani Atlaszához*" c. kötetünk (1962).

A hévízfeltáráshoz fűződő nagy népgazdasági érdekek és a vele járó jelentős költségek azonban nemcsak a korszerű kutatás módjának és eredményeinek ismertetését, hanem a téves nézetek tisztázását is szükségessé teszik. Az utóbbi időben több ismeretterjesztő közleményben olyan vélemények láttak napvilágot, amelyek a kevésbé tájékozott gazdasági szakemberekben is hibás — és ezért káros — szemlélet kialakítását segíthetik elő.

1927 óta, tehát 35 év alatt több, mint 80 termálkút fúrásnál — mint konzultáns, fúrótechnikus, anyagfeldolgozó geológus, térképező és szakvéleményező hidrogeológus — bőven volt alkalmam és módom tapasztalat szerzésre és azok gyakorlati ellenőrzésére.

Ezek alapján le kell szögeznünk, megtévesztő az a kijelentés, hogy Magyarországon mindenütt, vagy akár területének 80%-án fel lehet hévizet tárni, éppen csak elég mélyre kell lefúrni. Ezt a tételt a hévízfeltárási lehetőségeket bemutató térképen (l. c.) kívül sok példa cáfolja (Székesfehérvár, Salgótarján, Sikonda IV, Kisvárda, Eger, Szentendre stb. fúrásai).

Emellett a gyakorlatban soha sincs arról szó, hogy több-kevesebb vizet tárjunk fel, hanem mindig konkrét kívánságok, igények vagy szükségletek gazdaságos kielégítéséről. Ezek a konkrét kívánságok vonatkozhatnak a víz hőfokára, minőségére, hozamára, nyomására, a telepítés helyére, a túl nem

léphető költségekre vagy minderre együtt. Az igények kielégíthetőségének elbírálásánál pedig sok mindent kell figyelembe venni, nevezetesen: az illető hely térszínét, az ott várható földtani rétegsort és azon belül a vízszolgáltató rétegek kifejlődését, szerkezetét, mélységét, a várható geotermikus grádienst, a feltárható víz kémiai jellegét, gázos vagy nem gázos voltát, nyomását stb. Ezeknek az elbírálása vízföldtani szakvéleményeink tárgya. Arra pedig, hogy ez milyen mértékben lehetséges, legyen szabad egy példát felhoznunk.

Szeged városa 1958-ban 80 – 90 C° melegvíz feltárására kért szakvéleményt. A szakvélemény szerint a felső- és alsó-pannon határán, 1900 m abszolút mélységben várható vízadó szint megcsapolása. A geotermikus grádienst gyakorlati szempontból kereken 20 m/1 C°-nak véve 2000 m-ben tehát 110 C° talphőmérsékletet helyezett kilátásba. Az 1900 m-ben mért tényleges hőmérséklet 106 C° volt, tehát szinte tökéletesen egyezett az előre jelzettel. A szakvélemény a várható vízhozamot és a kifolyó víz hőmérsékletét – a kút műszaki kivitelezésétől függően – 1000 – 1500 l/p-ben és 90 C°-ban jelölte meg. A víz vegyi jellegét tekintve szikes jellegű, nátriumhidrogénkarbonátos vizet jelzett, esetleg gyenge nátriumklorid nyommal és kevés szénhidrogén gázzal. Ezen előrejelzés helytállósága ellenőrizhető az 1962 őszén elkészült kútnak az 1. táblázatban (lásd a szöveg végén) feltüntetett adatai alapján.

Tévedésen alapszik az, a legújabb balneológiai irodalomban olvasható megállapítás is, hogy a hévizes kutak főleg a kőolajkutatás eredményei. Céltudatos vízföldtani kutató- és feltáró munka alapján készülnek.

Azok a sajtóközlemények is rendesen félreértésen alapszanak, amelyek arról számolnak be például, hogy Füzesgyarmaton ivóvíznyerés céljából mélyített fúrásban „váratlanul" hévíz tört fel. Ez – eltekintve számba alig jövő kivételtől – csak akkor és ott következhetik be, ahol vízföldtani szakvélemény nélkül, vagy az abban foglaltak figyelmen kívül hagyásával fúrnak.

Sok szó esik mostanában arról is, hogy fel kellene használni alacsony geotermikus grádiens viszonyainkat arra, hogy hévizes kutak révén hőenergiát termeljünk, mégpedig ipari szempontból jelentős mennyiségben. Ennek a lehetőségnek az elbírálásánál mindenesetre figyelembe veendő az a körülmény, hogy nagy hőfokú hévizeket csak nagy mélységekből és nem mindenütt lehet termelni. Ott viszont a víz vegyi jellege többnyire már korlátozólag hat a hő- és egyéb felhasználás szempontjából. A hévizek hőhasznosítási hatásfoka, az ez idő szerint használatos berendezések mellett, 30 – 36%. De számításba kell venni azt is, hogy adott körzetben a kutak számát és azok vízhozamát nem lehet tetszőlegesen és gazdaságosan növelni. A felhasznált vizet – különösen, ha az nagyobb sótartalmú – kártétel és nagyobb beruházás nélkül megfelelő recipiensekbe elvezetni nehéz. A világ híres gőz- és hévíztermelő s egyben hasz-

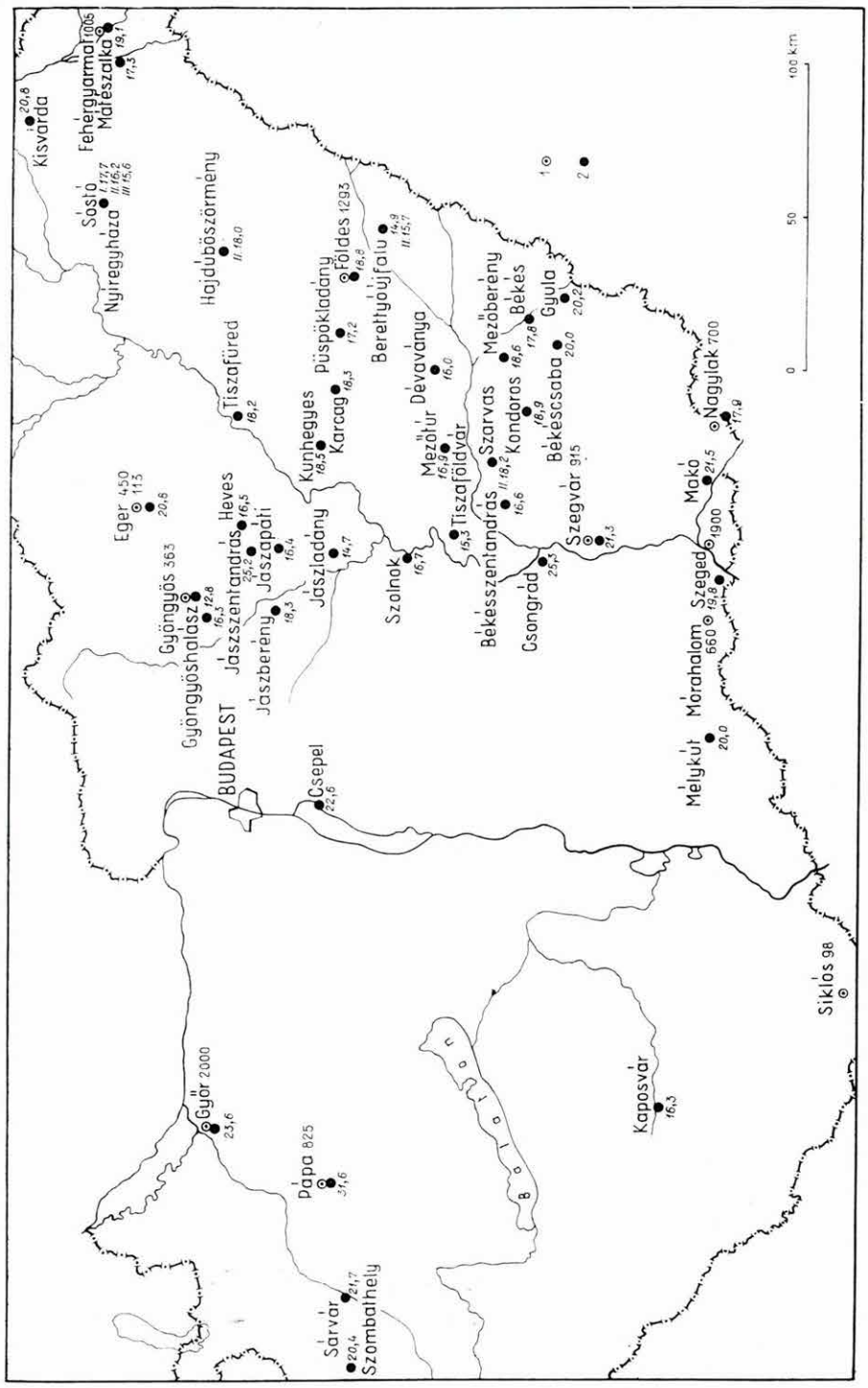
---

1. ábra. Újabb hévizes kutak és talphőmérséklet-mérések alapján számított geotermikus grádiensek

Jelmagyarázat: 1 = 1962. évi hévizfeltárás mélységadattal, *2* = geotermikus grádiens m/C°-ban

Abb. 1. Auf Grund neuer Thermalbrunnen und Sohlentemperaturmessungen berechnete geothermische Gradiente

Zeichenerklärung: 1 = in 1962 durchgeführte Thermalwassererkundung mit Tiefenangaben, *2* = geothermischer Gradient in m/C°


Kisvárda 20,8
Fehérgyarmat 1005
Máteszalka 19,1
17,3
Sóstó I. 17,7 II. 16,2 III. 15,6
Nyíregyháza
Hajdúböszörmény II. 18,0
Földes 1293
18,8
Püspökladány 17,2
Berettyóújfalu 14,9 II. 15,7
Dévaványa 16,0
Mezőberény 18,6
Békés 17,8
Gyula 20,2
Békéscsaba 20,0
Tiszafüred 18,2
Kunhegyes 18,5
Karcag 16,3
Mezőtúr 16,9
Szarvas II. 18,2
Kondoros 18,9
Nagylak 700 17,9
Eger 450 113 20,8
Heves 16,5
Jászapáti 16,4
Jászladány 14,7
Tiszaföldvár 15,3
Békésszentandrás 16,6
Szegvár 915 21,3
Makó 21,5
Szolnok 16,7
Gyöngyös 363
Gyöngyöshalász 12,8 16,3
Jászszentandrás 25,2
Jászberény 18,3
Csongrád 25,3
Szeged 1900 19,8
Mórahalom 669
Mélykút 20,0
BUDAPEST
Csepel 22,6
Siklós 98
Kaposvár 16,3
Győr 2000 23,6
Pápa 825 31,6
Balaton
Sárvár 20,4
Szombathely 21,7
1
2
0
50
100 km

1. ábra — Abb. 1.

nosító helyei, mint pl. az USA-ban a Yellowstone Nemzeti Park, Izland, a Pisa melletti Larderello, továbbá Újzéland stb. mind fiatal vulkanizmussal, ill. aránylag kis mélységben levő magmatűzhelyekkel állanak összefüggésben. Egészen más természetűek tehát, mint a mi természetes és mesterséges hévízforrásaink, amelyekkel nem hasonlíthatók össze.

1962-ben a Vízföldtani Osztály 20 szakvéleményt adott hévízfeltárásra és szakvéleményei alapján 11 termál, illetve langyos vizű kút készült el az 1. táblázatban megadott eredménnyel. Ezekkel az 1952 – 1962. év végéig – szakvéleményeink alapján – elkészült termálkutak száma 81-re növekedett, a még 1960-ban elkészült, de csak most dokumentált mórahalmi kúttal együtt.

Újabb adatok a magyarországi geotermikus grádiens kérdéséhez

A földmelegségi fokozatok (gg) kiszámításának alapjául szolgáló talphőmérsékletmérések néhány éve kielégítően folynak. Különösen, amióta sürgetésünkre az Országos Vízkutató és Fúró Vállalat erre berendezkedett és a szakvéleményeinkben mindenkor előírt kikötéseknek eleget tud tenni. A *Vázlatok és Tanulmányok Magyarország Vízföldtani Atlaszához* c. kötetben (pp. 56 – 66) 55 fúrásban eszközölt 130 hőmérsékletmérés és két olajmező méréseinek átlageredményeit ismertettük. Az 1958 – 1962. között történt talphőmérsékletmérésekről és a belőlük számítható geotermikus grádiens viszonyokról az 1. ábrán és a 2. táblázaton feltüntetett adatok adnak tájékoztatást.

A korábban és a most közölt adatokkal együtt 100 fúrásban mért 175 talphőmérséklet alapján nagyságrendileg már elég jól ismerjük hazánk földjének geotermikus grádiens viszonyait. A most közreadott 39 alföldi és 5 dunántúli mérési adat is megerősíti azt a korábbi megállapítást, hogy az Alföld átlagos grádiense 18 m/C° körül van, míg a Dunántúl átlag grádiense 20 – 24 között mozog (adott esetben 22,7 m/C°). A nyíregyháza-sóstói, most ismertetett három fúrás is szépen példázza azt a tételt, hogy a geotermikus grádiens a mélységgel nő.

2. táblázat

Sorszám	A fúrás helye	A levegő évi középhőmérséklete C°	Észlelési mélység m	Észlelt hőmérséklet C°	Számított geoterm. grádiens m/C°	A kőzet földtani kora észlelési mélységben
	I. Alföld					
	1. Duna – Tisza köze					
1.	Csepel-fürdő I.	10,3	1143	60	22,6	Ol_1
2.	Szolnok MÁV fürdő	10,4	1001	69	16,7	Pl_2
	2. Tiszántúl					
1.	Makó fürdő	11,2	993	56,5	21,5	Pl_3
2.	Békés fürdő	11	788	54	17,8	Pl_2
3.	Nyíregyháza, Sóstó I.	9,8	998	65	17,7	M_3
4.	Nyíregyháza, Sóstó II.	9,8	800	58	16,2	Pl_1

2. táblázat folytatása

Sorszám	A fúrás helye	A levegő évi középhőmérséklete C°	Észlelési mélység m	Észlelt hőmérséklet C°	Számított geoterm. grádiens m/C°	A kőzet földtani kora észlelési mélységben
5.	Nyíregyháza, Sóstó III.	9,8	601	47	15,6	Pl_2
6.	Békéscsaba fürdő	11,1	2001	110	20,0	Pl_{1-2}
7.	Berettyóújfalu	10,0	810	63	14,9	Pl_2
8.	Hajdúböszörmény II.	9,8	745	50	18,0	Pl_1
9.	Jászapáti vízmű	10,3	805	58	16,4	Pl_2
10.	Jászberény fürdő	10,3	804	53	18,3	Pl_2
11.	Mezőtúr fürdő	10,7	1448	95	16,9	Pl_{1-2}
12.	Püspökladány fürdő	10,3	652	47	17,2	Pl_2
13.	Szarvas vízmű II.	10,9	679	47	18,2	Pl_2
14.	Tiszafüred fürdő	10,3	946	61	18,2	Pl_2
15.	Berettyóújfalu II.	10,6	451	38	15,7	Pl_2
16.	Békésszentandrás fürdő	10,9	652	49	16,6	Pl
17.	Csongrád fürdő	10,9	1091	53	25,3	Pl_2
18.	Gyula II.	11,1	950	57	20,2	Pl
19.	Jászszentandrás fürdő	10,3	1021	50	25,2	Pl_2
20.	Karcag fürdő	10,3	1500	91	18,3	Pl_{1-2}
21.	Mátészalka fürdő	9,8	1009	67	17,3	Pl
22.	Mezőberény	10,8	1030	65	18,6	Pl_2
23.	Tiszaföldvár fürdő	10,6	1050	78	15,3	Pl_2
24.	Kondoros	11,0	550	39	18,9	Pl_2
25.	Dévaványa	10,8	1130	80	16,0	Pl_{1-2}
26.	Gyöngyöshalász	10,8	810	59	16,3	Pl_2–M
27.	Heves	10,2	793	57	16,5	Pl_2
28.	Kunhegyes	10,2	998	63	18,5	Pl_2
29.	Mélykút	11,0	671	43	20,0	Pl_{1-2}
30.	Fehérgyarmat	9,8	980	60	19,1	Pl_{1-2}
31.	Gyöngyös	10,8	363	37,5	12,8	Pl_2–M
32.	Kisvárda	9,3	1000	57	20,8	Pl_2
33.	Nagylak	11,0	700	48,5	17,9	Pl_2
34.	Földes	10,5	1295	78	18,8	Pl_{1-2}
35.	Szegvár	10,8	915	52,5	21,3	Pl_2
36.	Jászladány	10,3	826	65	14,7	Pl_2
37.	Új-Szeged	11,7	1900	106	19,8	Pl_2
38.	Berettyóújfalu	10,0	810	63	14,9	Pl_2
	II. Dunántúl					
1.	Kaposvár fürdő	10,6	1000	70	16,3	Pl_2
2.	Szombathely	9,6	1721	80,5	20,4	Pl_2
3.	Sárvár	10,0	998	55	21,7	Pl_{1-2}
4.	Győr	10,6	2000	94	23,6	Pl_1
5.	Pápa	10,5	825	35,5	31,6	K-felső
	III. Északi peremvidék					
1.	Eger	10,1	436	30	20,8	T

A grádiens átlagértéke: Duna–Tisza köze 19,6
Tiszántúl 18,2
Dunántúl 22,7

THERMALWASSERERKUNDUNG UND DER GEOTHERMISCHE GRADIENT

von

E. R. SCHMIDT

Im Jahresbericht der Ungarischen Geologischen Anstalt für 1961 hat Verfasser über die Ergebnisse der Thermalwassererkundung in Ungarn, sowie über die Entwicklung der diesbezüglichen Anschauungen und Methodik im Laufe der 10 Jahre zwischen 1952 und 1961 berichtet.

Die grossen volkswirtschaftlichen Interessen am Aufschluss von Thermalwässern und der damit verbundene, beträchtliche Kostenaufwand haben erfordert nicht nur die Methoden und die Ergebnisse der zeitgemässen Erkundung zu erörtern, sondern auch die falschen Ansichten zu berechtigen. In diesem Zusammenhang weist dieses Referat auf die Übertreibungen einiger Aufsätze bezüglich der Ansetzungsbedingungen der Thermalbrunnen und der Energieausnutzungsmöglichkeiten des Thermalwassers hin.

In 1962 gab die Hydrogeologische Abteilung 20 Gutachten über Thermalwasseraufschluss und auf Grund ihrer Gutachten wurden 11 Thermal-, bzw. Lauwasserbrunnen mit den in Tabelle 1. angeführten Angaben errichtet. Damit erreichte die Zahl der von 1952 bis zum Ende des Jahres 1962 – auf Grund unserer Gutachten – errichteten Thermalbrunnen 81, samt dem bereits in 1960 abgeteuften, aber erst jetzt dokumentierten Brunnen von Mórahalom.

Die in Tabelle 1. zusammengefassten Angaben über Thermalbrunnen veranschaulichen die erzielten Resultate. Abbildung 1. zeigt die Stellen der Brunnen. Die senkrechten Kolonnen der Tabelle enthalten ausser der laufenden Nummer wie folgt: Stelle des Brunnens; Meereshöhe des Terrains in m; Tiefe der Bohrung in m; Ruhespiegel in m; Wasserschüttung in l/min; Betriebsniveau des Wassers; Sohlentemperatur; Wassertemperatur; Stellen der Schichtöffnungen in m; geologisches Alter der wasserliefernden Schichten; Wirtschaftlichkeits-Indexe: auf 1 laufendes Meter Bohrung entfallende Wasserschüttung in l/min; auf 1 laufendes Meter Bohrung entfallende und über 10 C° gelieferte Wärmemenge in kg/kal [l/min · (t C° – 10)]; Name des Gutachters; Jahr der Bohrung.

* * *

Die Messungen der Sohlentemperatur, auf deren Grund die geothermischen Gradiente (gg) berechnet werden, sind seit einigen Jahren im Gange und liefern befriedigende Ergebnisse. Das trifft besonders zu, seitdem das Staatliche Wassererkundungs- und Bohrungsunternehmen sich auf unser Betreiben darauf eingerichtet hat und den in unseren Gutachten festgesetzten jeweiligen Anforderungen Folge leisten kann. Im Band „*Skizzen und Studien zum Hydrogeologischen Atlas Ungarns*" (pp. 56 – 66) wurden die Durchschnittswerte von in 55 Bohrungen durchgeführten 130 Temperaturmessungen und diejenigen von 2 Erdölfeldern angeführt. Über die zwischen 1958 bis 1962 erfolgten Sohlentemperaturmessungen und über die daraus ermittelbaren Verhältnisse des geothermischen Gradientes wird es in Tabelle 2. berichtet.

ПОИСКИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ ГРАДИЕНТ

Э. Р. ШМИДТ

В томе Годового Отчета Венгерского Геологического Института за 1961 г. были подведены итоги поисков термальных вод в Венгрии, проведенных в течение 10 лет с 1952 г. по 1961 г., а также была дана характеристика развития соответствующих взглядов и методики.

Однако, большой народно-хозяйственный интерес ко вскрытию термальных вод и связанные с ним значительные расходы потребовали не только изложения методики поисков и их результатов, но и устранения ошибочных взглядов. В связи с этим, автор настоящей работы указывает на преувеличения некоторых статей, посвященных изложению возможностей размежения термальных колодцев и использования энергии извлекаемых термальных вод.

В 1962 г. Гидрогеологический Отдел давал 20 экспертиз по вскрытию термальных вод и на основании этих экспертиз было оформлено 11 колодцев с термальной или умеренной водой. Результаты, полученные при устройстве этих колодцев, приведены в таблице 1. Таким образом, количество термальных колодцев, оформленных по нашим экспертизам за период 1952—1962 гг., достигло 81, вместе с колодцем в с. Морахалом, законченным еще в 1960 г., но подтвержденным экспертизой и соответствующей документацией только теперь.

Данные по термальным колодцам, обобщенные в таблице 1, показывают достигнутые результаты. Рисунок 1 изображает места колодцев. Вертикальные колонны таблицы содержат следующие данные: место скважины; высота поверхности над уровнем моря в м; глубина скважины в м; статический уровень воды в м; дебит в л/мин.; рабочий уровень воды; температура на подошве; температура воды; места вскрытия пластов в м; геологический возраст водопоставляющих горизонтов; индексы экономичности, причем дебит, приходящийся на 1 погонный метр скважины в л/мин, количество тепла, приходящегося на 1 погонный метр скважины и поставляемого сверх 10°C в кг/кал [$1/p \cdot (t°C - 10)$]; фамилия и имя эксперта; год бурения.

* * *

Измерения температуры на подошве, лежащие в основе исчисления геотермических градиентов, ведутся с удовлетворяющими результатами уже несколько лет. Результаты удовлетворительны в особенности с тех пор, что по нашему нажиму Центральное гидрогеологическое и буровое предприятие организовало во своих партиях проведение таких измерений и умеет удовлетворять соответствующим требованиям, предъявляемым в наших экспертизах. В работе „*Схемы и очерки к Гидрогеологическому Атласу Венгрии*" (стр. 56—66) были приведены средние величины от 130 измерений температуры, произведенных в 55 скважинах и по 2 нефтяным месторождениям. Измерения температуры на подошве, выполненные за период 1958—1962 гг. и определяемые из них условия геотермического градиента показываются в таблице 2.

A MAGYAR KARSZT- ÉS BARLANGDOKUMENTÁCIÓ PROBLÉMÁI

Írta: BERTALAN KÁROLY

A karszt- és barlangtan nem korlátozódik csupán a barlangokra, hanem azokat a többi karsztjelenségekkel (dolinák, víznyelők, karsztforrások) való összefüggésükben vizsgálja, a barlangok tárgyalásánál pedig a karsztos eredetűek mellett a kisebb számú, de nem kevésbé jelentős, különböző „nem karsztos" barlangnak is figyelmet szentel. A karsztosodás fogalmát nem a klasszikus értelemben használom, hanem kiterjesztem azt a hidegvizes karsztosodásról a hévizes karsztosodásra is.

Dokumentáció alatt jelen esetben a karszt- és barlangtan irodalmának összegyűjtését és feldolgozását (karszt- és barlangbibliográfia), és az innen és egyéb forrásokból nyert adatoknak barlangonkénti rendezését (barlangkataszter) értem.

Mindkettőnek régi hagyományai vannak, melyek főként Intézetünk munkásságához kapcsolódnak, jelenleg azonban a helyzet egyik téren sem mondható kielégítőnek.

A hazai barlangtani irodalom (röviden *barlangbibliográfia*) első összefoglalását Intézetünk adta ki 1914-ben HORUSITZKY H. szerkesztésében (*43*). Ez a kiadvány a legrégibb időktől 1913-ig tartalmazza a magyar barlangtani irodalmat. Hibáinak helyesbítései, hiányainak pótlásai, valamint a következő évek irodalma a *Barlangkutatás*, majd a *Barlangvilág* c. folyóiratokban jelent meg 1930-ig (*12*, *13*, *20–23*, *25–27*, *29*, *30*, *40*). Ekkor azonban a sorozat megszakadt.

Magam a gyűjtést a szorosan vett barlangtani irodalomról a karszt- és barlangkutatás tágabb területére és rokontudományaira is kiterjesztettem. A hiányok pótlásán kívül elsősorban az 1945 óta megjelent irodalmi adatok összegyűjtésére és feltárására törekedtem és anyagom – kisebb hiányoktól eltekintve – teljesnek mondható. Sajnos nagy része kézírásos formában van, mindössze egy év anyaga jelent meg belőle sokszorosításban (*6*, *8*, *9*). A barlangbibliográfia terén a fő nehézséget a cikkek nagymértékű szórása jelenti, mivel több, mint százféle folyóiratban jelennek meg ilyen tárgyú cikkek.

Legsürgősebb teendőnek a nemzetközi szakbibliográfiai kiadványok számára való adatszolgáltatást tekintettem és ezt sikerült is megvalósítanom: az osztrák nemzetközi szpeleológiai bibliográfiai kiadvány közbelépésemre pótlólag közölte az addig mellőzött magyar címanyagot is az 1950–1954. évekről

(*45*), azóta pedig évenként közli a beküldött magyar karszt- és barlangbibliográfiát (*46*, *47*).

A magyarországi barlangok adatainak nyilvántartása (röviden: *barlangkataszter*) terén közelről sem ilyen kedvező a helyzet. Számos régebbi (*17*, *19*, *34*, *35*) és újabb (*31*) hazai kezdeményezés zátonyra futott vagy csak a kivonatos, népszerű összefoglalásig jutott el (*4*, *16*, *41*, *42*, *48*), illetve kéziratban maradt (*24*). A környező államok is csak az utóbbi időben kezdték el saját barlangkataszterük felállítását (*1*, *2*, *28*, *37*, *38*, *44*). Ausztria, Csehszlovákia és Jugoszlávia űrlapjait sikerült eddig megszereznem (*36*, *39*, *49*, *50*). Magyarországról is többféle (főleg háború előtti) barlangkataszteri nyomtatvány mintapéldányával rendelkezem (*10*, *11*, *14*, *18*, *32*, *33*), kitöltött teljes sorozatuk azonban tudtommal sehol sem található.

Még 1932-ben kezdtem el a hazai barlangokra vonatkozó adatok kataszteri lapokon való gyűjtését. 1954-ben a Földtani Társulat akkori Barlangkutató Szakosztályán előadást tartottam a munka állásáról (*5*). 1956-ban jelentettem meg az adatok első, kivonatos összesítését (*7*), a következő, több szempontra kiterjedő összesítést, melyet még 1958-ban készítettem, az 1. ábra mutatja be. A részletadatok hatalmas tömege sokszáz cédulán kéziratban van (*3*). Az anyag közel teljes, újabb adatok bevezetésével állandóan fejlesztem és nagyjából sikerül lépést tartanom a publikációk megjelenésével, bár a kutatások kiterebélyesedése és szétágazódása egyre nagyobb feladatok elé állít. Gyűjteményem valamennyi barlangunknál megadja a rávonatkozó teljes irodalmat is. Az összeállítás lezárását és publikálását azonban több körülmény hátráltatta.

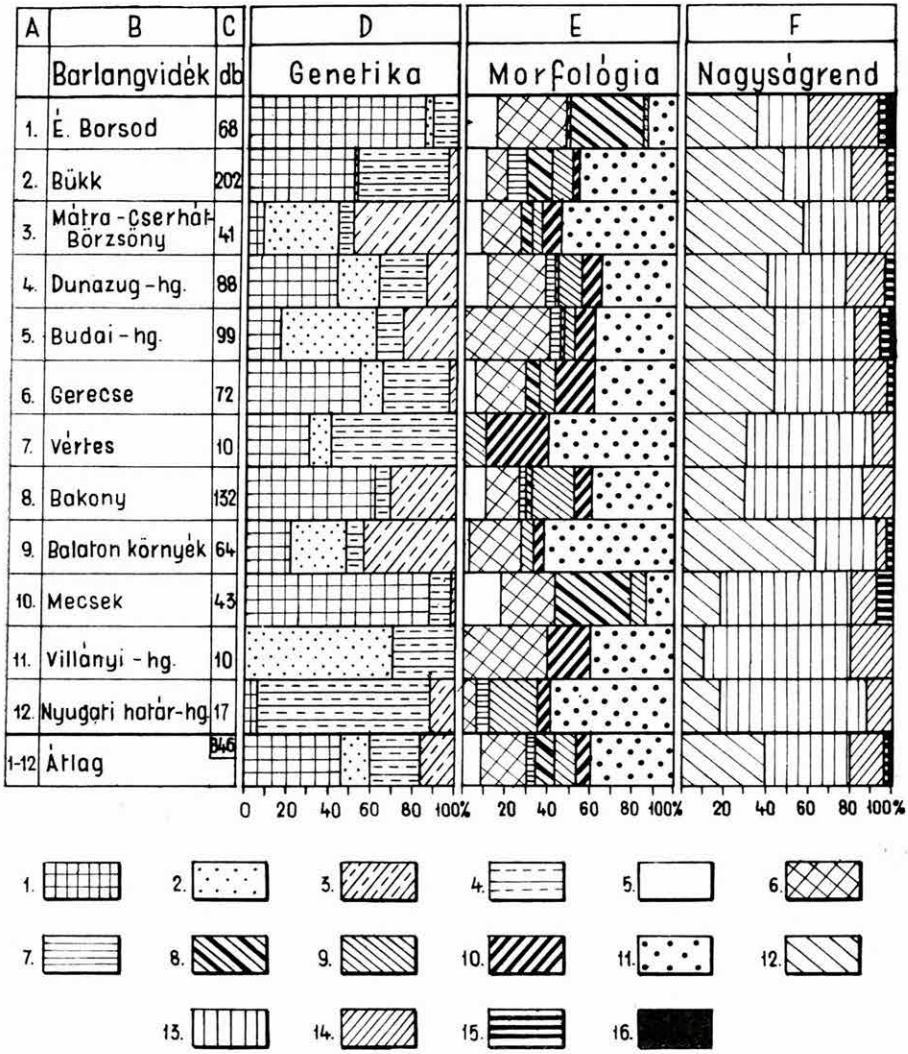
Történtek ugyan már eddig is kísérletek arra vonatkozóan, hogy a kérdéssel hivatalos intézeti témaként foglalkozzam, de ezek eddig nem vezettek eredményre. Pedig, hogy ez mennyire aktuális lenne, arra az alábbi érveket sorakoztatom fel:

a) Küszöbön áll földtani térképsorozataink nyomtatásban való megjelentetése. Ezeken pedig véleményem szerint kívánatos lenne a földtani szempontból jelentős barlangok megbízható bejelölése is, mint a többi európai állam (Ausztria, Csehszlovákia, Franciaország, Lengyelország, Olaszország és Svájc) is feltünteti részletes földtani térképein a barlangokat.

b) Közeledik hegyvidékeink földtani monográfiáinak lezárása. Ezekben is kívánatos volna egy-egy fejezet a terület karsztosodási viszonyairól, esetleg külön a barlangokról is. Földtani képződményeink komplex kutatásához ugyanis hozzátartozik azok karsztosodási viszonyainak, valamint szpeleológiai vonatkozásainak a vizsgálata is, amely további ősföldrajzi, paleoklimatológiai, paleontológiai, sztratigráfiai, hidrogeológiai és tektonikai megállapításokhoz vezethet.

c) A nemrég életbe lépett természetvédelmi törvény a barlangokat és közvetlen környéküket külön határozat hozatala nélkül is védettnek nyilvánítja. Előírja továbbá az Országos Természetvédelmi Hivatal részére országos törzskönyv, megyei szervei részére pedig megyénként vezetett törzskönyv felállítását (*15*). Ehhez a munkához pedig adatokra lesz szüksége, melyek megadására elsősorban Intézetünk hivatott.

d) A barlangkutatás népszerűségének növekedése, a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulatba tömörült kutatócsoportok eredményes feltáró mun-



1. ábra. Barlangjaink százalékos megoszlása (1958. évi állapot szerint)

Jelmagyarázat: 1. hidegvizes, *2.* hévizes, *3.* nem-karsztos, *4.* ismeretlen eredetű. — *5.* Nyelőbarlang, *6.* forrásbarlang, *7.* átmenő barlang, *8.* zsomboly, *9.* kőfülke és sziklaeresz, *10.* hasadékbarlang, *11.* egyéb és ismeretlen. — *12.* Kicsiny és ismeretlen méretű. — *13.* 2–20 m-es, *14.* 20–200 m-es, *15.* 200–2000 m-es, *16.* 2000–20 000 m-es nagyságú barlang

Abb. 1. Prozentuelle Verteilung der ungarischen Höhlen nach dem Stand in 1958

Zeichenerklärung: A = laufende Nummer, B = Name der Höhlengegend, C = Anzahl. — Verteilung nach: D = Genetik, E = Morphologie, F = Grössenordnung. — 1. Kaltwasserhöhle, 2. Thermalhöhle, 3. nicht-karstische Höhle, 4. Höhle von unbekanntem Ursprung. — *5.* Wasserschlingerhöhle, *6.* Quellenhöhle, *7.* Durchgangshöhle, *8.* Karstschacht, *9.* Steinnische und Felsentraufe, *10.* Spaltenhöhle, *11.* andere und unbekannte Höhlentypen. — *12.* Kleine Höhlen und Höhlen von unbekanntem Ausmass, — *13.* 2–20 m, *14.* 20–200, *15.* 200–2000 m, *16.* 2000–20 000 m lange Höhlen

kásságának fokozódó irama olyan tömegű adathalmazt eredményez, melyet csak szervezett munkával lehet nyilvántartani és az elkallódástól megmenteni. Az ilyen módon nyert adatok kiértékeléséből egyébként számos földtani jelentőségű eredmény is várható. Az adatok gyarapodását az 1. sz. táblázaton mutatom be.

e) Végezetül, de nem utolsó sorban a hosszabb barlangfolyosók, de különösen a néha 100 m-nél nagyobb mélységre is lenyúló zsombolyok, mint természetes feltárások is jelentősek. Földtani szelvényezésük éppen azoknak a területeknek alaposabb földtani megismerését segítené elő, ahol fúrások – ásványi nyersanyag hiányában – eddig egyáltalán nem mélyültek és telepítésük továbbra sem valószínű. Ezek a szelvények tehát hasznos kiegészítői volnának a befejezéshez közeledő fúráskataszter adatainak. Amint pl. a francia dokumentációs központ a mélyfúrásokkal együtt tartja nyilván a barlangokat is *(37)*.

* * *

Intézetünk a múltban is élen járt a hazai szpeleológiai kutatásokban, sőt nem egy esetben azok megindítója volt. Id. Lóczy L., majd Kadić O. a hazai ősember- és jégkorkutatás terén, Kormos T., Lambrecht K. és Mottl M. a barlangi ősgerinces faunák feltárása és feldolgozása, Pávai Vajna F. és Kerekes J. a hévizes karsztosodás felismerése, Horusitzky H. a barlangi foszfátkutatás, Horusitzky F., Jaskó S. és Jakucs L. pedig a karszthidrológiai kutatások terén alkottak maradandót. Utóbbi az első tudományosan megalapozott magyar barlangfeltárást, a Béke-barlang felfedezését Intézetünk munkatársaként hajtotta végre. Az utóbbi évek munkáiból figyelemre méltóak Láng G. és Ozoray Gy. genetikai kutatásai.

Kívánatos volna, hogy Intézetünk – hagyományaihoz méltóan – a karszt- és barlangtani kutatások eredményeinek rögzítésében és feldolgozásában is példát mutasson és az igen szétszórt adatokat áttekinthető formában tegye hozzáférhetővé. Ez pedig lényegében adattári feladat. A barlangkataszter is a fúráskataszterrel azonos célkitűzés alapján és hasonló módon volna elkészíthető. A legfőbb különbséget – eltekintve a tárgykör bonyolultabb összetételétől – főleg abban látom, hogy a létesítendő barlangkataszternél az alapdokumentációt is magunknak kellene kiépítenünk, amit legcélszerűbben dosszié-rendszerben lehetne megvalósítani. Ennek elkészülte előtt is fel lehetne azonban már állítani egy ideiglenes barlangkatasztert a rendelkezésre álló irodalmi adatok alapján. Ennek első – szerényebb kivitelű – formája főleg a figyelembe vett barlangok száma terén törekednék teljességre (minimál – kataszter), míg a feltüntetett adatok terén csak későbbi, részletesebben kidolgozott változata igyekeznék megközelíteni a teljességet az időközben felmerült kutatási eredmények alapján. Az eddigieket egy térképsorozatnak kellene kiegészítenie, amely a kataszteri lapokon szereplő barlangok fekvését tüntetné fel, a fúróponttérképekhez hasonló módon. Külön – erre a célra készített – jelkulcs segítségével feltüntethetnénk az ábrázolt barlangok genetikai, tipológiai és nagyságrendi adatait is. A térképek anyagának összegyűjtésénél nélkülözhetetlen segítséget nyújthatnak felvevő geológusaink, valamint a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat tagjai.

IRODALOM

1. AUDÉTAT, M.: Etablissement d'un fichier central des grottes suisses. – Premier Congrès International de Spéléologie. Paris 1953. Tom. IV. Paris, 1957. pp. 105 – 110.
2. BENICZKÝ, V. – JURIKOVICOVA, M.:Dokumentácia krasu a jaskýň. – Slovensky kras, Osveta Matrin, 1958. pp. 62 – 79.
3. BERTALAN K.: Magyarország barlangkatasztere. – Veszprém – Budapest. 1932 – 1963. Kézirat.
4. BERTALAN K.: A Bakony-hegység barlangjai. – Turisták Lapja, **50.** 3 – 4. Budapest, 1938. pp. 153 – 155 és 207 – 208.
5. BERTALAN K.: Barlangdokumentáció. – Előadás a Magy. Földt. Társ. Barlangkutató Szakosztályának 1954. dec. 1-én tartott szakülésén. Kézirat.
6. BERTALAN K.: Az 1955. év magyar karszt- és barlangkutatási irodalma. – Karszt- és Barlangkutatási Tájékoztató, Budapest, 1956. jan. – febr. pp. 9 – 13.
7. BERTALAN K.: Karszt- és barlang-dokumentáció. II. Kataszterezés. – Karszt- és Barlangkutatási Tájékoztató, Budapest, 1956. jan.-febr. pp. 14 – 16.
8. BERTALAN K.: Pótlások az 1955. év magyar karszt- és barlangkutatási irodalmához. – Karszt- és Barlangkutatási Tájékoztató, Budapest, 1957. jan.-jún. pp. 37 – 40.
9. BERTALAN K.: Pótlások az 1955. év magyar karszt- és barlangkutatási irodalmához – Karszt- és Barlangkutatási Tájékoztató, Budapest, 1958. pp. 23 – 24.
10. [BERTALAN K. – BALÁZS D.]: Szpeleográfiai terepnapló. – Kinizsi Természetbarát Egyesület Barlangkutató Szakosztálya, Budapest, 1962. pp. 1 – 8.
11. [BERTALAN K.]: Szpeleográfiai terepjelentés. – Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat Dokumentációs Szakoszt., Budapest, 1963. pp. 1 – 4.
12. [BOKOR E. – KADIĆ O.]: Bibliographia spelaeologica hungarica. Pótlások 1897 – 1916-ból és az 1919, 1920. évek irodalma. – Barlangkutatás, **8.** 1 – 4. Budapest, 1920. pp. 69 – 72.
13. [BOKOR E.]: Bibliographia spelaeologica Hungarica. Pótlások 1869 – 1899. – Barlangkutatás, **9.** 1 – 4. Budapest, 1921. pp. 62 – 64.
14. *Budapesti Egyetemi Turista Egyesület Barlangkutató Osztálya:* Barlangkataszteri lap. – Budapest, 1920? körül. p. 1.
15. DÉNES GY.: Az új természetvédelmi törvényről. – Karszt- és Barlangkutatási Tájékoztató, 1962. 6 – 7. pp. 83 – 86.
16. DUDICH E.: Az Aggteleki cseppkőbarlang és környéke. Függelék: Kisebb barlangjaink áttekintése. – Népszerű Természettudományi Könyvtár 12. Budapest, 1932. pp. 164 – 174, 179 – 186.
17. HORUSITZKY H.: Siegmeth Károly élete és munkálkodása. (1845. szept. 11 – 1912. ápr. 21). – Barlangkutatás, **1.** 1. Budapest, 1913. pp. 6 – 7.
18. JELINEK J.: M. T. Sz. 1. sz. (A Magyar Turista Szövetség barlangkatasztere). – Budapest (1930? körül) p. 1.
19. KADIĆ O.: A magyar barlangkutatás céljai és útjai. 1. A hazai barlangok nyilvántartása. – Barlangkutatás, **1.** 1. Budapest, 1913. pp. 15 – 16.
20. [KADIĆ O.]: A magyar barlangtani irodalom jegyzéke (1914). – Barlangkutatás **3.** 1. Budapest, 1915. pp. 41 – 47.
21. [KADIĆ O.]: A magyar barlangtani irodalom jegyzéke (1915). – Barlangkutatás, **4.** 1. Budapest, 1916. pp. 53 – 56.
22. [KADIĆ O.]: A magyar barlangtani irodalom jegyzéke (1916). – Barlangkutatás **5.** 1. Budapest, 1917. pp. 90 – 92.
23. [KADIĆ O.]: A magyar barlangtani irodalom jegyzéke (1917). – Barlangkutatás, **6.** 1 – 4. Budapest, 1918. pp. 84 – 86.
24. KADIĆ O.: A Kárpáti medence barlangjai. Magyarország, Csehszlovákia és Románia területén előforduló barlangok ismertetése. – Budapest, 1952. pp. 1 – 846. Kézirat.
25. KEREKES J.: Bibliographia spelaeologica hungarica. (Pótlások 1798 – 1912-ből). – Barlangvilág. **7.** 3 – 4. Budapest, 1937. pp. 49 – 52.

26. KEREKES J.: Bibliographia spelaeologica. (Pótlások 1913 – 1926-ból és az 1927. év irodalma.) – Barlangvilág, **8.** 1 – 2. Budapest, 1938. pp. 25 – 32.

27. KEREKES J.: Bibliographia spelaeologica hungarica. III. közlemény. (Az 1927, 1928, 1929, 1930. évek irodalma.) – Barlangvilág, **11.** 1 – 4. Budapest, 1941. pp. 39 – 48.

28. KOWALSKI, K.: Jaskinie Polski. (Les cavernes de la Pologne.) I – III. – Warszawa, 1951 – 1954. pp. 446 + 186 + 192.

29. KUBACSKA A.: Bibliographia spelaeologica hungarica. (Pótlások 1801 – 1920-ból és az 1918, 1921, 1922, 1923, 1924, 1925, 1926 évek irodalma). – Barlangkutatás **14—15.** 1 – 4. Budapest, 1927. pp. 115 – 126.

30. KUBACSKA A.: A magyar barlangtani irodalom jegyzéke. Bibliographia Spelaeologica Hungarica. (Pótlások 1484 – 1850-ből.) – Barlangvilág, 2. 1 – 2. Budapest, 1932. pp. 26 – 30.

31. KUCHTA GY. – TÓTH J.: Barlangkataszter és speleográfiai leírás. – Miskolc, 1955. pp. 1 – 6. Kézirat.

32. [KEREKES J.]: A M. Kir. Földtani Intézet Karszt- és Jégkorkutató Osztályának Barlangnyilvántartó Lapja. – Budapest, 1943. pp. 1 – 2.

33. *Magyar Barlangkutató Társulat:* Barlangkataszteri lap. – Budapest, 1933?. p. 1.

34. MOTTL M.: A Magyar Barlangkutató Társulat...(Választmányi ülés jegyzőkönyvi kivonata Boros Ádám indítványával). – Barlangvilág, **2.** 3 – 4. Budapest, 1932. p. 23.

35. MOTTL M.: A Magyar Barlangkutató Társulat ... (Választmányi ülés jegyzőkönyvi kivonata Schönviszky László javaslatával.) – Barlangvilág, **4.** 1. Budapest, 1934. pp. 14 – 15.

36. *Múzeum Slovenského Krasu:* Kataster krasových zjavov. Liptovski Mikulás, 1958. pp. 1 – 3.

37. ROUIRE, J.: La documentation spéléologique en France. – Premier Congrès International de Spéléologie. Paris 1953. Tom. 4. Paris, 1957. pp. 91 – 96.

38. SAVNIK, R.: Kataster kraških objektov in problemi naše kraške nomenklature. – Prvi Jugoslovanski Speleološki Kongres. Postojna. 21 – 24. 1. 1954. Ljubljana, 1955. pp. 123 – 125.

39. SCHAUBERGER, O. – TRIMMEL, H.: Formblatt für den Höhlenkataster. – Wien, um 1950. p. 1.

40. SCHÖNVISZKY L.: A magyar barlangtani irodalom jegyzéke. (Pótlások 1769 – 1925-ből.) – Barlangvilág, **4.** 1. Budapest, 1934. pp. 18 – 24.

41. SCHÖNVISZKY L.: A Pilis-hegység barlangjai. – Turisták Lapja, **49.** 4. Budapest, 1937. pp. 148 – 151.

42. SCHÖNVISZKY L.: A Bükk-hegység barlangjai. – Turisták Lapja, 49. 8 – 9. és 10. Budapest, 1937. pp. 275 – 279. és 332 – 334.

43. SIEGMETH K. – HORUSITZKY H.: A magyarországi barlangok és az ezekre vonatkozó adatok irodalmi jegyzéke. 1549 – 1913. – M. Kir. Földt. Int. kiadványai. Budapest, 1914. pp. 1 – 77.

44. TRIMMEL, H.: Ein österreichisches Höhlenverzeichnis. – Premier Congrès International de Spéléologie. Paris, 1953. Tom. 4. Paris, 1957. pp. 97 – 103.

45. TRIMMEL, H.: Internationale Bibliographie für Speläologie (Karst- u. Höhlenkunde) Jahr 1954. – Wissenschaftliche Beihefte zur Zeitschrift „Die Höhle" 6. Wien, 1959. pp. 84 – 87.

46. TRIMMEL, H.: Internationale Bibliographie für Speläologie (Karst- u. Höhlenkunde) Jahr 1955. – Wissenschaftliche Beihefte zur Zeitschrift „Die Höhle" 7. Wien, 1962. pp. 81 – 83.

47. TRIMMEL, H.: Internationale Bibliographie für Speläologie (Karst- u. Höhlenkunde) Jahr 1956. – Wissenschaftliche Beihefte zur Zeitschrift „Die Höhle" 8. Wien, 1963. pp. 108 – 110.

48. VIGH GY.: A Gerecse barlangjai. – Turisták Lapja, **49.** 5. Budapest, 1937. pp. 194 – 198.

49. *Zapisnik terenskih ogledov.* – 1960. pp. 1 – 4.

50. *Zavod za Raziskovanje Krasa Sazu:* Kataster kraških objektov. – 1954. pp. 1 – 3.

PROBLEME DER UNGARISCHEN KARST- UND HÖHLENDOKUMENTATION

von

K. BERTALAN

Verfasser berichtet über die Ergebnisse des von ihm Jahrzehnte lang geführten Datensammelns. Ausser den im klassischen Sinne aufgefassten Karsthöhlen berücksichtigt er auch die hydrothermalen Höhlen und diejenigen, deren Ursprung nicht durch Karstvorgänge bedingt ist.

Unter Dokumentation versteht er hier die Zusammenstellung der ungarischen Karst- und Höhlenbibliographie, sowie die Evidenzhaltung der aus der Literatur und aus anderen Quellen erhaltenen Angaben für jede einzelne Höhle (Höhlenkataster Ungarns).

Die Bibliographie der ungarischen speläologischen Literatur einschliesslich bis 1930 wurde veröffentlicht. Die Literatur der späteren Jahre wurde vom Verfasser in einer Bibliographie in Manuskript-Form zusammengefasst. Diese Bibliographie umfasst das breitere Bereich der Karst- und Höhlenkunde und auch die verwandten Disziplinen. Aus dieser Bibliographie wurde nur die Literatur des Jahres 1955 in ihrer Gesamtheit publiziert. Die wichtigsten Angaben über die Literatur der Jahre 1950 bis 1956 wurden in Wien im Rahmen der „*Internationalen Bibliographie für Speläologie*" veröffentlicht.

Die erste Zusammenfassung der im Höhlenkataster Ungarns registrierten Angaben wurde in 1956 ausgegeben. Im beigelegten Ausweis (Abb. 1.) wird die prozentuelle Verteilung der Höhlen nach Genetik, Morphologie und Grössenordnung für die einzelnen Gebirgsgegenden dem Stand des Jahres 1958 entsprechend veranschaulicht. Tabelle 1 führt die Angaben über die Anzahl, die Gesamtlänge und die Gesamttiefe der in der Periode zwischen 1945–1962 bekannt gewordenen Höhlen an. Auf Grund der beschleunigten Zunahme der Angaben weist Verfasser auf die Wichtigkeit einer zentralisierten Evidenzführung hin.

ПРОБЛЕМЫ ДОКУМЕНТАЦИИ ВЕНГЕРСКИХ КАРСТОВ И ПЕЩЕР

К. БЕРТАЛАН

Автор подводит итоги сбора данных, проводимого им десятки лет. Кроме карстовых пещер в классическом смысле он учитывает также гидротермальные и некарстовые пещеры.

Под документацией в данном случае подразумеваются сбор венгерской карстовой и спелеологической литературы (библиография работ, посвященных венгерским карстовым явлениям и пещерам), а также учет получаемых из этой библиографии и из других источников данных в отдельности для каждой пещеры (кадастр пещер Венгрии).

Библиография венгерской спелеологической литературы была опубликована до 1930 г. включительно. Литература последующих лет была

собрана автором в рукописной форме, распространяя сбор и на более широкую область карстоведения и спелеологии и родственных им дисциплин. В полном объеме была размножена лишь литература 1955 г.; важнейшие библиографические данные литературы 1950—1956 гг. были опубликованы в рамках Internationale Bibliographie für Speläologie, изданной в Вене.

Первая сводка данных, обобщенных в кадастре венгерских пещер, была опубликована автором в 1956 г. В приложенном обобщении (рис. 1) приводится процентое распределение пещер, группированных по горным областям, с точки зрения генетики, морфологии и размеров. В таблице 1 даются сведения по количеству, общей длине и общей глубины известных пещер для периода от 1945 г. до 1962 г. На основании быстрого темпа накопления данных автор указывает на важное значение централизированного их учета.

ÁTNÉZETES ÉS RÉSZLETES FÖLDTANI TÉRKÉPEK SZERKESZTÉSE ÉS KÖZREADÁSA

Írta: SZENTES FERENC

A Földtani Intézet 1869. június 11-én kelt alapítólevele első bekezdésének első pontjában megállapítja, hogy az Intézet célja a részletes földtani térképezés és a felvételi területek leírása. Ebben az értelemben jelent meg 1878–1888 évek során a Dunántúl *144 000 méretű* térképsorozata. 1902–1915 között a rendszeres térképkiadás *75 000 méretben* folytatódott, 1935–1943 között viszont csak *tájegység-térképek* jelentek meg 1 : 25 000 és 1 : 200 000 közötti méretarányban.

Földtani térképek kéziratos szerkesztését – az 1950 évi első próbálkozások után – csak 1953-tól rendszeresítettük. Ez az ún. *„egységesített térképszerkesztés"* azonban nincsen lezárva, mert időközben a Gauss–Krüger vetületű térképekre tértünk át.

Új lendületet adott a rendszeres térképszerkesztésnek a KGST Műszaki Tudományos Földtani Együttműködés 1955 évi határozata, mely szerint a szocialista országok egységes elvek alapján közreadják a *200 000 méretű* földtani térképsorozataikat. Ennek alapján 45 év után újból elkezdtük a rendszeres térképkiadást. Az első ilyen méretű térképsorozat (Eger L–34–III) 1963 márciusában hagyta el a nyomdát. A térkép hat változatban készült: negyedkori rétegek feltüntetésével, illetve azok elhagyásával készült fedett és fedetlen földtani térkép, gazdaságföldtani-, talajvízállás-, vízkémiai, valamint (két lapon) ún. mérnökgeológiai térkép kerül kiadásra, részletes magyarázó szöveggel.

Az ország területét *200 000 méretben 25 darab térkép* öleli fel (3 helyen keretkitöréssel), ezek közreadását rövid időn belül le kívánjuk zárni.

Az *áttekintő térképek* szerkesztésének menete az első próbalapon a megfelelő topográfiai alap hiányában igen hosszadalmas volt. A földtani anyagot 1 : 25 000 méretarányú sztereografikus vetületű lapokon gyűjtöttük össze, azt 1 : 100 000-re redukálva előbb sztereografikus, majd potsdami alappontú Gauss–Krüger lapokra vittük, s végül a végleges pulkovói tájékozódású Gauss–Krüger vetületű kéknyomatú térképekre szerkesztettük át. Ez utóbbiakból 1 : 150 000 arányba készültek a nyomdai kéziratok, az 1 : 200 000-re való kisebbítés pedig már nyomdai úton történt.

Mivel most már rendelkezésünkre állanak az új 1 : 100 000 méretarányú topográfiai térkép kéknyomatai, közvetlenül ezeken folyik a térképszerkesztés.

A továbbiakban a hegyvidéki lapokon a hazai viszonyoknak jobban megfelelő, ún. *féligfedett földtani térképeket* kívánunk kiadni, *gazdaságföldtani* felülnyomással, síkvidéken ellenben a földtani térképek mellett talajvízszint, talajvízkémiai és mérnökgeológiai változatok is készülnek. Az 1 : 200 000 méretű térképekhez részletes magyarázó szöveg is tartozik.

A *Térképszerkesztő Osztály* és a *Síkvidéki Osztály* a térképi anyag egyeztetésénél szorosan együttműködik. Kidolgoztuk az ország egységes színkulcsát 286 képződményre, az 1956 évi nemzetközi utasítás szem előtt tartásával.

A 200 000-es országos térképsorozat mellett *100 000-es méretű* ún. *tájtérképeket* is kiadunk. Ezek a kartográfiai szelvényektől függetlenül, nagyobb földtani egységeket ölelnek fel. Topográfiájuk és geológiai tartalmuk az előbbinél részletesebb. E térképsorozat lapjai tulajdonképpen a monografikus tájleírások mellékletei, ajánlatosnak látszik azonban a szabad forgalomba kerülő térképekhez közérthető, általános magyarázó füzetet is mellékelni.

Az áttekintő földtani térképeknél a *nemzetközi együttműködést* is biztosítani kell. A 200 000-es földtani térképek teljes hálózati szelvényben készülnek s így túlterjednek az országhatáron. A csehszlovák szomszédos területen csak helyszíni bejárásokkal és megbeszélésekkel lehetett a közös felfogást biztosítani és ez az egyeztető munka még most sincs lezárva.

Az áttekintő földtani térképekből különféle *tematikus térképeket* lehet szerkeszteni gazdasági, prognózis, geomorfológiai, ősföldrajzi, fáciesváltozási, hegységszerkezeti, mélyföldtani változatokban, melyek hidrogeológiai, geofizikai, mérnökgeológiai, izohipsza- és vulkanológiai térképek készítéséhez adhatnak alapanyagot.

A Földtani Tanács 1955-ben jóváhagyta az ország súlyponti területeinek komplex vizsgálatát a 10 000 és 25 000 méretű földtani térképezéssel kapcsolatban. Ennek eredményeként a következő években a Mecsek területéről 25 db 10 000-es, a Bakonyból 15 db 25 000-es, a Dorogi-medencéről 25 db 10 000-es, a Mátrából 25 db 10 000-es, a Tokaji-hegységből pedig 17 db 25 000-es térkép fog elkészülni.

Ennek a 107 db *részletes földtani térképnek* a szerkesztése az ún. *észlelési térképekből* és a hozzájuk tartozó teljes dokumentációs anyagból indul ki. A térképező osztályok feltüntetik a terepi észleléseiket, a ténymegfigyeléseket (kibúvás, helyben álló törmelék, átmosott törmelék, geomorfológiai jelek a keményebb és lazább kőzetek határán, mesterséges és természetes feltárások, fúrás, forrás, mintavételi helyek, laboratóriumi vizsgálati eredmények, szükség szerint a geofizikai mérések eredményei, légifényképek kiértékelése). Az észlelési térképek mindig azon a topográfiai alapon készülnek, amelyen a végleges közreadás is történik.

Az észlelési térképből szerkesztjük a *földtani térképet*, megkülönböztetve a ténymegfigyeléseket, a nyilvánvaló kapcsolatok szerkesztését és a további kombinációs lehetőségek értékelését. A Térképszerkesztő Osztály ebben a tekintetben is rendszeres kapcsolatban áll a felvételező osztályokkal. A részletes térképek korszerűsége megkívánja, hogy az újabb kutatási eredmények mellett a régebbi adatokat is értékelje. A földtani felépítést olyan részletességgel kell ábrázolni, amennyire azt a méretarány megengedi. A részletes térképek színkulcsát, jelmagyarázatát elvileg a 200 000-es térképek jelkulcsából kell levezetni.

A részletes térképekhez a teljes dokumentáció mellett rövid földtani *magyarázó szöveget* is kell adni. Az egyes tájegységekhez (pl. Mecsek-, Bakony-, Tokaji-hg.) kívánatos volna általános, *összefoglaló tájmagyarázókat* szerkeszteni. Ez esetben az egyes lapokhoz csak egy rövidebb magyarázó szöveg tartoznék, mely csupán a szóban forgó terület leírását tárgyalja.

A térképezés és térképszerkesztés munkáját szorosan koordinálni kell mind a terepen, mind a szerkesztés menete folyamán. A térképszerkesztést szervezeti ügyvitel szabályozza. A térképező osztályok a részletes térképeket, a Térképszerkesztő Osztály az áttekintő és tématérképeket szerkeszti, egyúttal a részletes térképeket lektorálja, azok technikai szerkesztését és tisztázati rajzi munkáját végzi el, továbbá a szerkesztő geológussal egyetértésben eszközli a nyomdai javításokat. A belső és külső lektorok véleményét figyelembe véve javaslatot tesz a *Térképszerkesztő Bizottságnak* a térkép közreadására. A technikai szerkesztés csak e bizottság jóváhagyása után kezdhető el. A térképet és a magyarázó szöveget bemutatjuk a Tudományos Akadémia Földtani és Geokémiai Bizottságainak.

Arra törekszünk, hogy földtani térképeinket minél nagyobb számban szabad forgalomba hozhassuk. Ezzel összefügg a példányszám kérdése, idegen nyelvű felírás és magyarázó füzet elkészítése. Rövid időn belül tehát *négyféle térképsorozatot* kívánunk megindítani (1 : 200 000, 1 : 100 000, 1 : 25 000 és 1 : 10 000 méretarányban). Szem előtt kell tartanunk, hogy egy-egy sorozat kiadásának megindításakor előzetesen már egy nagyobb területről kell a kéziratanyagot összeállítani, annak anyagát értelemszerűen és technikai tekintetben is egységesíteni, mert csak így biztosíthatjuk az országosan egységes stílusú térképek kidolgozását. Vonatkozik ez a kikötés a hegységszerkezeti értékelésre és annak ábrázolására is. A térképnek mind a négy szélén el kell végezni a szomszédos lapokkal való egyeztetést.

Minden térképlap jóváhagyásától a kinyomtatásig legalább félév átfutó időt kell számítani. A házinyomda megindításával és a műszaki színvonal kiépítésével a térképkiadás bizonyos munkafázisai meggyorsíthatók lesznek. Gondoskodnunk kell még azonban a térképek raktározásáról.

A térképszerkesztés során bekapcsolódtunk a *nemzetközi térképszerkesztés* vérkeringésébe is. Részt veszünk a Nemzetközi Földtani Kongresszus által kezdeményezett földtani világtérkép szerkesztésére alakult bizottságok munkájában (Európa nemzetközi földtani térképének és Európa tektonikai térképének albizottsága, Metallogéniai bizottság, Mediterrán Mezozóos Bizottság). Az INQUA európai térképszerkesztő bizottsága munkájában Síkvidéki Osztályunk tevékenykedik.

Nemzetközi viszonylatban a földtani térképek kiadása mind jelentősebben fejlődik és a jövő egyik központi fontosságú kérdése lesz. Az egyes államokban nagy létszámmal rendelkező térképszerkesztő részlegek működnek, ami biztosítja a térképkiadás mennyiségi és minőségi fokozását.

HERSTELLUNG UND AUSGABE VON GEOLOGISCHEN ÜBERSICHTS- UND DETAIL-KARTEN

von

F. SZENTES

Zwischen 1915 – 1963 fehlte eine systematische Ausgabe von Karten in unserer Anstalt; in dieser Periode wurden nur chorographische Karten vom Übersichts-Charakter veröffentlicht. Die systematische Herstellung von Kartenmanuskripten wurde in 1953 in Angriff genommen. In 1958 stellten sich die sozialistischen Länder auf die Redaktierung von einheitlichen Kartenserien Maßstabs 1:200 000 um. Die erste solche Kartenserie Ungarns wurde am Anfang 1963 veröffentlicht. Die erste Karte wurde in mehreren Varianten hergestellt: mit Quartärschichten bedeckte geologische Karte und geologische Karte mit Weglassung des Quartärs, Karte der nutzbaren Bodenschätze, Karte des Grundwasserniveaus und der Hydrochemie, ingenieur-geologische Karte. Wir beabsichtigen die Veröffentlichung der 25 Kartenblätter, welche die ganze Fläche Ungarns umfassen, binnen einiger Jahre abzuschliessen.

Über die grösseren geologischen Landschaftseinheiten wird eine, aus acht Blättern bestehende Kartenserie Maßstabs 1:100 000 veröffentlicht. Auch die Ausgabe von Karten Maßstabs 1:25 000 und 1:10 000 über die Schwerpunktgebiete des Landes wird zur Zeit angefangen. Bei diesen detaillierten Blättern werden die faktischen Beobachtungsangaben auf einer gesonderten Karte angeführt und gesondert wird die geologische Karte hergestellt. Zu jeden Varianten der geologischen Karte gehören auch graphische Beilagen (Profile, stratigraphische Kolonnen usw.), sowie Erläuterungen.

СОСТАВЛЕНИЕ И ИЗДАНИЕ ОБЗОРНЫХ И ДЕТАЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Ф. СЕНТЕШ

В нашем Институте систематическое издание карт не осуществлялось за период с 1915 г. по 1963 г. За это время опубликовались только обзорные карты некоторых областей. Систематическое составление рукописных карт было начато в 1953 г. В 1958 г. страны социалистического лагеря перешли на издание серий унифицированных карт масштаба 1:200 000. Первая такая серия была у нас выпущена из печати в начале 1963 г. Первая карта была составлена в нескольких вариантах: *1.* геологическая, карта, перекрытая четвертичными отложениями, *2.* то же, со снятыми четвертичными отложениями, *3.* карта полезных ископаемых, *4.* карта уровня и химизма грунтовых вод и *5.* инженерно-геологическая карта. Мы предусматриваем закончить издание 25 листов, покрывающих территорию страны, через несколько лет.

Для более крупных геологических единиц опубликовывается серия карт масштаба 1:100 000 на восьми листах. Составление карт масштабов 1:25 000 и 1:10 000 важнейших для народного хозяйства районов страны начинается тоже теперь. У этих детальных листов на отдельной карте даются фактические данные наблюдений и отдельно составляются сами геологические карты. Ко всем видам геологической карты принадлежат графические приложения (разрезы, стратиграфические колонки. и. т. п.), а также объяснительная записка.

A GEOKÉMIAI NYOMELEMTÉRKÉPEK KÉSZÍTÉSÉNEK IRÁNYELVEI

Írta: FÖLDVÁRINÉ VOGL MÁRIA

A Földtani Intézetben 1962-ben létrehozott és átszervezett geokémiai osztály célkitűzése a rendelkezésre álló földtani ismeretekkel összehangolt *„regionális geokémiai kutatások" megszervezése* magmás és üledékes területeinken.

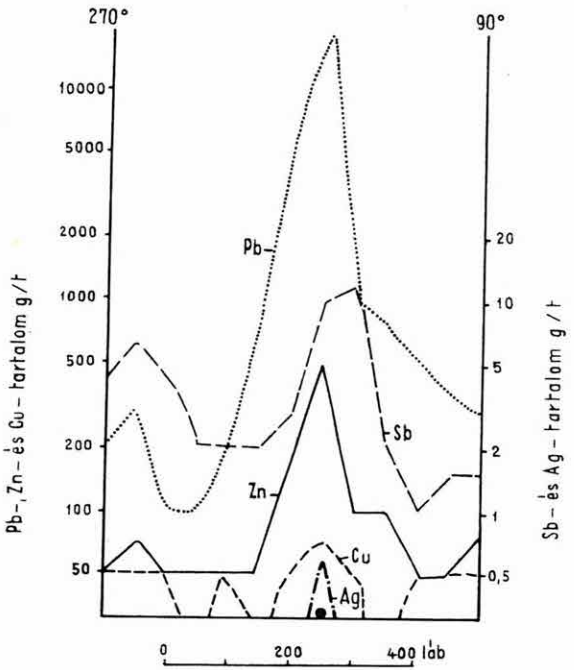
A geokémiai vizsgálatok igen lényeges munkafázisa az elemzési eredmények *kiértékelése, értelmezése* és *rögzítése*. Ezek nélkül az eredmények legfeljebb csak felületes tájékozódást engednek meg, a befektetett munka nagyrészt kárba vész. Az értékelés a statisztikus matematika módszereivel történik, erre itt részletesebben nem térünk ki. Az eredmények értelmezése és rögzítése diagramok és térképek segítségével vezethet bennünket a földtani összefüggések felismeréséhez.

Az eredmények ábrázolása diagramokkal

A diagramok segítségével való ábrázolás viszonylag egyszerű feladat. A vizsgálat természetéből rendszerint önként adódik a diagramkészítés legcélszerűbb módja. A diagramok igen sokszor jól értelmezhető, szemléletes kiértékelhetőséget nyújtanak, felhívhatják a figyelmet addig fel nem ismert összefüggésekre. Különösen alkalmas ez az ábrázolási mód akkor, ha a vizsgált elemeknek egy szelvényen belüli koncentrációváltozását kívánjuk érzékeltetni. Ilyen ábrázolási módot a talajmetallometriás vizsgálatoknál osztályunk munkatársai is gyakran alkalmaznak.

1. ábránk egy táró felett fektetett, 500 láb hosszúságú szelvény talajmintái cink-, réz-, ezüst-, ólom- és antimon-tartalmának eloszlását mutatja be diagramon HAWKES (1954) szerint. Második ábránk a Velencei-hegység talajmetallometriás kutatásának egyik szelvényét mutatja be, a nyomelemeloszlást RISCHÁK (1964) szerint diagramon ábrázolva (2. ábra).

A diagramok igen jól alkalmazhatók a vertikális szelvények nyomelemeloszlásának ábrázolására is, ez esetben már inkább van lehetőség arra is, hogy a nyomelemkoncentrációt a földtani adatokkal korrelációba hozzuk. Egymáshoz csatlakozó, horizontális és vertikális szelvények ábrázolására kétsíkú, ún. tömbdiagram alkalmazható.



1. ábra. Talaj fémtartalma egy szelvény mentén HAWKES (1954) szerint (• = az érctest helye)

Fig. 1. Metal content in the soil along a cross-section according to HAWKES (1954) (• = location of the ore body)

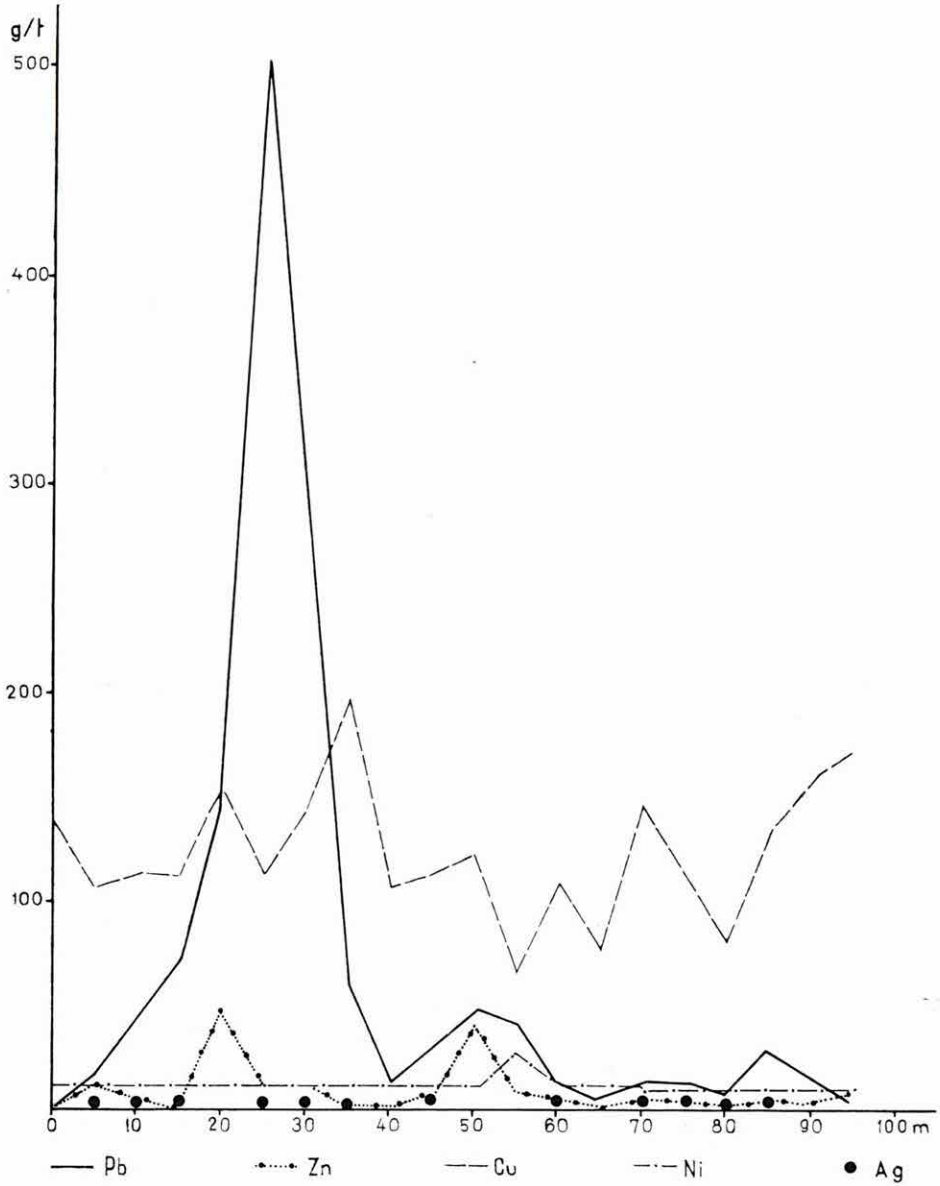
Az eredmények térképi ábrázolása

Geokémiai térképek szerkesztésére egységes irányelvek kidolgozásán sokan fáradoznak, elképzelések, javaslatok születnek, de ez idő szerint elfogadott normák még nem alakultak ki. Nyilvánvaló, hogy a geokémiai térképet a kutatás jellegéhez, a kutatás célkitűzéseihez, a megkutatottság fokához kell célszerűen alkalmazni. Akkor járunk el tehát helyesen, ha a különböző irányú és célkitűzésű geokémiai kutatásokat rendre megvizsgálva, keressük az eredmények célszerű ábrázolási módját.

A térképi ábrázolásban a legnagyobb gyakorlattal az *érckutató geokémiai eljárások* kiértékelésére szolgáló anomáliatérképek szerkesztésében rendelkezünk. Az ábrázolási mód némileg módosul, aszerint, hogy hidrogeokémiai, vagy metallometriai (esetleg biokémiai prospekciós) vizsgálatokat végzünk.

a) A *hidrogeokémiai anomáliatérképek* szerkesztésére részint már hazai tapasztalataink is vannak, másrészt 1957-ben BRODSZKIJ is adott idevonatkozó irányelveket. Ezeket az irányelveket a Berlini Földtani Intézet is átveszi (BRODSKI, 1962).

A hidrogeokémiai eredmények helyes ábrázolása függ a terület földtani viszonyaitól és függ a kutatás részletességétől. BRODSZKIJ a kutatás részletességétől függően két méretarány-csoportot javasol, az 1 : 100 000-es, vagy ennél



2. ábra. Velencei-hegységi vargahegyi szelvény, RISCHÁK G. (1964) szerint

Fig. 2. The Vargahegy section in the Velence Mountains according to G. RISCHÁK (1964)

kisebb részletességű és az 1 : 50 000-es, vagy ennél nagyobb részletességű ábrázolást. Ez a kétféle méretarányú ábrázolás, illetve az ezekhez tartozó kétféle részletességű kutatás megfelel a GRANIER-féle (1962) stratégiai és taktikai prospekciós munkák fogalmának.

Az 1 : 100 000-es méretarányú ábrázolásnál a főszempont az, hogy kijelöljük a további, részletesebb kutatásra érdemes területeket, továbbá igyekeznünk kell a térképi ábrázolásban feltüntetni az egész terület ércgenetikai viszonyait. Ez a méretarányú ábrázolás megfelel a mi áttekintő térképeinknek.

Az elemzési adatok térképi ábrázolására többféle gyakorlat alakult ki. A mintavételi helyeket a térképen megjelölve vagy közvetlenül az illető pont körül tüntetjük fel az egyes elemek koncentráció-értékeit – hasonlóan most megjelent vízkémiai térképeinkhez (*Magyarország vízföldtani atlasza*, 1962) – vagy a térképre helyezett transzparenspapíron izokoncentrációs görbékkel ábrázoljuk eredményeinket. A fontosabb és elterjedten előforduló elemek ábrázolására ez esetben célszerű elemenként külön-külön transzparenspapírt alkalmazni. Mindegyik elem esetében behatárolhatjuk az illető elemre vonatkozó anomáliaterületet (vagyis azt a területet, ahol az illető elem az átlagértéknél nagyobb koncentrációban fordul elő), ily módon könnyen összevethetjük a megvizsgált elemek anomáliaterületeit. Kiadódhatnak ezáltal olyan figyelemre méltó területek, ahol a fémkoncentráció több elemre nézve is az átlagérték felett van.

Az 1 : 50 000-es méretarányú ábrázolás helyett mi inkább a nálunk elterjedt 1 : 25 000-es ábrázolásra gondolhatunk. Ennél a méretaránynál már több adat ábrázolására is mód nyílik. Így például feltüntethetjük a víz hőfokát, pH-értékét, kémiai jellegét, továbbá gondolhatunk a terület földtani és hidrogeológiai viszonyainak ábrázolására is. Ezzel az ábrázolással megkönnyítjük az anomáliaterületek jellegének és jelentőségének értékelhetőségét. Ebben a méretarányban – ha kellő számú elemzési adat áll rendelkezésünkre – még inkább gondolhatunk izokoncentrációs görbék szerkesztésére.

b) A talajmetallometriai vizsgálatok ábrázolására SOLOVOV 1957-ben a következő javaslatokat adja: a talajmetallometriai térképek alapja 1 : 25 000-es méretarányú, vagy még ennél is nagyobb részletességű topográfiai – geológiai szabványtérkép legyen. Az eredményeket izokoncentrációs vonalakkal ábrázolhatjuk, az anomáliaterületeket foltos színváltozatokkal tehetjük szemléletesebbé. Az anomáliaterületek koncentrációfokozatait a színárnyalatok mélyítésével lehet kifejezésre juttatni. Az ilyen méretű ábrázolás alapja természetesen a nagy részletességű, lehetőleg hálózatos mintavételen alapuló adatgyűjtés. Igen lényeges, hogy az alaptérképen, melyre az elemzési eredményeket felrajzoljuk, a topográfiai, földtani, kőzettani, geomorfológiai viszonyok egyaránt fel legyenek tüntetve, mert ilyen módon az anomáliák értékeléséhez és értelmezéséhez nyerünk biztosabb támpontokat.

A nagy részletességű metallometriás méréseknél célszerű a következő ábrázolási módot választani: a földtani – kőzettani alaptérképre helyezett transz-

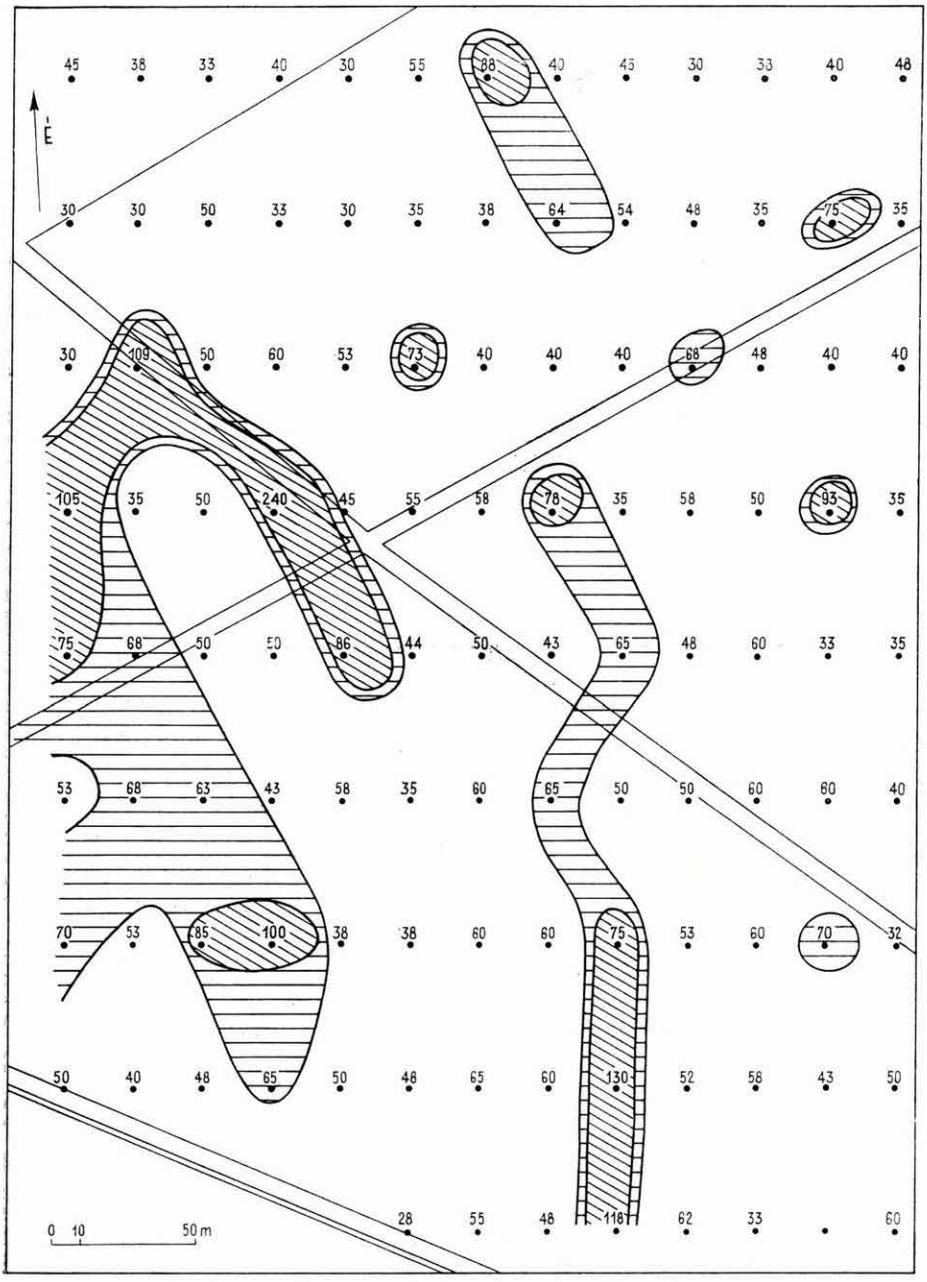
---

3. ábra. A velencei-hegységi Pátka – Kőrakáshegy geokémiai anomália-térképe RISCHÁK G. szerint

Jelmagyarázat: 1. fémionkoncentráció az 1960. V. 27-i jelölés szerint > 62 g/t. *2.* ua. > 72 g/t, *3.* mintavételi pont

Fig. 3. Map of geochemical anomalies of Pátka – Kőrakáshegy in the Velence Mts according to G. RISCHÁK

Explanation: 1. concentration of metal ions, May 27, 1960. > 62 g/t. *2.* item > 72 g/t, *3.* sampling point



3. ábra – Fig. 3.

parenspapírra felrajzoljuk a sűrű hálózatosan elhelyezett mérési pontokat és körülhatároljuk az anomáliaterületeket. A külön transzparenspapíron történő ábrázolás nagy előnye a könnyű áttekinthetőség, továbbá az, hogy az elemkoncentrációk feltüntetésére szolgáló jelek, vagy színfoltok nem zavarják a földtani – kőzettani – rétegtani alaptérkép egyezményes jeleit, illetve színeit.

Ha a talajmetallometriás mérés csak néhány 100 m^2-re kiterjedő terület alapos ércnyomozó vizsgálatát célozza, akkor 1 : 2000-es, esetleg 1 : 1000-es méretarányú topográfiai térképen közvetlenül is ábrázolhatjuk a vizsgálati pontjainkon nyert eredményeket. Példaként bemutatjuk velencei-hegységi kutatásaink egyik térképi ábrázolását (3. ábra). Az igen sűrű hálópontokban elhelyezett mintavétel az anomáliaterületek kijelölésében nagy biztonságot nyújt. A koncentráció-értékeket a mérési pontok köré rajzolt körökkel és g/t-ban megadott számadatokkal jelöltük.

A hasznosítható ritkafémek eloszlásának térképi ábrázolása

A hasznosítható ritkafémek eloszlási térképeinek szerkesztésénél lényegileg az előbbi alapelveket kell figyelembe vennünk, ezenkívül meg kell tartanunk azokat a nemzetközi előírásokat és egyezményes jeleket is, melyek általában irányadók a hasznosítható nyersanyagok térképi ábrázolásánál. Ez azt jelenti, hogy a ritkafémtérképek szerkesztésénél a következőkre kell figyelemmel lennünk:

1. Fel kell tüntetni a hasznosítható ritkafémelőfordulások és -indikációk helyét.

2. Jelezni kell az előfordulás mennyiségi adatait (ahol mód van rá, meg kell különböztetni a műre való készleteket és az indikációkat).

3. Felvilágosítást kell adni a ritkafémelőfordulás földtani és genetikai összefüggéseiről.

4. A térképnek alapot kell nyújtania részletesebb kutatás (végső fokon prognózis-térképek) tervezéséhez és szerkesztéséhez.

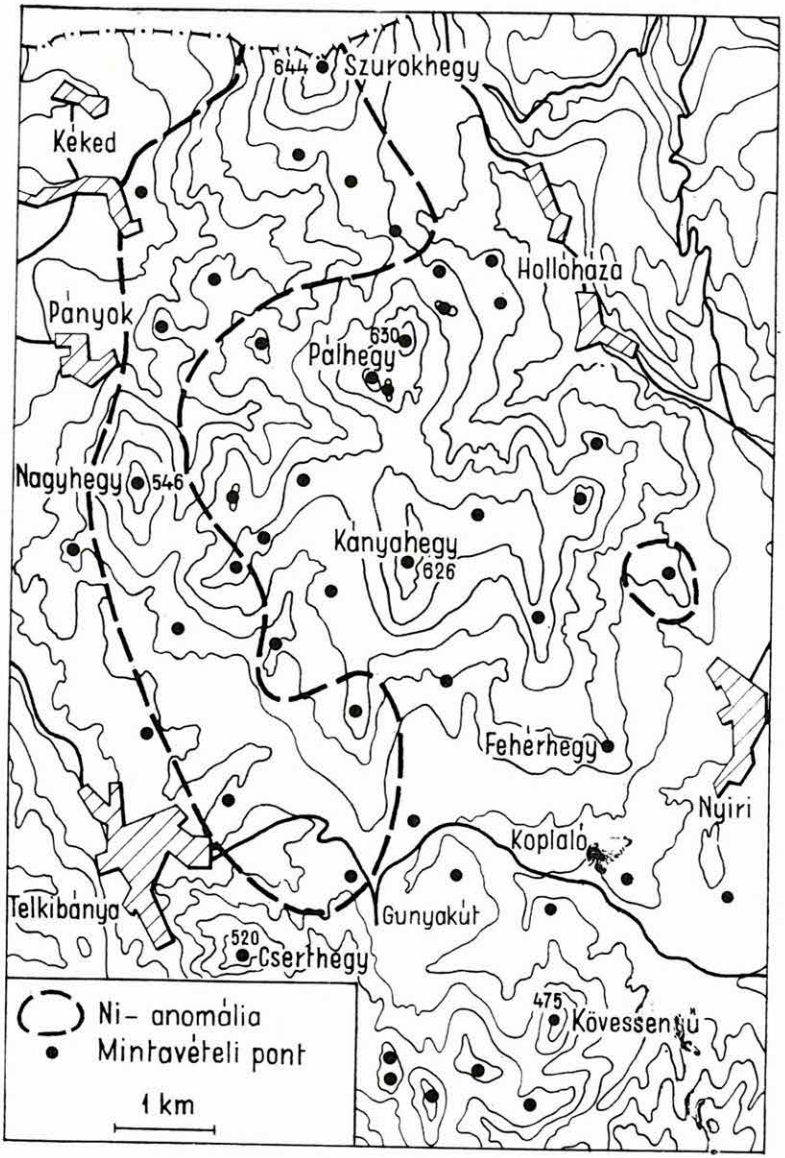
5. A hasznosítható ritkafémtérképekre – éppen úgy, mint általában a hasznosítható nyersanyagokat feltüntető térképekre – érvényes az az általános irányelv, hogy a térkép csak ténybeli adatokat tartalmazhat. A feltételezéseket, következtetéseket legfeljebb csak a szövegi részben szabad megemlíteni.

6. A ritkafémtérképek méretaránya és részletessége a kutatás fázisától (felderítő, előzetes, részletes) függ.

Általánosságban leszögezhetjük, hogy a ritkafémeloszlás térképi ábrázolására vannak a leginkább kidolgozott irányelveink.

A regionális geokémiai kutatás térképi ábrázolása

GINZBURG 1957-ben megjelent könyvében megemlíti, hogy noha FERSZMAN már 1941-ben hiányolta az egységes geokémiai térképszerkesztés kialakítását, sajnálattal kell megállapítani, hogy a helyzet az azóta eltelt 16 év alatt (1957-ig) sem változott lényegesen, mert vannak ugyan hidrogeokémiai, metallometriai térképeink, de általános és regionális térképek szerkesztésére nincsenek elterjedt módszereink.



4. ábra. Geokémiai térkép izokoncentrációs görbékkel. Az anomáliaterület az andezites területtel esik egybe (ZENTAI P., 1964. szerint)

Fig. 4. Geochemical map with isoconcentration curves. The anomaly area coincides with the surface extension of andesite (according to P. ZENTAI, 1964)

Az elkövetkező években meg kell tehát kísérelnünk regionális geokémiai kutatásaink eredményeinek térképi ábrázolására megfelelő eljárást bevezetni. Jelenleg e munkához csak alapvető irányelveket tudunk lefektetni, további munkánk a nyert tapasztalatok alapján a részletek kidolgozása lesz.

Az irányelvek a következők:

1. A szoros értelemben vett regionális geokémiai térképek feladata, hogy az egyes elemek, vagy szoros kapcsolatban levő elemcsoportok eloszlását mutassa a terület különböző képződményeiben.

2. A geokémiai kiértékelés megkönnyítésére, továbbá általános érvényű összefüggések felismerésére a térkép engedjen következtetni a geokémiai (endogén és exogén) folyamatokra is.

3. Az előbbi célkitűzés csak úgy közelíthető meg, ha eredményeinket földtani alaptérképeken ábrázoljuk. A földtani térkép típusa a vizsgált terület ill. képződmény genetikai jellegeinek függvénye.

4. A térképek méretaránya függjön a kutatás jellegétől, célkitűzésétől, a kutatás fázisától és – ami az előzőkkel szorosan összefügg – a mintavételi helyek sűrűségétől.

5. Törekednünk kell arra, hogy a térkép az egyes nyomelemeket mennyiségileg is értékelhető módon tüntesse fel. Legjobban bevált erre a célra az, ha az elemek eloszlását izokoncentrációs görbékkel ábrázoljuk.

Az izokoncentrációs görbékkel való ábrázolásra tett kísérletet ZENTAI P. (1964) tokaji-hegységi vizsgálatainál. Alkalmasan választott alap-izográdok segítségével a különböző főbb kőzettípusok elkülöníthetőknek mutatkoztak (4. ábra).

Célszerű megoldásnak látszik az izokoncentrációs vonalakat földtani alaptérképre helyezett transzparenspapíron feltüntetni, vagy az egyforma koncentrációjú területeket színnel, vagy egyezményes jelöléssel ábrázolni. Ilyen esetben minden elemre, vagy elemcsoportra külön-külön transzparenspapírt kell használni, amit ugyanazon alaptérkép fölé lehet illeszteni.

Összefoglalás

Az Intézetünkben most nagy arányban meginduló regionális geokémiai kutatás szükségessé teszi a geokémiai térképek szerkesztésére vonatkozó elvek és egyezmények kifejlesztését és egységesítését. Megkíséreltünk a meglevő tapasztalatok alapján a jövőbeli munkánkra úgy felkészülni, hogy körvonalaztuk a szerkesztésre vonatkozó fontosabb irányelveket.

IRODALOM

BRODSKI, A. A. 1962: Die hydrochemische Methode zum Aufsuchen von Erzlagerstätten. – Wiss. – Techn. Informationsdienst d. Zentr. Geol. Inst. **3.** 1.

GINZBURG, I. I. 1960: Principles of Geochemical Prospecting. – London.

HAWKES, H. E. 1954: Geochemical Prospecting Investigation in the Nyeba Lead-Zinc District Nigeria. – U. S. Geol. Survey Bull. 1000 – B. pp. 51 – 101.

Magyarország vízföldtani atlasza, 1962. – Földt. Int. kiadv. Budapest.

RISCHÁK G. 1964: A Velencei-hegységben végzett alkalmazott geokémiai kutatás. – Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről.

SOLOVOV, A. P. 1962: Instruktion zur metallometrischen Aufnahme. (Bearb. v. W. OESTREICH) – Wiss. – Techn. Informationsdienst d. Zentr. Geol. Inst. **3.** 3.

ZENTAI P. 1964: Geokémiai térképezés a Tokaji-hegységben. – Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről.

GUIDING PRINCIPLES OF THE CONSTRUCTION OF GEOCHEMICAL TRACE ELEMENT MAPS

by

M. FÖLDVÁRI – VOGL

No generally adopted principles of regional geochemical mapping have been known so far. The present paper has attempted to outline the standards of plotting geochemical maps.

ДИРЕКТИВЫ СОСТАВЛЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ КАРТ РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

М. ФЁЛЬДВАРИ-ФОГЛЬ

Общепринятые инструкции по составлению региональных геохимических карт неизвестны. В настоящей работе были сделаны попытки на определение руководящих принципов составления геохимических карт.

AZ ORSZÁGOS MÉLYFÚRÁSI KATASZTER ÖSSZEÁLLÍTÁSA

Írta: SCHWÁB MÁRIA

A felszabadulás óta eltelt években az ásványi nyersanyagkutatás és vízfeltárás érdekében nagyarányú földtani feltáró munka indult meg az országban. Ennek eredményeit mind gyakorlati, mind tudományos vonatkozásban a jövő kutatás érdekében össze kell gyűjteni, kiértékelni és megőrizni. A vállalatok feladatai, munkatempója általában nem engedi meg azt, hogy feltáró munkájuk eredményeit a vállalati feladatokon túlmenő szempontokból is feldolgozzák és ezeket más, közérdekű célra is hozzáférhetővé tegyék. A gyakorlati helyzet többnyire az volt, hogy egy-egy nagyobbszabású munka befejezése után a dokumentáció sokszor hiányosan és később már ki nem egészíthető állapotban került a vállalat irattárába és az eredeti anyag selejtezésre került.

A nagy lendülettel megindult rendszeres földtani kutatás folytán az egy évben lefúrt fúrólyukak hossza meghaladta a százezer métert. A kihozott kőzetminták száma tehát szintén százezrekre rúgott. Csupán a közvetlen fúrási tevékenységre népgazdaságunk évente több százmillió forintot fordított. Viszont e nagy összeg révén elért eredmény sokoldalú feldolgozása és hasznosítása eddig nem volt biztosítva. Nem történt meg a legnehezebben pótolható mélyfúrási adatok összegyűjtése, sőt még a dokumentációk számbavétele sem.

Rendkívül fontos és hézagpótló feladat elvégzését kezdte meg tehát Intézetünk, amikor 1960-ban megindította *az országos központi mélyfúrási kataszter összeállításának* munkáját.

Mind ez ideig nem volt a kutatás minden ágára kiterjedő központi mélyfúrási nyilvántartás, holott ennek az iparáganként külön megszervezett kutatótevékenység miatt – hazai kutatási rendszerünkben – fokozott jelentősége van. A ma már 100 000-es nagyságrendű fúrási adattömeg áttekintése a központi mélyfúrási kataszter összeállítása, s ezzel kapcsolatban a dokumentáció céltudatos gyűjtése, tárolása és kezelése révén válik csak lehetővé. Munkánk során egyre több körülmény mutatott rá a mélyfúrási kataszter összeállításának fontosságára és egyre sürgetőbb szükségességére. Már menetközben nagy érdeklődést tapasztaltunk a különböző intézmények részéről mind a nyilvántartási kartonok, mind a mélyfúrási térképek iránt. A földtani kutatás nagyarányú fejlődése szükségessé tette a munka decentralizálását. Az egyes iparágak, kőolaj, bauxit, érc, vegyesásvány stb. fokozatosan kiépítették saját külön földtani szolgálatukat. Ez hamarosan egymás munkájának nem-ismeréséhez vezetett és átfedéseket okozott a kutató munkában.

A mélyfúrási kataszterben valamennyi fúrás, tekintet nélkül mélyítésének céljára, községenként rendezve együtt található, így felvilágosítást ad az egyes területek mélyszerkezetéről, megkutatottságának és dokumentáltságának mértékéről bármily irányú újabb kutatás számára. Az országos központi nyilvántartás a különböző vállalatok által különböző céllal mélyített kutató és feltáró fúrások adatainak és kutatási eredményeinek összefoglalásával országos szintű áttekintést ad és ezáltal a jövőbeni ipari kutatások részére olyan alapvető tájékoztatást nyújt, amelynek segítségével elkerülhetővé válik a fölösleges vagy téves fúrástelepítés.

A mélyfúrási kataszter két főrészből áll:

1. nyilvántartási kartonok
2. mélyfúrópont-térképek

1. A *nyilvántartási kartonok* a fúrások legfontosabb történeti, műszaki és földtani adatait, valamint dokumentáltságának mértékét tüntetik fel. Segítséget nyújtanak az anyaggyűjtésben, de lehetővé teszik annak ellenőrzését is, hogy a fúrás dokumentációja megtalálható-e és hol?

Az egységes nyilvántartási kartonokra kerülő adatok összeállításánál a következőképpen jártunk el:

Elsősorban az adatgyűjtést végeztük el a bányavállalatoknál és a kutatóvállalatoknál. Ezzel kapcsolatban egyeztettük a fúrások számozását és a koordinátákat. Valamennyi fúrásnál tisztáztuk az esetleges többrendbeli átszámozás és átsorolás folytán keletkezett zavarokat, azonosítottuk a több helyen is nyilvántartott fúrásokat és a jelenlegi községhatár-beosztás alapján csoportosítottuk azokat. E részletesen keresztülvitt revízió után állítottuk ki csak a kartonokat.

A nyilvántartási lapok formai kérdéseiről szólva megemlíthetjük, hogy a kartonokon szereplő *községnév* a fúrás tényleges helyének (község, város stb.) nevét jelzi. A sorozatos számozás ellenőrzése érdekében a fúrás jele szerinti községnévvel utaló-kartont készítünk. Az utaló-kartonon csak községnév, jel, szám, befejezés, mélység és leltári szám szerepel. A községnév mellé részletes helymegjelölés nem, vagy ha szükséges, csak megjegyzésként kerül. Nyersanyagkutató fúrásoknál a dokumentáción levő *jelet* és *számot* használjuk. Ha a fúrást átszámozták, akkor az iparágban jelenleg használatos számot tüntetjük fel, a régi szám és jel pedig a megjegyzés rovatba kerül. Ha a fúrás jellegében történt átminősítés (pl. szénkutató fúrólyukat víztermelő kúttá képeznek ki), akkor a fúrást az eredeti sorszám alatt tartjuk nyilván részletesen és az átminősítést csak az utaló-kartonon tüntetjük fel. A kartonokon szereplő *vállalat* minden esetben a fúrást kivitelező vállalatot jelenti, nem a megrendelőt. Névváltozás esetén a vállalatnak a fúrás mélyítésekor érvényben volt nevét írjuk (pl.: Tokodi Mélyfúró Vállalat, ma: Dunántúli Földtani Kutató-Fúró Vállalat). Amennyiben a fúrást maga a kutató- v. bányavállalat végzi (saját regieben) s így a kivitelező a megrendelővel azonos, az illető vállalatnak a fúrás időpontjában használt nevét vezetjük rá a kartonra (pl. MASZOBAL, ma: Bauxitkutató Vállalat).

A fúrás *időpont*-adataként csak a befejezés évét tüntetjük fel. A fúrólyuk *mélysége* a dokumentáción szereplő talpmélységgel azonos, lehetőleg cm-es

pontossággal. (Amennyiben pontos talpmélység-adat nincs, akkor az utolsó réteg nyitási mélységét tüntetjük fel, kérdőjellel utalva a bizonytalanságra. Továbbfúrás esetén a legmélyebb talpméter adatát írjuk a „mélység" rovatba, a továbbfúrás kezdeti mélységét és az addig történt mélyítés évét pedig a megjegyzésbe.) A *fúrás célja* szintén szerepel kartonjainkon. Ennek feltüntetésével útmutatást adunk arra, hogy milyen iparág, vagy egyéb kutatási szerv sorszámát jelzi a fúrás száma s ilymódon egyszersmind a mélyfúrás tulajdonképpeni célját (céljait) is rögzítjük. A *fúróberendezés* típusának megjelölése és a mintavétel módjának feltüntetése (mag, szakaszos mag, furadék) a fúrás adatainak megbízhatóságára utal.

Feltüntetjük a kartonokon a harántolt rétegek *földtani korát*, mégpedig a 100 000-es méretarányú egységesített térkép jelkulcsa szerint. Az egyes korokba tartozó képződmények mélységét a fúrásban harántolt legfelső rétegük mélységadatával jellemezzük. Ha az eredeti rétegsor korbeosztása (szintezése) hiányzik, de a terület felépítése jól ismert, és a rétegsor alapján a fúrás megnyugtatóan szintezhető, beszintezzük (a megjegyzésben feltüntetjük a szintező nevét).

Tekintet nélkül a fúrás eredeti céljára, minden fajta, a fúrás által harántolt *nyersanyagot* feltüntetünk, minőségi megkülönböztetés nélkül. Kezdő mélységnek a nyersanyag első előfordulási mélységét vesszük, befejezésnek az utolsó előfordulás talpmélységét. (Ha ezen belül több rétegről van szó, a rétegvastagságok egyszerű összeadásával nyert összvastagságot tüntetjük fel, megadva a rétegek számát is.) Ha a fúrás többféle nyersanyagot harántolt, ezeket az előbb leírt módon külön-külön jelöljük; azonos nyersanyagot csak akkor különítünk el, ha földtani koruk eltér (pl. eocén kőszén, kréta kőszén). Amennyiben a fúrás nem harántolt nyersanyagot, *meddő* jelzést kap. Ha a fúrás a kitűzött nyersanyagot nem tárta fel, de egyéb hasznosítható anyagot harántolt, akkor az eredeti nyersanyag szempontjából „meddő" jelzéssel látjuk el, a feltárt egyéb nyersanyag tekintetében pedig az említett módon járunk el. Nyersanyagkutató fúrásoknál a végzett *vízmérés* adatait is feljegyezzük. *A fekvő réteget* mindenkor megadjuk.

A fent ismertetett módon kiállított nyilvántartási kartonok tehát a fúrások legfontosabb adatait gyűjtik össze. A további, részletes kutatás számára feltüntetjük a kartonokon, hogy a legteljesebb dokumentáció hol található (adattári leltári számát, ill. a hozzátartozó jelentés nyilvántartási számát adjuk meg, esetleg más vállalatot nevezünk meg e célból).

Feljegyezzük még a kartonra annak a *mélyfúrópont-térképnek* Gauss – Krüger rendszerű *számát* is, amelyen a fúráskataszter készítése során a fúrópontot feltüntettük. A fúrások értéke és megbízhatósága elbírálásának elősegítése végett felsoroljuk a fúrás feldolgozása során végzett vizsgálatokat, s megemlítjük a feldolgozó geológus, technikus vagy fúrómester nevét is.

2. A *mélyfúrópont-térképek* elkészítésénél az az elv vezérelt bennünket, hogy térképeinken az arra a területre eső valamennyi, bármily célból mélyített fúrást feltüntessük. A különböző vállalatok fúrási térképei ugyanis csak a saját nyersanyagukra vonatkozó fúrásokat mutatják. A teljesség mellett fúrópont-térképeink másik nagy előnye, hogy azokon az észak-, közép- és déli hengervetületekben, ill. a különböző helyi rendszerek szerint

bemért, vagy csak helyleírással meghatározott fúrásokat koordinálva, valamennyi fúrást az egységes országos sztereografikus hálózatba illesztve adjuk meg. Kitűzött célunk elérése érdekében szerkesztésüket a következő elvek szerint végeztük:

Alaptérképként a Gauss – Krüger szelvényezésű 1 : 25 000 méretű térképlapokat használtuk, de valamennyi térképbe beleszerkesztettük az országos sztereografikus hálózatot is. Így az egész ország területére egységes alapelvek szerint összeállított, de kétféle hálózatú térképek készültek. Ahol szükséges volt, a beméréshez használt egyéb vetületeket (pl. a közép- vagy déli hengervetületet, a bánya helyi rendszereit stb.) is rászerkesztettük. A fúrópontok sűrűsége szerint az 1 : 25 000 méretű alaptérképek mellett 1 : 5000 és 1 : 1000 méretű *betétlapokat* is készítettünk, hasonló elvek szerint. Térképeink egyelőre vaktérképek, de a továbbiak során arra törekszünk, hogy a tájékozódás megkönnyítésére ezekre a legszükségesebb topográfiai alapokat is felvigyük.

Valamennyi fúrás esetében a térképi rögzítés előtt megállapítottuk azt a rendszert, melyben a bemérés történt. Ellenőriztük a koordinátákat, s ahol eltérés mutatkozott, ott a bányák adatait vettük figyelembe, megjegyzésként közölve az eltérő adatot is. Mivel térképeinken az egyes területeken mélyült valamennyi fúrás szerepel – tekintet nélkül a mélyítés céljára – iparáganként a fúrás jele és száma mellett egyéb megkülönböztető jelzéseket is alkalmaztunk (betűjelekkel tüntettük fel az iparági hovatartozást). Jelzéseink szerint Á = = ásványbányászati, B = bauxitkutató, É = érckutató, M = mangánkutató, O = szénhidrogénkutató, Sz = kőszénkutató, V = vízkutató fúrást jelent.

A fúrás helyére vonatkozó adatok megbízhatóságát és a fúrás dokumentáltságának mértékét a térképen a fúrást jelző karikában alkalmazott jelek tüntetik fel.

Térképjeleink:

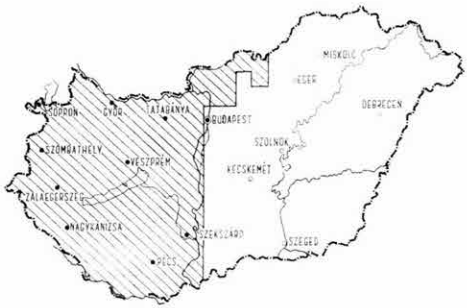
- ○ nincs pontosan bemérve, rétegsor nélkül
- ◌ nincs pontosan bemérve, fúrómesteri rétegsorral
- ◌ nincs pontosan bemérve, geológusi rétegsorral
- ◉ pontosan bemérve, rétegsor nélkül
- ⊖ pontosan bemérve, fúrómesteri rétegsorral
- ⊕ pontosan bemérve, geológusi rétegsorral
- ● pontosan bemérve, részletes földtani anyagvizsgálattal.

Az egész ország területére kiterjedő hatalmas összefoglaló adatgyűjtő munka első része 1962-ben fejeződött be. Elkészült a Dunántúl területének mélyfúrási katasztere. E munka során kb. 25 000 fúrás legfontosabb adatait gyűjtöttük össze és állítottuk ki azok egységes nyilvántartási kartonjait. Elkészültek a mélyfúrási térképek és azokon rögzítettük a fúrások helyét. Munkánk eredményeképpen a Dunántúlon bármily kutatási célból (kőszén, bauxit, szénhidrogén, vegyesásvány stb.) mélyült fúrásokról ma már megbízható áttekintésünk van. A dokumentáltság mértékének, valamint a fúrási

módnak (mag, szakaszos mag, furadék) feltüntetésével pedig a fúrási adatok megbízhatóságáról is tájékoztatást adhatunk.

A Dunántúlról elkészült mélyfúrási kataszter adatainak összefoglalása képet ad arról, hogy az ipari kutatás itt mely területrészekre összpontosult. Az elkészült kataszter alapján körülhatárolhatók azok a területek, melyek mélyszerkezetének megismerése végett még további kutatás szükséges, mert fúrási hálózatuk igen ritka, vagy sekély.

Munkánkat Észak-Magyarország területén folytatjuk tovább. Már eddig elkészült a Salgótarjáni-medence és a Cserhát vidékének mélyfúrási kataszstere: a fúrások nyilvántartási kartonja és a fúrópont-térképek. A mellékelt térképvázlat szemlélteti e nagyfontosságú munka már befejezett részét és a még hátralevő feladatot (1. ábra).



1. ábra. A mélyfúrási kataszter állása 1963. III. 1-én. (Vonalkázott rész: az eddig elkészült terület.)

Fig. 1. L'état du cadastre des forages profonds le 1 mars 1963. (Aire hachurée: territoire mis au point jusqu'à cette date.)

Tervünk szerint fokozatosan újabb és újabb területeken végezzük el az alapvető kataszteri munkát, mígcsak az egész ország területén be nem fejeztük a fúrások számbavételét. Emellett természetesen nem feledkezünk meg a már kataszterbe foglalt területekről sem. A kataszteri munka nem tekinthető véglegesen lezártnak. Az élet, a kutatás állandóan halad, évente ezután is számos fúrást mélyítenek le az ország területén. A kataszternek követnie kell ezt a fejlődést. Állandóan kapcsolatot kell tartania az élettel, a folyó kutatásokkal, ha ettől elszakad, rövid idő alatt elévül és nem töltheti be fontos szerepét. A célkutatással foglalkozó vállalatoknál ugyanis, bár van földtani szolgálatuk, adatfelvételük csak bizonyos területre korlátozódik. Értékes és pótolhatatlan, új fúrási adatok veszhetnének el, ha a már elkészült területekre ismét vissza nem térnénk, hogy az újonnan mélyített fúrásokkal kataszterünket kiegészítsük.

Ez a mindig vissza-visszatérő nagyfontosságú munka teszi élővé az országos központi mélyfúrási katasztert. Ennek érdekében szorosan lépést kell tartanunk az új kutatásokkal, az ezek során lemélyített és lemélyítésre kerülő fúrásokat folyamatosan figyelemmel kell kísérnünk, s a feltárt új eredményeket lehetőleg már menetközben fel kell jegyeznünk és nyilvántartásba kell vennünk. Mélyfúrási kataszterünket ezért évente kiegészítjük a befejezett fúrások adataival és fúrópont-térképeinket kiegészítjük az új fúrópontok felrakásával. Céltudatosan továbbépítjük a dokumentációk figyelemmel kísérésének és begyűjtésének munkáját.

Mélyfúrási kataszterünk már ma is országos feladatot lát el a legkülönbözőbb célú fúrások központi nyilvántartása révén. Az állandó kiegészítés folytán pedig a jövőben sem szakad el a gyakorlati kutatástól. Kataszterünk a régi és az új adatok központi tárháza lévén, mindenkor képes biztosítani a jövő kutatási feladatai számára a széleskörű mélyfúrási alapot és bármily célú tervezéshez szilárd, megbízható bázist nyújt.

SUR L'AJUSTEMENT DU CADASTRE NATIONAL DES FORAGES PROFONDS

par

M. SCHWÁB

La prospection géologique et les forages profonds qui ont pris un grand élan s'effectuent en Hongrie séparément pour chaque branche industrielle. Auparavant il n'existait pas une évidence centralisée des forages profonds embrassant toutes les branches de la prospection. C'est pourquoi l'Institut Géologique de Hongrie s'est chargé d'une fonction particulièrement importante quand il a commencé, en 1960, l'ajustement du cadastre central des forages profonds creusés sur la territoire de la Hongrie. Ce cadastre enregistre, suivant des principes uniformes, par villages, tous les forages qui ont été creusés pour n'importe quel but pendant les années précédentes.

Il consiste en deux parts: *1.* fichiers, *2.* cartes des points de forages profonds.

Les *fichiers* indiquent les données historiques, techniques et géologiques les plus importantes des forages, ainsi que la qualité de leur documentation. Sur les *cartes des points de forages profonds* on indique la localisation exacte des forages enregistrés. Quant à la construction des cartes, la condition première était que les forages soient représentés dans une projection uniforme pour toutes les régions du pays au moyen de l'unification de divers systèmes de coordonnées. Les cartes-mères ont une échelle de 1 au 25 000.

Comme la prospection de substances utiles progresse et se développe d'année en année, notre cadastre est complété chaque année de nouveaux forages. Grâce à cela, il est toujours au courant des prospections et accomplit sa fonction d'enregistrement centralisé régulier de forages creusés à fins diverses.

О СОСТАВЛЕНИИ НАЦИОНАЛЬНОГО КАДАСТРА ГЛУБОКИХ БУРОВЫХ СКВАЖИН

М. ШВАБ

Развернувшиеся большим размахом геологоразведочные работы и глубокие бурения организованы в Венгрии в отдельности для разных промышленных организаций. До сих пор не было такого централизированного, унифицированного учета глубоких буровых скважин, который охватывал бы все отрасли геологоразведочных работ. Поэтому Венгерский Геологический Институт предприняла решение важной и ответственной задачи, когда в 1960 г. он начал составление национального центрального кадастра глубоких буровых скважин. В данном кадастре по единым принципам регистрируются все скважины любового предназначения. Они группируются по населенным пунктам.

Кадастр глубоких буровых скважин состоит из двух частей: *1.* учетных картонов, *2.* карт глубоких буровых точек.

На *учетных картонах* указываются важнейшие исторические, технические и геологические данные глубоких скважин, а также степень оформления их документации. На *карты глубоких буровых точек* наносятся точные местоположения зарегистрированных скважин. При составлении карт основным принципом послужило то, чтобы скважины были нанесены в унифицированной сети, охватывающией всю территорию страны, путем унификации разных координатных систем. Карты имеют масштаб 1 : 25 000.

Так как геологоразведочные работы развиваются из года в год, наш кадастр ежегодно дополняется новыми буровыми скважинами. Таким образом, он всегда находится в курсе геологоразведочных работ, выполняя свой государственный долг путем систематического, центрального учета буровых скважин разнообразного предназначения.

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET KÖNYVTÁRA

Írta: KAPLAYNÉ SCHEY ILONA

A Magyar Állami Földtani Intézet Könyvtára az 1962. év végén 130 000 kötettel rendelkezik.

A közel 100 éves, szinte már történelmi multú könyvállomány ma az ország legnagyobb földtani szakkönyvtára, melynek története visszanyúlik az 1868. évre. BÖCKH és SZONTAGH intézettörténeti munkájukban említik, hogy amikor az Intézet még földtani osztályként működött a Nemzeti Múzeum egy szerény kis helyiségében, összes könyvanyaga belefért egy „ócska könyvszekrénybe". A századfordulón, amikor az Intézet új székházat kapott, az akkor már 16 000 kötetre növekedett anyag először került külön könyvtárhelyiségbe, mai helyére.

Céltudatos gyűjtés, kiváló, hozzáértő emberek adománya és nem utolsó sorban a már kezdetben megindult szétágazó cserekapcsolatok révén az állomány tovább fejlődött. A főgyűjtőkör mellett gazdagon tagolt rokontudományok együttese alakította ki az állomány mai képét. Ezt egészíti ki gyüjteményünkben a referáló és tájékoztató forrásművek mellett a tudománytörténeti anyag is, mely könyvtárunk értékes és érdekes színfoltját képezi.

A háború óta a könyvtár célkitűzése és elsőrendű feladata a könyvállománynak sokféle korszerű könyvtári eszközzel való feltárása és ismertetése. Ennek érdekében épült fel még 1952-ben az anyag méltó elhelyezéséhez szükséges modern raktári berendezés, ezért készülnek a különféle katalógusok, ezt a célt igyekeznek előmozdítani a kiállítások és az utóbbi években megindult bibliográfiai tevékenység is.

A kitűzött célok gyorsabb ütemben való megvalósítását korlátozza a könyvtár dolgozóinak — fenti feladatok teljesítéséhez mérten — szerény létszáma, mely még szembetűnőbb, ha figyelembe vesszük az olvasó- és kölcsönző forgalom rohamos fejlődését. Ez az immár szűkméretűvé vált olvasóteremben a következőképpen alakult:

1956-ban	4068 olvasó	25 900 kötetet	forgatott
1961-ben	6800 "	118 248	"
1962-ben	8643 "	149 737	"

Mind az olvasó-, mind a kötetforgalom tehát az elmúlt esztendőhöz viszonyítva 26%-kal növekedett.

Ilyen feltételek mellett az 1962. évi könyvtármunka elvégzése bizonyos *új munkamódszerek* bevezetését tette szükségessé. Ezekkel egyrészt igyekszünk

ésszerűsíteni a kölcsönzőszolgálatot, a csere technikai lebonyolítását, másrészt munkaátcsoportosításokat hajtottunk végre.

Állományunkban szakirodalmunk történelmi múltját a régi kiadású nyomtatványok képviselik. Az 1800-ig megjelent tudománytörténeti anyagot külön helyeztük el. Ezeket a műveket külön, védett anyagként kezeljük. Könyvtárunk legrégibb kiadású darabja CONRAD GESNER: *De Omni Rerum Fossilium Genere, Gemmis, Lapidibus, Metallis.* Tigurum, (Zürich) 1565. c. kézikönyve. A 16—18. századi szakirodalmunk tárgyköre ásvány-, kőzet- és kristálytan, földtan, őslénytan. A 17. századtól kezdve alkalmazzák az őslénytanban az összehasonlító módszert, ez időtől vannak zoológiai és botanikai munkáink is. Földtani leírásokat őriztek meg számunkra az útleírások, útikönyvek, ezeket szintén megtaláljuk gyűjteményünkben. A vulkanológia, vagy akár régi bányászat tárgyköréből is őrzünk ritka könyvpéldányokat. A 17. század óta a geológusoknak fontos munkaeszköze a mikroszkóp. Régi mikroszkópot leíró könyvünk is van. A 16. században alakulnak az első természettudományi gyűjtemények, melyek a mai természettudományi múzeumok elődei. Régi, híres ásvány- és ősmaradvány-gyűjteményeket ismertető művek is vannak anyagunkban; eredeti, korabeli kiadásban.

A nagyrészt külföldi kiadású könyvanyag között akad magyar és magyar vonatkozású munka is. A modern szakkönyvek színes és fekete fényképezett ábráinak őseiként régi nyomtatványainkban eleinte fametszeteket, rézmetszeteket, majd litográfiákat találunk. A metszeteket gyakran művészi kézi festés tarkítja.

Folyóirat- és könyvállományunk 1962. évi feltárási munkái során a folyamatosan készülő katalógusokból elkészült az év folyamán a betűrendes folyóirat- és földrajzi folyóirat-katalógus, melyeket az olvasók rendelkezésére bocsátottunk.

A *betűrendes folyóirat-katalógus* az 1960. évi raktárrevízió adataiból indult ki és a modern folyóirat-katalógus iránt támasztható követelményeknek megfelelően, a címszóváltozások teljességét tartalmazza, állományfelsorolás nélkül. A keresett folyóirat tehát minden létező címe szerint feltalálható benne. A katalóguslapon szerepel a folyóirat teljes címe, a kiadási hely és a fennálló címváltozásokra való utalás. Többnyelvű cím esetében a cédula utal a különféle nyelvű címekre is.

A *földrajzi folyóirat-katalógus* a folyóiratcímeket országonként csoportosítva tartalmazza. Ebben a folyóirat-katalógusban 74 ország folyóirat-anyaga található meg. Mindkét folyóirat-katalógus szabvány méretben és formában készült, összesen 5860 db kartont tartalmaz.

Ezek mellett folyamatban van a folyóiratok *szolgálati katalógusának* készítése, mely az állományra vonatkozó adatokat is feltűnteti.

Ugyancsak folyamatosan készül a könyvek *betűrendes szerző-* és *szakkatalógusa*. A nemzetközi egyetemes tizedes osztályozással készülő szakkatalógusunk minden évben tovább fejlődik, és így mindinkább segítőeszköze lesz a kutatóknak.

A kutatómunka támogatását szolgálja a könyvtár folyó évi bibliográfiai tevékenysége is. Elkészült a *mediterrán országok folyóirat-bibliográfiája*. A katalógus-cédulákon szerepel az illető ország neve, a folyóirat címe, kiadója és a kiadás helye. A jegyzékből kitűnik az állományunkban meglevő első és

utolsó kötete, illetőleg az élő folytatás. Kitűnik továbbá az illető folyóirat hiányos volta, vagy ha a folyóirat megszűnt. Jeleztük végül a folyóirat raktári számát. A cédulákat országonként csoportosítottuk és azon belül a folyóiratcímek betűrendjében rendeztük. Összesen 22 ország anyagát dolgoztuk fel, 722 db cédulán. Folyamatban van végül – az intézet kollektív munkájával készülő kréta bibliográfiához kapcsolódó – *olaszországi kréta biblicgráfia* összeállítása is.

Az állomány megőrzésén és feldolgozásán kívül könyvtárunk további feladata az állomány gyarapítása. 1962-ben 3019 kötettel gyarapodott a könyvtár, mely a következőképpen oszlik meg:

vétel:	721
csere:	1604
ajándék:	694
Összesen:	3019 kötet

Ebben az évben 11 új cserekapcsolatot létesítettünk, ezek révén 40-féle új kiadványt kapunk cserébe. Az év végén könyvtárunk 539 élő cserést számlál, az öt földrész 69 országából.

Széles keretek között fejlődik intézetünkben a néhány esztendő óta folytatott *könyvtárközi kölcsönzés* is. Míg 1960-ban 80, 1961-ben 445, 1962-ben 592 kötetet szereztünk be kölcsönzéssel bel- és külföldről.

Nagyrészt ezzel kapcsolatosan gyarapodik az elmúlt esztendőben megalapozott *mikrofilmtárunk*. Tavaly 161 tekercset számláló filmtárunk 1962-ben 408 új tekerccsel gyarapodott. A mikrofilmeket a leltározás után – a többi könyvekhez hasonlóan – katalogizáljuk. Belekerülnek tehát a betűrendes katalógusba, a szakkatalógusba, a helyrajzi katalógusba és a külön felállított mikrofilm-katalógusba is.

1962. évben 183 beiratkozott olvasó használta a könyvtárat. Ezek közül 86 Intézetünk tagja, 97 pedig más intézmény dolgozója.

Végül könyvtárunk kezeli az intézeti *kiadványok raktárát* is, melyet az 1961. évben kezdtek átépíteni. A kiadványraktár ma két helyiségben van. Az 1961. év végén megindult munkálatok 1962-ben befejeződtek. Megtörtént tehát ebben az esztendőben a kb. 100 000 kötet átköltöztetése és rendezése. Minden sorozatot felülvizsgáltunk, a hibás kötetjelzéseket kiigazítottuk, átszámoztuk, és megfelelően elhelyeztük a köteteket. Az egyes füzeteket megszámláltuk. Az eredményeket a kiadványok törzslapjára rávezettük.

LA BIBLIOTHÈQUE DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE

par

I. KAPLAY – SCHEY

En 1962, les livres et périodiques anciens furent sélectés et déposés à part. L'oeuvre le plus ancien est celui de CONRAD GESSNER: „*De omni rerum fossilium genere . . .*" lequel avait été publié à Zürich en 1565. Parmi les travaux publiés aux 16e–18e siècles nous avons rencontré encore beaucoup de matériaux rares et précieux.

Quant aux catalogues lesquelles sont dressés continuellement, nous avons mis au point le nouveau catalogue alphabétique et le nouveau catalogue géographique des périodiques. On continue la rédaction du catalogue de service des périodiques, ainsi que celle du catalogue alphabétique par matières des livres.

Au cours des travaux bibliographiques on a fini la bibliographie des périodiques sur les pays méditerranéens. La bibliographie du Crétacé de l'Italie est en voie de réalisation.

L'effectif de la bibliothéque a augmenté de 3019 volumes en 1962. Nous avons établi des relations d'échange avec 11 nouveaux partenaires ce qui nous assure régulièrement 40 nouvelles sortes de publications. Nous avons en tout 539 partenaires d'échange actifs. Par prêt de bibliothèque à bibliothèque nous avons mis 592 volumes hongrois et étrangers à la disposition de nos lecteurs.

En 1962, notre microfilmothèque a augmenté de 408 nouvelles bobines, lesquelles sont enregistrées dans les catalogues respectifs de la même manière comme les autres livres.

À la fin de 1962 la Bibliothèque de l'Institut Géologique de Hongrie possède 130 000 volumes.

БИБЛИОТЕКА ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

И. КАПЛАИ–ШЕИ

В 1962 г. древние книги и журналы были выделены из общего фонда и размещены отдельно. Древнейшая книга библиотеки „De omni rerum fossilium genere....” от пера КОНРАДА ГЕССНЕРА была издана в 1565 г. в Цюрихе. Из работ, вышедших в течение 16–18ых веков, было найдено еще много редких и ценных экземпляров.

Что касается каталогов, то было закончено составление нового альфавитного и географического каталогов журналов. Выполняется составление служебного каталога журналов, а также альфавитного и специального каталогов книг.

В ходе библиографических работ была составлена библиография журналов стран средиземноморского региона и составляется библиография работ по меловым отложениям Италии.

В течение 1962 г. книжный фонд библиотеки был увеличен на 3019 томов. Была создана обменная связь с 11 новыми партнерами, благодаря чему наша библиотека получает в обмен 40 новых публикаций. Число активных партнеров по обмену составляет 539.

В порядке межбиблиотечного обмена были приобретены 592 тома отчасти из других учреждений Венгрии, отчасти из заграницы. Количество катушек микрофильмотеки увеличилось в 1962 г. на 408. Они регистрируются в каталогах так же, как и другие книги.

В конце 1962 г. Библиотека Венгерского Геологического Института располагает 130 000 томами.

A RÖNTGENVIZSGÁLATOK FÖLDTANI ALKALMAZÁSÁNAK ÚJABB MÓDSZEREI

Írta: BÁRDOSSY GYÖRGY

Amióta 1912-ben LAUE korszakalkotó kísérletével a röntgensugárzás természetét és ugyanakkor a kristályok rácsszerkezetét felderítette, a röntgenvizsgálati módszerek egyre jobban elterjednek a földtan tudományágaiban. Öt fő vizsgálati irány alakult ki:

1. Kristályok rácsszerkezetének meghatározása. Ez a „finomszerkezeti" vizsgálatok legjobban kifejlődött és legtöbb sikert elért irányzata. Elég itt csak a két Nobel-díjas BRAGG nevére hivatkozni. E módszerek ma már más tudományágakban is, mint például a szerves és a szervetlen kémiában egyre nélkülözhetetlenebbekké válnak. A földtanon belül elsősorban a kristálytan és az ásványtan művelői foglalkoznak ezzel a vizsgálati iránnyal. Céljuk az ásványok rácsszerkezetének minél behatóbb megismerése.

2. Ásványok minőségi és mennyiségi meghatározása. Ezt az irányt is elsősorban a mineralógusok művelik. Cél az adott ásvány felismerése, meghatározása, etalonásványok röntgenadataival való összehasonlítás alapján. További feladat ásványelegyek, azaz kőzetek ásványos összetételének mennyiségi meghatározása. A röntgenszakirodalomban „kvantitatív fázisanalízisnek" nevezik ezt az eljárást.

3. Kőzettani jellegek meghatározása. Az előző két témakörhöz viszonyítva ebben az irányban még aránylag kevés vizsgálat történt. Nem mintha erre kevésbé volna szükség vagy kevesebb volna a vizsgálati lehetőség. Inkább úgy tűnik, hogy a röntgenvizsgálatokkal foglalkozó szakemberek túlnyomó részét eddig főleg kristálytani és ásványtani problémák kötötték le. Az utóbbi évek útkereső vizsgálatai megmutatták, hogy a röntgenmódszereket kőzettani problémák megoldására is sikerrel lehet alkalmazni. Így például kőzetszövet és szerkezet vizsgálatára, az ásványi elegyrészek irányított elrendeződésének meghatározására. Újabban egyre jobban kialakul az ún. „röntgenmikroszkópia" sajátos vizsgálati iránya, mely továbbfejlődve a polarizációs mikroszkópiához hasonló fontosságúvá válhat a kőzettani kutatásokban.

4. Geokémiai tárgyú vizsgálatok. A röntgenspektroszkópia egyre jobban kiszélesedő, vegyelemző módszerein felül egyre több geokémiai probléma vizsgálatába kapcsolódnak be a röntgenmódszerek. Így például izomorf elegykristályok esetében az elemhelyettesítések felismerésére, azok okainak rácsszerkezeti magyarázatára alkalmasak a röntgenmódszerek. A nagyhőmérsékletű

(hevíthető) röntgenkamra az ásványok termikus folyamatainak, a nagyhőmérsékletű ásványtani módosulatok kialakulásának, a magmás ásványkiválás megannyi problémájának közvetlen rácsszerkezeti tanulmányozását teszi lehetővé. Lehetővé válik az elemek rendezettségének vizsgálata: az amorf és kristályos fázisok elkülönítése s ebből az energetikai viszonyok tanulmányozása.

5. *Őslénytani vizsgálatok.* Figyelemre méltó, hogy a paleontológusok voltak azok, akik a röntgenvizsgálatok felhasználásának lehetőségét a földtanban legkorábban felismerték. BRÜHL úttörő munkája 1896-ban jelent meg, tehát 16 évvel LAUE kísérlete előtt. Nehezen érthető, hogy bár azóta több fontos módszertani munka jelent meg (hogy csak a legfontosabbakat említsük: BRANCO 1906; LEHMANN 1938, 1939, 1951; PEYER 1934; ROGER 1947; SCHMIDT 1948, 1952) mégsem terjedtek el eléggé a röntgenvizsgálatok a paleontológiai kutatások területén. Szerintünk elsősorban a makro- és mikrofossziliák röntgenátvilágítása az a módszer, mely a továbbfejlesztésre a legtöbb lehetőséget nyújtja.

A következőkben csak az ásványtani, kőzettani és geokémiai irányokban kialakult újabb módszereket tekintjük át, mert intézeti munkánk is ezekben az irányokban haladt.

Ásványok minőségi és mennyiségi meghatározása

Az első feladat itt az ásványok felismerése, jelenlétük kimutatása. Ennek módszerei már a 30-as években kialakultak, így csak egészen rövid áttekintésben foglalkozunk a kérdéssel. E röntgenelemző eljárások két alapvető csoportba oszthatók:

1. filmes módszerek
2. számlálócsöves módszerek.

A *filmes módszerek* közül legelterjedtebbek az ún. *Debye-Scherrer kamrás porfelvételek*. Ezeket egyetemi tan- és kézikönyveink részletesen ismertetik, ezért felesleges e helyen ismétlésükbe bocsátkozni. E módszernél a filmlemezen kirajzolódó reflexiókat kimérik és meghatározzák az ún. „d''_{hkl} értékeket, azaz a rácssík-távolságokat. A reflexiók intenzitását általában csak becsülik, ritkábban fotométerrel mérik. Tudjuk, hogy minden ásványnak adott „d" értékű és intenzitású reflexiók felelnek meg. Ezeket az alapadatokat a különböző határozókönyvek és index-katalógusok tartalmazzák. Közülük legfontosabb az ún. ASTM-katalógus, melyet évről évre új lapokkal egészítenek ki. Az ásványokra, a szerves és szervetlen vegyületekre vonatkozó index-kártyák száma ma már a tízezret meghaladja. Hasonlóan alapvető MIHEJEV 1957-ben kiadott határozókönyve. Intézeti munkánkban mi is elsősorban e két adatösszeállításra támaszkodunk, kiegészítve ezeket a szakfolyóiratokban megjelenő újabb és újabb etalonfelvételekkel.

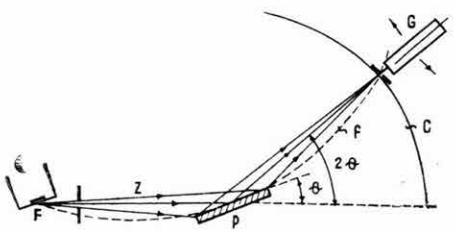
A röntgenmódszeres ásványhatározás megítélése szempontjából igen fontos a kimutathatóság alsó határának ismerete. Ez az ásványok kristályos állapotától, reflektáló képességétől, a kőzettől és az alkalmazott vizsgálati módszertől függ. Filmes módszerekkel a kimutatható mennyiség kezdetben 10—

20% között volt. De a módszerek tökéletesedésével az alsó határt fokozatosan 5–10%-ra szorították le.

1961-ben MÁNDI T. ezen a téren módszertani újítást vezetett be, melyet elsősorban agyagkőzeteknél lehet alkalmazni. A vizsgálandó kőzetmintát 5 szemcsenagysági frakcióra bontja: 0,5 μ alatt; 0,5 μ–1,0 μ; 1 μ–20 μ; 20 μ–60 μ; 60 μ felett. Az egész kőzetről és minden egyes frakcióról különkülön röntgenfelvételt készít. Így az egyes frakciókban a kőzet ásványelegyrészei különböző mértékben dúsulnak fel. A montmorillonit pl. a legfinomabb, a kvarc és a földpátok a legdurvább frakcióban dúsulnak. Olyan közeli rokon és röntgenográfiailag nehezen megkülönböztethető ásványok, mint a szericit és az illit is szétválaszthatók, ill. dúsíthatók a frakcionálással. Az egyes frakciókban tehát olyan ásványok jelenlétét is ki lehet mutatni, melyek az egész kőzetben csak jelentéktelen mennyiségben vannak jelen és melyek vonalai az eredeti kőzet felvételén nem is jelentkeznek. Az ásványok kimutatásának alsó határát így jelentősen le lehet szorítani.

A *számlálócsöves módszerek* kialakulását vizsgálva kitűnik, hogy 1945 fontos évszám a röntgenográfiai ásványhatározás történetében. Ekkor jelent meg ugyanis a kereskedelmi forgalomban az első röntgendiffraktométer (FRIEDMAN). Azóta ez az új műszer az egész világon egyre jobban elterjedt. Örömmel állapíthatjuk meg, hogy a röntgendiffraktométerek beszerzése és alkalmazása terén hazánk egyáltalán nem maradt el a nemzetközi színvonaltól. A röntgendiffraktométer mérési elvét, gyakorlati alkalmazásának elméleti kérdéseit magyar nyelven elsőként KÁLMÁN A. ismertette 1960-ban. Ezért itt csak egész röviden mutatjuk be a filmes módszerek és a diffraktométerek működési elvének különbségét.

A röntgendiffraktométer lemez alakú preparátummal dolgozik. Az Intézetünkben működő „Müller Mikro 111" készülékkel kapcsolt Philips diffraktométerhez 20×10 mm felületű, téglalap alakú preparátumtartót alkalmazunk. A preparátum goniométer tengelyében van elhelyezve. A röntgencső antikatódjáról széttartó sugárnyaláb esik a preparátumra. A preparátum diffrakciós sugarait detektor fogja fel (1. ábra). Ez leginkább Geiger-Müller cső, de lehet scintillációs, vagy proporcionális számlálócső is. A felvétel során a preparátumtartó és a detektor a goniométer síkjában körbe fordulnak. Szögsebességük aránya úgy van megválasztva, hogy az érkező sugárnyaláb mindig a detektorba essék. Ilymódon a goniométer lassú körbeforgása során az összes tükrözési szögnek megfelelő reflexiót észlelni és automatikusan regisztrálni lehet. *Míg tehát a Debye-Scherrer kamrában az összes lehetséges reflexió az egész felvétel alatt és egyidejűleg rögzítődik a filmen, addig a diffraktométer körbe forgva egymás után és külön-külön veszi fel őket.*



1. ábra. Röntgendiffraktométeres felvétel elvi vázlata (v. ENGELHARDT W. szerint)

Jelmagyarázat: F = sugárforrás, Z = röntgensugárnyaláb, P = preparátum, G = Geiger–Müller számlálócső, Θ = tükrözési szög, f = fókuszáló kör, C = goniométer kör

Abb. 1. Prinzipielles Schema der Aufnahme mit dem Röntgendiffraktometer (nach W. v. ENGELHARDT)

Zeichenerklärung: F = Strahlungsquelle, Z = Röntgenstrahlenbündel, P = Präparat, G = Geiger–Müller Zählrohr, Θ = Beugungswinkel, f = Fokussierungskreis, C = Goniometerkreis

A diffraktométer előnyei a fotografikus (filmes) módszerekkel szemben a következők:

1. Sokkal gyorsabb. Debye-Scherrer kamrával a felvételi idő általában 6 – 8, esetenként 8 – 12 óra. Ehhez jön még a film előhívásának ideje. Diffraktométerrel viszont még az ún. hosszú ($2° - 62°$ 2Θ) felvételek is csak 1 – 2 óra hosszat tartanak. Különösen nagy az időmegtakarítás, ha csak bizonyos ásványok vagy ásványcsoportok meghatározása a célunk. Intézeti munkánk során például nagyszámú olyan felvételt készítettünk, melyek Cu $K\alpha$ sugárzást használva $25° - 35°$ 2Θ szögtartományra terjedtek ki. Ezek a felvételek 0,5 fok/perc goniométersebesség mellett 20 percig tartottak és az összes karbonátásvány, a pirit, a földpátok és a kvarc kimutatását tették lehetővé. Agyagásvány vizsgálatok során gyakran szükséges a bázisreflexiót újra felvenni megfelelő hő- és vegyszeres (glicerines, etilén-glikolos stb.) kezelés után. Debye-Scherrer kamrával a fenti vizsgálati idő ugyanúgy szükséges, mintha teljes felvételt akarnánk készíteni, ugyanakkor a diffraktométerrel 10 – 15 perc elegendő a bázisreflexió felvételéhez.

2. Debye-Scherrer kamrával a reflexiók intenzitása csak becsülhető, vagypedig körülményes fotométeres kimérést kell alkalmazni. De még ez sem nyújt kellő reprodukálhatóságot, mert teljesen azonos érzékenységű filmet, előhívót és előhívási körülményeket, filmszárítást biztosítani szinte lehetetlen. A röntgendiffraktométer ugyanakkor az intenzitásokat automatikusan és mennyiségileg regisztrálja. Az észlelések mindenkor jól reprodukálhatók.

3. A „d"$_{hkl}$ értékek meghatározásában a filmes módszereknél nagyobb a hibalehetőség, minthogy a reflexiókat jelző feketedések kijelölésében és leolvasásában már egytized milliméteres hiba is lényeges eltérést okozhat. A diffraktométernél az automatikus regisztrálás ezt a hibaforrást kiküszöböli. Továbbá a filmen a kisszögű reflexiók leolvasása a primér sugár okozta fokozott alapfeketedés miatt nagyon bizonytalan. Pedig legtöbbször itt vannak az ásványhatározás szempontjából legfontosabb, ún. bázisreflexiók. A diffraktométernél ez a nehézség nem áll fenn, a bázisreflexiók egészen 30 Å-ig jól leolvashatók.

4. A háttérsugárzás intenzitása a filmes módszereknél mennyiségileg alig érzékelhető, mert csupán a filmlemez alapfeketedéseként jelentkezik. A diffraktométeres felvételen ellenben – az alapvonal magasságaként – mennyiségileg is kimérhető. Mint a későbbiekben látni fogjuk, az alapvonal helyzetéből több fontos geokémiai és ásványtani következtetést lehet levonni.

A diffraktométer hátrányai a filmes módszerrel szemben a következőkben foghatók össze:

1. Nagyobb preparátum-mennyiség kell, átlagosan 0,5 gramm. A Debye-Scherrer kamrás felvételhez ezzel szemben néhány milligrammnyi anyag elegendő. Amennyiben tehát csak egészen kis mintamennyiség áll rendelkezésre, elsősorban a Debye-Scherrer kamrás eljáráshoz kell folyamodnunk.

2. Az előírtnál nagyobb szemnagyság nagyobb hibát okoz, mint a filmes porfelvételeknél.

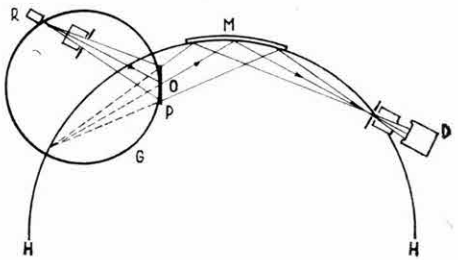
3. Nagyobb az ún. „kitüntetett orientáció" zavaró hatása. A kitüntetett orientáción azt értjük, hogy egyes ásványok statisztikusan rendezetlen eloszlás helyett valamelyik lapjuk szerint többé-kevésbé párhuzamosan helyezkednek el a preparátumtartóban (pl. agyagásványok, csillámok stb.). A diffrakto-

méter lapos preparátumtartójában a kitüntetett orientáció könnyebben előáll mint a Debye-Scherrer kamra mintatartó rudacskájában, ahol a preparátum körbeforgatása a hatást még inkább lecsökkenti.

4. Debye-Scherrer kamrával készített, hosszú expozíciós idejű felvételeken főleg a nagy tükrözési szögtartományban a gyenge reflexiók jobban felerősödnek, mint a diffraktométeres felvételeken. A diffraktométerek mellett tehát a filmes eljárásoknak továbbra is megvan a létjogosultságuk, hasznosan egészítik ki azokat, sőt bizonyos esetekben nélkülözhetetlenek.

A felsorolt hiányosságokon sokat segít, ha a fent ismertetett reflexiós elvű diffraktométeres felvételeket ún. *„transzmissziós"* diffraktométer felvételekkel egészítjük ki. Ennek felvételi elrendezését a 2. ábrán mutatjuk be. A preparátumon áthatol a röntgensugárnyaláb, majd egy homorúra hajlított kristálymonokromátorra esik, melyről már csak a $K\alpha_1$ és $K\alpha_2$ sugarak jutnak tovább a detektorra.

Bármely normál diffraktométer átalakítható transzmissziós felvételekre a goniométerkar meghosszabbításával és a kristálymonokromátor közbeiktatásával. PARRISH (1960) szerint különösen a kis szögtartományban nyújt ez a módszer nagy pontosságot. Jóval kisebb a háttér is, mert a fluorescens és inkoherens (Compton)-szórás hatását kiküszöböli. Ugyanazon minta reflexiós és transzmissziós felvételének összehasonlítása lehetővé teszi a szemcseorientáció mértékének meghatározását. A bázisreflexiók intenzitását ugyanis az orientált szemcsehelyzekedés a reflexiós felvételeken megnöveli, a transzmissziósokon pedig lecsökkenti. Fordított az eset a prizma- és véglap-reflexióknál. A transzmissziós módszer egyetlen hátránya a monokromatizálás folytán előálló általános intenzitás-csökkenés, mely a reflexiós felvételekhez képest kb. felényi végintenzitást eredményez.



2. ábra. Röntgendiffraktométeres vizsgálat elrendezése „transzmissziós" felvételnél (PARRISH W. szerint)

Jelmagyarázat: G = goniométer kör, H = monokromátor kör, O = goniométer forgási tengelye, P = preparátum, M = kristálymonokromátor, D = számláló berendezés, R = röntgencső

Abb. 2. Anordnung der röntgendiffraktometrischen Untersuchung bei einer „Transmissions"-Aufnahme (nach W. PARRISH)

Zeichenerklärung: G = Goniometerkreis, H = Monochromatorkreis, O = Drehachse des Goniometers, P = Präparat, M = Kristallmonochromator, D = Zählrohrgerät, R = Röntgenrohr

A transzmissziós felvételi technika még külföldön is a kezdet kezdetén áll, igazi felhasználási lehetőségeit csak az elkövetkező évek fogják megmutatni.

Nem szóltunk még arról, hogy milyen az ásványok kimutathatóságának alsó határa a diffraktométeres módszereknél. Erre vonatkozóan intézeti készülékünkkel rendszeres méréseket hajtottunk végre. Megállapítottuk, hogy optimális műszerbeállításokat használva a fő kőzetalkotó ásványok 0,3 – 0,5%-nyi mennyisége a diffraktogramon már felismerhető. Az agyagásványok kimutathatósága ennél valamivel rosszabb, gyengébb reflektáló képességük és rendezetlenebb rácsszerkezetük miatt. Ezeknél az alsó határ 0,4 – 1,0%-nak adódott.

Még jobban le lehet azonban szorítani a kimutathatóság alsó határát, ha az automatikus regisztrálás helyett közvetlen impulzus-számlálást végzünk.

Ilyenkor a goniométert álló helyzetben tartjuk és beállítjuk a kívánt tükrözési szöghöz. Ezután a számlálóberendezést a legnagyobb érzékenységre beállítva, leolvassuk a dekádszámlálón a 64 sec alatt felfogott impulzusok számát (berendezésünk maximálisan 1000 impulzus leolvasására alkalmas). A statisztikus ingadozás kiküszöbölésére a mérést 2—4 alkalommal megismételjük és ezek átlagával dolgozunk tovább. Ezután a goniométert 0,1 fokkal tovább állítjuk és a mérést a fenti módon megismételjük. Addig folytatjuk a goniométer továbbállítását, míg a kérdéses reflexió teljes szakaszát le nem tapogattuk. A kapott impulzus-átlagokat leghelyesebb a diffraktogramon is ábrázolni, éspedig a regisztrált görbe felett a megfelelő tükrözési szögeknél. A módszer az automatikus regisztráláshoz viszonyítva természetesen nagyon lassú és igen munkaigényes, viszont jóval nagyobb érzékenységet biztosít. Ezzel a módszerrel a kimutathatóságot a fenti határértékeknek kb. felére sikerült leszorítani, ami speciális kérdések eldöntésénél igen lényeges előny.

Az ásványok kimutatásán felül az utóbbi időben egyre inkább a *kvantitatív fázisanalízis* kérdései foglalkoztatják a szakembereket. CLARK és REYNOLDS (1936) voltak az elsők, akik kvantitatív fázisanalízist kíséreltek meg Debye-Scherrer kamrás felvételek mikrofotometrálásával. Tényleges előrehaladást ezen a téren a röntgendiffraktométerek megjelenése hozott. LEROUX—LENNOX—KAY (1953), ALEXANDER—KLUG (1954), valamint ENGELHARDT (1955, 1959) munkái adták meg az elméleti és gyakorlati alapot a módszer kifejlődéséhez. Mindezekben a munkákban kidolgozott módszerek a *tömegabszorpciós együttható* mérésére alapulnak. A tömegabszorpciós együttható fogalmának megértéséhez vizsgáljuk meg, hogy mi történik, ha egy röntgensugárnyaláb valamely anyagon áthatol. A sugárzás egy része abszorbeálódik, melynek következtében a sugárintenzitás lecsökken. Az intenzitás-csökkenés a következő képlettel fejezhető ki:

$$I = I_0 e(-\mu d)$$

ahol I_0 az eredeti sugár intenzitása,
I az áthatolt sugár intenzitása,
d az anyag vastagsága,
μ lineáris abszorpciós együttható,
e a természetes logaritmus alapszáma.

A lineáris abszorpciós együttható az anyag kémiai összetételétől és kristályszerkezetétől függő, az adott anyagra jellemző fajlagos érték. A röntgengyakorlatban inkább a tömegabszorpciós együtthatóval dolgoznak, ami nem más, mint a lineáris abszorpciós együttható és az anyag sűrűségének hányadosa. Azaz:

$$\mu^* = \frac{\mu}{\varrho};$$

ahol μ^* = tömegabszorpciós együttható,
ϱ = sűrűség.

A kvantitatív fázisanalízishez a tömegabszorpciós együtthatót a következő képlet szerint használják fel:

$$x_a = \frac{\mu_m^*}{\mu_a^*} \cdot \frac{I_{a\varepsilon}}{I_{a1}}$$

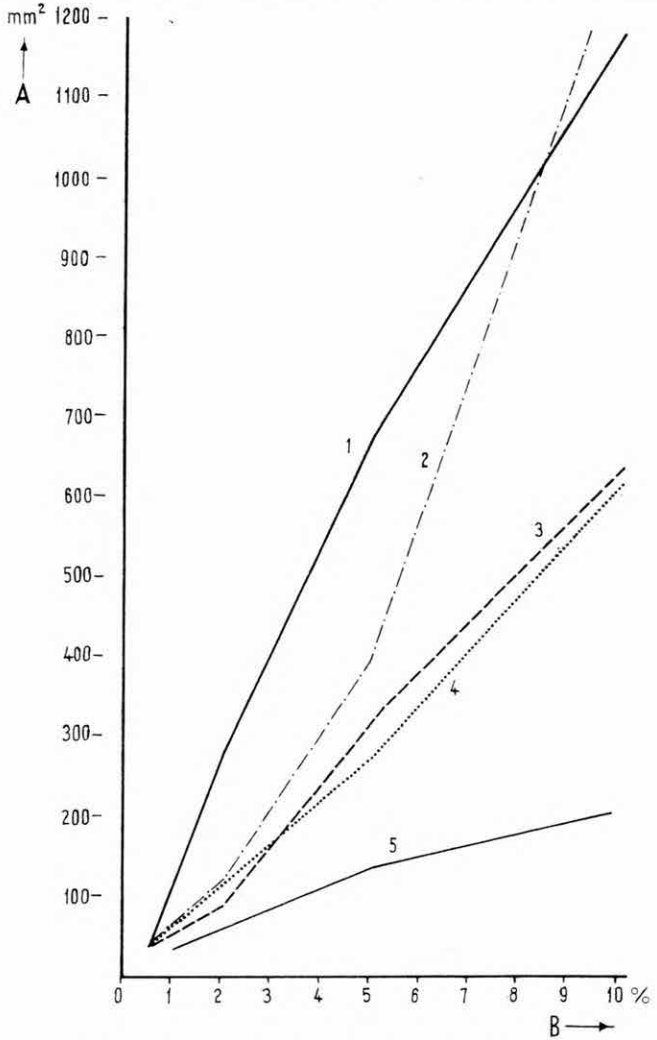
ahol x_a az ásvány súly%-os mennyisége a kőzetben,
μ_m^* a kőzet tömegabszorpciós együtthatója,
μ_a^* az ásvány tömegabszorpciós együtthatója,
I_{ax} az ásvány adott reflexiójának intenzitása a kőzetben,
I_{a1} a tiszta ásvány adott reflexiójának intenzitása.

A képlet tagjai közül μ_a^* az ásvány kémiai összetétele és sűrűsége alapján előre kiszámítható. I_{a1} szintén előre meghatározható, etalonásvány felvétele alapján. I_{ax}-et a kőzetről készített diffraktogramból olvashatjuk le, μ_m^*-et pedig speciális méréssel kell meghatározni. Az utóbbi a legnehezebb feladat, mert ez a mérés tökéletesen monokromatizált röntgensugárzást és nagy pontossággal készített mintatartót igényel. Sajnos ezek hiányában ezt a mérési eljárást eddig nem állt módunkban Intézetünkben bevezetni, bár előzetes kísérleteket ez évben már folytattunk és el is értünk bizonyos előrehaladást. Reméljük, hogy a jövő évre megrendelt kristálymonokromátor beérkezésével eredményesebb kísérleteket végezhetünk. Így egyelőre azt a sokkal hosszadalmasabb és munkaigényesebb módszert kellett választanunk, melynél a röntgenfelvétel eredményeit ún. kiértékelő diagramokkal vetjük össze. Hasonló módszert alkalmazott MÁNDI T. (1961) frakcionált agyagkőzetek ásványos összetételének mennyiségi kiértékeléséhez. Meghatározásai Debye-Scherrer kamrás felvételek alapján történtek, melyek intenzitásait becsléssel határozta meg. Ezeket 10%-onként felvett etalonkeverékek intenzitásaival hasonlította össze. Az egyes frakciókra ilymódon kapott ásványmennyiségeket végül a teljes kőzetre számolta át.

SCHWIETE és VINKELOE (1958) a kiértékelés számos hibalehetősége miatt a kizárólagos röntgenmódszer helyett komplex módszert javasol, melyben a diffraktométeres felvételt Debye-Scherrer kamrás, DTA, TG és elektronmikroszkópos felvételek egészítik ki.

Intézeti munkánkban mi is komplex módszert igyekeztünk kialakítani a kvantitatív fázisanalízisben. Előzetes tájékozódáshoz felhasználtuk a kőzet makro- és mikroszkópos vizsgálatát, továbbá a DTA felvételek adatait. Ezt követte a diffraktogram ásványtani minőségi értékelése. A mennyiségi kiértékeléshez ezen felül a kőzet kémiai elemzését használtuk fel. Munkánkat azzal kezdtük, hogy a főbb kőzetalkotó ásványok és Al_2O_3-por különböző arányú keverékeiről felvételsorozatokat készítettünk. Ezeknél az ásvány egyetlen reflexióját vettük fel és azt vizsgáltuk, hogy miként változik a csúcsterület a különböző arányú keverékekben. Nem mindig az ásvány legerősebb csúcsát választottuk ki erre a célra, hanem elsősorban olyat, amely biztosan nem esik egybe más ásványok reflexióival. Így például a kvarc 3,340 Å-nél levő 100-as intenzitású reflexiója helyett a 4,26 Å-nél jelentkező 35-ös intenzitású csúcsot vizsgáltuk, mert az előbbi reflexió a csillámok és hidrocsillámok ugyancsak erős reflexiójával esik egybe.

A kapott eredményeket diagram formájában ábrázoltuk, mely 65 felvétel adatait tartalmazza (3. ábra). Láthatjuk, hogy a bemutatott ásványoknál csaknem lineáris az összefüggés a csúcsterület és az ásvány súlyszázalékos mennyisége között. E diagramok alkalmasak az ásványok mennyiségének közelítő meghatározására a vizsgált kőzetben. Az eredmény azért tekintendő csak első közelítésnek, mert a fent közölt alapképlet szerint adott ásvány csúcs-



3. ábra. Az ásványmennyiség és a diffrakciós csúcs területének összefüggése (Cu/Ni; 40 kV, 20 mA; 8/8/1; 20/½°)

Jelmagyarázat: A = csúcsterület mm²-ben, B = ásványmennyiség súlyszázalékban, *1* = kalcit (100) 3,03, *2* = dolomit (100) 2,886, *3* = kvarc (100) 3,340, *4* = gipsz (100) 7,56, *5* = pirit (75) 2,709

Abb. 3. Zusammenhang zwischen der Mineralmenge und der Fläche der Diffraktionsspitze (Cu/Ni; 40 kV, 20 mA; 8/8/1; 20/½°)

Zeichenerklärung: A = Sptizenfläche in mm², B = Mineralmenge in Gewichtsprozenten, *1* = Kalzit (100) 3,03; *2* = Dolomit (100) 2,886; *3* = Quarz (100) 3,340; *4* = Gips (100) 7,56; *5* = Pyrit (75) 2,709

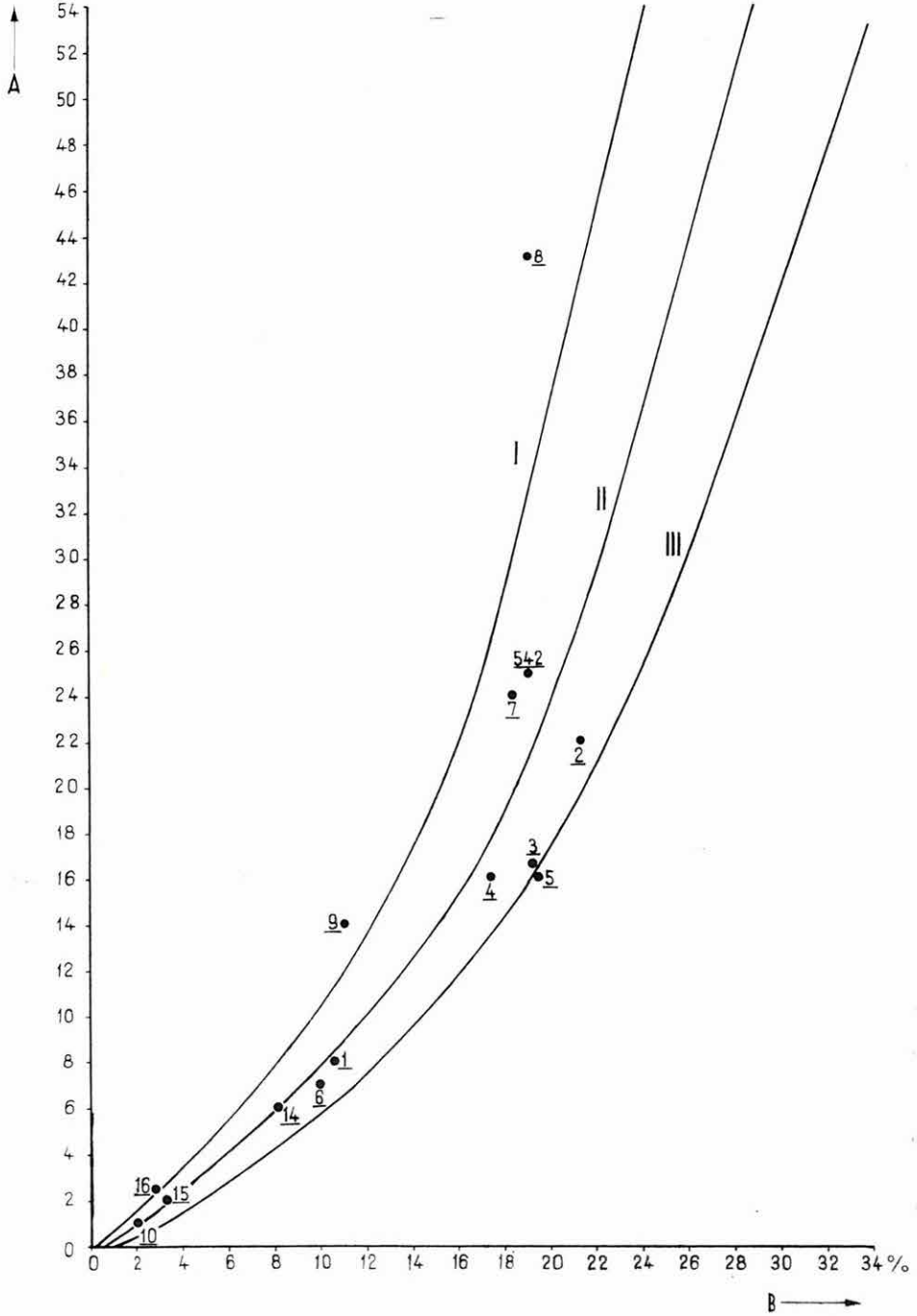
---

4. ábra. A kaolinit csúcsterületének és mennyiségének összefüggése a fluorescens szórás figyelembe vételével (a Pécs 26. sz. fúrás mintái alapján)

Jelmagyarázat: A = 3,57 Å (100) csúcsterülete mm²-ben, B = ásványmennyiség súlyszázalékban, I = 0–2% Fe_2O_3 + + MnO, II = 2–6% Fe_2O_3 + MnO, III = 6–10% Fe_2O_3 + MnO, *14* = mintaszám

Abb. 4. Zusammenhang zwischen der Fläche der Kaolinitspitze und der Menge des Kaolinits unter Berücksichtigung der fluoreszenten Streuung (auf Grund der Proben aus der Bohrung Pécs Nr. 26.)

Zeichenerklärung: A = 3,57 Å (100) Spitzenfläche in mm², B = Mineralmenge in Gewichtsprozenten, I = 0–2% Fe_2O_3 + + MnO, II = 2–6% Fe_2O_3 + MnO, III = 6–10% Fe_2O_3 + MnO, *14* = Probennummer


A
B
I
II
III
0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24 26 28 30 32 34 %
0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24 26 28 30 32 34 36 38 40 42 44 46 48 50 52 54
8
5 4 2
7
2
3
4
5
9
1
6
14
16
15
10

4. ábra — Abb. 4.

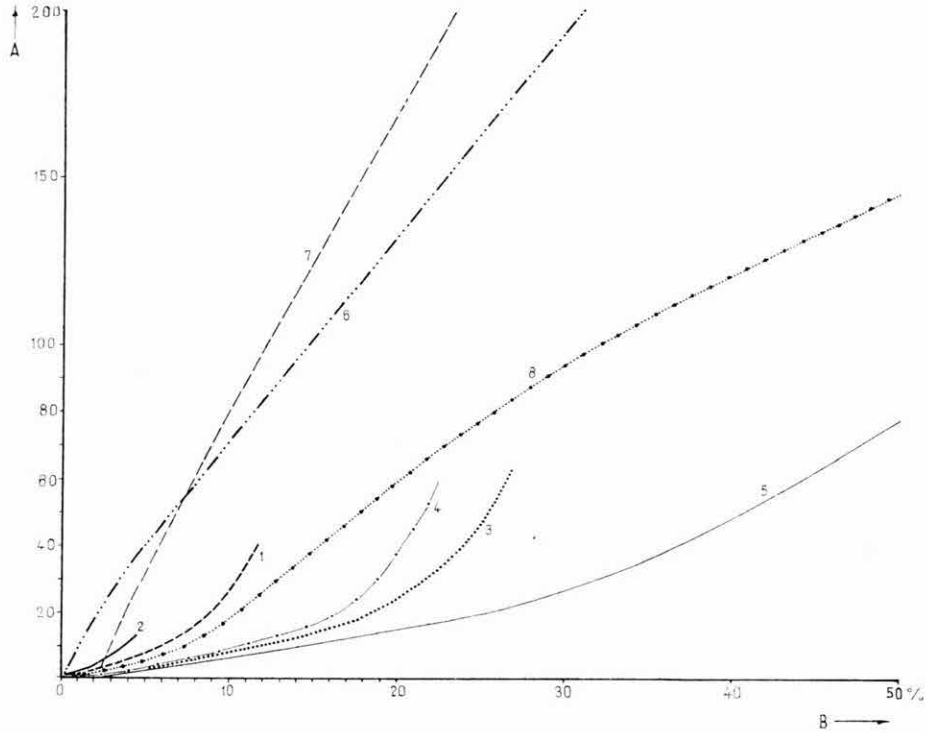
területe valamely kőzetben az ásvány tömegabszorpciós együtthatóján kívül a kőzet átlagos tömegabszorpciós együtthatójától is függ.

Következő lépésként a diagramok alapján kapott ásványmennyiségeket kémiai összetételre számoltuk át. Vagyis azt állapítottuk meg, hogy pl. 40%-os kaolinittartalom hány súlyszázaléknyi Al_2O_3-at, SiO_2-t és $+H_2O$-t köt le. A számítást a kőzetminta minden egyes ásványára nézve elvégeztük, majd az eredményt elemenként összesítettük. A kapott összegeket a kőzet szokásos vegyelemzésének adataival vetettük össze. Ha a kettő között különbség mutatkozott, akkor az ásványok mennyiségét úgy módosítottuk, hogy az eltérések elemenként $\pm 1\%$-ot ne haladjanak meg. Miután az adott kőzetfajtáról elegendő számú (20—30) ilyen számítás elkészült, a határozás harmadik szakasza következett: az ásványok csúcsterületét az átszámított ásványmennyiségek függvényében diagramon ábrázoltuk. A csúcsterületek itt olyan mezőre estek, melynek lefutása már a kőzet átlagos tömegabszorpciós együtthatóját is figyelembe véve alakult ki. A mezőn belül a fluorescens szórás nagyságától függő görbesereget lehet felvenni. Minél nagyobb ugyanis a fluorescens szórás, annál nagyobb ásványmennyiség felel meg ugyanannak a csúcsterületnek. Rézcső használata esetén a kőzetek vas- és mangántartalma idézi elő a fluorescens szórás legnagyobb részét. Ezért a diagram görbéi nagyjából azonos vas- és mangántartalmú mintáknak felelnek meg. Ezt a feltevést gyakorlati eredményeink teljes mértékben megerősítették (4. ábra). E diagramok arra is alkalmasak, hogy segítségükkel tovább finomítsuk a minták ásványos összetételének adatait. Egyes minták ásványmennyiségei ugyanis a görbéktől távolestek. Ilyenkor az ásványmennyiséget úgy módosítottuk, hogy az a görbe közelébe kerüljön. Az ilyen kiegészítő számítások jártak leginkább sikerrel, ugyanis nemcsak az egyes ásványok pontjai kerültek a megfelelő görbék közelébe, hanem ugyanakkor a számított és a vegyelemzésből kapott összetétel közti különbség is csökkent.

A leírt módszer kétségtelenül igen munkaigényes és hosszadalmas, mert ismételt átszámításokat, diagramszerkesztéseket tesz szükségessé. Előfeltétele továbbá a kémiai elemzés egyidejű elvégzése. Ha azonban a kőzetkifejlődésről már elkészült a megfelelő vizsgálatsorozat és a határozódiagramok is, akkor az újabb felvételek kiértékeléséhez már nincs szükség vegyelemzések adataira. Ehhez példaként a Pécs 26. sz. fúrás homokkő- és márgakőzeteinek 2—6% Fe_2O_3 tartalmára vonatkozó diagramsorozatát mutatjuk be (5. ábra). A diagramon csak azok az ásványok szerepelnek, melyek az említett összletben rendszeresen előfordulnak. Gyakorlati tapasztalataink szerint az elemzések nélkül, csak diagramok alapján kiértékelt kőzetminták ásványi komponenseinek összege 95—105% között mozgott, ami azt bizonyítja, hogy a mennyiségi határozás pontossága ilyenkor is kielégítő.

Ritkábban azonban olyan esetek is előfordultak, amikor az összeg 130—150%-ot is elért. Ezt, a nyilvánvalóan elfogadhatatlan eredményt, minden egyes esetben a szemcse-orientáció okozta. Ilyenkor új, gondosabban elkészített preparátum felvételével a hiba kiküszöbölhető volt.

Végül tekintsük át az ún. *„belső standard"*-módszert. Ez a módszer a szakirodalomban régóta ismeretes; fotometrált Debye—Scherrer kamrás felvételek és diffraktogramok kiértékelésére alkalmas. Részletes ismertetését ALEXANDER és KLUG (1954) összefoglaló munkája tartalmazza. A vizsgálandó kőzetminta röntgenfelvételének kiértékelését határozó diagramok szerkesztése előzi meg.



5. ábra. Határozódiagram 2 – 6% Fe_2O_3 tartalomra vonatkozóan (Pécs 26. sz. fúrás mintái alapján)

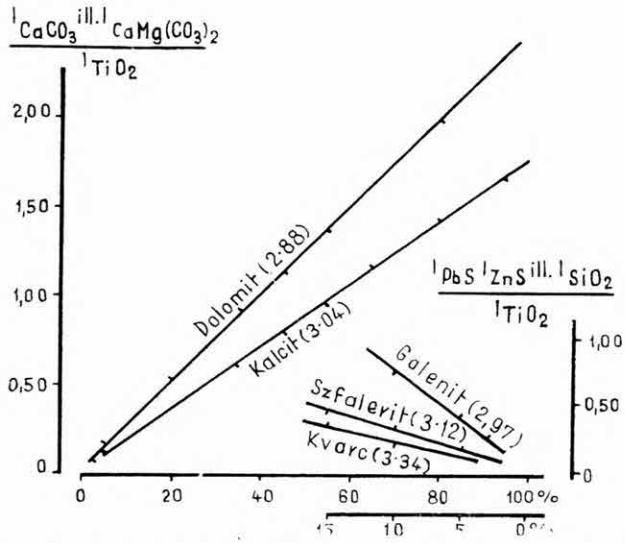
Jelmagyarázat: A = csúcsterület mm^2-ben, B = ásványok súlyszázalékos mennyisége. *1* = földpát (3,19) 100; *2* = klorit, chamosit (3,50–3,53) 100; *3* = kaolinit (3,57) 100; *4* = klorit + chamosit (7,05) 100, kaolinit (7,15) 100; *5* = illit (4,47) 60; szericit (4,47) 100, kaolinit (4,45) 40; *6* = kalcit (3,03) 100; *7* = dolomit (2,886) 100; *8* = kvarc (4,26) 35

Abb. 5. Bestimmungsdiagramm für einen Fe_2O_3-Gehalt von 2 – 6% (auf Grund der Proben aus der Bohrung Pécs Nr. 26.)

Zeichenerklärung: A = Spitzenfläche in mm^2, B = Menge der Mineralien in Gewichtsprozenten. *1* – *8* = Siehe den ungarischen Text

A meghatározandó ásvány és tetszőleges hígító anyag mennyiségileg bemért különböző arányú keverékeihez mindig azonos mennyiségű standard ásványt keverünk. E keverékekről felvételsorozat készül. Kimérjük a vizsgálandó és a standard ásvány egy-egy jellegzetes csúcsának területét. Diagramot szerkesztünk, melynek y tengelyére a vizsgálandó és a standard ásvány csúcsintenzitásának hányadosa kerül, x tengelyére pedig a keverékben levő vizsgálandó ásvány súlyszázalékos mennyisége. Példaként bemutatjuk STARKE és RENTZSCH (1960) diagramját kalcit és dolomit meghatározására (6. ábra). Belső standardként anatázt használtak, a hígító anyag kalcit esetében a dolomit, dolomitnál a kalcit volt.

Ezekről a határozó diagramokról közvetlenül leolvasható az adott ásvány mennyisége az illető kőzetben, ha a kőzet porához is ugyanabban az arányban keverjük hozzá a standard ásványt. ALEXANDER és KLUG szerint azonban a diagramok pontossága csak akkor kielégítő, ha a meghatározandó



6. ábra. Ércartalmú karbonátkőzetek határozódiagramja belső standard módszernél (STARKE és RENTZSCH szerint)

Abb. 6. Bestimmungsdiagramm für erzführende Karbonatgesteine bei der inneren Standardmethode (nach STARKE und RENTZSCH)

és a standard ásvány mennyisége nem nagyon különbözik egymástól, vagyis ha kiválasztott csúcsterületeik hányadosa $\frac{I_m}{I_{st}} = 0{,}5 - 1{,}5$ között van. Ha a hányados érték ennél nagyobb vagy kisebb, akkor újabb felvétel elkészítése ajánlatos a standard ásvány mennyiségének változtatásával.

A belső standard módszernél hosszadalmas és nagy gondosságot igénylő feladat a minta és a standard ásvány teljesen homogén elkeverése. A módszernek éppen egyik legfőbb hibaforrása a keverék tökéletlen homogenizálása. A módszer másik hátránya, hogy a standard ásvány hozzákeverése csökkenti az ásványok kimutathatóságát a kőzetmintában.

A kvantitatív fázisanalízisnek a fentieken kívül még egyéb, általános jellegű nehézségei is vannak. Ilyen elsősorban az, hogy az intenzitás-értékek csak bizonyos szemnagyságon alul reprodukálhatók. Ez a szemnagysági érték ásványonként más és más, és az ásvány tömegabszorpciós együtthatójának függvénye. A fő kőzetalkotó ásványokra a szemcseméret határértéke $5 - 20\ \mu$. Nagy gondot kell ezért fordítani a megfelelő porításra. Ugyanakkor kísérletileg megállapították, hogy hosszantartó porítással az ásványok csúcsterülete csökkenthető. Ezt azzal magyarázzák, hogy a porítás során a szemcsék felületén amorf réteg alakul ki és ez az amorf rész röntgendiffrakció létrehozására alkalmatlanná válik. Ezért a preparátumkészítésnél nemcsak a megfelelő szemnagyság elérésével kell törődnünk, hanem azzal is, hogy a túlporítás ne idézze elő a csúcsintenzitás csökkenését.

Az összehasonlító felvételek készítéséhez szükséges „tiszta" (egynemű) ásványok előállítása is gyakran igen nehéz. Ez a nehézség főleg az agyagásvá-

nyoknál jelentkezik. Ha pedig a vizsgálandó kőzet kevert rácsszerkezetű agyagásványokat tartalmaz, akkor ezekkel pontosan egyező „tiszta" fázis előállítása szinte lehetetlen. Az általunk kidolgozott módszernek éppen az az egyik fő előnye a másik két említett módszerhez viszonyítva, hogy a „tiszta" ásvány-felvételekre csak a határozás első szakaszában van szükség, valamint hogy az ebből származó hibák a további kiegyenlítő-számítások során kiküszöbölődnek.

Kőzettani jellegek meghatározása

A kőzetek ásványos összetételének meghatározásán túlmenően a cél itt a kőzetszövet és -szerkezet, az egyes szemcsék elrendeződésének, irányítottságának, ill. nagyságának vizsgálata. Mindezeket a szövedéki sajátságokat eddig csak polarizációs mikroszkóppal vizsgálták. Ennek alkalmazási területe azonban nem terjeszthető ki minden kőzetre és ásványra, részben szemnagysági, részben optikai okok miatt. A finomszemcsés ásványok, főleg az agyagásványok morfológiájának megismeréséhez az utóbbi években egyre nagyobb segítséget nyújt az elektronmikroszkóp. Minden problémát azonban ezzel sem lehet megoldani. Éppen ezért egyre többet foglalkoztatja a szakembereket az ún. röntgenmikroszkópia gondolata, vagyis az, hogy miképpen lehetne a röntgenvizsgálatot a mikroszkópi vizsgálathoz hasonló jellegűvé alakítani, ill. miképpen lehetne a két módszer eredményeit közvetlenül összehasonlíthatóvá tenni. Máris elég sok tudományos munka jelent meg e tárgykörben, melyek közül a legfontosabbakat az alábbiakban röviden ismertetjük.

Szellemes módszert dolgozott ki például a leningrádi VOLOSZTNÜH és DJAKONOV (1961) az optikai és a Debye-Scherrer kamrás módszer összekapcsolására. Először polarizációs mikroszkóppal vizsgálják meg a lefedetlen (fedőlemez nélküli) vékonycsiszolatot. Ha olyan szemcséket találnak, melyeket optikai úton nem tudnak biztosan meghatározni, úgy azokat a mikroszkóp alatt tűvel vagy borotvapengével kiszabadítják. A kiemelt szemcsét vékony üvegpálca végére ragasztják és azután Debye—Scherrer kamrába helyezik, ahol a szokásos módon röntgenfelvételt készítenek róla. A felvételhez elegendő minimális szemnagyság $0{,}5 \times 0{,}5$ mm. A módszer előnye, hogy pontos ásványhatározást tesz lehetővé, mert hiszen a preparálás során a kísérő ásványoktól különválasztják a vizsgálandó ásványszemcsét. Az is előnyös, hogy igen kis ásványmennyiség is elegendő a vizsgálathoz. Hátrányos viszont, hogy a vizsgálatkor tönkremegy a vékonycsiszolat. Maga a kiszabadítás és az újbóli felragasztás is hosszadalmas és nagy gondosságot, ill. kézügyességet igénylő munka. A szerzők szerint egy-egy felvételhez átlagosan 7 órás expozíció szükséges, szűretlen sugárzás esetén. Szűrt sugárzásnál nyilván még hosszabb expozíció kell. Mindezek miatt a módszer sorozatvizsgálatokra aligha lesz alkalmas, inkább egy-egy speciális kérdés eldöntéséhez nyújthat segítséget.

Ugyancsak röntgenmikroszkópi problémák megközelítése a célja a szovjet VARGA és LJUTCAU (1962) ún. „kontakt mikroröntgenográfiai" módszerének. A vizsgálathoz a kőzetmintából 0,03—0,8 mm vastag, kétoldalt polírozott kőzetlemezt készítenek. Ezt lapos hengeralakú röntgenkamrába helyezik, s a lemez alá röntgenfilmet tesznek. 100 mm hosszú csövön át vezetik a párhuzamos röntgensugárnyalábot a kőzetlemezkére, mely azon áthatolva a filmen

különböző mértékű feketedést idéz elő. A módszer elvi alapja az, hogy az ásványszemcsék eltérő lineáris abszorpciós együtthatójuktól függően különböző mértékben abszorbeálják a kőzeten áthaladó röntgensugarakat. Az előhívott filmlemezen az ásványok nagysága és alakja jól előtűnik. A szerzők szerint a módszer főleg ércek és át nem látszó (bitumenes—huminites) kőzetek mikroszkópos vizsgálatához nyújt hasznos kiegészítést. A módszerrel meg lehet állapítani az ilyen kőzetek szöveti elrendeződését. Az ércmikroszkópi preparátummal szemben nemcsak az adott felületről ad áttekintést, hanem a lemezke teljes vastagságáról „térbeli" képet nyújt. A szerzők szerint elég nagy abszorpciós különbségek esetén a felvétel alapján még ásványazonosítás is végezhető.

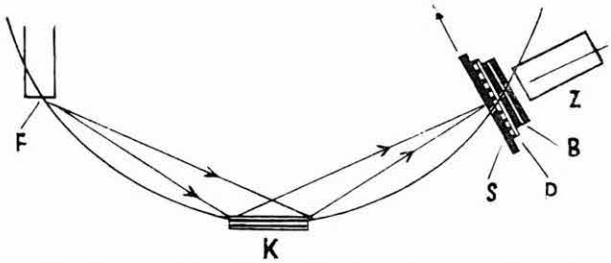
Az előzővel szemben e módszer előnye a jóval rövidebb expozíciós idő: 5—40 perc. Hátránya viszont, hogy a polírozott kőzetlemezkék elkészítése eléggé körülményes feladat. A felvétel mennyiségi kiértékelésre nem alkalmas, hiszen a feketedés mértékét csak becsülni lehet. Az egész felvétel felületének kifotometrálása és annak mennyiségi ábrázolása ugyanis túl komplikált lenne. Nem alkalmas továbbá a módszer egymáshoz közelálló abszorpciós együtthatójú ásványok elkülönítésére (pl. hematit—magnetit összenövések azonos feketedéssel jelentkeznek a filmen). A felvételek a szöveti képet természetes nagyságban adják, ami a kiértékeléshez legtöbbször túl kicsiny. A kép fotografikus úton ugyan nagyítható, de ennek a film szemcsézettsége hamar határt szab.

Hasonló elven alapszik az amerikai HAMBLIN, W. M. módszere (1962), a lényeges különbség a technikai kivitelben van. A kőzetlemezek átvilágítására ugyanis ipari, ill. orvosi röntgenátvilágító készüléket használ. Itt is a kőzetlemez mögé kerül a film, mely az abszorpció erősségétől függően különböző mértékben feketedik meg. HAMBLIN tapasztalatai szerint a felvételeken olyan kőzetek üledékjellegei is előtűnnek, melyek makroszkóposan teljesen homogének, tömeges megjelenésűek. Rétegzetlennek látszó kőzeteken üledékfolyási formák, féregnyomok, áramlási zavargások, párhuzamos vagy keresztrétegzettség válik így felismerhetővé. A kőzetlemezek mérete jóval nagyobb, mint az előző módszernél, 10×40 cm-t is elérhet. Az optimális lemezvastagság 2—5 mm, azonban még 2 cm vastag kőzetről is sikerült felvételt készítenie. Ha a kőzetlemez túl vastag, akkor egymásra rakódnak és elmosódnak az üledékjellegek, ha túl vékony, akkor pedig az abszorpciós különbségek hatása nem tud eléggé érvényesülni és emiatt lesz elmosódott a felvétel. Rézcsövet használva 35—65 kV, 30 mA, 1 m távolság és 2 sec (!) expozíciós idő vált be legjobban HAMBLIN felvételeinél.

A szerkezeti formák háromdimenziós megjelenítése céljából HAMBLIN ún. „sztereoradiogramokat" készített. Ilyenkor a kőzetlemezről a fenti módon két felvétel készül. A második felvételkor a sugárforrást oldalirányban 8—10 cm-rel elmozdítják. A két egymás mellé helyezett felvétel sztereoszkópon át nézve a szerző szerint teljes térbeli hatást ad: tehát mintha a kőzet átlászó műanyagból lenne és ebből tűnnének elő a réteglapok és egyéb üledékjellegek. HAMBLIN módszerének egyik fő előnye a rendkívül rövid expozíciós idő. További előnye, hogy az előzőnél jóval nagyobb méretű kőzetlemezek vizsgálatát teszi lehetővé. Ezáltal is jól kiegészíti a mikroszkópos szöveti és szerkezetvizsgálatokat, mert a vékonycsiszolatok mérete azokat elég kicsiny kiterjedésre korlátozza. Nagyobb méretű üledékjellegek ezért vékonycsiszolatban már nem

nyomozhatók. HAMBLIN módszerét konszolidálatlan tengeri üledékekre is sikerrel alkalmazta CALVERT, S. E. és VEEVERS, J. J. (1962). A módszer hátránya, hogy a felvétel készítésére a finomszerkezeti röntgenkészülékek nem alkalmasak, erre a módszerre pedig külön készülék beszerzése túlságosan költséges.

Ugyancsak a röntgensugarak abszorpcióját használta fel a német HAUSSÜHL (1960). Eljárásához röntgendiffraktométert alkalmaz, melynek felvételi elrendezését a 7. ábrán láthatjuk. A goniométer preparátumtartójának helyére monokromátor kristály kerül. A számlálócső elé változtatható nyílású, négy-



7. ábra. Goniométer felvételi elrendezése HAUSSÜHL S. módszerénél

Jelmagyarázat: F = röntgencső, K = kristálymonokromátor, S = csiszolattartó, P = vékonycsiszolat, B = rés, Z = számlálócső

Abb. 7. Anordnung des Goniometers nach der Methode von S. HAUSSÜHL

Zeichenerklärung: F = Röntgenrohr, K = Kristallmonochromator, S = Dünnschliffbehälter, P = Dünnschliff, B = Schlitz, Z = Zählrohr

zetes kivágású rést helyez. A kőzetből normális vékonycsiszolat készül, melyet tárgylemez helyett fedőlemezre ragasztanak fel. A csiszolatot egy, a rés előtt elhelyezett szánkó tartja. A felvételkor a szánkót egy elektromotor egyenletes sebességgel húzza el a rés előtt. A goniométer az egész felvétel alatt egyhelyben áll, a monokromátornak megfelelő tükrözési szöghöz beállítva. A felvételkor a rés elé jutó ásványszemcsék lineáris abszorpciós együtthatójuktól függően eltérően nyelik el a röntgensugarakat. Ennek megfelelően a diffraktométer különböző intenzitású vonal-szakaszokat regisztrál. A papír sebességének módosításával a felvétel részletessége eléggé tág határok között változtatható. Valós felvételi eredmények előfeltétele, hogy az ásványok szemnagysága a vékonycsiszolat vastagságánál ne legyen kisebb, tehát hogy a vékonycsiszolatban két különböző ásvány ne kerüljön egymás alá. Ezért a módszer általában csak 0,1 mm-nél durvábbszemű kőzetek vizsgálatára alkalmas. Hátránya egyébként, hogy felbontó képessége éppen annál nagyobb, minél vastagabb a csiszolat. A módszerrel elsősorban a kőzet szemnagysága határozható meg az egyes szakaszok hosszának lemérése által. Függőleges irányban eltolt párhuzamos felvételekkel meghatározható a kőzet átlagos szemnagysága is. Az eljárás hasonlít a kőzetek elektromos integráló készülékkel történő kiméréséhez. Ha a csiszolat továbbítása különböző irányokban történik, a szövet irányítottsága is kimérhető.

A vékonycsiszolat ásványai is meghatározhatók a lineáris abszorpciós együttható alapján, ehhez azonban a csiszolat vastagságának minél pontosabb ismerete szükséges. Az ennek méréséből adódó hibák kiküszöbölésére HAUSSÜHL azt ajánlja, hogy ugyanazt a felvételt egymásután réz- és vascsővel

is végezzék el. Ilyenkor a két hullámhossznak megfelelő lineáris abszorpciós együtthatók hányadosával lehet dolgozni:

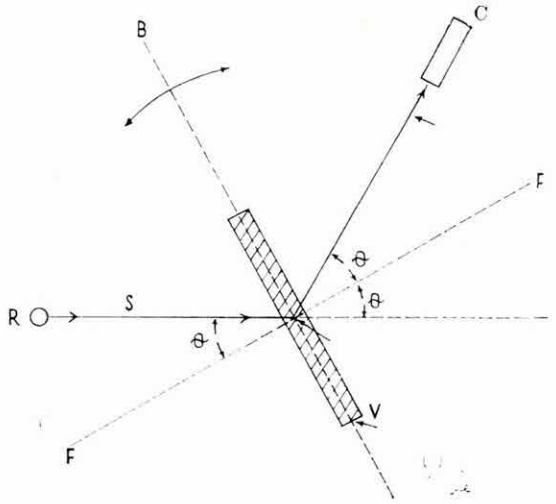
$$\frac{\mu_{Cu}}{\mu_{Fe}} = \frac{\log (I_0/I)_{Cu}}{\log (I_0/I)_{Fe}}$$

mely szintén jellemző az egyes ásványokra.

Az ilyen kettős felvételek kiértékeléséhez a fenti képlet értelmében nincsen szükség a vastagság kimérésére, tehát kiesik az egyik legfőbb hibaforrás. A módszer hátránya a fent már említett szemnagysági korlátozáson kívül az, hogy eléggé hosszadalmas. Zavaró az is, hogy egyes kőzetalkotó ásványok lineáris abszorpciós együtthatója alig különbözik egymástól, így pl. a kvarc és az albit nem különböztethető meg a felvételeken. A módszer tehát inkább kiegészítő jellegű, egymagában szerintünk nem ad teljes értékű képet.

1962-ben a Földtani Intézetben mi is végeztünk kísérleteket vékonycsiszolatok röntgendiffraktométeres mérésével kapcsolatosan. Eredményeink időközben már megjelentek (BÁRDOSSY 1962), ezért itt csak röviden foglaljuk össze azok lényegét. Kísérletileg megállapítottuk, hogy 0,08 mm vastag lefedetlen vékonycsiszolatok még alkalmasak röntgendiffraktométeres reflexiós jellegű felvételek készítésére. Sikerült a csiszolatok egyes elkülönített részeiről (szemcséiről) különálló felvételeket készíteni oly módon, hogy a csiszolatot – a kiválasztott rész kivételével – árnyékoló anyaggal lefedtük. Erre 0,05 mm vastag alumíniumfólia bizonyult a legalkalmasabbnak, mert háttérsugárzása igen kicsiny, tökéletesen leárnyékol, első diffrakciós csúcsa pedig csak 38,7° 2Θ szögnél jelentkezik CuKα sugárzás esetén. Az alumíniumfólia a kívánt alakra könnyen kivágható. Kísérletileg megállapítottuk, hogy 4 mm^2 az a legkisebb felületegység, melyről készülékünkkel külön felvétel készíthető. Elméletileg ezt a felületet – kellően fókuszált röntgencsővel – még lényegesen csökkenteni lehetne. Eljárásunk lehetőséget nyújt a mikroszkópos és röntgenvizsgálatok közvetlen összehasonlítására. Különösen az olyan kemény, nem lazítható, durvaszemcsés kőzeteknél előnyös e módszer használata, melyeknél az egyes szemcséket nem lehet külön kiemelni. Sikerrel alkalmaztuk például a pécsi alsó-liász kőszénösszlet vizsgálatánál.

Ugyancsak a kőzettani röntgenvizsgálatok tárgykörébe tartoznak az *ásványi elegyrészek szöveti irányítottságának meghatározására* szolgáló módszerek. SILVERMAN és BATES (1960) olyan röntgendiffraktométeres módszert dolgozott ki, amellyel agyagásványok és általában finomszemcsés kőzetek irányítottságának mértéke számszerűen is kifejezhető. A kőzetből a rétegzettségre merőlegesen 0,2 mm vastag lemezt készítenek, melyet középen köralakban kivágott vékonycsiszolati tárgylemezre ragasztanak fel. A goniométer felvételi elrendezését a 8. ábrán láthatjuk. A mérés álló goniométerrel történik, mégpedig a vizsgálandó ásvány bázislapjának megfelelő tükrözési szögnél. A felvétel során a vékonycsiszolatot egy szinkronmotorral saját síkjában 180 fokkal elforgatjuk. A diffraktométeren azt regisztráljuk, hogy a bázisreflexió intenzitása miként változik a körbeforgatás során. A 9. ábrán ilyen felvételeket láthatunk. Minél nagyobb a kérdéses ásvány mennyisége a kőzetben, annál nagyobb a kipúposodás területe. Minél rendezettebbek, azaz irányítottabbak az ásványszemcsék, annál kisebbek az intenzitás-értékek eltérései a körül-

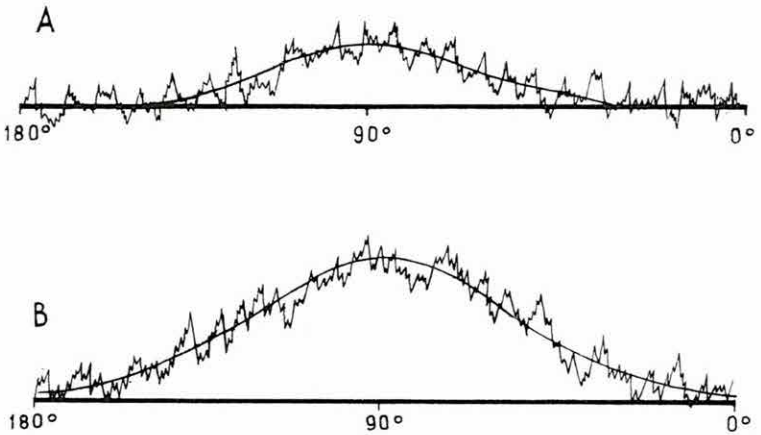


8. ábra. Goniométer felvételi elrendezése SILVERMAN és BATES módszerénél

Jelmagyarázat: R = röntgencső, S = sugárnyaláb, B = billentési tengely, C = számlálócső, F = forgási tengely, V = vékonycsiszolat

Abb. 8. Anordnung des Goniometers nach der Methode von SILVERMAN und BATES

Zeichenerklärung: R = Röntgenrohr, S = Strahlenbündel, B = Kippungsachse, C = Zählrohr, F = Drehachse, V = Dünnschliff



9. ábra. Agyagpalák diffraktométeres felvétele (SILVERMAN és BATES nyomán)

Jelmagyarázat: A) felvétel: $x^2 = 13{,}98$; terület = 5,67; orientációs index = 2,47. B) felvétel: $x^2 = 24{,}42$; terület = 14,25; orientációs index = 1,71. 0° – 90° – 180° = körülforgatás szöge

Abb. 9. Diffraktometrische Aufnahme von Tonschiefern (nach SILVERMAN und BATES)

Zeichenerklärung: Aufnahme A): $x^2 = 13{,}98$; Fläche = 5,67; Orientationsindex = 2,47. Aufnahme B): $x^2 = 24{,}42$; Fläche = 14,25; Orientationsindex = 1,71. 0° – 90° – 180° = Drehungswinkel

forgatás során. Az alapvonal magasságát előzetes normál reflexiós felvétel adatai alapján viszik rá a felvételre. A 0—180 fokig terjedő regisztrátumot 30 egyenlő szakaszra osztják be. Kimérik minden egyes szakasz alapvonal feletti közepes magasságát. Ebből az alábbi képlet segítségével kiszámítható a x^2 érték:

$$x^2 = \frac{\Sigma_1^u (x_i - x_0)^2}{x_0}$$

ahol x_i az egyes szakaszok középmagassága,
x_0 a középmagasságok számtani középarányosa.

Az *orientációs indexet* végül úgy kapjuk meg, ha x^2-et elosztjuk a kipúposodás területével. Ez a mutatószám független az illető ásvány abszolút mennyiségétől és azt fejezi ki, hogy mennyire egységes a szemcsék orientációja a kőzetben.

Az is meghatározható ezzel a módszerrel, hogy van-e eltérés a kőzet réteglapja és a szemcsék orientációs síkjának felszíne között. E célból a mintatartót kibillentik a függőleges síkból. 1—1 fok kibillentés után a fenti módon körülforgatásos intenzitásmérést végeznek. Ezt a felvételsorozatot ±25 fok kibillentésig folytatják. Ezután megmérik, hogy melyik pozícióban legnagyobb a kipúposodás területe; ez felel meg a szemcsék bázislap szerinti átlagfelszínének. A szerzők módszerüket agyagpalák illit—szericit szemcséinek bázisreflexióján próbálták ki. A vizsgálati eredmények kétségtelenül pontosak és reprodukálhatók, azonban kérdéses az, hogy arányban áll-e a kapott eredmény az igen hosszadalmas mérési sorozattal.

Figyelmet érdemel ezért MEADE, R. H. (1961) módszere, mely az előzőnél jóval egyszerűbb. A szerző bentonitok montmorillonitjának mérését dolgozta ki. A montmorillonit orientációját a 15 Å-ös reflexió jelzi. Ez a rácssík a (001) indexű bázis(vég)-lapnak felel meg. Minél erősebben irányított a helyezkedés, azaz minél több szemcse rendeződött a bázislap szerint párhuzamosan, annál nagyobb a 15 Å-nél levő reflexió intenzitása, és annál gyengébb a (020) indexű sík (oldallap) reflexiója 4,44 Å-nél.

A méréshez a kőzetből 3 db 1—3 mm vastag korongalakú lapocskát kell kivágni. Közülük egy a rétegzettséggel párhuzamos, a másik kettő pedig erre merőleges, tetszőleges irányú metszet. A lapocskákat üveglemezen csiszolópor hozzáadása nélkül finomra simítják, majd a diffraktométer forgatható preparátumtartójába helyezik. Felvételt készítenek a két reflexióról és kimérik azok csúcsterületét. Ezt mindhárom mintán elvégezve az alábbi képlet segítségével kapják meg az orientációs hányadost (Oh):

$$\mathrm{Oh} = \frac{\dfrac{15\ \text{Å int (párhuzamos minta)}}{4{,}4\ \text{Å int (párhuzamos minta)}}}{\dfrac{15\ \text{Å int (merőleges 1. sz.)} + 15\ \text{Å int (merőleges 2. sz.)}}{4{,}4\ \text{Å int (merőleges 1. sz.)} + 4{,}4\ \text{Å int (merőleges 2. sz.)}}}$$

Ha az orientációs hányados 1,0, akkor a montmorillonitszemcsék teljesen rendezetlenül helyezkednek el a kőzetben. Minél nagyobb az orientációs hányados, annál erősebben irányított az elrendeződés. A kőzetlapocskák kivágá-

sának irányától függően más síkok szerinti orientáció (pl. a palásság iránya) is kimérhető. A módszer nagy előnye, hogy viszonylag gyors és egyszerű. Hátránya viszont, hogy más agyagásványok fellépése az intenzitásviszonyokat lényegesen megzavarja és a kapott eredmények nem lesznek valósak. Elméletileg a módszer bármilyen más filloszilikát ásványra alkalmazható, a fő az, hogy a kérdéses ásvány az illető kőzetben uralkodó mennyiségű legyen. Bár ilyen agyagkőzetek is ismeretesek, mégis jóval gyakoribb a többféle agyagásványból álló kőzet és ezekre a módszer már alig alkalmazható teljes megbízhatósággal. Az is kérdéses továbbá, hogy a lapocskák polírozása nem befolyásolja-e a felületi réteg finom ásványszemcséinek elrendeződését?

Geokémiai jellegek vizsgálata

Mint ismeretes, a röntgensugárzás a kőzetek kémiai összetételének meghatározására is alkalmas. Az új röntgenspektrográfokkal nagy pontossággal és rendkívül gyorsan végezhető el a kívánt elemek mennyiségének meghatározása, ezért egyre szélesebb körű alkalmazást nyernek a geokémiai kutatásokban. A röntgenspektrográfia speciális módszereinek ismertetésével e rövid beszámoló keretében nem foglalkozhatunk. Meg kell említenünk azonban egy jelentős újabb műszer megjelenését. Ez a „röntgen-elektronmikroanalizátor", melynek segítségével polírozott kőzetfelületek 1 – 2 mikron nagyságú felületegységeiről is teljes pontosságú kémiai elemzés készíthető. Véleményünk szerint ez az új műszer az elkövetkező évek geokémiai és kőzettani kutatásaiban egészen új irányokat, perspektívákat nyithat.

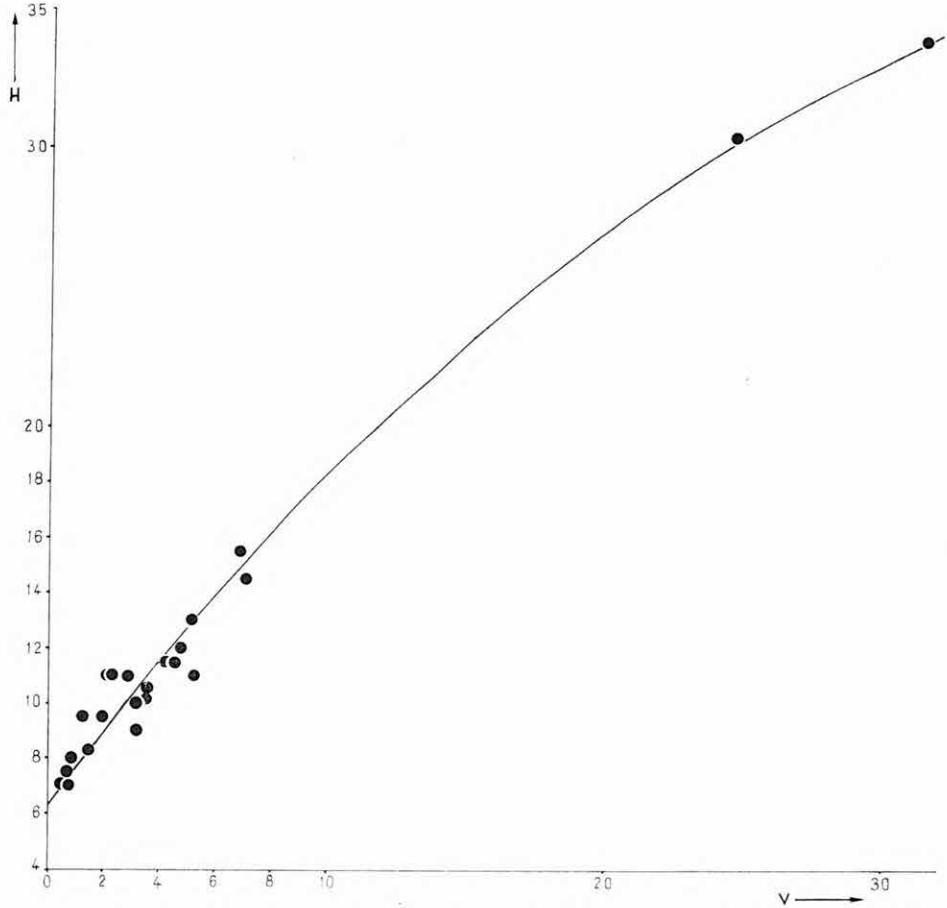
Bizonyos kémiai adatok azonban a finomszerkezeti röntgenvizsgálatok felvételeiről is leolvashatók. Olyan elemek például, melyek kritikus abszorpciós hullámhossza alig valamivel nagyobb a használt röntgensugár hullámhosszánál, jelentősen megnövelik a háttérsugárzás intenzitását. Ezek az elemek ugyanis elnyelik a röntgensugarak egy részét és másodlagos, ún. fluorescens röntgensugárzást bocsátanak ki magukból. Így viselkedik például a vas és a mangán, ha Cu-csővel gerjesztett röntgensugarakat használunk, vagy a króm, ha Fe-csővel dolgozunk.

Ezt a jelenséget használta fel TATLOCK, D. B. (1961) eruptív kőzetek vastartalmának gyors meghatározására. Rézcsövet használva szokásos röntgendiffraktométeres felvételt készít a kőzetről. A 4,26 Å-nél jelentkező kvarcreflexió két oldalán leolvassa a háttérsugárzás intenzitását. Ezt etalongörbével veti össze, melyről a kőzet összes vastartalma közvetlenül leolvasható. TATLOCK szerint a kémiailag meghatározott vastartalomhoz viszonyított eltérés – 7% alatti vastartalom esetén – néhány tizedszázaléknál nem több. A módszer más kőzetekre, sőt a vasércekre is kiterjeszthető. Alapfeltétel mindössze az, hogy a mangántartalom lehetőleg elhanyagolható legyen.

TATLOCK módszerét az Intézetünkben megvizsgált kőzetek röntgenfelvételein kipróbálva azt tapasztaltuk, hogy az eruptív kőzeteknél valóban igen jól beválik. Üledékes kőzeteknél viszont, ha nagyobb mennyiségű szerves anyagot tartalmaznak, olyan nagy a diffuz- és az ún. Compton-szórás, hogy az eredmények pontatlanokká válnak. Ezért a TATLOCK által javasoltnál nagyobb tükrözési szögeknél is leolvastuk a háttér intenzitását és ezt hasonlítottuk össze a vastartalommal. A 32,5° ill. 50° 2Θ szögnél leolvasott értékek

a kémiai elemzésekkel újból jól egyeztek. Ez azzal magyarázható, hogy a szervesanyag szóró hatása (kőszenek vizsgálatánál nyert tapasztalataink szerint) elsősorban a 30°-nál kisebb szögtartományban érvényesül. A 10. ábrán mutatjuk be, miként egyeznek a 32,5° 2 Θ szögnél leolvasott háttérintenzitások a minták kémiailag meghatározott vastartalmával.

Ismeretes, hogy egyes elemek geokémiai elterjedését nagy mértékben az szabja meg, hogy bizonyos ásványokba beépülve, más elemeket izomorf módon helyettesíthetnek. E helyettesítések rácsszerkezeti alapfeltételeinek tisztázását szintén a röntgenvizsgálatok tették lehetővé. Ezek részletes ismertetése meghaladja beszámolónk kereteit, ezért csak az utóbbi években kidol-



10. ábra. A háttérintenzitás és a vastartalom összefüggése (Cu/Ni, 40/20, 8/8/1, 20/½°)

Jelmagyarázat: H = háttérintenzitás imp/sec-ban, V = összvastartalom Fe_2O_3%-ban

Abb. 10. Zusammenhang zwischen der Hintergrundintensität und dem Eisengehalt (Cu/Ni, 40/20, 8/8/1, 20/½°)

Zeichenerklärung: H = Hintergrundintensität in imp/sec, V = Gesamteisengehalt in Fe_2O_3%

gozott új módszereket tekintjük át, melyeket az izomorf elegykristályok összetételének meghatározására használnak.

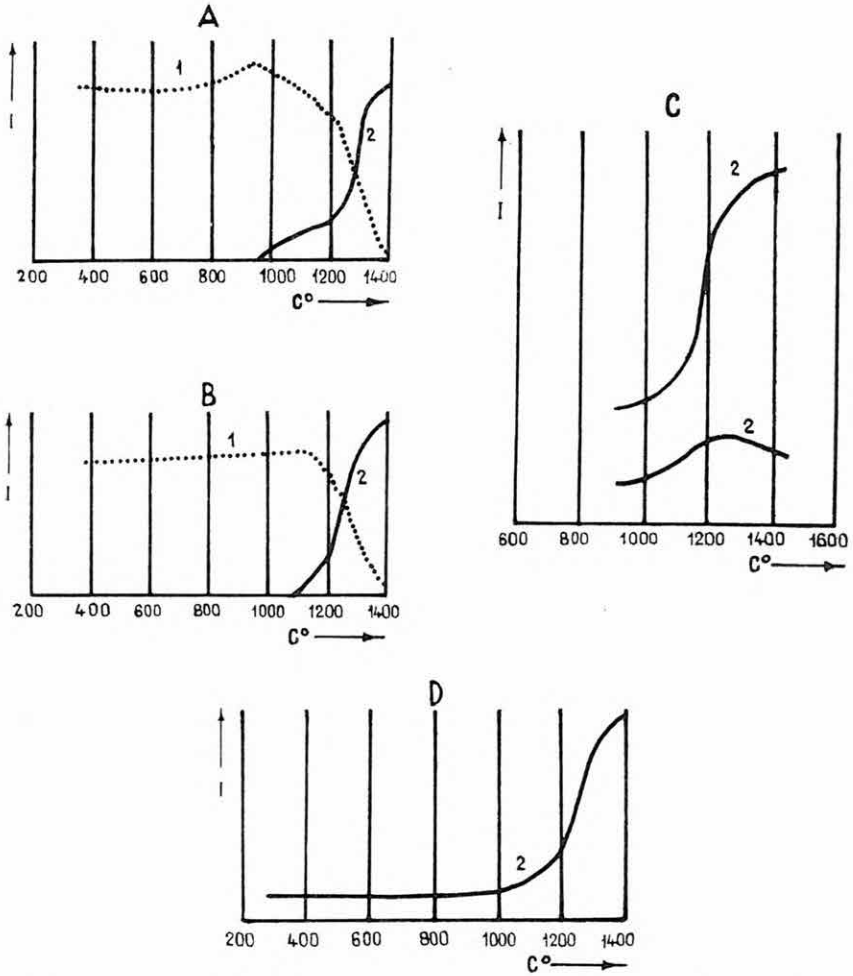
Legtöbbet a földpátokkal foglalkoztak, mert ezek nagy elterjedésüknél fogva kőzettani és geokémiai tekintetben egyaránt a legfontosabb elegyrészek közé tartoznak. A reflexiók (akár 2 Θ, akár „d") helyzetének eltolódásából következtet GOODYEAR és DUFFIN (1954) a plagioklász-sor tagjaira. Etalonfelvételekkel való összehasonlítás segítségével a plagioklász Ab:An aránya közelítő pontossággal megállapítható. SMITH és YODER (1956) azonban kiderítette, hogy a reflexiók helyzetét a földpátok képződési hőmérséklete is erősen befolyásolja. Ezen az alapon „magas"- és „mélyföldpátokat" különböztettek meg. Határozó diagramokat szerkesztettek, melyeken a (220) – ($1\bar{3}1$) és a ($1\bar{3}1$) – (131) lapok reflexióinak különbségeit ábrázolták az anortittartalom függvényében. Az ideális összetételű „mély" és „magas" plagioklászok között átmeneti mező húzódik, emiatt a meghatározás bizonytalanná válik. A nehézségen OVERKOTT, E. (1958) úgy próbál segíteni, hogy röntgendiffraktométerrel méri a plagioklászok tömegabszorpciós együtthatóját. Az eredményt nem befolyásolja, hogy magas vagy mély plagioklászról van-e szó, mert a tömegabszorpciós együttható ebben az esetben kizárólag a kémiai összetétel változását tükrözi. OVERKOTT határozó diagramja ±4% pontossággal adja meg a vizsgált plagioklász An-tartalmát. A módszer hátránya, hogy a mérés csak a kőzetből kiszabadított plagioklász-szemcséken végezhető el. Egy-egy preparátumhoz 10 – 15 mg tiszta ásvány szükséges. A tömegabszorpciós együttható mérése pedig nagy pontosságot és költséges kiegészítő felszerelést igénylő feladat.

HAUSSÜHL, S. (1960) előzőkben ismertetett módszere ugyancsak alkalmas izomorf elegykristályok meghatározására. A lineáris abszorpciós együttható mérése szolgáltatja ehhez az alapot, mely ugyancsak a kémiai összetételtől függően változik. HAUSSÜHL módszerét a piroxén- és amfibol-csoport izomorf elegykristályaira dolgozta ki. A felvételt a réz- és vascsővel egyaránt elvégzi. Mindkét hullámhosszhoz háromszögdiagramot szerkesztett, melyekből leolvasható az $MgSiO_3$, $CaSiO_3$ és az $FeSiO_3$ százalékos aránya. A határozás pontossága szerző szerint ±3%. A módszer alkalmazásának a szemnagyság szab határt, mely 0,1 mm-nél nem lehet kisebb. Megemlítjük még YODER és SAHAMA módszerét (1957) az olivin-sor tagjainak meghatározására, továbbá STARKE (1959) eljárását, mellyel wolframitok hübnerit-ferberit arányát lehet közvetlenül a d értékek helyzete alapján megállapítani.

A geokémiát és az ásványkémiát régóta foglalkoztatja, miként viselkednek az ásványok magas hőmérsékleten, milyen módosulatokká alakulnak át a felhevítéskor, ill. olvadékból való lehűlésük során. E téren az utóbbi évtizedekben igen sok vizsgálat történt, megszerkesztették a legtöbb kőzetalkotó ásványrendszer állapotdiagramját. A kép mégsem tökéletes, mert az egyes fázisokat csak kihűlésük után tudják pontosan meghatározni, pedig nincs kizárva, hogy közben újabb szerkezeti átalakulások lépnek fel. A röntgentechnika fejlődése e téren is új utat nyitott. Az utóbbi években olyan diffraktométerre szerelhető preparátumtartókat szerkesztettek, melyeket 1770, ill. 2300 C°-ig fel lehet hevíteni és közben a mintáról folyamatos diffraktométeres felvételeket lehet készíteni. Ez az új technika nemcsak a fent említett bizony-

talanságot küszöböli ki, hanem rövid felvételi idő alatt nagyszámú kvantitatív vizsgálati eredményt szolgáltat.

GRIM és KULBICKI 1957-ben ismertették első ilyen irányú vizsgálataik eredményeit, melyeket montmorillonittal, kaolinittel és illittel végeztek. 1958-ban a montmorillonitról, 1959-ben a szepiolitról, attapulgitról és szaponitról közöltek újabb vizsgálati adatokat. 1961-ben a montmorillonit-csoport



11. ábra. Csúcsintenzitások alakulása folyamatosan hevített SiO_2 minták diffraktogramján (WAHL, GRIM és GRAF szerint)

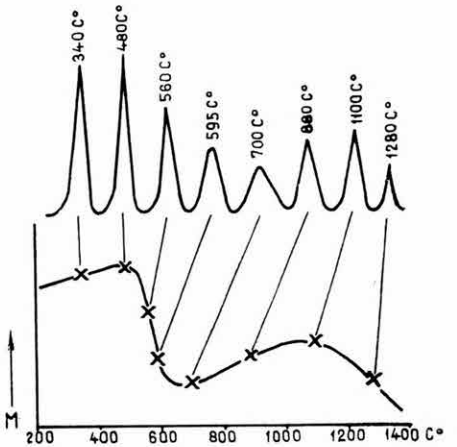
Jelmagyarázat: A = kalcedon, B = kvarc, C = szilikogél és kovasav (műtermékek), D = opál; 1 = csúcsintenzitás; *1* = kvarc (101) csúcsának intenzitása, *2* = krisztobalit (111) csúcsának intenzitása

Abb. 11. Veränderung der Intensitätsspitzen auf dem Diffraktogramm bei Erhitzung von SiO_2-Proben (nach WAHL, GRIM und GRAF)

Zeichenerklärung: A = Chalzedon, B = Quarz, C = Silikogel und Kieselsäure (künstliche Produkte), D = Opal; I = Intensitätspitze; *1* = Intensität der Spitze (101) des Quarzes, *2* = Intensität der Spitze (111) des Kristobalits

ásványtani rendszerezésére tettek új javaslatokat a magas hőmérsékleten észlelt átalakulások jellege alapján.

Az SiO_2 módosulatok kérdésében is a nagyhőmérsékletű röntgenvizsgálatok hoztak újabban lényeges előrehaladást. WAHL, GRIM és GRAF (1961) megállapították, hogy normál nyomáson hevítve a kvarcot, tridimit közbeiktatása nélkül, közvetlenül krisztobalit keletkezik. Minél tökéletesebb a kiinduló anyag kristályossága, annál magasabb hőmérsékleten történik az átalakulás. Opálban kevés krisztobalitot találtak, melynek mennyisége a hőmérséklet növelésével egyre növekedett. 1000 C° körül már az opál teljes anyaga krisztobalittá alakult át és közben kvarc nem jelentkezett. Még figyelemreméltóbb az az eredmény, hogy mesterségesen előállított amorf kovasavgélt hevítve, abból 900 C° körül közvetlenül krisztobalit kristályosodik ki, kvarc közbeiktatódása nélkül (11. ábra). Az intenzitás-diagram megszerkesztésének módját a 12. ábra szemlélteti. WAHL, GRIM és GRAF eredményei azért is jelentősek számunkra, mert megerősítik azokat a megállapításainkat, melyeket kovásodott fatörzsek, diatomitok és más kovás kőzetek vizsgálata során tettünk. Azt találtuk ugyanis, hogy az optikailag amorfnak látszó, gélszerű megjelenésű kovakőzetek és kovásodott fatörzsek mindig tartalmaznak több-kevesebb krisztobalitot. Nagy jelentősége van a hevítéses kamrának a DTA vizsgálatok értelmezésénél is, mert segítségével meghatározható, hogy a DTA görbékkel jelzett endo- és exoterm reakciók során milyen szerkezeti átalakulások állnak elő.



12. ábra. Az intenzitás-diagram megszerkesztésének módja egy adott diffrakciós csúcsra vonatkozóan (WAHL, GRIM és GRAF szerint) (M = csúcsmagasság)

Abb. 12. Ermittlung des Intensitätsdiagrammes für eine gegebene Diffraktionsspitze (nach WAHL, GRIM und GRAF) (M = Spitzenhöhe)

A geokémia és kőzettan régóta vitatott problémája az *amorfnak tekintett anyagok meghatározása*. Ilyenek az üledékes kőzetekben a különböző allofános, limonitos, kovagéles (opálos) képződmények, a szerves anyagok és a vulkáni kőzetek üveganyaga. ALEXANDER és KLUG (1954) szerint az amorfnak tartott ásványi anyagok túlnyomó része csak optikailag amorf, röntgenográfiailag nem. Szerintük elsősorban egyes vulkáni üvegek azok, amelyek valóban amorfoknak tekinthetők, melyek igen nagy viszkozitású, túlhűtött folyadékok röntgensajátságait mutatják.

Intézetünk röntgendiffraktométerével az elmúlt két évben több optikailag amorfnak látszó képződményt vizsgáltunk meg. Az előzőkben említett opálanyagú képződményeken kívül limonitot és kőszenet is vizsgáltunk. Az utóbbiban sikerült az anyag rácsszerkezeti rendeződését felismernünk, mely a grafit-szerkezet felé irányul. Sikerült a szerves anyag mennyiségét is közelítő pontossággal meghatároznunk. Az utóbbi időben vulkáni üvegek,

obszidián, horzsakő és perlit vizsgálatát kezdtük meg. Ezek a vizsgálataink még folyamatban vannak, annyi azonban máris megállapítható, hogy ezek a képződmények teljesen rendezetlen (tehát röntgenamorf), félig rendezett és rendezett (azaz kristályos) fázisokból állnak. Ezek mennyiségi arányát közelítő pontossággal meg lehet határozni. Az is meghatározható, hogy a félig rendezett anyag milyen kristályos fázis felé irányul. Mindezekről vizsgálataink lezárása után külön dolgozatban szándékozunk beszámolni.

A fenti áttekintésből is láthatjuk, hogy a röntgenmódszerek milyen sokféle alkalmazást nyerhetnek a földtani kutatásban. Az utóbbi években a műszertechnikával párhuzamosan az új vizsgálati irányokat kialakító módszertani munka is hatalmas fejlődésnek indult. Úgy érezzük, hogy a röntgenvizsgálat a geológusok feladatainak megoldásában hamarosan nélkülözhetetlen segítőtárssá válik, sőt fokozottabb alkalmazása egészen új lehetőségeket és megismeréseket tartogat számukra.

IRODALOM

BÁRDOSSY GY. 1962: Ásványi elegyrészek meghatározása vékonycsiszolatban röntgendiffraktométerrel. – Földt. Közl. **92**. pp. 319 – 323.

ENGELHARDT, v. W. 1959: Möglichkeiten der quantitativen Phasenanalyse von Tonen mit Röntgenstrahlen. – Geol. Fören. **81**. pp. 374 – 388.

GRIM, R. E. – KULBICKI, G. 1961: Montmorillonite; high temperature reactions and classification. – Amer. Min. **46**. pp. 1329 – 1369.

HAMBLIN, W. M. 1962: X-ray radiography in the study of structures in homogeneous sediments. – Journ. of Sedimentary Petr. **32**. pp. 201 – 210.

HAUSSÜHL, S. 1960: Quantitative Phasenanalyse und Korngrössenbestimmung von Dünnschliffen aus der Absorbtion von Röntgenstrahlen. – Neues Jahrb. f. Min. pp. 204 – 215.

KLUG, H. P. – ALEXANDER, L. E. 1954: X-ray diffraktion procedures. – New York, London.

MEADE, R. H. 1961: X-ray diffractometer method for measuring preferred orientation of clays. – U. S. Geol. Survey Prof. Paper No. 424. pp. 273 – 276.

SCHWIETE, H. E. – VINKELOE, R. 1958: Möglichkeiten der quantitativen Mineralanalyse mit dem Zählrohrgerät unter besonderer Berücksichtigung der Mineralbestimmung von Tonen. – Forschungsber. d. Wirtsch. u. Verkehrsmin. N. R. W. No. 399.

SILVERMAN, E. N. – BATES, T. F. 1960: X-ray diffraction study of orientation in the Chattanooga shale. – Amer. Min. **45**. pp. 60 – 68.

STARKE, R. – RENTZSCH, J. 1961: Quantitative röntgenographische Phasenanalyse erzführender Karbonatgesteine. – Bergakademie. **13**. pp. 755 – 757.

TATLOCK, D. B. 1961: Rapid quantitative estimates of quartz and total iron in silicate rocks by X-ray diffraction. – U. S. Geol. Survey Prof. Paper. No. 424 – B. pp. **334** – 337.

VARGA, V. V. – LJUTCAU, V. G. 1962: Metod kontaktnoj mikrorentgenografii dlja izucsenija neprozracsnüh mineralov. – Bjull. naucsno – thehnics. inform. No. 5 – 6. pp. 55 – 57.

VOLOSZTNÜCH, G. T. – DJAKONOV, J. S. 1961: Rentgendiffrakcionnüj analiz v primenenii k petrograficseszkim slifam. – Zap. Vszesz. Miner. Obscs. 90. pp. 310 – 312.

WAHL, F. M. – GRIM, R. E. – GRAF, R. B. 1961: Phase transformations in silica as examined by continous X-ray diffraction. – Amer. Min. **46**. pp. 196 – 208.

ÜBERBLICK DER IN DER GEOLOGIE ANGEWANDTEN NEUEN RÖNTGENUNTERSUCHUNGSMETHODEN

VON

GY. BÁRDOSSY

Verfasser gibt eine Übersicht jener Röntgenuntersuchungsmethoden, die in den letzten Jahren bei der Bestimmung von Mineralien, sowie bei petrographischen und geochemischen Untersuchungen entwickelt und angewendet worden sind.

Im Themenkreis der Mineralbestimmung werden die Film- und Zählrohr-Aufnahmenmethoden, sowie ihre vor- und nachteilhaften Eigenschaften kurz dargelegt. Verfasser befasst sich mit dem unteren Grenzwert der Nachweisbarkeit von Mineralien und dann überblickt er die Methoden der quantitativen Phasenanalyse. Er gibt eine ausführliche Beschreibung der komplexen Methode, die von ihm auf diesem Gebiet in jüngster Zeit ausgearbeitet worden ist.

Von den zur Untersuchung der petrographischen Probleme in den letzten Jahren ausgearbeiteten Methoden werden zunächst diejenigen erörtert, welche zum Themenkreis der sogenannten Röntgenmikroskopie gehören. Nächstfolgend beschreibt der Verfasser die Röntgenuntersuchungen, die zur Bestimmung der Orientierung der Mineralkörner dienen.

Bezüglich der geochemischen Untersuchungen geht er, nach einer kurzen Übersicht der röntgenspektrographischen Methoden, ausführlich auf die Methoden für die Untersuchung der Zusammensetzung von isomorphen Mischkristallen und ihrer Elementensubstitution ein. Es werden die Untersuchungsmöglichkeiten der in Hochtemperaturverhältnissen sich vollziehenden Phasenumwandlungen durch Anwendung neuer, heizbarer Hochtemperatur-Röntgenkammer erörtert. Schliesslich überblickt der Verfasser die Röntgenmethoden zur Untersuchung amorpher und halbkristalliner (devitrifizierender) Stoffe und weist auf die hierbei noch bestehenden grossen Möglichkeiten der Weiterentwicklung hin.

НОВЫЕ МЕТОДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ РЕНТГЕНОВСКИХ АНАЛИЗОВ

ДЬ. БАРДОШШИ

Автор дает обзор тех методов рентгеновского анализа, которые были разработаны и применены в последние годы в области определения минералов, а также в области петрографических и геохимических исследований.

В разделе по определению минералов коротко описываются методы съемок при помощи фотопленок и счетчиков, а также сравниваются их преимущества и невыгодные особенности. Обсуждается вопрос о нижнем пределе выявления минералов, а затем просматриваются методы количественного фазового анализа. Детально излагается комплексный метод, разработанный автором в последнее время в данной области.

Из числа методов, примененных в последние годы для изучения петрологических проблем, излагаются прежде всего те, которые принадлежат к тематике так называемой рентгеновской микроскопии. После этого, описываются рентгеновские анализы, предназначенные для определения ориентировки зерен минералов.

В части геохимических исследований, после краткого обзора методики рентгеновской спектрографии, автор останавливается более подробно на методике рентгеновского изучения состава изоморфных кристаллических примесей и механизма их обмена элементами. Излагаются возможности изучения фазовых превращений, происходящих при высоких температурах, при помощи высокотемпературных рентгеновских камер. В заключение просматриваются методы рентгеновского изучения аморфных и полукристаллических (девитрифицирующихся) веществ, причем автор указывает на огромные возможности, которые еще существуют в этой области для усовершенствования методики.

KARBONÁTOS KŐZETEK KALCIT- ÉS DOLOMITTARTALMÁNAK MEGHATÁROZÁSA

Írta: JANKOVITS LÁSZLÓ

A dolomitosodás mértékének meghatározása geológiai és ipari szempontból fontos, gyakran előforduló feladat. Sok ipari termék minősége és nagymennyiségű nyersanyagkészletek felhasználhatósága esetleg azok dolomittartalmától függ.

A dolomitosodás mértékét mikroszkóp segítségével nem lehet közvetlenül meghatározni, mert a karbonátos kőzetek fizikai tulajdonságai nagyon hasonlóak. Vizuális megkülönböztetést csak festési eljárással sikerült elérni. Néhány szerves festék a kalcittal és dolomittal jellemző színreakciót, festéklakkot képez, mely mikroszkóp alatt jól megkülönböztethető. LEMBERG 1887-ben közzétett első festési eljárása óta az irodalom sok szerves festéket ajánl, melyek közül az „alizarin vörös S" és a „hematoxilin" vált be legjobban (FRIEDMANN 1959). Ezek a festési eljárások inkább kvalitatív jellegűek, mennyiségi meghatározásra való felhasználás esetén csak körülbelüli értéket szolgáltatnak. Pontosabb eredmény érhető el WEISSMANN és DIEHL (1953) eljárásával, mely a kalcit és dolomit etiléndiamin-tetraecetsavban való eltérő oldódásán alapszik. BYSTROVA, E. (1959) az egyszerűsített módon leválasztott kalciumoxalát-csapadék súlyából következtet a dolomitosodás mértékére, s hibahatárul $\pm 10\%$-ot jelöl meg. A jelenleg ismeretes legfontosabb módszer a röntgendiffraktométeres eljárás, itt a hibalehetőség csupán $1-2\%$. Hátránya, hogy különleges és drága berendezést igényel.

A mészkő- és dolomitösszletek közötti, sokszor 100 m nagyságrendű átmeneti rétegcsoportok csak a dolomitosodás fokának állandó ellenőrzése mellett dolgozhatók fel, ezért célszerűnek látszott olyan módszer kidolgozása, mellyel nagymennyiségű minta is gyorsan, pontosan kiértékelhető. Tapasztalatunk szerint erre a kémiai elemzés a legalkalmasabb, mert néhány tizedszázalék hibával gyorsan elvégezhető és adataiból a festési és oldási eljárásokat messze meghaladó pontossággal következtethetünk a dolomitosodásra. HÖGBERG, E. (1953), a kémiai elemzés adatait használta fel és két diagramot szerkesztett, mely a kémiai elemzés kiértékelésére szolgál, azonban csak szűk határok között használható. Ezt az elvet mi is felhasználtuk kiértékelési módszerünkhöz.

Karbonátos kőzetek tájékozódó vizsgálatánál az elemzésekben a CaO, MgO, CO_2 és a „savban oldhatatlan rész" mennyiségét szokás megadni. Bármely

kalcitban, dolomitban, vagy ezek keverékében a CaO, MgO, CO_2 mennyisége sztöchiometrikus arányban áll egymással és ez az arány akkor sem változik, ha a kőzetet bármily mennyiségű savban oldhatatlan anyag (SiO_2) kíséri. A sztöchiometria elvét az összes lehetséges kalcit: dolomit: savban oldhatatlan-arányra kiterjesztettük és az összefüggésből 4 képletet vezettünk le, melyek felhasználásával a dolomit-, ill. kalcittartalom a kémiai elemzés adatai alapján kiszámítható, vagy legalábbis szűk határok közé szorítható, még abban az esetben is, amikor egyéb oldható kalcium-, magnéziumsó és „savban oldhatatlan" anyag van a mintában. E képletek a következők:

$$1.\ \text{kalcit}\ \% = 2{,}2742 \times CO_2\ \% - 4{,}9648 \times MgO\ \%$$
$$2.\ \text{kalcit}\ \% = 3{,}5639 \times CaO\ \% - 2{,}2707 \times CO_2\ \%$$
$$3.\ CaO\ \% = 0{,}2805 \times \text{kalcit}\ \% + 0{,}6371 \times CO_2\ \%$$
$$4.\ MgO\ \% = 0{,}4581 \times CO_2\ \% - 0{,}2014 \times \text{kalcit}\ \%$$

Az eljárás a következő: meghatározzuk a savban oldható CaO, MgO és CO_2 mennyiségét. Utána az első és a második képlet segítségével kiszámítjuk a kalcittartalmat. Ha a két számított érték megegyező, akkor a mintában kalciton, dolomiton és „savban oldhatatlan"-on kívül más oldható kalcium- és magnéziumsó nincs jelen, tehát a kalcittartalom egyértelműen meghatározható, s a további számítás felesleges. Erre egy példát kívánunk bemutatni az alábbiak során.

A kémiai elemzés adatai:

	MgO	= 17,49%
	CaO	= 29,93%
	CO_2	= 42,57%
	SiO_2	= 10,01%
Összesen:		100,00%

Az első képlet szerint a kalcit mennyisége 9,98%-nak, a második képlet szerint 10,00%-nak adódik. A kőzet összetétele tehát az alábbi:

kalcit	10,00%
dolomit	80,00%
savban oldhatatlan	10,00%
Összesen:	100,00%

Ha a kétféle módon számított kalcit-érték erősen eltérő, akkor a minta nem karbonátos kötésben is tartalmaz kalciumot vagy magnéziumot. A kalcit mennyisége az *1.* és *2.* képlet útján nyert értékek között bármely nagyságú lehet, mert valamennyi közbe tartozó összetétel kémiai elemzési eredménye azonos. A kalcithoz és dolomithoz nem kötött CaO és MgO mennyiségét is kiszámíthatjuk úgy, hogy mindkét kalcit-érték segítségével kiszámítjuk a CaO és MgO lehetséges határértékeit a *3.* és *4.* képlet felhasználásával. Ezeket levonva a kémiai elemzés eredményéből, a nem karbonátos kötésű CaO és MgO határértékeit kapjuk. Ezt szintén egy konkrét példával szeretnénk megvilágítani.

A kémiai elemzés adatai:

	CaO	= 31,05%
	MgO	= 21,17%
	CO_2	= 46,65%
	SiO_2	= 1,13%
Összesen:		100,00%

Az első képlet szerint a kalcit mennyisége 0,99%; a második képlet szerint 4,72%. A harmadik képlet felhasználásával a CaO 30,00% illetve 31,05%-nak adódik; a negyedik képlet alapján a MgO 21,17%, illetve 20,41%-nak.

A kalcithoz és dolomithoz nem kötött CaO% $= (31{,}05 - 30{,}00) = 1{,}05$;
vagy ..... $(31{,}05 - 31{,}05) = 0$
A kalcithoz és dolomithoz nem kötött MgO% $= (21{,}07 - 21{,}07) = 0$;
vagy ..... $(21{,}17 - 20{,}41) = 0{,}76$

Határértékek a kalcitra nézve:

	0,99%			ill. 4,72%	
100%	30,00	...CaO	(karbonátos kötésben)	31,05	100%
	1,05	...CaO	(nem karbonátos kötésben)	0	
	21,17	...MgO	(karbonátos kötésben)	20,41	
	0	...MgO	(nem karbonátos kötésben) ...	0,76	
	46,65	.....	CO_2	46,65	
	1,13	.....	SiO_2	1,13	

A határértékeknek megfelelően a kőzet összetétele az alábbi értékek közt változhat:

kalcit	0,99%	4,72%
dolomit	96,83%	93,39%
$CaSiO_3$	2,18%	0
$MgSiO_3$	0	1,89%
Összesen:	100,00%	100,00%

A savban oldható, nem karbonátos kötésű kalcium és magnézium jelenlétében a kalcit, dolomit és a többi alkatrész mennyisége csak értékhatárok közé szorítható. Az értékhatárok eltérése a nem karbonátos kötésű kalcium és magnézium mennyiségétől függ.

A sztöchiometria elve alapján levezetett 4 képlet felhasználásával tehát a dolomitosodás mértékét és a nem karbonátos kötésű CaO és MgO mennyiségét a kőzet kémiai elemzésének eredményéből egyszerűen kiszámíthatjuk.

IRODALOM

BYSTROVA, E. A. 1959: Determination of the degree of dolomitization of carbonate rocks. – Ucsenye Zap. Kujbishev Goszud. Pedag. Inszt. vüp. **22**. pp. 78 – 83.

FRIEDMANN, G. M. 1959: Identification of Carbonate Minerals by Staining Methods. – Journ. of Sed. Petr. **29**. pp. 87 – 97.

HÖGBERG, E. 1953: Beraningar av kalcit-dolomitförhallandet i karbonatbergarter. – Geol. Fören. **75**. pp. 493 – 496.

LEMBERG, J. 1887: Zur microchemischen Untersuchung von Calcit, Dolomit und Predazzit. – Zeitschr. Geol. Gesellsch. **39**. pp. 489 – 492.

SCHMITH, W. 1961: Rapid determination of calcit-dolomite ratios in sedimentary rocks. – Journ. of Sed. Petr. **31**. p. 130.

WEISSMANN, R. C. – DIEHL, A. 1953: A new method utilizing Versene for determination of the carbonate rocks. – Proc. Iowa Acad. Sci. **60**. pp. 433 – 437.

DETERMINATION OF THE CALCITE – DOLOMITE CONTENT OF CARBONATE ROCKS

by

L. JANKOVITS

Four formulae based upon stoichiometric principles have been deduced:

1. Calcite % = $2{,}2742 \times CO_2$ % – $4{,}9648 \times MgO$ %
2. Calcite % = $3{,}5639 \times CaO$ % – $2{,}2707 \times CO_2$ %
3. CaO % = $0{,}2806 \times$ calcite % + $0{,}6371 \times CO_2$ %
4. MgO % = $0{,}4581 \times CO_2$ % – $0{,}2014 \times$ calcite %

The use of these formulae allows to compute in a simple way the calcite – dolomite ratio and/or the abundance of CaO and the presence of MgO in carbonate bond, from the chemical analyses of carbonate rocks. If calcium and magnesium salts of non-carbonate bonding are present, the abundances of calcite, dolomite and other constituents cannot be determined but within certain limits.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ КАЛЬЦИТА И ДОЛОМИТА В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

Л. ЯНКОВИЧ

Автором были выведены 4 формулы, основывающиеся на принципе стёхиометрии:

1. Кальцит % = $2{,}2742 \times CO_2$ % – $4{,}9648 \times MgO$ %
2. Кальцит % = $3{,}5639 \times CaO$ % – $2{,}2707 \times CO_2$ %
3. CaO % = $0{,}2806 \times$ кальцит % + $0{,}6371 \times CO_2$ %
4. MgO % = $0{,}4581 \times CO_2$ % – $0{,}2014 \times$ кальцит %

При помощи этих формул можно простым образом исчислять соотношение кальцита к доломиту, то есть количество CaO и MgO, находящихся в карбонатной связи, по результатам химических анализов карбонатных пород. В присутствии кальциевых и магниевых солей, не находящихся в карбонатной связи, количества кальцита, доломита и других компонентов могут быть определены только приблизительно, в определенных пределах.

TARTALOM

A Magyar Állami Földtani Intézet 1962. évi működése 3

Mecsekhegység

NAGY E.: A mecseki felső-triász kérdés jelenlegi állása 13
HÁMOR G.: A mecseki miocén ősföldrajzi kapcsolatai 19
BOHNNÉ HAVAS M.: Adatok a pécsszabolcsi középső-miocén fauna ismeretéhez 41
KORECZNÉ LAKY I.: A K-i Mecsek „lajta" típusú képződményeinek Foraminifera faunája 57
PÁLFALVY I.: Gleicheniaceae-maradvány a mecseki miocénből 71
RAVASZNÉ BARANYAI L.: A Keleti Mecsek felső-helvéti képződményeinek ásvány-kőzettani vizsgálata 75
NAGYNÉ MELLES M. – SOHA I.-NÉ: Ásványvizsgálatok a mecseki miocén rétegösszletben 85
MOLDVAY L.: Adatok a mecsekhegységi lösz földtani viszonyainak vizsgálatához 91
MOLDVAY L.: Adatok a Mecsekhegység és peremvidéke negyedkori szerkezeti viszonyainak vizsgálatához 105

Bakonyhegység

BENKŐNÉ CZABALAY L.: A bakonyi apti – szenon csigafaunák fejlődéstörténeti vázlata 111
BÁLDINÉ BEKE M.: Alsó-kréta képződményeink Coccolithophorida faunája 133
HORVÁTH A.: Ausseites fülöpi n. sp. (Ceph.) a hárskúti (Bakonyhegység) alsó-kréta rétegekből 145
ERDÉLYI J. – NAGYNÉ MELLES M. – TOLNAY V.: A hidroamezit és lizardit új előfordulása a Haláphegy bazaltjának zárványában 157

Dorogi-medence

GIDAI L.: A Dorogi-medence eocén képződményeinek kifejlődési viszonyai 175
NAGY G.: A Dorogi-medence K-i peremének földtani felépítése 183
SIPOSS Z.: A dorogi üledékgyűjtő terület oligocén képződményeit ért hegységszerkezeti mozgások 195
KRIVÁNNÉ HUTTER E.: A Borókási-medence oligocén barnakőszénösszletének rétegtani helye palynológiai vizsgálatok alapján 201
NAGYNÉ GELLAI Á.: A dél-dorogi terület oligocén Foraminiferái 227
SÁRKÖZINÉ FARKAS E.: A Tokod környéki eocén képződmények üledékkőzettani vizsgálata 237
KEDVES M.: A lábatlani L. – 4. sz. fúrás eocén rétegeinek pollensztratigráfiája 251
MARCZIS J.: Adatok a dél-dorogi terület negyedkori képződményeinek vizsgálatához .. 257

Mátrahegység

VIDACS A.: A mátrahegységi földtani kutatások 1962. évi eredményei 269
VIDACS A.: A Mátrahegység középső részének vulkanológiai szerkezete 273
VARGA GY. – GUZYNÉ SOMOGYI A.: Néhány mátrahegységi telér és lávaár kontaktszegélyének ásványtani és kőzetkémiai vizsgálata 293
VARGÁNÉ MÁTHÉ K.: Oxidációs pirometamorfózis mátrahegységi vulkanitokon 313

EMSZT M.: Oxidációs és víztelenedési folyamatok kísérleti vizsgálata a mátrafüredi piroklasztikumokon 323
SZÉKELY Á.: A mátrahegységi ércesedést kísérő agyagásványokról 331
GEDEON A.: Geokémiai mérések a Mátrahegységben, 1962 337

Tokaji-hegység

PANTÓ G.: A Tokaji-hegység földtani vizsgálata, 1962 349
GYARMATI P.: A Tokaji-hegység északi részének dácit- és andezitfajtái 367
ERHARDT GY.: A füzérkajatai alapfúrás földtani eredményei 391
HAJÓS M. – PÁLFALVY I.: A Tokaji-hegység szarmata növénytársulásai 427
ZENTAI P.: Geokémiai térképezés a Tokaji-hegységben 437

Síkvidéki kutatás

RÓNAI A.: Nemzetközi együttműködés a negyedkor földtani vizsgálata terén 449
MIHÁLYINÉ LÁNYI I. – SOHA I.-NÉ: Löszfajták kőzetszerkezetének és szövetének vizsgálata 457
RAPPNÉ SÍK S. – TOLNAY V.: A Duna – Tisza közi felszínközeli vizek és víztartó rétegek geokémiai vizsgálata 467

Egyéb kutatási terület

RISCHÁK G.: A Velencei-hegységben végzett alkalmazott geokémiai kutatások, 1962 ... 481
HAJÓS M.: Mátraalja miocén diatomás üledékeinek földtani és ősnövénytani vizsgálata 495
RADÓCZ GY.: Földtani vizsgálatok a feketevölgyi (észak-borsodi) barnakőszénterületen 511

Vízföldtani kutatás

SCHMIDT E. R.: Hévízkutatás és a geotermikus grádiens 547
BERTALAN K.: A magyar karszt- és barlangdokumentáció problémái 555

Térképszerkesztés

SZENTES F.: Átnézetes és részletes földtani térképek szerkesztése és közreadása 563
FÖLDVÁRINÉ VOGL M.: A geokémiai nyomelemtérképek készítésének irányelvei 569

Adattár – Könyvtár – Laboratóriumok

SCHWÁB M.: Az országos mélyfúrási kataszter összeállítása 579
KAPLAYNÉ SCHEY I.: A Magyar Állami Földtani Intézet Könyvtára 587
BÁRDOSSY GY.: A röntgenvizsgálatok földtani alkalmazásának újabb módszerei 591
JANKOVITS L.: Karbonátos kőzetek kalcit- és dolomittartalmának meghatározása 617

TABLE DES MATIÈRES

Activité de l'Institut Géologique de Hongrie en 1962 5

Montagne Mecsek

NAGY, E.: Derzeitiger Stand der Streitfrage über die Mecseker Obertrias 16
HÁMOR, G.: Paläogeographische Beziehungen des Miozäns im Mecsek-Gebirge (SW-Ungarn) 30
BOHN – HAVAS, M.: Beitrag zur Kenntnis der mittelmiozänen Fauna von Pécsszabolcs (Mecsek-Gebirge) 52
KORECZ – LAKY, I.: Foraminiferen-Fauna der Bildungen von „Leitha"-Fazies des Östlichen Mecsek 68
PÁLFALVY, I.: Gleicheniaceen-Reste aus dem Miozän des Mecsek-Gebirges 72
RAVASZ – BARANYAI, L.: Mineralogisch-petrographische Untersuchung an oberhelvetischen Bildungen des Östlichen Mecsek 82
NAGY – MELLES, M – SOHA, K.: Mineralogical study of two Miocenes sequences in the Mecsek Mountains 88
MOLDVAY, L.: Angaben über die geologischen Verhältnisse der Lössbildungen im Mecsek-Gebirge 101
MOLDVAY, L.: Beitrag zur Untersuchung der Quartärtektonik des Mecsek-Gebirges und seines Randgebietes 109

Montagne Bakony

BENKŐ – CZABALAY, L.: Entwicklungsgeschichtliche Skizze der aptisch – senonischen Schnekkenfaunen des Bakony 125
BÁLDI – BEKE, M.: Unterkretazische Coccolithophoriden-Fauna aus Ungarn 142
HORVÁTH, A.: Ausseites fülöpi n. sp. (Ceph.) du Crétacé inférieur de Hárskút 154
ERDÉLYI, J. – NAGY – MELLES, M. – TOLNAY, V.: A new occurrence of hydroamesite and lizardite from inclusions of the basalt of Haláp Mount, Balaton Highland, Hungary 172

Bassin du Dorog

GIDAI, L.: Facies relations of the Eocene sediments in the Dorog Coal-Basin 179
NAGY, G.: Geology of the eastern border of the Dorog Basin 194
SIPOSS, Z.: Tektonische Bewegungen in den Oligozänbildungen des Doroger Sedimentationsraumes 200
KRIVÁN – HUTTER, E.: Stratigraphic position of the Oligocene brown coal measures of the Borókás district (Dorog Basin) in the light of palynological investigations 220
NAGY – GELLAI, Á.: Oligozäne Foraminiferen des Süd-Doroger Gebietes 236
SÁRKÖZI – FARKAS, E.: Sedimentpetrographische Untersuchung des Eozäns in der Umgebung von Tokod 247
KEDVES, M.: Pollenstratigraphie der eozänen Schichten der Bohrung Nr. L. – 4. von Lábatlan 254
MARCZIS, J.: Beitrag zur Untersuchung der Quartärbildungen des Süddoroger Gebietes 266

Montagne Mátra

VIDACS, A.: Résultats des recherches géologiques exécutées dans la Montagne Mátra en 1962 271
VIDACS, A.: Vulkanologische Struktur des zentralen Teiles des Mátra-Gebirges 290
VARGA, GY. – GUZY – SOMOGYI, A.: Mineralogical and petrochemical study of the contact rim of some andesite dikes and flows in the Mátra Mountains 310
VARGA – MÁTHÉ, K.: Oxydationspyrometamorphose an Vulkaniten im Mátra – Gebirge 321
EMSZT, M.: Experimentelle Untersuchung von Oxydations- und Entwässerungsvorgängen an Pyroklastiten aus Mátrafüred 328
SZÉKELY, Á.: On clay minerals accompanying ore mineralizations of the Mátra Mountains 336
GEDEON, A.: Metallometric survey of the Mátra Mts, 1962 347

Montagne Tokaj

PANTÓ, G.: Geological investigations in the Tokaj Mts, 1962 363
GYARMATI, P.: Dacite and andesite varieties of the Tokaj Mts 390
ERHARDT, GY.: Geological informations of the basic drilling at Füzérkajata 424
HAJÓS, M. – PÁLFALVY, I.: Sarmatische Pflanzengemeinschaft des Tokaj-Gebirges 433
ZENTAI, P.: Geochemical mapping in the Tokaj Mts 446

Recherche des plaines

RÓNAI, A.: International co-operation in the Quaternary geological research 454
MIHÁLYI – LÁNYI, I. – SOHA, K.: Examen de la structure et texture de types de loess différents 466
RAPP – SÍK, S. – TOLNAY, V.: Geochemical study of near-surface waters and aquiferous layers in the region between the Danube and the Tisza 478

Autres domaines de recherche

RISCHÁK, G.: Geochemical prospects in the Velence Mountains, in 1962 492
HAJÓS, M.: Geologische und paläobotanische Untersuchung der miozänen diatomenführenden Sedimente am Fusse des Mátra-Gebirges 499
RADÓCZ, GY.: Geologische Untersuchungen im Braunkohlengebiet von Feketevölgy (Nord-Borsod) 543

Recherche hydrogéologique

SCHMIDT, E. R.: Thermalwassererkundung und der geothermische Gradient 552
BERTALAN, K.: Probleme der ungarischen Karst- und Höhlendokumentation 561

Cartographie

SZENTES, F.: Herstellung und Ausgabe von geologischen Übersichts- und Detail-Karten 566
FÖLDVÁRI – VOGL, M.: Guiding principles of the construction of geochemical trace element maps 577

Archive géologique – Bibliothèque – Laboratoires

SCHWÁB, M.: Sur l'ajustement du cadastre national des forages profonds 584
KAPLAY – SCHEY, I.: La Bibliothèque des Institut Géologique de Hongrie 589
BÁRDOSSY, GY.: Überblick der in der Geologie angewandten neuen Röntgenuntersuchungsmethoden 615
JANKOVITS, L.: Determination of the calcite – dolomite content of carbonate rocks ... 620

СОДЕРЖАНИЕ

О деятельности Венгерского Геологического Института в 1962 г. 8

Горы Мечек

НАДЬ, Э.: Настоящее положение вопроса о верхнем триасе гор Мечек 17
ХАМОР, Г.: Палеогеографические связи миоцена гор Мечек (Югозападная Венгрия) 39
БОН – ХАВАШ, М.: Сведения к познанию среднемиоценовой фауны района с. Печсабольч (горы Мечек) 54
КОРЕЦ – ЛАКИ, И.: Фораминиферная фауна образований типа „Лайта" Восточного Мечека 68
ПАЛФАЛЬВИ, И.: Ископаемый остаток Gleicheniaceae из миоцена гор Мечек 73
РАВАС – БАРАНЬЯИ, Л.: Минерало-петрографическое изучение верхнегельветских отложений Восточного Мечека 83
НАДЬ-МЕЛЛЕШ, М. – ШОХА, К.: Изучение глинистых минералов в миоценовой толще гор Мечек 89
МОЛЬДВАИ, Л.: Об изучении геологических условий лессов гор Мечек 102
МОЛЬДВАИ, Л.: Об изучении тектонических условий четвертичных отложений гор Мечек и их окраины 110

Горы Баконь

БЕНКЕ – ЦАБАЛАИ, И.: Схема истории развития аптско-сенонских гастроподовых фаун гор Баконь 128
БАЛЬДИ – БЕКЕ, М.: Фауна Coccolithophoridae из нижнемеловых отложений Венгрии 143
ХОРВАТ, А.: Ausseites fülöpi n.sp. (Ceph.) из нижнемеловых слоев Харшкута (горы Баконь). 156
ЭРДЕЛИ, Й. – НАДЬ-МЕЛЛЕШ, М. – ТОЛЬНАИ, В.: Новые находки гидроамезита и лизардита во включениях базальтов горы Халап в Балатонском нагорье (Венгрия) 173

Дорогский бассейн

ГИДАИ, Л.: Фациальные условия эоценовых отложений Дорогского бассейна 181
НАДЬ, Г.: Геологическое строение В-го борта Дорогского бассейна 194
ШИПОШШ, З.: Тектонические нарушения в олигоценовых отложениях Дорогской осадконакопительной области 200
КРИВАН-ХУТТЕР, Э.: Стратиграфическое положение олигоценовой буроугольной толщи Борокашского участка Дорогского бассейна на основании палинологических исследований 222
НАДЬ-ГЕЛЛАИ, А.: Олигоценовые фораминиферы южной части Дорогского бассейна 236
ШАРКЕЗИ-ФАРКАШ, Э.: Литологическое изучение эоценовых отложений окрестности с. Токод 248
КЕДВЕШ, М.: Пыльцевая стратиграфия эоценовых отложений скважины № 4 в с. Лабатлан 255
МАРЦИШ, Й.: Сведения к изучению четвертичных отложений южной части Дорогского бассейна 266

Горы Матра

ВИДАЧ, А.: Результаты геологоразведочных работ, проведенных в 1962 г. в горах Матра 272
ВИДАЧ, А.: Вулканологическое строение центральной части гор Матра 291
ВАРГА, ДЬ.–ГУЗИ-ШОМОДЬИ, А.: Минералогическое и петрохимическое изучение зальбандов некоторых жил и лавовых потоков в горах Матра 310
ВАРГА-МАТЭ, К.: Окислительный пирометаморфоз на вулканитах гор Матра 322
ЭМСТ, М.: Экспериментальное изучение процессов окисления и дегидратации на пирокластических породах с. Матрафюред 329
СЕКЕЛЬ, А.: О глинистых минералах, сопровождающих оруденение в горах Матра 336
ГЕДЕОН, А.: Геохимические измерения в горах Матра в 1962 г. 348

Токайские горы

ПАНТО, Г.: Геологическое изучение Токайских гор в 1962 г. 364
ДБЯРМАТИ, П.: Дацитовые и андезитовые разновидности в северной части Токайских гор 390
ЭРХАРДТ, ДЬ.: Геологические результаты опорного бурения в с. Фюзеркаята 424
ХАЙОШ, М.–ПАЛФАЛЬВИ, И.: Сарматские растительные комплексы Токайских гор 434
ЗЕНТАИ, П.: Геохимическое картирование в Токайских горах 447

Исследование равнинных областей

РОНАИ, А.: Международное сотрудничество в области геологического изучения четвертичных отложений 455
МИХАЛИ-ЛАНЬИ, И.–ШОХА, К.: Изучение структуры и текстуры разновидностей лессов 466
РАПП-ШИК, Ш.–ТОЛЬНАИ, В.: Геохимическое изучение приповерхностных вод и водоносных слоев Междуречья Дуная и Тиссы 478

Другие области исследований

РИШАК, Г.: Геохимические поисково-разведочные работы в горах Веленце в 1962 г. 493
ХАЙОШ, М.: Геологическое и палеоботаническое изучение миоценовых диатомовых отложений в области подножья гор Матра (Матраалья) 505
РАДОЦ, ДЬ.: Геологоразведочные работы в Фекетевельдьском буроугольном бассейне (Северный Боршод) 544

Гидрогеологические исследования

ШМИДТ, Э. Р.: Поиски термальных вод и геотермический градиент 553
БЕРТАЛАН, К.: Проблемы документации венгерских карстов и пещер 561

Составление карт

СЕНТЕШ, Ф.: Составление и издание обзорных и детальных геологических карт 566
ФЁЛЬДВАРИ-ФОГЛЬ, М.: Директивы составления геохимических карт рассеянных элементов 577

Геофонд—Библиотека—Лаборатории

ШВАБ, М.: О составлении национального кадастра глубоких буровых скважин.... 584
КАПЛАИ-ШЕИ, И.: Библиотека Венгерского Геологического Института 590
БАРДОШШИ, ДЬ.: Новые методы геологического применения рентгеновских анализов 615
ЯНКОВИЧ, Л.: Определение содержания кальцита и доломита в карбонатных породах 620