

RELATIONES ANNUAE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVI JELENTÉSE
AZ 1961. ÉVRŐL, I. RÉSZ

ГОДОВОЙ ОТЧЕТ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ЗА 1961 Г. ЧАСТЬ I.

RAPPORT ANNUEL DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
SUR L'ANNÉE 1961, PARTIE I.

ANNUAL REPORT OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
FOR 1961, PART I.

JAHRESBERICHT DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT
FÜR 1961, TEIL I.

Kutatói Házipéldány

72



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1964

Szerkesztette:
A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
Kiadványszerkesztő Csoportja

MŰ 83--a--6400

Felelős kiadó: Solt Sándor
Műszaki szerkesztő: Getta József
A zonossági szám: 40622 – Ívterjedelem: 49 (A/5) ív – Ábrák száma: 96
Mellékletek száma: 12 db – Példányszám: 900

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET TEVÉKENYSÉGE AZ 1961. ÉVBEN

Intézetünk az elmúlt év során, a Földtani Tanács 1955. évi határozatainak megfelelően szervezte meg rendelkezésre álló erőit. A népgazdaság szempontjából legfontosabb hegységek és medencék területén a legfontosabb kérdésekre összpontosított, korszerű módszerekkel végzett, sokoldalú földtani vizsgálat bontakozott ki.

Munkánk első időszakában — 1958—1960 között — az egyes területek földtani irodalmának megismerését, a feltárások beható helyszíni tanulmányozását, a problematika tisztázását és a megfelelő módszerek kiválasztását kellett elvégezni. Röviden: megfelelő irodalmi és helyszíni tájékozottságra és tapasztalatokra kellett szert tenni. Bízvást mondhatjuk, hogy ezt a feladatot megfelelő eredménnyel oldottuk meg. Minden egyes vizsgálati területünkön hozzáértő, munkáját nagy áttekintéssel és hozzáértéssel végző kutatócsoporttal rendelkezünk.

A munka második szakaszában — tehát jelenleg — a tervbevett területek egészére kiterjed a földtani felvétel, amelynek egyveretűségét és kiértékelhetőségét megfelelő előírások biztosítják. Közben ki kell munkálnunk a közreadás korszerű formai megoldásait: a részletes és áttekintő földtani térképek mintalapjait, a munka részeredményeiről számot adó Évi Jelentés új szerkesztésmódját és a végső összefoglalást biztosító monográfiák tervezetét.

A *Mecsekhegység* részletes földtani vizsgálatát 10 000-es méretarányú földtani térképezés keretében végezzük. A folyamatban levő adatfelvétel kiterjedt a K-i Mecsek egész területére. Az egyes rétegösszletek átfogó vizsgálatával és az apátvarasdi térképlap végleges kidolgozásával az összefoglalás munkája is megkezdődött.

A *Bakonyhegység* területén az É-i Bakony földtani képződményeinek átfogó vizsgálatát végezzük. Elkészült az alsó-kréta és a miocén képződmények összefoglaló földtani leírása. Folyamatban van a felső-triász, az egész júra, a középső- és felső-kréta, valamint az eocén képződmények átfogó földtani leírása. Ezzel kapcsolatban munkálkodunk a 100 év óta gyűjtött ősmaradványanyag feldolgozásán és korszerű, új vizsgálati módszereket vezetünk be a felsorolt képződmények tanulmányozására.

Az É-i Bakony területéről 25 000-es részletességű földtani térképsorozatot szerkesztünk.

A *Dorogi-medence* területén a részletes földtani adatfelvétel kiterjedt a medence egész területére. Az egyes képződmények alapszelvényeinek beható vizsgálata és a vizsgálati adatok átfogó értékelése is jelentősen előrehaladt. A dorogi bányászat területének 10 000-es méretarányú földtani térképlapjait nyomdába adásra készítjük elő.

A *Mátrahegységben* végzett részletes ércföldtani vizsgálat a Gyöngyösorszi környékén feltárt ércvagyon jelentős növekedését, új közép-sómátrai ércterület feltárását és a kimerülőben levő recski ércbánya élet-tartamának meghosszabbítását eredményezte. Külön ki kell emelni az ércbányászat illetékes szerveivel ezen a területen kialakult gyümölcsöző együttműködést. A részletes ércföldtani vizsgálatral párhuzamosan végzett 10 000-es részletességű földtani térképezés a hegység nagyobb részére kiterjedt és elérkezettnek látjuk az időt az első térképlap nyomdai úton való közreadásához.

A *Tokaji-hegység* 25 000-es részletességű földtani felvételét befejeztük. A vizsgálati adatok összehasonlító kiértékelésével, a vulkáni fejlődés-történet és üledékképződés kapcsolatának nyomozásával, valamint a térképlapok nyomdába adásának előkészítésével folyamatban van a munka összefoglalásának és lezárásának megvalósítása is.

Az *Alföldön* az elmúlt évben Bács-Kiskun és Heves megye területén, jelenleg Pest megyében (a Duna által felhalmozott terasz kavics területen), Szabolcs-Szatmár és Zemplén megyében (a Bodrog, Tisza és a Szamos törmelék kúpjainak területén), valamint Békés megyében (a Maros és a Körösök törmelék kúpjainak területén) került sor a talajvízből való öntözés földtani lehetőségeinek megvizsgálására. Vízföldtani és síkvidéki osztályunk tagjai kutatómunkájuk mellett megyei központok, városok és falvak, állami gazdaságok és termelőszövetkezetek, valamint ipari létesítmények részére vízföldtani kérdések megoldásával közvetlen segítséget is nyújtottak.

Folyamatban van az egész ország 200 000-es méretarányú földtani térképsorozatának megszerkesztése. Nyomdába adás előtt áll az egi 200 000-es méretarányú térképlap fedett, fedetlen, gazdaságföldtani és talajvíz-térképeket tartalmazó változatban. Tervbe vettük nagyobb földtani egységek 100 000-es méretarányú földtani és gazdaságföldtani térképlapjainak megszerkesztését is.

Intézetünk adattára, könyvtára és földtani gyűjteménye a hazai földtani vizsgálatok közhasznú kincstára. Ezt bizonyítja az Adattár 674 és a Földtani Gyűjtemény 105 intézeten kívüli látogatója és igénybevevője, valamint Könyvtárunk látogatottsága, melyet 6800 alkalommal vettek igénybe kutatóink az elmúlt év során. A földtani alapadatok, az irodalom és a bizonyító anyag folyamatban levő rendezésével és feldolgozásával tovább nő ezeknek a részlegeknek a jelentősége.

Laboratóriumaink specialistái és technikusai az említett intézeti feladatok megoldásához korszerű és sokoldalú anyagvizsgálattal járultak hozzá.

Az Intézetre háruló feladatokat 38 kutatómunkát végző geológussal, 36 anyagvizsgáló specialistával, 10 dokumentációt végző dolgozóval, összesen 40 tudományos segéderővel, 35 kisegítő munkát végző dolgozóval, 16 adminisztratív beosztottal és a gondnokság 34 dolgozójával oldottuk meg.

Új tényező az egész magyar tudományos kutatásban az országos távlati tudományos kutatási terv kidolgozása, mely a tudományos kutatás országos és nemzetközi összehangolására, nagyfokú munkamegosztásra és együttműködésre nyújt lehetőséget.

Intézetünk a tudományos munka országos és nemzetközi szervezeteiben folyó munkából is kivesszi részét. Külföldön 14, itthon 45 tudományos előadást tartottak szakembereink. Résztvettünk az *INQUA* varsói, a *Kárpát-Balkán Asszociáció* bukaresti és a *Nemzetközi Vulkanológiai Asszociáció* ignimbit-szimposiumának cataniai ülészakán.

A Magyar Állami Földtani Intézet tevékenységének áttekintésével és az 1961. évi munkáról számot adó „*Beszámoló Ülések*” megrendezésével ügyszólván munka közben kívántuk feltárni születőben levő eredményeinket és a földtani kutatás feladatairól vallott nézeteinket. Tájékoztatás ez és alkalom a vitára, egyes kérdések közös megbeszélésére. Az Intézet *Évi Jelentésében* pedig ettől az évtől kezdve haladéknélkül közreadjuk a munka lezárható részeredményeit, hogy azok mielőbbi felhasználását lehetővé tegyük. Ezzel is erősíteni kívánjuk a kapcsolatokat az Intézet és az ipar, az elmélet és a gyakorlat között.

FÜLÖP JÓZSEF
igazgató

ACTIVITÉ DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE EN 1961

Au cours de l'année passée notre Institut a disposé ses forces actives conformément aux décisions prises par le Conseil Géologique en 1955. Dans les régions des montagnes et des bassins les plus importants pour l'économie nationale se développaient des recherches géologiques coordonnées, exécutées par les méthodes les plus modernes, et concentrées sur les questions les plus importantes.

Notre travail a commencé, entre 1958—1960, par une étude bibliographique de chaque région suivie de l'observation approfondie des affleurements; et de l'éclaircissement des problèmes et ensuite du choix des méthodes les plus convenables. En bref: on a dû obtenir des expériences spéciales concernant les terrains respectifs. Nous pouvons constater à bon droit, que nous avons accompli cette tâche avec succès. Pour chaque régi-

on étudiée nous possédons un groupe de chercheurs qui font leur travail avec grandes clairvoyance et compétence.

Dans la deuxième étape du travail — c'est à dire, actuellement — les levés géologiques dont l'homogénéité et l'interprétabilité sont assurées par des instructions appropriées, embrassent la totalité des territoires envisagés par le plan de recherche. Cependant nous devons aussi mettre au point l'élaboration des formes plus avancées de la publication; des feuilles modèles des cartes géologiques détaillées et synoptiques; de la nouvelle méthodique de rédaction du Rapport Annuel qui rend compte des résultats partiels et du projet d'édition des monographies lesquelles feront la synthèse finale des résultats obtenus.

L'examen géologique détaillé de la *Montagne Mecsek* est effectué dans le cadre des levés géologiques au 10 000^e. Le levé en cours s'étend sur tout le territoire de la Mecsek Orientale. Grâce à l'examen approfondi de chaque complexe et à la mise au point de la feuille d'Apátvarasd, les premiers résultats de la synthèse se manifestent également.

Sur le territoire de la *Montagne Bakony* on exécute l'examen synoptique des formations géologiques de la Montagne Bakony Septentrionale. La description synthétique des formations crétacées inférieures et miocènes est achevée. La description synthétique des formations du Triasique supérieur, du Jurassique entier, du Crétacé moyen et supérieur, ainsi que de l'Eocène est actuellement en cours. Sous ce rapport, on s'efforce d'élaborer le matériel paléontologique récolté pendant une centaine d'années et on introduit des méthodes d'examen nouvelles et modernes pour l'étude des formations qui viennent d'être énumérées. Pour le territoire de la Montagne Bakony Septentrionale c'est une série de cartes géologiques au 25 000^e qui sera rédigée.

Dans la région du *bassin huillier de Dorog* les levés affectèrent la totalité de la superficie du bassin. L'examen approfondi des profils fondamentaux des formations particulières et le dépouillement d'ensemble des données obtenues marquent également un progrès appréciable. Les feuilles de la carte géologique au 10 000^e de la région minière de Dorog sont préparées pour la publication.

Les prospections détaillées pour les minerais de métaux non ferreux, exécutées dans la *Montagne Mátra*, ont eû pour résultat l'augmentation considérable des réserves en minerais de plomb et zinc aux environs de Gyöngyösoroszi, la découverte d'un nouveaux district métallifère dans la partie centrale de la Montagne Mátra et la prolongation de la durée d'exploitation de la minière de minerais de cuivre de Reesk qui était déjà au point d'être épuisée. Il faut particulièrement souligner l'importance de la collaboration fructueuse avec les organes compétents de l'industrie minérale qui s'est développée dans ce domaine. Le levé géologique au 10 000^e effectué parallèlement aux prospections détaillées pour les minerais, a embrassé la partie majeure de la montagne et nous sommes

d'avis que le temps est venu pour la publication de la première feuille de la carte.

Le levé géologique de la *Montagne Tokaj* au 25 000^e est terminé. Comme on a déjà procédé à l'évaluation comparative des données obtenues, à l'analyse du rapport entre l'évolution du volcanisme et de la sédimentation, ainsi qu'à la préparation des feuilles de carte pour la publication, c'est ainsi qu'aussi la synthèse et l'achèvement du travail sont déjà en cours d'être réalisés.

Quant à la *Grande Plaine Hongroise* l'année passée on a étudié les possibilités géologiques d'irrigation par des eaux souterraines sur les territoires des départements Bács-Kiskun et Heves, tandis que cette année des études analogiques ont été poursuivies dans le département Pest (aire des graviers de terrasse accumulés par le Danube), sur le territoire des départements Szabolcs-Szatmár et Zemplén (aire des cônes alluviaux de Bodrog, Tisza et Szamos) et dans le comitat Békés (aire des cônes alluviaux de Maros et Körös).

Les collaborateurs de la section hydrogéologique et de la section de recherche des plaines, en outre de leurs travaux scientifiques, ont également prêté leur concours direct à la solution des problèmes hydrogéologiques qui se présentaient dans des chefs-lieux des départements, dans des villes et villages, ainsi qu'à des fermes d'état, à des coopératives agricoles et à des entreprises industrielles.

Une série de cartes géologiques au 200 000^e se trouve à présent en état de rédaction. Nous allons publier sous peu la feuille d'Eger de la carte au 200 000^e, rédigée en variantes: carte avec la couverture quaternaire, carte sans couverture quaternaire, carte des gisements minéraux et carte des eaux souterraines. Il est également envisagé de préparer les feuilles de la carte géologique et de la carte des gisements minéraux au 100 000^e pour les unités géologiques majeures.

Les Archives de documentation géologique et la Collection géologique de notre Institut représentent des trésors d'utilité publique des recherches géologiques en Hongrie. Cela est prouvé par le fait qu'au cours de l'année passée les collaborateurs des Archives ont reçu et servi 674 visiteurs; que la Collection géologique a été utilisée par 105 visiteurs et que la Bibliothèque était fréquentée 6800 fois par nos chercheurs pendant l'année passée. Grâce à la mise en ordre et à l'élaboration des données géologiques fondamentales, qui se trouvent maintenant en voie de réalisation, les sections susdites acquerront de plus en plus grande importance.

Les spécialistes de nos laboratoires ont prêté leur concours à la réalisation des objectifs mentionnés de l'Institut, en exécutant l'analyse moderne et multiple du matériel pétrographique et paléontologique récolté.

Les tâches qui incombaient à l'Institut ont été résolues par 38 géologues de terrain, 36 spécialistes de l'examen des matériaux, 10 employés

chargés de la documentation, 40 aides-géologues, 35 membres du personnel de renfort, 16 employés administratifs et 34 employés de l'économat.

Un facteur nouveau de toute l'activité scientifique de la Hongrie est la mise en oeuvre du plan prespectif national des recherches scientifiques qui permet de coordonner les recherches scientifiques en échelles nationale et internationale et de réaliser une division de travail et une collaboration intenses.

Notre Institut prend sa part aussi des travaux effectués dans le cadre de l'organisation nationale et internationale de l'activité scientifique. Nos spécialistes ont présenté 14 communications à l'étrangère et 45 communications en Hongrie. On a participé à la session de l'*INQUA* à Varsovie, à celle de l'*Association Carpatho-Balcanique* à Bucarest, ainsi qu'au *Symposium de l'Association Volcanologique Internationale* sur les ignimbrites tenu à Catane.

Par le moyen de l'analyse de l'activité de l'Institut Géologique de Hongrie et par l'organisation des „*Séances de rapport*” on a voulu présenter, quasi en plein milieu du travail, nos résultats en naissance et nos vues sur les objectifs des recherches géologiques. Les séances de cette nature fournissent des informations et offrent, à la fois une occasion de discuter en commun certaines questions. En ce qui concerne le *Rapport Annuel* de l'Institut Géologique de Hongrie, à partir de l'année courante les fascicules de cette publication, présentant les résultats partiels mûrs de notre travail, seront édités chaque année sans délai, afin de rendre possible leur prompt utilisation. C'est aussi de cette manière que nous voulons consolider les rapports entre l'Institut et l'industrie, c'est à dire, entre la théorie et la pratique.

J. FÜLÖP
Directeur

ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА В 1961 Г.

В течение прошлого года наш Институт распределил свои силы и ресурсы соответственно резолюциям, принятым Геологическим Советом в 1955 г. В областях важнейших для народного хозяйства горных массивов и бассейнов развернулись разносторонние геологические исследования, проведенные по современным методам и сосредоточенные на изучение важнейших вопросов.

В первом этапе нашей работы — с 1958 по 1960 гг. — нужно было ознакомиться с геологической литературой отдельных районов, выполнять тщательное изучение обнажений на поле, выяснение проблематики и выбор подходящих методов. Коротче говоря: приходилось добиться соответствующей осведомленности по литературе и по полевым условиям и приобрести соот-

ветствующий опыт. Можем уверенно сказать, что эту задачу мы выполнили успешно. Для каждой изучаемой области мы имеем исследовательскую группу, которая с большим умением и осмотрительностью ведет свою работу.

Во втором этапе работы — то есть в настоящее время — геологическая съемка охватывает предусмотренные планом территории в целом, причем однородность и интерпретируемость съемочных работ в некоторых отношениях обеспечиваются специальными инструкциями. При этом мы должны также разработать современные формы печатания геологической карты; образцовые листы детальных и обзорных геологических карт; новую методику редактирования Годового Отчета, отчитывающегося в частичных результатах проводимых работ и проект издания монографий, обеспечивающих окончательное обобщение полученных результатов.

Детальное геологическое исследование *гор Мечек* выполняется в рамках геологического картирования масштаба 1:10 000. Проводимая в настоящее время съемка распространяется на всю территорию Восточного Мечека. Благодаря комплексному изучению отдельных свит пластов и окончательному оформлению листа карты для района с. Апатварашд, началась и работа обобщения.

В области *гор Баконь* проводится комплексное изучение геологических образований Северной Бакони. Закончено сводное геологическое описание нижнемеловых и миоценовых отложений. В настоящее время выполняется всеобъемлющее геологическое описание образований верхнего триаса, всей юрской системы, среднего и верхнего мела, а также эоцена. В связи с этим ведется разработка палеонтологического материала, собранного в течение ста лет и внедряются новые, современные методы по изучению перечисленных образований. Для территории Северной Бакони составляется серия геологических карт масштаба 1:25 000.

В области *Дорогского бассейна* детальные геологосъемочные работы были распространены на всю территорию бассейна. Тщательное изучение опорных разрезов отдельных образований и всеобъемлющая оценка полученных данных тоже значительно продвинулись. Листы геологической карты масштаба 1:10 000 для дорогского горнопромышленного района подготавливаются к печати.

Детальные геологоразведочные работы на полиметаллические руды в *горах Матра* привели к значительному увеличению разведанных в районе с. Дьёндьёшороси запасов руд, открытию нового рудоносного района в центральной части гор Матра и удлинению срока эксплуатации истощающегося рудника в с. Речк. Особенно следует подчеркнуть значение плодотворного сотрудничества с компетентными органами горнорудного дела в этой области. Геологическое картирование масштаба 1:10 000, проведенное параллельно с детальными геологоразведочными работами на полиметаллические руды, охватывало большую часть гор Матра и мы считаем, что наступило время для опечатания и публикации первого листа данной карты.

Закончена геологическая съёмка *Токайских гор* в масштабе 1:25 000. Приступили к оценке путем сопоставления полученных данных, к исследованию взаимосвязи между историей вулканического развития и осадконакоплением, а также к подготовке листов карты к печати, значит — уже ведутся работы по осуществлению обобщения и завершения этого дела.

Что касается области *Большой Венгерской Низменности*, в прошлом году было проведено изучение геологических возможностей орошения грунтовыми водами на территории комитатов Бач-Кишкун и Хевеш; в этом же году такие работы велись в комитате Пешт (в области распространения накопленных Дунаем террасовых галек), в комитатах Сабольч-Сатмар и Земплен (в области конусов выноса рек Бодрог, Тисса и Самош), а также в комитате Бекеш (в области конусов выноса рек Марош и Кёрёш). Сотрудники гидрогеологического отдела и отдела по изучению равнинных областей, кроме своей научно-исследовательской работы, оказывали непосредственную помощь комитатным центрам, городам, селам, госхозам и сельскохозяйственным кооперативам, а также промышленным предприятиям путем решения гидрогеологических вопросов.

Осуществляется составление серии геологической карты масштаба 1:200 000 для всей территории страны. Предстоит сдаче к печати лист геологической карты масштаба 1:200 000 для района г. Эгерь, оформленный в вариантах покрытой и непокрытой карты, карты полезных ископаемых и карты грунтовых вод. Предусмотрено также составление листов геологической карты и карты полезных ископаемых масштаба 1:100 000 для крупных геологических единиц.

Геологический фонд, библиотека и геологическая коллекция нашего Института представляют собой общепользую сокровищницу венгерских геологических исследований. Это доказывается фактом, что в прошлом году Геофонд обслуживал 674 лиц кроме сотрудников Института, что Геологической коллекцией пользовалось 105 лиц вне Института; а также доказывается это большой посещаемостью нашей Библиотеки, которой наши исследователи пользовались 6800 раз. Благодаря осуществляемой теперь систематизации и разработке основных геологических данных, литературы и доказывающего материала, эти отделы будут приобретать еще больше значения.

Специалисты и техники наших лабораторий внесли свой вклад в дело решения указанных задач Института путем проведения разносторонних, современных анализов собранного петрографического и палеонтологического материала.

Возложенные на Институт задачи были решены при участии 38 съёмочных геологов, 36 специалистов — палеонтологов, петрографов и химиков, 10 работников, занятых оформлением документаций, 40 младших научных сотрудников и техников, 35 подсобных работников, 16 административных работников и 34 работников попечительства.

Новым фактором во всей научно-исследовательской деятельности

Венгрии является разработка общегосударственного перспективного плана научных исследований, который предоставляет возможность для согласования научных исследований в национальном и международном масштабах, для интенсивного разделения труда и широкого сотрудничества.

Наш Институт принимает участие также в работах, ведущихся в рамках национальной и международной организаций научной деятельности. Наши специалисты прочитали за границей 14 научных докладов, в пределах же нашей родины — 45 докладов. Мы участвовали на сессиях *INQUA* в Варшаве, *Карпато-Балканской Ассоциации* в Бухаресте и на *Симпозиуме Международной Вулканологической Ассоциации* по игнимбрикам в Катании.

Путем обзора деятельности Венгерского Геологического Института и организации „*Отчетных заседаний*”, отчитывающих в работе Института за 1961 г. мы хотели показать, как бы на ходу, свои рождающиеся результаты и свои взгляды на задачи геологического исследования. Такие отчетные заседания служат для информации и одновременно предоставляют возможность для дискуссии и для совместного обсуждения некоторых вопросов. Что же касается выпусков *Годового Отчета* Института, в них начиная с текущего года ежегодно, без замедления, будут опубликованы завершаемые частичные результаты идущей работы, чтобы обеспечить их немедленное широкое использование. Вот и таким образом мы хотим крепить связи между Институтом и промышленностью, то есть между теорией и практикой.

Директор
И. ФЮЛЁП



Mecsekhegység

A MECSEKHEGYSÉG RÉSZLETES FÖLDTANI VIZSGÁLATA

Írta: HETÉNYI RUDOLF

A Mecsekhegység hazánknak gazdaságilag igen fontos és tudományos szempontból érdekes része.¹ Gazdasági fontosságát a területén található, s az országban egyedülálló, kokszosítható feketeköszén és uránérc, valamint egyéb hasznosítható ásványi anyagok indokolják. A földtan szempontjából a jól feltárt és változatos felépítésű rétegsorok, valamint az összetett elemekből álló hegységszerkezet a jelentős. A hegység egészének, vagy egyes részeinek földtani kérdéseivel több klasszikus értékű munka foglalkozik, melyek a tudományos érdeklődést még jobban ráirányították a hegységre.

Kutatástörténeti összefoglalás

A hegység területén a kibúvások nyomán a helyi jellegű kőszénbányászat már 1807-ben megindult. Az évszázad derekáig terjedő időből azonban csak szórványos, alkalmi megfigyelések eredményei maradtak ránk (HÖLBING, ZIPSER).

Az ötvenes években a kutatási munka fellendül. Ekkor készültek el FOETTERLE F., LIPOLD M. V., PETERS K. F., majd HAUER F. és HERTLE L. munkája nyomán az első földtani térképek és összefoglalások a hegységről.

A hetvenes évektől kezdve a Földtani Intézet geológusai veszik munkába a hegységet. Megkezdődik a rendszeres földtani vizsgálat és térképezés. Ezt az időszakot a századfordulóig BÖCKH J., HOFMANN K., KLEIDORFER F., LÖRENTHEY I., MATYASOVSKY J. és ROTH S. kiemelkedő munkássága jellemzi.

Az 1910-es években VADÁSZ E. foglalkozott a Mecsekhegység rendszeres földtani vizsgálatával. Példaszerű összefoglaló munkájának, a Mecsekhegység földtani monográfiájának közreadására csak 1935-ben került sor. Ebből az időszakból még MAURITZ B.-nak a gránitok, TELEGDY ROTH K.-nak az alsó-liász kőszénösszetet és STRAUZ L.-nak a harmadkori képződmények vizsgálatával kapcsolatos munkássága említhető meg.

Az említett szerzők munkáin kívül a századfordulótól a felszabadulásig csak kisebb jelentőségű, részletkérdésekkel foglalkozó munkák jelentek meg. A bányavállalatok megrendelésére készült sok, komoly értékű szakvélemény kéziratban maradt.

A felszabadulás a Mecsek földtani kutatásában is fordulópontot jelentett. A gyors fejlesztéssel kapcsolatban felmerült nehézségek leküzdésére először a szénbányák geológusszolgálatát szervezték meg, mely a bányákban feltárt kőszénkészletek felmérését is elvégezte. Új bányák

tervezésénél és építésénél jelentkezett a másik, még nagyobb nehézség: a bonyolult települési és szerkezeti viszonyok, a megfelelő tartalékterületek hiánya. A hegység ásványi anyag kincsének feltárására széleskörű földtani kutatás indult. NOSZKY J., majd WEIN Gy. Komló környékén és az É-i bányavidéken térképeztek. Megindult a zengővárkonyi és a magyaregregyi vasércnyomok részletes újravizsgálata is. Nagy méreteket öltött a hidasi barnaköszén kutatása. JANITSKY B. a DK-i gránitterületen végzett térképező munkát. Megindult az öntödei és üveghomok, valamint a tűzállóagyag- és diatomaföld-kutatás. Fellendült az építőanyag-kutatás és előtérbe kerültek a műszaki földtani feladatok is.

1953-tól kezdve különösen az új fogyasztóként jelentkező Dunai Vasmű igénye sürgette egyrészt a köszénösszlet komplex földtani és technológiai vizsgálatát, másrészt a hegység új, mindenre kiterjedő, egységes szempontú földtani újratérképezését.

A feladatok megoldásába a Földtani Intézetten kívül a Nehézvegyipari Kutatóintézet, a Bányászati Kutatóintézet, az Óbudai Gázgyár, a Dunai Vasmű laboratóriuma és a szénbányászati trösztök laboratóriumai kapcsolódtak be. E munka összefoglalása a Földtani Intézet Évkönyvében (46. köt. 1. füzet) jelent meg.

A részletes földtani újratérképezés elvégzésére 1954-ben a M. Áll. Földtani Intézetben megszervezték a mecseki térképező osztályt BALOGH K. vezetésével. Észlelési adatokkal kombinált fedetlen földtani térképeket szerkesztettek 280 km² területről, melyek a későbbi kutatás igen fontos alapdokumentumai.

1957-ben a Földtani Intézet új kutatócsoportot szervezett a Mecsek-hegység részletes földtani vizsgálatának folytatására. Ez a kutatócsoport végzi jelenleg a Mecsekhegység kutatásának sokirányú munkáját.

A Mecsekhegység földtani felépítését a következő sajátosságok jellemzik: 1. nagy vastagságú, többszáz méteres, egyveretű, nehezen tagolható rétegösszletek jelenléte (a perm közel 2000 m, a triász 2000 m, a júra 3000 m vastagságú). Makroszkópos ősmaradványok általában elszórtan találhatóak, csak egyes szintekben gyakoriak. 2. Bonyolult hegy-szerkezeti viszonyok (gyűrődés, többszöri törés, rátolódás és pikkelyeződés). 3. A bonyolult szerkezeti felépítéshez viszonyítva a hegység nagy részében erős a fedettség.

A kutatás fő módszerei

A mecsekhegységi kutatómunkákat jelenleg a Földtani Intézetben 3 geológus, 1 aspiráns, 8 specialista és 3 geológus-technikus végzi.

A munka kezdetekor térképezési előírás még nem állt rendelkezésünkre. A külföldi irodalom és saját tapasztalataink alapján alakítottuk ki azokat a módszereket, melyek biztosítják a feladatok kielégítő megoldását. A térképező munka alapdokumentuma az *észlelési térkép*, a hozzá

tartozó mellékletekkel és az észlelési jegyzőkönyvvel. A régebbi gyakorlattal szakítva, alaptérképként olyan lapokat készítünk, melyeken minden, a külső munka során valóban észlelt adat mérethelyesen van rögzítve, és a megállapított földtani tények nem keverednek szerkesztett és gondolati elemekkel. Ezek az észlelési térképeken feltüntetjük az összes fellelhető természetes és mesterséges feltárást, kibúvást és a fúrásokat is. A térkép mellékleteként szerepel az összes feltárás leírása, a fúrások pontos rétegsora, az összes jelentősebb feltárás rétegszelvénye, esetleg fényképe. A feltárások földtani leírásában és szelvényeiben pontosan megjelöljük az ősmaradványok és a kőzetminták gyűjtési helyét. Ezekhez járulnak később az ősmaradványhatározás és anyagvizsgálat eredményeit feltüntető vizsgálati lapok. Ez az alapidokumentáció lehetővé teszi az adatok későbbi pontos ellenőrzését és esetleg más szempontú szerkesztések elvégzését.

Az észlelési térkép alapján készül el a fedett, fedetlen és gazdaságföldtani, valamint a szerkezetföldtani, az alaphegység- és egyéb különféle térkép.

Az egyes rétegösszletek kifejlődési területenként kiválasztott, lehetőleg folytonos szelvényeit *alapszelvényeknek* nevezzük. Ezekből a mintagyűjtés és az anyagvizsgálati kiértékelés rétegenként történik. Ahol lehetséges, ott az ősmaradványanyag gyűjtése is rétegenként külön folyik.

Az anyagvizsgálati munka egyik fő iránya jelenleg a *kőzettípusok vizsgálata*. Kifejlődési területenként kiválasztjuk az összes jellemző kőzetfajtát. A kiválasztást lehetőleg az alapszelvényekhez kapcsoljuk. A kőzettípusokat sokoldalú kőzettani vizsgálatnak és teljes vegyi elemzésnek vetjük alá, így ezek a vizsgálat után mintegy etalonként szolgálnak.

A kőzettípusok és a földtani alapszelvények rétegsorának részletes vizsgálatán kívül számos részletvizsgálatot is végzünk a képződmények azonosítására.

A vizsgálatok önálló csoportját képezi a munka során felkutatott hasznosítható anyagok ásványkőzettani és technológiai vizsgálata.

Az egyes földtani képződmények vizsgálatának helyzete

Munkacsoportunk jelenleg a Mecsekhegység mezozoos és annál fiatalabb korú földtani képződményeivel foglalkozik.

A *triász időszaki* képződmények térképezése és vizsgálata NAGY E. feladata. Munkája során jelentősen továbbfejlesztette a werfeni képződmények földtani kifejlődésére vonatkozó ismereteinket. Az anizuszi emeletben nyolc kőzettani szintet különített el. Felismerte a felső-anizuszi kozári típusú mészkő és a cukorszövetű dolomitfácies szintbeli azonosságát. A felsorolt szinteket térképén is különválasztotta. Mesterséges feltárásokban végzett finomrétegtani vizsgálataival igazolta a ladini regresszió homokkőves fáciesben való folytatódását.

A Pécs környéki *alsó-liász kőszénösszlet* földtani vizsgálatának fő irányai: a) A triász és liász elhatárolása, mely különösen a mélyfúrásos kutatás szempontjából jelentős. b) Kőszéntelepek azonosítása, mely a hegység-szerkezeti viszonyok felderítése mellett a bányászat gyakorlati irányítása szempontjából is nélkülözhetetlen. c) Az ősföldrajzi és kifejlődési viszonyok megállapítása, mely a további tartalékterületek felkutatása szempontjából fontos.

A telepazonosítás kérdésével behatóan foglalkoztunk, sok új vizsgálati módszert vezettünk be (röntgendiffraktométeres kőszén- és meddővizsgálat, a meddők új szemcsekimérési módszere, új optikai szénközet-tani módszer, a vitrihamu szilikátelemezésének új előkészítési formája, valamint a ciklusok és ritmusok megállapítására épülő rétegösszlet-vizsgálat), melyek máris jelentős eredményeket hoztak.

A munka végső céljaként a gyakorlatban is jól alkalmazható, gyors és pontos módszereket kívánunk kidolgozni.

A kőszénösszlet vizsgálatát intézetünkben jelenleg a következő kutatók végzik: NAGY E. a terület térképezését és a kőszénösszlet vizsgálatának szervezését, BÁRDOSSY GY. a röntgen-vizsgálatokat és az üledékközzettani vizsgálatok irányítását, NOSKE O.-NÉ az üledékes közettani vizsgálatokat, PAÁL Á.-NÉ a kőszénközzettani vizsgálatokat, NAGY I. Z. a makrofauna vizsgálatát, végül LÁDA Á. külső munkatársként a vizsgálati anyag gyűjtését végzi és a bányaföldtani viszonyokat rögzíti.

Az 1957 óta folyó földtani újrávizsgálat eredményei közül megemlíthető a bányavágatok egységes jelkulcs szerinti szelvényezésének elkészítése. Összeállítottuk a kőszéntelepességre vonatkozó egységes genetikai nevezéktant. Elkészítettük néhány rétegtani szint helyi fácies-térképét, valamint — a phyllopodás szint felismerése után — néhány, e szintre vonatkoztatott képződményvastagság-szelvényt. Áttekintő földtani szelvények felvétele mellett befejeztük az András-aknai és Petőfi-aknai alapszelvények üledékes közettani vizsgálatát, továbbá az András-aknai szelvény fáciessorának és ciklogramjának felvételét.

A kőszénösszlet közvetlen fedőjének megismerésére alapszelvények és alapfúrások vizsgálatát végezzük.

A mecseki *középső-liász* képződmények részletes földtani vizsgálata sokáig elhanyagolt volt. Ennek oka egyrészt az összlet nagy vastagságú, egyveretű kifejlődésében, másrészt faunaszegénységében kereshető. Tagolásának lehetősége a távlati jellegű feketekőszénkutatás és a hegység szerkezetföldtani megismerése szempontjából egyaránt fontos.

A *középső-* és a *jelső-liász* képződmények vizsgálatával magam foglalkozom. A gyéren található fauna alapján a szintezést eddig nem sikerült megoldani. A megoldást a rétegösszletben kimutatható, eltérő sajátosságú üledékképződési szakaszok tanulmányozása adja. Ilyen módon eddig hat nagyobb és ezeken belül több kisebb rétegtagot ismertem fel és ezeket a térképezés során is különválasztottam.

A *dogger* képződmények vizsgálata aspiránsi feladattervetem képezi. Egyes *dogger* képződmények jól nyomozható vezetősíntek a júra időszaki rétegösszleten belül. Eddig néhány alapszelvény üledékkőzettani vizsgálata készült el, és több alapszelvényben rétegenkénti ősmaradványgyűjtést végeztem.

A *malm* képződmények részletes vizsgálatával NAGY I. foglalkozik. Az egyes emeletek képződményeinek pontos szétkülönítése a makrofauna alapján csak néhány feltárásban oldható meg. Általánosan használhatónak bizonyult azonban a képződmények tagolására a mikropaleontológiai módszer.

A *kréta* időszaki képződmények tanulmányozása gazdasági szempontból is fontos; ezt a magyaregregyi és a zengővárkonyi vasércnyomok és a magmás kőzeteknek a kőszénre kifejtett hatása indokolja. A kréta időszaki képződmények tanulmányozásával jelenleg FÜLÖP J. foglalkozik. Vizsgálatának fő célja a szerkezeti helyzet, az üledékképződési viszonyok és a vulkáni működés közti kapcsolat nyomozása. Eddigi munkája során elkülönítette a berriázi alemeletbe tartozó mészkőcsoportot, a valangini emeletbeli vulkáni összletet és az hauerivi-barrémi, valamint cenomán emeletbeli tengeri eredésű rétegcsoporthoz. Négy fő kifejlődési területet különített el, amelyek — az újkimmériai mozgások eredményeképpen — eltérő rétegsorokból épülnek fel. A gazdag ősmaradványanyag szintek szerinti gyűjtésével rögzítette az egyes rétegtagok pontos rétegtani helyzetét és jelentősen továbbfejlesztette a zengővárkonyi vasérctelepes rétegösszletre vonatkozó ismereteinket.

A júraidőszaki képződmények kőzettani vizsgálatának túlnyomó részét (a kőszénösszlet kivételével) MIHÁLYI P.-NÉ végzi.

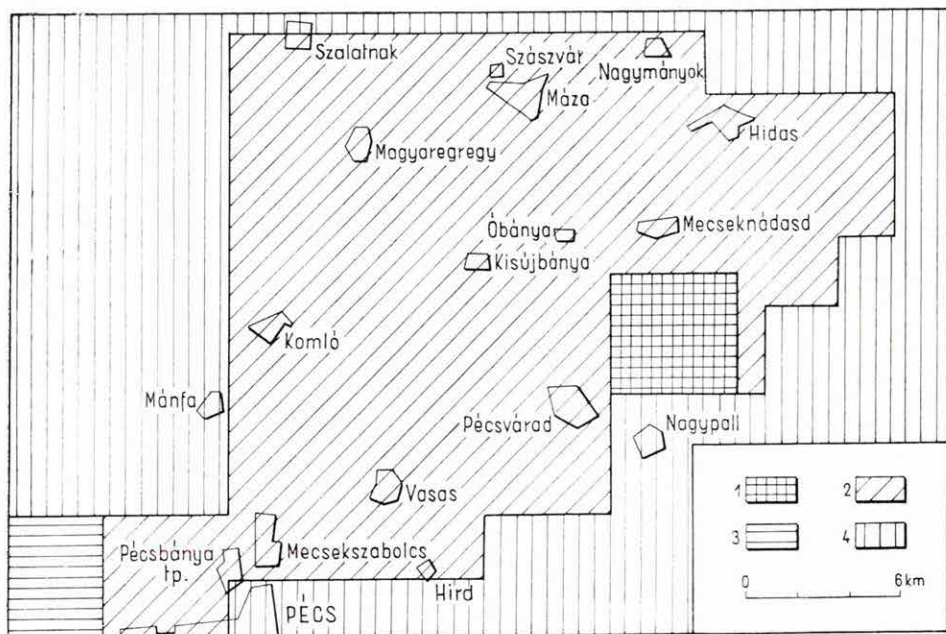
A *miocén* képződmények vizsgálatának irányítását, valamint földtani térképezését HÁMOR G. aspiráns végzi. Tisztázta a fő kifejlődési területek rétegsorát és eltérő fácieseit és ezeket térképen is ábrázolta. A munkában résztvesznek NAGY L.-NÉ, RAVASZNÉ BARANYAI L. és KORECZNÉ LAKY I.

A *pannoniai* képződmények térképezését HÁMOR G., az ősmaradványanyag feldolgozását BARTHA F. végzi. Továbbfejlesztették a kifejlődési területre, a korkérdésekre és az ősföldrajzi viszonyokra vonatkozó eddigi ismereteinket.

A *negyedkori* képződmények vizsgálatára a Mecsekhegységben mind-ezideig kevés figyelmet fordítottak. Bár sok részletadat áll rendelkezésünkre, mindezeideig munkaerő hiányában csak áttekintő jellegűnek mondható az ezen a területen végzett munka. A negyedkori képződmények térképezését 1961-ben MOLDVAY L. végezte.

A földtani térképezés helyzete

1957 óta a K-i Mecsek 460 km² területéről készítettünk földtani térképeket (1. ábra). Ezek a területen levő összes természetes és mesterséges feltárás adatait tartalmazzák. Fedetlen földtani térkép 394 km² területről készült.



1. ábra. A K-i Mecsek földtani térképezésének helyzete 1961-ben

Jelmagyarázat: 1. 10 000-es nyomásra előkészített térképlapok; 2. 10 000-es fedetlen térképlapok; 3. 5000-es észlelési térképlapok; 4. csak 25 000-es térképlapok

Fig. 1. État de levé géologique de la Montagne Mecsek Orientale en 1961

Légende: 1. feuilles préparées pour la publication à l'échelle 1 au 10 000^e; 2. feuilles de la carte géologique 1 au 10 000^e sans couverture quaternaire; 3. feuilles de la carte d'observation 1 au 5000^e; 4. feuilles 1 au 25 000^e

Рис. 1. Положение геологического картирования Восточного Мечека в 1961 г.

Легенда: 1. подготовленные к напечатанию листы карты масштаба 1 : 10 000; 2. листы непокрытой карты масштаба 1 : 10 000; 3. листы карты наблюдений масштаба 1 : 5000; 4. листы карты масштаба 1 : 25 000

1961 folyamán az apátvarasdi *Grauss-Krüger* szelvényezésű 10 000-es térképlap készült el véglegesített formában, fedett, fedetlen és gazdaság-földtani kivitelben, mellékletekkel és magyarázóval együtt. Ezt az első lapot évente több térképlap fogja követni.

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE DE LA MONTAGNE MECSEK

par

R. HETÉNYI

L'auteur esquisse l'histoire des recherches géologiques de la Montagne Mecsek à partir des premières descriptions jusqu'aux travaux qui sont actuellement en cours. Ensuite, il traite, d'une manière plus détaillée, les directives des recherches géologiques en cours, soulignant particulièrement l'importance de la construction de cartes d'observation et l'examen des profils fondamentaux. Puis il donne une analyse détaillée des résultats obtenus au cours de l'examen des formations particulières de la montagne, ainsi que des méthodes appliquées. Finalement, il fait connaître les tâches qui devront être réalisées dans le domaine des travaux cartographiques.

ДЕТАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ГОР МЕЧЕК

Р. ХЕТЕНЬИ

Автор в больших чертах ознакомляет читателя с историей геологического исследования гор Мечек начиная с первых описаний вплоть до проводимых в настоящее время работ. Затем подробно останавливается на директивах проводимых геологических исследований, особенно подчеркивая значение и важность составления карт наблюдений и изучения опорных разрезов. После этого детально анализируются результаты, достигнутые при изучении отдельных образований гор Мечек и применяемые методы исследований. В конечном итоге автор коротко останавливается на обсуждении дальнейших задач съемочной работы.



A MECSEKHEGYSÉG WERFENI KÉPZŐDMÉNYEINEK ÜLEDÉKFÖLDTANI VIZSGÁLATA

Írta: NAGY ELEMÉR

Üledékföldtanilag a mecseki alsó-triászt a törmelékes alkotórészek fokozatos kimaradása és a mészkőképződés uralkodóvá válása jellemzi, az üledékgyűjtő síkérparti, lagunás és sekélytengeri fácieseknek sorozatával.

Geokémiaailag a werfeni üledéksort az ultraoxidációs (szeizi), az oxidációs—sós, ill. dolomitos—sziderites (alsó-kampili) és mészköves (felső-kampili) fáciesek egymásra következése, azaz a vas oxidációs fokának csökkenése és a vegyületpotenciál növekedése jellemzi (a SZÁDECZKY-féle üledékbeosztás értelmében).

Szeizi képződmények

A perm—triász határ képződményei és szinte a teljes szeizi rétegsor alaposabban tanulmányozható Patacon, a községből északra kivezető mélyútban és Magyarürögön, a faluból nyugat felé vezető szekérútban.

A patacsi mélyútban a felső-permi vörös homokkőösszlet felső részén számos — 10-11 — vörös aleuritközbetelepülés észlelhető. Az aleuritrétegekre következő homokkőpadok alján minden esetben megtalálható az aleurit szögletes törmeléke, sőt a mélyebben levő (idősebb) részeken is (pl. a perm—triász határa alatt 400 m-rel), ahol aleuritbetelepülés ugyan nem észlelhető, alsóbb részükön a homokkőpadok sok esetben szögletes aleurit-törmelék tartalmaznak. Úgy tűnik tehát, hogy ez a homokkő—aleurit ciklothem jelleg (WANLESS 1932) a felső-permi összlet idősebb részeire is jellemző. A homokkőpadokban levő aleurit-törmelék pedig arra utal, hogy az üledékfelhalmozódás helyenként és esetenként szünetelt, illetve azt egyidejű üledéklehordás váltotta fel.

Az egyik legfelső (permi) homokkőpadban kvarc-, kvarcit- és kvarcporfír-kavicsok is találhatóak, maximálisan 3 cm átmérővel.

E homokkő- és aleuritképződményekre szögeltérés nélkül települnek a szeizi rétegek. A perm—triász határ megvonása ott indokolt, ahol — a ré-

tegsorban felfelé haladva — a) a görgetett frakció kimarad; b) megjelennek a zöld színű (többnyire kloritos) képződmények; c) megjelenik az első mangándús betelepülés; d) fellépnek a *Phyllopodák*; e) dolomit- és dolomitmárga-betelepülések jelentkeznek; f) a homokkövekben többé már nem található aleuritörmelék.

A szeizi rétegsorban a következő fontosabb képződmények különíthetők el:

1) *Vörös aleurit*. Általános elterjedésű, egy-egy szelvény rétegsorát fele arányban alkotja.

2) *Vörös (esetleg vörössárga) arkózás homokkő*. Általános elterjedésű, egy-egy szelvényben alárendelt, többnyire a rétegsor alsó részén található betelepülés.

3) *Zöld, szürkészöld, palás kloritos agyagkő Phyllopodákkal*. Általános elterjedésű, egy-egy szelvény rétegsorának legalább 1/4-ét alkotja, mennyisége a rétegsorban fölfelé a vörös aleurit rovására növekszik.

4) *Barna-barnássárga, mangánoxidos, meszes aleurit*. A perm-i boltozat déli szárnyán általános elterjedésű, egy-egy szelvényben a rétegsor alján, több vékony (1–10 cm-es) betelepülés.

5) *Világoszürke dolomitmárga*. Általános elterjedésű, egy-egy szelvényben a rétegsor felső részén gyakoribb, vékony (5–20 cm-es) betelepülések.

6) *Sejtesre málló breccsa*. Eddig csak a Donátusz-kápolnától északkeletre levő mélyútból ismert, 5 cm-es réteg.

A felsorolt kőzetek a szeizi sorozatban egymással rétegenként váltakoznak. A patacsi szelvény vizsgálata szerint a rétegek vastagsága felfelé statisztikusan csökken. Minél távolabb van egy-egy réteg a perm-triász határtól, annál vékonyabb. Ebből arra következtethetünk, hogy vagy az üledékképződés váltakozásának, ill. ismétlődésének üteme gyorsult, vagy a behordott üledékanyag mennyisége csökkent fokozatosan (1. ábra).

A patacsi szelvényben megvizsgáltuk a vas oxidációs fokát ($o_{\text{Fe}} = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$ súly%), a kapott értékek a szeizi rétegsor alján valamivel nagyobbak, mint a felső-permben (1. ábra). A szeizi rétegsor felső részén a vas oxidációs foka ismét a felső-perm átlaga közelében marad ($o_{\text{Fe}} \sim 10$), sőt a legfelső rétegekben annál valamivel kisebb.

Az érettségi index (kvarc-földpát arány) diagramja szerint a szeizi képződményekben a földpát viszonylagos mennyisége megnő, ugyanakkor viszont a mállott és üde földpát aránya is növekszik. Az érettségi index átlagának csökkenése, azaz a földpát viszonylagos mennyiségének növekedése azzal magyarázható, hogy a felső-permi képződmények lerakódása idején a szárazulati üledékgyűjtő egy-egy pontján gyakrabban iktatódtak be szünetek az üledékképződésbe (ezt a homokkőpadok alján levő aleuritörmelék is bizonyítja), mint a szeizi képződmények esetében. Tehát a felső-permi üledékanyag lerakódása után is „érlelődhetett”, míg a szeizi üledékgyűjtőbe került anyag rendszerint közvetlenül lerakódása után betemetődött.

A magyarürögi mélyútban feltárt képződmények sora a patacsi szelvényvel jól azonosítható, lényeges eltérés a két rétegsor között nincs. A homokkőbetelepülések Magyarürögön valamivel gyakoribbak (2. ábra).

1. ábra. A perm—triász határ képződményei a patacsi mélyútban

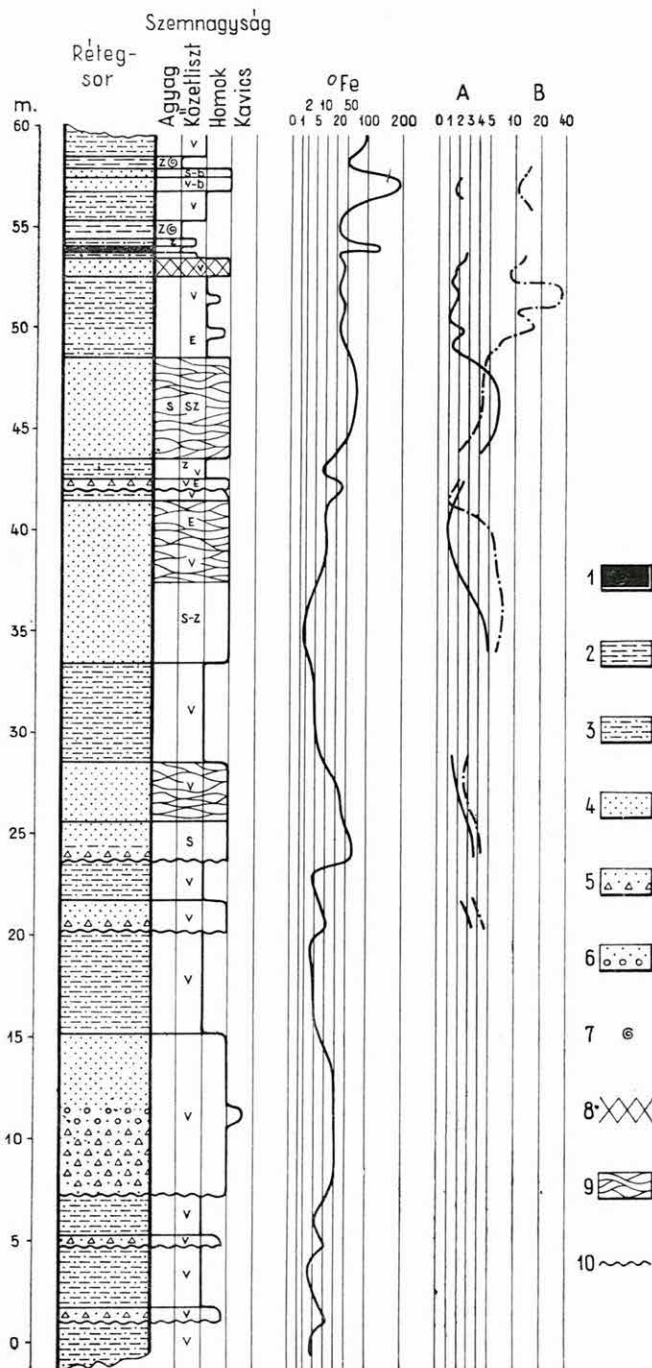
Jelmagyarázat: A = érettségi index; B = mállott és üde földpát aránya. — 1. Vasas, mangánus homokkő; 2. palás agyagkő; 3. aleurit; 4. aprószemű homokkő; 5. aprószemű homokkő, aleurit-törmelékkel; 6. aprószemű homokkő, kavicsokkal; 7. Phyllopodák; 8. lazaság; 9. keresztretegzettség; 10. kimosási felület; E = eolikus eredet nyomai. — Szín: v = vörös, z = zöld, s = sárga, b = barna, sz = szürke

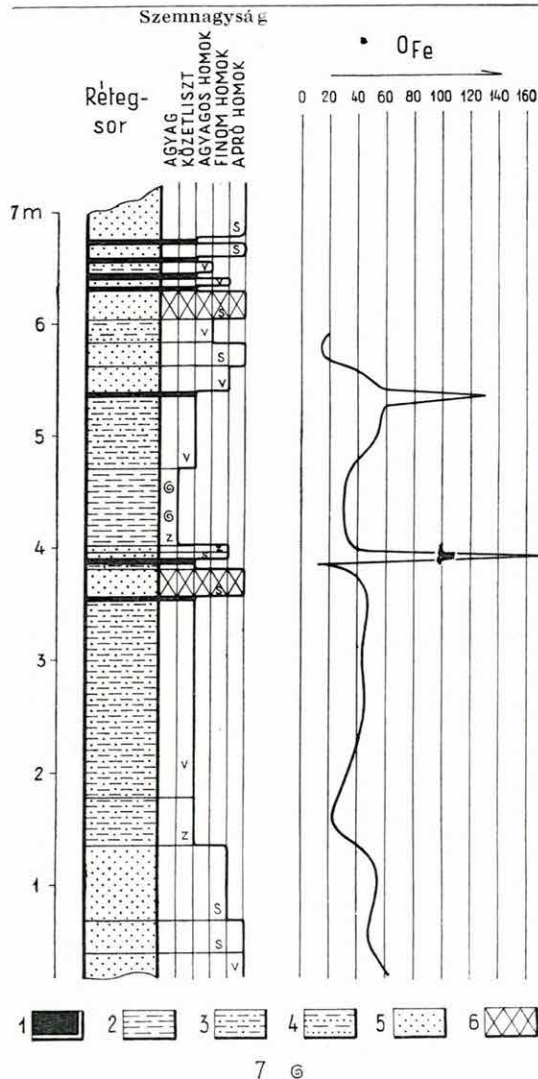
Fig. 1. Formations de la limite permotriassique dans le chemin creux de Patacs

Légende: A = index de maturité; B = proportion du feldspath éfrité au feldspath frais. — 1. Grès ferreux, riche en manganèse; 2. argilite schisteuse; 3. grès à grain fin, riche en éléments boueux; 4. grès à grain menu; 5. grès à grain menu, à détritiques de grès riches en éléments boueux; 6. grès à grain menu et à graviers; 7. Phyllopo-des; 8. friabilité; 9. stratification entrecroisée; 10. surface d'érosion; E = vestiges d'une origine éolienne. — Couleurs: v = rouge, z = verte, s = jaune, b = brune, sz = grise

Рис. 1. Образования пермотриасовой границы вдоль дороги в Патачском ущелье

Легенда: А = индекс зрелости; В = соотношение выветрелых полевых шпатов. — 1. Железистый, богатый марганцем песчаник; 2. сланцеватый аргиллит; 3. алевролит; 4. мелкозернистый песчаник с обломками алевролитов; 5. мелкозернистый песчаник с гальками; 6. филлоподы; 7. рыхлость; 8. рыхлость; 9. перекрещивающаяся слоистость; 10. эрозионная поверхность; E = следы эолового происхождения. — Цвета: v = красный, z = зеленый, s = желтый, b = бурый, sz = серый





Kampili képződmények

Az alsó-kampili gipsztelepes és dolomitmárgás rétegcsoport képződményei

A gipsztelepes csoport csupán fúrásokban tanulmányozható. A Pécsi Uránércbánya Vállalat által Bükkösd környékén 1957-ben mélyített kutatófúrások anyagát csak futólag tekinthettem át. A MÁFI 1958-ban mélyült fúrásai közül három (a Magyarürög 1., Mecsek-alja I. és Pécs III. számú) harántolt gipsztelepeket. Ezek közül a Mecsek-alja I. sz. fúrás a csoport fekéjében állt meg, a Pécs III. sz. pedig az összletnek csak a felső részét harántolta.

A Magyarürög 1. sz. fúrás rétegsora a terület erősen zavart szerkezete miatt alapvizsgálatokra nem használható.

A gipsztelepes csoport képződményei szögeltérés nélkül települnek a szeizi rétegekre (Ma-1. sz. fúrás). A fedőt alkotó dolomitmárga-csoport már felszíni kibúvásokban is vizsgálható. A dolomitmárga-csoport és a felső-kampili faunás, lemezes mészkő egymáshoz való viszonya is több feltárásban megfigyelhető. Az 1958. évi gipszkutató fúrások kitűzésekor feltételeztük, hogy a gipsztelepes csoport a felszínről ismert szeizi és kampili képződmények között van. A fúrások ezt a feltevésünket igazolták.

2. ábra. A perm—triász határ képződményei a magyarürögi mélyútban

Jelmagyarázat: 1. vasas, mangános aleurit, 2. agyagkő, 3. aleurit, 4. agyagos homokkő, 5. homokkő, 6. laza homokkő, 7. Phyllopodák. — Szín: z = zöld, s = sárga, v = vörös

Fig. 2. Formations de la limite permotriasique dans le chemin creux de Magyarürög
Légende: 1. grès à grain fin, riche en éléments boueux, contenant du fer et du manganèse; 2. argilite; 3. grès à grain fin, riche en éléments boueux, 4. grès argileux, 5. grès, 6. grès friable, 7. Phyllopodés. — Couleurs: z = verte, s = jaune, v = rouge

Рис. 2. Образование пермо—триасовой границы вдоль дороги в Мадьярүрөгском ущелье

Легенда: 1. железистый, марганцевый алевролит, 2. аргиллит, 3. алевролит, 4. глинистый песчаник, 5. песчаник, 6. рыхлый песчаник, 7. филоподы. — Цвета: z = зеленый, s = желтый, v = красный

Európában sok helyről ismerünk olyan evaporitképződményeket, amelyek az alsó-triász felső részén jelentkeznek. Ezek többsége — a mecsekihez hasonlóan — kis gazdasági jelentőségű, vagy éppen jelentéktelen, míg a zechsteini evaporittelemek általában jelentősebbek. Gipsz található Olaszországban Pasubio környékén a kampili rétegsorban, Németországban Thangelstadt környékén a tarka homokkő közvetlen fedőjében, Lengyelországban a rőtben, végül kampili rétegek között a Dachsteini Alpokban. Thüringiában és Nyugat-Mecklenburgban szintén ismeretes rőt emeletbeli kőso.

H. DEÁK M. a bükkösi gipszben gyér mikroflórát talált, míg a pécsi gipszből kevés mikroszpóra-töredéken kívül mást kimutatnia nem sikerült. A bükkösi gipsz korát ezek alapján a „középső-zechstein végére vagy a felső-zechstein aljára” tette (1959). A H. DEÁK M. által meghatározott alakok azonban nem szintjelzők, a felső-permből az alsó-triászba is áthúzódnak. Így e kormegállapítás értéke erősen vitatható.

A gipsztelepes csoport meddő kőzetei tökéletesen azonosak a dolomitmárga-csoport képződményeivel, viszont a szeizi képződményektől (kivéve a vékony dolomitmárga-kőzetelepüléseket) erősen eltérők. A kőzetani rokonság és az, hogy a lagunás fácies a kampili elemekben általánosan elterjedt mint a szeiziben, a gipsztelepes csoport alsó-kampili korát valószínűsíti. A gipsztelepes csoportot fedő, dolomitmárga anyagú breccsa szingenetikus kimosás és újrafeldolgozás során keletkezhetett.

A gipsztelepes és a dolomitmárga-rétegcsoport képződményfajtái:

- 1) Szürke, agyagos dolomit.
- 2) Szürke, kemény, jól rétegezett dolomitmárga (a magasabb tagozatban helyenként *Lingula tenuissima* és *Pecten albertii* maradványokkal).
- 3) Szürke, gyakran dolomitos, palás agyagkő.
- 4) Gipsz és anhidrit. A 0,5–30 cm vastagságú gipszrétegek szerves anyagtól szürkére szennyezett, durvakristályos anhidritből és gipszből állnak, többségük gipszes anhidrit. Rendszerint erősen zavart szerkezetűek, gyüredezett, vagy összetöredezett meddőbetelepüléseikkel összegyúrva jelennek meg.
- 5) Szürke magnezites dolomitmárga és dolomitos–agyagos magnezit. Makroszkóposan a magnezitmentes dolomitmárga-fajtáktól nem lehet megkülönböztetni. Először BÁRDOSY GY. ismerte fel röntgenvizsgálatai során. Azóta készült elemzéseink szerint a gipsztelepes csoportban és a dolomitmárga-csoportban is több magnezitdúsulás valószínűsíthető.

Felső-kampili lemezes mészkő-rétegcsoport

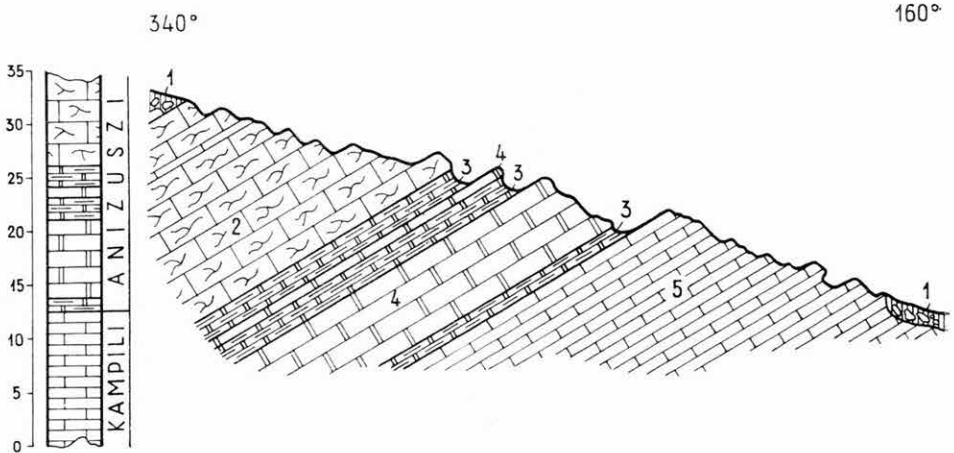
Ez a rétegcsoport szögeltérés nélkül, vékony (1–4 m-es) breccsás réteggel települ a dolomitmárga-csoport legfelső, dolomitos, kissé palás agyagkőrétegére. A breccsa törmelékanyaga a fekéjében található dolomitos agyagkőréteggel azonos, kötőanyaga dolomitos mészkő.

A lemezes mészkő-rétegcsoport képződményei:

1) Szürke, sötétszürke, kemény, réteges mészkő, ősmaradvány-tartalma rétegenként jelentkezik, ill. kimarad. Vékonycsiszolataiban általában mindig felismerhetők — meghatározásra alkalmatlan — mikroorganizmus-maradványok.

2) Szürke, lemezes márga. Karbonáttartalma változó. Több-kevesebb kőzetlisztet is tartalmaz. Réteglapjain rendszerint csillámos. A felső-kampili rétegsorban alul gyakoribb, felfelé fokozatosan ritkuló betelepülés.

A felső-kampili lemezes mészkő és az alsó-anizuszi jól rétegzett *Pecten discites* tartalmú dolomitos mészkőcsoport között v ö r ö s d o l o m i t jelöli a határt (VADÁSZ 1935). E képződmény nem egynemű, hanem sárga, agyagos és vörös, cukorszövetű dolomitrétegek váltakozásából áll (3. ábra). A Vöröshegy déli oldalában 16 m vastag rétegben figyelhető meg.



3. ábra. A werfeni—anizuszi határ képződményei a mecsekszentkúti Vöröshegy D-i oldalában

Jelmagyarázat: 1. lejtőtörmelék; 2. vékonyrétegzésű, szürke, kalciteres mészkő; 3. sárga, agyagos dolomit; 4. vörös, cukorszövetű dolomit; 5. szürke, lemezes mészkő

Fig. 3. Formations de la limite werfenienne—anisienne au versant du S du mont Vöröshegy à Mecsekszentkút

Légende: 1. éboulis; 2. calcaires gris, finement stratifiés à filonettes de calcite; 3. dolomie jaune, argileuse; 4. dolomie saccharoïde, rouge; 5. calcaire lamellaire gris

Рис. 3. Образование верфенско—анизийской границы на южном склоне горы Вёрёшхедь около с. Мечексенткут

Легенда: 1. осыпь; 2. тонкослоистые, серые известняки с прожилками кальцита; 3. желтые, глинистые доломиты, 4. красные доломиты сахаровидной текстуры; 5. серые, плитчатые известняки

A vörös dolomit kemény, egyenetlen törésű, durvakristályos. Vörös színét valószínűleg finom eloszlású hematit adja. A sárga dolomit agyagos, finomabb szemű, kevésbé kemény, egyenetlen törésű. Kőzettanilag inkább az alsó-anizuszi dolomitos képződményekhez kapcsolódik, s leginkább a „megyehegyi” dolomit (alsó része) megfelelőjének tekinthetjük.

A kampili képződmények idealizált rétegsora a 4. ábrán látható. A rétegsor mellett feltüntettem a főbb őslétszervezetek eloszlását is.

A werfeni képződmények faunája

A szeizi képződmények faunaképe igen kevésbé változatos. A PETERS (1862) által említett *Myacites fassaënsis* WISSM. és *Posidonomya clarai* EMMR. fajokból új példányokat gyűjteni nem sikerült. Térképező munkánk során a szeizi zöld, palás agyagkőben helyenként tömegével találtunk *Phyllopora*-lenyomatokat és -kőbeleket. A teljes szeizi rétegsorban megtalálhatók e maradványok, elterjedésük Pécestől Viganvárig nyomozható. A *Phyllopora*-fauna többsé-

4. ábra. A kampili képződmények összevont rétegsora

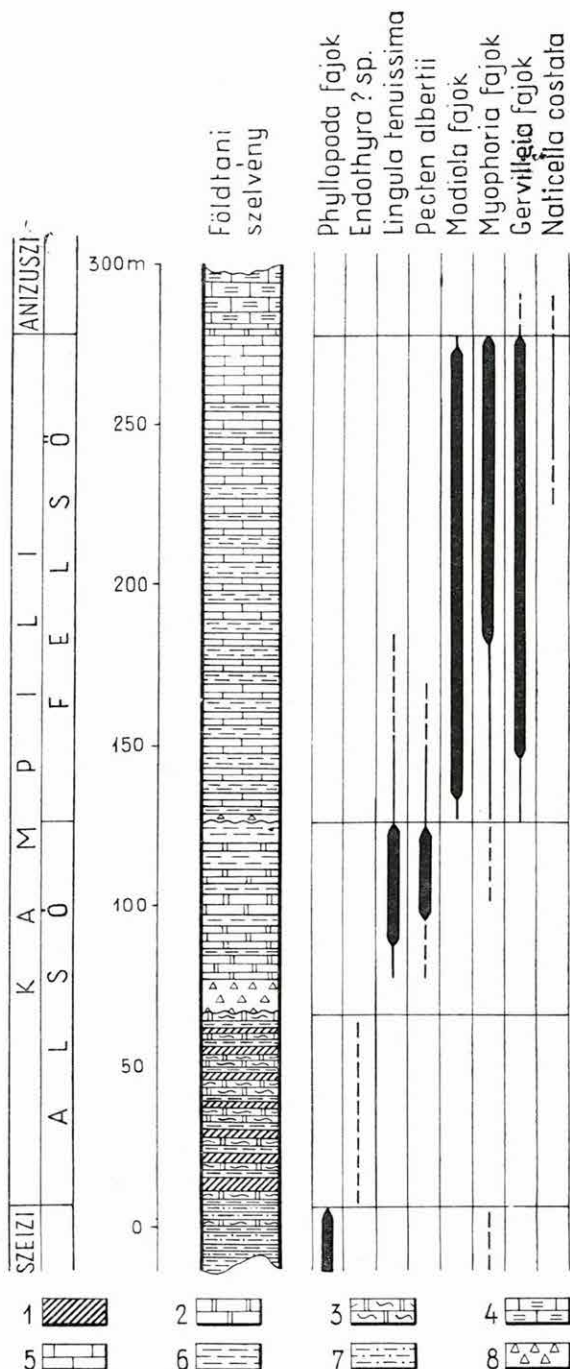
Jelmagyarázat: 1. gipsz és anhidrit, 2. dolomit, 3. dolomitmárga, 4. dolomitos mészkő, 5. mészkő, 6. palás agyagkő, 7. aleurit, 8. agyagkőbreccsa

Fig. 4. Série combinée des formations campiliennes

Légende: 1. gypse et anhydrite, 2. dolomie, 3. marne dolomitique, 4. calcaire dolomitique, 5. calcaire, 6. argilite schisteuse, 7. grès à grain fin à éléments boueux, 8. brèche d'argilite

Рис. 4. Сводный разрез кампильских отложений

Легенда: 1. гипс и ангидрит, 2. доломит, 3. доломитовый мергель, 4. доломитовый известняк, 5. известняк, 6. сланцеватый аргиллит, 7. алевролит, 8. аргиллитовая брекчия



gét az *Isaura albertii* (VOLTZ) faj adja. Előkerült egy új *Phyllopoda*-alak is, melyet *Palaeolimnadia mecsekensis* NAGY néven írtam le. JÁMBOR Á. az említett faunulán kívül újabban *Lingula* és *Myophoria* maradványokat is talált e képződményekben.

A k a m p i l i képződmények faunája már változatosabb; a *Protozoákat*, *Tentaculatákat* és *Molluscákat* számos faj képviseli.

Az *Endothyra*(?) genust HÖNIG Gy. ismerte fel a gipsztelepes csoportban néhány rossz megtartású *Foraminifera*-metszet alapján.

A *Lingula tenuissima* BRONN. faj a dolomitmárga-csoportban és a mészkő-rétegcsoport legalsó rétegeiben található, a dolomitmárgában *Pecten* cf. *albertii* GOLDF. fajjal, a mészkőben (Hetvehely környékén) *Pecten albertii*-vel és *Modiolákkal*. A *Modiola triquetra* SEEB. a *Gervilleia* fajokkal együtt az egész mészkő-rétegcsoportban fellelhető. Jellemzőségük, hogy a rétegsoron belül egy-egy rétegben mindig tömegesen található. A faunadús rétegekben a rétegcsoport alján inkább a *Gervilleiák* és *Modiolák* uralkodók, míg a csoport tetején inkább a *Myophoriák* kerülnek túlsúlyba. A *Gervilleiák* közül a *G. modiola* FRECH minden esetben nagyobb példányszámban jelentkezik, mint az összes többi (*G. goldfussi* STROMB., *G. mytiloides* SCHLOTH. és *G. costata* SCHLOTH.) együttvéve. A *Myophoria costata* fajt az egész mészkőcsoportból, sőt a dolomitmárga-csoport legfelső részéről is gyűjthettük.

A *Myophoriopsis* (*Pseudocorbula*) és az *Anodontophora* genusba sorolható alakok csak ritkaságként kerültek elő eddig a mészkő-rétegcsoportból.

Gastropoda-maradványokat csak a mészkő-rétegcsoport felső részéből sikerült gyűjtenem, ezek azonban meghatározhatatlanok. A MÁFI múzeumában levő jó megtartású *Naticella costata* MÜNST. példányokat VADÁSZ E. gyűjtötte e réteggösszetből.

A fauna rétegtani jelentőségét illetően az 1. táblázatra utalok, amelyben a Mecsekből előkerült fajok szintbeli elterjedését, a nyílt- és a beltengeri kifejlődések egyes szintjeiből előkerült megfelelő fajok alapján tüntettem fel. A kampili alemelet felső részét jelölő alakok a beltengeri kifejlődés rőtjében induló *Pecten albertii* GOLDF., *Myophoria elegans* DUNK., *Myoconcha gastrochaena* DUNK., *Modiola triquetra* SEEB., *Gervilleia modiola* FRECH, *G. mytiloides* SCHLOTH., *G. cf. costata* SCHLOTH. és végül a *Lingula tenuissima* BRONN is. Olyan fajunk, amely az alpi kifejlődésben először a kampili rétegekben jelenne meg, nincs. Érdekes, hogy a beltengeri rőtben fellépő fajok nagy része az alpi kifejlődésekben először csak az anizuszi emeletben jelentkezik (*Myophoria elegans* DUNK., *Myoconcha gastrochaena* DUNK., *Modiola triquetra* SEEB.). A *Myophoria goldfussi* ALB. és a *Modiola gibba* ALB., mely fajok — az eddigi irodalmi adatok szerint — a sekély- és beltengeri kifejlődésekben egyaránt magasabb szintben jelennek meg először, nálunk rossz megtartásuk miatt csak cf. megjelöléssel fogadhatók el.

Faunánk eddig csak nyílttengeri kifejlődésből ismert fajokat és eddig csupán a beltengeri triász ősmaradványtársaságban számontartott fajokat egyaránt tartalmaz. Előzőkhöz a VADÁSZ E. által felismert *Naticella costata* MÜNST., utóbbihoz pedig a *Modiola* cf. *gibba* ALB. és a *Gervilleia goldfussi* STROMB. tartozik. A fauna zömét azonban mindkét kifejlődési területről ismeretes fajok adják.

A mecseki felső-werfeni fauna érdekessége a *Cephalopodák* hiánya; ez valószínűleg a nem megfelelő sótartalommal, szennyezett, szellőzetlen vagy kellően át nem világított vízzel magyarázható.

A Földtani Intézet múzeumának gyűjteményét átnézve azt tapasztaltam, hogy az észak-magyarországi alsó-triász *Gervilleia*- és *Modiola*-félék jóval nagyobb (gyakran háromszor akkora) termetűek, mint a mecsekiek. HESSE (1924) éppen a *Modiolákkal* példázza azt a megfigyelését, miszerint sok *kagyló*-, *csiga*- és *rákfaj* nagyobbra nő az északi hideg tengerekben, mint a melegtengeri megfelelőjük. (Ugyanakkor a sótartalom különbsége is okozhatja ezt a termetbeli eltérést.)

A werfeni képződmények üledékföldtani értékelése

VADÁSZ E. megállapításait igazolva BARABÁS A. (1956) a „jakabhegyi” összletet folyamatos süllyedés mellett lerakódott képződménynek tekinti, amelyben középső- és alsó szakasz jellegű folyóvízi fáciesek egymásra következését ismerte fel. A „jakabhegyi” homokkőösszlet felső része, amelyet BARABÁS A. már a szeizi alemeletbe sorolt, delta jellegű képződmény, kevés eolikus eredésű törmelékanyaggal (0,1 mm-nél kisebb, koptatott kvarcsemcsékkel).

A felső-permi—werfeni képződmények fáciessora tehát a következő: alsószakasz jellegű folyóvízi—delta—partközeli—lagunás—sekélytengeri.

A felső-permi—alsó-triász képződményekkel érdemben foglalkozók mindegyike megállapítja, hogy a rétegsor folyamatosan süllyedő területen keletkezett.

A képződmények fáciessora valóban arra utal, hogy az üledékgyűjtő környezete az erozióbázishoz (a tengerszinthez) viszonyítva folyamatosan süllyedt, azaz a reliefenergia átlagos értéke folyamatosan csökkent. Az egyes rétegsoportokon belüli, reliefenergia-változásokra utaló jelenségek (szemcsenagyságváltozás, törmelékes alkotórészek helyi kimaradása a szeizi rétegsorban) azonban ettől az általános süllyedéstől független okokkal magyarázhatók.

A legfelső permi képződmények ciklothemjeit (fokozatosan finomodó törmelékanyag, majd éles határral következő, az előző képződmény feldolgozott anyagát is tartalmazó, durvább szemnagyságú képződmények) a lepusztulásból eredő fokozatos reliefenergia csökkenéssel, majd az üledékgyűjtő környezetének kismérvű viszonylagos megemelkedésével magyarázhatjuk.

A domborzati energia állandó, folyamatos csökkenésének tulajdonítható, hogy a felső-permi rétegsorban az aleuritképződmények (a rájuk települő homokkőpad lerakódása előtt és közben) erőteljesebben pusztultak le, mint később, a legfelső permi aleurit-betelepüléses rétegcsoportban. Ez okozza továbbá a legfelső permi csoportban és a szeizi képződményekben is tapasztalható statisztikus szemcsenagyságcsökkenést (a homokkőrétegek fokozatos kimaradását és szemcsenagyságuk finomodását).

A szeizi alemelet mangánhidroxidos és dolomitmárgás képződményei a törmelékszállítás esetenkénti szüneteit jelzik. A felső-permi és a szeizi rétegsorban gyakoriak az üledékszünetet jelző egyéb formák is: üledék-elsodrásos felületek, száradási repedések.

A szeizi rétegsor egyes képződményei egymástól kevésbé eltérő keletkezési körülményeket (mikrofácieseket) rögzítenek: a vörös, agyagos homokkő hullámfodraival és enyhe keresztretegzettségével sík-(síkér) parti, a partvonalhoz közelebbi keletkezésű lehet, mint a zöld agyagkő (amely feltehetően síkparttól távoli mikrofáciest jelez). A vasas-mangános képződmény mocsárérc jellegű. A dolomitmárga szintén parttávolibb, esetleg lagunás környezetben keletkezhetett.

A szeizi képződmények euryhalin *Phyllopora*-faunája valószínűleg nagy sótartalom-ingadozás mellett tenyészett. Mai kopoltyúslábú rákok (*Branchiopodák*) sóbepárlókban 30% sótartalom mellett is életképesek (VADÁSZ 1957).

A folyamatosan süllyedő területen az üledékgyűjtő feltöltődése a kampili alemelet közepéig lépést tartott a süllyedéssel. Ez okozhatta, hogy a szárazföldi hozzáfolyás nélküli, lefűződött medencerészekben anhidrit- és gipsztelepek keletkezhettek. A bepárolgás azonban sohasem lehetett teljes. A gipsztelepes csoportban levő és a rátelepülő dolomitmárga- és dolomitképződmények karbonátanyaga feltehetően elsődleges, vegyi eredésű.

A lemezes mészkőcsoport alján levő breccsapad a süllyedés fokozódásáról, a laguna-jellegű medencerészekbe benyomuló tenger hatásáról tanúskodik. A felső-kampili mészkő rétegcsoport sekély, rosszul szellőzött tengervízben, viszonylag gyors üledékképződés mellett keletkezhetett. Faunája állandósult sótartalomra utal.

A werfeni emelet képződményeinek nehézásvány-összetételében mindvégig a magmás eredésűek uralkodnak, a fiatalabb képződményekben a metamorf eredésűek egyre alárendeltebb szerepével.

A terület éghajlata az egész werfeni emelet idején meleg és száraz lehetett. Ezt bizonyítja a szeizi képződmények viszonylag alacsony érettségi indexe, a kampili alemelet elején az evaporitképződés, a felső-kampiliban pedig a mészkőképződés mellett a fauna említett termeti sajátosságai is.

IRODALOM

- BARABÁS A. 1956: A mecseki perm időszaki képződmények földtana. — Kézirat.
- H. DEÁK M. 1959: A mecsek-hegységi gipsz kísérleti palinológiai vizsgálata. — Földt. Közl. **89**. 2.
- HESSE, R. 1924: Tiergeographie. — Jena.
- NAGY E. 1959: A Mecsekhegység alsó-werfeni képződményeinek faunája. — Földt. Közl. **89**. 3.
- NAGY E. 1960: A Mecsekhegység mezozoós Phyllopodái. — Földt. Közl. **90**. 1.
- PETERS, K. F. 1862: Über den Lias von Fünfkirchen. — Sitz. d. k. Ak. d. Wiss. Wien, Mat.-Nat. Kl. **46**.
- VADÁSZ E. 1935: A Mecsekhegység. — Magy. Tájak Földt. Leír. I.
- VADÁSZ E. 1957: Földtörténet és földfejlődés. — Budapest.
- VOLTZ, P. L. 1837: Sur le grès bigarré du Soulz-les-Bains. — Mém. Mus. Nat. Hist. Strasbourg. **2**.
- WANLESS, H. R. — WELLER, J. M. 1932: Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems. — Bull. Geol. Soc. Am. **43**.

ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE DES FORMATIONS
WERFENIENNES DE LA MONTAGNE MECSEK

par

E. NAGY

L'étude donne un aperçu sur le réexamen de la sédimentologie et des faunes des formations werfeniennes de la Montagne Mecsek. Dans les formations werfeniennes se superposent quatre groupes de couches: 1° à Phyllopodés, 2° à gites de gypse et d'anhydrite, 3° de marnes dolomitiques et 4° de calcaires. L'auteur trace la limite entre le Permien et le Triasique, en se basant sur les caractéristiques sédimentologiques, et range les trois groupes supérieurs au sous-étage campilien. Les formations werfeniennes gisent sur les sédiments dernières à faciès deltaïque du Permien et forment une série de dépôts de plage—lagunaires et néritiques. Dans l'association des fossiles du groupe de calcaires campiliens supérieurs se mélangent des faunes de type mer ouverte (alpines) et de type mer intérieure (germaniques).

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВЕРФЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ГОР МЕЧЕК

Э. НАДЬ

В статье дается обзорное описание результатов повторного литолого-фаунистического изучения верфенских отложений гор Мечек. В пределах верфенских образований следующие четыре пачки слоев налегают друг

на друга: филлоподовая пачка, пачка с залежами гипса и ангидрита, а также пачка доломитовых мергелей и известняковая пачка. Автор проводит границу между пермью и триасом на основании литологии. Верхние три пачки относятся им к кампильскому ярусу. Верфенские отложения, налегающая на выраженные в фации типа дельта верхи пермских образований, образуют толщу равнинно-литоральных, лагунных и мелководно-морских отложений. В комплексе ископаемых органических остатков верхнекампильской известняковой пачки обнаруживается смесь фаун типа открытого моря (альпийские) и фаун типа внутреннего моря (германские).

A PÉCS KÖRNYÉKI ALSÓ-LIÁSZ KÖSZÉNYÖSSZLET KIFEJLŐDÉSI TÍPUSAI AZ ANDRÁS-AKNAI ALAPSZELVÉNYBEN

(I. sz. melléklettel)

Írta: NAGY ELEMÉR

A Magyar Állami Földtani Intézet a mecseki feketekőszén kutatásában értékes hagyományokkal rendelkezik. 1960-ban a M. Áll. Földtani Intézet üledékföldtani laboratóriuma egyik főfeladatául kapta a Pécs környéki alsó-liász alapszelvények részletes anyagvizsgálatát. Ehhez a munkához csatlakozva kíséreltem meg az András-aknai alapszelvény (VII. szint 1. É-i fekü- és 1. D-i keresztvágat) kifejlődési típusait és azok egymásutánját meghatározni.

A földtani vizsgálati módszerekben egyre nagyobb jelentőségre tesz szert a periodikusan ismétlődő jellegek nyomozása és értelmezése. Kőszéntelepés rétegsorokkal kapcsolatban nem új az a gondolat, hogy periodikusan ismétlődő kifejlődésekből képződésük módjára következtessünk, vagy azokat párhuzamosításra használjuk fel.

1956-ban jelent meg IVANOV, G. A. faciálgeotektonikai módszerét ismertető munkája. Módszerének alapelvei a következők:

- 1) A kőszéntartalmú üledékek legjellegzetesebb sajátága a periodicitás.
- 2) A rétegek egymásutánját a földkéreg rezgőmozgásának hatására bekövetkező partvonal-eltolódás okozza.
- 3) A rétegfajták sorrendjét a rezgőmozgás előjele határozza meg.
- 4) Ösföldrajzi sémája szerint a szárazulat felől tekintve, a főbb fáciesek általános sorrendje a következő: szárazulati (alluviális, lápi) → laguna → gát(zátony) → nyílttenger. Az emerzió nélküli rétegsorban tehát a fáciesek csak egymásmelletti-ségük rendje szerint következhetnek egymás felett.

Véleményem szerint IVANOV felfogása vitatható, mivel számtalan olyan lehetőséget ismerünk, amikor egy-egy képződményváltozás atektonikus okokra vezethető vissza, s nem kapcsolódik partvonal-eltolódáshoz (pl. klímaváltozás, a reliefenergia fokozatos csökkenése, alsószakasz jellegű folyó, vagy delta feltöltődésből eredő sodorvonal-változása, a lefordási területen végbemenő változások stb.).

Ezzel kapcsolatban meg kell említenem BARABÁS A. földtani ciklusokról és ritmusokról írt kéziratot tanulmányát (1961), melyben élesen meg-

különbözteti (BUBNOFF és VADÁSZ nyomán) a ritmus és a ciklus fogalmát. A *ritmusokat* — vagyis ütemeket — atektonikus okok hozzák létre, míg a ciklusokat tektonikusak. Ritmusosságot elsősorban az évszakosan változó klíma eredményezhet. Ritmusos felépítés létrejöhet azonban sajátos üledékfelhalmozódás folyamán is (például partmenti áramlások által elterelt folyódelta helyváltoztatásakor, mint ahogyan az napjainkban a Mississippi, Ebro stb. torkolatok esetében is megfigyelhető). *Ciklusoknak* — vagyis szakaszoknak — nevezi BARABÁS a földtani jellegek és kőzetkomplexumok olyan periodikus ismétlődéseit, amelyek geotektonikai hatásra jöttek létre (pl. dikciogenetikus mozgások vagy a földkéreg nagy undulációs hatására).

A faciálgeotektonikai módszer tehát eltúlozza a tektonikai hatás jelentőségét, azaz mindennemű periodicitást ciklusként értelmez. Kifogásolható IVANOV ősföldrajzi sémája is, mivel általánossága ellenére csak *egyetlen*, jól körülhatárolható kőszénképződési környezetre érvényes. Tény, hogy a mai tengermenti lápok számos, egymástól lényegesen eltérő szelvényt mutatnak, melyek különféle sémákkal értelmezhetők. A faciálgeotektonikai módszer tehát — az említett kiindulásbeli egyszerűsítések folytán — csak olyan kőszénösszletek vizsgálatához használható eredményesen, amelyek bármely szintjének metszete az adott ősföldrajzi sémát mutatja, és amelyeknek periodikusan ismétlődő jellegeit kizárólag tektonikai okok hozták létre.

A fentiekből levont következtetések alapján az András-aknai szelvények feldolgozását a következő módon végeztem: A rétegsort oszlopdiagramon ábrázoltam (I. sz. melléklet „C” oszlop), melyen az egyes képződményeket NOSKE O.-NÉ és BÁRDOSSY GY. anyagvizsgálati eredményeinek megfelelően neveztem meg. Az oszlop mellett az egyes képződmények uralkodó szemnagyságát ábrázoltam („D” oszlop), a rétegnek a megfelelő beosztásig való meghosszabbítása útján. Ebben a meghosszabbított részben igyekeztem feltüntetni a rétegben észlelt különböző jellegeket (gyökérmaradványokat, rétegzettség típusát, konkrétciókat stb.). A következő oszlopban („E” oszlop) a szemcsenagysági görbét szerkesztettem meg. Az „F” oszlopban már a szemcsenagysági görbéből leolvasható periódusokat ábrázoltam. A periódusok mindegyike (néhánytól eltekintve) éles határral — sokszor egyenesen üledékelhordásos (kimosási) felszínnel és durvább szemnagyságú képződménnyel — települ az alatta levőre. Az egyes periódusok képződményeinek szemnagysága a legalsó képződményéhez viszonyítva fölfelé bizonyos oszcillációval ugyan, de folytonosan csökken.

Következő lépésként igyekeztem a rétegsorban minél több olyan képződményt találni, amelynek kifejlődési típusa, faciológiai helyzete elég pontosan rögzíthető. Ehhez a munkához egyrészt SZÁDECZKY—KARDOSS E. keresztrétegzettségre vonatkozó megállapítása szolgált alapul, másrészt az IVANOV, G. A. által rögzített ún. diagnosztikai ismertető-

jelek, valamint BOTVINKINA, L. N.-nek a közelmúltban megjelent tanulmánya (1959) a rétegzettség típusok fáciesjelző értékéről. Ezek segítségével a következő főbb kifejlődési típusokat különíthettem el: tavi, folyami, ártéri, delta, laguna, sík tengerparti (I. sz. melléklet).

E kifejlődési típusok adják a „G” oszlopot, amelyre pontszerűen felraktam a szelvény azon képződményeit, amelyek jellegeik alapján ezekbe a kifejlődésekbe sorolhatók. Ezekből a pontokból kiindulva — részben az előző oszlop periódusai segítségével — valószínűsítettem a határozott fáciesjellegekkel nem rendelkező, közbeeső képződmények kifejlődési helyzetét.

A rétegsor olyan szakaszokra különíthető, ahol uralkodik egy bizonyos kifejlődési típus. Legalul (a lámpási telepek környezetében) delta típusú kifejlődések vannak, fölötte (az alsó telepcsoport aljáig) folyóvízi — ártéri, ritkán tavi kifejlődések találhatók. Az alsó telepcsoport alsó felében ismét a delta típusú kifejlődés jut túlsúlyra; az alsó telepcsoport felső részén (a 6. telepig) már a sík tengerparti kifejlődés uralkodik.

A középső telepcsoportban (a 18—20-as telepekig) ismét a laguna-kifejlődés lép előtérbe, míg végül a felső telepcsoport alján (a szelvény végéig, vagyis a 23-as telepig) zömmel sík tengerpartra utaló kifejlődésekkel találkozunk.

Az egy-egy fő kifejlődési típussal jellemezhető rétegcsoportok sorozatából (ahol delta — szárazulati — delta — lagunás — sík tengerparti — lagunás — sík tengerparti jellegek követik egymást), két nagyobb periódus bizonytalan körvonalai hontakoznak ki. Mindkettő két részből: egy szárazulati és egy fölötte levő, tengeribb részből áll. Az alsó nagy periódus alsó részét delta-, szárazulati, majd delta- és laguna-kifejlődések uralják; a felső periódus alsó részét pedig laguna-kifejlődések. Mindkét periódus felső részén túlnyomó többségben sík tengerparti kifejlődések találhatók. A szemcsenagysági görbe bizonyos mértékben szintén utal e két periódusra. Mindkét periódus alján gyakoriak az éles szemnagyságváltozások, szembetűnők az üledékelsodrásos (kimosási) felületek. A két periódus felső részén viszont a szemcsenagysági görbe egyenletesebb, a fokozatos átmenetek gyakoribbak. A kőzettani összetétel szintén ezt az ismétlődést jelzi azzal, hogy míg a két periódus alján kizárólag törmelékes eredésű képződmények vannak, addig a felső részükön a törmelékes közetek mellett karbonátos képződmények is jelentkeznek.

A két nagy periódus alján ismételen megjelenő üledékelsodrásos felületekből és az éles határú, nagy szemnagyságváltozásokból DAPPLES nyomán arra következtethetünk, hogy e rétegcsoportok keletkezésekor az üledékgyűjtő süllyedése lassúbb volt, mint az üledékfelhalmozódás. A két periódus felső részét alkotó rétegcsoportok képződésekor viszont a süllyedés és felhalmozódás mértéke bizonyos fokig egyensúlyban lehetett.

Mivel az üledékgyűjtő állandó süllyedése végső fokon geotektonikai folyamat eredménye, a két nagyobb periódust ciklusoknak is nevezhet-

jük (I. sz. melléklet „H” oszlop). Az ilyen nagyságrendű, tektonikai okokra visszavezethető periódust BARABÁS A. *kis ciklusnak* minősíti.

A szemcsenagysági görbéből leolvasható finom periodicitásnak, jól lehet keletkezését az üledékgyűjtő süllyedése döntően megszabta, atektonikus okai is lehetnek. Egyenletes süllyedés mellett pl. csapadékosabb és kevésbé csapadékos klímátípusok váltakozásával számolhatunk. Szakaszos, nem egyenletes süllyedés esetén a reliefenergia fokozatos csökkenése is meghatározhatta az egy perióduson belüli képződménysort stb. BARABÁS A. az ilyen nagyságrendű atektonikus eredetű periodicitást *közepes ritmusnak* nevezi.

Ö s s z e f o g l a l v a: Az András-aknai rétegsor süllyedő üledékgyűjtő peremén rakódott le. Képződése közben az üledékgyűjtő süllyedésének üteme két ízben viszonylag meggyorsult. Ennek tulajdonítható a főbb kifejlődési típusok ciklusos egymásutánja. A rétegsor (a lámpási telepek közvetlen fedőjét kivéve) tenger mentén, vagy tengerhez közel képződött, tehát kőszéntelepei paralikusak.

A szelvény jobb oldalán levő szinuszgörbe a két kis ciklust hivatott szemléltetni, a görbe érintője pedig egy közepes ciklus felszálló ágát, melynek fiatalabb megfelelője az alsó-krétabeli regresszió, idősebb megfelelője pedig a ladini regresszió.

BARABÁS A. tanulmánya alapján lehetőségünk nyílt arra, hogy rétegsorunk képződésének időtartamát felbecsüljük. A rétegsor kb. 350 rétegből áll. Egy réteg képződési idejét BARABÁS után átlag 7000 évnek számítva, a lámpási telepektől a 23. telepig bezáróan, összesen 2 450 000 évet kapunk. Az észlelt és feltehető üledékelsodrési helyeket is egy-egy rétegnek számolva, rétegsorunk képződésének időtartama mintegy 3 millió évnek adódik. — A két kis ciklusból számolva, melyek BARABÁS szerint egyenként átlag 1 435 000 év alatt képződnek, megközelítően ugyancsak 3 millió évet kapunk. — Végül, ha arra gondolunk, hogy UMGROVE szerint a júra időszak 25 millió év időtartamot ölel fel, tehát egy-egy emeletre kb. 2 millió év jut, úgy a hettangi emeletet és feltehetően a szinemuri emelet alsó részét is tartalmazó rétegsorunk képződésének fent becsült 3 millió éves időtartamát újabb adattal valószínűsítettük.

IRODALOM

- BARABÁS A. 1961: Földtani ritmusok és ciklusok. — Kézirat.
 BOTVINKINA, Z. N. 1959: Morfologiceszkaja klaszszifikacija szlojisztozsti oszadocsnuh porod. — Izv. A. N. SzSzsZR. szer. Geol. No. 6. pp. 16–33.
 IVANOV, G. A. 1956: Metodika facial'no-geotektoniceszkogo analiza ugljenosznüh otlozsenij i primenenie ee v praktike geologo-razvedocsnuh rabot. — Trudü laboratorii geologii uglja Akademii Nauk SzSzsZR. V. pp. 127–152.

TYPES FACIAUX DU COMPLEXE HOUILLER LIASIQUE INFÉRIEUR DES ENVIRONS DE PÉCS DANS LE PROFIL FONDAMENTAL DU PUITS ANDRÁS (MONTAGNE MECSEK)

par

E. NAGY

En contribuant à l'étude sédimentologique, en profils fondamentaux, du complexe houiller liasique inférieur des environs de la ville Pécs, l'auteur fait connaître la série des faciès du profil fondamental au puits András.

À partir du groupe de laies de houille de Lámpás jusqu'à la laie N° 23, se succèdent les groupes des faciès: 1° deltaïques, 2° lacustres—fluviatiles, 3° deltaïques, 4° lagunaires, 5° de plage, 6° lagunaires et 7° de plage. Entre les limites de cette série faciale on a pu révéler la combinaison d'un rythme moyen, d'un cycle mineur et d'un cycle moyen. La durée de la formation de la série représentée par le profil peut être estimée à trois millions d'années.

Annexe I. Série faciale du profil fondamental du puits András. — Rédigée par E. NAGY

Légende: A = dénominations des groupes de laies de houille, B = nombre des laies, C = série, D = granulométrie dominante et caractères macroscopiques de la couche, E = courbe de la distribution granulométrique, F = rythmes moyens, G = types faciaux, H = cycles mineurs. — 1. Houille, 2. grès à grain grossier, 3. grès à grain menu et fin, 4. grès à grain fin, riche en éléments boueux, 5. argile, 6. argile schisteuse, 7. sphérosiderite argileux, 8. marne, 9. calcaire argileux. — 10. Stratification entrecroisée en arcs et faisceaux, 11. stratification diagonalement entrecroisée, 12. stratification rubanée, 13. stratification ondulée—lenticulaire, 14. stratification ondulée, 15. vestige de racine, 16. bois flotté, 17. fossiles, 18. fossiles émoussés, 19. empreintes de plantes, 20. grains bien émoussés à diamètre inférieur à 0,1 mm, 21. sphérosidérite, 22. vestiges de bulles de gaz.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ НИЖНЕЛИАСОВОЙ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ РАЙОНА Г. ПЕЧ, ПРЕДСТАВЛЕННЫЕ В ОПОРНОМ РАЗРЕЗЕ ШАХТЫ „АНДРАШ” (ГОРЫ МЕЧЕК)

Э. НАДЬ

Присоединяясь к литологическому изучению по опорным разрезам нижнелиасовой углесной толщи района г. Печ, автор описывает серию faciés, представленных в опорном разрезе шахты „Андраш”.

От группы лампашских угольных пластов до пласта № 23 включительно следуют друг за другом фациальные группы дельтовые, озерно-речные, снова дельтовые, лагунные, равнинно-литоральные, лагунные и снова равнинно-литоральные фациальные группы. В пределах этой фациальной

серии можно было выявить наличие сочетания среднего ритма, малого цикла и среднего цикла. Продолжительность образования толщи опорного разреза может быть оценена в три миллиона лет.

Приложение I. Фациальный ряд опорного разреза шахты „Анраш”.—Составлено: Э. НАДЬ

Легенда: А = наименование групп пластов, В = количество пластов, С = толщина, D = преобладающая величина зерен и макроскопические характеры слоя, E = кривая распределения гранулометрического состава, F = средние ритмы, G = фациальные типы, H = малые циклы. — 1. Уголь, 2. грубозернистый песчаник, 3. мелко- и тонкозернистые песчаники, 4. алевролит, 5. глина, 6. сланцеватая глина, 7. глинистый сферосидерит, 8. мергель, 9. глинистый известняк. — 10. Перекрещивающаяся дугообразно-пучковатая слоистость, 11. диагональная перекрещивающаяся слоистость, 12. полосчатая слоистость, 13. волнисто-линзеобразная слоистость, 14. волнистая слоистость, 15. следы корней, 16. привнесенные водой дрова, 17. ископаемые остатки, 18. окатанные ископаемые остатки, 19. отпечатки растений, 20. хорошо окатанные зерна, не достигающие 0,1 мм, 21. сферосидерит, 22. следы газовых пузырьков

A PÉCS KÖRNYÉKI ALSÓ-LIÁSZ KŐSZÉNÖSSZLET ALAPSZELVÉNYEINEK ÜLEDÉKKÖZETTANI VIZSGÁLATA

Írta: BÁRDOSY GY. — NOSKENÉ FAZEKAS G.

A Pécs környéki alsó-liász kőszénösszlet üledékközettani vizsgálata Intézetünkben évek óta folyik, s 1963-ban fejeződik be. A részletes vizsgálati eredmények közzétele előtt néhány példa segítségével szeretnénk bemutatni, hogy az 1961. év folyamán bevezetett új vizsgálati módszerekkel és kiértékelési formákkal milyen eredményeket lehet elérni.* Vizsgálatainkat olyan alapszelvényeken végeztük, amelyek — dőlésirányban haladva — lehetőleg az egész kőszénösszletet harántolják. Az András-akna alapszelvénye a legalsó (lámpási) teleptől a 23. sz. telepig, a Petőfi-aknáé pedig a 2. sz. teleptől a 9. sz. telepig terjed. E két alapszelvény kiegészítésére feldolgoztuk a Pécs 26. sz. fúrásnak a miocénig terjedő szakaszát (176,3—1200,0 méter között). A bányabeli mintavételt LÁDA Á., a fúrás minták gyűjtését NAGY E. végezte.

A mecseki alsó-liász kőszénösszlet ásványtanilag általában nehezen vizsgálható. A kőzetminták — kevés kivételtől eltekintve — nem lazíthatók, és ezért a szokásos szemcseelemzési és immerziós mikromineralógiai vizsgálatokra nem alkalmasak. E módszereket vékonycsiszolati vizsgálatokkal kellett helyettesítenünk. Ennek során viszont különleges nehézséget okozott a finomdiszperz szervesanyag és a limonit jelenléte, amely számos esetben erősen elfedte a vékonycsiszolatot. Ezenkívül — diagenetikus és epigenetikus folyamatok hatására — a törmelékes ásványok gyakran oly mértékben elbomlottak, hogy azok mikroszkópi vizsgálata bizonytalanra vált. Ezért az eddigi anyagfeldolgozási módszereket kiegészítettük más (részben eddig még nem alkalmazott) vizsgálati eljárással is.

Különös gondot fordítottunk a makroszkópos kőzetjelleg rendszeres leírására. Összesítésük lehetővé tette, hogy minden egyes kőzetfajtát makroszkóposan is pontosan jellemezzünk. Ezeket a nevezék-

* A makroszkópos kőzetleírásokat és a különböző optikai vizsgálatokat NOSKENÉ FAZEKAS G., a röntgenvizsgálatokat és a típusminták ásványos összetételének kiszámítását BÁRDOSY GY. végezte.

tani szempontból összevont jellemzéseket 1961. okt. 18-án, egyéb vizsgálatainkkal együtt, a Földtani Társulat előtt ismertettük. A részletes leírások összesítése alapján az alsó-liász köszénösszlet kőzeteiről összefoglaló típusleírásokat készítettünk.

Az anyagfeldolgozás során minden egyes mintából karbonát-meghatározás történt *Scheibler* módszerrel, továbbá vékonycsiszolati leírást készítettünk róluk. A köszénösszlet viszonylag durvább szemcséjű kőzeteinek típusos mintáit mennyiségi ásványtani kimérési módszerrel vizsgáltuk meg. (Az András-aknában az összes kőzetminta 13,6%-át, a Petőfi-aknai minták 9,8%-át és a Pécs 26. sz. fúrás mintáinak 13,0%-át mértük ki.) A vizsgálatot elektromos integráló („Eltinor”) készülékkel végeztük. Csak a 40 mikronnál nagyobb ásványszemcséket mértük, mert az ennél kisebb szemcsék meghatározása már nem elég megbízható. A mérésnél — a szemnagysághoz alkalmazkodva — 50 mikronos lépéstávolságot alkalmaztunk. Egy-egy mintát átlagosan 2500 lépéssel mértünk ki, hogy a statisztikus átlagolást lehetővé tegyük. E mérésnél a kvarc, földpát, muszkovit, biotit, egyéb nehézásványok és karbonátok megkülönböztetése mellett különös figyelmet fordítottunk a genetikai szempontból fontos kőzettörmelékre. A 40 mikronnál kisebb szemcséket (alap- és kötőanyagot) összesítve adtuk meg. Mivel a kimérés célja elsősorban a kőzeteredet meghatározása volt, az elbontott földpátokat — amíg azok felismerhetők voltak — földpátokként határoztuk meg. Így a diagenézis előtti eredeti kőzetösszetételt tudtuk megközelíteni. A párhuzamosan végzett röntgenvizsgálatok eredményeképpen viszont a jelenlegi kőzetösszetételt kaptuk meg, amelyben az elbontott földpátok már agyagásványok, karbonátok és másodlagos kvarc alakjában jelentkeztek.

A szemcseösszetételt a vékonycsiszolatok négyzethálózatos kimérési módszerével határoztuk meg. E módszer csak a 10 mikronnál nagyobb szemcsék vizsgálatát tette lehetővé. Mintánként átlagosan 200 szemcsét mértünk ki; a kapott értékeket nem darabszázaléokra, hanem felületsszázalékokra számoltuk át. Utóbbi ugyanis jobban összevethető a közönséges szemcseelemzések súlyszázalékos adataival. Az így kapott szemcseösszetétel természetesen nem teljes értékű, mert hiányzik belőle a — gyakran nagy mennyiséget kitevő — 10 mikronnál finomabb frakció. Éppen ezért a szemcseösszetételi adatokból csak gyakorlati görbéket szerkesztettünk. A 10 mikron alatti frakció ismeretének hiánya miatt az osztályozottsági érték kiszámítása feleslegesnek bizonyult. A genetikai szempontból fontos maximális és uralkodó szemcseméretet ellenben valamennyi mintánál megadtuk. (Vékonycsiszolati szemcseelemzést az András-aknai alapszelvény mintáinak 26,4%-ából, a Petőfi-aknában a minták 10,4%-ából készítettünk.)

A vékonycsiszolati vizsgálat során figyelmet fordítottunk a törmeléken szemcsék alakjára és koptatottságára is. Mennyiségi mérést e tekintetben nem végeztünk, mert tapasztalatunk szerint a törmeléken

szemcsék felülete a dia- és epigenetikus folyamatok során gyakran elváltozott (oldódással vagy rekrisztallizációs továbbnövekedéssel kapcsolatban). Ilyen jelenségeket az 1. és 2. ábrán láthatunk. A vékonycsiszolati vizsgálatoknál végül jellemeztük a kőzet szöveti elrendeződését is, különös tekintettel a szemcsék irányítottságára, egyenletes, vagy egyenlőtlen eloszlására.



1. ábra. Kvarc továbbnövekedése. — András-akna VII. szint, 1. É-i fekéskeresztvágat. +Nic; 47×
Foto: (NOSKENÉ)



2. ábra. Utólagosan kioldott csipkés szegélyű kvarc szemcsék. — András-akna VII. szint, 1. É-i fekéskeresztvágat. + Nic; 47× (Foto: NOSKENÉ)

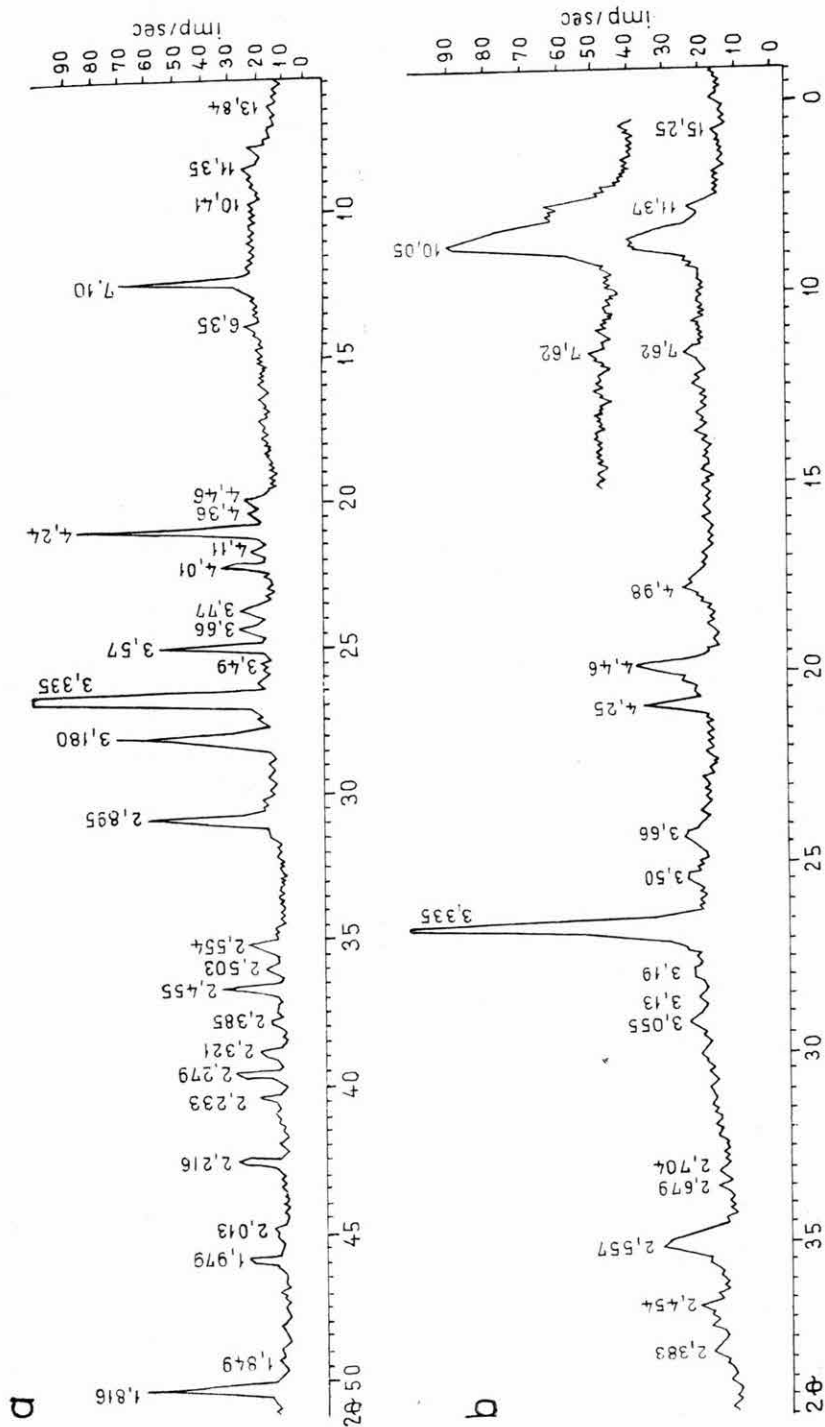
Fig. 1. Croissance progressive du quartz. — Puits András, VII^e étage, 1. couloir transversal du N dans le mur. +N; 47×

Fig. 2. Grains de quartz dentelés soumis à une dissolution postérieure. — Puits András, VII^e étage, 1. couloir transversal du N dans le mur. + N; 47×

Рис. 1. Регенерационный рост кварца. — Шахта Андраш, горизонт VII, 1. северный кваршлаг в подошве. Скрещенные николи; 47×

Рис. 2. Кварцевые зерна с краями, зазубренными вследствие последующего выщелачивания. — Шахта Андраш, горизонт VII, 1. северный кваршлаг в подошве. Скрещенные николи; 47×

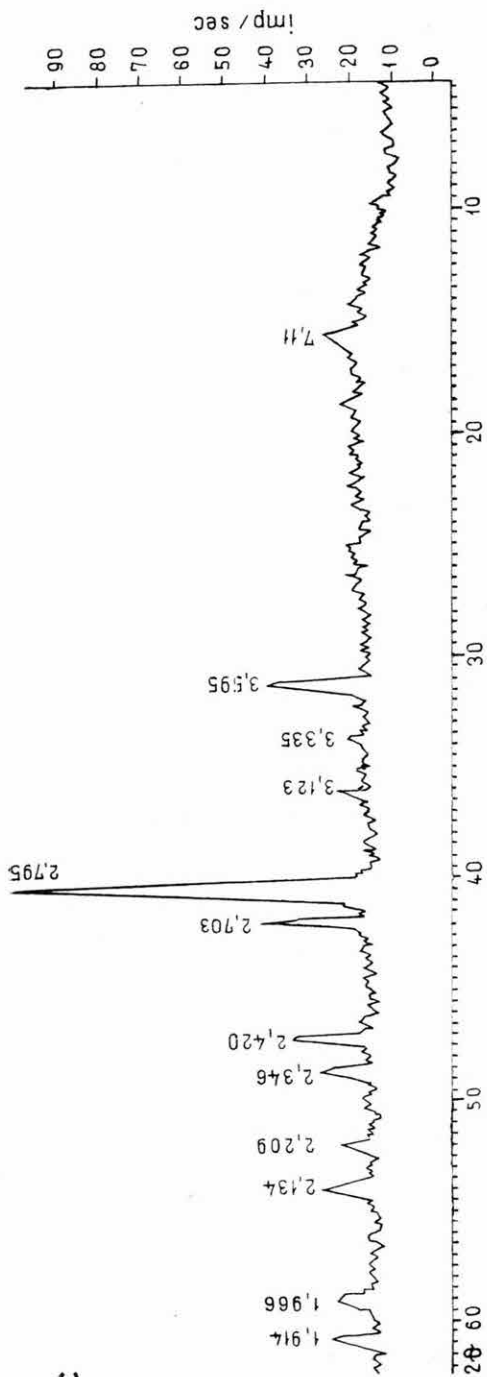
A mikroszkópos vizsgálatra alkalmatlan minták kiválasztott típusain röntgenvizsgálatokat végeztünk. Ezek eredményeit összevetettük a kémiai osztály által készített szilikátelemezésekkel és a DTA-felvételekkel. (A röntgendiffraktométeres felvételeket Mueller Mikro 111 röntgengkészülékkel és Philips PW 1051 típusú diffraktométerrel készí-



3. ábra. a) Durvaszemű homokkő. — b) Palás agyagkő.
(Cu cső; Ni szűrő; 40 kV; 20 mA; imp. megszabítás 8; idő-állandó 8; mérési faktor 1; goniméter sebessége $\frac{1}{2}^\circ/\text{perc}$; szátag-sebesség 800 mm/óra; divergencia-rés 1° — a) b) ábra felső felvétele szűrő nélkül készült)

Fig. 3. Courbes de diffractométrie à rayons X. a) Grès à grain grossier. — b) Argilite schisteuse
(Tube en Cu; filtre en Ni; 40 kV; 20 mA; restriction des impulsions 8; constante de temps 8; facteur de mesure $\frac{1}{2}^\circ/\text{min}$; vitesse de rotation $\frac{1}{2}^\circ/\text{min}$; vitesse de registration 800 mm/heure, interstice de divergence 1° . — Le diagramme supérieur dans fig. 3b) a été fait sans filtre.)

Рис. 3. Рентгенограмма, полученная дифрактометром. а) Грубозернистый песчаник. — б) Сланцеватый аргиллит.
(Трубка из Cu; фильтр из Ni; 40 кВ; 20 мА; прерывание импульсов 8; константа времени 8; скорость регистрации 800 мм в час; скорость вращения гониометра $1/2^\circ$ в мин.; щель дивергенции 1° . — Верхняя диаграмма на рис. 3б) была сделана без фильтра.)



3. ábra. c) Pirites agyagvaskő

(Fe cső; Mn szűrő; 26 kV; 14 mA; imp. megszakítás 2; idő-állandó 8; mérési faktor 1; goniométer sebessége 1°/perc; szalag-sebesség 800 mm/óra; divergencia-rés 1°)

Fig. 3. Courbe de diffractomètre à rayons X. c) Sphérosidérite pyriteuse

(Tube en Fe; filtre en Mn; 26 kV; 14 mA; restriction des impulsions 2; constante de temps 8; facteur de mesure 1; vitesse de rotation 1°/min; vitesse de régulation 800 mm/heure; interstice de divergence 1°)

Рис. 3. Рентгенограмма, полученная дифрактометром. с) Пиритовый сферосидерит

(Трубка из Fe; фильтр из Mn; 26 кВ; 14 мА; прерывание импульсов 2; константа времени 8; фактор измерения 1; скорость вращения гониометра 1° в мин.; скорость регистрации 800 мм в час; щель дивергенции 1°)

tettük.) Ez az új eljárás az ásványos összetételnek az eddiginél jóval pontosabb mennyiségi meghatározását teszi lehetővé. A 3. ábrán néhány kőzetminta röntgendiffraktométeres felvételét mutatjuk be. A felvételek általában $2-50^\circ 2\theta$ szögtartományra terjednek ki. Az ennél nagyobb tükrözési szögek reflexióinak tanulmányozását Debye—Scherrer-kamrásporfelvételekkel oldottuk meg. Az alsó-liász köszénösszlet kőzeteinek erősen összetett ásványi alkata miatt, továbbá a nagy szervesanyag-tartalom következtében a DTA felvételek nem voltak olyan mértékben felhasználhatók, mint egyéb képződmények esetében.

Minden alapszelvényből kiválasztottunk néhány jellegzetes kőzetmintát, amelyek súlyszázalékos ásványos összetételét a fenti vizsgálatok összesítő kiértékelése alapján kiszámítottuk. Az ásványtani összetételt átszámítottuk kémiai összetételre, majd összevetettük a kőzet kémiai elemzésének eredményével. Így lehetőség nyílt ásványtani számításaink ellenőrzésére. (Az András-aknában a mintaanyag 11,3%-ából készült ilyen számítás.)

Kiegészítésképpen fajsúly- és térfogatsúly-méréseket is készítettünk egyes mintákból; e mérések részben a sziderites kőzetek felismerését segítették elő, részben kőzetképződési szempontból voltak értelmezhetők.

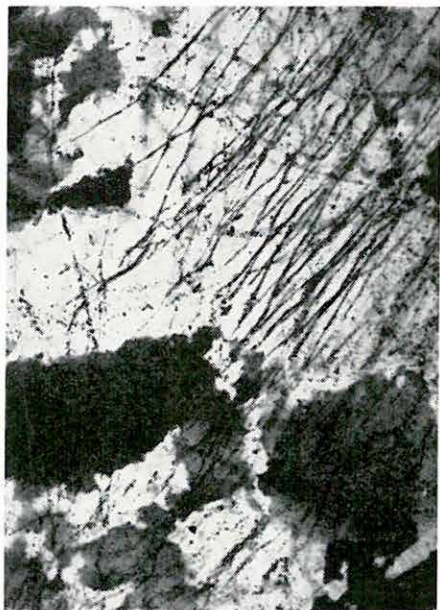
Vizsgálataink legfontosabb eredményeit a következőkben ismertjük.

A pécsi terület változatos kifejlődésű alsó-liász köszénösszletét az 1. táblázaton látható kőzetek alkotják. A köszéntelepes összlet zömmel törmelékes kőzetekből áll, ezek fokozatosan mennek át a kausztobiolitokba, ill. a kémiai üledékekbe (agyagos mészkő, agyagvaskő). A táblázaton az egyes kőzetfajták gyakoriságát is feltüntettük, de itt is megemlítjük, hogy a homokkőfajták közül a középszeműek a leggyakoribbak.

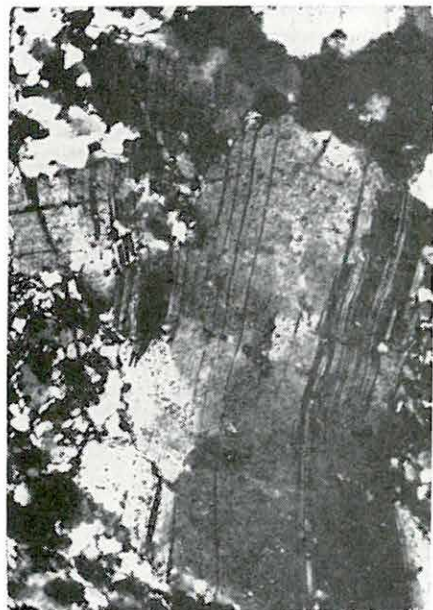
A fenti kőzetfajták ásványos összetételét a 2. táblázatban mutatjuk be. A táblázat bal oldala e kőzetek teljes ásványos összetételét mutatja súlyszázalékokban, míg a jobb oldalon a törmelékes ásványokat kiemeljük és 100%-ra számítottuk át. (Összehasonlításképp megadtuk a mikroszkópi kimérés és a röntgenvizsgálatok eredményét is.) Természetszerű különbséget jelent, hogy a mikroszkópiilag külön érzékelhető kőzettörmelék szemcsék a röntgenvizsgálatoknál az összetételük szerinti ásványcsoportban jelentkeznek. Ettől eltekintve a két összeállítás igen jól egyezik. A táblázaton csak azokat az ásványokat tüntettük fel, amelyek mennyisége legalább 0,5% volt.

A kőzetdarás durvaszemű homokkővek és a durvaszemű homokkővek polimikt jellegű törmelékes kőzetek, amelyek joggal nevezhetők *arkózáknak*. A közép-, apró- és finomszemű homokkővek viszont oligomikt jellegű kőzetek és a *földpátos homokkővek* csoportjába tartoznak. Ez azt jelenti, hogy a durvábbtól a finomabb szemcséjű kőzetek felé haladva, növekszik a kvarc-földpát arány. Látszólagos ellentmondásnak tűnik, hogy ugyanakkor — az egész kőzetanyagot tekintve — a szemnagyság

finomodásával párhuzamosan csökken a kvarc abszolút mennyisége. Figyelembe kell vennünk azonban, hogy a földpátok mennyisége is csökken, mégpedig a kvarcnál nagyobb mértékben, és ez idézi elő a kvarc-földpát arány fent említett növekedését. Kőzettörmeléket csak az aprószeműnél nagyobb szemnagyságú homokkővekben találtunk. Ezek leginkább magmás eredetűek (gránit-, valamint bosztonittörmelék). A metamorf kőzeteket csillámpala és kvarcitpala (metakvarcit) képviseli. Az András-aknai alapszelvény egyik középszemű homokkő mintájában zöldesszürke, meszes homokkő-darabkát találtunk, amely esetleg triász vagy perm kori lehet. A kőzettörmelékek alapján tehát a lepusztulási terület uralkodóan gránit és metamorf pala anyagú lehetett.



4. ábra



5. ábra

4. ábra. Gáz- és folyadékzárványok füzéres elrendeződése magmás kvarcban. — András-akna VII. szint, 1. É-i fekükeresztvágat. +Nic; 47× (Foto: NOSKENÉ)

Fig. 4. Disposition en guirlande des inclusions de gaz et de liquide dans un quartz magmatique. — Puits András, VII^e étage, 1. couloir transversal du N dans le mur. +N; 47×

Puc. 4. Гирляндобразное распределение газовых и жидких включений в магматическом кварце. — Шахта Андраш, горизонт VII, 1. северный квершлаг в подошве. Скрещенные николи; 47×

5. ábra. Tört és hajlított savanyú plagioklász-szemese. — András-akna VII. szint, 1. É-i fekükeresztvágat. + Nic; 47× (Foto: NOSKENÉ)

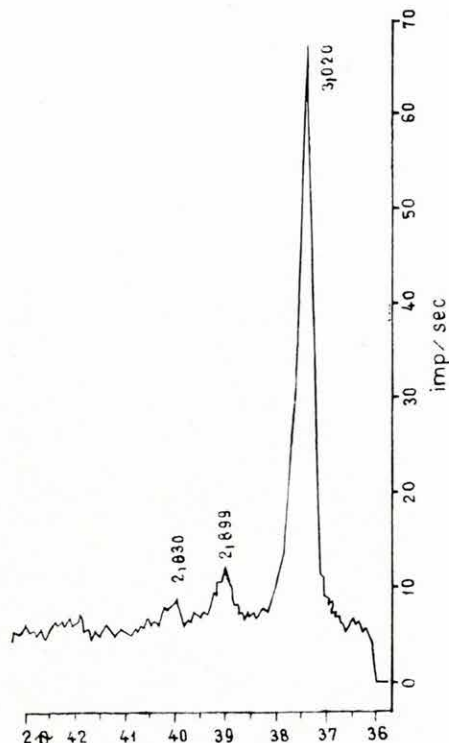
Fig. 5. Grain fragmenté et étiré du plagioclase acide. — Puits András, VII^e étage, 1. couloir transversal du N dans le mur. +N; 47×

Puc. 5. Поломанное и сплющенное зерно плагиоклаза. — Шахта Андраш, горизонт VII, 1. северный квершлаг в подошве. Скрещенные николи; 47×

A kvarcsemcsék legtöbbje típusos magmás kvarc, füzérszerűen elrendeződött gázbuborék- és folyadékzárványokkal (4. ábra). A földpátok oligoklász—andezin összetételűek (5. ábra) és erősen elbontottak: agyagosodtak, szericitesedtek, karbonátosodtak. Még erősebben bontottak az ortoklászok, amelyek eredeti mennyisége pontosan meg sem állapítható.

A homokkövek viszonylag kevésbé csillámosak. A biotit és muszkovit aránya az egyes mintákban eléggé rendszertelenül változik. Csúpan összefoglaló törvényszerűségként állapíthatjuk meg, hogy a szemnagyság csökkenésével párhuzamosan általában csökken a biotit és nő a muszkovit—szericit mennyisége. A törmelékes ásványszemcsék össz mennyisége a legdurvább homokkövektől a palás agyagkőig fokozatosan csökken.

Az alsó-liász kőszénösszetben az *agyagásványok* szerepe nagyon jelentős. A homokkövekben az alapanyagon kívül a földpátok mállás-termékeiként jelentkeznek, a palás agyagkövekben pedig a kőzet uralkodó részét alkotják. Korábbi vélemények szerint a kőszéntelepeket kísérő agyagkő-rétegek uralkodóan kaolinitből állnak. Vizsgálataink ezt a képet lényegesen módosították, amennyiben kiderítették, hogy az agyagkövek leggyakoribb agyagásványa az illit. Jelentős a hidromuskovit mennyisége is. A kaolinit általában nagyobb mennyiségben található az aleuritokban és a finomszemű homokkövekben, mint a palás agyagkövekben. Ez arra vall, hogy az agyagos kőzetekben az utólagos kaolinosodás szerepe kisebb volt, mint a törmelékes kőzetekben. A minták egy részében kevés klorit és montmorillonit is kimutatható.



6. ábra. Márga

(Fe cső; Mn szűrő; 26 kV; 14 mA; imp. megszakítás 2; idő-állandó 8; mérési faktor 1; goniométer sebessége 1°/perc; szalag-sebesség 800 mm/óra; divergencia-rés 1°)

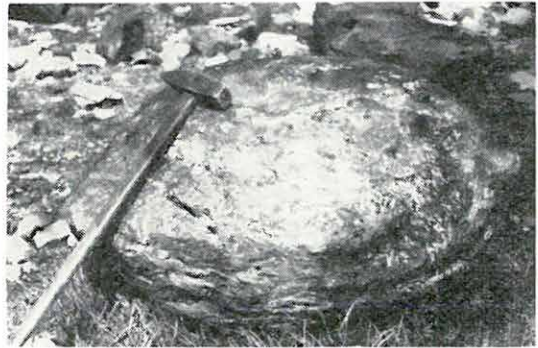
Fig. 6. Courbe de diffractomètre à rayons X. — Marne.

(Tube en Fe; filtre en Mn; 26 kV; 14 mA; restriction des impulsions 2; constante de temps 8; facteur de mesure 1; vitesse de registration 1°/min; vitesse de registration 800 mm/heure; interstice de divergence 1°)

Рис. 6. Рентгенограмма, полученная дифрактометром. — Мергель

(Трубка из Fe; фильтр из Mn; 26 kV; 14 mA; прерывание импульсов 2; константа времени 8; фактор измерения 1; скорость вращения гониометра 1° в мин.; скорость регистрации 800 мм в час; щель дивергенции 1°)

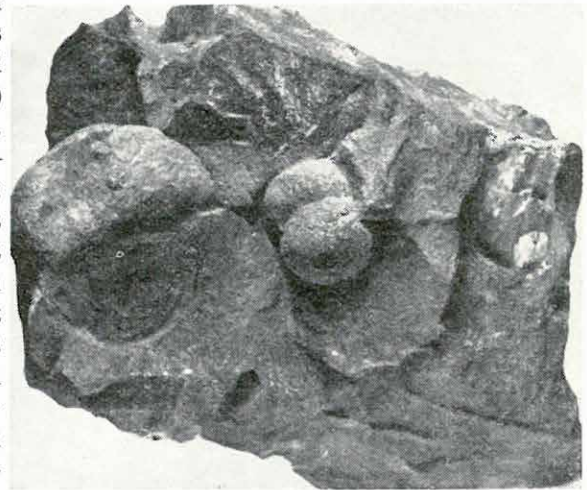
A vegyi és biogén ásványok szerepe általában alárendelt. A ritkán előforduló agyagos mészkőrétegekben és a mészmárgában a kalcit dúsul fel. A homokkövek karbonáttartalma rendszerint csekély, helyenként azonban a kalcit vagy a dolomit 20–30%-ra is feldúsul; egyidejűleg szideritet is tartalmazhatnak. Az ilyen összetett karbonáttartalmak gyors és pontos meghatározására sikerrel alkalmaztuk a röntgendiffrakciós módszert (egy-egy speciális felvétel csupán 10 percet vesz igénybe!) (6. ábra). A dolomit önálló kőzetté sehol sem dúsult fel, a sziderit azonban a réteges vagy konkréciós megjelenésű *agyagvaskövekben* (7. ábra) uralkodó szerepet játszhat. A pirit mennyisége az 1–2%-ot ritkán haladja meg; leginkább a kőszenes palás agyagkövekben dúsul. Egyes agyagvaskövek magja tiszta pirit (8. ábra), máskor az agyagvaskövet másodlagos piriterek hálózhatják be. A piritbomlás másodlagos termékeiként néhány százalék limonit-goethit és gipsz a legtöbb kőzetben megtalálható. Majdnem az összes kőzet tartalmaz több-kevesebb huminites szerves anyagot. Ennek mennyisége az agyagkövekben a legnagyobb, és ezek vezetnek át fokozatos átmenettel az agyagos kőszenekbe.



7. ábra. „Agyagvaskő”. — István-akna (Foto: BÁRDOSSY)

Fig. 7. Sphérosidérite. — Puits István

Рис. 7. Сферосидерит. — Шахта Иштван



8. ábra. Gömbös-vesés piritfészkek az agyagvaskőben. — István-akna. Term. nagys. (Foto: PELLÉRDYNÉ)

Fig. 8. Nids et concrétions réniformes de pyrite dans le sphérosidérite. — Puits István. Grandeur naturelle.

Рис. 8. Шариково-почечные пиритовые гнезда в сферосидерите Шахта Иштван. Naturalная величина

3. táblázat

Az alsó-liász kőszénösszlet meddő kőzeteinek ásványgenetikai csoportosítása

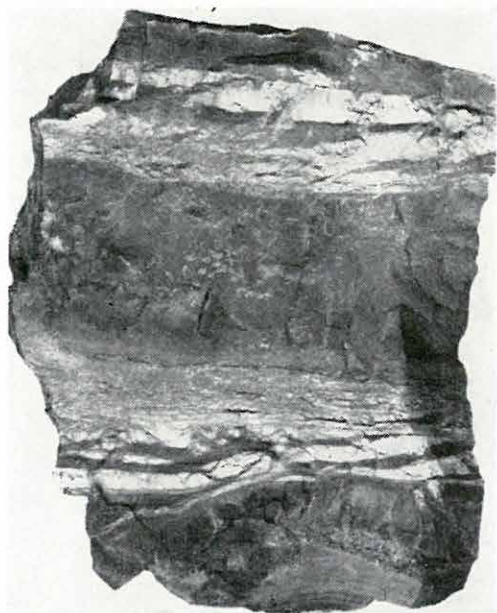
Törmelékes eredésű ásványok	Szingenetikus ásványok	Korai diagenetikus ásványok	Késői diagenetikus ásványok	Epigenetikus ásványok
kvare	<i>kovagél, kvare</i>	<i>kovagél, kvare</i>		kvare (erek)
cirkon				
turmalin				
epidot				
gránát				
ortoklász				
oligoklász				
andezin				
biotit				
muszkovit-szericit		<i>szericit</i>	<i>szericit</i>	
hidromuszkovit	<i>hidromuszkovit</i>	<i>hidromuszkovit</i>	<i>hidromuszkovit</i>	
illit	<i>illit</i>	<i>illit</i>		
<i>kaolinit</i>	<i>kaolinit</i>	kaolinit	kaolinit	
<i>klorit</i>	<i>klorit</i>			
<i>montmorillonit</i>				
		<i>pirit</i>	<i>pirit</i>	
				<i>limonit</i>
				<i>goethit</i>
				gipsz
	<i>sziderit</i>	<i>sziderit</i>		
	kalcit	<i>kalcit</i>	<i>kalcit</i>	kalcit (erek)
	<i>dolomit</i>	dolomit	dolomit	
kőszénalapanyag, uszadékfa	kőszénalapanyag			

Jelmagyarázat: **gyakori ásványok**; *kevésbé gyakori ásványok*; ritka ásványok.

A homokkövek néhány tized százaléknyi mennyiségben cirkont, turmalint, epidotot, gránátot és törmelékes eredetű kloritot is tartalmaznak. Feltehető, hogy más színes szilikátok is voltak a kőzetben, ezek azonban elbomlottak, ma már csak limonitosodott körvonalaik ismerhetők fel.

A fenti ásványtársaság genetikai csoportosítását a 3. táblázatban mutatjuk be. Kizárólag törmelékes eredetűek a kőzettörmelékdarabok, a földpátok, a biotit, cirkon, turmalin, epidot és gránát. A kvarc legnagyobb része szintén törmelékes eredetű. Szingenetikus folyamatok révén kevés kovagél is kivált, amely utólag halmazpolarizációs kvarccá kristályosodott át. Ezek a kiválások a homokkövek kötőanyagában jelentkeznek. Gyakoribbak ennél a diagenetikus kovakiválások, amelyek a földpátok bomlása során keletkeztek. Végül epigenetikus eredésű kvarcerek is előfordulnak. A muszkovit törmelékes eredetű, s részben már szericitesedve érkezett a lerakódás helyére. Szericit azonban a földpátok elbomlása során diagenetikusán is képződött. A törmelékes és a diagenetikus eredetű szericit vékonyesizolátban jól megkülönböztethető.

Az agyagásványok közül a hidromuszkovit, illit, klorit és montmorillonit nagyrészt szintén törmelékes eredetű, ami azt jelenti, hogy a felszíni mállás során keletkeztek és a leülepedés helyére már agyagásványokként érkeztek. A kaolinitnek azonban csak kisebb részét származtathatjuk így. A leülepedés során ui. — koagulációs folyamatok hatására — további agyagásványok (főleg illit és kaolinit) jöttek létre. A további agyagásványképződés szempontjából főleg a korai diagenetikus folyamatok voltak jelentősek. A mocsarak, lápok által előidézett savanyú kémhatású oldatok pl. a hidrocsillámok kaolinosodását idézték elő. A földpátok elbomlása során ugyancsak agyagásványok (kaolinit és hidromuszkovit) képződtek. Véleményünk szerint az így kialakult agyagásványtársaságot az epigenetikus folyamatok lényegesen már nem módosították.



9. ábra. Szingenetikus szideritkiválások.
— István-akna. Term. nagys.
(Foto PELLÉRDYNÉ)

Fig. 9. Ségrégations de sidérite syngénétiques. — Puits István. Grandeur naturelle.

Рис. 9. Сингенетические сидеритовые выделения. Шахта Иштван. Натуральная величина.

Biztosan törmelékes eredetű karbonátásványokat nem találtunk. Szingenetikus, uralkodóan vegyi kalcitkiválás eredményeképpen jöttek létre a már említett agyagos mészkövek, mészmárgák és márgák. A szingenetikus dolomit és sziderit szerepe alárendeltebb (9. ábra). A sziderit zöme korai diagenetikus folyamatok révén vált ki. Ez vezetett az agyagvaskövek képződéséhez. A diagenetikus kalcit- és dolomitképződés szerepe jelentéktelenebb; főleg a homokkövek földpátjának elbomlásával kapcsolatos. Még ritkábbak az epigenetikus kalciterek.

A pirit főleg korai diagenetikus eredésű. A mocsarak bomló szerves anyagából részben baktérium-tevékenység, részben vegyi folyamatok hatására keletkezett. Késői diagenetikus eredésűeknek tekintjük azokat a piritereket, amelyek egyes agyagvasköveket járnak át. A gipsz, limonit és goethit epigenetikus eredetűek, valószínűleg a piritbomlás hatására jöttek létre. A képződmények organikus anyaga uralkodóan szingenetikus eredetű, növényi szervezetek elhalt anyagának maradéka. Egyes homokkövekben gyakoriak a bemosott növénymaradványok (uszadékfák), amelyek genetikai értelemben törmelékes eredetű elegyrésznek tekintendők.

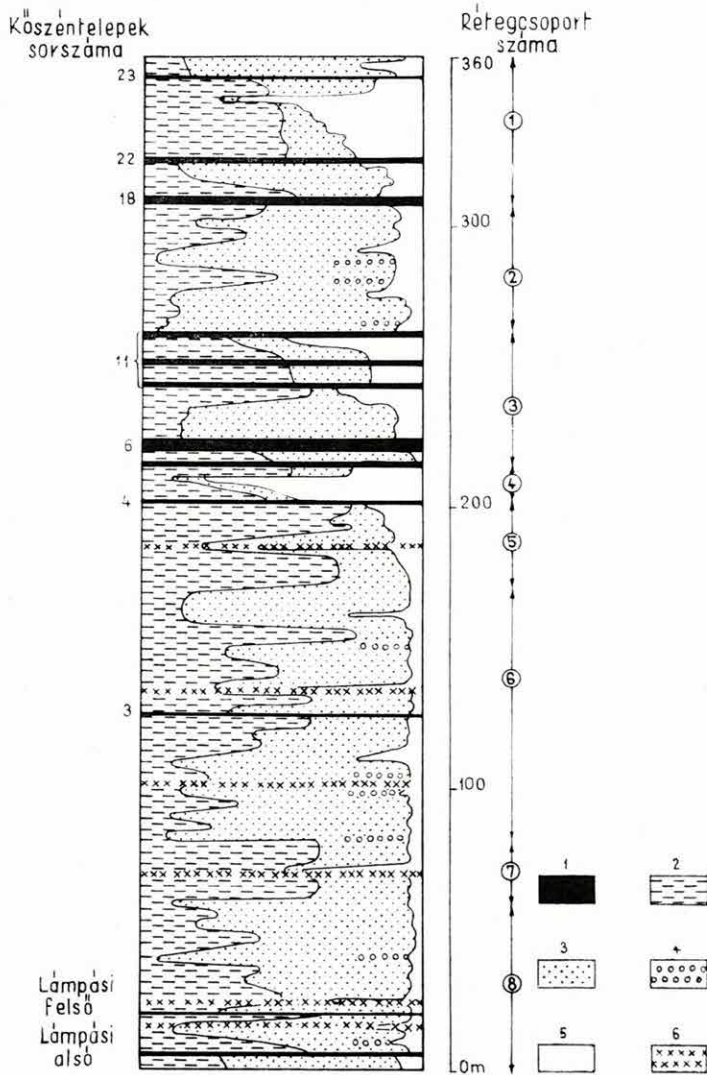
Kőzettani vizsgálataink eredményeinek szelvényenkénti ismertetésére itt nincs módunk, ezért csak az András-aknai alapszelvény kiértékelésének rövid összefoglalását tartjuk célszerűnek, miután ugyanezt a szelvényt NAGY E. (1963) üledékföldtani szempontból értékelte.

Kőzettani alapon az alapszelvényt 8 rétegcsoportra osztottuk fel (10. ábra). Kiszámítottuk a szakaszok főbb kőzetfajtáinak százalékos arányát (4. táblázat).

A legelső (8. sz.) rétegcsoportot a homokkő túlsúlya jellemzi, amely sűrűn váltakozik vékony agyagkő- és aleuritrétegekkel. (E rétegcsoport alján van a lámpási alsó és felső kőszéntelep.) Gyakori a durvaszemű homokkő, amely három szintben még kőzetdarát is tartalmaz. Ez utóbbi

4. táblázat

Rétegcsoport száma	Márga, mészkő	Agyagvaskő	Köszén	Agyagkő	Aleurit	Homokkő	Kőzetdarás homokkő
1.	9,5%	—	18,3%	43,0%	14,4%	14,8%	—
2.	—	—	3,4	30,8	5,4	39,2	21,2%
3.	11,7	—	28,7	29,3	3,5	26,8	—
4.	64,7	—	2,5	32,8	—	—	—
5.	—	11,5%	2,0	57,2	29,3	—	—
6.	—	2,8	6,5	29,5	7,0	45,6	8,6
7.	—	15,5	3,7	71,4	—	9,4	—
8.	—	2,2	4,8	22,2	18,9	45,0	6,9



10. ábra. Az András-aknai alapszelvény közzetani felépítése

Jelmagyarázat: 1. kőszén, 2. agyagfrakció, 3. homok- és kőzetliszt-frakció, 4. kavicsfrakció, 5. karbonát-
ásványok, 6. agyagvaskövek. — Bekarikázott szám a rétegcsoport száma

Fig. 10. Constitution lithologique du profil fondamental du puits András

Légende: 1, houille; 2, fraction argileuse; 3, fraction sableuse et boueuse; 4, fraction de gravier; 5, miné-
raux de carbonate; 6, sphérosiderites. — Le numéro en cercle représente celui du groupe de couches

Рис. 10. Литологическое строение опорного разреза шахты Андраш

Легенда: 1, уголь, 2, глинистая фракция, 3, алевритовая и песчаная фракция, 4, грубообломочная
фракция, 5, карбонатные минералы, 6, сферосидериты. — Цифры в кружках представляют собой
номера пачек

képződményt folyóvízi üledékként értelmezhetjük, és feltételezhető, hogy a többi képződmény is nagyrészt folyóvízi, illetve ártéri, kisebb részt mocsári üledék lehet.

A következő (7. sz.) rétegcsoportot az agyagkőzetek túlsúlya jellemzi. Ugyanitt az agyagvaskő is feldúsul, a durvaszemű és kőzetdarás homokkő ellenben teljesen kimarad. E képződményeket állóvízi—tavi üledékeknek tekintjük. A terület állandó vízzel való borítottságát a kőszénrétegek kis százaléka (3,7%) is bizonyítja. A felette következő (6. sz.) rétegcsoport a legalsóhoz hasonló. Változatos összetételű kőzetekből áll, amelyen belül négy szintben újra megjelennek a kőzetdarás durvaszemű homokkövek. Sok, de nagyon vékony kőszéntelepecske is jelentkezik. E rétegcsoportot váltakozó folyóvízi, ártéri és mocsári képződésű üledéksornak tekintjük.

A rákövetkező 5. sz. rétegcsoport a 7. csoporttal vethető össze; szintén az agyagkőzetek és agyagvaskövek feldúsulása jellemzi. Kevesebb a kőszénréteg és teljesen hiányzik a homokkő. Tavi, ill. zárt laguna eredetűnek tekintjük. Fokozatosan fejlődik ki ebből a 4. sz. rétegcsoport. Ebben uralkodóan márgák és agyagos mészkövek találhatók. Tengermenti nyílt laguna-képződménynek tekintjük őket. E szint kőzettanilag olyannyira eltér az alsó-liász rétegösszlet többi képződményétől, hogy *kőzettani vezető-szintként* való felhasználása célszerűnek látszik.

A 3. sz. rétegcsoportot az jellemzi, hogy sok és viszonylag vastag kőszéntelep tartalmaz (28,7%), amelyek kőzettanilag a legkülönbözőbb rétegekkel váltakoznak. Mocsári viszonyok túlsúlya jellemző e rétegcsoportra, amelyet ismételten megszakítanak folyóvízi, ártéri és tengermenti nyílt laguna-üledékek. Az utóbbiak jelenlétét tengeri faunával jellemzett rétegek is bizonyítják. Jellegzetes tengermenti paralikus kőszénképződésről van tehát itt szó. A 2. sz. rétegcsoportban újra a homokkövek kerülnek túlsúlyba, sőt három szintben kőzetdarás durvaszemű homokkő is jelentkezik. Viszonylag kevés és vékony kőszéntelep található itt. Változó; folyóvízi, ritkábban mocsári és nyílt laguna-üledékek e rétegcsoport képződményei. A legfelső rétegcsoportot újból a kőszénrétegek felszaporodása jellemzi (18,3%), viszonylag finomabb szemű törmelékeny kőzetek és agyagok kíséretében. Tengermenti paralikus kőszénképződést tételezünk fel itt is, a tengeri faunával jellemzett agyagos-márgás közbe-települések alapján.

Ö s s z e f o g l a l ó a n: a szelvényt az 5. sz. rétegcsoport felső határáig édesvízi—folyóvízi (limnikus), felette pedig partmenti lagunás (paralikus) üledékképződés túlsúlya jellemzi. Lassú, fokozódó tengerelöntés következménye ez, amelyet kisebb üledékritmusok tagolnak. Nem véletlen, hogy agyagvaskövek csak az alsó limnikus szakaszban, márgák és agyagos mészkövek pedig csak a felső szakaszban találhatók.

Az agyagásvány-összetétel is hiven tükrözi a fáciesváltozásokat. Az 1. táblázaton láthattuk, hogy az agyagásvány-összetétel kőzetfajtán-

ként más és más. Ezért fácies-megállapításhoz csak azonos kőzetfajták agyagásvány-összetételét használhatjuk. Legalkalmasabbak erre maguk az agyagkőzetek. A folyóvízi és ártéri üledékekkel jellemzett 8. és 6. sz. rétegcsoportban illit mellett kevés kaolinit található. A 7. sz. rétegcsoport tavi üledékeit megnövekedett kaolinittartalom jellemzi, sőt helyenként kevés montmorillonit és klorit is fellép. Ugyanez mondható a hasonló fáciesű 5. sz. rétegcsoportra is. A 4. sz. rétegcsoportbeli agyagos mészkőrétegek tengermenti nyílt laguna jellegét a kaolinit teljes hiánya mellett a hidrocillámok megjelenése és a klorit erős feldúsulása (33,0%) jelzi. A felső három rétegcsoport paralikus jellege a minták kicsiny, de állandó klorittartalmában tükröződik. A kőszéntelepekkel jellemzett 1. és 3. sz. rétegcsoportot a kaolinit feldúsulása, a 2. sz.-t az illit túlsúlya jellemzi.

IRODALOM

- KARDOSSNÉ DANZWITZ A. 1956: A komlói alsó-liász kőszénösszlet meddőinek mikroszkópos vizsgálata. — Földt. Int. Évk. **45.** 1. pp. 73–92.
- LÁDA Á. 1961: A mecsekhegységi liász kőszén komplex vizsgálata és telepazonosítása. — Földt. Int. Évk. **49.** 4. pp. 855–861.
- NAGY E. 1963: A Pécs környéki alsó-liász kőszénösszlet kifejlődési típusai az András-aknai alapszelvényben. — Földt. Int. Évi Jel. 1961. évről, I.
- SZÁDECZKY—KARDOSS E. 1956: A dél-mecseki liász kőszén származása az új kollektív vizsgálatok tükrében. — Földt. Int. Évk. **45.** 1. pp. 315–355.

EXAMEN SÉDIMENTOLOGIQUE DES PROFILS FONDAMENTAUX DU COMPLEXE HOUILLER LIASIQUE INFÉRIEUR DES ENVIRONS DE PÉCS (MONTAGNE MECSEK)

par

GY. BÁRDOSSY et G. NOSKE—FAZEKAS

Au cours de l'examen des couches stériles du complexe houiller liasique inférieur des environs de Pécs les auteurs ont introduit, parallèlement à l'application des méthodes classiques, de nouvelles voies d'examen. Ces méthodes de recherche amplifiées furent appliquées dans la coupe du puits András, dont la série renferme les formations du Liasique inférieur à partir des laies de houille basales de Lämpás jusqu'à la laie N° 23. La composition minéralogique a été établie par la coordination des descriptions macroscopiques, des déterminations et analyses modèles des plaques minces, de l'examen de la composition granulométriques des matières détritiques, des observations concernant la forme des grains, ainsi que par le moyen des courbes de diffractomètre à rayons X et des analyses chimiques, ce qui représente une étude possiblement la plus

approfondie des échantillons. En se basant sur les résultats fournis par les recherches qui viennent d'être mentionnées on a pu tirer des conclusions sur l'origine des constituants minéralogiques des roches examinées, ainsi que sur leur altération qui se produisit après la déposition de celles-là. Les auteurs ont mis en comparaison les résultats des examens avec les observations faciologiques faites par E. NAGY sur les mêmes formations. La partie inférieure du complexe houiller est composée de dépôts terrestres (lacustres-fluviatiles), tandis que la partie suivante consiste (à partir de laie de houille N° 4) en formations de caractère paralique. Cette opinion fut mise en évidence non seulement par l'ensemble des examens énumérés, mais même par la variation de la teneur en minéraux argileux des roches. Les données fondamentales des analyses qualitative et quantitative modernes des ces minéraux ont été fournies par la diffractométrie à rayons X. Les sédiments limniques se caractérisent par l'abondance de l'illite et par une teneur plus réduite en kaolinite, plus rarement en montmorillonite et en chlorite, tandis que dans les roches argileuses des laies de houille paraliques supérieures la concentration de la kaolinite n'est élevée qu'à proximité immédiate de la houille et parallèlement à l'enrichissement des hydromicas, un enrichissement considérable en chlorite peut être observé.

ОСАДОЧНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ НИЖНЕЛЕЙАСОВОЙ УГЛЕННОЙ ТОЛЩИ РАЙОНА Г. ПЕЧ (ГОРЫ МЕЧЕК)

ДЬ. БАРДОШШИ и Г. НОСКЕ—ФАЗЕКАШ

При изучении пустых слоев нижнелейасовой угленосной толщи района г. Печ авторы внедрили, кроме классических методов исследования, также новые методы. Эти более комплексные исследовательские методы применялись в разрезе шахты „Андраш”, толщина которого заключает в себе нижнелейасовые образования начиная с наиболее нижних Лампашских пластов вплоть до угольного пласта № 23. Определение минералогического состава в весовых процентах произведено путем суммировки следующих методов: макроскопического описания породы, минералогического определения тонких шлифов и обмера зерен в них, а также путем изучения гранулометрического состава кластических пород, наблюдений относительно формы зерен, рентгеновских съемок и химических анализов. Из полученных при этом данных были сделаны выводы относительно происхождения минеральных компонентов, слагающих соответствующие горные породы и относительно их изменения после осаждения. Результаты своих исследований, проведенных на этом материале, авторы сопоставляли с фацоло-

гическими наблюдениями, сделанными Э. НАДЬ в этом же разрезе. Они считают, что нижняя часть угленосной толщи складывается из континентальными (озерно-речными) отложениями, в то время как верхнюю часть составляют (от пласта № 4) образования паралического характера. При создании такого мнения, наряду с обобщением вышеперечисленных исследований, авторы с особым вниманием сопровождали изменение содержания глинистых минералов в породах. Каркасом современного качественно-количественного анализа глинистых минералов послужили рентгенодифрактометрические съемки. Лимнические отложения характеризуются большим содержанием иллита, меньшим содержанием каолинита, реже — наличием монтмориллонита и хлорита, в то время как в глинистых породах верхних пластов каолинит обогащается лишь в близости углей, причем около гидрослюд наблюдается сильное обогащение хлорита.

A PÉCS KÖRNYÉKI LIÁSZ FEKETEKÖSZÉN OPTIKAI VIZSGÁLATÁNAK LEHETŐSÉGEI

Írta: PAÁL ÁRPÁDNÉ

A mecsekhegységi liász feketeköszén vizsgálatának eredményeit SZÁDECZKY-KARDOSS E. foglalta össze „A délmecseki liász köszén származása az új kollektív vizsgálatok tükrében” című nagyszabású szintézisében (1956). Az abban közölt szénközettani vizsgálatokat elsősorban az „Atlas für angewandte Steinkohlenpetrographie” című munkában lefektetett elvek és a közölt fényképanyag alapján végeztem. Azóta alkalmam nyílt különböző korú barnaköszéneknek, köszénkutató fúrások szenes agyagjainak, valamint kovásodott és recens faszöveteknek áteső és ráeső fényben való megfigyelésére. Tapasztalataimat felhasználva megkísértem a kovács- és soványköszén állapotú, Pécs környéki feketeköszénekben is nyomozni azok kiindulási anyagát és annak átalakulásait.

Barnaköszénekben végzett vizsgálataim alkalmával azt tapasztaltam, hogy a valódi bituminiteken kívül köszénben tulajdonképpen huminitanyagú és mégis bituminitszerű — azokhoz reflexióban hasonló sötét-szürke, fekete színű — elegyrészek is előfordulnak. Ilyeneknek ismertem meg elsősorban egyes szállítósejteket, illetve sejtcsoportokat a fa- és (részben) a kéregszöveten belül. E sejtfalak bituminitszerű külső megjelenése feltehetőleg a bennük képződött vagy szállított valódi bituminitekkal történt átítatódás következménye. Rendkívüli körülmények folytán még erősebb szénülés mellett is megtarthatják bituminitszerű megjelenésüket, mint ahogy azt a fényképen egy létrás áttörésű trachea-maradvány esetében láthatjuk (III. tábla 5.).

Vannak esetek, amikor ezek a sejtfalak könnyen félrevezethetik a vizsgálot, mert valódi bituminiteket vélhet bennük látni. Összepréselődött ferde vagy keresztmetszetben, esetleg egyenlőtlen elszíneződés, illetve megmaradás által ugyanis spóraszerűvé válhatnak. Más esetekben egyes sejtek vagy sejtcsoportok falmaradványaiból hosszmetsetben kutikulaszerű képletek alakulhatnak. Valószínűnek látszik, hogy a komlói vizsgálatok alkalmával a kevés bituminitet tartalmazó klárit „spórája” és „kutikulája” nem egy esetben faszöveti származású sejtfalmaradvány

volt. Természetes, hogy a szénülés folyamán az ilyen „ál-bituminitek” fognak először a többi huminitekhez teljesen hasonlónak válni, tehát homogenizálódni, vitritesedni.

Jelen vizsgálataim során sok esetben megfigyeltem olyan, biztosan faszöveti eredetű, fogazott kutikulaszerű sejtmaradványokat, melyek a szállítóelemek létrás vastagodásából származtak. A közölt képek közül az egyik a teljes létrát ábrázolja fuzitosodott állapotban (II. tábla 2.). A másik kép vitritjében fél-létrák őrződtek meg kutikulaszerű fogazottság gyanánt (II. tábla 1.). Kisebb szénülésfok mellett bizonyára jelentkezne rajtuk a bituminitszerű színhatás is. A fogazottságnak a vitritben való megmaradását itt a kovaanyag-közbetelepülés mentén kialakuló, enyhe szemifuzinitedés tette lehetővé. Távolabb a hozzátartozó faszövet egyöntetű, homogén vitritté vált.

Az itt előforduló teljesen sima, egyenletes felületű vitriteket túlnyomóan fa- és belső kéregeredetűnek gondolom, még a feketekőszekben mutatkozó erősebb szénülés ellenére is. Elképzelhető ugyanis, hogy a vitritek valamikor spórák, vagy egyéb bituminitet tartalmazó kláritok voltak és csak a szénülés során „homogenizálódtak” vitritté. Tehát az igazi vitritek és az eredetileg spórás-kutikulás kláritok között itt már nem lehetne különbséget tenni. Vizsgálataim folyamán azonban talákoztam olyan feketekőszén-típusokkal, melyekben valódi bituminitek, spórák jelenlétét lehetett kimutatni, vagy feltételezni.

Az egyik, sok bituminitet rejtő jellemző kőszéntípus Komlón a IV. telepben, István-aknán a XV. telepben jelenik meg (a két telep azonos szintbe tartozik). Ez a kőszén makroszkóposan és mikroszkópos felépítésében egyaránt elkülönül a többiektől. Színe szürkésfekete, fénye tompa, törése kagylós. Kis szemnagyságú részekből áll, duritos jellegű, kennel-szerű, sok spórát, pollent és kevés piritet tartalmaz. István-aknán feltűnt a már Komlón is mutatkozó kvarcsemcsék jelentős felszaporodása. Ismételt vizsgálatukkor derült csak ki, hogy ezek a kvarcsemcsék legtöbbször bituminittestek helyén és azok alakjában jelentkeznek. A fényképek is bemutatnak többé vagy kevésbé elkovásodott, részben korrodált makrospórákat és egyéb bituminittesteket (I. tábla 1, 2, 3, 4.). Ritkábban karbonátos és egyéb pszeudomorfózák is előfordulhatnak benne. Ez a morfológiai sajátágon alapuló megfigyelés itt azt a feltevést látszik alátámasztani, hogy a magas illótartalmú bituminittestek elbomlása esetén azok helyét szerves vagy szervetlen oldatvándorlásból származó idegen anyag töltheti ki. Nagyon érdekes és a spórák vitritesedésével ellentmondónak látszik az a tény, hogy e testek nem kovásodott — talán polimerizáltabb — részének bituminit-színe és jellege megmaradt.

A másik, eredetileg bituminites kőszéntípus valamivel nagyobb szemnagyságú részekből épül fel. Első szemléletre agyagos vitritnek tűnik. Benne a maradék bituminitek alig észrevehetően megbújnak a vitrites részek közötti kevés agyagban. Kovásodás itt nem látható. E kőszén-

típus kláritos jellegének felismerését csak a felületi csiszolatok többszöri átvizsgálása és a hasonló típusú barnakőszén felépítésének ismerete tette lehetővé. Abban ág- és kéregtörédekek, levélmaradványok, parakoszorús gyökérátmetszetek, több-kevesebb exinit és agyagos szennyezés fordult elő. Alom-, vagy talajsintként volt értelmezhető. Itt az összetétel sok apró részlet felépítésében is kétségtelenül ahhoz hasonló. Gyakori bennük egy sajátos megjelenésű globulitsoport-képződés, mely mintha szintén főleg bituminitekben jelentkeznek. A kis, gömbded globulitoknak csak egy részében találunk finom pontszerű sárga pirithalmazokat, a többi felülciszolatban sötét, még ismeretlen anyagú (I. tábla 6.). Ez a típus még többoldalú, további vizsgálatot igényel.

Valószínűleg voltak bituminitek a többé-kevésbé egyenetlen felületű — hol vitrit, hol szemifuzinitszerű — helyenként inert beágyazásokat és kvarcsemcséket tartalmazó kőszéntípusokban, melyek ügylátszik a klárit és klárit-durit átmenet itteni megjelenési formái. Bennük a bituminitek nem felismerhetők. Mibenlétük nem tisztázott. Ilyen megjelenés elképzelhető heterogén származással, de külső kéregszövetekhez hasonló heterogén szöveti felépítéssel is. Egyes telepekben jelentős százalékban szerepelnek. Az itteni kvarcoknak bituminitekkel való kapcsolata kétséges.

Az elmondottak alapján a tiszta, homogén vitriteket egységes szövetből kiindulónak tételezhetjük fel. Viszont előfordulnak benne helyenként vitrinertit és fuzitrészletek, mint ugyanannak a szöveti egységnek különböző megmaradási formái. Hogy a sejtfaalak kipreparálódását, oxinitesedését a még élő faszövet kóros folyamatai, vagy a már élettelen faszövetet ért szerves vagy szervetlen behatás okozta-e, az bizonytalan. Előfordul, hogy a vitritben átmenetekkel jelentkezik a fuzit. Látszik, hogy benne keletkezett és vele egy szöveti egységet alkot (IV. tábla 3.). Találkoztam fuziton belül vitritként megjelenő szigetekkel (IV. tábla 4.). Máskor a vitrit és fuzit között oxinitrészcsek helyezkednek el mint fuzitkezdemények. Ez esetben a vitrinertit és fuzit között csak fokozati különbség van. Hasonló, de kevésbé finoman tagolt szerkezet valószínűleg gombahatásra jött létre (IV. tábla 1, 2.). SZÁDECKY-KARDOSS E. (1952) „recés periblinit” néven a miocén kőszénből leírt kéregszövetének is megtaláltam a mását (IV. tábla 6.). Mindezekben a szöveti szerkezetekben tehát egységes kiindulóanyagról van szó, nem pedig mikritnek és fuzitszilánkoknak egy vitrites alapanyagba történt utólagos beágyazásáról.

Vannak azonban független fuzittek is, melyek feltehetőleg már oxinitként kerültek a tőzegesedő agyagba. A fuzit sejtüregeit többnyire kovaanyag, ritkábban karbonát, pirit vagy agyag tölti ki (II. tábla 5; III. tábla 2; V. tábla 3, 4, 5, 6.). Esetenként e szervetlen betelepüléseknek oldó hatást kell tulajdonítanunk, mert egyik-másikban a hajdani egységes szerkezetnek már csak nyomai maradtak meg (II. tábla 4, 5.).

A fuzitok rendszeren tülevelűeket és harasztféléket őriztek meg, de likacsgyűrűs lombosfa-nyomok is voltak (V. tábla 1, 2.).

Ép *Araucaria*-szövet került elő egy pirités gumóból, alternáló és egysoros gödörkés tracheidákkal (III. tábla 4.).

Utolsóként, de nem utolsó sorban meg kell emlékeznünk az agyagos szénképződményekről. Ezek vizsgálata meglehetősen elhanyagolt, mert vékonycsiszolat nehezen készíthető belőlük és mivel technológiai szempontból nem érdekesek, kevésbé is foglalkoznak velük, pedig tanulmányozásuk sok értékes tanulsággal szolgál.

Már évekkel ezelőtt — a csak szénnyomokat tartalmazó kutatófúrások anyagának vizsgálata alkalmával — feltűnt, hogy az azokban fellelhető növényi maradványok majdnem mindig nagyobb szöveti egység — többnyire faszövet — részleteit képviselik. Úgy látszik, hogy ahol nem alakulhatott ki kőszéntelep, mert nagymértékű volt a növényzet természetes lebontása, ott a kevés maradékot az a szervezet szolgáltatta, amely nagyobb tömege és tömöttebb felépítése révén a legtovább ellenállhatott a lepusztulásnak. Agyagosodott faszövetek jelenléte tehát arra mutathat, hogy a telep fekéjében még, a fedőjében pedig már nem voltak kedvezőek a feltételek a növényi felhalmozódásra. Az elagyagosodás mértéke elsősorban a vízzel borítottság függvénye lehet. Csak időnkénti víztakaró esetén a kisebb növényi szervezetek áldozatul esnek az atmoszferiliáknak, vagy a kisebb-nagyobb élő szervezetek pusztító hatásának és a nagyobbak is fokozatosan elbomlanak. Elöntés alkalmával a nagyobb szöveti egység lebontott részei közé, vagy több hasonlóképpen lepusztult maradvány közé iszap települ.

Gyenge elagyagosodás megkönnyíti a homogén vitrites faszövet felismerését és ezáltal — különösen erős szénülés mellett — jó szolgálatot tesz (VI. tábla 5.). Egyes kőszenes agyagokban is megtalálhatjuk az egységes felépítés nyomait (VI. tábla 1, 2, 3, 4.). Kipreparálódó vázrészek, létrás vastagodás maradványai utalhatnak a kiinduló növényi anyagra (II. tábla 3.). Nádszerű szervezeteket is megőrizhet az iszap, annak üregeit kitöltve, majd lebontott szövetei közé települve (VI. tábla 2.). A fényképen látható finom, vékonyfalú, erősen agyagos szerkezet csak helyben pusztulhatott le, mert különben a szállítódás folyamán elroncsolódott volna.

Elagyagosodás feltehetőleg a diagenézis folyamán szervesetlen anyagvándorlással kapcsolatban is keletkezhetett, hasonlóan a kovás és karbonátos metasomatikus átalakulásokhoz. Láttuk, hogy még a fuzit oxinites sejtfa is átadta helyét a szervesetlen betelepülésnek, hogyne történhetne ez meg bizonyos körülmények között a vegyhatásokra könnyebben reagáló huminites sejtfaalakokkal? A másodlagosan kivált agyagásványoknak a növényi anyag metasomatikus átalakításában való szerepére remélhetőleg a röntgenvizsgálatok nyomán fogunk feleletet kapni.

IRODALOM

- Atlas für angewandte Steinkohlenpetrographie.* — Verlag Glückauf, Essen, 1951.
Atlas mikrostruktur uglej Donyeckogo Baszszjeja. — Akademiya SzSzSzR. Moszkva, 1955.
- DUPARQUE, A.—JUDAS, F. 1956: Les sclérotés s. l. de la Veine Sainte-Barbe de l'ancienne Concession de Noeux par A. Duparque et F. Judas. — Ann. Soc. Géol. du Nord. T. 76.
- Classification decimale des Fiches.* — Comité international de pétrologie des charbons. Commission Nomenclature Edition. 1957.
- GREGUSS P. 1945: A közép-európai lomblevelű fák és cserjék meghatározása szövettani alapon. — Budapest.
- GREGUSS, P. 1955: Xylotomische Bestimmung der heute lebenden Gymnospermen. — Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1952: Szénkőzetan. — Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1956: A délmecseki liász kőszén származása az új kollektív vizsgálatok tükrében. — Földt. Int. Évk. 45. 1.
- VADÁSZ E. 1952: Kőszénföldtan. — Budapest.

Táblamagyarázó az I—VI. táblához

Olajimmerzióval készült fényképfelvételek a dél-mecseki kőszén felületi csiszolatairól. A 100 μ -nak megfelelő hosszúságot a táblák alján jelöltük. A IV. 3., V. 2, 3. fényképek száraz objektívvel készültek. Nagyításuk a kép alatt található meg.

A fényképtáblákon szereplő kőszénminták lelőhelye

I. tábla 1. kép:	István-akna	IV. szint	15. telep (kennel)
I. tábla 2. kép:	István-akna	IV. szint	15. telep (kennel)
I. tábla 3. kép:	István-akna	IV. szint	15. telep (kennel)
I. tábla 4. kép:	István-akna	IV. szint	15. telep (kennel)
I. tábla 5. kép:	András-akna	VII. szint	23. telep
I. tábla 6. kép:	András-akna	VII. szint	6. telep
II. tábla 1. kép:	András-akna	VII. szint	2. telep
II. tábla 2. kép:	Vasas	VIII. szint	13. telep 2. pad
II. tábla 3. kép:	András-akna	VII. szint	1. telep
II. tábla 4. kép:	Vasas	VIII. szint	13. telep 2. pad
II. tábla 5. kép:	András-akna	VII. szint	3. telep
II. tábla 6. kép:	Széchenyi-akna	VIII. szint	23. telep
III. tábla 1. kép:	András-akna	VII. szint	3. telep
III. tábla 2. kép:	András-akna	VII. szint	2. telep
III. tábla 3. kép:	István-akna	IV. szint	6. telep
III. tábla 4. kép:	András-akna	VIII. szint	8. telep
III. tábla 5. kép:	István-akna	III. szint	23. telep
III. tábla 6. kép:	András-akna	VIII. szint	8. telep
IV. tábla 1. kép:	István-akna	IV. szint	6. telep
IV. tábla 2. kép:	István-akna	IV. szint	6. telep
IV. tábla 3. kép:	Vasas	VIII. szint	13. telep 2. pad
IV. tábla 4. kép:	Vasas	VIII. szint	13. telep 2. pad
IV. tábla 5. kép:	Széchenyi-akna	VIII. szint	23. telep
IV. tábla 6. kép:	István-akna	III. szint	23. telep
V. tábla 1. kép:	István-akna	III. szint	23. telep
V. tábla 2. kép:	Vasas	VIII. szint	13. telep 2. pad
V. tábla 3. kép:	Vasas	VIII. szint	13. telep 2. pad
V. tábla 4. kép:	Vasas	VIII. szint	13. telep
V. tábla 5. kép:	István-akna	IV. szint	15. telep (fényes)
V. tábla 6. kép:	István-akna	IV. szint	6. telep
VI. tábla 1. kép:	András-akna	VII. szint	6. telep
VI. tábla 2. kép:	Vasas	VIII. szint	13. telep 3. pad
VI. tábla 3. kép:	András-akna	VII. szint	3. telep (feküjje)
VI. tábla 4. kép:	András-akna	VII. szint	11. telep
VI. tábla 5. kép:	András-akna	VII. szint	2. telep
VI. tábla 6. kép:	András-akna	VII. szint	3. telep (fedője)

Erklärungen zu den Tafeln I—VI

Aufnahmen von Anschliffen der Südmecseker Schwarzkohle in Ölimmersion. Die Länge von 100μ ist am untern Teil der Tafel angegeben. Die Aufnahmen IV. 3; V. 2, 3 wurden mit trockenem Objektiv aufgenommen. Lineare Vergrößerung unter der Aufnahme angegeben.

Fundorte der auf den Tafeln dargestellten Schwarzkohlenproben

Tafel I.	Abb. 1.:	Schacht István	Horizont IV.	Flöz 15. (Cannelkohle)
Tafel I.	Abb. 2.:	Schacht István	Horizont IV.	Flöz 15. (Cannelkohle)
Tafel I.	Abb. 3.:	Schacht István	Horizont IV.	Flöz 15. (Cannelkohle)
Tafel I.	Abb. 4.:	Schacht István	Horizont IV.	Flöz 15. (Cannelkohle)
Tafel I.	Abb. 5.:	Schacht András	Horizont VII.	Flöz 23.
Tafel I.	Abb. 6.:	Schacht András	Horizont VII.	Flöz 6.
Tafel II.	Abb. 1.:	Schacht András	Horizont VII.	Flöz 2.
Tafel II.	Abb. 2.:	Vasas	Horizont VIII.	Flöz 13. Bank 2.
Tafel II.	Abb. 3.:	Schacht András	Horizont VII.	Flöz 1.
Tafel II.	Abb. 4.:	Vasas	Horizont VIII.	Flöz 13. Bank 2.
Tafel II.	Abb. 5.:	Schacht András	Horizont VII.	Flöz 3.
Tafel II.	Abb. 6.:	Schacht Széchenyi	Horizont VIII.	Flöz 23.
Tafel III.	Abb. 1.:	Schacht András	Horizont VII.	Flöz 3.
Tafel III.	Abb. 2.:	Schacht András	Horizont VII.	Flöz 2.
Tafel III.	Abb. 3.:	Schacht István	Horizont IV.	Flöz 6.
Tafel III.	Abb. 4.:	Schacht András	Horizont VIII.	Flöz 8.
Tafel III.	Abb. 5.:	Schacht István	Horizont III.	Flöz 23.
Tafel III.	Abb. 6.:	Schacht András	Horizont VIII.	Flöz 8.
Tafel IV.	Abb. 1.:	Schacht István	Horizont IV.	Flöz 6.
Tafel IV.	Abb. 2.:	Schacht István	Horizont IV.	Flöz 6.
Tafel IV.	Abb. 3.:	Vasas	Horizont VIII.	Flöz 13. Bank 2.
Tafel IV.	Abb. 4.:	Vasas	Horizont VIII.	Flöz 13. Bank 2.
Tafel IV.	Abb. 5.:	Schacht Széchenyi	Horizont VIII.	Flöz 23.
Tafel IV.	Abb. 6.:	Schacht István	Horizont III.	Flöz 23.
Tafel V.	Abb. 1.:	Schacht István	Horizont III.	Flöz 23.
Tafel V.	Abb. 2.:	Vasas	Horizont VIII.	Flöz 13. Bank 2.
Tafel V.	Abb. 3.:	Vasas	Horizont VIII.	Flöz 13. Bank 2.
Tafel V.	Abb. 4.:	Vasas	Horizont VIII.	Flöz 13.
Tafel V.	Abb. 5.:	Schacht István	Horizont IV.	Flöz 15. (Glanzkohle)
Tafel V.	Abb. 6.:	Schacht István	Horizont IV.	Flöz 6.
Tafel VI.	Abb. 1.:	Schacht András	Horizont VII.	Flöz 6.
Tafel VI.	Abb. 2.:	Vasas	Horizont VIII.	Flöz 13. Bank 3.
Tafel VI.	Abb. 3.:	Schacht András	Horizont VII.	Flöz 3. (Liegende)
Tafel VI.	Abb. 4.:	Schacht András	Horizont VII.	Flöz 11.
Tafel VI.	Abb. 5.:	Schacht András	Horizont VII.	Flöz 2.
Tafel VI.	Abb. 6.:	Schacht András	Horizont VII.	Flöz 3. (Hangende)

Объяснение к таблицам I—VI

Снимки, выполненные в масляной имерсии об аншлифов, приготовленных из камерного угля Южного Мечека. Длина, соответствующая 100 микронам указана на нижней части таблиц. Снимки IV. 3; V. 2, 3 засняты сухим объективом. Увеличение указано под снимок.

Местонахождение проб каменного угля, фигурирующих на фототаблицах

Табл. I.	Снимок 1.	Шахта Иштван	Горизонт IV.	Флец 15	кеннель
Табл. I.	Снимок 2.	Шахта Иштван	Горизонт IV.	Флец 15	кеннель
Табл. I.	Снимок 3.	Шахта Иштван	Горизонт IV.	Флец 15	кеннель
Табл. I.	Снимок 4.	Шахта Иштван	Горизонт IV.	Флец 15	кеннель
Табл. I.	Снимок 5.	Шахта Андраш	Горизонт VII.	Флец 23	
Табл. I.	Снимок 6.	Шахта Андраш	Горизонт VII.	Флец 6	
Табл. II.	Снимок 1.	Шахта Андраш	Горизонт VII.	Флец 2	
Табл. II.	Снимок 2.	Вашаш	Горизонт VIII.	Флец 13	пачка 2
Табл. II.	Снимок 3.	Шахта Андраш	Горизонт VII.	Флец 4	
Табл. II.	Снимок 4.	Вашаш	Горизонт VIII.	Флец 13	пачка 2
Табл. II.	Снимок 5.	Шахта Андраш	Горизонт VII.	Флец 2	
Табл. II.	Снимок 6.	Шахта Сечени	Горизонт VIII.	Флец 23	
Табл. III.	Снимок 1.	Шахта Андраш	Горизонт VII.	Флец 3	
Табл. III.	Снимок 2.	Шахта Андраш	Горизонт VII.	Флец 2	
Табл. III.	Снимок 3.	Шахта Иштван	Горизонт IV.	Флец 6	
Табл. III.	Снимок 4.	Шахта Андраш	Горизонт VIII.	Флец 8	
Табл. III.	Снимок 5.	Шахта Иштван	Горизонт III.	Флец 23	
Табл. III.	Снимок 6.	Шахта Андраш	Горизонт VIII.	Флец 8	
Табл. IV.	Снимок 1.	Шахта Иштван	Горизонт IV.	Флец 6	
Табл. IV.	Снимок 2.	Шахта Иштван	Горизонт IV.	Флец 6	
Табл. IV.	Снимок 3.	Вашаш	Горизонт VIII.	Флец 13	пачка 2
Табл. IV.	Снимок 4.	Вашаш	Горизонт VIII.	Флец 13	пачка 2
Табл. IV.	Снимок 5.	Шахта Сечени	Горизонт VIII.	Флец 23	
Табл. IV.	Снимок 6.	Шахта Иштван	Горизонт III.	Флец 23	
Табл. V.	Снимок 1.	Шахта Иштван	Горизонт III.	Флец 23	
Табл. V.	Снимок 2.	Вашаш	Горизонт VIII.	Флец 13	пачка 2
Табл. V.	Снимок 3.	Вашаш	Горизонт VIII.	Флец 13	пачка 2
Табл. V.	Снимок 4.	Вашаш	Горизонт VIII.	Флец 13	
Табл. V.	Снимок 5.	Шахта Иштван	Горизонт IV.	Флец 15	блестящий
Табл. V.	Снимок 6.	Шахта Иштван	Горизонт IV.	Флец 6	
Табл. VI.	Снимок 1.	Шахта Андраш	Горизонт VII.	Флец 6	
Табл. VI.	Снимок 2.	Вашаш	Горизонт VIII.	Флец 13	пачка 3
Табл. VI.	Снимок 3.	Шахта Андраш	Горизонт VII.	Флец 3	подошва
Табл. VI.	Снимок 4.	Шахта Андраш	Горизонт VII.	Флец 11	
Табл. VI.	Снимок 5.	Шахта Андраш	Горизонт VII.	Флец 2	
Табл. VI.	Снимок 6.	Шахта Андраш	Горизонт VII.	Флец 3	кровли

I. Tábla — Tafel I. — Таблица I.

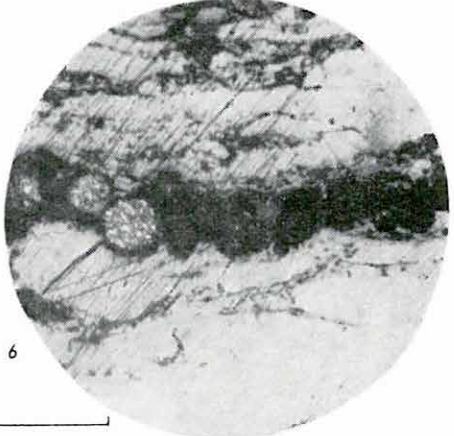
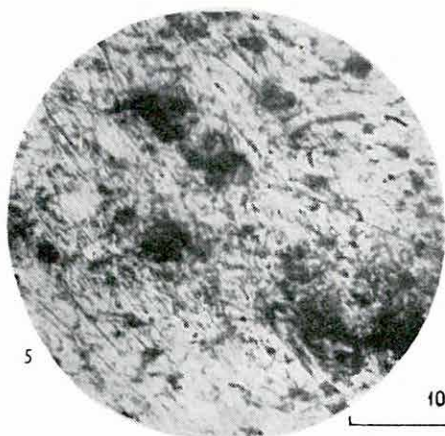
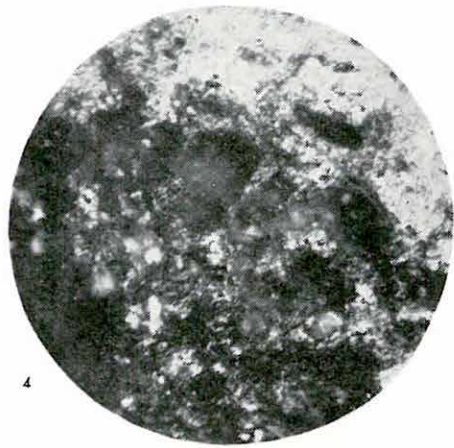
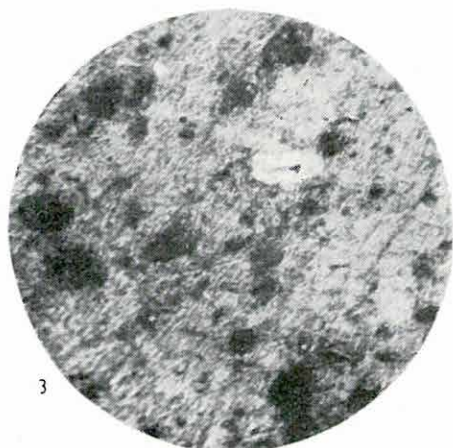
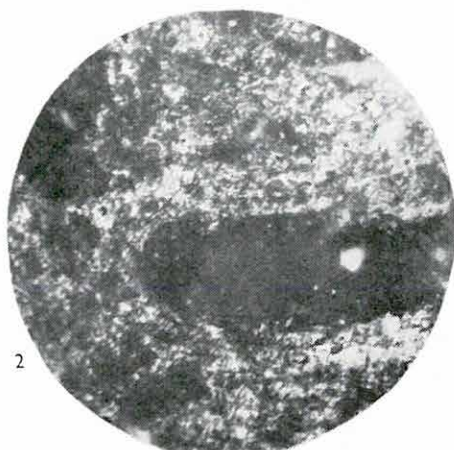
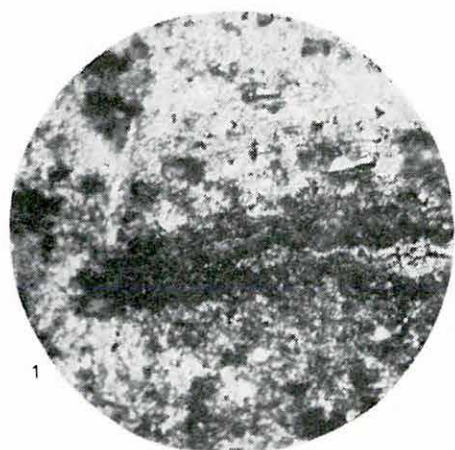
1. Korrodált és nagyrészt kovaagyaggal helyettesített makrospóra-részlet a vegyes felépítésű törmelékes eredetű, duritos kőszénben.
2. Nagyobb bituminittest nagyrészt kovaanyaggal kitöltött maradványa. A sötétebb balszélre a kovásodás már nem terjed ki.
3. Sötét „kvarclyukak” és fehér, piritesezett spóramaradvány ugyanabban a duritban.
4. Fekete, még ép spóranymok és sötétszürke kovásodott testek algaszerű csoportosulásban.
5. Külső megjelenésében az eddigiekhez némileg hasonló, szintén kvarccal szennyezett, de bizonytalan származású részlet.
6. Részlet egy eredetileg kláritos, bituminitben gazdag, agyagos-pirités szennyezésű, talajszintet képviselő kőszénből.

* * *

1. Korrodiertes und grösstenteils durch Kieselmaterial ersetztes Makrosporendetail in duritischer Trümmerschwarzkohle gemischter Struktur.
2. Überrest eines grösseren, grösstenteils mit Kieselmaterial aufgefüllten Bituminitkörpers. Die Verkieselung erstreckt sich nicht auf die dunklere linke Aussen-seite.
3. Dunkle „Quarzlöcher” und weisser, pyritisierter Sporenrest in demselben Durit.
4. Schwarze, noch wohlerhaltene Spuren von Sporen und dunkelgraue verkieselte Körper in algenartiger Gruppierung.
5. Äusserlich den bisherigen einigermassen ähnliches, gleichfalls mit Quarz verunreinigtes Detail unsicheren Ursprungs.
6. Detail aus einer ursprünglich klaritischen, an Bituminitt reichen, mit Ton und Pyrit verunreinigten, den einstigen Bodenhorizont vertretenden Schwarzkohle.

* * *

1. Корродированная и замещеная кремнистым материалом деталь макроспоры в дюреновом угле смешанной структуры и обломочного происхождения.
2. Заполненный большей частью кремнистым материалом остаток более крупного битуминитового тела.
3. Темные „кварцевые дыры” и белый, пиритизованный остаток споры в том же дюрене.
4. Черные, еще целые следы спор и темносерые окремненные тела в водорослевидной группировке.
5. Сходная в своем внешнем появлении с предыдущими, засоренная также кварцем, но неуверенного происхождения, деталь.
6. Деталь из исходно кларенового, богатого битуминитом угля, с глинистой-пиритовой примесью, представляющий прежний почвенный горизонт.



100 μ

II. Tábla — Tafel II. — Таблица II.

1. Faszöveti eredetű vitritben szerencsés módon megőrzött sejtfalak létrás vastagodásának kutikulaszerűen fogazott maradványai.
2. Fuzitként megmaradt hasonló faszövet, amelyben a létrás vastagodás fokai még épek.
3. Az előbbiekkal rokon faszövet lebontott és elagyagosodott maradványa a hosszanti vázelemek nyomaival és egy épen maradt létrás vastagodású sejtfalrészlettel — alul repedéskitöltésből származó karbonátos sáv.
4. Fuzitosodott növényi szövetrészlet, melyben a gombaszármazékokhoz hasonló képződmények plasmolysis folytán átalakult sejtkitöltések.
5. Ugyanennek a szövettípusnak nyomai a kovás és agyagos kőszenes meddőben.
6. Finoman szerkezetes fuzitrészlet — DUPARQUE által gombaszkleróciumnak tartott testekkel.

* * *

1. Kutikulenartig gezahnte Reste leiterförmiger Verdickung von Zellwänden, die im vom Holzgewebe herrührenden Vitrit zufällig aufbewahrt worden sind.
2. Als Fusit übriggebliebenes ähnliches Holzgewebe, in welchem die Stufen der leiterförmigen Verdickung noch wohlerhalten sind.
3. Abgebaute und „vertonter“ Rest eines, mit dem vorherigen verwandten Holzgewebes, mit Spuren der längsseitigen Gerüstelemente und mit einem wohlerhaltenen, leiterförmig verdickten Zellwanddetail; unten ein von Spaltauffüllung herrührender karbonatischer Streifen.
4. Fusitisiertes pflanzliches Gewebedetail, in welchem die den Pilzderivaten ähnliche Bildungen durch Plasmolyse umgewandelte Zellauffüllungen vertreten.
5. Spuren desselben Gewebetyps in der kohlenführenden, kieseligen und tonführenden Berge.
6. Feingefügiges Fusitdetail mit Körnern, die von DUPARQUE als Pilzsklerotien aufgefasst werden.

* * *

1. Кутикулообразно зазубренные остатки лестницеобразного утолщения клеточных стен, удачным образом сохранных в витрене, происходящем из древесной ткани.
2. Подобная древесная ткань, сохранившаяся в виде фюзена, в которой ступени лестницеобразного утолщения еще целые.
3. Разрушенный и оглиненный остаток родственной с предыдущими древесной ткани со следами продольных каркасных элементов и с одной деталю клеточной стены с лестницеобразным утолщением, оставшейся целой; внизу карбонатная полоса, происходящая из заполнения трещины.
4. Фюзитизированная часть растительной ткани, в которой образования, напоминающие дериваты грибов являются заполнениями клеток, превращенные путем плазмоллиза.
5. Следы этой же самой ткани в кремнистой и глинистой, углесодержащей пустой породе.
6. Тонкоструктурная часть фюзена с телами, которые по ДЮПАРК являются склероциями грибов.



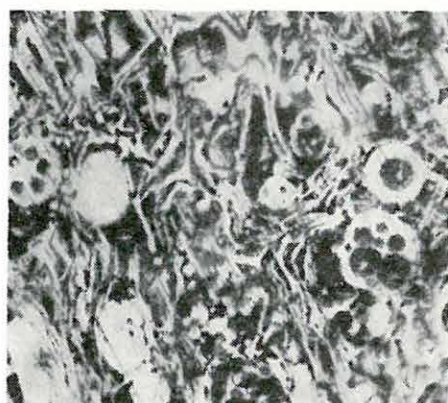
1



2



3



4



5



6

100 μ

III. Tábla — Tafel III. — Таблица III.

1. Faszöveti vitritben gyakran jelentkező piritgöbök sorai.
2. Növényi szövetrész sejtüregeiben finoman pontozott pirites betelepülés.
3. Különböző pirit-megjelenési formák egy látómezőn belül: kristályhalmazos, globulites, sugaras-rostos és ponthalmazos kifejlődés.
4. Piritesedés által megőrzött faszövet tracheidáin *Araucariákra* jellemző alternáló és egysoros gödörkék.
5. A pirites, faszöveti eredetű vitritben különleges, ritka megmaradású trachea-részlet, létrás áttörés nyomaival, bituminitszerű színnel és reflexióval.
6. Piritesedett sejtfalmaradványok a középlemez nyomaival.

* * *

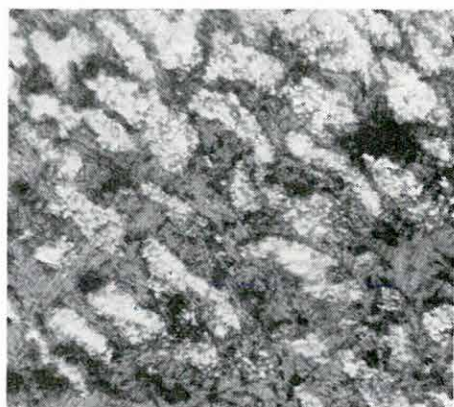
1. Reihen von Pyritknötchen, die im vom Holzgewebe herrührenden Vitrit oft vorkommen.
2. Feinpunktierte pyritische Einlagerung in den Zellhöhlungen eines pflanzlichen Gewebes.
3. Verschiedene Erscheinungsformen des Pyrits innerhalb eines Gesichtsfeldes: in Kristallhäufchen, in Globuliten, in strahlig-faseriger und punkthäufiger Ausbildung.
4. Für die *Araucaria* kennzeichnende alternierende und einreihige Tüpfel auf Tracheiden eines durch Pyritisierung erhaltenen Holzgewebes.
5. Besonderes Tracheendetail seltener Erhaltung in pyritischem, vom Holzgewebe herrührendem Vitrit mit Spuren der leiterförmigen Gefäßperforation, bituminit-artiger Farbe und Reflexion.
6. Pyritisierte Zellwandreste mit Spuren der Mittellamelle.

* * *

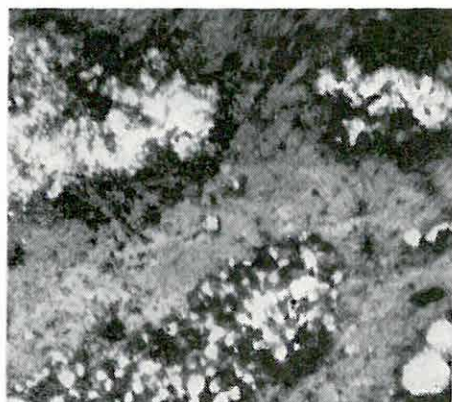
1. Ряды часто появляющихся в витрене, происходящем из древесной ткани, пиритовых зерен.
2. Тонко-точечное пиритовое заполнение в полости клеток части растительной ткани.
3. Различные формы пирита в одном и том же поле зрения: в агрегатах, в глобулитах, в радиально-волокнистом и точечном развитии.
4. Чередующиеся и однорядовые ямки, характерные для араукарий, на трахеидах древесной ткани, сохранившейся в результате пиритизации.
5. Особенная часть трахеи редкой сохранности в пиритизованном витрене, происходящем из древесной ткани, со следами лестницеобразной перфорации, битуминитообразным цветом и рефлексией.
6. Пиритизованные остатки клеточных стенок со следами медианной ламеллы.



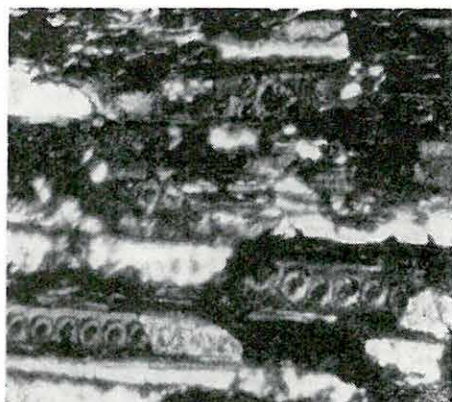
1



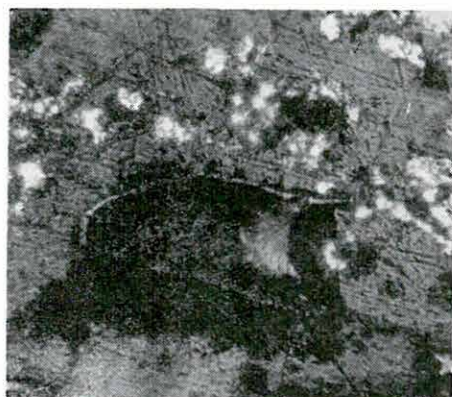
2



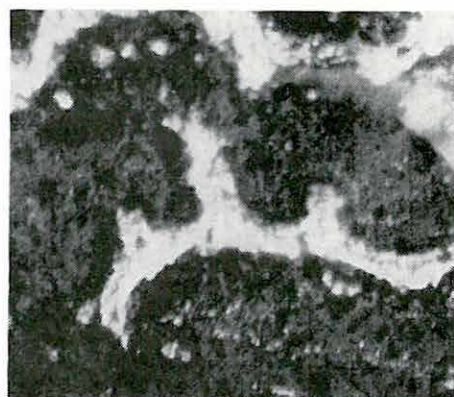
3



4



5



6

100 μ

IV. Tábla — Tafel IV. — Таблица IV.

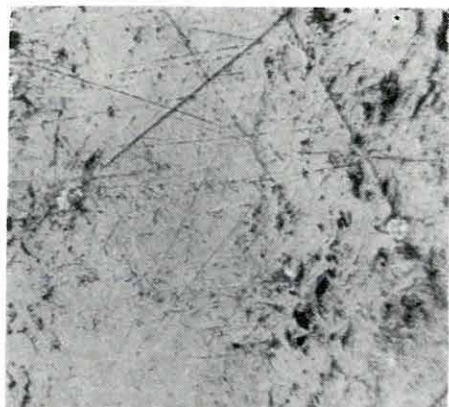
1. Vitrit és szemifuzinitként megőrzött faszövet, valószínűleg kezdeti gombásodás szakaszában.
2. Fehér mikrinityszerű és tömötten inert részletek a szürke vitritben. Feltételezeten gombahatásra történő elváltozások a faszövetben.
3. Egyazon faszövetnek vitrites és átmenetben fuzitos megjelenési formája.
4. Azonos szöveti egység különböző megtartású, illetve átalakulású részei: vitrit-szigetek a fuzitban.
5. Valószínűleg valamilyen maghéjból származó vastagfalú szklerenchim szövet.
6. Liáskori kéregmaradvány, mely megfelel a SZÁDECZKY-KARDOSS E. „recés periblinit” néven leírt szöveti egységének.

* * *

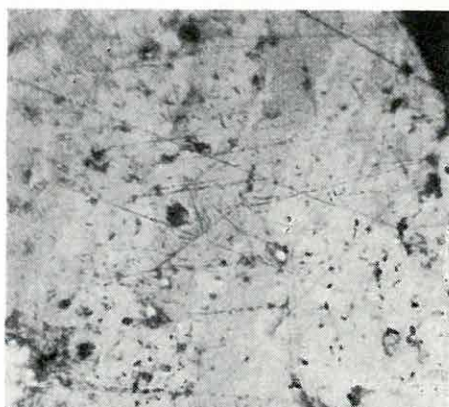
1. Als Vitrit und Semifusinit übriggebliebenes Holzgewebe; wahrscheinlich in der Anfangsphase der Verpilzung.
2. Weiße mikrinitartige und dicht inerte Details im grauen Vitrit. Die Veränderungen im Holzgewebe sind vermutlich auf Einfluss von Pilzen zurückzuführen.
3. Vitritische und übergehende fusitische Erscheinungsform eines und desselben Holzgewebes.
4. Teile verschiedener Erhaltung, bzw. verschiedener Umwandlung einer und derselben Gewebereinheit: Vitritinseln im Fusit.
5. Dickwandiges Sklerenchymgewebe, das wahrscheinlich aus irgendeiner Fruchtschale stammt.
6. Liassischer Rindenrest, der von E. SZÁDECZKY-KARDOSS als „Netzperiblinit” beschriebenen Gewebereinheit entspricht.

* * *

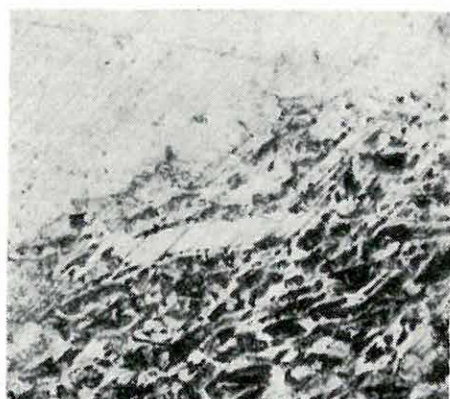
1. Древесная ткань, сохранный в виде витрена и семифузинита; в начальной фазе разрастания гриба.
2. Белые микрinitообразные и плотно инертные детали в сером витрене. Изменения в древесной ткани обуславливаются предположительно действием грибов.
3. Витреновая и переходно фузеновая формы появления одной и той же древесной ткани.
4. Части различной сохранности, то есть метаморфизованности одной и той же единицы древесной ткани; витреновые острова в фузене.
5. Толстостенная паренхимная ткань, происходящая по всей вероятности из какой-нибудь семенной оболочки.
6. Остаток коры из лейаса, соответствующая тканевой единице, описанной Э. САДЕЦКИ-КАРДОШШ под названием „сетчатый периблинит”.



1

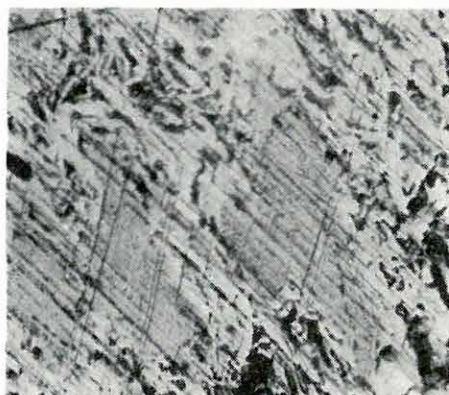


2



3

100 μ



4



5

100 μ



6

V. Tábla — Tafel V. — Таблица V.

1. Likaesgyűrűs lombosfa keresztmetszete.
2. Trachea-keresztmetszetek a fuzitban.
3. Kalcitos sejtkitöltés a faszövetben. (Radiális metszési sík.)
4. Fuzitként megmaradt tracheidális faszöveti keresztmetszet.
5. Kovásodott faszöveti fuzit radiális hosszmetszete.
6. Faszöveti fuzit tangenciális hosszmetszete az egysoros bélsugarakkal.

* * *

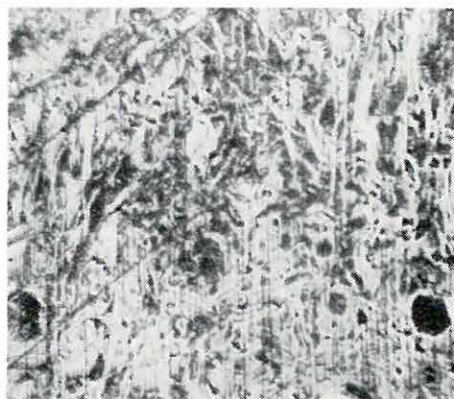
1. Querschnitt aus einem ringporigen Laubholz.
2. Tracheenquerschnitte im Fusit.
3. Kalzitische Ausfüllung im Holzgewebe. (Radiale Schnittebene.)
4. Querschnitt eines als Fusit aufbewahrten tracheidalen Holzgewebes.
5. Radialer Längsschnitt eines verkieselten, vom Holzgewebe herrührenden Fusits.
6. Tangentialer Längsschnitt des vom Holzgewebe herrührenden Fusits mit den einreihigen Markstrahlen.

* * *

1. Поперечный срез пористо-кольцеватого лиственного дерева.
2. Поперечные срезы трахей в фюзене.
3. Кальцитовое заполнение клеток в древесной ткани. (Радиальный план среза.)
4. Поперечный срез из трахеидальной древесной ткани, сохранившейся в качестве фюзена.
5. Радиальный продольный срез окремнелого фюзена, происходящего из древесной ткани.
6. Тангенциальный продольный срез фюзена, происходящего из древесной ткани, с однорядными сердцевинными лучами.



1



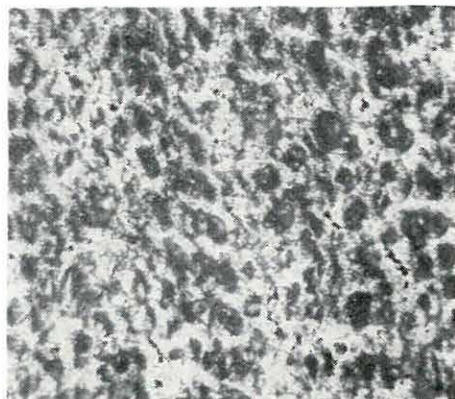
2

100 μ



3

100 μ



4



5

100 μ



6

VI. Tábla — Tafel VI. — Таблица VI.

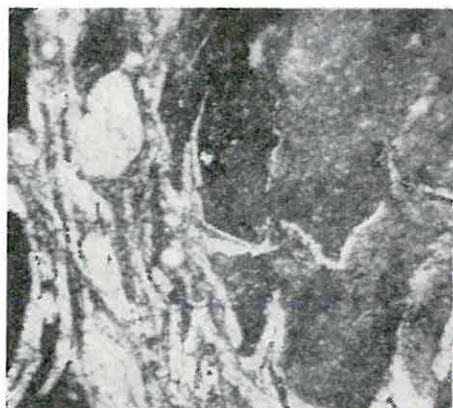
1. Lepusztult és elagyagosodott nagyobb szöveti egységből származó sejtfalmaradványok és sejtkitöltések.
2. Nagyméretű hatszögletes sejtekből álló növényi szövet nyomai agyagban.
3. Növényi váznyomok hosszszelvényben.
4. Egységes növényi szövetből származó sejtfalmaradványok agyagban.
5. A faszövet hosszanti síkjából kipusztult és agyaggal helyettesített sávok.
6. Érdekes részlet egy hajdani faszövetből: a baloldali sáv pszeudomorfóza faszövet után, a középső többé-kevésbé oxinitesedett állapotú, míg a jobboldali ismeretlen elváltozást szenvedett, de szerkezetét híven megőrizte.

* * *

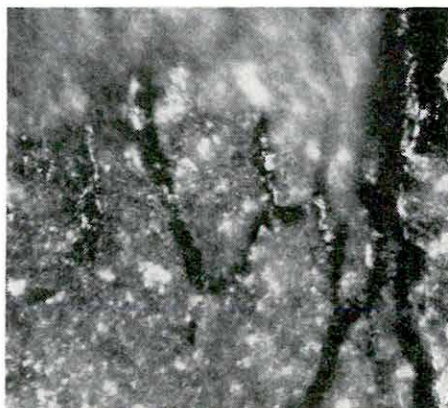
1. Aus einer grösseren zersetzten und „vertonten“ Gewebereinheit stammende Zellwandreste und Zellausfüllungen.
2. Spuren eines aus grossen, sechseckigen Zellen bestehenden pflanzlichen Gewebes in Ton.
3. Pflanzliche Gerüstspuren in Längsschnitt.
4. Aus einheitlichem pflanzlichem Gewebe stammenden Zellwandreste in Ton.
5. Streifen, die aus der Längsebene eines Holzgewebes abgebaut und durch Ton ersetzt worden sind.
6. Interessantes Detail aus einem einstigen Holzgewebe: der linke Streifen stellt eine Pseudomorphose nach Holzgewebe dar; der Streifen in der Mitte ist mehr oder weniger in oxynitisiertem Zustand; der Streifen an der rechten Seite hat eine unbekannte Umwandlung erfahren, jedoch seine Struktur vollständig bewahrt.

* * *

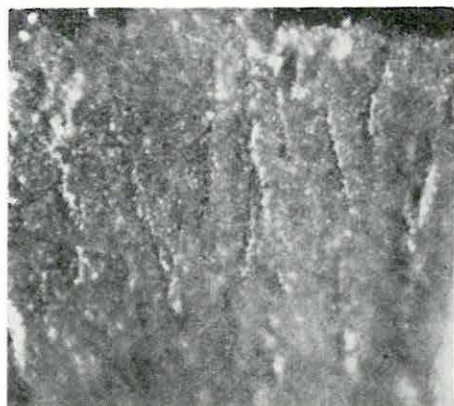
1. Остатки клеточных стенок и заполнения клеток, происходящие из более крупной разрушенной и оглиненной тканевой единицы.
2. Следы растительной ткани, составленной крупноразмерными, шестиугольными клетками в глине.
3. Следы растений в продольном срезе.
4. Остатки клеточных стенок в глине; они происходят из единой растительной ткани.
5. Разрушенные, в продольном плане древесной ткани и замещенные глиной, полосы.
6. Интересная деталь из прежней древесной ткани: полоса слева представляет псевдоморфозу по древесной ткани, полоса в центре находится в оксинитизированном состоянии, полоса же справа была подвержена неизвестному изменению, но сохранила свою структуру.



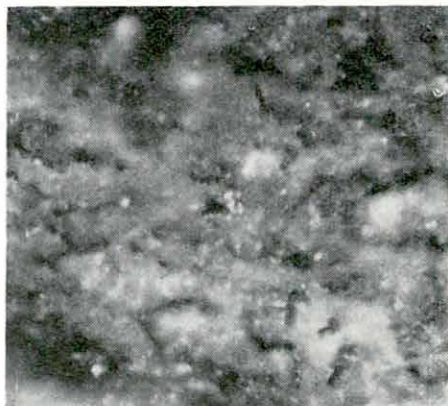
1



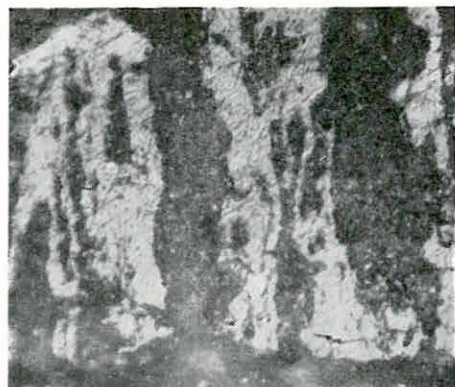
2



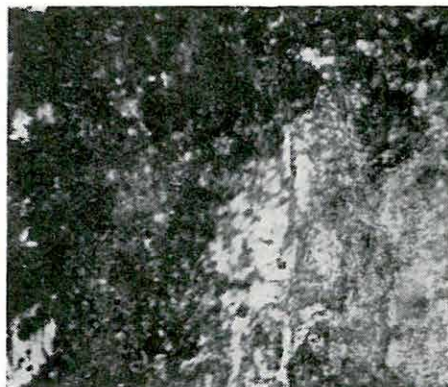
3



4



5



6

100 μ

MÖGLICHKEITEN EINER OPTISCHEN UNTERSUCHUNG DER LIASSISCHEN SCHWARZKOHLE DER UMGEBUNG VON PÉCS (MECSEK-GEBIRGE)

von

M. PAÁL—SOLT

Auf Grund der bisherigen Untersuchungen und Beobachtungen versucht Verfasserin das Ausgangsmaterial der Schwarzkohle höheren Inkohlungsgrades und dessen Umwandlungen zu verfolgen.

Es werden die Scheinbituminite des Holzgewebes, verschiedene Erhaltungsgrade der echten Bituminite der Cannelkohle und anderer Kohlentypen behandelt. Es wird auf den gleichen Ausgang einiger Vitrit-, Vitrinertit- und Fusitflecke hingewiesen und einige fusitische Holzgewebe und zerstörte Gewebe werden beschrieben. Zum Abschluss versucht Verfasserin eine Antwort über die Entstehung von tonführenden Kohlenarten, die aus Holzgewebe stammen, zu suchen. Die Lösung wird teilweise in der metasomatischen Umwandlung, hauptsächlich aber in den Übergangsverhältnissen zwischen dem vollständigen Verfall und der optimalen Erhaltung gesucht.

ВОЗМОЖНОСТИ ОПТИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЛЕЙАСОВОГО КАМЕННОГО УГЛЯ ИЗ ОКРЕСТНОСТИ Г. ПЕЧ (ГОРЫ МЕЧЕК)

М. ПААЛ—ШОЛТ

Статья, на основании выполненных до сих пор исследований и наблюдений, рассматривает исходный материал каменного угля различной степени углефикации и прослеживает превращения последнего.

Рассматривает псевдобитуминиты древесной ткани и различную сохранность настоящих битуминитов кеннельного и других типов угля. Указывает на тождественное (тканевое) происхождение отдельных витренових, витреноэртитовых и фюзеновых пятен. Излагает некоторые фюзеновые древесные ткани и некоторые разрушения тканей. Накопец, автор делает попытку объяснить возникновение глинистых вдиов угля тканевого происхождения. Она объясняет это частично метасоматическим превращением, частично же переходными условиями между полным разрушением и оптимальной сохранностью.

A PÉCSI KÖSZÉN RÖNTGENDIFFRAKTOMÉTERES VIZSGÁLATA

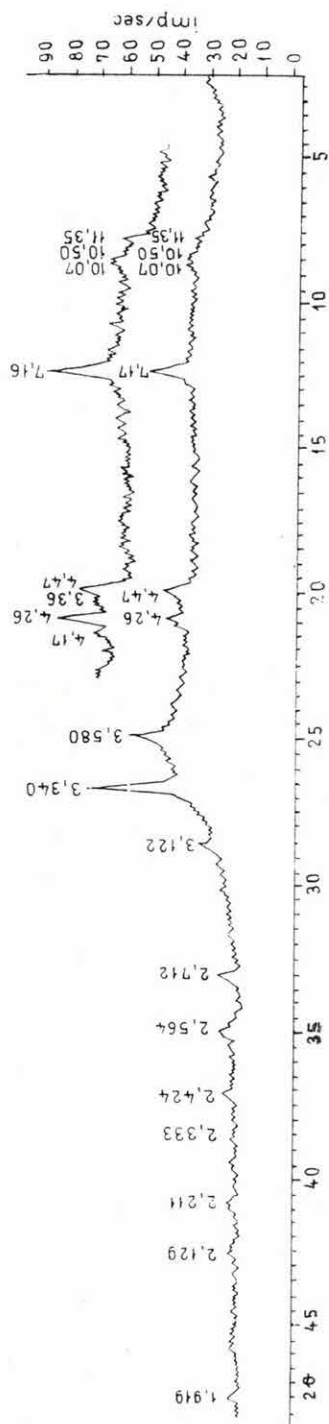
Írta: BÁRDOSSY GYÖRGY

A közzétett munkák legnagyobb része optikai vizsgálatokra épül. Ez egyrészt a köszén sajátos közzétani felépítésével, másrészt azzal magyarázható, hogy a morfológiai szempontok a köszén-genetikai kérdések megoldásában elsőrendű fontosságúak. A röntgenvizsgálati módszer eddig alig nyert alkalmazást, holott szerepe a kőzet-tan egyéb területein egyre jelentősebbé válik. Az eddigi röntgenvizsgálatok részben a szeretlen ásványi szennyezések kimutatására irányultak (MITRA 1954), részben pedig a köszén molekuláris felépítését és a szénülés során kialakuló kristályszerkezetet igyekeztek felderíteni (KASZATOCSKIN 1956; KASZATOCSKIN—RAZUMOVA 1956; HIRSCH 1954; NELSON 1952, 1954; KITAZAKI 1954; ERGUN—TIENSUU 1959). A vizsgálatok első-sorban Debye—Scherrer kamrás és egyéb fotografikus-filmes módszerekkel történtek. Magyarországi kőszéneken rendszeres röntgenvizsgálatokat eddig még egyáltalában nem végeztek.

Az 1961. év során kezdtem meg a pécsi alsó-liász köszén rendszeres röntgenvizsgálatát, nem annyira a kristálytani, hanem inkább az ásványtani és üledékközzétani problémákat kutatva.

Vizsgálataimat Mueller Mikro 111. röntgenkészülékkel és Philips PW 1051 típusú diffraktométerrel végeztem. Összesen 76 röntgen-diffraktométeres felvételt készítettem. Kiegészítésül felhasználtam a NAGYNÉ MELLES M. által készített 3 Debye—Scherrer kamrás felvételt is. A felvételek Cu, Fe és Cr csövekkel készültek. A mérési állandók változtatásával sikerült kikísérleteznem a rendszeres mérések folytatásához szükséges optimális felvételi körülményeket: Cu cső, Ni szűrő, 40 kV, 20 mA, impulzus megszakítás 8, idő-állandó 8, mérési faktor 1, regisztráló szalag sebessége 800 mm/óra, goniométer sebessége $\frac{1}{2}$ fok/perc, divergencia-rés 1 fok, felfogó rész 0,2 fok.

A kis intenzitású reflexiók az alapvonal rezgéseitől nehezen voltak megkülönböztethetők. Az ilyen szakaszokat kisebb goniométer-sebességgel és nagyobb érzékenységgel (impulzus megszakítás 2—4) megismételtem (1. ábra). Ha még ez sem volt elegendő a reflexió biztos kimutatására,



akkor az alábbi módszerhez folyamodtam: A goniométert álló helyzetben tartva, a kívánt 2θ tükrözési szöghöz állítottam be. A számlálóberendezést legnagyobb érzékenységre beállítva a dekádszámlálón leolvastam a 64 sec alatt felfogott impulzusok számát. A statisztikus eltérések csökkentése céljából a mérést megismételtem és a kettőt átlagoltam. Ezután a goniométert $0,1$ fokkal tovább állítva folytattam a mérést, mindaddig, amíg a kérdéses reflexió szakaszát le nem tapogattam. A kapott értékeket a röntgendiffraktométeres felvétel megfelelő helyén diagram formájában ábrázoltam. Ezzel a kétségtelenül igen lassú és fáradságos módszerrel sikerült a mérések határfokát erősen megnövelni és igen kis mennyiségben jelenlevő ásványokat is kimutatni ($0,3-1,0\%$).

A vizsgálati mintákat a Pécsi Szénbányászati Tröszt földtani szolgálata választotta ki és gyűjtötte be az üledékközettanilag részletesen feldolgozott András-aknai alapszelvényből, továbbá az István- és a Petőfiaknából, egyúttal technológiai vizsgálatokat is készítettett róluk. A Földtani Intézetben mikroszkópos kőszénközettani vizsgálatok (PAÁL Á.-NÉ) és kőszénhamu-elemzések (BARABÁS L.-NÉ) is készültek. E munkák összesítő kiértékelése előreláthatólag 1964-ben kerül nyilvánosságra. Az alábbiakban kizárólag röntgenvizsgálataimról adok rövid előzetes áttekintést.

A röntgendiffraktométeres felvételek leginkább a $2-56^\circ 2\theta$ szögtartományra terjednek ki. Azt tapasztaltam ugyanis, hogy az

1. ábra. Kőszén. — Petőfi-akna 13. telep 3. padja. (Cu cső; Ni szűrő; 40 kV; 20 mA; imp. megszakítás felső felvételen 4, alsó felvételen 8; időállandó 8; mérési faktor 1; goniométer sebessége $\frac{1}{2}^\circ/\text{perc}$; szalag-sebesség 800 mm/óra; divergencia-rés 1°)

Fig. 1. Coal. — Petőfi shaft, 13th seam, 3rd bank (Cu tube; Ni filter; 40 kV; 20 mA; impulse interruption on the upper pattern 4, on the lower pattern 8; time constant 8; counting factor 1; scan speed $\frac{1}{2}^\circ/\text{min}$; chart speed 800 mm/hour; divergence slit 1°)

Рис. 1. Уголь. — Шахта Петёфи, пласт 13, пачка 3 (Труба из Cu; фильтр из Ni; 40 kV; 20 mA; прерывание импульсов на верхних дифрактограммах 4, на нижних дифрактограммах 8; константа времени 8; фактор измерения 1; скорость вращения гониометра $\frac{1}{2}$ в мин.; скорость регистрации 800 мм в мин.; щель дивергенции 1°)

amúgy is eléggé rosszul kristályosodott kőszénben ennél nagyobb tükrözési szögeknél az intenzitások egyre kedvezőtlenebbül alakulnak. A nagy 2θ szögtartomány áttekintésére szolgáltak a Debye—Scherrer kamrás felvételek. A felvételek reflexiói uralkodóan szervesetlen ásványoktól származnak.

Leggyakrabban megtalálható ásvány a *kvarc*. Mennyisége a duritos-kláritos kőszénfajtákban nagyobb, mint a vitrites fényes kőszénben. A *pirit* majdnem az összes mintában kimutatható volt. Mennyisége gyakran a kvarcét is meghaladja. Egyes esetekben a meddő ásványok 70—80%-a pirit. A minták közel egyharmad részében a piritet kevés *markazit* kíséri. Különösen az András-aknai kőszénben sok a *gipsz*. Az agyagásványok közül a *kaolinit* a leggyakoribb. A reflexiók intenzitás-viszonyainak kiértékelése alapján kiadódott, hogy ennek nagyobb része *fireclay típusú kaolinit* kell, hogy legyen. Jóval kisebb mennyiségben és kevesebb mintában található *illit*, még kisebb a *chamosit*, *klorit* és a *thüringit* mennyisége. Ezeket a vizsgált mintáknak csak kb. 25%-ában lehetett kimutatni. Legjobban a duritos-kláritos kőszénfajtákban dúsulnak fel. Ugyanezekben igen kevés *mikroklint* is találtam. Elvéve kevés *alunit*, *jarozit*, *nátrojarozit*, *melanterit*, *halotrichit*, *szomolnokit*, *kalcit* és *sziderit* mutatkozik a megvizsgált mintákban.

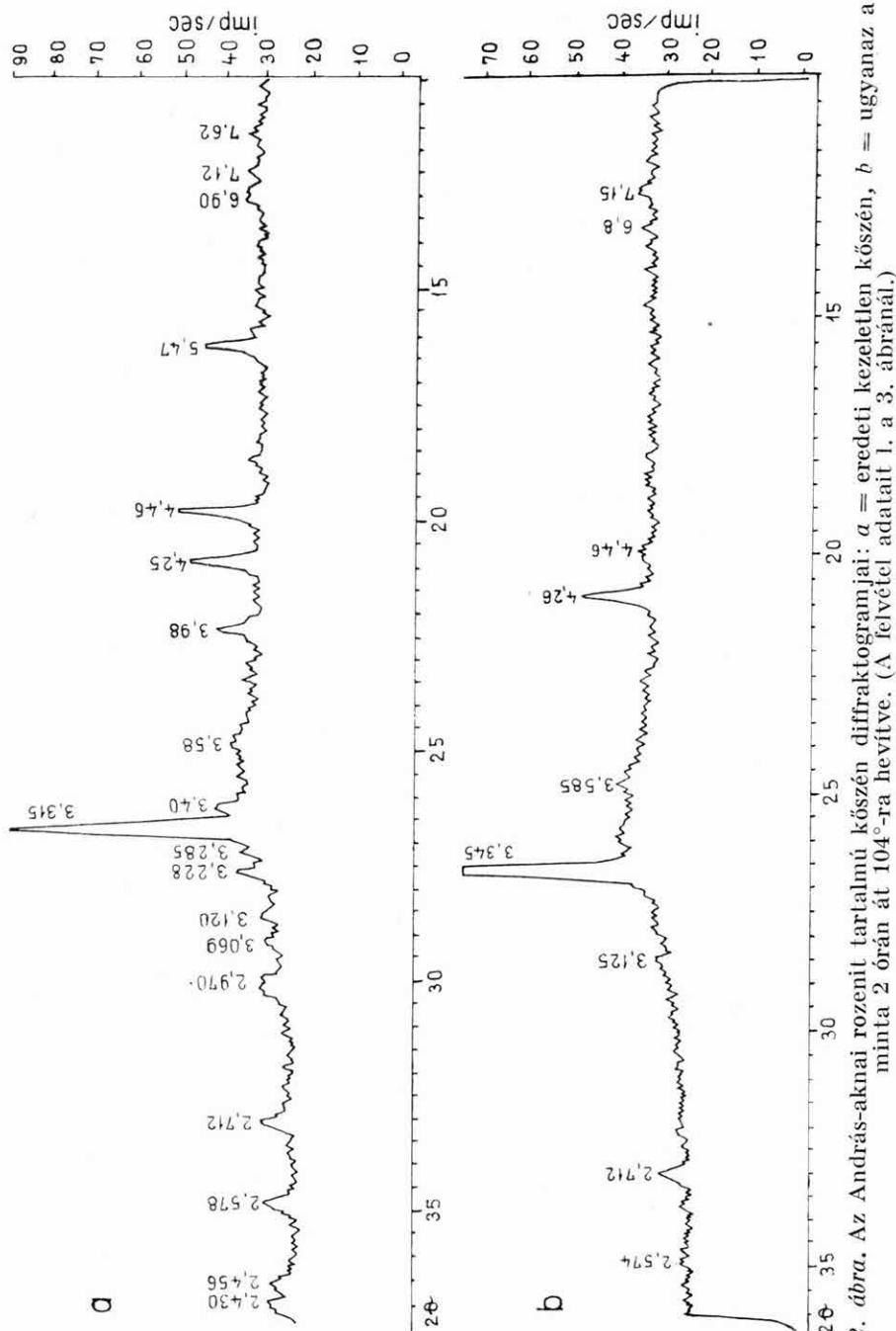
Az András-aknai szelvény alsó részének mintáiban a fenti ásványok reflexióin felül két olyan ritka ásvány jelenlétét sikerült kimutatni, melyeket új ásványokként 1960-ban ismertetett J. KUBISZ lengyel mineralógus. Ezek a *rozenit* és a *magnézium szomolnokit*.

A 2. ábrán egy rozenit tartalmú kőszén diffraktogramjai láthatók eredeti kezeletlen állapotban („a” felvétel) és 2 órán át 104°-on való hevítés után („b” felvétel). A hevítés következtében a rozenit reflexiói eltűnnek.

A teljesség kedvéért néhány kőszénhamuról is készítettünk felvételt (3. ábra). A hamufelvételen a pirit és markazit helyett *hematit* jelentkezett. Felerősödtek a kvarc és az illit vonalai. Az utóbbiak eltolódtak a hidromuszkovit és a muszkovit irányába. Teljesen eltűntek a kaolinit vonalai, ami érthető is, hiszen 550° felett a kaolinitrács összeomlik.

A röntgenfelvételeken 22—30° 2θ között az alapvonal hullámhegyszerűen megemelkedik (3. ábra *a.* görbe). Ezt eddig egyetlen üledékes kőzet felvételén sem tapasztaltam. Kitűnt, hogy e kiemelkedés maximuma a 3,38 d értékkel esik egybe, mely a grafit legerősebb reflexiójának felel meg. E kiemelkedés létrejötté szerintem a kőszén szerves anyagának tulajdonítható, amely optikailag ugyan amorfnak mutatkozik, a valóságban azonban lassú szerkezeti rendeződésben van. E véleményt alátámasztja az a megfigyelés is, hogy az alapvonal kiemelkedése a kőszén elégetése után nyert hamu-felvételen teljesen eltűnt (3. ábra *b.* görbe).

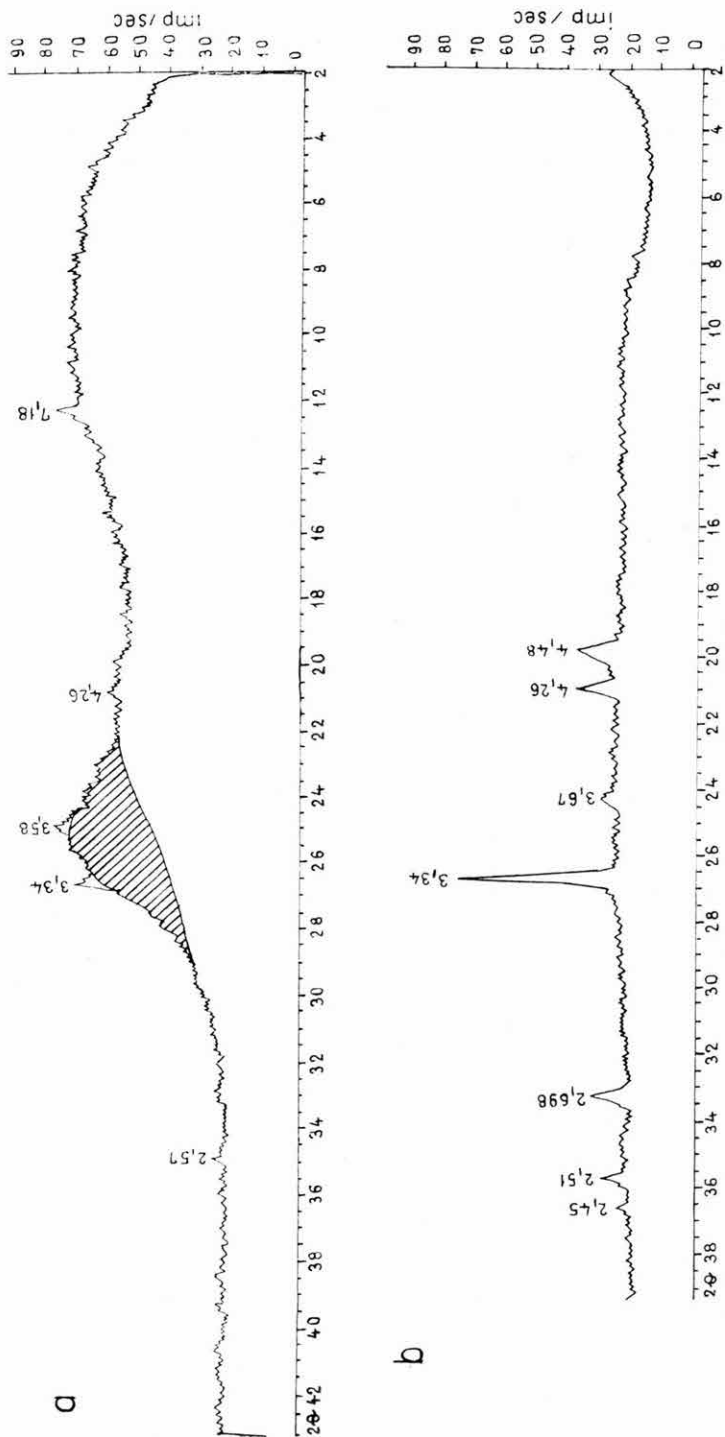
A vizsgálatok során az is kitűnt, hogy ez az ún. „*grafit-púp*” annál nagyobb alapterületű, minél kisebb a kőszén hamutartalma, másszóval



2. *ábra.* Az András-aknai rozenit tartalmú kőszén diffraktogramjai: *a* = eredeti kezeletlen kőszén, *b* = ugyanaz a minta 2 órán át 104°C-ra hevítve. (A felvétel adatait 1. a 3. ábránál.)

Fig. 2. Diffractograms of rozenite-bearing coal from the András shaft: *a* = original, untreated coal, *b* = the same sample heated to 104°C for two hours. (See data of the diffractogram in fig. 3.)

Рис. 2. Диффрактограммы углей, содержащих розенит из шахты Андран: *a* = оригинальный, необработанный уголь, *b* = то же после нагревания за 2 часа до 104°C. (См данные диффрактограммы на рис. 3.)

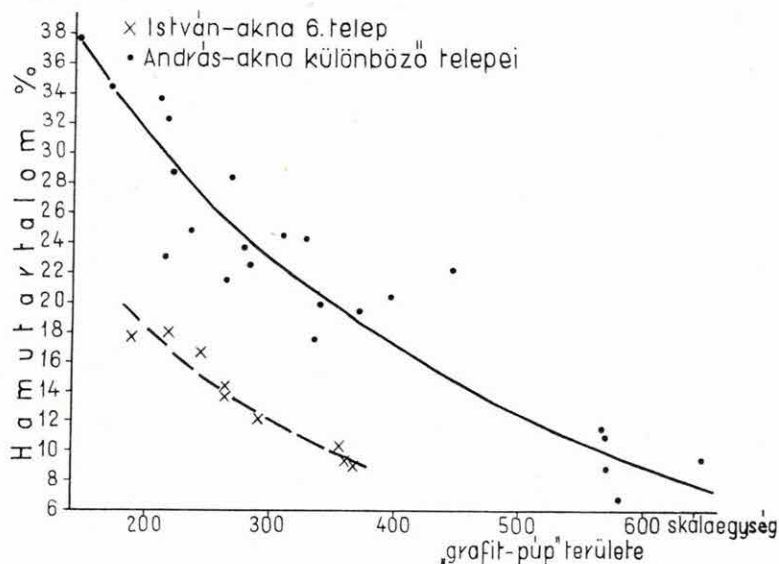


3. ábra. A pécsi István-akna 15. letelep diffraktogramjai: a = fényes vitrites kőszén, b = ugyanezen kőszén hamuja (Cu eső; Ni szűrő; 40 kV; 20 mA; imp. megszakítás 8; időátaladó 8; mérési faktor 1; goniométer sebessége $\frac{1}{2}^\circ$ /perc; szalag-sebesség 800 mm/óra; divergencia-rés 1° . — Vonalkázott rész a „grafit-púp” területé)

Fig. 3. Diffractograms of the 15th seam, István shaft, Pécs: a = bright vitritic coal, b = ash of the same coal (Cu tube; Ni filter; 40 kV; 20 mA; impulse interruption 8; time constant 8; counting factor 1; scan speed $\frac{1}{2}^\circ$ /min; chart speed 800 mm/hours; divergence slit 1° . — The hatched portion represents the area of the „graphite buckle”)

Рис. 3. Диффрактограммы проб из пласта 15 шахты Иштван в г. Печ: a = блестящий витритовый уголь, b = зола того же угля (Трубка из Cu; фильтр из Ni; 40 кВ; 20 мА; прерывание импульсов 8; константа времени 8; скорость вращения гониометра $\frac{1}{2}^\circ$ в мин.; скорость регистрации 800 мм в час; щель дивергенции 1° . — Штрихованная часть представляет собой площадь „графитовой выпуклости”.)

minél több szerves anyagot tartalmaz. A 4. ábrán a grafit-púp alapterületének nagyságát (a regisztráló szalag skálaegységében megadva) a hamutartalom függvényében ábrázoltuk. Az egyik mintacsoport az András-akna különböző telepeiből származik. A másik csoport mintáit az István-akna 6. telepéből csapás mentén 5 m-enként gyűjtötték. Szembetűnő, hogy a hamutartalom és a grafit-púp alapterületének összefüggése



4. ábra. A hamutartalom és „grafit-púp” területének összefüggése

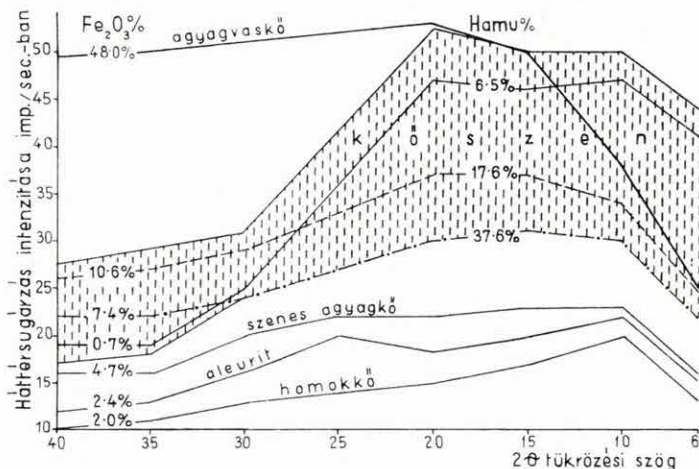
Fig. 4. Relationship between ash content and the area of the „graphite buckle”

Рис. 4. Взаимосвязь между зольностью и площадью „графитовой выпуклости”

ott szorosabb, ahol ugyanazon telep mintáit értékeltük ki. Az összefüggést szemléltető átlaggörbe mindkét mintasorozatnál azonos lefutású ugyan, egymáshoz képest azonban elég tetemesen eltolódtak: azonos területű grafit-púp az István-aknai mintákban jóval kisebb hamutartalomnak felel meg, mint az András-aknaiakban. PAÁL Á.-NÉ mikroszkópos vizsgálatai szerint az István-akna 6. telepének kőszénmintái kevésbé szénültek, mint az András-aknai minták. A kevésbé szénült mintáknál tehát ugyanakkora grafit-púp kialakulásához nagyobb szervesanyag-tartalom szükséges, mint az erősebben szénülteknél. A grafit-púp területe tehát a kőszén szervesanyag-tartalmának növekedésével (a hamuanyag csökkenésével) és a kőszén szénültségi fokának emelkedésével párhuzamosan növekszik.

Tanulmányoztam a kőszénfelvételek ún. háttérsugárzását is. Mint ismeretes, ez részben a vizsgált anyagtól független külső körülményekből származik. Ilyenek többek között a röntgenső kisebb intenzitású, ún.

kontinuális sugárzása, Geiger—Müller számlálócső használata esetén a kozmikus sugárzás és a természetes radioaktív háttér. A vizsgált anyag összetételétől függő szórástényezők az inkoherens vagy *Compton*-szórás, a röntgenfluoreszcencia és a termális szórás. Ezek és az anyag kristályszerkezete szabják meg a felvételeken a háttér magasságát, filmes módszereknél az alapfeketedést (RILEY 1955). Már KITAZAKI felfigyelt arra, hogy a kőszénfelvételek filmjeinek szokatlanul nagy az alapfeketedése. Ennek létrejöttét a kőszén rendezetlenül elhelyezkedő, igen kisméretű, szerves anyagú szerkezeti egységeivel magyarázta (KITAZAKI 1954). A Debye—Scherrer kamrás módszerrel ezt a jelenséget behatóbban tanulmányozni nem lehetett.



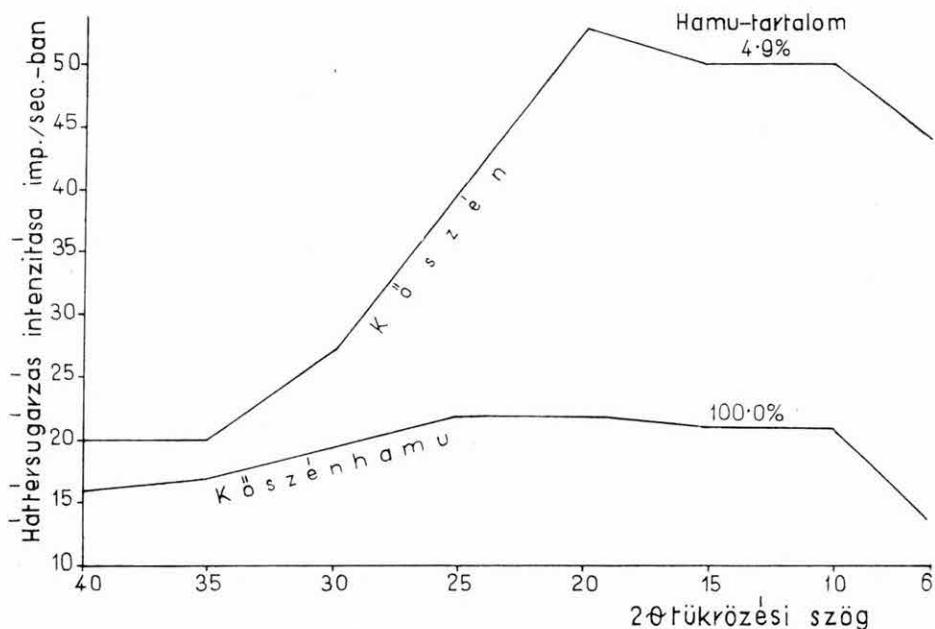
5. ábra. Háttérsugárzás alakulása az alsó-liász kőszénösszlet különböző kőzeteiben
Fig. 5. Variation of the background intensity in different rocks of the Lower Liassic coal-bearing deposits

Рис. 5. Изменение радиации фона в разных породах нижнелиассовой угленосной свиты

A háttérsugárzás mennyiségi kiértékelése céljából a röntgendiffrakciós felvételeken 6° , 10° , 15° , 20° , 25° , 30° , 35° és 40° 2θ -nál kimértem az alapvonal magasságát, ami a háttérsugárzás intenzitását adja meg impulzus/sec-ban (5. ábra). E vizsgálatokhoz természetesen kizárólag azonos felvételi körülmények között készült diffraktogramokat használtam fel (Cu cső, Ni szűrő, 40 kV, 20 mA, 8/8/1 $20/1\frac{1}{2}$ fok). A kőszénösszlet meddő kőzeteinek háttérsugárzása csekély. (A homokkövekben átlagosan 13–16 imp/sec; az aleuritokban 16–17 imp/sec; az agyagkövekben 17–19 imp/sec és a kőszenes agyagokban 19–20 imp/sec.) A kőzetek szemnagyságának csökkenésekor tehát nő a háttérsugárzás intenzitása, ami a finomdiszperz agyagásványok dúsulásával magyarázható. Rézcső használata esetén a vastartalom is növeli a háttérsugárzást, amit az agyagvaskő felvételein tapasztaltunk is (átlaguk 45–50 imp/sec).

A vizsgált kőszénminták átlagos háttérsugárzása 24—38 imp/sec, tehát nagyobb a kísérő kőzetekénél, de kisebb az agyagvaskövekénél. Az intenzitás eloszlása a különböző tükrözési szögeknél erősen eltér: a grafit-púp előtti, $10\text{--}20^\circ 2\theta$ szakaszban a kőszén háttérsugárzása igen nagy (30—47 imp/sec); a grafit-púp után viszont erősen lecsökken (17—28 imp/sec).

Korreláció-számításaim eredményeképpen az adódott ki, hogy az első szakaszban annál nagyobb a háttérsugárzás intenzitása, minél nagyobb a kőszén szervesanyag-tartalma (azaz minél kevesebb a hamu), és minél kisebb a szénülésfok. A második szakaszban a háttérsugárzás intenzitása elsősorban a vastartalom nagyságától függ, de kisebb mértékben az előző két tényező is befolyásolja. Ennek szemléltetésére az 5. ábrán feltüntettem a minták Fe_2O_3 -ban megadott összes vastartalmát és a hamu mennyiségét. Láthatjuk, hogy a szerves anyag elégeése és eltávozása következtében a $10\text{--}20^\circ 2\theta$ szakaszban átlagosan 30 imp/sec-mal, a $35\text{--}40^\circ 2\theta$ szakaszban pedig átlagosan csak 3,5 imp/sec-mal csökkent a háttérsugárzás intenzitása. Ez fenti megállapításaink helyességét bizonyítja (6. ábra).



6. ábra. Kőszén és kőszénhamu háttérsugárzásának eltérése (Pécs, István-akna, 15. telep fényes kőszénpadja)

Fig. 6. Difference between the background of the coal and its ash (bright coal bank of the 15th seam, István shaft, Pécs)

Рис. 6. Расхождение между фоном угля и фоном золы угля (Печ, шахта Иштван, пачка блестящих углей пласта 15)

Összefoglalva az eredményeket:

1. A pécsi kőszén meddő ásványai minőségileg és mennyiségileg is meghatározhatók. Különösen a mikroszkóposan meg nem határozható agyagásványok azonosítása fontos.

2. A kimutathatóság határát — kiegészítő impulzus-mérésekkel — 0,3—1,0%-ra sikerült lezörítani.

3. A grafit-púp alapterületének kimérésével meg lehet határozni azonos szénülésfokú kőszének hamutartalmát.

4. A kőszén háttérsugárzásából következtetni lehet a szerves anyag mennyiségére, a szénülésfokra és a vastartalom nagyságára.

5. A különböző eredetű kőszének agyagásványai eltérők. Megfelelő számú minta átvizsgálása után ez a megfigyelés lehetőséget nyújthat a kőszénfáciesek elkülönítésére.

6. A meddő ásványok eloszlása, a grafit-púp alakja és területe, a háttérsugárzás intenzitás-eloszlása egy-egy telepen belül közel azonos. Ennek alapján megfelelő etalon-sorozat feldolgozása esetén bizonyos telepazonosítási problémákat is meg lehet oldani.

7. A kőszén technológiai sajátosságai ásványtani felépítésétől függenek. A kőszén röntgen-felvételei — közvetve — technológiai problémák megoldásához is segítséget tudnak nyújtani.

IRODALOM

- ERGUN, S. — TIENSU, V. H. 1959: Interpretation of the intensities of X-rays scattered by coals. — *Fuel*. **38**. pp. 64—78.
- HIRSCH, P. B. 1954: X-ray scattering from coals. — *Proceedings of the Royal Society Ser. A*. 226. pp. 143—169.
- KASZATOCSKIN, V. I. 1956: Rentgenograficeszkoe i elektronmikroszkopiceszkoe iszledovanie kamennüh uglej raznüh sztadij metamorfizma. — *Trudü Lab. Geologii Uglej A.N. Vüp*. VI. pp. 150—155.
- KASZATOCSKIN, V. I. — RAZUMOVA, L. L. 1956: Rentgenoanaliz molekularnoj sztrukturü vescsesztva kamennovo uglja i koksza. — *Izvesztija A. N. szer. fiz. t. XX*. No. 7. pp. 751—754.
- KITAZAKI, U. 1954: Fundamental studies of the petrology of coal with special reference to the crystalline state. — *Japanese Journ. of Geol. and Geogr.* **124**. pp. 1—46.
- KUBISZ, J. 1960: Magnesium Szomolnokite. — $(\text{Fe, Mg})\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$. — *Bull. Acad. Pol. Sci. ser. geol. geogr.* **7**. 2. pp. 101—105.
- KUBISZ, J. 1960: Rozenite — $\text{FeSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ — a new mineral. — *Bull. Acad. Pol. Sci. ser. geol. geogr.* **7**. 2. pp. 107—113.
- MITRA, G. B. 1954: Identification of inorganic impurities in coal by the X-ray diffraction method. — *Fuel*. **33**. pp. 316—330.
- NELSON, J. B. 1952: X-ray scattering of coals. — *Research* **5**. pp. 489—490.
- NELSON, J. B. 1954: X-ray studies of ultrafine structure of coal I. — Low-angle scattering of vitrinite from coals of differing rank. — *Fuel*. **33**. pp. 153—175.
- PARRISH, W. 1960: Advances in X-ray diffractometry of clay minerals. — *Proc. Seventh. Nat. Conf. on Clays and Clay Minerals*. pp. 230—259.

- RILEY, D. P. 1955: Background scattering in powder photographs. X-ray diffraction of polycrystalline materials. — London. The Institute of Physics. pp. 430—437.
- ZSEMCSUZSNYIKOV, J. A. — GINSZBURG, A. I. 1960: Osznovü petrologii uglej. — Moszkva.

INVESTIGATION OF COALS FROM PÉCS (MECSEK MOUNTAINS) WITH X-RAY DIFFRACTOMETER

by

GY. BÁRDOSSY

Papers dealing with coal petrography are mostly based upon optical examinations. This is due, on the one hand, to the peculiar petrographic constitution of coal and, on the other hand, to the fact that morphological aspects are primordial in solving coal genetic problems. The X-ray method has scarcely found application as yet, whereas its role is becoming more and more important in other fields of petrography. The X-ray analyses carried so far aimed partly at discerning inorganic mineral impurities (MITRA 1954) and partly they strived to detect the molecular construction of the coal and the crystal structure formed during the process of carbonization (KASATOCHKIN 1956; KASATOCHKIN—RAZUMOVA 1956; HIRSCH 1954; NELSON 1952, 1954; KITAZAKI 1954; ERGUN—TIENSUU 1959). These measurements were executed chiefly by the powder method using Debye-Scherrer camera and by other photographic methods. Hungarian coals have not yet at all been subjected to X-ray examinations.

The author began the systematic X-ray examination of the Lower Liassic coals from Pécs in 1961. This study was directed towards investigation of mineralogic and lithologic problems rather than that of crystallographic ones.

The measurements were performed by using Mueller Mikro 111 X-ray apparatus and Philips PW 1051 diffractometer. On the whole, 76 X-ray diffraction patterns were carried out. In addition, the author made use equally of the results of 3 measurements performed by M. NAGY—MELLES by means of a Debye-Scherrer camera. Cu, Fe and Cr tubes were used for all these measurements. As a result of changing the measurement factors, the author could experimentally reveal the optimal conditions in which systematic measurements should be continued. These are as follows: Cu tube, Ni filter, 40 kV, 20 mA, pulse interruption 8, time constant 8, counting factor 1, chart speed 800 mm/hour, scan speed $\frac{1}{2}$ degree/min, divergence slit 1° , receiving slit $0,2^\circ$.

It was difficult to distinguish the low intensity reflections from the base line oscillations. Such sections were reexamined by using smaller

scan speed and higher sensitivity (pulse interruption 2—4) (see fig. 1 in the Hungarian text). When even this had not been enough for a steady detecting of the reflection, the author resorted to the following method: He kept the goniometer in stationary position and adjusted it to the glancing angle required (2θ). After having adjusted the counter unit to the highest sensitivity, he read the number of impulses received by the decade counter during 64 sec. In order to reduce the statistic divergencies, the measurement was repeated and the results of the two measurements were averaged. Thereafter, setting the goniometer for $0,1^\circ$ further, he kept on measuring until the whole section of the respective reflection was scanned. The values obtained were plotted on the corresponding site of the X-ray diffraction patterns. This undoubtedly very slow and labourious method made possible to increase considerably the efficiency of the measurements and to detect even minerals present in very small amounts (0,3 to 1,0%).

The samples to be examined were selected by the geologists of the Pécs Coal Mining Trust who carried out sampling in the standard profile, of the András shaft, studied lithologically in detail, as well as in the István and Petőfi shafts, and let the samples subject to technologic tests too. In the Hungarian Geological Institute, coal petrographic studies under microscope (Mrs. PAÁL—SOLT) and coal ash analyses (Mrs. BARABÁS—SERÉNYI) have also been carried out. The synthesis of these studies is foreseen to be published in 1964. In the following discussion, exclusively preliminary outlines of the author's X-ray investigations will be given.

The X-ray diffraction patterns were taken mostly within the range of 2 to $56^\circ 2\theta$ angles. The author has namely observed that, in the even otherwise rather ill-crystallized coal, the intensities become more and more unfavourable at glancing angles higher than those mentioned just before. The measurements performed by using Debye-Scherrer camera were used for elucidating the large angle range of 2θ . The diffraction peaks are derived, for the most part, from inorganic minerals.

The most frequently occurring mineral is *quartz*. It is more abundant in duritic-claritic coals than in the vitritic bright ones. *Pyrite* could be detected in almost all samples. Its abundance often exceeds even that of quartz. In certain cases 70 to 80% of the inorganic minerals are made up by pyrite. In nearly one third of the samples, pyrite is associated with some *marcasite*. *Gypsum* is particularly abundant in the coals of the András shaft. Among the clay minerals, *kaolinite* occurs most frequently. It has resulted from interpretation of the intensity relations of the diffraction peaks that the bulk of the latter must be represented by *fireclay type kaolinite*. *Illite* is much more scarce and is present in lesser samples, but *chamosite*, *chlorite* and *thüiringite* are even less abundant. The latter could be found only in about 25% of the samples analysed. Their abundance is relatively highest in duritic-claritic coals. In the same coals very

scarce amounts of *microcline* were also found. Occasionally very little *alunite*, *jarosite*, *natrojarosite*, *melanterite*, *halotrichite*, *szomolnokite*, *calcite* and *siderite* occurs in the samples examined.

In the samples taken from the lower portion of the cross-section of András shaft, besides reflexions of the above-mentioned minerals, the presence of two such rare minerals could be detected which in 1960 had been described by a Polish mineralogist, J. KUBISZ as new minerals. They have been referred to as *rozenite* and *magnesium szomolnokite*. Fig. 2. presents the diffraction patterns of a rozenite-bearing coal in its initial state before treatment (pattern „a”) and after heating for 2 hours at 104° C (pattern „b”). As a result of heating, the reflections of rozenite disappear.

For the sake of completeness, some samples of coal ash were also studied by X-ray diffraction (see fig. 3 in the Hungarian text). On the X-ray diffraction patterns of ash samples it was *haematite* that appeared instead of pyrite and marcasite. The intensity of peaks of quartz and illite increased. The diffraction peaks of illite shifted towards hydromuscovite and muscovite. The kaolinite peaks disappeared, which is quite understandable, for the kaolinite lattice collapses over 550° C.

On the X-ray patterns the base line rises in a sinus-like manner within the range of 22—30° 2 θ (fig. 3, curve *a*). The author has not yet observed a phenomenon like this on the X-ray patterns of any sedimentary rock. It turned out that the peak of this rise coincided with the 3,38 d value which corresponds to the most intensive reflexion of *graphite*. The author considers this rise to be due to the organic matter of the coal which, even though optically exhibiting amorphous features, undergoes, in reality, a slow structural arrangement. This suggestion is supported by the observation that the initial rise of the base line completely disappeared on the X-ray patterns of ash obtained after combustion of the coal (fig. 3, curve *b*).

In the course of the investigations it was also found that the smaller was the ash content of the coal, the larger became the area occupied by the so called „*graphite buckle*”, in other words, the larger amount of organic matter was contained in the coal. In fig. 4. (see Hungarian text) the size of the area of the graphite buckle (expressed in terms of scale units of the chart) is plotted against ash content. One set of samples was taken from several seams of the András shaft. The other set of samples was collected from the 6th seam of the István shaft at intervals of 5 m. It is conspicuous that the relationship between ash content and the area of the graphite buckle is closer in those cases where samples of the same seam have been evaluated. Though the average curves indicating the relationship show the same trend for both sets of samples, they are shifted, however, rather substantially as compared to each other: graphite buckles having identical area correspond to much smaller ash content

in the case of the samples from the István shaft, than in the case of those from the András shaft. According to Mrs. PAÁL—SOLT'S microscopic investigations, the coal samples from the 6th seam of the István shaft are less carbonized than those from the András shaft. Thus, the area of the graphite buckle increases with the increase of organic matter content of the coal (with the diminution of ash material) and with the increase of its rank.

The author also studied the so called *background* on the X-ray diffraction patterns of coals. As it is well known, the background radiation may partly be attributed to external circumstances independent of the material examined. Such are, among others, the so called „continuous radiation”, of the X-ray tube, as well as the cosmic radiation and the natural background radioactivity when Geiger-Müller counter is used. Factors of scattering dependent on the composition of the material studied are: the incoherent or Compton scattering, the effect of the X-ray fluorescence and the thermal scattering. The height of the background on X-ray diffraction patterns and the blackening at photographic methods are determined by these factors and by the crystal structure of the material (RILEY 1955). Already KITAZAKI took note of the fact that the X-ray photographs taken on coals showed unusually intensive blackening. He explained this phenomenon by the disordered, small sized structural units of organic matter of the coal (KITAZAKI 1954). However, the Debye-Scherrer method did not allow to study this phenomenon more thoroughly.

With the purpose of a quantitative evaluation of the background, the author measured the height of the base line on the X-ray diffraction patterns at glancing angles of 6°, 10°, 15°, 20°, 25°, 30°, 30°, 35° and 40° 2θ . The values give the intensity of the background radiation in terms of impulse/sec (see fig. 5. in the Hungarian text). As a matter of course, there were used for these investigations, exclusively diffractograms made with identical conditions of measurement (Cu tube, Ni filter, 40 kV, 20 mA, 8/8/1 20°/2 degrees). The background of the barren rocks of the coal measures is low. (It averages 13—16 impulse/sec in sandstones; 16—17 impulse/sec in siltstones; 17—19 impulse/sec in argillites and 19—20 impulse/sec in coaly-bearing clays). Hence, the intensity of the background increases parallel to the decrease of the grain size of the rocks, which may be explained by the higher content of the fine-disperse clay minerals. When using copper tube, the iron content does also increase the background radiation, that is shown on the X-ray diffraction patterns of sphaerosiderites (the average value being 45—50 impulse/sec).

The average background of the investigated coal samples corresponds to 24—38 impulse/sec, consequently, it is higher than that of the associated rocks, being, however, lower than that of sphaerosiderites. The distribution of the background intensity changes considerably at different glancing angles: in the section of 10—20° 2θ , in front of the graphite buckle, the background of the coal shows very great intensity (30—47

impulse/sec), while behind the graphite buckle it drops sharply (17—28 impulse/sec).

As a result of the author's correlation estimates it turned out that in the first section the intensity of the background increases with the organic matter content of the coal (that is with decreasing ash content) and with decreasing rank. In the second section, the intensity of the background radiation is, above all, dependent on the abundance of iron, but it is, in a smaller degree, influenced by the two previous factors too. In order to illustrate this relationship, the author has plotted, on fig. 5, the total iron content of the samples given in Fe_2O_3 and the abundance of ash. Finally, he compared the coal with its ash content. One can see that, in consequence of combustion and removal of the organic matter, the intensity of the background has decreased, on the average, by 30 impulses/sec in the $10\text{--}20^\circ 2\theta$ section, and only by 3,5 impulses/sec in the $35\text{--}40^\circ 2\theta$ section. This proves the rightness of the author's suggestions (see fig. 6. in the Hungarian text).

Summing up the results, the following conclusions may be drawn:

1. The inorganic minerals of the Pécs coal measures may be determined both qualitatively and quantitatively. The identification of clay minerals indeterminable by microscope is particularly important.

2. The limit of detectibility could be lowered — by additional pulse counting method — to 0,3—1,0%.

3. The ash content of coals of equal rank can be determined by means of measuring the area of the graphite buckle.

4. From the intensity of background of the coal one can infer the abundance of organic matter, the rank of coalification and the iron content.

5. The clay minerals of coals of different origin are not the same. Thorough investigation of an adequate number of samples may yield evidence permitting separation of coal facies.

6. The distribution of inorganic minerals, the shape and the area of the graphite buckle, and the distribution of the intensity of the background are nearly the same within one seam. On this basis, when working up an appropriate standard set of samples, some coal seam identification problems might also be solved.

7. The technological properties of the coal depend upon its mineralogic composition. X-ray patterns of coals can indirectly contribute also to the solution of technological problems.

ИЗУЧЕНИЕ КАМЕННЫХ УГЛЕЙ ИЗ РАЙОНА Г. ПЕЧ ПРИ ПОМОЩИ РЕНТГЕНОДИФРАКТОМЕТРА ДЬ. БАРДОШШИ

Автор изучал при помощи рентгенодиффрактометра минералогический состав каменных углей района г. Печ. Экспериментальным путем определил оптимальные условия для измерений. Благодаря внедрению счета импульсов, нижний предел выявляемости минералов был снижен до нескольких десятых %. Из числа неорганических минералов чаще всего встречается кварц. По частоте за ним следует пирит. Гораздо меньше количество марказита. Часто появляются каолинит типа фейерклей и иллит. Реже могли быть выявлены также шамозит, хлорит и тюрингит. Еще реже встречаются: кальцит, ярозит, натроярозит, мелантерит, галотрихит, сомолюнокит, сидерит и алунит. Кроме этого, удалось установить и присутствие розенита и магнезиального сомолюнокита. Оба описаны новыми минералами Й. КУБИШОМ в 1960.

На диффрактограммах отражается в пределах $22-30^\circ 2\theta$ пологая выпуклость, представляющая органическое вещество, кристаллизующееся в сторону графитовой структуры. Площадь этой „графитовой выпуклости” тем больше, чем меньше зольность угля, и чем выше степень углефикации.

Автором была изучена радиация фона, отражающаяся на диффрактограммах углей и боковых пород. При применении медной трубы высота фона в провинции углов выше $30^\circ 2\theta$ зависит прежде всего от содержания железа. В пределах же $10-20^\circ 2\theta$ интенсивность фона увеличивается за счет содержания органического вещества. Автор сделал сравнительные диффрактограммы также для золы некоторых проб угля.

Проведенные автором исследования позволяют лучше выделить отдельные литофации угля. Есть надежда и на то, что данный метод будет оказывать помощь также в решении практических задач (идентификация пластов, технология).

A ZENGŐVÁRKONYNÁL FELTÁRT MALM RÉTEGÖSSZLET MIKROBIOFÁCIÉS-VIZSGÁLATA*

Írta: NAGY ISTVÁN

A mecseki malm képződmények megismerését PETERS K. (1863), HOFFMANN K. és BÖCKH J. (1881) munkássága alapozta meg. Összefüggő, jelenségmagyarázó képet VADÁSZ E. (1935) adott róluk először. A későbbi kutatók ezeken az alapokon haladva oldottak meg egy-egy részfeladatot. Új vizsgálati módszert vezetett be SIDÓ M. *Tininnina* vizsgálataival.

A Mecsekhegység részletes földtani újratérképezése vetette fel a malm képződmények újvizsgálatának szükségességét. Az egyes emeletek térképi elkülönítésének követelménye megkívánja a tagolás megbízhatóságát. Célunk ezért pontos alapszelvények felvétele és ezek korszerű makropaleontológiai, mikropaleontológiai és üledékföldtani vizsgálata.

A ZENGŐVÁRKONYI MALM SZELVÉNY

A Mecsekhegység déli pikkelyszerkezetű övének legteljesebb malm rétegsora Zengővárkony határában az egykori mészkemencék elhagyott kőfejtőiben van feltárva. A mecseki malm képződmények vizsgálatakor szükségszerűen adódott ennek a földtani irodalomban is gyakran szereplő feltárásnak alapszelvényként való tanulmányozása. A gazdag irodalomból csupán PANTÓ G. — VARRÓK K. — KOPEK G. munkáját (1955) emelem ki, miután ebben a szerzők gumós ammoniteszes kimeridgei mészkő vékonycsiszolatából *Calpionella alpina* LORENZ és *Calpionella elliptica* CADISCH fajokat említenek, s ezzel kapcsolatosan megállapítják: „E jellegzetes titon faunaelemek fellépte alátámasztja VADÁSZ azon véleményét, hogy a képződmény a kimeridgei emelet legfelső részét is képviseli.” A szerzők által a kimeridgei gumós, ammoniteszes mészkőből említett két *Calpionella* faj meglepő és új adat a mikropaleontológiai irodalomban. Kimeridgei képződményekből eddig még nem mutattak ki *Calpionella*

* Kézirat lezárva 1962. február.

faunát. Részletes vizsgálattal sem találtam *Calpionellákat* az említett gumós, ammoniteszes rétegben, valamint a rátelepülő kimeridgei mészkőben és a tűzköves titon mészkőben sem.

Említett szerzők a két *Calpionella* faj mellett idiomorf kalcitromboédeket is leírtak a kimeridgei mészkő vékonycsiszolataiból. Ezeket a felső titon egyes rétegeiben találtam meg, amelyeket a szerzők, mint „vasas kötőanyagú breccsás padokat” említenek. Ezekben a rétegekben természetesen megvan a két *Calpionella* faj is. Említett szerzők adata tehát téves.

A zengővárkonyi kőfejtőben végzett mesterséges feltárómunkálatok lehetővé tették, hogy a malm rétegcsoport vizsgálatok a közettanilag és őslénytanilag is jól jellemezhető vezetősíntből, a bath vörös mészmárgából induljak ki. A mintaanyagot és a faunát rétegenként gyűjtöttem be. A makrofauna az oxfordi és a kimeridgei emelet jellemzésére lesz alkalmas.

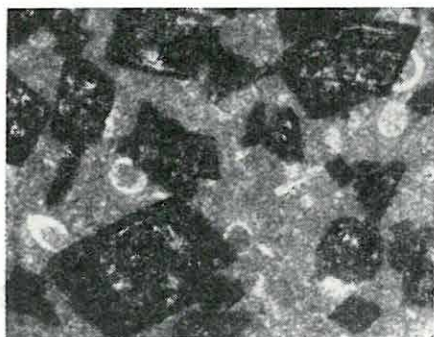
A feltárás rétegsora

A bath emelet agyagos, gumós, ammoniteszes vörös mészmárgarétegei fölött világos sárgásszürke, vastagpados kallovi mészkő települ, felső 50 cm-e gumókra esik szét. A kallovi—oxfordi határréteg tűzkögumós mészkő.

Az oxfordi emeletet mindössze 1 m vastag, nagyon mállékony, kristályos-szemcsés mészkő alkotja. Alsó fél métere agyagréteggözös, lemezes, felső része vékonyréteges, belsőleg hullámosan lencsékre, gumókra osztott, legalul tűzkögumós. Jól elválik az oxfordi mészkőtől a fölötte települő tömött, gumós kimeridgei mészkő.

Alsó része agyagközös, laza gumós mészkő, fölfelé az agyag kimarad, a laza gumós jelleg megszűnik, a kőzet itt egyenetlen rétegfelszínű, belsőleg gumókra osztott vékonypados mészkő, amely gazdag makrofaunát tartalmaz. A kimeridgei emelet felső részét világosszürke, kissé durvaszemű, vastagpados mészkő alkotja, amely kőzettani különbség nélkül megy át a titon emeletbe.

A titon mészkő fölfelé fokozatosan tömöttebb lesz, majd tűzköves, autigén breccsás mészkőbe megy át. Ez a világossárga, lilafoltos, autigén breccsás, tűzköves mészkő alul vastagpados, felső részén jobban rétegzett. Az autigén breccsás beágyazások száma és mérete fölfelé nő. A tűzkő kisebb



1. ábra. Kiszorítási jelenség titon mészkőben. 90× (Foto: NAGY I.)

Fig. 1. Phénomène de remplacement dans des calcaires tithoniques. 90×

Рис. 1. Явление замещения в титонских известняках. 90×

gumók, zsinórok, vagy vaskos lencsék alakjában jelenik meg, általában májbarna, néha szürke. A fölötté települő sárgásfehér, autigén breccsás pados mészkő csak legalsó rétegében tartalmaz tűzkövet. Szembeötlő a mészkő egy részének erős limonitos elszíneződése. A kőzet vékonycsiszolataiban szépen rekonstruálható az a folyamat, melynek során az eredeti mészkőanyagot ideálisan szép, 50—100 mikronos kalcitromboéderek halmazából álló kristályos mezők szorítják ki. A kalcitosodott mezők limonittal szövődtek át (1. ábra). Ezek a rétegek tehát nem „vasas kötőanyagú breccsás padok”, hanem az autigén breccsás titon mészkő utólagos elváltozást szenvedett részei.

A titon képződményekre alig 1 m vastagságban feltárt barnássárga, agyagos, *berriázi* mészkő települ. A fedő felé az üledékes sorozatot a trachidolerit-vulkanizmus képződményei váltják fel.

Mikropaleontológiai vizsgálatok

A malm képződmények fekvőjében feltárt bath emeletbeli rétegek jellemző paleotrixes mikroflórát tartalmaznak. Szelvényünkben a *Paleotrixek* az oxfordi emeletben még elszórtan jeletkeznek.

A kallovi emelet kezdetével megváltozik a mikropaleontológiai kép. A *Paleotrixek* elmaradnak, és a *Radiolariák* jutnak uralomra. A kallovi emeletben és a berriázi alemeletben van a maximumuk (1200 db/cm²). A *Radiolaria*-vázak kalcitosodtak. A kallovi emeletben a *Radiolariák* mellett minden egyéb mikrofoszília alárendelt. A kallovi emelet alsó részében *Globigerinák* is jelentkeznek, számuk itt 100 db/cm². Mennyiségük már a kallovi folyamán hirtelen lecsökken, de a kimeridgei emelet középig még vissza-visszatérnek. A berriáziban jelennek meg újra. Feltűnő, hogy a *Radiolariákban* leggazdagabb részekben jelentkeznek. Elenyésző mennyiségben a *Globochaete alpina* LOMBARD faj is fellép a kallovi emeletben. LOMBARD (1945) az általa a *Clorophyceae*hez sorolt algamaradványok elterjedését az argovitól a berriázi végéig terjedőleg adta meg, megemlítve, hogy maximumukat a titonban érik el. VOGLER (1941) az indonéziai Misol szigetről, COLOM Mallorcáról és a spanyolországi Sierra Ricote-ból (1956), BRÖNNIMANN Kubából (1955), LEFELD és RADWAŃSKI (1960) a lengyel felsőtátrai sorozatból említette őket. KNAUER J. 1961 tavaszán elhangzott előadásában ismertette a vértessomlyói Kapberek 1. sz. fúrás júra rétegsorában észlelt *Globochaete alpina*-kat és kimutatta, hogy már az alsó-liászban jelentős maximumot érnek el. MIŠÍK (1959) hangsúlyozza nagy vertikális elterjedésüket; a Csehszlovák Kárpátok területén ladini, felső-triász, júra, kréta és eocén képződményekből mutatott ki *Globochaetét*. Szelvényünkben a kallovi és oxfordi emeletben a *Globochaete alpina* csak szórványosan szerepel. A kimeridgei emeletben egyedszáma valamivel növekszik, és folytonos növekedéssel a lombardiás és a calpionellás zóna határán éri el a maximumot (2000 db/cm²). A calpio-

nellás zóna alján még gyakori, majd fokozatosan csökken, és a berriáziban már alárendelt szerepe van.

A kallovi mészkőből kimutatható még a WANNER (1940) által Foraminiferaként leírt *Stomiosphaera* és *Cadosina* nemzetség. WANNER (1940) és VOGLER (1941) az indonéziai Misol sziget malmjából kőzetalkotó mennyiségben mutatta ki őket. Az európai mediterrán zónában RENZ (1947), PASQUARE (1960) és BORZA (1961) adatai alapján a malmból és a berriáziból ismeretesek.

A zengővárkonyi előzetes vizsgálati adatok alapján annyi állapítható meg, hogy a *Stomiosphaerák* ritkábbak, míg a *Cadosinák* nagyobb egyed-számban, szinte valamennyi rétegtagból kimutathatók. Számuk az oxfordi és a kimeridgei emelet felső részén, valamint a tűzköves és a calpionellás titon középső részén jelentékenyebb. A berriázi alemeletben is jelentősek. Méreteik WANNER példányainak méreteivel jól egyeznek, többnyire 40—50 mikronosak. Legtöbbjük zárt körmetszetet ad, szájnylást mutató metszetek nagyon ritkák.

Az oxfordi kőzetek vékonycsiszolataiban jellegzetes alakú, a *Lombardiákra* emlékeztető metszetek figyelhetők meg. Ezek a mészanyagú maradványok a típusos *Lombardiáknál* nagyobb méretűek, vaskosabbak, és az oxfordi kőzetekre jellemző erősebb kristályosság folytán kristályos szerkezetűek. Véleményem szerint ezek feltétlenül *Lombardiák*, legfeljebb BRÖNNIMANN fajától eltérő alakok. Az oxfordi emelet felső részén jelentősebbek. A BRÖNNIMANN fajával jól azonosítható *Lombardiák* a kimeridgei emeletben jelennek meg. A képződmény alsó méterében csak nagyon szórványosan szerepelnek, e felett számuk fokozatosan növekszik, a kimeridgei felső részén nagy számú és nagy méretű töredékek figyelhetők meg. Az alsó-titonban méretük csökken, de számuk egy darabig tovább nő (400—500 db/cm²); majd jelentős ingadozásokat mutat, végül az alsó-titon utolsó két méterétől fokozatosan lecsökken. A felső-titonban mennyiségük jelentéktelen, de végig kitartanak.

Az először LOMBARD (1937) által leírt szervezetek rendszertani helyét VERNIORY (1954, 1955) tisztázta. BRÖNNIMANN (1955) új nemzetséggé írt le és algáknak vélte ezeket a maradványokat. VERNIORY rendszertani megállapításainak elfogadása mellett ezen sajátságos maradványokra alkalmasabbnak tartom a *Lombardia* megnevezést.

A zengővárkonyi rétegsor legjellegzetesebb, szintjelző értékű ősmaradványai a *Calpionellideák*, amelyek különösen a júra—kréta határ kimutatására alkalmasak. A zengővárkonyi szelvényben a tűzköves autigén breccsás mészkő fölött, az általam felső-titonnak jelölt rétegek legalsó tagjában hirtelen nagy számban jelennek meg (1800 db/cm²). Itt a *Calpionella elliptica* CADISCH, 1932 faj dominál; míg a *C. alpina* LORENZ, 1902 faj, bár nagy egyedszámú, viszonylag alárendelt. Fölfelé a két faj viszonya szeszélyesen változik, e viszony nem rétegtani értékű, szelvényenként más és más lehet.

A *Calpionella intermedia* DURAND DELGA, 1957 faj az egész calpionellás zónában jelen van, alsó és középső szakaszán mennyisége jelentősebb. A calpionellás zóna közepén 1 m vastag, szinte kizárólag ezen faj jelenlétével jellemzett szakasz van. A titon felső részéből az említett három fajon kívül a *Calpionella massutiniana* COLOM, 1948; az új besorolást nyert *Lorenziella pseudoserrata* (COLOM, 1939); továbbá a calpionellás zóna középső részén megjelenő, de egyelőre még alárendelt szerepű *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU, 1933) fajt határoztam meg. A berriázi alemeletben a *Calpionellidea* faunakép alapvetően megváltozik. A *C. alpina* és a *C. elliptica* fajok szinte teljesen eltűnnek. Helyettük kis egyedszámú, de változatos *Calpionellidea* társaság lép fel. Az ezideig meghatározott fajok a következők:

- Calpionella alpina* LORENZ, 1902 — ritka
- Calpionella elliptica* CADISCH, 1932 — ritka
- Calpionellopsis simplex* (COLOM, 1939) — ritka
- Calpionellopsis oblonga* (CADISCH, 1939) — domináns
- Calpionellites darderi* (COLOM, 1934) — járulékos
- Calpionellites neocomiensis* COLOM, 1948 — ritka
- Stenosemellopsis hispanica* (COLOM, 1939) — ritka
- Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU, 1933) — domináns
- Tintinnopsella longa* (COLOM, 1939) — ritka
- Tintinnopsella cadischiana* COLOM, 1948 — ritka
- Tintinnopsella* cf. *ricotensis* COLOM, 1956 — ritka
- Favelloides balearica* COLOM, 1939 — ritka
- Amphorellina subacuta* COLOM, 1948 — ritka
- Amphorellina lanceolata* COLOM, 1948 — ritka

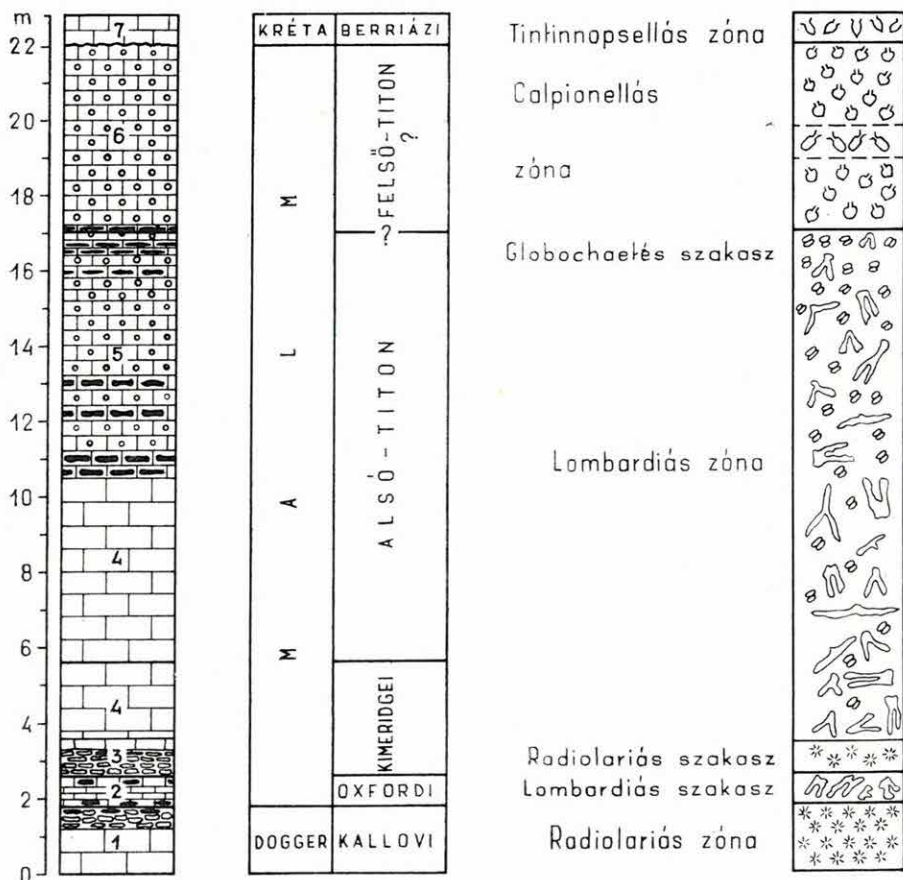
Ezekon kívül sikerült kimutatni a KNAUER J. által új névvel jelölt *Tintinnopsella colomi* KNAUER, 1963 fajt, továbbá az ugyancsak KNAUER J. által a Dunántúli Középhegységből leírt *Calpionellites dadayi* KNAUER, 1963, szelvényünkben domináns fajt. Sor került egy új nemzetség leírására is, amelyet KNAUER J.-vel közösen végeztünk. Az új nemzetséget LORENZ, T. tiszteletére *Lorenziella* nov. gen.-nak neveztük el. Az új nemzetség mindhárom fajtát kimutattam a zengővárkonyi rétegsorban. Az említett fajok: a *Favelloides* nemzetségből átsorolt *Lorenziella pseudoserrata* (COLOM, 1939) (titon mészkőből, ritka); a *L. transdanubica* KNAUER & NAGY, 1963 (berriázi agyagos mészkőből, ritka) és a *L. hungarica* KNAUER & NAGY, 1963 (berriázi agyagos mészkőből, ritka). A három fajt KNAUER J. is megtalálta a Dunántúli Középhegység berriázi alemeletében. Az új nemzetség és az új fajok leírását ugyanezen kötet megfelelő fejezetében adjuk közre.

A felsorolt fajok a vékony berriázi képződményben nem különülnek el szintenként.

Mikrofauna- és -flóraövek

Ha a malm képződmények mélyebb fekvőjétől, a bath emelettől kezdve szemügyre vesszük a mikrofauna és flóra változását, a következő elrendeződést tapasztalhatjuk: a bath emelet paleotrixes mikrobiofáciását

a kallóvi emeletben radioláriás fácies váltja fel, közbeiktatott radioláriás-globigerinás szakasszal (2. ábra). A kőzettanilag és makrofaunisztikailag is éles emelethatárt a mikropaleontológiai változás is jól jelzi. Ugyanez



2. ábra. A zengővárkonyi Mészkemencék nyugati köfejtőjének rétegsora és mikro-biofációs-zónái

Jelmagyarázat: 1. világos sárgásszürke, pados mészkő; 2. vékonyréteges mészkő; 3. agyagos, gumós mészkő; 4. világos sárgásszürke pados mészkő; 5. világos sárgásszürke, autigénbreccás, tűzkőgumós mészkő; 6. sárgásfehér, autigénbreccás mészkő; 7. barnássárga agyagos mészkő.

Fig. 2. Série et zones microfossiles du carrière du W de la chaufournerie à Zengővárkony

Légende: 1. calcaires à bancs, gris jaunâtre clair; 2. calcaires finement stratifiés; 3. calcaires argileux à nœuds; 4. calcaires à bancs, gris jaunâtre clair; 5. calcaires gris jaunâtre clair, à brèches authigéniques et à nœuds de silice; 6. calcaires blanc jaunâtre à brèches authigéniques; 7. calcaires argileux jaunes brunâtres

Рис. 2. Толща западного карьера в с. Зенгёварконь и микробиофациальные зоны этой толщи

Legenda: 1. светло-желтовато-серые, слоистые известняки; 2. тонкослоистые известняки; 3. глинистые желвачные известняки; 4. светложелтовато-серые, слоистые известняки; 5. светло-желтовато-серые известняки с автигенными брекчиями и желваками кремней; 6. желтовато-белые известняки с автигенными брекчиями; 7. буровато-желтые, глинистые известняки

áll az oxfordi emeletre is, amelyet a lombardiás fácies jellemez. A kimerid-gei emelet alja újra radioláriás fáciesű. Szelvényünkben a lombardiás zóna a kimerid-gei emelet közepétől (a *Streblites tenuilobatus* övbe sorolt ammoniteszeket tartalmazó mészkő felső határától) a tűzköves titon mészkő felső határáig terjed.

A kimerid-gei—titon határ mikrofaunisztikailag nem jelölhető ki pontosan. A szelvényben a határt közettani és makrofaunisztikai alapon vontam meg. Mindenesetre jellemző a titonra a *Globochaeték* számának megnövekedése, a lombardiás szöveti képből a globochaetés mezők mind erőteljesebb jelentkezése. A lombardiás-globochaetés fácies továbbfejlődése a *Globochaete*-flóra uralomra jutásához vezet.

Problémát okoz az alsó- és felső-titon elhatárolása is. Kétségtelen, hogy a titonon belül általában tapasztalható egy jelentős biofáciesbeli változás, kérdés azonban, hogy ez megegyezik-e a makrofaunisztikai alapon megjelölhető alsó—felső-titon határral? Szelvényünkben a párhuzamosításra egyelőre nincs mód, rétegtani értékű makrofaunaelemeket a kérdéses rétegcsoportból nem ismerünk. Feltűnő viszont, hogy a mikro-fácies-változás közettani változással esik egybe, ez elhatárolást indokol. Az alsó- és felső-titon megjelölés szelvényünkben tehát a lombardiás és calpionellás zónát jelenti. A calpionellás zónában szembeötlő a *Calpionella intermedia*-s szakasz. A titon-berriázi határt az eltérő kőzetkifejlődés mellett jól jelzi a mikrofaunakép megváltozása is. A határon a *Calpionella* nemzetséget hirtelen váltják fel a krétában domináns nemzetségek.

Földtani fejlődéstörténet

A mecseki júra mélyebb tagozatában felismerhető fejlődésmenet — az üledékképződés jellegének fokozatos eltolódása a törmelékes üledékképződés felől a vegyi üledékképződés irányába — a malm idején érkezik el végső kifejlődéséhez.

A zengővárkonyi malm rétegsor a dogger képződményekre üledék-folytonossággal települő, tengeri eredetű rétegcsoport. Arculatát a kismérvű terrigén anyagszolgáltatással jellemzett vegyi és biogén mészkő-képződés adja meg. A kallovi emeletre és a malmra jellemző csekély terrigén anyagszolgáltatást még feltűnőbbé teszi a szokatlanul kis képződmény-vastagság által reprezentált lassú üledékképződés. A malm folyamán állandósuló parttávolsági, nyílt sekélytengeri üledékképződést lassú tengerfenék-emelkedés kíséri, amely a titon emelet autigén-breccsás képződményeivel válik először szembeötlővé.

A vulkáni tevékenységet megelőző, s az azt mintegy előre jelző kéregmozgások által befolyásolt malm—berriázi üledékképződés menete a berriázi alemelet folyamán meginduló vulkanizmus következtében alapvetően megváltozik, s átadja helyét más földtani körülményekkel jellemzett kőzetképződési folyamatoknak.

IRODALOM

- BONET, F. 1956: Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del este de Mexico. — Bol. As. Mex. de Geol. Petrol. **3**, 7–8.
- BORZA, K. 1961: Vyskyt rodu Stomiosphaera Wanner, Cadosina Wanner a Pithonella Lorenz a Západných Karpátoch. — Geol. Sbornik, **12**. 1.
- BÖCKH J. 1880-81: Adatok a Mecsekhegység és dombvidéke jurakorbéli lerakódásainak ismeretéhez. — Ért. a Term. Tud. köréből, **9–10**.
- BRÖNNIMANN, P. 1955: Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. — Micropaleontology, **1**. 1.
- COLOM, G. 1934: Estudios sobre las Calpionelas. — Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat. **34**.
- COLOM, G. 1948: Fossil Tintinnids: Loricated Infusoria of the Order of the Oligotricha. — Journ. Paleont. **22**.
- COLOM, G. 1956: Lito-facies y micropaleontología de las formaciones jurásico-neocomienses de la S. de Ricote (Murcia). — Bol. Inst. Geol. y min. de España. **67**.
- DURAND DELGA, M. 1957: Une nouvelle forme de Calpionelles. — Publ. Serv. Carte Géol. Algérie (N.S.) Bull. **13**. 1956.
- KNAUER J. 1963: Calpionellidea rendszertani kérdések. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről.
- KNAUER J. — NAGY I. 1963: Lorenziella nov. gen.; új Calpionellidea nemzetség. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről II.
- LEFELD, J. — RADWAŃSKI, A. 1960: Planktoniczne liliowce Saccocoma Agassiz w malmie i neocomie wierzchowym Tatr Polskich. — Acta Geol. Pol. **10**. 4.
- LOMBARD, A. 1937: Microfossiles d'attribution incertaine du Jurassique supérieur alpin. — Ecl. Geol. Helv. **30**. 2.
- LOMBARD, A. 1945: Attribution de microfossiles du Jurassique supérieur alpin à des Clorophycées (Proto- et Pleurococcacées). — Ecl. Geol. Helv. **38**. 1.
- MIŠÍK, M. 1959: Stratigrafické rozpätie Globochaete alpina Lombard. — Geologický Sbornik, **10**. 2.
- PANTÓ G. — VARRÓK K. — KOPEK, G. 1955: A zengővárkonyi vasérckutató földtani eredményei. — Földt. Közl. **85**. 2.
- PASQUARÉ, G. 1960: Sulla presenza di Nannoconus e Saccocoma nei livelli superiori del „Rosso Aptici” di Bellavista. — Ecl. Geol. Helv. **53**. 2.
- PETERS, K. 1863: Über den Lias von Fünfkirchen. — Sitz. der Mat. Nat. Cl. der k. Ak. d. Wiss. **46**. 6, Abt. I. Jahrg. 1862.
- RENZ, K. 1947: Neue Fossilfunde im Südtessin. — Ecl. Geol. Helv. **40**. 2.
- SIDÓ M. 1957: Tintinnidák elterjedése és rétegtani jelentősége Magyarországon. — Földt. Közl. **87**. 3.
- VADÁSZ E. 1935: A Mecsekhegység. — Magy. Tájak Földt. Leírása I.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. 2. kiad. — Budapest
- VERNIORY, R. 1954: Eothrix alpina Lombard, Algue ou Crinoïde? — Arch. Sci. Genève. **7**. 4.
- VERNIORY, R. 1955: Repartition stratigraphique et géographique de Saccocoma Agassiz entre l'Oberland bernois et la Provence. — Arch. Sci. Genève. **8**. 1.
- VOGLER, J. 1941: Ober-Jura und Kreide von Misol. (Niederl. — Ostind.) — Palaeontographica, Suppl. **4**. Abt. IV. Lief. 4.
- WANNER, J. 1940: Gesteinbildende Foraminiferen aus Malm und Unter-Kreide des Ostindischen Archipels. — Pal. Zeitschr. **22**. 2

Fényképtáblák

I. Tábla — Planche I. — Таблица I.

1. *Tintinnopsella cadischiana* COLOM, 1948 — Berriázi agyagos mészkő. (260x)
2. *Calpionellites darderi* (COLOM, 1934) — Berriázi agyagos mészkő. (260x)
3. *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH, 1932) — Berriázi agyagos mészkő. (260x)
4. *Tintinnopsella longa* (COLOM, 1939) — Berriázi agyagos mészkő. (260x)
5. *Stenosemellopsis hispanica* (COLOM, 1939) — Berriázi agyagos mészkő. (260x)
6. *Calpionella massutiniana* COLOM, 1948 — Titon mészkő. (260x)
7. *Calpionella alpina* LORENZ, 1902 — Titon mészkő. (260x)
8. *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU, 1933) — Berriázi agyagos mészkő. (260x)
9. *Calpionellites dadayi* KNAUER, 1963 — Berriázi agyagos mészkő. (260x)
10. *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH, 1932) — Berriázi agyagos mészkő. (260x)
11. *Calpionellites neocomiensis* COLOM, 1948 — Berriázi agyagos mészkő. (260x)
12. *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU, 1933) — Berriázi agyagos mészkő. (260x)
13. *Calpionella intermedia* DURANT DELGA, 1957 — Titon mészkő. (260x)
14. *Favelloides balearica* COLOM, 1939 — Berriázi agyagos mészkő. (260x)
15. *Calpionella intermedia* DURAND DELGA, 1957 — Titon mészkő. (220x)
16. *Globochaete alpina* LOMBARD, 1945 — Titon mészkő. (260x)
17. *Cadosina* sp. — Titon mészkő. (260x)
18. *Stomiosphaera* sp. — Kimeridgei mészkő. (650x)
19. *Globochaete alpina* LOMBARD, 1945 — Titon mészkő. (170x)
20. *Lombardia arachnoidea* BRÖNNIMANN, 1955 — Alsó-titon mészkő. (40x)

A fényképek a zengővárkonyi „Mészkemencék” nyugati köfejtőjéből származó kőzetek vékony-csiszolatairól készültek.

* * *

Les espèces figurées dans fig. 1—5, 8—12, 14 proviennent des calcaires argileux berriasiennes; celles figurées dans fig. 6—7, 13, 15—17, 19 des calcaires tithoniques; tandis que celle de la fig. 18 des calcaires kimmeridgiens, et celle de la fig. 20. des calcaires tithoniques inférieurs.

Les photos ont été prises des plaques minces des roches de la carrière de l'W de „chaufournerie” („Mészkemencék”) à Zengővárkony.

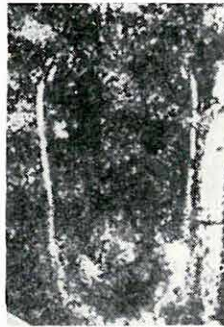
* * *

Виды, изображенные на фиг. 1—5, 8—12, 14 происходят из берриасских глинистых известняков; виды фиг. 6—7, 13, 15—17, 19 — из титонских известняков; вид фиг. 18 — из кимериджских известняков, и вид фиг. 20 — из нижнетитонских известняков.

Снимки сделаны по тонким шлифам пород из западного карьера в с. Зенгёварконь.



1



2



3



4



5



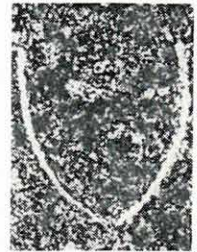
6



7



8



9



10



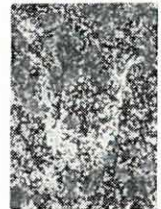
11



12



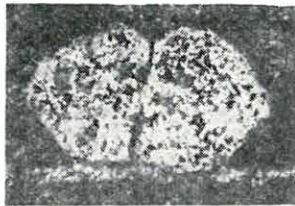
13



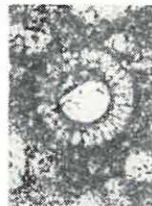
14



15



16



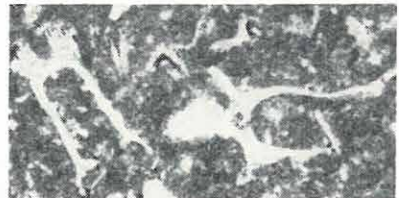
17



18



19



20

EXAMEN MICROBIOFACIAL DU COMPLEXE DU MALM
EN AFFLEUREMENT À ZENGŐVÁRKONY
(MONTAGNE MECSEK)*

par
I. NAGY

L'étude contient les résultats de l'examen microbiofacial de la coupe du Malm de Zengővárkony (Montagne Mecsek). L'auteur essaie d'accomplir la subdivision du complexe au moyen de la séparation des zones microfaunistiques (fig. 2). Il constate que les formes de *Lombardia* sont caractéristiques de l'étage kiméridgien et de la partie inférieure de l'étage tithonique, tandis que les Calpionelles caractérisent la partie supérieure du Tithonique. La présence des formes de *Lombardia* est démontrée même dans l'étage oxfordien. Il fut établi que les formes des genres *Stomiosphaera* et *Cadosina* étaient présentes dans le Callovien, Malm et Berriasien. Une riche faune de Calpionelles est mentionnée de la partie supérieure du Tithonique et du Berriasien (Planche I.)

МИКРОБИОФАЦИАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ МАЛЬМСКОЙ ТОЛЩИ,
ОБНАЖЕННОЙ В ОКРЕСТНОСТИ С. ЗЕНГЁВАРКОНЬ*

И. НАДЬ

В работе подводятся итоги микропалеонтологического изучения толщи мальмских отложений в окрестности с. Зенгёварконь (горы Мечек). Автор попытается выполнять расчленение данной толщи путем выделения микрофаунистических зон (рис. 2.). Он устанавливает, что ломбардии характерны для кимериджского яруса и нижней части титона, в то время как кальпионеллы характеризуют верхнюю часть титонского яруса. Наличие ломбардий выявляется им также из оксфордского яруса. При этом автор устанавливает наличие родов *Stomiosphaera* и *Cadosina* в келловейском ярусе, в мальме и в берриасском подъярусе. Из верхней части титона и из берриаса он упоминает богатую фауну кальпионелл (таблица 1).

* Manuscrit clos le février 1962.

* Рукопись подписана к печати в феврале 1962 г.

A K-I MECSEK MIOCÉN KÉPZŐDMÉNYEINEK VIZSGÁLATA

Írta: HÁMOR GÉZA

A mecsekhegységi miocén képződmények megismeréstörténete négy fő szakaszra osztható.

Az első időszaktól — 1860-ig — a hegységre vonatkozóan csak elszórt részadatokat ismerünk. BEUDANT (1822) — valószínűleg szarmata — durvamészkövet és a durvatörmelékcs ősszletben mutatkozó kvarcporfirakavicsokat említi. RIEGEL a hidasi bányászattal foglalkozó kéziratot jelentésében a gazdag faunára hívja fel a figyelmet.

A második időszak a bécsi, majd a hazai Földtani Intézet kutatóinak munkájával jellemezhető. Az 1860-as évektől kezdve PETERS (1862), HAUER (1863), HERTLE (1873), FOETTERLE (1852), KLEIDORFER — LITSCHAUER (1898) foglalkoznak a terület földtani felépítésével. ROLLE (1861), HÖRNES (1870), KOKÁN (1873, 1874), MATYASOVSKY (1880), LÖRENTHEY (1894) értékes paleontológiai, STAUB (1882) ősnövénytani, HAUER (1870), MATYASOVSKY — PETRIK (1885) gazdaságföldtani adatokat szolgáltatottak. Böckh J. (1876a és b), majd Hofmann K. (1876) szintén résztvettek a munkában egy-egy területre vizsgálatával. Készültek ugyan figyelemre méltó alapmunkák különösen Böckh J. részéről, de a hegység egész területére vonatkozó, az eredményeket kritikai szempontból összesítő áttekintés — különösen a miocén képződmények terén — nem született.

Az ezt követő időszakot Vadász E. működésének kezdete jelzi. Rendszeresen megjelenő jelentései földtani egységenként foglalkoznak a hegység földtani felépítésével. Egyidejűleg az előző időszak egy-egy késői közleménye jelenik meg, Treitz (1902) agrogeológiai felvétele, Hofmann (1907) posztumusz munkája, Mauritz (1913) közzétett, Franzenau (1927) hidasi paleontológiai munkája. Vadász-tól függetlenül Strausz (1926) paleontológiai alapon tagolja a miocén rétegösszletet. Ferenczi I. (1937) a pannon képződményeket írja le Pécs környékén. Az időszakot Vadász (1935) „A Mecsekhegység” című monográfiája zárja le.

A harmadik időszakot a hegység kutatásának megtorpanása jellemzi. A gazdasági válság, majd a háborús évek nem teszik lehetővé az elmélyült tudományos munkát, másrészt az ebben az időben fellendülő magánbányavállalkozások üzleti érdekei szükségessé tették az adatok titokban tartását és kéziratok formában történő elraktározását, így a miocén rétegösszlet földtani ismeretessége, néhány részmunkát nem tekintve (Strausz 1926, 1928, 1942) hosszú ideig nem haladt előre.

A negyedik időszak az 1950-es évek elején kezdődött. Ekkor a gazdasági szükségszerűség ismét a kiváló kutatók egész sorát irányította a hegységbe. Jantsky B. (1953), Wein Gy. (1953), Noszky J. (1953), Kovács L. (1954) adatrögzítő munkái, Balogh K. és térképező csoportjának kéziratot jelentései és térképei (1955), valamint az anyagfeldolgozás eredményeit rögzítő munkák egész sora — Csepregyhnyé Meznerics I. (1950), Szörényi E. (1950), Pálfalvy I. (1953), Strausz L. (1950), Tokody L. (1955) és Mauritz B. (1958) — jelzi a kutatás ütemének fokozódását. A harmadidőszaki képződmények üledékközzetani vizsgálatát Végh S. (1959, 1961), a távlati fúrások kiértékelését Schwáb M. (1959) végezte.

A közelmúltban SOMOS L. — KÓKAI J. (1960), JÁMBOR Á. — SZABÓ J. (1961) is közölt a hegység egyes harmadidőszaki rétegösszleteiről figyelemre méltó adatokat. Mindmáig terjedően hiányzik azonban ezeknek az értékes részadatoknak korszerű, egységes szemléletű, a hegység egész területét felölelő összefoglalása.

A hegység miocén képződményeinek 1957-ben megindított földtani újvizsgálatát a negyedik időszak alatt — VADÁSZ E. monográfiájának megjelenése óta eltelt idő során — összegyűlt újabb földtani adatok mennyisége és a nyersanyagkutatás sürgető igényei tették szükségessé. Az 1957—58-as években folytatott tájékozódó jellegű vizsgálatok után a megismert problémák megoldását elsősorban az egész területre kiterjedő 1:5000-es részletességű földtani térkép elkészítésével, földtani alapfúrások és térképező sekélyfúrások mélyítésével, részletes és széleskörű anyagvizsgálattal kívántuk elősegíteni. KORECZNÉ LAKY I. mikropaleontológiai vizsgálatokkal (1962), MIHÁLYI P.-NÉ majd RAVASZNÉ BARANYAI L. közettani vizsgálatokkal (1962), NAGY L.-NÉ palynológiai (1962), PÁLFALVY I. fitopaleontológiai (1953) és BARTHA F. pannon biosztratiográfiai vizsgálataival (1962) segített a kérdések megoldásához. Egy-egy részletszelvény kidolgozásához BODA J., ZALÁNYI B., HAJÓS M., NAGYNÉ MELLES M. szolgáltattak értékes adatokat.

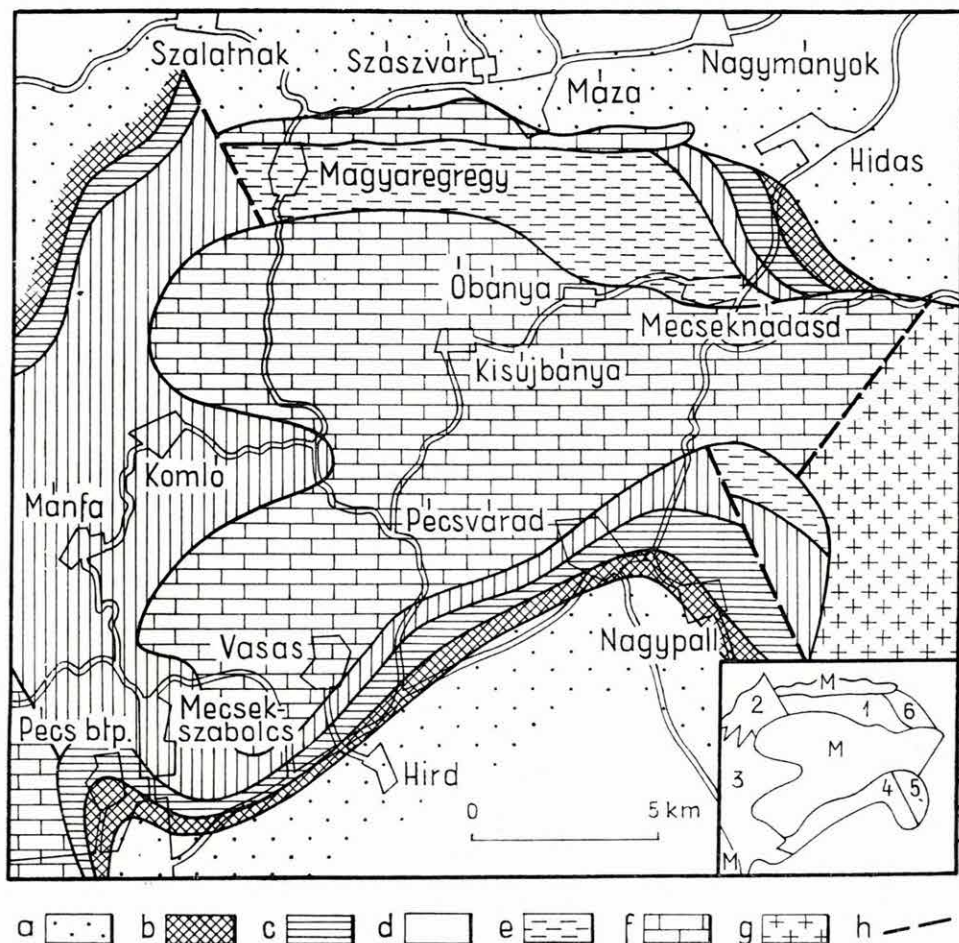
Munkánk során elkészítettünk 170 km² földtani térképet a harmadidőszaki képződmények területéről, kiértékelünk 16 800 fm fúrási anyagot, feltártunk 14 alapszelvényt. Az anyagvizsgálat során mintegy 2230 db mikropaleontológiai, 1300 db közettani és többszáz különféle speciális irányú vizsgálatot végeztünk.

A vizsgált hegység részt az 1. ábrán feltüntetett hat kifejlődési területre bontottuk.

E kifejlődési területeken belül megkülönböztettünk peremi és medencefáciéseket, a vizsgálatok súlypontját a peremi kifejlődésű területekre téve.

Munkánk során a hegység egész területére vonatkoztatva a 2. ábrán látható általános rétegsorrendet ismertük meg.

A *helvét*i üledékösszlet alsó részén durvatörmelékes rétegeket találunk. Ebben a szárazföldi eredésű nagy tömbös alapkonglomerátumban van az „alsó tufaszint (riolittufa)”. Ez megegyezik az egész országban ismert ún. „alsó riolittufával”. Felette „tarka agyagösszlet”-nek nevezett, kavicsos, durvahomokos, aleuritós összlet, majd szürke, halpikkelyes agyag, agyagmárga (általunk „alsó halpikkelyes agyagmárga” néven elkülönített) mocsári-tavi összlet települ, mely az északi, északkeleti medencerész területén szürke, szürkés-kék, homokos, aprókavicsos agyagrétegsorba megy át. Ebben néhol vékony barnaköszéntelegek, kőszénzsinórok találhatóak. A szárazföldi, folyóvízi üledékképződés utolsó terméke zöld és sárga homokos kavics. Véleményünk szerint az eddig felsorolt rétegsorok képviselik az *alsó-helvét*i üledéksort, mely csak az északi miocén medence területén és az apátvarasdi kifejlődési terület egy részén található.



1. ábra. A K-i Mecsek miocén kifejlődési területei

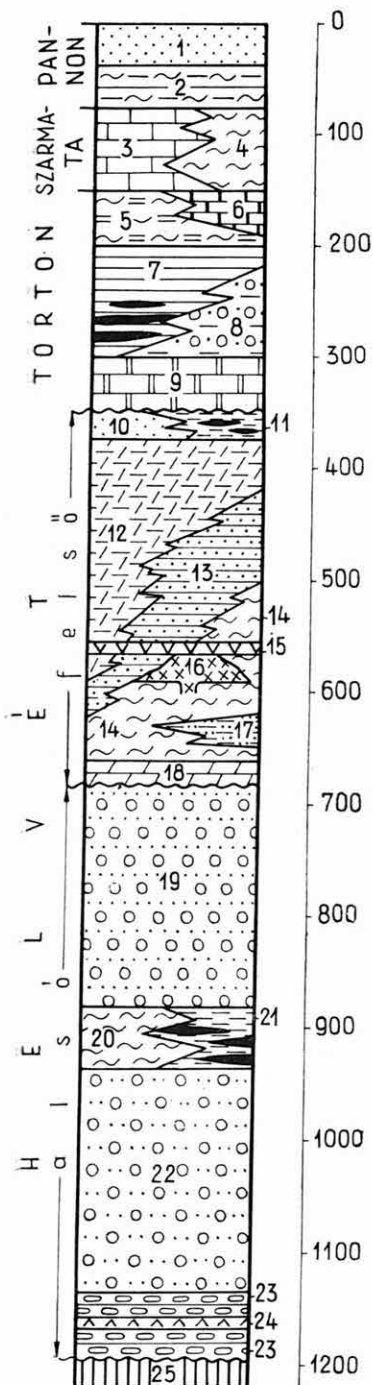
Jelmagyarázat: 1. É-i miocén medence területe; 2. Magyaregregy—Kisbattyán—Komló É-i területe; 3. Komló D-i—Mánfa—Pécsszabolcs területe; 4. Vasas—Hosszúhetény—Pécsvarad területe; 5. Zengővárkony—Apátvarasd területe; 6. Mecseknádasd—Hidas területe. M = mezozoós alaphegység. — a = pannon, b = szarmat, c = torton, d = felső-helvét, e = alsó-helvét, f = mezozoós alaphegység, g = kristályos alaphegység, h = törésvonalak

Abb. 1. Miozäne Faziesgebiete des Östlichen Mecsek-Gebirges

Zeichenerklärung: 1. Gebiet des nördlichen Miozän-Beckens; 2. Gebiet von Magyaregregy—Kisbattyán—Komló N.; 3. Gebiet S von Komló—Mánfa—Pécsszabolcs; 4. Gebiet von Vasas—Hosszúhetény—Pécsvarad; 5. Gebiet von Zengővárkony—Apátvarasd; 6. Gebiet von Mecseknádasd—Hidas. M = mesozoisches Grundgebirge. — a = Pannon, b = Sarmat, c = Torton, d = Oberhelvet, e = Unterhelvet, f = mesozoisches Grundgebirge, g = kristallines Grundgebirge, h = Bruchlinien

Рис. 1. Миоценовые фациальные области Восточного Мечка

Легенда: 1. область С-ного миоценового бассейна; 2. область сс. Мадьярегредь-Кисбаттьян к С-у от Комло; 3. область к Ю-у от сс. Комло-Манфа-Печсабольц; 4. область сс. Вашаш-Хоссухетень-Печварад; 5. область сс. Зенгеварkony-Апатварашд; 6. область сс. Мечекнадашд-Хидаш. М = мезозойский фундамент. — a = паннон, b = сармат, c = тортон, d = верхний гельвет, e = нижний гельвет, f = мезозойский фундамент, g = кристаллический фундамент, h = линии разломов



2. ábra. A K-i Mecsek miocén rétegsorának vázlata

Jelmagyarázat: 1. limonitos homok, homokkő; 2. mészmárga, agyammárga; 3. durva mészkő; 4. agyammárga; 5. turritellás-corbulós agyammárga; 6. „felső lajtámésző”; 7. barnakőszénösszet; 8. homokos kavics, tarka agyag; 9. lajtámésző, meszes homokkő; 10. homok, homokkő; 11. barnakőszenes agyag; 12. „slír” (finomhomokos agyag, agyammárga); 13. „budafai” homokkő, konglomerátum; 14. „felső halpikkelyes agyammárga”; 15. felső tufaszint (dacittufa); 16. andezit; 17. homokos agyag, homokkő; 18. congeriás mészkő, meszes homokkő; 19. homokos kavics (zöld és sárga); 20. „alsó halpikkelyes agyammárga”; 21. homokos agyag barnakőszéninórokkal; 22. homokos kavics, konglomerátum (vörös és zöld); 23. durva konglomerátum; 24. alsó tufaszint (riolittufa); 25. alaphegység

Abb. 2. Skizze der miozänen Schichtenfolge des Östlichen Mecsek-Gebirges

Zeichenerklärung: 1. limonitischer Sand, Sandstein; 2. Kalkmergel, Tonmergel; 3. grober Kalkstein; 4. Tonmergel; 5. Tonmergel mit Turritellen und Corbulen; 6. „oberer Leithakalk”; 7. Braunkohlenkomplex; 8. sandiger Schotter, bunter Ton; 9. Leithakalk, kalkiger Sandstein; 10. Sand, Sandstein; 11. braunkohlenführender Ton; 12. „Schlier” (feinsandiger Ton, Tonmergel); 13. „Budafaeer” Sandstein, Konglomerat; 14. „oberer Tonmergel mit Fischschuppen”; 15. oberer Tuffhorizont (Dazituff); 16. Andesit; 17. sandiger Ton, Sandstein; 18. congerienführender Kalkstein, kalkiger Sandstein; 19. sandiger Schotter (grün und gelb); 20. „unterer Tonmergel mit Fischschuppen”; 21. sandiger Ton mit Braunkohlenschuren; 22. sandiger Schotter, Konglomerat (rot und grün); 23. grobes Konglomerat; 24. unterer Tuffhorizont (Rhyolithuff); 25. Grundgebirge

Рис. 2. Схема миоценовой толщи Восточного Мечака

Legenda: 1. limonitosenes peski, peschanyki; 2. izvestkovnye mergeli, glinistyie mergeli; 3. grubozernistyie izvestnyaki; 4. glinistyie mergeli; 5. glinistyie mergeli s *Turritella* i *Corbula*; 6. verchnij izvestnyak tipa „Lajta”; 7. burouglybnaja tolsza; 8. peschanyie galki, pesztre gliny; 9. izvestnyak tipa „Lajta”, izvestkovistyj peschanik; 10. pesok, peschanik; 11. burouglystaja gлина; 12. „sliry” (tonkoscheshanyie gliny, glinistyie mergeli); 13. peschanyki tipa „Budafa”, konglomeraty; 14. „verhnyie glinistyie mergeli s csepujami ryb”; 15. verchnij tufovij gorizont (dacitovye tuфы); 16. andezity; 17. peschanyie gliny. peschanyki; 18. congerievnye izvestnyaki, izvestkovistyie peschanyki; 19. peschanyie galki (zelenie i zheltye); 20. „niznyie glinistyie mergeli s csepujami ryb”; 21. peschanyie gliny s prozilkami burux uglej; 22. peschanyie galki, konglomeraty (krasnye i zelenye); 23. grubozernistyie konglomeraty; 24. niznij tufovij gorizont (riolitovye tuфы); 25. fundament

A *felső-helvéti* üledékképződés megindulását a mikrorétegzett, le-velesen elváló ún. „felső halpikkelyes agyagmárga” rétegösszlet jelzi. Az összlet alsó részének jellegzetes képződményei a congeriás, homokos mészkő, meszes homokkő, valamint a brotiás, agyagos homokrétegek, amelyeket — az eddigi szerzőkkel ellentétben — VÉGH S.-ral egyetértve csökkentősvízi, transzgressziós képződményeknek tekintünk. Annál is inkább, mert a D-i kifejlődési területen az erősebb transzgresszió következtében néhol (hird – hosszúhetényi új vasúti bevágás, Pécsvárad) a rétegcsoport, KÓKAI J. leírása szerint, tiszta tengeri faunát tartalmaz. Megjegyezzük, hogy MOLNÁR J., PÁLFALVY I., NOSZKY J. cápa fogakat, Böck J. (1876a) *Pecten*-faunát gyűjtött a rétegsorból.

Ugyancsak a felső halpikkelyes agyagmárgaösszletben helyezkedik el a „felső tufaszint” (dacittufa), mely az alsó tufához hasonlóan szinttartó, és jellegzetes kőzetkifejlődésű. RAVASZNÉ (1962) vizsgálatai alapján dacittufának minősítette ezt az eddig riolittufának tartott képződményt. A felső tufaszinttel kapcsolatban tufitos képződmények is jelentkeznek. Egyes esetekben ez a tufaszint a megváltozott ősföldrajzi viszonyoktól függően több, egymástól egyéb üledékekkel elválasztott — néha áthalmozott anyagú — rétegre tagolódik, de mindig azonos szinttájon található. A „felső tufaszint” rétegtanilag megegyezik az országosan ismert „középső riolittufával”. Egyidejűleg történt a komlói andezit feltörése is.

Az egyre erősödő transzgresszió további termékei: konglomerátum, kavicsos homokkő, finom homokösszlet, melyeket STRAUSZ L. (1926) ismertet először az irodalomban „budafai homokkő” néven. Az elkülönítés jogosult, mert az összlet a hegység egész területén kimutatható. Felső részében szórványos tengeri faunaelemeket találunk. A változatos összlet deltajellegű, síkparti és meredekparti abráziós képződményeit a slírtenger partszegélyi képződményeinek tartjuk.

Felette homokos, finomhomokos, csillámos agyag, agyagmárgaösszlet: a slír-rétegcsoport települ. Gazdag mikro- és makrofaunával rendelkezik. Partszegélyi kifejlődésben található képződményei a hegység D-i oldalán Pécsszabolcstól Apátvarasdig terjedően, medencekifejlődésű üledékei Komló környékén.

A slírtenger regresszióját a slír fölött elhelyezkedő regressziós homok, homokkő, konglomerátum jelzi (Hidas, Pusztakisfalu), melyben helyenként további kiemelkedésre utaló barnakőszenes agyagot, barnakőszentelepecskéket találunk (Pécsszabolcs). A hirdi új vasúti bevágás szelvényében a teljes kiemelkedést a slír-összlet túlnyomó részének lepusztulása jelzi.

Az említett regressziós képződményekre transzgressziós bázisrétegekkel következik az ún. lajtaösszlet, melyet a torton emelet kezdő rétegcsoportjának tekinthetünk. Változatos kőzetkifejlődésben, diszkordáns településsel lithothamniumos mészkő, meszes homokkő, bryozóás mészkő és márga formájában találjuk. Valószínűleg heteropikus fá-

ciese a Magyaregregy környékén található, vastaghéjú tengeri faunát tartalmazó, durva konglomerátum is.

A lajtaösszlet fölött helyezkedik el a hidasi kifejlődésű, édesvízi—csökkentsósvízi—tengeri betelepülésekkel váltakozó limnikus—paralikus barnakőszénösszlet. Barnakőszénzet csak Hidas, esetleg Nagypall—Pécsvárad környékén tartalmaz, ettől Ny-ra a barnakőszénösszlet kimarad és átadja helyét egy folyóvízi jellegű homokos—kavicsos—tarkaagyagos kifejlődésnek. Még tovább nyugat felé Pécsszabolcs, Pécs területén az összlet hiányzik, a szarmata durvamészkió diszkordánsan közvetlenül a lajtamészkió felszínére települ.

A barnakőszénés rétegek fedőjét turritellás—corbulás agyagmárga képviseli. A Hidas D-i területen ennek litorális kifejlődéseként kavicsos, lajtamészkió jellegű összletet találunk, ez az ún. felső lajtamészkió, mely más területeken nem mutatható ki. Jelenléte, az idevonatkozó irodalmi adatokból megítélve, sok téves megállapítást vont maga után. Ennek felismerése révén munkánk során a Hidas D-i területen jelentős barnakőszénkészletet tártunk fel.

A *szarmata* képződményeket molluszkás durvamészkió, ikrás mészkió, mész márga, medencebeli kifejlődésben agyagmárga képviseli. Egyes esetekben ide sorolják a felső-torton felső részén levő turritellás—corbulás agyagmárga fedőjében települő diatomás agyagmárgaösszletet is.

A *pannon* rétegösszletet két részre tagoljuk. Az alsó-pannon képződmények üledékfolytonossággal települnek a szarmata rétegeken, világos mész márga (ún. „fehér márga”) és szürke agyagmárga kifejlődésben. A felső-pannon a peremeken általában limonitos homok, homokkő, medencekifejlődésben finomhomokos, agyagos rétegek képviselik.

Mint az ismertetett rétegsorrendből kitűnik, a hegység földtörténeti mozzanatai közül új elemként fontosnak tartjuk kiemelni az alsó- és felső-helvéti határán lezajlott kéregmozgásokat. Ez azt eredményezte, hogy az alsó-helvéti folyamán csak az északi medence és az apátvarasdi medencerész területén folyt üledékképződés. A többi területeken csak az ezt követő új térszínalakulás eredményeképpen meginduló transzgresszió üledékeit találjuk. A congeriás képződményekkel kezdődő felső halpikkelyes agyagmárgát, a budafai összletet és a slírt azonos idejű, heteropikus fácieseknek tekintjük.

Ö s s z e f o g l a l v a megfigyeléseinket, megállapítható:

1. Az alsó-helvéti üledékösszlet csak a hegység északi, északkeleti előterében található.
2. Ebben az időben az anyagszállítás DDNy felől ÉÉK-i irányban folyt.
3. Megkülönböztetünk alsó és felső halpikkelyes agyagmárgát. Az alsó halpikkelyes agyagmárga heteropikus fáciese szürkés-kék, agyagos

homokösszlet, mely Mecseknádasd környékén vékony barnakőszén-telegeket tartalmaz.

4. Az alsó és felső tufaszintek egymástól elválaszthatók, két különböző szintben jelentkeznek és rétegtani helyzetük megegyezik az országosan ismert „alsó” és „középső” riolittufa szintjével.

5. Az alsó- és felső-helvéti határán lezajlott epirogén jellegű kéregmozgások hatására történt a mezozoós és kristályos alaphegység lesüllyedése és részben tenger alá kerülése.

6. A transzgresszió első termékei, a congeriás képződmények az egész hegység területén azonosan, a felső-helvéti rétegösszlet alsó részén található, a Ny-i és D-i kifejlődési területeken közvetlenül az alaphegységen települve.

7. A congeriás rétegek, a felső halpikkelyes agyagmárga, a budafai homokkő és a slír heteropikus fáciesek.

8. A felső tufaszint (dacittufa) a felső halpikkelyes agyagmárgában és a slír összletben egyaránt megtalálható.

9. Az andezitkitörés a felső-helvéti idején történt.

10. A slír-összletet partszegélyi és nyílttengeri kifejlődésben ismerjük. Mindkettő jellemző makro- és mikrofaunát tartalmaz.

11. A slír feletti regressziós képződmények folyamatos rétegsor esetén az összes kifejlődési területeken megtalálható.

12. A helvét-torton határt a slír regressziós képződményei és a lajtaösszlet között vonjuk meg.

13. A lajtaösszlet egy szintben, a torton rétegösszlet alján helyezkedik el. A Hidas D-i területen található ún. felső lajtamésző a turritellás-corbulás agyagmárga helyi változata.

14. A hidasi barnakőszénösszlet Ny felé, Pécsváradtól kezdődően folyóvízi homokos, kavicsos képződményekbe megy át.

15. A hegységszerkezet alakítása szempontjából nagyjelentőségű, utolsó szerkezeti mozgások a felső-pannonban voltak.

A hasznosítható ásványok kutatása terén elért eredményeink:

1. A hidasi területen a D-i mezozoós medenceszegélyig mindenütt kimutattuk a barnakőszénösszlet jelenlétét.

2. A hidasi barnakőszénösszlet további kutatását Nagypall, esetleg Pécsvárad területén indokolt folytatni.

3. A hegység D-i előterében a barnakőszénkutatást a slír-összlet regressziós képződményeinek területére kell koncentrálni.

4. A diatomás kifejlődésű felső-torton—szarmata képződmények Hird—Pécsvárad között — esetleg hasznosítható mennyiségű — diatomaföld-rétegeket tartalmazhatnak.

IRODALOM

- BEUDANT, F. S. 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. — Paris.
- BÖCKH, J. 1876a: Mitteilungen der k. Ungar. Geol. Anstalt über ihre Aufnahmearbeiten in den Jahren 1874 und 1875. — Verh. d. k. k. Geol. R. A. pp. 24—25.
- BÖCKH J. 1876b: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. — Földt. Int. Évk. **4.** 4. pp. 129—287.
- CSEPREGHYNE MEZNERICS I. 1950: A hidasi (Baranya m.) tortonai fauna. — Földt. Int. Évk. **39.** 2. pp. 1—106.
- FERENCZI I. 1937: Adatok a pécskőrnyci medencérsz földtani viszonyainak ismeretéhez. — Földt. Int. Évi Jel. 1929—32. évről. pp. 365—406.
- FOETTERLE, G. 1852: Mitteilung der Lagerungsverhältnisse der Kohlenformation bei Fünfkirchen. — Jahrb. d. k. k. Geol. R. A. **3.** p. 142. Wien.
- FRANZENAU, A. 1927: Daten zur Kenntnis der miozänen Fauna von Hidas. — Geol. Mitteil. **56.** Budapest.
- HAUER, F. 1863: Ueber das Verhältniss des Brennwerthes der fossilen Kohlen in der Österreichischen Monarchie zu ihren Formationsalter. — Jahrb. d. k. k. Geol. R. A. **13.** p. 318. Wien.
- HAUER, F. 1870: Geologische Übersichtskarte der Österr.-Ungar. Monarchie. Bl. VII. Ungarisches Tiefland. Das Gebirge v. Fünfkirchen. — Jahrb. d. k. k. Geol. R. A. **20.** pp. 491—496. Wien.
- HERTLE, 1873: Die Kohlenablagerungen bei Fünfkirchen in Ungarn. — Zeitschr. d. Berg- u. Hüttenm. Vereines für Kärnten.
- HÖRNES, M. 1870: Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. — Abh. d. k. k. Geol. R. A. Wien.
- HOFMANN, K. 1876: Mitteilungen der Geologen der K. Ungar. Geol. Anst. über ihre Aufnahmearbeiten in den Jahren 1874 und 1875. — Verhandl. d. k. k. Geol. R. A. pp. 22—23.
- HOFMANN K. 1907: Adatok a pécsi hegység geológiájához. — Földt. Közl. **37.** pp. 111—116.
- JÁMBOR Á. — SZABÓ J. 1961: Mecsek hegységi miocén kavicsvizsgálatok földtani eredményei. — Földt. Közl. **91.**
- JANTSKY B. 1953: A mecseki kristályos alaphegység földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről pp. 65—70.
- KOKÁN J. 1873: Az árpádi kövületgyűjtés eredményeiről. — Földt. Közl. **3.** pp. 201—203.
- KOKÁN J. 1874: Hidas kövületek. — Földt. Közl. **4.** pp. 250.
- KORECZNÉ LAKY I. 1963: A K-i Mecsek miocén foraminifera faunájának vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről I.
- KOVÁCS L. 1954: A Vasas, Hosszúhetény és Pécsvárad közti terület földtani leírása. — Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról I. pp. 197—207.
- KLEIDORFER—LITSCHAUER 1898: Pécs vidéke ásványszeret tartalmazó liashegysége. — Selmechánya.
- LÖRENTHEY I. 1894: Adatok Hidas baranyamegyei helység felső pontusi faunájához. — Földt. Közl. **24.**
- MATYASOVSKY J. — PETRIK L. 1885: Agyagipari nyersanyagok katalógusa. — Gyak. kiadványok.
- MAURITZ B. 1913: A Mecsekhegység eruptívus kőzetei. — Földt. Int. Évk. **21.** 6. pp. 151—190.
- MAURITZ B. 1958: Két újabb vulkáni kőzettípus a Mecsekhegységből. — Földt. Közl. **88.** pp. 42—47.
- NAGY, E. 1962: Reconstructions of vegetation from the miocene sediments of the eastern Mecsek mountains on the strength of palynological investigations. — Acta Botanica **3.** 3—4. pp. 319—328.

- NOSZKY J. 1953: A Mecsek hegység ÉK-i szegélyének földtani vázlata. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ról. pp. 145—151.
- PÁLFALVY I. 1953: Középső-miocén növények Magyaregregy környékéről. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ról. pp. 175—179.
- PETERS, K. 1862: Die Miocän-Lokalität Hidas bei Fünfkirchen in Ungarn. — Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien, Mat.-Nat. Cl. 44. II.
- RAVASZNÉ BARANYAI L. — NAGYNÉ MELLES M. 1963: A Mecsekhegység helvétii tufái. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről, I.
- ROLLE, F. 1861: Über einige neue und wenig bekannte Mollusken-Arten aus Tertiär-Bildungen. — Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. 44. I.
- SOMOS L. — KÓKAY J. 1960: Földtani megfigyelések a mecsekhegységi liászbán és miocénben. — Földt. Közl. **90**. pp. 331—345.
- STAUB M. 1882: Baranyamegyei mediterrán növények. — Földt. Int. Évk. **6**. 2. pp. 21—42.
- STRAUSZ L. 1926: A Mecsek-hegység mediterrán rétegei. — Math. és Term.-tud. Ért. 43.
- STRAUSZ, L. 1928: Das Mediterran des Mecsekgebirges in Südungarn. — Geol. u. Paleont. Abhandl. Jena N.F. 15. Heft 5.
- STRAUSZ L. 1942: Adatok Baranya geológiájához. — Földt. Közl. **72**. pp. 181—192.
- STRAUSZ L. 1950: Óslénytani adatok Baranyából. — Földt. Közl. **80**. pp. 238—244.
- SCHWÁB M. 1959: A mecseki terület távlati fúrásai. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ról. pp. 482—487.
- SZÖRÉNYI E. 1950: Miocén Echinidák a Mecsekhegységből. — Földt. Közl. **80**. pp. 140—146.
- SZTRÓKAY K. I. 1941: A mecsekhegységi magnetit. — Földt. Közl. **71**. pp. 95—106.
- TOKODY L. 1955: Komlói andezittufa. — Földt. Közl. **85**. pp. 220—221.
- TREITZ P. 1902: A Mecsekhegység és a Zengő-hegycsoport D-i részének agrogeológiai viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1902-ről. pp. 127—145.
- VADÁSZ E. 1935: A Mecsekhegység. — Magy. Tájak Földtani Leírása, I.
- VÉGH S. 1959: A keleti Mecsekhegység helvétii képződményeinek üledékföldtana. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ról. pp. 405—416.
- VÉGH S. 1961: Tortonai üledékek az É-i Mecsekben. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58-ról. pp. 129—134.
- WEIN GY. 1953: Földtani vizsgálatok Máza és Váralja környékén. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ról.

UNTERSUCHUNGEN AN MIOZÄNEN BILDUNGEN DES ÖSTLICHEN MECSEK-GEBIRGES

von

G. HÁMOR

Verfasser schildert ohne kritische Auswertung die in vier Perioden geteilte Forschungsgeschichte der miozänen Bildungen des Mecsek-Gebirges (SW-Ungarn). Er teilt Angaben über die in 1957 in Angriff genommene Reambulation der miozänen Ablagerungen mit. Diese Reambulation wurde vom Verfasser im Rahmen der geologischen Kartierungsarbeiten im Maßstab 1 : 5000 mit ausführlicher paläontologischer

und petrographischer Untersuchung des eingesammelten Materials durchgeführt, wozu sechs Spezialisten herangezogen wurden. Es werden die Hauptfaziesgebiete (Abb. 1) und ihre allgemeine Schichtenfolge (Abb. 2) kurz dargelegt. Die Sedimentbildung begann zur Zeit des unteren Helvet mit Ablagerung kontinentaler, fluviatiler grobklastischer Sedimente, die sich mit See-, Sumpf-Ablagerungen und Rhyolithtuffen abwechseln. Die oberhelvetischen Transgressionsablagerungen sind durch brackische, congerienführende Kalke, Tonmergel mit Fischschuppen, Rhyolithtuffe, „Budafaer“ Konglomerate, sowie durch einen Sandsteinkomplex und eine marine Schlierenserie vertreten, auf welche Regressionsablagerungen folgen. Im Torton lagern Leithakalke, ein braunkohlenführender Komplex und wieder marine Sedimente aufeinander. Über den ins Sarmat eingereihten grobkörnigen Sandsteinen und Tonmergel sind Schichten, die sich während der in zwei Etappen geteilten panonischen Sedimentation abgelagerten, zu finden.

Verfasser betont die Gleichzeitigkeit der ins Oberhelvet eingereihten Ablagerungen, die für heteropische Fazies gehalten werden. Er weist auf die Wichtigkeit der an der Grenze zwischen dem unteren und oberen Helvet stattgefundenen Krustenbewegungen hin. Seine stratigraphische Schlüsse beabsichtigt er durch weitere Untersuchungen und durch Vergleiche mit den benachbarten Gebieten zu bestätigen.

ИЗУЧЕНИЕ МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО МЕЧЕКА

Г. ХАМОР

Автор излагает, без критической оценки, четыре этапа истории познания миоценовых отложений гор Мерек (ЮЗ-Венгрия). Приводятся им данные по начатой в 1957 г. реамбуляции миоценовых образований, которая была выполнена им в рамках геологического картирования масштаба 1:5000, причем собранный материал был подвержен широкому палеонтологическому и петрографическому анализу с участием шести специалистов. Набрасываются главные фациальные области (рис. 1) и общая стратиграфическая колонка данного района (рис. 2). Осадкообразование началось во время нижнего гелльвета отложением континентальных, речных грубообломочных осадков, которые переслаиваются с озерными и болотными отложениями и риолитовыми туфами. Верхнегелльветские трансгрессионные осадки представлены смешанноводными, конгериевыми известняками, глинистыми мергелями с чешуями рыб, риолитовыми туфами, конгломератами типа „Будафа“, песчаниковым комплексом и морской шпировой серией, над которыми следуют регрессионные отложения. В пределах тортонского яруса в низах залегают известняки типа Лайта, подстилающие буроугольную толщу, на которую налегают снова морские отложения.

Выше грубозернистых известняков и глинистых мергелей, отнесенных к сармату, расположены слои, отложенные в процессе двухэтапного паннонского осадкообразования.

Подчеркивается одновременность накопления всех верхнегельветских отложений, принимаемых за гетеропические фации. Указывается на важность движений земной коры, происходивших на границе между нижним и верхним гельветом. Автор предусматривает подтвердить свои стратиграфические заключения путем проведения дальнейших исследований и сравнения с соседними районами.

A MECSEKHEGYSÉG HELVÉTI TUFÁI

Írta: RAVASZNÉ BARANYAI L. — NAGYNÉ MELLES M.

A Mecsekhegység földtani vizsgálatával kapcsolatban sor került a helvétii emeletben több szintben nyomozható, főleg felszíni feltárásokból ismert és riolit- illetve dacittufa néven leírt, igen változó vastagságú és megjelenésű piroklasztikumok újvizsgálatára is. A vizsgálati anyag nagy részét a közelmúltban lemélyített számos mélyfúrás szolgáltatta.

Célunk a tufafajták közettani meghatározása volt: ásványtani, kémiai, és röntgendiffrakciós vizsgálat segítségével közös és eltérő sajátságaik tisztázása, szintjelző szerepük megállapítása.

„Alsó riolittufa”

Az É-i Mecsekből ismeretes ún. „alsó riolittufa” az alsó-helvétii szárazföldi alapkonglomerátum- és tarka agyagösszletbe települ.

A kőzet szürke színű, kemény, rétegzetlen, durvaszemcséjű: 1—2 mm-t is elérő kvarc-, földpát- és biotit-kristálytöredékekből, kevés horzsakő-töredékből, valamint vulkáni üveg finomszemű törmelékanyagából áll. Gyakran tartalmaz magas szénülési fokú növényi maradványokat.

A mikroszkópi vizsgálat során az ún. „alsó riolittufa” krisztalloklasztikusnak (I. tábla 1.), illetve vitro-krisztalloklasztikusnak bizonyult. Ásványos összetétele: 20—30% kvarc, 50—70% plagioklász, 5%-nál kevesebb szanidin, 10—20% biotit. A kristálytöredékek átlagos nagysága 500—600 mikron. A kvarc maximális mérete 2000—2500 mikron, víztiszta, gyakran rezorbeált, kevés gázárványt tartalmaz. A plagioklász főleg oligoklász és andezin. A plagioklászok zónásak, bázisosabb maggal, és albit-ikerlemezesek. A ritkán előforduló szanidin 400—800 mikron nagyságú, gyakori a karlsbadi-iker (I. tábla 1.). A színes szilikátokat kizárólag a biotit képviseli. Átlagosan 300—700, maximálisan 800—2000 mikron nagyságú, erősen pleokróos.

Az alapanyag mennyisége változó. Legnagyobb részben vulkáni üvegtöredékből áll: 10—100 mikron nagyságú, konkáv formákat alkotó,

Kémiai

Sorszám	Lelőhely	Kőzet	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
	<i>Szászvár 8. fúrás</i>	Riolittufa						
1.	420,8—422,0 m		68,72	0,23	13,43	0,34	0,76	nyom
2.	422,0—423,0 m		70,40	0,15	13,42	0,56	0,74	0,00
3.	425,0—426,0 m		67,76	0,23	12,35	0,44	0,81	nyom
4.	187,2—188,1 m		66,63	0,41	12,78	3,07	0,49	0,02
5.	194,0—195,0 m		65,51	0,15	13,79	0,96	0,67	0,03
6.	199,5—202,0 m		67,85	0,10	13,08	0,95	0,64	nyom
7.	<i>Szászvár, Fővölgy</i>	66,85	0,11	12,76	0,82	0,26	0,09	
	<i>Kisbattyán 1. fúrás</i>							
8.	37,2— 37,6 m		54,52	0,43	16,43	3,30	1,44	0,05
9.	38,8— 39,8 m	55,70	0,19	14,86	2,41	1,56	0,05	
	<i>Komló 147. fúrás</i>							
10.	90,1 —90,25 m		51,04	0,12	17,34	1,55	0,71	0,10
11.	90,25—90,95 m		62,28	0,12	16,34	1,31	1,04	0,06
12.	90,95—91,20 m	67,12	nyom	15,36	0,99	0,90	0,05	
13.	<i>Komló, régi műút kanyarulata</i>		57,59	0,21	15,49	2,81	0,29	0,05
14.	<i>Komló, andezitbánya</i>		49,59	0,11	19,85	3,37	0,36	0,10
15.	<i>Pécsszabolcs É-i árok Vasas, vasúti bevágás</i>		57,70	0,19	16,34	3,49	0,72	0,10
16.	C.-Felső rész		60,86	0,37	15,42	2,33	0,86	0,15
17.	B.-Középső rész		64,33	0,30	14,50	1,78	0,56	0,12
18.	A.-Alsó rész		56,56	0,29	16,41	2,47	0,47	0,17
	<i>Hosszúhetény, vízmű</i>	Dacittufa						
19.	A.-Durvább szemcséjű		62,96	—	—	2,45	0,56	0,15
20.	B.-Finomabb szemcséjű	65,00	—	—	1,76	0,41	0,12	
	<i>Zengővárkony 33. fúrás</i>							
21.	106,8—107,0 m		67,44	0,11	14,26	1,17	0,80	0,05
22.	109,0—109,5 m		68,88	0,27	13,97	0,79	0,98	0,04
23.	110,5—111,0 m		68,36	0,17	14,08	0,90	0,93	0,06
24.	111,7—112,0 m	66,05	0,22	14,20	1,15	0,98	0,07	
	<i>Zengővárkony 59. fúrás</i>							
25.	70,5— 71,4 m		64,21	0,60	16,46	0,90	0,71	0,12
26.	73,0— 73,5 m	61,15	0,85	16,12	1,03	1,76	0,14	
	<i>Apátvarasd V. fúrás</i>							
27.	68,10— 68,70 m		69,11	0,19	13,43	1,07	1,21	0,14
28.	69,50— 70,80 m		60,25	0,19	17,24	1,62	1,56	0,12
29.	167,00—168,20 m		54,67	0,24	16,26	2,87	1,28	0,16
30.	168,20—170,80 m	62,46	0,25	16,15	0,71	1,15	0,15	
	<i>Pusztakisfalú V. fúrás</i>							
31.	67,0— 67,7 m		51,72	0,24	17,40	1,88	1,37	0,07

Elemzők: Az 1, 3—5, 8—12, 31. sorszámú mintákat JANKOVITS L. elemezte; a 7, 13, 15—24. sorszámú mintákat GÜZY K.-NÉ elemezte; a 2, 6. sorszámú mintákat NEMES L.-NÉ elemezte; a 14, 25—30. sorszámú mintákat TOJNAY V. elemezte.

1. táblázat

elemzések

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	+H ₂ O	-H ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	Izz. veszt.	S	-O	Összesen
0,38	3,15	2,20	3,24	5,28	2,06	0,00	0,04	—	—	—	99,83
0,41	2,81	2,23	3,13	3,74	1,67	0,56	0,05	—	—	—	99,92
0,32	2,13	3,07	2,26	7,32	2,80	0,16	0,03	—	—	—	99,68
0,62	1,26	1,74	1,73	1,08	5,81	0,00	0,03	—	—	—	99,67
0,15	2,31	3,01	1,76	8,13	3,71	0,00	0,04	—	—	—	100,22
0,63	2,28	2,41	1,58	6,32	4,32	nyom	0,01	—	—	—	100,17
0,78	3,46	0,55	1,82	7,94	4,35	nyom	0,04	—	—	—	99,84
2,93	3,73	1,02	0,70	5,23	9,95	0,48	0,15	—	—	—	100,36
3,26	2,21	0,16	0,20	6,34	13,31	0,20	0,06	—	—	—	100,51
2,46	1,99	1,34	2,23	6,40	6,82	0,44	0,05	—	—	—	100,59
1,93	2,31	1,88	2,45	5,67	4,47	0,34	0,05	—	—	—	100,25
1,22	1,67	2,04	3,41	5,88	1,63	0,16	0,05	—	—	—	100,48
1,49	1,71	1,04	1,70	7,66	10,02	0,00	0,02	—	—	—	100,08
2,42	3,31	1,18	0,39	7,61	12,11	nyom	0,05	—	—	—	100,45
1,90	2,03	1,45	1,63	7,05	7,78	nyom	0,04	—	—	—	100,42
1,52	3,17	1,59	2,49	6,06	4,93	0,00	0,07	—	—	—	99,82
0,88	2,15	1,50	3,20	6,26	4,31	0,00	0,05	—	—	—	99,94
1,20	2,50	1,50	2,26	6,27	7,29	0,00	0,07	—	—	—	100,46
—	—	2,00	2,49	—	3,18	—	0,10	8,46	—	—	—
—	—	1,71	3,10	—	3,86	—	0,06	10,32	—	—	—
0,54	1,68	1,81	3,44	5,59	2,82	nyom	0,03	—	—	—	99,74
0,17	1,85	1,99	3,68	5,48	1,47	nyom	0,04	—	—	—	99,71
0,28	1,95	1,94	3,55	5,36	2,16	0,00	0,07	—	—	—	99,81
0,77	2,10	1,80	3,27	5,49	3,55	0,00	0,09	—	—	—	99,74
0,95	3,54	2,13	3,31	4,66	1,83	0,16	0,10	—	0,13	0,07	99,74
1,29	2,91	1,71	2,76	5,22	4,95	0,12	0,10	—	0,25	0,13	100,23
nyom	1,54	1,58	3,94	5,66	1,23	0,45	0,05	—	0,76	0,38	99,98
1,39	3,01	1,67	2,46	4,93	4,95	0,24	0,05	—	0,83	0,42	100,09
2,17	1,81	0,34	1,43	6,86	11,31	0,00	0,27	—	0,10	0,05	99,72
1,37	2,48	1,53	2,44	6,94	4,57	0,00	0,12	—	0,00	—	100,32
4,27	2,39	0,31	0,36	7,63	12,20	0,40	0,07	—	—	—	100,31

Ásványos összetétel a

Sorszám	Lelőhely	Kőzet	Magmás ásványok					
			Kvarc	Plagioklász	Szani- din	Biotit	Amfibol	Üveg
1.	<i>Szászvár 8. fúrás</i> 424,0—425,0 m	Riolittufa	++++	+++++		++		+++
2.			+++++	+++++		+++		+++
3.			+++++	+++++		+++		+++
4.			+++++	+++++	+	+++		+++
5.			+++++	+++++	+	+++		+
6.	<i>Kisbaltván 1. fúrás</i> 37,2—37,6 m		++	++++		++		++
7.			++	+		+		++
8.	<i>Komló 147. fúrás</i> 90,1—90,2 m		++	++++	+	+++		++++
9.			+	++++		+++		+++
10.			++	++++		+++		++++
11.	<i>Pécsszabolcs É-i árok</i>		+	+		+	++	+
12.	<i>Vasas vasúti bevágás</i> Felső rész		+	++++		+	++	+++
13.			++	++++		++		++
14.			++	++++		+		++
15.	<i>Hosszúhetény, vízmű</i> (finomabb szem- cséjű)		+++	++		+		++
16.	<i>Zengővárkony 33. fúrás</i> 106,8—107,0 m	Dacittufa	++	+++++		+++++		++++
17.			+++	+++++		++++	+	++++
18.			+++	++++	+	++++	+	++++
19.			+++	++++		+++		++++
20.	<i>Zengővárkony 59. fúrás</i> 70,5—71,4 m		++++	+++++		+++	+++	++++
21.			++++	+++++		+++	+	++
22.	<i>Apátvarasd V. fúrás</i> 67,20—68,10 m		+++	++		+		+
23.			+++	+++		+++		++++
24.			+++	++++		+++		++++
25.			+++	++		++		+++
26.			+	+		+		+
27.			++	++++		++		++
28.			<i>Pusztakisfalu V. fúrás</i> 60,0—67,70 m		+	++		++
29.	<i>Erdősmecke VII. fúrás</i>							

+ = igen kevés, ++ = kevés, +++ = közepes, ++++ = sok, +++++ = igen sok,
++++++ = uralkodó mennyiségben

2. táblázat

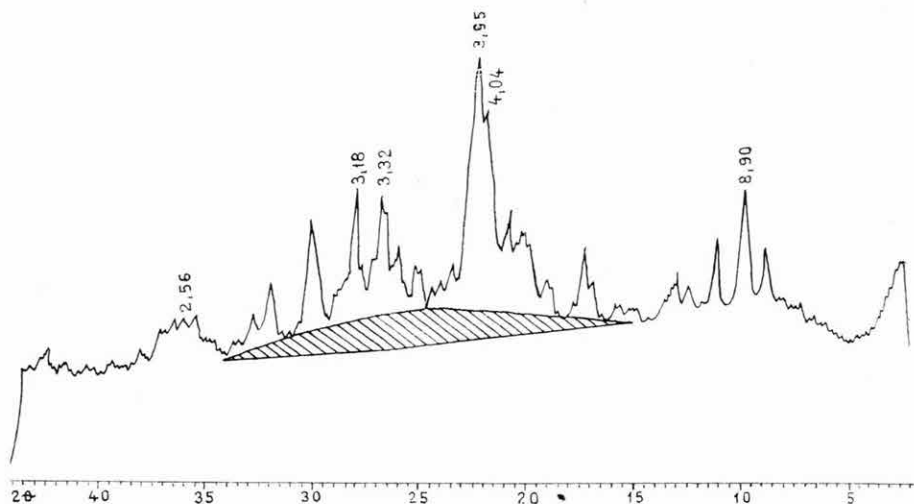
röntgen-diffrakciós vizsgálatok alapján

E p i g é n á s v á n y o k							
Krisztobalit	Tridimit	Klinoptilolit	Montmorillonit	Kaolinit	Klorit	Kalcit	Pirit
++ ++ +++ ++	+ +	+++ +++ ++++ ++++		+ ++ ++	++ ++ +++	++	
+			++++++ ++++++		+	++ +	
+++ ++ +			++++++ ++++ +++	+ +		+ +	+ ++
			+++++	+			
+ +		+ +	+++ +++ ++++	+		+ +	
++			++++				
++ ++ ++ +		+ +	+++ ++ +++ ++++	+ +	+ ++ +	+	+
++ ++		+	++ +++	+	++ ++	+ +	+
+ + +			++++ ++ ++++ ++++ ++++ ++++ ++++	+ ++ +	+ +	+ +	+
			++++++			+	
			+++				

rezorbeált, elvékonyodott, részben összeolvadt. A kismennyiségű horzsakő összereszkadt, szélein beolvadt az alapanyagba. A gázban gazdag tufalepel gömb alakú üregeiben tridimit kristályok képződtek (I. tábla 2). A vulkáni üvegtörmelék és a horzsakövek a diagenézis folyamán átkristályosodtak; zeolit, tridimit, krisztobalit keletkezett. A kőzetben gyakori a trachitos szövetű, vulkáni kőzetzárvány is (I. tábla 3). E piroklasztikum tehát — PANTÓ G. (1960) feltételezésével megegyezően — ha nem is bizonyult ignimbitnek, de mindenesetre az ár-tufák tágabb kategóriájába tartozik.

A vulkáni üveg törésmutatója 1,480 és 1,493 között van; a SiO_2 mennyisége 68—70% (1. táblázat).

A röntgen-diffrakciós felvétel szerint a kőzet — az optikai vizsgálattal megegyezően — igen sok kristályt és viszonylagosan kevés üveget



1. ábra. Riolittufa röntgen-diffrakciós felvétele. — Szászvár 8. sz. fúrás 199,5—202,0 m. (Vonalkázott rész az üvegtörmelék jelenlétét mutatja.)

Fig. 1. X-ray diffraction patterns of rhyolite tuff. — Drilling Szászvár N° 8 199,5—202,0 m. (The hatched area represents glassy material.)

Рис. 1. Рентгенодиффрактограмма риолитового туфа. — Скважина Сасвар № 8, 199,5—202,0 м. (Штриховка обозначает наличие стекляного вещества.)

tartalmaz (1. ábra). Figyelemre méltó a riolittufa nagy zeolittartalma (klinoptilolit). Zeolitok keletkezése vulkáni tufákban az irodalomból ismeretes (MUMPTON, F. A. 1960). A röntgen-diffrakciós felvétel jelzi a tridimit jelenlétét, kevés (a rekrisztallizáció során képződött) krisztobalitot, valamint kismennyiségű — a biotit lebontásából származó — kloritot, kevés kaolinitet, mely a savanyú piroklasztikum kismértékű agyagásványosodása során keletkezett; végül kevés alunit jelenléte is kimutatható volt (2. táblázat).

Az „alsó riolittufa” ásványos összetétele igen hasonló a Szekszárd III. sz. fúrás „riolit”-jához, melyet SZÉKYNÉ FUX V. (1957) vizsgált meg. Kitérés centrumuk tehát azonos lehet; helye a Mecsekhegységtől É—ÉK-re keresendő. A szekszárdi fúrás „riolit”-ja, az alsó riolittufához hasonlóan, az alsó-helvéti alapkonglomerátum—tarkaagyag öszletbe települt.

Az „alsó riolittufa” az ó-stájer mozgásokat követő vulkáni működéshez kapcsolódik. (A Szászvár 8. sz. fúrásban tektonikusan ismétlődik meg.)

„Felső riolittufa”

A Mecsekhegység egész területén nyomozható — VÉGH S. (1957) által is az alsó-helvéti riolittufánál bázisosabbnak jelzett — felső-helvéti tufa (a régebbi meghatározással megegyezően), vizsgálataink szerint dacittufának bizonyult. Használhatjuk esetleg az újabb kőzetosztályozás értelmében a riolacit elnevezést. A Mecsekhegység területén a dacittufa a felső-helvéti öszlet tavi jellegű „felső halpikkelyes agyagmárga”-jába, vagy ennek heteropikus fáciesibe települ, egyidejű képződésüket bizonyítja. A rétegtani beosztáshoz HÁMOR G. (1962) adatait vettem alapul.

A vizsgált dacituffa-képződményeket a következő feltárások mintái alapján ismertetem: *Kisbattyán 1. sz. fúrás*: a dacittufa (36,2—39,8 m) a felső halpikkelyes agyagmárgába települ. Vízbe hullott tufafelhalmozódás. *Komló, andezitbánya*: a tufa az andezit pseudoagglomerátumosodott felszínén fekvő congeriás homokba települ. Csekély mennyiségű üledékes anyaggal keveredett, s megtalálható benne az andezitből származó barna amfibol is (3. táblázat). Vízbe hullott tufafelhalmozódás. *A Komló 147. sz. mélyfúrásban* a dacittufa (90,1—91,2 m) közvetlenül az andezit pseudoagglomerátumosodott felszínére települ. Szárazföldre hullott tufafelhalmozódás.

További dacituffa-előfordulást találunk a komlói régi műút kanyarulatában, a komlói fürdőépület mellett és Pécsszabolcson. Mindhárom dacituffa a slir öszletbe települő, vízbe hullott tufafelhalmozódás. A vasasi vasúti bevágásban mezozóos rétegekre települő szárazföldi tufafelhalmozódás található. A hosszúhetényi vízmű mellett rétegzett, vízben felhalmozódott, kismennyiségű üledékes anyagot tartalmazó dacituffa jelenik meg.

Kelet felé, a Zengővárkony 33. sz. fúrásban (106,8—112,4 m) a D-i Mecsek dacituffa-előfordulásainak egyik legszebb, üde megtartású öszletét találjuk. A tufa az alsó-kréta rétegekre települő szárazföldi öszletre hullott. A Zengővárkony 59. sz. fúrás (70,5—71,4 m) a „felső halpikkelyes agyagmárgába” települő tufit-jellegű rétegeket harántolt. Az Apátvarasd 5. sz. fúrásban (67,2—70,8 m, ill. 167,0—179,8 m között).

két szintben találunk azonos jellegű tufafelhalmozódást, mely — véleményünk szerint — tektonikusan ismétlődik meg. Vízbe hullott tufafelhalmozódás.

Tovább nyomozható még a dacittufa a Pusztakisfalú V. sz. és az Erdősmecke VII. sz. fúrásban; mindkét esetben a „felső halpikkelyes agyagmárga” összletbe települ.

A felsorolt lelőhelyekről származó kőzetminták ásványos összetétele és szövete egyező, *egyidejű kitörés vulkáni por és hamu felhalmozódásai*. Különbség csupán az agyagásványtartalomban van: a vízbe hullott tufa erőteljesebben bontott, mint a szárazföldön felhalmozódott. Az agyagásványok elsősorban az üveganyag korróziója (I. tábla 4) során keletkeznek.

A dacittufa szürke, zöldesszürke, porózus, kézzel morzsolható, uralgó szemnagysága a kőzetliszt frakciónak felel meg. A finomszemcséjű, szárazföldre hullott tufák gyakran „borsókövesek” (pellet) (II. tábla 1). A borsókövek max. 1 mm \varnothing -jü, sajátanyagú, kristálymag nélküli, rendszerint ellipszoid metszetű képződmények. A „borsókövesedés” (pellestedés) a tufák szerkezeti jellegének tekinthető, s képződésük a forró vulkáni por (talajnedvességből származó) vizgőztartalmával magyarázható. A laza vulkáni porba jutott vizgőz a könnyen gördülő anyag összetapadását idézte elő. A „borsóköves” szerkezet a vastagabb tufahalmozódás alsó szakaszán jelentkezik.

A dacittufa vitroklasztikus, kisebb mértékben vitro-krisztalloklasztikus jellegű (II. tábla 2). A kristálytöredékek mennyisége általában kevesebb mint 10%; csak kivételes esetben éri el a 15%-ot.

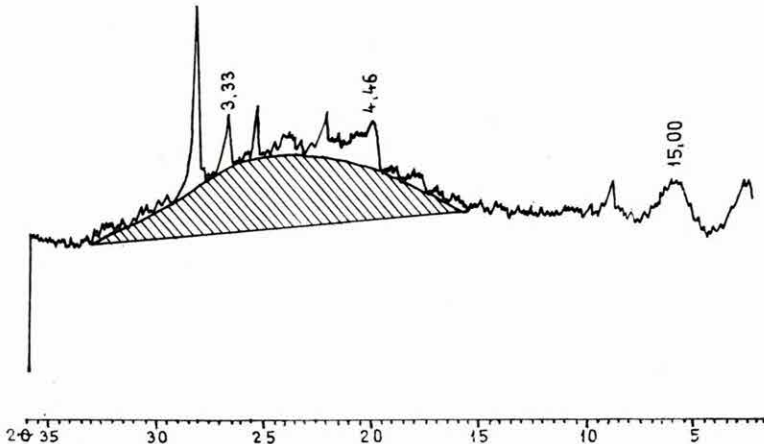
Ásványos összetétele: 0—8% kvarc, 60—75% plagioklász, 20—35% színes szilikát (elsősorban biotit, másodsorban zöld amfibol, mely a tufaösszlet felső szintjében túlsúlyra jut); mellékes elegyrészként szanidint, apatitot és cirkont tartalmaz.

A kvarc víztiszta, apró gázzárványokkal. Szemnagysága a plagioklászokénál kisebb: 200—400 mikron. A plagioklászok többnyire zónások, bázisosabb maggal, kisebb részük albit-ikerlemezes; főleg oligoklász és andezin, de előfordul labradorit is. Átlagosan 400—600 mikron, maximumán 1000—1500 mikron nagyságúak. A plagioklászszemcsék még az erősen agyagásványosodott, bentonit jellegű tufákban is épek. A biotit pleokróos, mérete 200—2000 mikron között változik. Az amfibol 200—400 mikron nagyságú (II. tábla 3). A ritkán előforduló, nem ikresedett szanidin max. 400 mikronos (II. tábla 4), az apatit és cirkon 100 mikron nagyságú.

A dacittufa anyagának túlnyomó része vulkáni üvegtörmelék. Megjelenési formáját tekintve víztiszta üveg, konkáv formákkal (jellemző „sonkacsontok”), általában 100 mikronnál kisebbek, maximumán 200 mikronosak. A horzsakő igen gyakori, nagysága változó (400—2000 mikron közötti), gyakori a hasonló méretű hólyagos üveg is. A kristály-

töredékek mellett — szórványosan — azokkal egyező nagyságú, trachitos szövetű effuzív közetzárványok is megfigyelhetők.

A dacittufa röntgen-diffrakciós diagramjai eltérnek a riolittufa diagramjaitól. Az ép dacittufa (Zengővárkony 33. sz. fúrás) vitrokrisztalloklasztikus jellegét az alapvonal nagymértékű megemelkedése jelzi (2. ábra). A riolittufa kristálytufa jellegét tükröző 1. ábrával össze-



2. ábra. Dacittufa röntgendiffrakciós felvétele. — Zengővárkony 33. sz. fúrás 106,8—107,0 m. (Vonalkázott rész az üveganyag jelenlétét mutatja.)

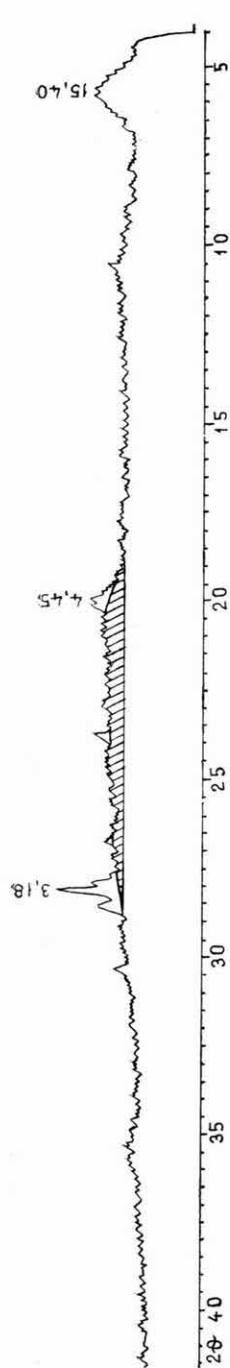
Fig. 2. X-ray diffraction patterns of dacitic tuff. — Drilling Zengővárkony № 33, 106,8—107,0 m. (The hatched area represents glassy material.)

Рис. 2. Рентгенодиффрактограмма дацитового туфа. — Скважина Зенгёварконь № 33, 106,8—107,0 м. (Штриховка обозначает наличие стеклянного вещества.)

hasonlítva jól látható, hogy a dacittufa sokkal kevesebb kristályos anyagot tartalmaz. Ásványos összetételében a kvarc alárendelt szerepű a plagioklász mellett. A színes szilikátok mennyisége változó; egyes mintákban igen kevés, másutt kevés vagy közepes színes elegyrész van (2. táblázat). Az üveganyag devitrifikálódásával létrejött krisztobalit mennyisége fordított arányban áll az agyagásvány-tartalommal: a vízbe hullott és erősen agyagásványosodott tufa kevesebb, a szárazföldön felhalmozódott, ép tufa több krisztobalitot tartalmaz. Zeolit (klinoptilolit) — igen kis mennyiségben — csak a nem, vagy kevéssé agyagásványosodott dacittufában fordul elő (Vasas, vasúti bevágás, Zengővárkony 33. és 59. sz. fúrás).

A dacittufa agyagásvány fajtái eltérnek a riolittufából képződött agyagásványoktól; míg a bázisosabb dacittufa főleg montmorillonitot tartalmaz, s kaolinitet csak csekély %-ban, addig a savanyúbb riolittufa többnyire kaolinné bomlik.

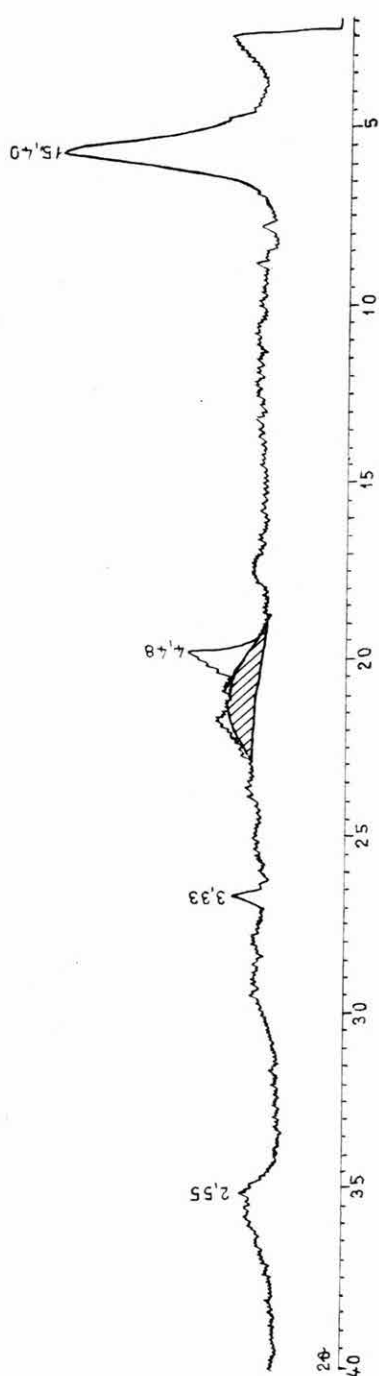
A vasasi vasúti bevágás dacittufa-összetéből származó minta röntgendiffrakciós diagramja a 3. ábrán látható. Ezen — a gyenge agyagás-



3. ábra. Dacittufa röntgendiffrakciós felvétele. — Vaszas, vasúti bevágás. (Vonalkázott rész az üvegananyag jelenlétét mutatja).

Fig. 3. X-ray diffraction patterns of dacitic tuff. — Vaszas, railway cut. (The hatched area represents glassy material.)

Рис. 3. Рентгенодиффрактограмма дацитового туфа. — Вашаш, железнодорожная выемка. (Штриховка обозначает наличие стеклянного вещества.)

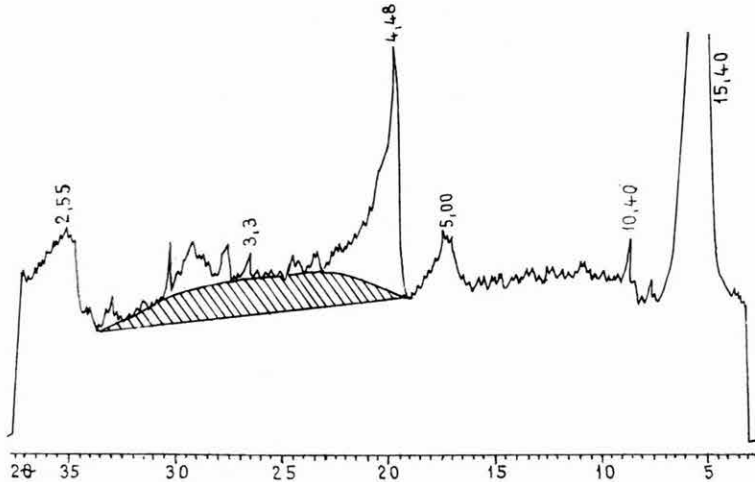


4. ábra. Bentonitosodott dacittufa röntgendiffrakciós felvétele. — Kisbattyán I. sz. fűrés 38,8—39,8 m. (Vonalkázott rész az üvegananyag jelenlétét mutatja.)

Fig. 4. X-ray diffraction patterns of bentonitized dacitic tuff. — Drilling Kisbattyán N° 1, 38,8—39,8 m. (The hatched area represents glassy material.)

Рис. 4. Рентгенодиффрактограмма бентонитизированного дацитового туфа. — Скважина Кишбатьян № 1. 38,8—39,8 м. (Штриховка обозначает наличие стеклянного вещества.)

ványosodás mellett — jól látszik a kvarc csekély mennyisége. A Kisbattyán 1. sz. fúrás dacittufájának röntgendiffrakciós diagramja uralkodó mennyiségű montmorillonitot jelez (4. ábra). A Pusztakisfalu 5. sz. fúrás teljesen elbontott, tiszta montmorillonittá alakult dacittufájának klasszikusan szép diagramját az 5. ábrán láthatjuk. A dacittufa agyag-ásvány-társaságában rendszerint kevés — a biotit lebontásából képződött — kloritot, valamint csekély mennyiségű alunitot is találunk.



5. ábra. Bentonitosodott dacittufa röntgendiffrakciós felvétele. — Pusztakisfalu 5. sz. fúrás 60,0—67,7 m. (Vonalkázott rész az üveganyag jelenlétét mutatja.)

Fig. 5. X-ray diffraction patterns of bentonitized dacitic tuff. — Drilling Pusztakisfalu № 5, 60,0—67,7 m. (The hatched area represents glassy material.)

Рис. 5. Рентгенодиффрактограмма бенторитизированного дацитового туфа. — Скважина Пустакисфалу № 5, 60,0—67,7 м. (Штриховка обозначает наличие стекляного вещества.)

A dacittufa SiO_2 -tartalma kevesebb mint 68%, s az agyagásvány-tartalom növekedésével egyenes arányban csökken. A dacittufa üveganyagának törésmutatója 1,506—1,513 közötti, tehát a riolittufáénál nagyobb.

* * *

A fenti vizsgálati eredmények egyértelműen bizonyítják az alsó-helvéti riolittufa és a felső-helvéti dacittufa egymástól eltérő képződési körülményeit, ásványos és kémiai összetételét, valamint a lebontási termékeik közötti különbséget.

A Mecsekhegység helvéti emeletbeli piroklasztikumai tehát szintjelző értékűek.

Különböző volt a riolittufa és dacittufa magmaanyaga is: az előbbi

savanyúbb, viszkózusabb és több oldott vizet tartalmazó magmája kevésbé heves explozív jellegű, s így ár-tufa képzésére volt alkalmas. A dacituffát létrehozó, bázisosabb, kevésbé viszkózus és vízgőzben gazdag magma erupciós ereje nagyobb volt, a jobban szétmorzsolts anyagot a valódi vulkáni kitörés légi szállítás útján szórta szét. Ezzel magyarázható az az ismert tény is, hogy a durvább szemcséjű riolit-tufa az É-i Mecsekre szorítkozik, míg a finomabb szemcséjű dacit-tufa horizontális elterjedése jóval nagyobb, s a hegységtől délre eső területeken is megtalálható.

A felső-helvéti dacit-tufa az új-stájer mozgásokat követő vulkáni működés terméke.

Ipari szempontból figyelemre méltó az ép dacit-tufa 6—8%-os hidraulikus víztartalma, mely tulajdonságánál fogva esetleg építőipari kötőanyagként (trassz) lehetne felhasználni.

IRODALOM

- BALOGH K. — KILÉNYI T. — IMREH L. 1955: Az Északi Mecsek újravizsgálata. — Jelentés az 1955. évi térképezésről. (Kézirat.)
- BRINDLEY, G. W. 1951: X-ray identification and crystal structures of clay minerals. — London.
- HÁMOR G. 1963: A Keleti-Mecsek miocén képződményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről, I.
- HEINRICH, E. M. 1956: Microscopic Mineralogy. — New York, London, Toronto.
- MUMPTON, I. A. 1960: Clinoptilolite Redefined. — The American Mineralogist, 45. 3. 4.
- OVERKOTT, E. 1961: Petrologische Untersuchungen an Trachituffen des Siebengebirges, unter besonderer Berücksichtigung der trachitischen Bestandteile. — Köln. Neues Jahrb. f. Mineralogie. 95. 3.
- PANTÓ G. 1961: Az ignimbrit-kérdés. — MTA. Műsz. Oszt. Közl. 29. 1—4.
- SZÁDECZKY—KARDOSS E. 1955: Geokémia. — Budapest.
- SZÉKYNÉ, FUX V. 1957: Adatok a Dunántúli Medence harmadkori vulkánosságához. — Földt. Közl. 87. 1.
- VADÁSZ E. 1935: A Mecsek hegység. — Magy. Tájak. Földt. Leírása. I.
- VÉGH S. — PÁLFALVY I. 1957: Vulkáni tufa vizsgálatok a Mecsek-hegység északkeleti részén. — Földt. Közl. 87. 1.

Fényképtáblák

I. Tábla — Plate I. — Таблица I.

1. Krisztalloklastikus riolittufa, karlsbadi-iker szanidinnel. — Szászvár 8. sz. fúrás, 426,3—426,8 m. + Nic; 35 ×
2. A gázban gazdag tufalepel gömb alakú üregeiben képződött tridimitkristályok. — Szászvár 8. sz. fúrás, 425,0—426,0 m. || Nic; 100 ×
3. Trachitos szövetű vulkáni kőzetzárvány. — Szászvár 8. sz. fúrás, 194,0—195,0 m. || Nic; 100 ×
4. Korrodált szegélyű vulkáni üvegtöredékek az agyagásványokká való lebontás folyamatában. — Pécsszabolcs, É-i árok. || Nic; 100 ×

* * *

1. Crystalloclastic rhyolite tuff with Karlsbad sanidine twin. — Drilling Szászvár N° 8, 426,3—426,8 m. + N; 35 ×
2. Tridymite crystals, formed in the spheroidal cavities of the gas-rich tuff sheet. — Drilling Szászvár, N° 8, 425,0—426,0 m. || N; 100 ×
3. Inclusion of a volcanic rock with trachytic texture. — Drilling Szászvár N° 8, 194,0—195,0 m. || N; 100 ×
4. Volcanic glass fragments with corroded edge due to decomposition into clay minerals. — Pécsszabolcs, northern trench. || N; 100 ×

* * *

1. Кристаллокластический риолитовый туф с карлсбадским двойником санидина. — Скважина Сасвар № 8. 426,3—426,8 м. Скрещенные николи. 35 ×
2. Кристаллы тридимита, образовавшиеся в сферических пустотах туфовой оболочки, богатой газами. — Скважина Сасвар № 8. 425,0—426,0 м. Параллельные николи. 100 ×
3. Крапленник вулканической породы трахитовой структуры. — Скважина Сасвар № 8. 194,0—195,0 м. Параллельные николи. 100 ×
4. Обломки вулканического стекла с краями, корродированными в процессе превращения в глинистые минералы. — Печсаболч, северная канава. Параллельные николи. 100 ×



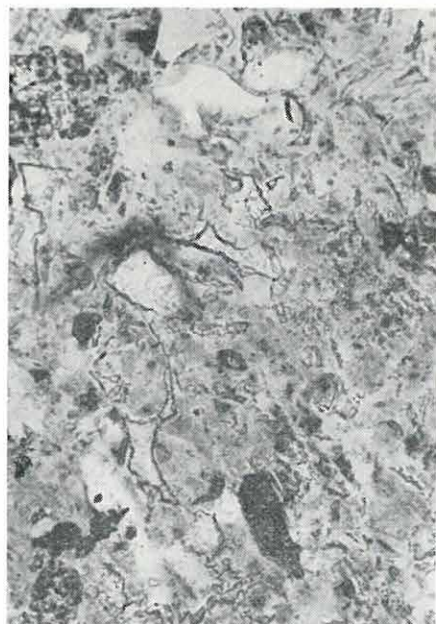
1



2



3



4

II. Tábla — Plate II. — Таблица II.

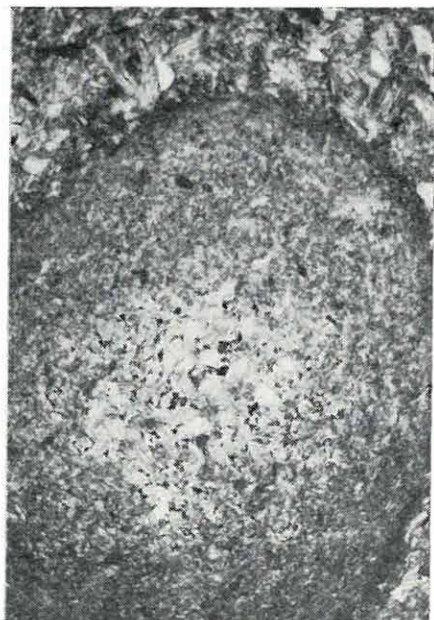
1. „Borsókő” (pellet) dacittufában. — Zengővárkony 33. sz. fúrás, 111,7—112,0 m.
|| Nic; 35 ×
2. Vitro-krisztalloklasztikus szövetű dacituffa. — Zengővárkony 33. sz. fúrás.
+ Nic; 35 ×
3. Amfibolos dacituffa. — Vasas, vasúti bevágás, a tufaösszlet felső részéből.
|| Nic; 35 ×
4. Szanidin kristály-töredék dacittufában. — Zengővárkony 33. sz. fúrás, 109,5—
110,0 m. || Nic; 100 ×

* * *

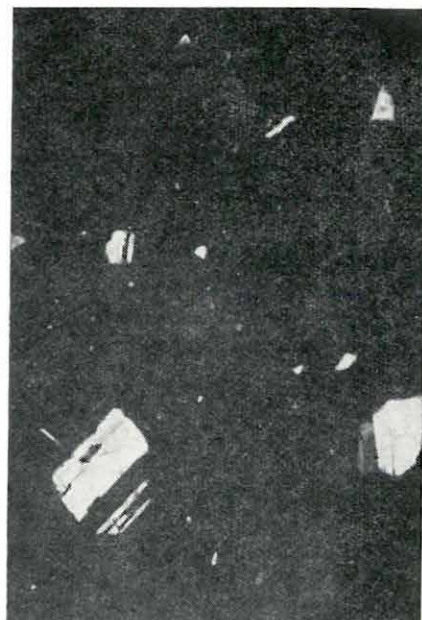
1. „Pisolite” (pellet) in dacitic tuff. — Drilling Zengővárkony N° 33, 111,7—112,0 m.
|| N; 35 ×
2. Dacitic tuff with vitro-crystalloclastic texture. — Drilling Zengővárkony N°
33. +N; 35 ×
3. Amphibole dacitic tuff. — Vasas, railway cut, upper part of the tuff complex.
|| N; 35 ×
4. Fragment of a sanidine crystal in dacitic tuff. — Drilling Zengővárkony N° 33,
109,5—110,0 m. || N; 100 ×

* * *

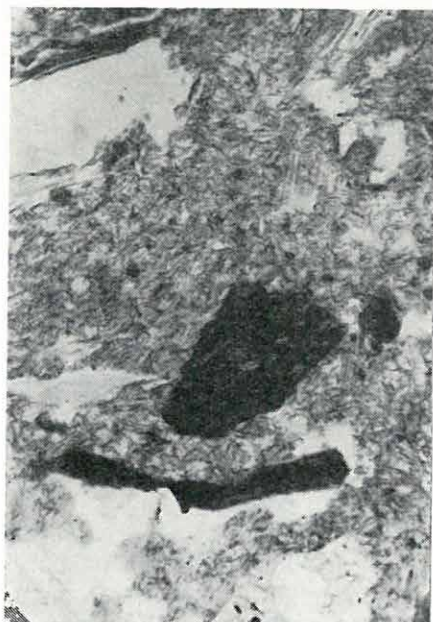
1. „Бобовина” (галька) в дацитовом туфе. — Скважина Зенгёварконь № 33. 111,7
—112,0 м. Параллельные николи. 35 ×
2. Дацитовый туф витро-кристаллокластической структуры. — Скважина Зенгёварконь
№ 33. Скрешенные николи. 35 ×
3. Амфиболовый дацитовый туф. — Вашаш, железнорожная выемка, из верхов туфо-
вой толщи. Параллельные николи. 35 ×
4. Обломок кристалла санидина в дацитовом туфе. — Скважина Зенгёваконь № 33.
109,5—110,0 м. Параллельные николи. 100 ×



1



2



3



4

HELVETIAN TUFFS OF THE MECSEK MOUNTAINS

by

L. RAVASZ—BARANYAI and M. NAGY—MELLES

On the basis of the difference of conditions of formation, of mineralogical and chemical composition, of the refractive indices of volcanic glasses, as well as of decomposition products, the Lower and Upper Helvetian pyroclastics of the Mecsek Mountains can be strictly held apart and they can be used as stratigraphic standards.

The rhyolite tuffs included by the series of Lower Helvetian continental base conglomerates and varicoloured clays belong to the category of the so called flood tuffs; they represent coarse grained products of relatively more acid and more viscous magma of weaker explosivity though containing large amount of dissolved water. It can be traced only on the northern part of the Mecsek Mountains, nearer to the centre of eruption.

The dacitic tuffs interlaying either the Upper Helvetian clayey marls with fish-scales or their heteropic facies (sands with *Congeria*, „Schlieren”) are products of more basic and less viscous magma, rich in water vapour, having a greater explosivity, therefore, spreading the relatively finer volcanic material represented by volcanic dust and ash over a wider area (Northern and Southern Mecsek).

ГЕЛЬВЕТСКИЕ ТУФЫ ГОР МЕЧЕК

Л. РАВАС—БАРАНЬЯИ и М. НАДЬ—МЕЛЛЕШ

На основании различий в условиях их образования, расхождений их минералогического и химического составов, показателей преломления содержащихся в них вулканических стекол, а также на основании разницы между продуктами их разложения нижне- и верхнегельветские пирокластические породы гор Мечек могут быть разделены друг от друга и имеют стратиграфическое значение.

Риолитовые туфы, залегающие внутри толщи нижнегельветских континентальных базальных конгломератов и пестрых глин, относятся к категории „поточных” туфов. Они представляют собой сравнительно более грубозернистые продукты магмы менее эксплозивного характера, явившейся более кислой и более вязкой с большим содержанием растворенной воды и могут быть прослежены только в северной части гор Мечек, то есть ближе к центру извержения.

Дацитовые туфы, залегающие либо внутри верхних глинистых мергелей с чешуями рыб верхнего гелльвета, либо внутри их гетеропических фаций (конгериевые пески, „шлиры”), являются продуктами более вязкой магмы более основного состава, богатой водяными парами, которая располагала огромной эксплозивной силой и таким образом, рассыпала более тонкозернистый — сильнее размелченный — материал, представленный в виде вулканической пыли и пепла, на более широкую территорию (Северный и Южный Мечек).

A K-I MECSEK MIOCÉN FORAMINIFERA FAUNÁJÁNAK VIZSGÁLATA

Írta: KORECZNÉ LAKY ILONA

A mecsekhegységi miocén rétegek Foraminifera faunájának vizsgálatához felhasznált anyag a hegység területén mélyített távlati kutató és térképező fúrásokból, továbbá felszíni feltárásokból származik.* A K-i Mecsek paleozóos-mezozóos tömegét körülvevő miocén üledékek igen változatos rétegsorát a faunavizsgálatok alapján öt területegységre különítve (1. ábra) tárgyalom.

a) Hidas barnakőszén-medence

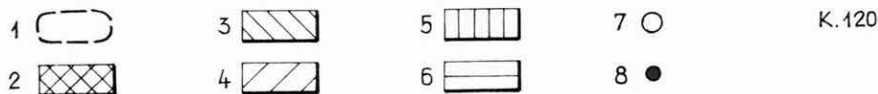
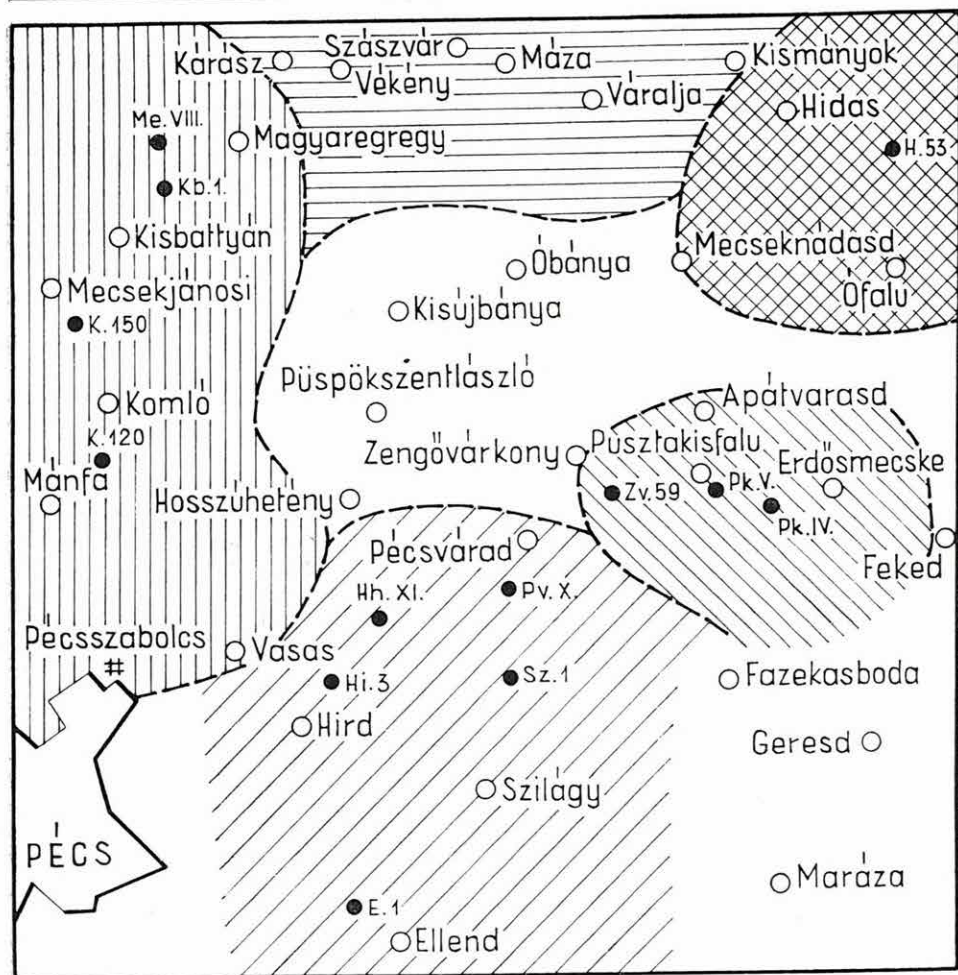
A terület ÉK-i szegélyén Cikó, Ófalu, Mecseknádasd és Hidas községek határolják. A terület képződményeinek megismerésére és a barnakőszéntelepek kiterjedésének tisztázására mélyítették 1958-ban a terület legnagyobb mélységet elérő kutatófúrását (Hidas 53. sz. f.: 1126 m). E fúrás a miocén képződmények közül a szarmata rétegeket 165,80 m, a tortonai képződményeket 209,00 m, a helvétai édesvízi és tengeri agyagmárga rétegeket 254,30 m vastagságban harántolta.

A helvétai emelet üledékeinek mikrofaunája szegényes. A Foraminiferák közül a *Globigerina bulloides* D'ORB. és a *Rotalia beccarii* (L.) faj található meg. A *Radiolariákat* a *Spumellaria* alrendbe tartozó gömbös, korong alakú formák képviselik.

Mivel mind a *Globigerinák*, mind a *Radiolariák* a nyílttenger felszínközeli régiójának lebegve élő szervezetei, könnyen sodródhattak a tengeráramlások hatására a partok közelébe. Ezzel magyarázható, hogy a helvétai iszapos, lapos partokon keletkezett pelites üledékekből kerültek ki maradványaik.

E tengeri rétegekre édesvízben lerakódott, Foraminifera-mentes, növényi és halmaradványokat tartalmazó üledékek következnek (agyag, palás agyag).

* A vizsgálati anyagot HÁMOR G. gyűjtötte.



1. ábra. A K-i Mecsek miocén kifejlődésterületeinek vázlata, a vizsgált fúrások helyének feltüntetésével

Jelmagyarázat: 1. Kifejlődésterületek határa, 2. hidasi barnaköszénmedence, 3. zengővárkonyi terület-rész, 4. D-i terület-rész, 5. komló—magyaregregyi medence, 6. É-i terület-rész. — 7. Község, 8. fúrás helye; K. 120 = fúrás jele, száma

Abb. 1. Skizze der miozänen Faziesgebiete des O-Mecsek-Gebirges mit Anführung der Stellen der untersuchten Bohrungen

Zeichenerklärung: 1. Grenzen der Faziesgebiete, 2. Braunkohlenbecken von Hidas, 3. Gebiet von Zengővárkony, 4. S-Gebiet, 5. Komló—Magyaregregy Becken, 6. N-Gebiet. — 7. Ortschaft, 8. Stelle der Bohrung; K. 120 = Zeichen und Nummer der Bohrung

Рис. 1. Схема миоценовых фациальных областей Восточного Мечка с указанием мест изученных скважин

Легенда: 1. Границы фациальных областей, 2. хидашский буроугольный бассейн, 3. участок района с. Зенгёваркони, 4. южный участок, 5. бассейн Комло—Мадьярегрель, 6. северный участок. — 7. Село, 8. место скважины; K. 120 = знак и номер скважины

A tortonai emelet képződményei már gazdag mikrofaunátársaságot tartalmaznak. Az emelet legidősebb képződménye a tenger fokozatos elnyomulását jelző globigerinás agyagmárga. A tömegesen előforduló plankton *Globigerinák* és *Orbulinák* mellett bentonikus formák is szerepelnek; ezek e képződmények sekélyvízi, nyílttengeri voltát bizonyítják.

A globigerinás agyagmárga rétegei közé, ill. fölé amphisteginás-heterosteginás lajtamészko települ. E durvaszemű partszegélyi képződményben a Foraminiferák csak kevés faj- és egyedszámmal jelentkeznek; főleg a nagyobb termetű, vastagabb házfalú *Borelisek*, *Amphisteginák* és *Heterosteginák* találhatóak meg.

A lajtamészko a barnakőszenes összlet csökkentsósvízi, édesvízi, lagunáris, partmenti képződményekből álló rétegsora települ.

A kőszentelepek közti meddő jellegzetes sötétszürke agyagmárgarétegei aprótermetű *Rotalia beccarii*-t és *Miliolidae*-féléket tartalmaznak. Ezek a közbetelepülések rövid ideig tartó tengerelöntések csökkentsósvízi üledékei lehetnek.

A kőszentelepek fedőjében a tortonai rétegsor sekélytengeri képződményeit találjuk, nagytermetű *Rotalia beccarii* (L.), *Rotalia papillosa* (BRADY) fajokkal és különböző *Elphidium*-félékkel. A mélyfúrás adatok alapján ÉÉNy—DDK irányban jelölhető ki a tortonai tenger partvonala. Ettől a vonaltól ÉK-i irányban fokozatos süllyedéssel alakult ki az az üledékgyűjtő medence, melynek képződményei a Foraminiferák alapján párhuzamosíthatók a dunántúli miocén részmedencék rétegsorával (NYÍRÓ M. R. 1960).

A szarmata emelet legelső rétegeiben a *Miliolidae* család különböző nemzetségei nagy termetűkkel tűnnek ki. Itt még a tortonai tengerrel megegyező, vagy ehhez nagyon közelálló élettérrel számolhatunk. A felső szintekben a sótartalom ingadozása folytán a fajok száma csökken; a változást jól tűró euryhalin fajok nagymértékben elszaporodnak (*Rotalia*, *Elphidium* és *Nonion*-félék). E faunában feltűnő a fajok formagazdagsága, a különféle változatok gyakorisága. A *Rotalia beccarii* (L.) háza pl. itt csupán félakkora nagyságú, mint a tortonai lerakódásokból ismert azonos fajé. A szarmata rétegekben elég gyakori a *Nodophthalmidium* kamrákra töredezett maradványa, mely azonban csak a fáciest jelzi, szintezésre nem alkalmas.

b) Apátvarasd—zengővárkonyi területrés

A következő medencerész a hegység DK-i előterében az Apátvarasd, Zengővárkony, Pusztakisfalu és Erdősmecske által határolt terület.

A Zengővárkony 59. sz. fúrás 16,50—105,00 m között harántolt miocén képződményeket.

A helvét-i rétegsor Foraminiferát nem tartalmazott, csupán *Ostracodák*, *Molluscum*-héjak és halmaradványok voltak az iszapolási maradványokban.

A tortonai emelet képződményei tengeri globigerinás agyagmárgával kezdődnek, melyben a *Globigerina bulloides* D'ORB. és a *Globigerinoides triloba* (Rss.) fajok tömeges előfordulása lehetővé tette a párhuzamosítást a Hidas 53. sz. fúrás hasonló rétegével. A globigerinás márgarétegekre homoklisztes, agyagos képződmények következnek. A plankton-Foraminiferák száma itt egyenesen csökken és előtérbe jutnak a bentoszakó fajok. Uralkodók a *Lagenidae* család különböző nemzetségei és fajai; de igen gyakori az *Anomalinidae*, a *Buliminidae* és a *Miliolidae* család is. A lagenidaes rétegek felett csökkentsóvízi üledékek települnek.

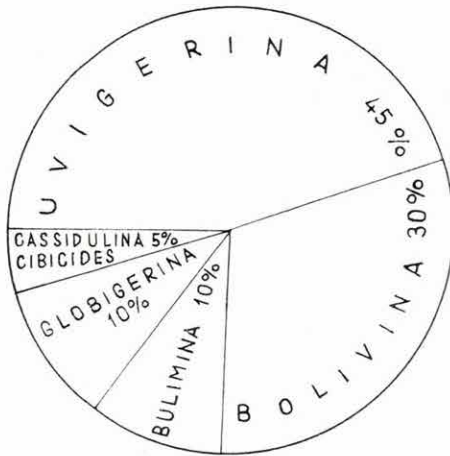
A Pusztakisfalu V. sz. fúrás 26 m vastagságú tortonai képződményeinek Foraminifera-társasága a Zengővárkony 59. sz. fúrás lagenidaes szintjének faunaegyütteséhez hasonló. A rétegsort itt is csökkentsóvízi képződmények zárják le. A Pusztakisfalu IV. sz. fúrás csak felső-helvét-i tengeri és édesvízi rétegeket harántolt.

A Zengővárkony 59. sz. és a Pusztakisfalu V. sz. fúrásokból — mint láttuk — nem ismeretes a partközeli amphisteginás-heterosteginás-lithothamniumos lajtamészke. Ezekben a fúrásokban a globigerinás márgára a lagenidaes rétegek következnek. E tényből arra következtethetünk, hogy itt a globigerinás márga lerakódása után nem elsekélyesedés, hanem — lassú süllyedéssel — mélyülés következett be. A lagenidaes kifejlődés tehát valószínűleg a lajtamészke heteropikus fáciése.

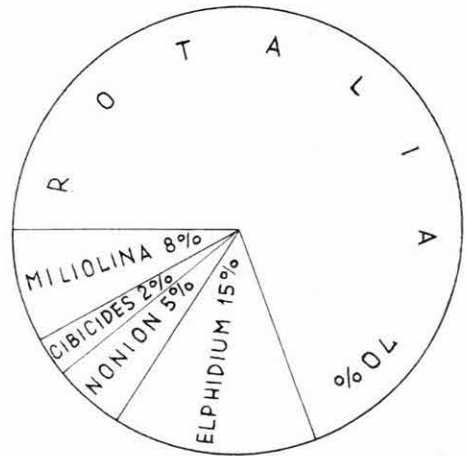
e) Hosszúhetény—hird—szilágy—pécsvárad-i terület

A D-i terület megismeréséhez a Hird 3. sz. fúrás számos új adatot szolgáltatott. A fúrás 270 m vastag miocén réteggösszletet harántolt. A tortonai rétegsor alján *Rotalia beccarii* és *R. papillosa* fajt tartalmazó, rétegek vannak. Ezek felett a fokozódó transzgresz-sziót jelző finomabb szemcséjű, márgajellegű üledékek települnek. A 47 m vastag összlet gazdag Foraminifera faunájának jellegét az agglutinált házú alakok adják meg, bár mellettük nagyszámú meszes házú forma is található. Ezt az összletet spiroplectaminás szintnek nevezhetjük. A kőzetanyag és a fauna egyaránt sekélytengeri, nyugodt, zavartalan üledékképződést jelez.

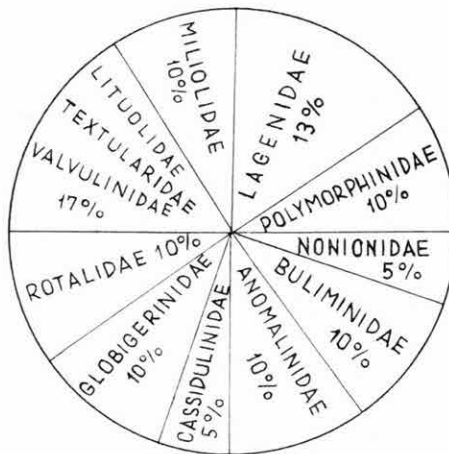
A következő, 32 m vastagságú rétegesoport faunatársaságát a *Buliminidae* család nemzetségeinek és fajainak tömeges előfordulása jellemzi. (Az iszapolási maradvány 90 százalékát Foraminifera alkotják.) *Echinodermata*-maradványok, kevés *halmaradvány*, *Radiolaria*-vázak és *Molluscum*-héjak egészítik ki a faunaképet. A fauna alapján e rétegsor buliminidaes szintnek nevezhető (2. ábra); helyzete megegyezik a szomszédos



Buliminidae szint



Rotaliidae szint



Spiroplectamminidae szint
(agglutináltak)

2. ábra. A Foraminifera-fauna százalékos megoszlása a Hird 3. sz. fúrás tortona képződményeiben

Abb. 2. Prozentuelle Verteilung der Foraminiferen-Fauna innerhalb der tortonischen Bildungen der Bohrung Hird 3.

Рис. 2. Процентное распределение фораминиферной фауны в тортонских отложениях скважины Хирд № 3.

Bécsi-medence, a Ny- és K-szlovákiai medence, valamint ÉNy-Bulgária felső-tortonai buliminás zónájával (GRILL 1941, STANCHEVA 1959, CÍCHA 1961).

A szarmata emelet 154 m vastag üledéksorának rétegei jól azonosíthatók a Hidas 53. sz. fúrás foraminiferás fáciesével. A fúrásból ismeretes az elphidiumos, a *Nonion granosum*-os, a *Rotalia beccarii*-s és a nodophthalmidiumos fácies. A *Nodophthalmidium sarmaticum* (KARR.) faj itt kisebb egyedszámban szerepel, mint a Hidas 53. sz. fúrásban, de a faunaegyüttes összetétele a két képződmény azonos voltát bizonyítja. Magyarországon MAJZON L. (1934) ismertette először e maradványokat *Nodophthalmidium tibium* (J. & P.) néven; a faj megegyezik a Bécsi-medencéből ismert *Nodophthalmidium sarmaticum* (KARR.) formával.

Előbbiekkel igen jól azonosítható rétegsort tárt fel a Szilágy 1. sz., a Hosszúhetény XI. sz. és a Pécsvárad X. sz. fúrás.

A D-i terület előterében levő Ellend 1. sz. fúrás azonos rétegtani helyzetű része viszont eltérő üledéksort mutat. E fúrásban a helvéti emelet képződményei nagyrészt törmelékesek, csupán a felső részeken válik finomabb szeművé az üledék és itt egyes mintákban néhány Foraminifera is található. A tortonai emelet alsó részét partközeli fácies jellemzi, csökkentsósvízi faunával. Efelett a lagenidaes szintbe tartozó, partoktól távolabb lerakódott üledéksor települ. Feljebb csökkentsósvízi rétegek, majd gazdag Foraminifera faunát tartalmazó üledékek mutatkoznak, végül ismét csökkentsósvízi üledékek zárják le a tortonai üledékképződést. A szarmata emelet képződményei az egész K-i Mecsek területén jól azonosíthatók. A Hidas 53. sz. fúrásból megismert foraminiferás fáciesek az Ellend 1. sz. fúrás szarmata üledéksorában is kimutathatók.

d) Komló—mánfa—pécsszabolesi terület

A területrészt helvéti képződményeit a Komló 120. sz., Kisbattyán 1. sz., Magyaregregy VI. és VII. sz. fúrások harántolták. A Kisbattyán 1. sz. fúrás végig tengeri rétegeket harántolt, melynek mikrofaunaegyüttesét *Radiolariák*, *halmaradványok*, *szivacsstűk* és *-képletek* alkotják. A magyaregregyi fúrások édesvízi összletet tártak fel. A tortonai emelet képződményeit a medence peremén a pécsszabolesi légakna szelvényében a lajtamészkö homokos fácies, felette vékony barnakőszéntelepek, majd lajtamészkö képviseli. A homokos összlet iszapolási maradéka *halmaradványokat*, *Echinodermata-maradványokat*, *Ostracodákat*, *Molluscumhéjakat*, *Bryozoa törzseket*, *Foraminifera házakat* és *mészalga gumókat* tartalmaz. A Foraminifera közül az *Amphisteginák*, a *Heterosteginák* és a *Borelisek* található nagy egyedszámban e rétegösszletben. A medence belsejében Komló—Mecsekjánosi környékén e parti kifejlődés heteropikus fácies, a lagenidaes szint fejlődött ki.

A Magyaregregy VIII. sz. fúrásban helvétai képződmények nincsenek. Az alsó-tortonai rétegsor globigerinás márgával kezdődik, majd a lagenidaes szint homokos, márgás képződményeivel folytatódik. A rétegsor középső részén (10 m-es szakaszon) regresszióra utaló elsekélyesedés észlelhető, ahol csak néhány *Rotalia beccarii* (L.) és *Nonion boueanum* (D'ORB.) faj található. A regressziós szakasz után a tenger ismét tért hódít és a rétegsort a lagenidaes üledékek zárják le.

e) Vékény—zászvár—máza—váraljai terület

Az É-i területre az helvétai emelet finomabb-durvább képződményei települnek az alaphegységre. Foraminiferát ezek a rétegek nem tartalmaznak.

* * *

Összefoglalva a vizsgálati eredményeket, megállapítható, hogy a K-i Mecsek területét a miocén folyamán a medencefenék állandó ingadozása jellemzi. Az egyes részmedencék mikrofaunájában mutatkozó eltérések is ennek tulajdoníthatók.

A helvétai emelet üledékeinek Foraminifera faunája jelentéktelen, csupán fáciesjelző szerepe van. A mikrofaunában a Foraminiferákon kívül *halmaradványok*, *Ostracodák* és *Radiolariák* szerepelnek.

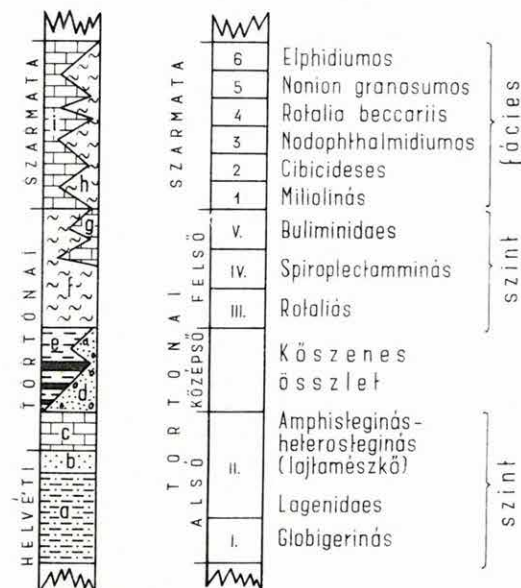
A tortonai emelet képződményei Foraminiferák alapján jól tagolhatók. A gazdag, jómegtartású fauna a fáciest és a batimetrikus viszonyokat is jól jelzi.

Az alsó-tortonai üledéksor a globigerinás-orbulinás agyagmárgával kezdődik (III. tábla 2.); s fokozatos átmenettel folytatódik a partközeli kifejlődésű amphisteginás-heterosteginás-lithothamniumos (III. tábla 1.) lajtamészköben. Ugyanezen időszakban a mélyebb tengeri kifejlődésű finomhomokos, márgás üledékekben a lagenidaes szint jelentkezik (II. tábla 2.). A lagenidaes szintnek a tortonai emeletbe tartozását elsőként GRILL (1941) mutatta ki a Bécsi-medencéből. Azóta ezt, valamint a lagenidaes szint és az amphisteginás-heterosteginás-lithothamniumos parti fáciesű képződmények egyidejűségét ALEXANDROVICZ (1960), CÍCHA (1961) és STANCHEVA (1959) is igazolta.

A középső-tortonai barnakőszénképződést az édesvízi, kőszenes agyag vezeti be. Az erre következő barnakőszén meddő, csökkentősvízi közbetelepülések több teleprészre bontják. A meddő közbetelepülések *Rotalia beccarii*-t és *Miliolidaeket* tartalmaznak. A csökkentősvízi lerakódások a barnakőszéntelepek paralikus kifejlődését bizonyítják. A kőszenes összlet fedőjében sekélytengeri képződmények találhatók, melyek jellemzői a tömegesen jelentkező nagy alakú *Rotalia beccarii* (L.) és *R. papillosa* (BRADY) fajok (II. tábla 1.). Az ÉK-i medencerészben a felső-tortonai képződményeket a rotaliás szint jelzi. A D-i területre az alsó-tortonai rétegek lerakódása után továbbra is inten-

Rétegtani szelvény
Hámor G. szerint

Foraminiferás szintek
Koreczné Laky I. szerint



3. ábra. A K-i Mecsek területén kimutatott foraminiferás fáciesek és szintek

A rétegtani szelvény jelemgyarazata: a) finomhomokos agyag-agyagmárga; „slir”; b) homok-homokkő; c) lajta-mészke; d) homokos kavics, agyag; e) barnakőszén-összet; f) turritellás-corbulus agyagmárga; g) „felső lajta-mészke”; h) agyagmárga; i) durva mészkő

Abb. 3. Die im Raum des O-Mecsek-Gebirges nachgewiesenen Foraminiferen-Fazies und -Horizonte

Zeichenerklärung zum stratigraphischen Profil: a) feinsandiger Ton-Tonmergel: „Schlier”; b) Sand-Sandstein; c) Leithakalk; d) sandiger Schotter, Ton; e) Braunkohlenkomplex; f) Tonmergel mit Turritellen-Corbulina; g) „oberer Leithakalk”; h) Tonmergel; i) grober Kalkstein

Рис. 3. Фораминиферы: фацис и горизонты, выделенные в области Восточного Мечка

Легенда к стратиграфической колонке: a) тонкопесчаные глины и глинистые мергели типа „шлir”; b) пески-песчаники; c) известняк типа Лайта; d) песчаные гальки, глины; e) буроугольная толща; f) глинистые мергели с Turritella-Corbula; g) „верхний известняк типа Лайта”; h) глинистые мергели; i) грубозернистые известняки

csak néhány egyede jelenik meg. Az agyagos fácieseket a *Rotalia beccarii* (L.) és a *Nonion granosum* (D'ORB.) faj nagy egyedszáma, a homokos márgákat pedig az *Elphidium*-ok különböző fajtái jellemzik (3. ábra).

zív volt a süllyedés. Ezen a területen a kőszenes kifejlődések kimaradnak, a felső-tortonai rotaliás rétegekre a homokos kifejlődésű spiroplectaminás szint (I. tábla 2.) települ, melyet gazdag agglutinált házú Foraminifera-társaság jellemez.

A tortonai emelet legfelső tagját a buliminidae (I. tábla 1.) rétegek képviselik, melyek jól azonosíthatók a szomszédos területek hasonló, felső-tortonai üledékeivel (GRILL 1941, STANCHEVA 1959, CÍCHA 1961).

A szarmata emelet üledéksora csökkentsósvízi, partközeli és sekélytengeri homok-, homokkő-, agyagmárga- és mészkőrétegekből áll; Foraminifera faunája alapján e rétegsor több fáciesre különíthető. A szarmata emelet legelső agyagmárgarétegeinek iszapolási maradvéka nagyrésztben a *Miliolidae* család különböző nemzetségeiből és fajából áll. A homokkő- és márgás mészkőrétegekben a *Nodophthalmidium sarmaticum* (KARR.) faj figyelhető meg nagy egyedszámban. A mészkőfáciest a tömegesen előforduló *Cibicides lobatulus* (W. & J.) és *C. boueanus* (D'ORB.) fajok jellemzik; emellett a *Nonion soldanii* D'ORB. és *Rotalia beccarii* (L.) fajnak

IRODALOM

- ALEXANDROWICZ, S. 1960: Profil stratigraficzny dolnego tortonu w Czechowicach kolo Gliwic. — Materialy do Geologii Obszaru Slasko-Krakowskiego. 6. Biul. 155. pp. 5–60.
- CICHA, I. 1961: Zur oligocän-miocän Grenze und zur Stratigraphie des Miocän der Westkarpaten und seiner nomenklatorischen Vereinheitlichung. — Geologické Práce, Zosit 60.
- GRILL, R. 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofauna im Wiener Becken und in dem benachb. Molasseanteilen. — Oel u. Kohle 37. Berlin.
- HÁMOR G. 1963: A K-i Mecsek miocén képződményeinek vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről.
- MAJZON L. 1939: Fúrólaboratóriumi Foraminifera vizsgálatok. — Földt. Int. Évi Jel. 1933–35-ről.
- NYÍRÓ M. R. 1950: Adatok a dunántúli medencerészek üledékeinek mikrofaunisztikai jellegéhez. — Földt. Közl. 90. 2.
- STANCHEVA, M. 1959: Microfaunistic characteristics of the tortonian in North-Western Bulgaria. — Travaux sur la Géologie de Bulgarie. Ser. Pal. 1.
- VADÁSZ E. 1935: A Mecsekhegység. — Magyar Tájak Földt. Leírása, I.
- VADÁSZ E. 1957: Földtörténet és földfejlődés. — Budapest.

I. Tábla — Tafel I. — Таблица I.

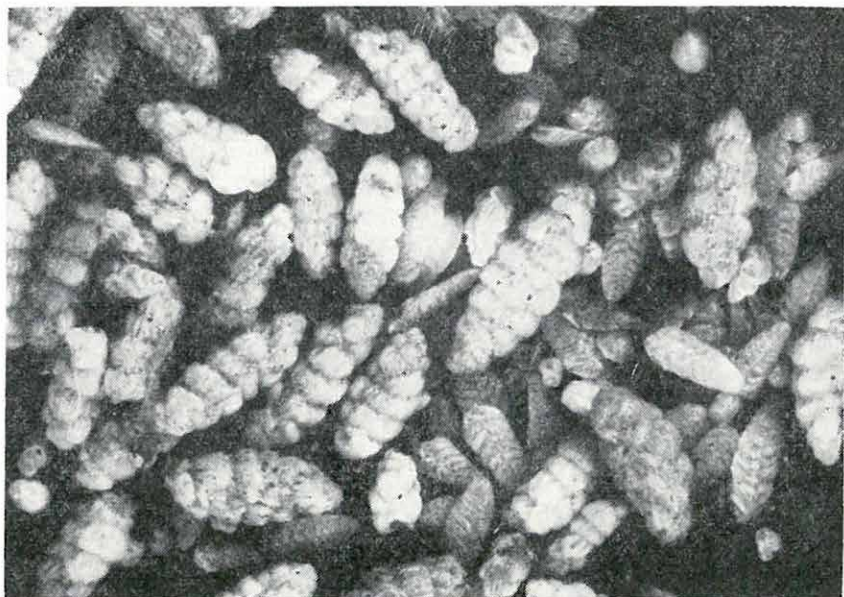
1. Buliminidaes szint Foraminifera együttese. Felső-tortonai. (V.)
2. Spirolectamminás szint Foraminifera együttese. Felső-tortonai. (IV.)
40×. Foto: Kiss A.

* * *

1. Foraminiferen-Gesellschaft des Buliminiden-Horizontes. Obertorton. (V.)
2. Foraminiferen-Gesellschaft des Spirolectamminen-Horizontes. Obertorton. (IV.)

* * *

1. Сообщество фораминифер горизонта с *Buliminidae*. Верхний тортон. (V.)
2. Сообщество фораминифер горизонта с *Spirolectamina*. Верхний тортон. (IV.)



1



2

II. Tábla — Tafel II. — Таблица II.

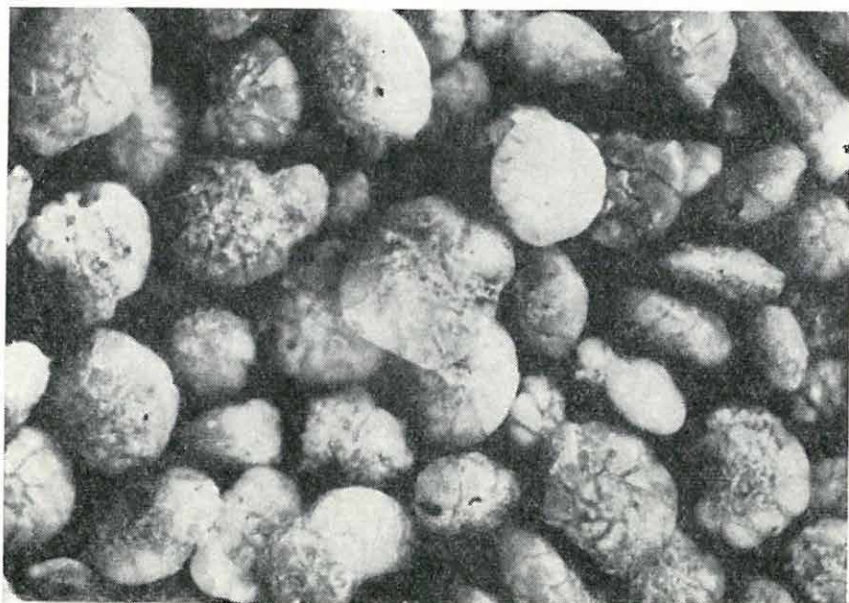
1. Rotaliás szint Foraminifera együttese (szénteleges összlet fedője). Felső-tortonai. (III.)
2. Lagenidaes szint Foraminifera együttese (lajtamészke heteropikus fáciese). Alsó-tortonai. (II.)
40×. Foto: Kiss A.

* * *

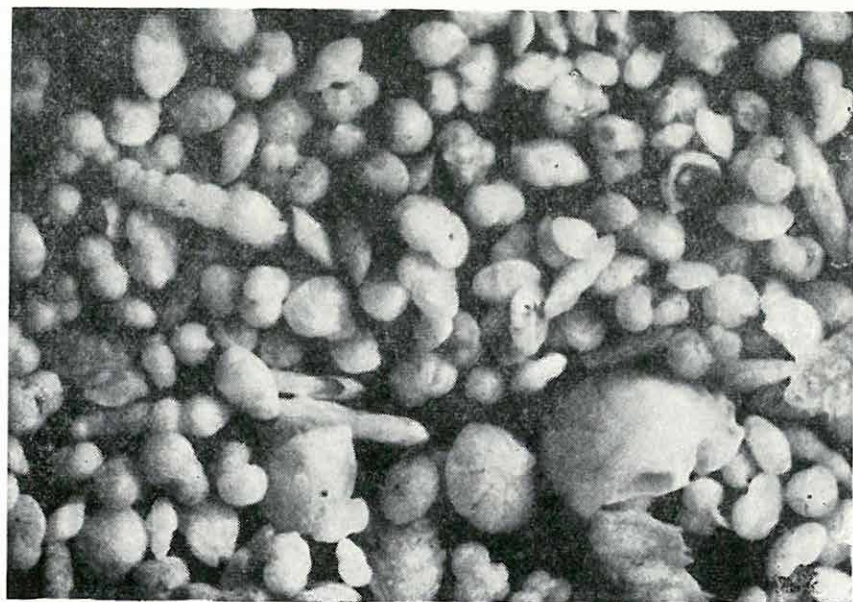
1. Foraminiferen-Gesellschaft des Rotalien-Horizontes (Hangendes des Kohlenflöz-Komplexes). Obertorton. (III.)
2. Foraminiferen-Gesellschaft des Lageniden-Horizontes (heteropische Fazies des Leithakalkes). Untertorton. (II.)

* * *

1. Комплекс фораминифер горизонта с *Rotalia* (кровля угленосной толщи). Верхний тортон. (III.)
2. Комплекс фораминифер горизонта с *Lagenidae* (гетеропическая фация известняка типа Лайта). Нижний тортон. (II.)



1



2

III. Tábla — Tafel III. — Таблица III.

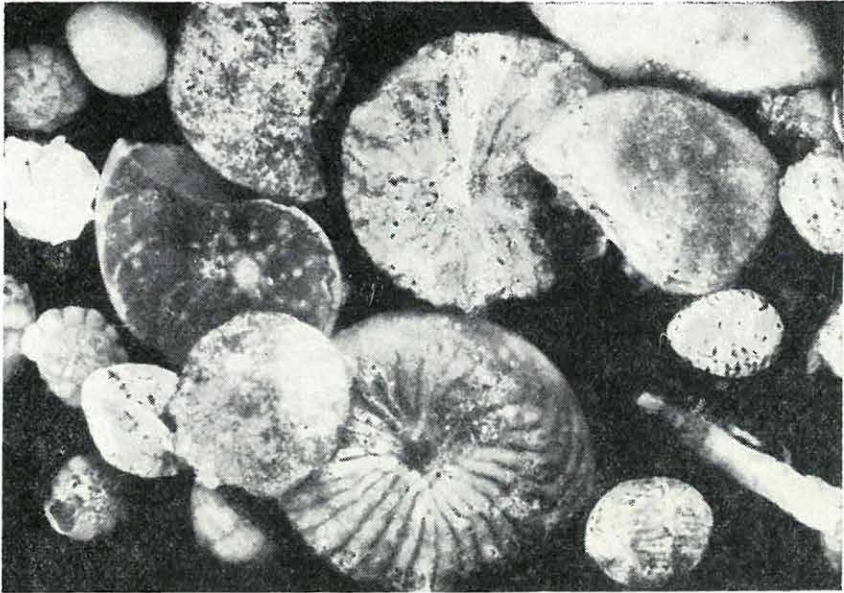
1. Amphisteginás-heterosteginás kifejlődés Foraminifera együttese (lajtamészke-szint). Alsó-tortonai. 20× (II.)
2. Globigerinás szint Foraminifera együttese. Alsó-tortonai. (I.)
40× Foto: Kiss A.

* * *

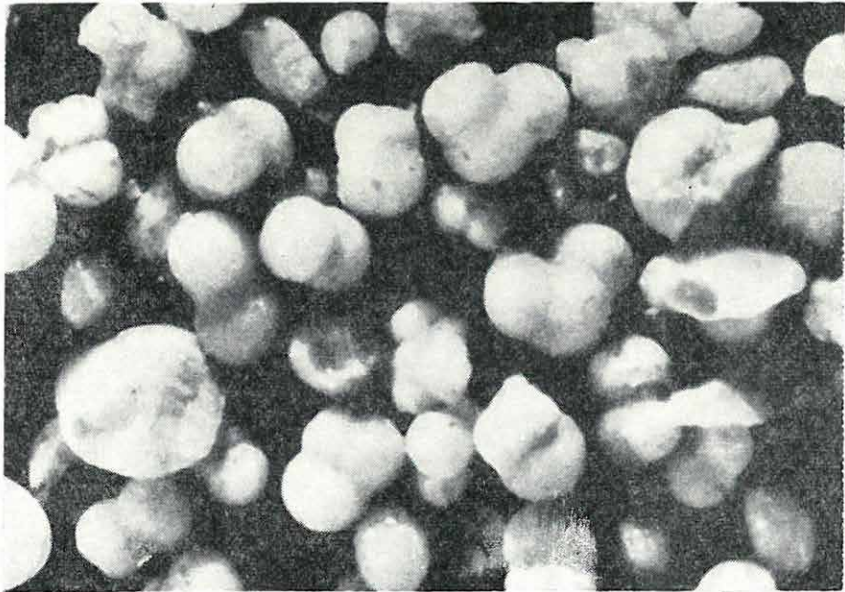
1. Foraminiferen-Gesellschaft der Amphisteginen-Heterosteginen-Fazies (Leithakalk-Horizont). Untertorton. (II.)
2. Foraminiferen-Gesellschaft des Globigerinen-Horizontes. Untertorton. (I.)

* * *

1. Комплекс фораминифер фации с *Amphistegina-Heterostegina* (горизонт известняка типа Лайта). Нижний тортон. (II.)
2. Комплекс фораминифер горизонта с *Globigerina*. Нижний тортон. (I.)



1



2

UNTERSUCHUNG DER MIOZÄNEN FORAMINIFEREN- FAUNA DES ÖSTLICHEN MECSEK-GEBIRGES

von

I. KORECZ — LAKY

Die Untersuchung der Foraminiferen-Fauna des östlichen Mecsek-Gebirges hat es ermöglicht, die miozäne Bildungen zu gliedern.

Für die Stratigraphie der *helvetischen* Sedimente ist die Foraminiferen-Fauna von geringerer Bedeutung.

Die *tortonische* Stufe kann dagegen auf Grund der Foraminiferen gut gegliedert werden (Abb. 3).

Innerhalb des Untertorton können der Globigerinen-Orbulinen-Horizont (Taf. III, Fig. 2), der Amphisteginen-Heterosteginen-Horizont (Taf. III, Fig. 1), oder der auf eine mehr pelagische Ausbildung des letzteren hinweisende Lageniden-Horizont (Taf. II, Fig. 2) unterschieden werden.

Die mitteltortonische Unterstufe zeichnet sich durch paralische Braunkohlenfazies aus.

Von den obertortonischen Ablagerungen sind der Rotalien- (Taf. II, Fig. 1), der Spiroplectamminen- (Taf. I, Fig. 2) und der Buliminiden-Horizont (Taf. I, Fig. 1) bekannt geworden.

Die *sarmatische* Stufe lässt sich in Unterstufen nicht gliedern, es können auf Grund der Foraminiferen bloss die Faziesverhältnisse festgestellt werden. Verfasserin hat hier Milioliden-, Nodophthalmidien-, Cibiciden-, *Rotalia beccarii*-, *Nonion granosum*- und Elphidien-Fazies unterschieden (Abb. 3).

ИЗУЧЕНИЕ ФАУНЫ ФОРАМИНИФЕР МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО МЕЧЕКА

И. КОРЕЦ—ЛАКИ

Изучение фауны фораминифер Восточного Мечека позволило выполнять расчленение миоценовых образований.

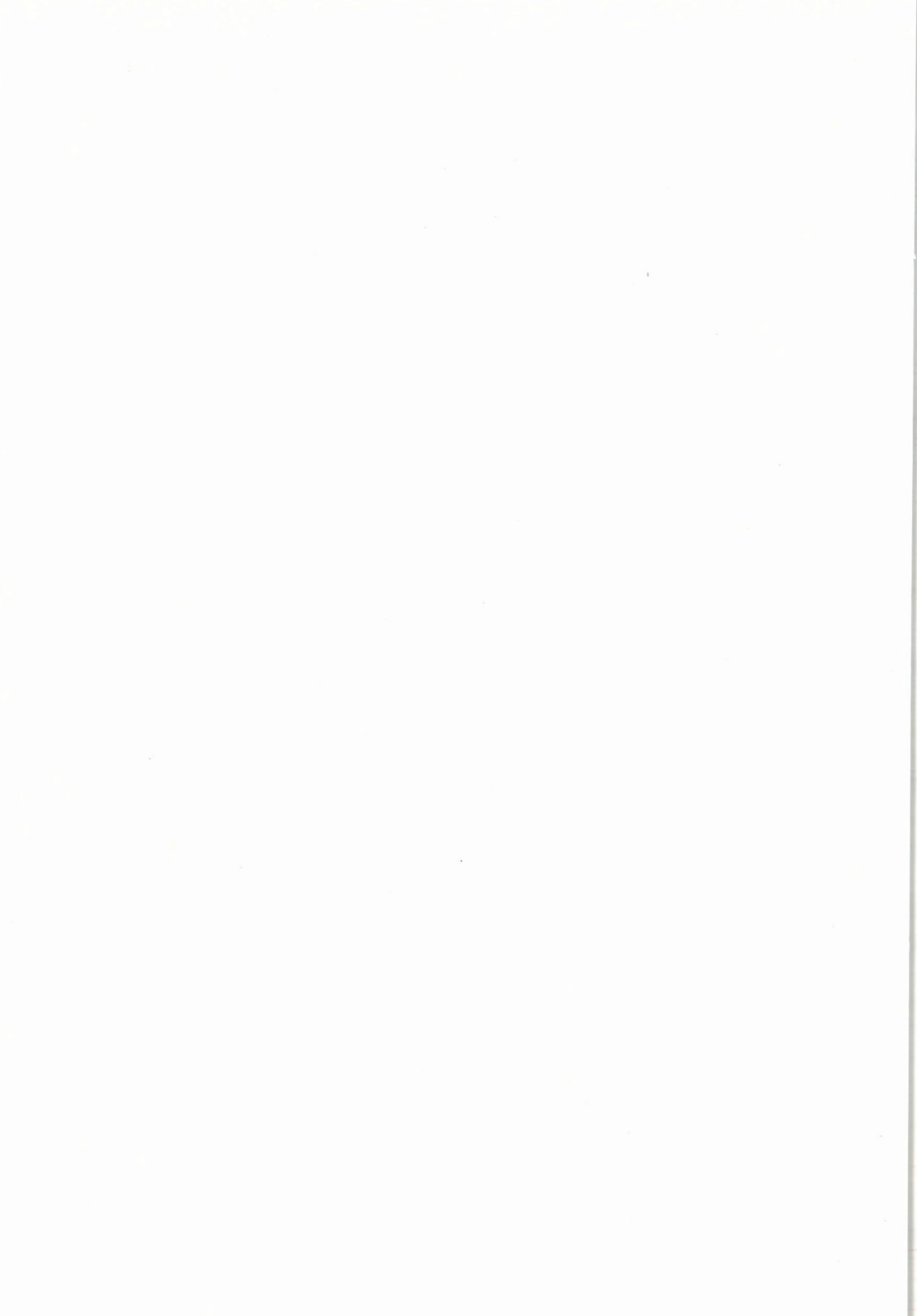
Отложения *гельветского* яруса не имеют значения с точки зрения фораминиферной фауны.

Тортонский ярус хорошо поддается расчленению на основании фораминифер (рис. 3). В пределах нижнего тортонна можно выделить горизонт с *Globigerina-Orbulina* (таблица III, 2), горизонт с *Amphistegina-Heterostegina* (таблица III, 1) и горизонт с *Lagenidae*, представляющий более глубоководно—морскую фацнию предыдущего горизонта (таблица II, 2).

Среднетортонский подъярус характеризуется паралическими бурогольными фациями. Из верхнетортонских отложений стали известными

следующие горизонты: горизонт с *Rotalia* (таблица II, 1), горизонт с *Spiroplectammina* (таблица I, 2) и горизонт с *Buliminidae* (таблица I, 1).

Сарматский ярус не может быть расчленен на подъярусы, лишь фациальные условия могут быть определены на основании фораминифер. Здесь выделяются фация с *Miliolidae*, фация с *Nodophthalmidium*, фация с *Cibicides*, фация с *Rotalia beccarii*, фация с *Nonion granosum* и фация с *Elphidium* (рис. 3).



COCCOLITHOPHORIDA VIZSGÁLATOK A MECSEKI MIOCÉNEN

Írta: BÁLDINÉ BEKE MÁRIA

A Mecsekhegység miocén képződményeinek vizsgálata szükségessé tette a miocén képződmények gazdag *Coccolithophorida*-társaságának tanulmányozását. A Mecseki Földtani Kutató Fúró Vállalat laboratóriumában BÓNA J. végezte a Szilágy 1. és Komló 150. sz. mélyfúrások *Coccolithophoridáinak* vizsgálatát. Noha e nagyszámú anyagvizsgálat — kiegészítve saját vizsgálataimmal — távolról sem jelenti a mecsekhegységi miocén tengeri törpeplankton teljes ismeretét, segítségével mégis nyomon követhető a *Coccolithophorida* fauna — illetve flóra — változása a miocén folyamán.

A helvét i emelettel kezdődő üledékképződés során az első *Coccolithophorida*-maradványokat az ún. „felső halpikkelyes agyagmárga” rétegcsoportban találjuk.

Ebből a rétegösszletből *Coccolithophoridákat* a Komló 150. és a Pusztakisfalú IV. sz. mélyfúrásokból vizsgáltunk. A Komló 150. sz. fúrás 149,50—648,00 m között halpikkelyes rétegeket harántolt. Az alsó, kb. 200 m vastag részben *Coccolithophorida* nem található. Az összlet felső részéből előkerült *Coccolithophorida*-társaság is szegényes. A vizsgált mintákban megjelenésük rendszertelen, gyakran teljesen hiányoznak. A halpikkelyes rétegekben legállandóbb fajok a *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) és a *Rhabdolithus pannonicus* BÁLDI—BEKE. Ezenkívül néhány mintában *Zygodolithusok*: *Zygodolithus* sp. (= ?*Corisphaera gracilis* KAMPTNER), *Z. dubius* DEFLANDRE, *Z.* sp., ritkán *Discolithus* sp. indet., valamint egy-egy mintában *Discoaster* is: *Discoaster* cf. *obscurus* MARTINI (a Pusztakisfalú IV. sz. fúrásban 36,00—37,60 m között aránylag nagyobb mennyiségben), *Discoaster bramlettei* MARTINI, *D. barbadiensis* TAN SIN-HOK, *D.* sp. indet., *Lithostromation triangularis* GARDET. A Pusztakisfalú IV. sz. mélyfúrás 24,60—27,80 m mélységből kapott *Coccolithophorida* mentes mintájában nagy mennyiségben találtunk feltűnően rossz megtartású *Diatomákat*, ezeket HAJÓS M. a *Nitzschia*-félék közé tartozó csökkentsósvízi formáknak tartja.

A felső halpikkelyes agyagmárga rétegösszlet fedőjében a szarmata

rétegekig bezárólag azonos *Coccolithophorida*-társaság található. Ezt az üledékösszletet HÁMOR G. (1963) felső-helvét és torton, KORECZNÉ LAKY I. (1963) pedig (Foraminifera vizsgálatai alapján) torton emeletbelinek tartja. Miután a *Coccolithophoridák* végig egységes képet mutatnak, ideiglenes jelleggel az egész összletet tortonaiként tárgyalom.

A vizsgálatnál a következő lelőhelyek és mélyfúrások tortonai anyagát használtam fel: Mecsekjánosi homokbánya; Komló 150. sz. fúrás 3,30—149,50 m; Szilágy 1. sz. fúrás 225,70—359,10 m; Zengővárkony 59. sz. fúrás 28,80—29,20 m; Magyaregregy VIII. sz. fúrás 22,00—110,50 m; pécsszabolcsi légakna rétegsora; komlói slir szelvény; hidasi barnakőszénösszlet fedője.

A Mecsek tortonai üledékgyűjtőjében rendkívül gazdag törpeplankton élt, mely alapján azonban szűkebb szintekre tagolás nem lehetséges. A legközönségesebb faj itt is, mint a magyar miocénben mindenütt, a *Coccolithus pelagicus* (WALLICH). Ennek nemcsak szétesett coccolithjai, hanem teljes váza (coccosphaera) is megtalálható pl. a komlói slirben és a mecsekjánosi homokbánya anyagában. Rétegtani szempontból legfontosabb alak a *Helicosphaera carteri* (WALLICH). A mecsekhegységi miocénben eddig végzett vizsgálatok alapján ez az elég közönséges faj itt csak a tortonai emeletre korlátozódik. A Komló 150. sz. fúrásban a tortonai Foraminifera faunával együtt lép fel; a Szilágy 1. sz. fúrásban a torton és szarmata emelet határán a felső-tortonai Foraminifera faunával egyidőben tűnik el. A tortonai emeletben tömegesen található a *Rhabdolithus pannonicus* BÁLDI—BEKE faj. Gyakori a *Discolithus macroporus* DEFL. (= *D. solidus* DEFL.), a *D. longiforaminis* cent. nov., a *Zygodolithus* sp. (= ? *Corisphaera gracilis* KAMPTNER); a *Coccolithus leptoporus* (MURR. & BLACKM.). Ritka alakok a *Cyclolithus cingulum* KAMPTNER és a ?*Cyclolithus* cf. *robustus* BRAMLETTE & SULLIVAN. Gyakoribbak — bár nem minden mintában találhatók meg — a *Braarudosphaeridae* család alakjai: a *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD), a *Micrantholitus vesper* DEFLANDRE és a *M. flos* DEFLANDRE.

A vizsgált anyagban a *Discoaster*-félék mind faj-, mind egyedszám-ban feltűnően ritkák. Mindössze a *Discoaster challenger* BRAMLETTE & RIEDEL, *D. deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL, a *D.* cf. *crassus* MARTINI, a *D.* cf. *obscurus* MARTINI, valamint a *Lithostromation triangularis* GARDET, a *Marthasterites contortus* (STRADNER) és a *M.* cf. *bramlettei* BRÖNNMANN & STRADNER fajok mutathatók ki. A *Coccolithophoridák* vizsgálatára vegyszeres kezelés nélkül készített preparátumok némelyikében *Diatoma*- és *Silicoflagellata*-maradványokat, valamint *szivacs*tűket is találtunk.

A szarmata csökkentsósvízi rétegeiben is található *Coccolithophoridák*. Az egyéb ősmaradványokhoz hasonlóan ezek is csak kevés fajjal mutatkoznak. A hidasi szarmata diatomás agyagmárgában a leggyakoribb a *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) faj; emellett a *Discolithus*

macroporus DEFL. és *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) fajok is megtalálhatók *Diatomákkal* és *Silicoflagellatákkal* együtt. A Szilágy 1. sz. fúrás 114,20—221,70 m közötti szarmata összletének csupán a mélyebb részéből kerültek elő *Coccolithophoridák*. A *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) faj mellett a *Discolithus macroporus* DEFL. és a *Rhabdolithus pannonicus* BÁLDI—BEKE alakok fordultak elő. A Szilágy 1. sz. fúrásban a *Silicoflagellaták* jelenléte a szarmata emeletre korlátozódik.

A p a n n o n képződmények *Coccolithophoridát* nem tartalmazznak. A Szilágy 1. sz. fúrás pannon rétegeiből csak *Diatoma*-maradványok és *szivacsútk* kerültek ki.

Az eddig végzett *Coccolithophorida*-vizsgálatok alapján a mecseki miocén törpeplanktonjának alakulása a következőképpen vázolható fel:

A helvéti halpikkelyes agyagmárgarétegek alsó része *Coccolithophorida*-mentes. Az összlet felsőbb részén szórványosan fellép néhány nagy tűrőképességű faj.

A t o r t o n a i emelet képződményeit a *Coccolithophoridák* gazdagsága jellemzi. Az eddigi vizsgálatok alapján az emeleten belüli tagolás nem lehetséges, az egyes Foraminifera-szintek sem ismerhetők fel a *Coccolithophoridák* alapján. Általában a finomabb szemcsés, agyagos, márgás, finomhomokos üledékek gazdagabbak *Coccolithophoridákban*. A pécs-szabolcsi légakna rétegsorának durvaszemcsés, partszegélyi képződménye, melyet *Heterostegina*-, *Amphistegina*- és *Borelis*-tartalmú Foraminifera fauna jellemez, gyéresebb *Coccolithophorida*-társaságot tartalmaz, mint a nyiltabb tengeri, globigerinás vagy lagenidás képződmények. A K O R E C Z N É L A K Y I. (1963) által középső-tortonba helyezett, csökkentsósvízi rotaliás rétegek (Szilágy 1. sz. fúrás 310,00—359,10 m) *Coccolithophorida*-társasága szintén szegényes.

A szarmata emeletben a *Coccolithophoridák* száma rendkívül lecsökken, a vizsgált mintáknak csak kb. 50%-a tartalmaz néhány fajt. A víz kiédesedésével párhuzamosan a *Coccolithophoridák* fokozatosan eltűnnek, a pannóniai rétegekből már teljesen ismeretlenek.

A z í g y felvázolt kép kevés eltéréstől eltekintve egyezik a magyarországi miocénben korábban végzett vizsgálat eredményeivel (BÁLDINÉ BEKE M. 1960).

A vizsgálatok kiterjesztése a hegység egészére újabb adatokat fog szolgáltatni a miocén — HÁMOR G. (1963) által felismert — egyes kifejlődési területeinek ismeretéhez. A *Coccolithophoridák* rétegtani szerepének részletes vizsgálata a Mecsekhegység területén kiindulásul szolgálhat későbbi ilyen irányú kutatásoknál.

Discolithus longiforaminis cent. nov.

(I. tábla 3)

1960. *Discolithus* cent. nov. f. B. — BÁLDINÉ BEKE M., T. XIV, fig. 3.*Derivatio nominis*: a discolith szélén sorban elhelyezkedő lyukakról.*Holotypus*: mecsekjánosi homokbánya, 7062/18/14 jelű preparátumban 29,7/111 keresztaszthalhelyen a 401779 számú Zeiss mikroszkópban a M. Áll. Földtani Intézetben.*Locus typicus*: Mecsekjánosi, Mecsekhegység*Stratum typicum*: tortonai.*Diagnosis*: Elliptikus lemez pórusokkal, melyek a szélső sorban hosszúkásak.*Leírás*: Perem nélküli, elliptikus discolith. A legszélső sorban levő pórusok hosszúkásak, hasítókszerűek, a discolith széléhez közel helyezkednek el, számuk kb. 15—18. A középső terület is pórusokkal áttört, ezek a lyukak azonban nagyon aprók, elég sűrűn helyezkednek el, legtöbbször rosszul láthatók. Elrendeződésük rendszerint szabálytalan.*Méretek*: holotypus $6 \times 8,7 \mu$, a többi példány mérete ehhez nagyon hasonló.*Megjegyzés*: Jellemző a perem nélküli vékony lemez a feltűnő hosszúkás szélső lyukakkal. Az ismert apró lyukacsos *Discolithus* fajoktól [*Discolithus multiporus* KAMPTNER (KAMPTNER 1948), *D. lineatus* DEFLANDRE (DEFLANDRE — FERT 1954), *D. distinctus* BRAMLETTE & SULLIVAN, *D. punctosus* BRAMLETTE & SULLIVAN] elkülöníti a szélső sorban található hosszúkás nyílások jelenléte. A *Discolithus pectinatus* BRAMLETTE & SULLIVAN (BRAMLETTE — SULLIVAN 1961) hasonló hosszúkás, szélső pórusainak száma sokkal nagyobb, és mindössze két nagy pórust vesznek körül.*Elterjedés*: A Mecsekhegység területén a mecsekjánosi tortonai képződményen kívül majdnem mindegyik rendelkezésünkre álló tortonai mintában megtaláljuk. Korábbi vizsgálataim során az ország különböző területeiről származó rupéli, katti—akvitáni és burdigálai mintákból is kimutattam (BÁLDINÉ BEKE M. 1960).

IRODALOM

- BÁLDINÉ BEKE M. 1960: Magyarországi miocén Coccolithophoridák rétegtani jelentősége. — Földt. Közl. **90**. 2. pp. 213—223.
- BRAMLETTE, M. N. — SULLIVAN, F. R. 1961: Coccolithophorids and related Nanoplankton of the early Tertiary in California. — *Micropaleontology* **7**. 2. pp. 129—188.
- DEFLANDRE, G. — FERT, CH. 1954: Observations sur les Coccolithophoridés actuels et fossiles en microscopie ordinaire et électronique. — *Ann. Paléont.* **40**. pp. 117—176.
- HÁMOR G. 1963: A K-i Mecsek miocén képződményeinek vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. az 1961. évről, I.

- KAMPTNER, E. 1948: Coccolithen aus dem Torton des Inneralpinen Wiener Beckens. — Sitz. Ber. d. österr. Akad. d. Wiss. math.-nat. Kl. Abt. 1. **157**. 1–5, pp. 1–16.
- KOPECZNÉ LÁKY I. 1963: A K-i Mecsek miocén Foraminifera-faunájának vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. az 1961. évről, I.
- STRADNER, H. 1960: Über Nannoplankton-Invasionen im Sarmat des Wiener Beckens. — Erdoel Zeitschr. 12. pp. 2–4.

I. Tábla — Tafel I. — Таблица I.

1. *Discolithus macroporus* DEFLANDRE 11 lyukú példány. — Magyaregregy VIII. sz. fúrás. 22–24 m, tortonai.
2. *Discolithus macroporus* DEFLANDRE 6 lyukú példány (= *D. solidus* DEFLANDRE) — Magyaregregy VIII. sz. fúrás 22–24 m, tortonai.
3. *Discolithus longiforaminis* cent. nov. holotypus. *a.* Holotypus rajza felülnézetben; *b.* oldalnézet, illetve metszet. — Mecsekjános, tortonai.
4. *Discolithus* cf. *embergeri* NOËL — Magyaregregy VIII. sz. fúrás 68,6–69,6 m, tortonai.
5. *Zygolithus* sp. (= ?*Corisphaera gracilis* KAMPTNER) — Mecsekjános, tortonai.
6. *Zygolithus* sp. — Magyaregregy VIII. sz. fúrás. 22–24 m, tortonai.
7. *Cyclolithus cingulum* KAMPTNER — Pécsszabolcs légakna 27. minta, tortonai.
8. ?*Cyclolithus* cf. *robustus* BRAMLETTE et SULLIVAN — Magyaregregy VIII. sz. fúrás 22–24 m, tortonai.
9. ?*Cyclolithus* cf. *robustus* BRAMLETTE et SULLIVAN — Magyaregregy VIII. sz. fúrás 22–24 m, tortonai.
- 10a. és b. *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) teljes váz (*coccosphaera*). — Mecsekjános, tortonai.
11. *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), két együtt maradt coccolith. — Magyaregregy VIII. sz. fúrás 22–24 m, tortonai.
12. *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) egy csatornájú alak. — Pécsszabolcs légakna 27. minta, tortonai.
13. *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) kettős csatornájú alak. — Pécsszabolcs légakna 27. minta, tortonai.
14. *Rhabdolithus pannonicus* BÁLDI—BEKE — Magyaregregy VIII. sz. fúrás 22–24 m, tortonai.
15. *Helicosphaera carteri* (WALLICH) — Magyaregregy VIII. sz. fúrás 22–24 m, tortonai.
16. *Helicosphaera carteri* (WALLICH) — Komló, slír 16. minta, tortonai. Nagyítás 3000×. Szerző saját felvétele.

* * *

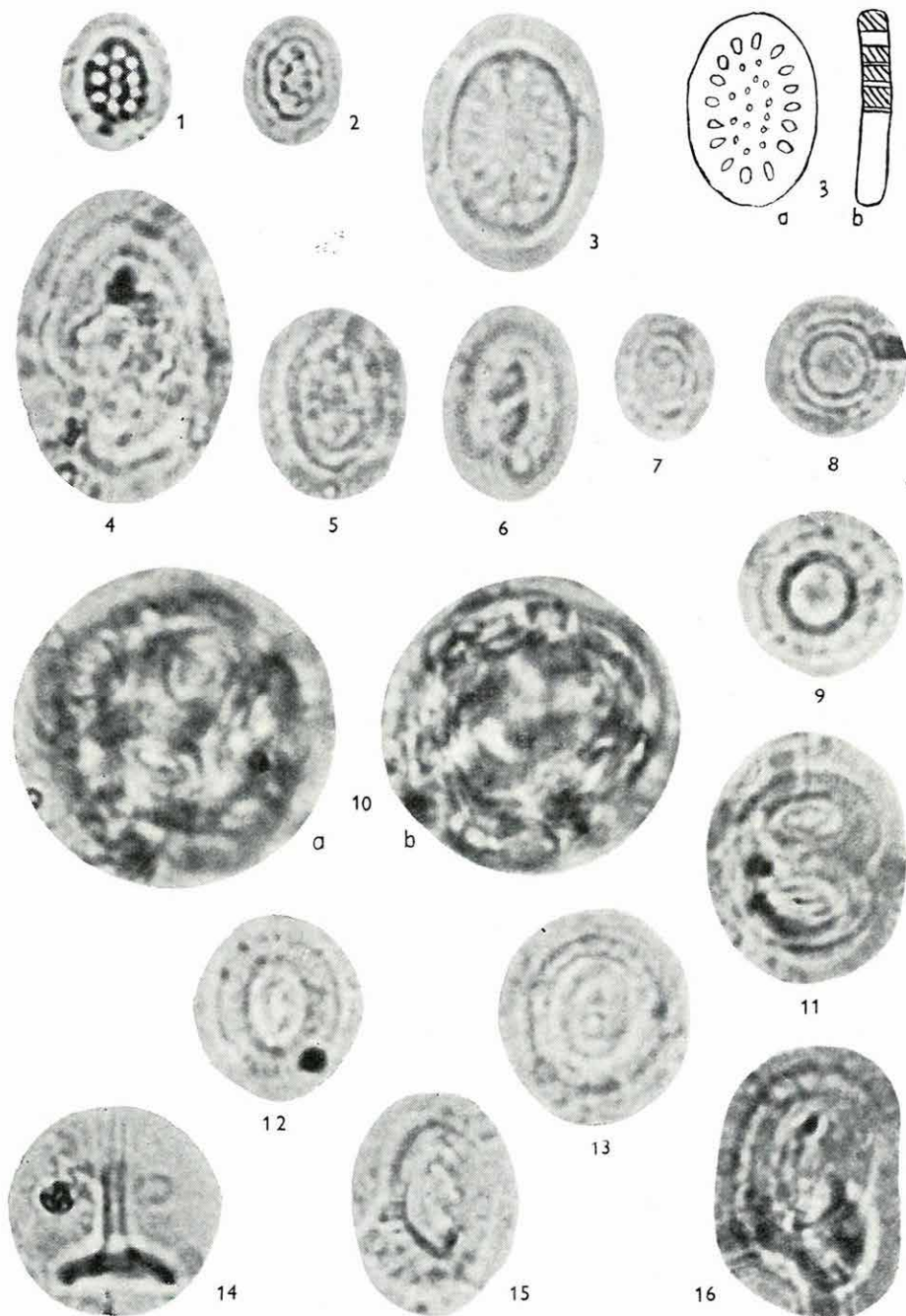
1. Exemplar mit 11 Poren
2. Exemplar mit 6 Poren
3. a) Aufsichtsbild des Holotyps; b) Seitenansicht bzw. Schnitt
10. a) und b) Vollständige Skelette (*Coccosphaera*)
11. Zwei zusammenhängenden Coccolithen
12. Form mit einzigem Kanal. — Pécsszabolcs, Wetterschacht, 27. Probe
13. Form mit doppeltem Kanal

Vergrößerung 3000×. Eigene Aufnahmen der Verfasserin

* * *

1. Экземпляр с 11 дырочками
2. Экземпляр с 6 дырочками
3. *a)* Вид голотипа сверху; *b)* вид с боку или разрез
10. *a)* и *b)* Цельный скелет (*Coccosphaera*)
11. Два кокколита, связанные между собой
12. Форма с единственным каналом. — Печсабальч, вентиляционный штрек, проба 27.
13. Форма с двойным каналом

Увеличение — 3000×. Собственные снимки автора.



II. Tábla — Tafel II. — Таблица II.

1. *Micrantholithus vesper* DEFLANDRE — Pécsszabolcs légakna 27. minta, tortonai.
2. *Micrantholithus vesper* DEFLANDRE, egy szétesett rész. — Magyaregregy VIII. sz. fúrás 68,6—69,6 m, tortonai.
3. *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN et BRAARUD) — Magyaregregy VIII. sz. fúrás 68,6—69,6 m, tortonai.
4. *Discoaster* cf. *obscurus* MARTINI — Magyaregregy VIII. sz. fúrás 22—24 m, tortonai.
5. *Discoaster* cf. *obscurus* MARTINI — Pusztakisfalú IV. sz. fúrás. 36,0—37,6 m, helvéti.
6. *Discoaster challengerii* BRAMLETTE et RIEDEL — Mecsekjánosi, tortonai.
7. *Discoaster challengerii* BRAMLETTE et RIEDEL — Komló, slír 16. minta, tortonai.
8. *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE et RIEDEL — Komló, slír 16. minta, tortonai.
9. *Discoaster* cf. *crassus* MARTINI — Mecsekjánosi, tortonai.
10. *Marthasterites contortus* (STRADNER) — Mecsekjánosi, tortonai.
11. *Lithostromation triangularis* GARDET — Pécsszabolcs légakna 27. minta, tortonai.

Nagyítás 3000×. Szerző saját felvételei.

* * *

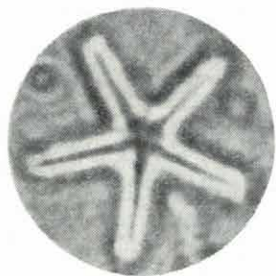
2. Zerfallenes Teilstück

Vergößerung 3000×. Eigene Aufnahmen der Verfasserin

* * *

2. Распавшая часть

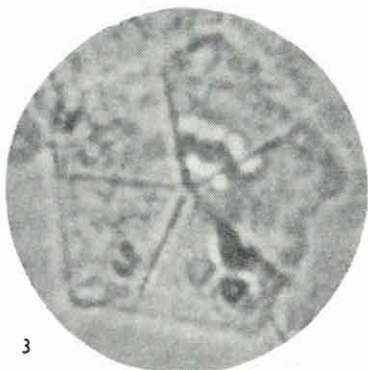
Увеличение — 3000×. Собственные снимки автора.



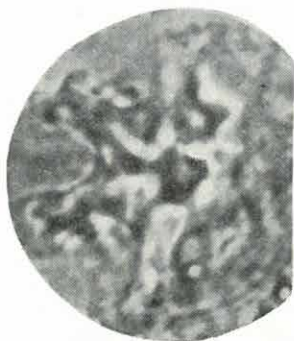
1



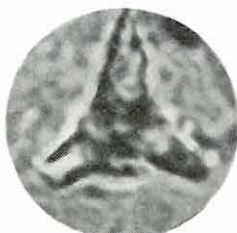
2



3



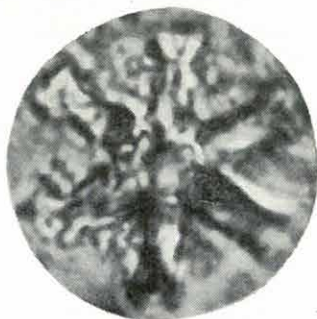
6



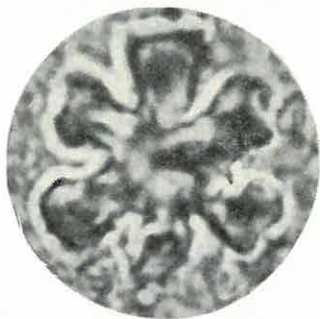
4



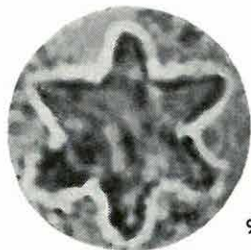
5



7



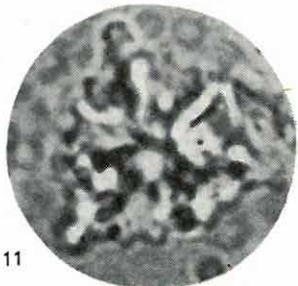
8



9



10



11

UNTERSUCHUNGEN AN COCCOLITHOPHORIDEN AUS DEM MIOZÄN DES MECSEK-GEBIRGES

von

M. BÁLDI—BEKE

Der untere Teil der zum helvetischen Komplex des Mecsek-Gebirges gehörigen, sogenannten „Schichtenfolge der Tonmergeln mit Fischschuppen“ ist von Coccolithophoriden frei. In ihrem höheren Teil treten schon unregelmässig einige Arten auf, welche die Lebensraumveränderungen gut ertragen.

Die tortonische Stufe zeichnet sich durch ihren Reichtum an Coccolithophoriden aus. Nach den bisherigen Untersuchungs-Ergebnissen ist eine weitere Gliederung der Stufe nicht möglich. Auf Grund der Coccolithophoriden lassen sich nicht einmal die einzelnen Foraminiferen-Horizonte erkennen. Die sich innerhalb der Stufe in der Massenverteilung der Coccolithophoriden zeigenden Unterschiede sind auf Faziesveränderungen zurückzuführen. In der tortonischen Stufe sind folgende wesentliche Arten anzutreffen: *Discolithus macroporus* DEFLANDRE, *D. longiforaminis* cent. nov., *Zygodolithus* div. sp., *Cyclolithus* div. sp., *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) (vorherrschende Art), *Helicosphaera carteri* (WALLICH) (letztere kommt in grosser Zahl ausschliesslich im Torton vor), *Rhabdolithus pannonicus* BÁLDI—BEKE, *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN et BRAARUD), *Micrantholithus vesper* DEFLANDRE, *Discoaster* cf. *obscurus* MARTINI, *D. challengeri* BRAMLETTE et RIEDEL, *D. deflandrei* BRAMLETTE et RIEDEL, *D. cf. crassus* MARTINI, *Marthasterites contortus* (STRADNER), *Lithostroma triangularis* GARDET.

Im Sarmat des Mecsek-Gebirges kommt im Verhältnis zu anderen Gebieten des Landes eine ärmere Coccolithophoriden-Gesellschaft vor. Es ist auffallend, dass in der Bohrung Szilágy Nr. 1. die *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN et BRAARUD) nicht vorhanden ist (wahrscheinlich infolge von Faziesveränderungen). Die pannonischen Bildungen enthalten keine Coccolithophoriden.

***Discolithus longiforaminis* cent. nov.**

(Taf. I. Fig. 3.)

1960. *Discolithus* cent. nov. f. B. — BÁLDINÉ BEKE M. T. XIV. fig. 3.

Derivatio nominis: nach den an der Randpartie des Discoliths in Reihen angeordneten Poren.

Holotypus: Präparat Nr. 7062/18/14, Sandgrube von Mecsekjányosi; Index auf dem Zähltablett = 29,7/111; Mikroskop Zeiss Nr. 401779; Ungarische Geologische Anstalt.

Locus typicus: Mecsekjányosi, Mecsek-Gebirge.

Stratum typicum: Torton.

Diagnosis: Elliptische Platte mit Poren, die in der äussersten Reihen länglich sind.

Beschreibung: Elliptischer Discolith ohne erhöhten Rand. Die Poren sind in den äussersten Reihen länglich, schlitzförmig, ihre Zahl beträgt cca 15—18. Auch der Binnenraum ist durch Poren durchbrochen, diese Poren sind jedoch sehr winzig, ziemlich dicht angeordnet und meistens schlecht sichtbar. Ihre Anordnung ist gewöhnlich unregelmässig.

Dimensionen: Der Holotypus ist $6 \times 8,7 \mu$ gross, die Dimensionen der anderen Exemplare sind ähnlich.

Bemerkungen: Bezeichnend ist die dünne Platte mit äusserst verlängerten Randporen. Die in Frage stehende Art unterscheidet sich von den bereits bekannten mikroporösen *Discolithus*-Arten [*Discolithus multiporus* KAMPTNER (KAMPTNER 1948), *D. lineatus* DEFLANDRE (DEFLANDRE — FERT 1954), *D. distinctus* BRAMLETTE et SULLIVAN, *D. punctosus* BRAMLETTE et SULLIVAN] durch das Auftreten länglicher, schlitzförmiger Öffnungen in den äussersten Reihen. Die Zahl der ähnlicherweise verlängerten Randporen der *Discolithus pectinatus* BRAMLETTE & SULLIVAN (BRAMLETTE — SULLIVAN 1961) ist viel grösser, letztere umgeben bloss zwei grosse Poren.

Verbreitung: Die beschriebene Art wurde ausser den tortonischen Bildungen von Mecsekjánosi, in fast allen der Verfasserin zur Verfügung gestandenen Proben aus dem Torton des Mecsek-Gebirges angetroffen. Im Laufe der von der Verfasserin früher durchgeführten Untersuchungen ist diese Art auch in rupelischen, chattisch-aquitanschen und burdigalischen Proben aus verschiedenen Gebieten Ungarns nachgewiesen worden (BÁLDINÉ BEKE, 1960).

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО КОККОЛИТОФОРИДАМ МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОР МЕЧЕК

М. БАЛЬДИ—БЕКЕ

Нижняя часть так называемой „толщи глинистых мергелей с чешуями рыб“, относящейся к гельветской толще гор Мечек, лишена кокколитофорид. Выше по разрезу толщи беспорядочно появляется несколько видов, хорошо переживающих изменения биотопа.

Тортонский ярус характеризуется изобилием кокколитофорид. Судя по проведенным до сих пор исследованиям, более дробное расчленение в пределах яруса не представляется возможным. Отдельные фораминиферные горизонты тоже неопознаваемы на основании кокколитофорид. Разницы в количестве кокколитофорид внутри яруса обусловлены фаціальными различиями. Важнейшими формами в тортонском ярусе являются

следующие: *Discolithus macroporus* DEFLANDRE, *D. longiforaminis* cent. nov., *Zycolithus* div. sp., *Cyclolithus* div. sp., *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) (преобладающий вид), *Helicosphaera carteri* (WALLICH) (встречается исключительно в тортоне в большом количестве), *Rhabdolithus pannonicus* BÁLDI—BEKE, *Braarudosphaera bigelowi* GRAN et BRAARUD), *Micrantholithus vesper* DEFLANDRE, *Discoaster* cf. *obscurus* MARTINI, *D. challengerii* BRAMLETTE et RIEDEL, *D. deflandrei* BRAMLETTE et RIEDEL, *D. cf. crassus* MARTINI, *Marthasterites contortus* (STRADNER), *Lithostromation triangularis* GARDET.

В сарматских отложениях гор Мечек встречается комплекс кокколитофорид, более бедный по сравнению с другими областями страны. Бросается в глаза, что во скважине Силадь № 1 (по-видимому из-за фациальных различий) вид *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN et BRAARUD) отсутствует. Паннонские образования не содержат кокколитофорид.

***Discolithus longiforaminis* cent. nov.**

(Таблица I, фиг. 3.)

1960. *Discolithus* cent. nov. f. B. — M. BÁLDI—BEKE, T. XIV. fig. 3.

Derivatio nominis: по дырочкам, расположенным на краю дисколита в виде ряда.

Holotypus: Препарат 7062/18/14 из песчаного карьера с. Мечекяноши; установленное положение — 29,7/111; микроскоп типа Цейсс № 401779; Венгерский Геологический Институт.

Locus typicus: Мечекяноши, горы Мечек.

Stratum typicum: тортонский ярус.

Диагноз: Эллиптическая пластинка с порами, которые в крайнем ряде являются вытянутыми.

Описание: Эллиптический дисколит без оторочки. Поры, расположенные в крайнем ряде, являются вытянутыми, шлицеобразными. Они находятся в близости края дисколита и число их составляет 15—18. Центральное поле тоже пронизано порами, но эти дырочки очень мелкие, расположены очень густо и чаще всего плохо видимы. Распределение их обычно беспорядочное.

Размеры: голотип — $6 \times 8,7$ микронов; размеры остальных экземпляров очень близки к этому.

Примечание: Характерной является тонкая пластинка без оторочки с весьма удлинёнными крайними дырочками. От известных мелкопористых видов *Discolithus* [*Discolithus multiporus* KAMPTNER (KAMPTNER 1948), *D. lineatus* DEFLANDRE (DEFLANDRE — FERT 1954), *D. distinctus* BRAMLETTE et SULLIVAN, *D. punctosus* BRAMLETTE et SULLIVAN] отличается ввиду наличия вытянутых щелей в крайнем ряде. Количество аналогичным образом вытянутых крайних пор вида *Discolithus pectinatus* BRAMLETTE et SULLIVAN (BRAMLETTE — SULLIVAN 1961) гораздо больше, причем они окружают всего две крупные поры.

Распространение: В области гор Мечек, кроме тортонских отложений в районе с. Мечекяноши, рассматриваемый вид встречается во всех образцах, собранных из тортонских отложений и имеющих в распоряжении автора. При своих прежних исследованиях автор установила наличие его также в образцах, взятых из рупельских, хаттских—аквитанских и бурдигальских отложений разных областей страны (М. БАЛЬДИ—БЕКЕ 1960).



A MECSEKHEGYSÉG ÉS TÁGABB KÖRNYÉKE PANNON ÜLEDÉKEINEK BIOSZTRATIGRÁFIAI VIZSGÁLATA

Írta: BARTHA FERENC

A mecseki pannon földtani és őslénytani vizsgálata jelentős múltra tekinthet vissza; BÖCKH J., VADÁSZ E., FERENCZY I., SÜMEGHY J., STRAUSZ L. fektették le az alapokat. Az ő vizsgálataik idején a szakembernek az egész földtani kép és nagyrészt az őslénytani értékelés munkáját is egyedül kellett megoldani. Ma a specializálódás sok új lehetőséget nyújt számunkra és a kutató által kevésbé ismert részletkérdések megoldásához szakértők bevonását teszi lehetővé. Ezúton köszönöm meg HÁMOR G. vizsgálatra átengedett mélyfúrási anyagait és sokféle adatát, RÓNAI A., MOLDVAY L., ÁDÁM L. és SZILÁRD J. baráti segítségét, akik elsősorban a kavicsképződmények morfológiai értékelését végezték. RAVASZNÉ BARANYAI L. és VARGÁNÉ MÁTHÉ K. a homokfajták nehézásvány-összetételét, illetve a kavicsok csiszolatait vizsgálták és értékelték ki, FORGÓ L. a gyűjtésben nyújtott értékes segítségét.

A Mecsekhegység újratérképezése során végzett mélyfúrások (Hidas 53, Ellend 1, Hosszúhetény 15, Szilágy 1, Szászvár 13) gazdag pannon Molluscum-faunát tartalmaztak. A régebbi mélyfúrások közül a Györe 1., a Gyód 1., a Kurdesibrák 1., a Balatonbozsok 1. és a Lovasberény 1. sz. fúrások pannon faunáját SCHWÁB M. határozta meg. E faunák utólag végzett biosztratigráfiai értékelése fontos adatokhoz juttatott bennünket és az említett fúrási rétegsorokkal együttesen lehetővé tette a Mecsekhegység és tágabb környéke pannon üledékeinek átfogó értékelését. A fúrási szelvényekből származó faunák jelentőségét fokozta az a tény, hogy — különösen az alsó-pannon külszíni feltárásaiból — jó megtartású faunát alig ismertünk. A felső-pannonból ismeretes volt néhány gazdag faunájú lelőhely — délen Nagypárad, Babarc, Hercegszabar, északon Nagymányok és Szekszárd — de a szarmatától a felső-pannonig terjedő, összefüggő rétegsor csak a Hidas 53. és az Ellend 1. sz. mélyfúrás anyagának feldolgozásával vált hozzáférhetővé. Az országszerte is megszáporodott fúrási adatok most már lehetővé teszik legalább a fontosabb pannon fajok fajlétőinek tisztázását. A fajlétők és a dominancia-viszonyok ismer-

rete pedig megalapozottabb földtani kormegállapítást és indokoltabb határmegvonást eredményez.

A fajlötök vizsgálatából kitűnt, hogy a korábban vezérkövületnek tekintett fajok szerepe revízióra szorul.

A felső-pannon ismert vezérkövületei ilyen szempontból nézve igen tanulságosak: a *Prosodacna vutskitsi*, *Congeria balatonica*, *C. triangularis* a *C. rhomboidea*-val együtt a felső-pannon felső részének vezérkövületei voltak. Fúrási adatokból és felszíni feltárásokból ma már ismerjük az első 3 fajt a felső-pannon alsó részében képződött üledékekből is. Igaz, hogy gyakori, nagy példányszámú előfordulásaik csak a felső-pannon felső szakaszában vannak. A *C. rhomboidea* viszont a felső-pannon alsó részében gyakoribb faj, de fajlötője átnyúlik a felső-pannon felső részébe is, ott azonban csak ritkán található.

A vezérkövületek helyett indokolt és szükséges a képződmények kormegállapításánál a teljes fauna figyelembevétele. Felvetődik a kérdés, hogy a fajlötök pontosabb ismerete egyáltalában lehetővé tesz-e valamilyen elhatárolást? A kérdés feltevését az is indokolja, hogy nemcsak a példaképpen felhozott ún. vezérkövületek régebben ismert fajlötője változott meg, hanem a fajok egész soránál tapasztaltuk ugyanezt. A *Congeria zagrabiensis*, *Limnocardium apertum*, *L. majeri*, *L. schmidti* eddig a felső-pannon jelezték. Mostani fúrásaink és a Kőolajipari Tröszt fúrásainak adatai (STRAUSZ L., SZÉLES M. 1961) szerint jellegzetesen alsó-pannon faunaegyüttesekben is megtalálhatók ezek a fajok. Mindezek ellenére a faunaegyüttesek gondos elemzése nagyon jó határmegvonásokat tesz lehetővé. A faunaegyüttesek fajait először is csoportosítani kell: 1) a szintben élő, 2) a szintben végződő, 3) a szintben kezdődő és 4) az átmenő fajokra. (A *szintben élő* fajok egy meghatározott földtani időegységben lépnek fel és még ennek lezáródása előtt kipusztulnak. A *végződő* fajok egy megelőző szakaszból jönnek át, de a vizsgált szintben pusztulnak ki. A *kezdődő* fajok a vizsgált szintben lépnek fel először, de átmennek egy következő szakaszba. Az *átmenő* fajok a vizsgált szintben, de alatta és felette is egyaránt megtalálhatók.)

A határmegvonásoknál legfontosabbak a szintben élő fajok, de még az átmenő fajok is felhasználhatók, mivel más-más faunaegyüttes kíséri őket a mélyebb és a magasabb szintben. Átfogó taglalásra elsősorban a regionális elterjedésű fajok használhatók fel. Ha a fajok egyes szintekben való előfordulása mellett még gyakorisági adataikat is figyelembe vesszük, akkor ezek a jövőben is a legbiztosabb alapjai maradnak a kormegállapításnak. Komoly nehézségek csak a faunaszegény szakaszokban merülhetnek fel.

Az 1. táblázaton látható a pannóniai emellett új beosztása a földtani történések, a faunakép és az üledékváltozások együttes szemlélete alapján. Ez csak két pontban tér el lényegesebben a régi beosztástól. Az oszcillációs szakasz és a süllyedéssel lépést tartó feltöltődés szakaszának határa

nem esik egybe a *C. ungula caprae* — *C. balatonica* határral. A *C. balatonica* és a többi ún. vezérkövület fajöltője már a *C. ungula caprae* szakaszában kezdődik. Jelentősebb faunaképváltozás csak az erős oszcillációk szakaszában mutatkozik, ezért faunisztikailag a határ megvonása itt indokolt. Az előző beosztásokhoz viszonyítva jelentős az eltérés a *C. rhomboidea*-s és *Pr. vutskitsi*-s faunatípusok időbeli szétválasztásában is. Ezt a fajöltők és a fajok dominancia-viszonyainak összevetésén kívül a Györe 1., a Balatonbozsok 1. és a kurdesibráki fúrások is igazolták, ahol *Congerina rhomboidea*-s faunát tartalmazó üledékek felett *Pr. vutskitsi*-s faunájú rétegek települtek. A *C. rhomboidea*-s fauna idősebb, mélyebb tavi szakaszt jelzi a felső-pannonnak, ahol a sótartalom is magasabb volt (nagyobb termetű, vastagabb héjú fajok). A *Pr. vutskitsi* dominanciája idején viszont a kísérő fajok közt előtérbe lépnek a *Melanopsisok*, *Theodoxusok*, sőt egyes szakaszokban a teljes kiédesedést jelző fajok mellett szárazföldi alakok is megjelennek. A *Pr. vutskitsi*-s fauna egyik típuslelőhelyén, Tabon, 23 édesvízi, szárazföldi fajt találtunk. A *C. rhomboidea*-val jellemzett mélyebb szintből édesvízi, szárazföldi fajok nem ismeretesek és a leggyakoribb kísérő fajok a *Limnocardium schmidti*, *L. hungaricum*, *Dreissensiomya intermedia*. GILLET (1943) is idősebbnek vette a *C. rhomboidea*-s faunatípust a *Pr. vutskitsi*-s faunánál.

Az egyes lelőhelyek összehasonlításánál régebben csak a közös fajok számát és esetleg az egyes fajok dominanciáját vettük figyelembe. Ez félreértésre vezethet, mivel közös fajok jelentős számban lehetnek idősebb és fiatalabb képződményekben is. Az átmenő fajokon kívül ui. közösek lehetnek az alsó szintben kezdődő fajok is. Éppen ezért a fajöltőkön kívül fontos megvizsgálni, hogy a vizsgált fúrás, vagy felszíni feltárás az egész pannon, vagy annak csak egy részét foglalja-e magába? Ebbe a tévedésbe esett GILLET is, aki a tihanyi és szekszárdi faunákat egykorúnak vette, pedig a tihanyi szelvény a pannon fiatalabb szakaszában képződött. Az egyes szelvények időbeli megoszlását a 2. táblázaton tüntettük fel.

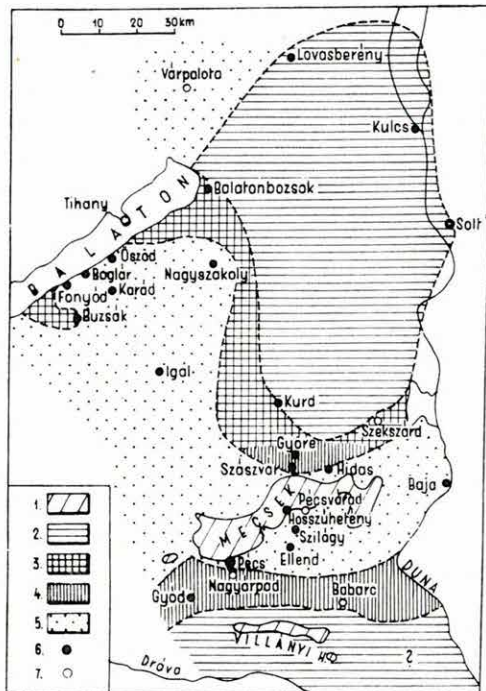
Megjegyzendő, hogy a tabi és szekszárdi, illetve szászvári szelvény faunája még a közös fajok alapján is elválasztható, mivel mindössze 7, illetve 6 közös faj ismeretes.

A pannon faunák részletes vizsgálata végeredményben három, jól elkülöníthető faunatársaságot eredményezett, amelyek szintbelileg is elválaszthatók.

1. A szarmatától szinte 100%-os faunaképváltozással határolható el az alsó-pannon. Az alsó-pannon jelentős számú szintben élő, regionális fajjal jellemezhető.

2. Az alsó-pannon a felső-pannon alsó részétől már nem olyan éles határ választja el, mint a szarmatától, de a faunaegyüttes itt még a dominancia-viszonyok figyelembevételével is biztos határt ad 25 regionális elterjedésű, szintben élő faj alapján.

3. A felső-pannon alsó része is elválasztható a felső-pannon felső részétől a faunaegyüttes és a fajok dominancia-viszonyainak figyelembevételével. Ezek alapján állapítottuk meg, hogy a *C. rhomboidea* dominanciáját kísérő fauna idősebb, mint a *Pr. vultskitsi*, vagy a *C. balatonica* dominanciáját kísérő fauna. A *C. rhomboidea*-s fauna egykorú a *C. ungula caprae*-s faunával. Ezt a Szászvár 13. fúrás és a szekszárdi szelvény faunájának összehasonlítása is biztosan igazolta. A két fauna azonos típusú; 17 közös, regionális elterjedésű fajuk van, de a szekszárdi faunában meglévő *C. rhomboidea*-t a szászvári faunában a *C. ungula caprae* helyettesíti.



1. ábra. Pannon üledékek elterjedése a Mecsekhegység közvetlen és távolabbi környékén

Jelmagyarázat: 1. alaphegység a felszínen, 2. felső-pannon felső része, 3. felső-pannon alsó és felső része, 4. felső-pannon alsó része, 5. alsó-pannon. — 6. Fúrás helye, 7. község

Abb. 1. Verbreitung der pannonischen Ablagerungen in der unmittelbaren und weiteren Umgebung des Mecsek-Gebirges
 Zeichenerklärung: 1. Grundgebirge an der Oberfläche, 2. oberer Teil des Oberpannon, 3. unterer und oberer Teil des Oberpannon, 4. unterer Teil des Oberpannon, 5. Unterpannon. — 6. Stelle der Bohrung, 7. Gemeinde

Рис. 1. Распространение паннонских отложений в окрестностях гор Мечек в узком и широком смысле

Легенда: 1. фундамент на поверхности, 2. верхи верхнего паннона, 3. нижняя и верхняя часть верхнего паннона, 4. низы верхнего паннона, 5. нижний паннон. — 6. Место сваяины, 7. село

A fúrasi adatokat a Mecsek-hegység tágabb környezetében (É felé a Balaton vonaláig, K-re a Dunáig) vettük figyelembe, mivel csak így lehetett a földtani történéseket nagyobb összefüggésekben rekonstruálni. Az 1. ábrán tüntettük fel a három elkülönített faunaegyüttes, ill. szint regionális elterjedését. A földtani fejlődéstörténet megismerése szempontjából az volt a fontos, hogy a fiatalabb pannon képződmények alatt hol van meg az alsó-pannon is, és hol hiányzik.

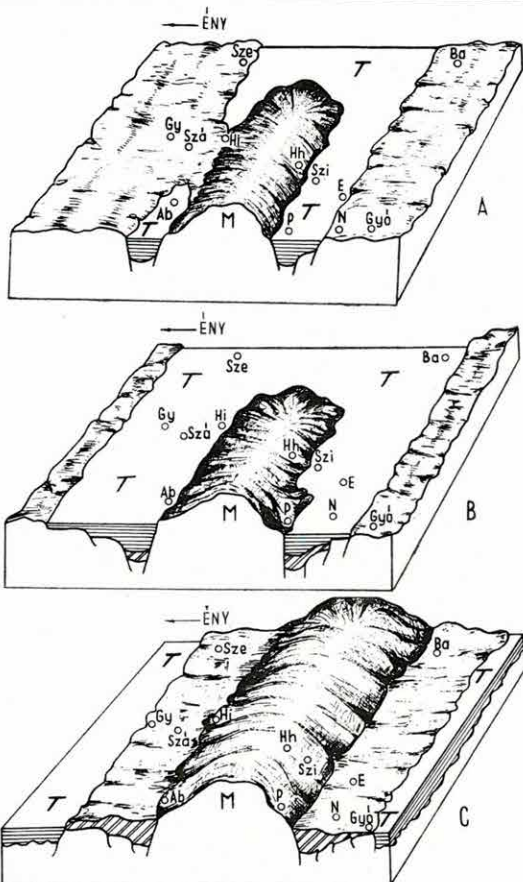
Az alsó-pannon csak a Mecsek közvetlen környékén van meg, távolabb Igal—Karád—Fonyód felé, illetve K-re az Alföld felé mutat kapcsolatot. A felső-pannon alsó része a Mecsek É-i és D-i oldalán sajátos szimmetrikus kifejlődésű. Faunája jellegzetes, Jugoszlávia és Románia felé egyaránt biztosan követhető és azonosítható. Távolabb É-ra (Györe, Szekszárd környékén) megvan a felső-pannon felső része is, míg D-en — eddigi adataink szerint — hiányzik.

A Kurdcsibrák—Szekszárd vonaltól északra már csak a legfelső pannon fejlődött ki (*Pr. vutskitsi*-s fauna), amely a mélyfúrások adatai szerint eocén, miocén, illetve paleozóos aljzatra települt.

A Mecsek környéki pannon földtani fejlődéstörténete hármas szakaszosságot mutat. A 2. ábrán igyekeztünk ezt vázlatosan feltüntetni. A három szakasz az alábbiakkal jellemezhető:

A) Alsó-pannon. A kréta óta szárazulaton levő Mecsekhegység központi része viszonylag gyengén kiemelkedett. A Szekszárd—Szászvár zóna ekkor még szárazulat volt, s a pannon tenger — a Hidas—Szászvár—Györe körüli „gát” kivételével — csaknem teljesen körülvette a Mecsek központi részét (2. ábra A.).

B) Felső-pannon alsó része. Megindult a központi hegység rész erőteljesebb kiemelkedése; ugyanekkor azonban a szekszárd—szászvár—hidasi zóna és a hegység déli részén is a közvetlen peremterület lesüllyedt, tenger alá került. A kiemelkedő hegység lepusztulását jelzik a peremi részek vastag kavicsrétegei. Az időszak folyamán már a peremrészek szakaszos kiemelkedése is kimutatható. Az üledékképződés közbeni mozgást É-on a Szászvár 13. fúrásban feltárt kb. 200 m



2. ábra. A Mecsekhegység pannon fejlődéstörténetének vázlatos tömbdiagramja

Jelmagyarázat: A = alsó-pannon, B = felsőpannon alsó része, C = felső-pannon felső része. — T = tengerrel borított terület, M = a Mecsekhegység központi része; földön vonalkázott rész = pannon üledékek. — Ab = Abaliget, Ba = Babarc, E = Ellend, Gy = Györe, Gyö = Gyöde, Hh = Hosszúhátény, Hi = Hidas, N = Nagyárpád, P = Pécs, Sze = Szekszárd, Szá = Szászvár, Szi = Szilág

Abb. 2. Schematisches Blockdiagramm der pannonischen Entwicklungsgeschichte des Mecsek-Gebirges

Zeichenerklärung: A = Unterpannon, B = unterer Teil des Oberpannons, C = oberer Teil des Oberpannons, T = durch Meer überflutetes Gebiet, M = mittlerer Teil des Mecsek-Gebirges; schraffiert gestrichelter Abschnitt = pannonische Ablagerungen

Рис. 2. Схематическая блок-диаграмма истории геологического развития гор Мечек в паннонское время

Легенда: А = нижний паннон, В = низы верхнего паннона, С = верхи верхнего паннона. — Т = область, покрытая морем, М = центральная часть гор Мечек; участок с косой штриховкой = паннонские отложения

vastagságú trachidolerit-agglomerátum, *C. ungula caprae*-s rétegek között és D-en Daniczpusztánál a legyezőszerűen szétterülő kavicsrétegek jelzik (2. ábra B.).

C) Felső-pannon felső része. A Szekszárd—Szászvár vonalon és a Mecsekhegység központi részén megszűnt az üledékképződés — a déli részen kisebb lokális tavakban még egy ideig folytatódott (Daniczpuszta: *C. balatonica*-s homok). A kurdesibrák—győrei vonalig a hegység peremvidéke kiemelkedett, az ettől É-ra levő tábla viszont lesüllyedt és itt csak most indult meg az üledékképződés *Pr. vutskitsi*-s faunával (2. ábra C.).

A komplex vizsgálatok alapján az intrapannon kéregmozgások ideje és jellege is pontosabban megállapítható:

1. A kéregmozgások nem az alsó- és felső-pannon között történtek (VADÁSZ 1935), hanem a felső-pannonon belül játszódtak el. Faunával ui. csak a felső-pannonon belüli mozgások igazolhatók.

2. A tartós szakaszos kéregmozgások eleinte csak a Mecsek központi részét érintették, később a peremterületeket is.

3. A kéregmozgások vergenciája, mint WEIN GY. (1961) is megállapította, a pannonban már É—D-i irányú. Lehetséges, hogy a régi ÉK—DNy-i irányú szerkezeti fővonalak és az erre merőleges szerkezeti vonalak eredőjeképpen alakult ki az É—D-i irány (SCHMIDT E. R. 1957).

4. A fejlődéstörténeti mozzanatok epirogenetikus jellegűek voltak.

Feltétlenül szükséges a pannonban a transzgresszió fogalom használatának felülvizsgálása is. Az itt kialakult tóvidék összeköttetése a tengerrel már a szarmata időszakban megszakadt. Ezután valódi transzgresszióról már nem beszélhetünk. Kétségtelen, hogy az alsó-pannon általában területnyeréssel települ a szarmatán. Ez utóbbi területnyerés már a Mecsekhegység közvetlen körzetén kívül esett, a hegység fokozódó kiemelkedése miatt. Jelentősebb területnyerés, amely nemcsak a parti zónát érintette, vagyis ami több, mint ingresszió, csak a felső-pannon felső részén alakult ki. Ha ezt a jelenséget gondosabban elemezzük, akkor azt látjuk, hogy az az úgynevezett transzgresszió is egy, a fauna alapján jól körvonalazható regressziós folyamat közben alakult ki. A *Congerina rhomboidea*-s, vagy *C. ungula caprae*-s mélyebb és sósabb vízi, nagytermetű fajokat tartalmazó faunatípussal szemben feltétlenül regressziót jelez a sekélyebb, kiédesedettebb vizű, kisebb fajokat tartalmazó *Prosodacna vutskitsi*-s fauna kifejlődése. A területnyerést a Mecsek kiemelkedése és a nagyterületű É-i táblarész lesüllyedése következtében előállott vízszétterülés okozta.

A Mecsek peremrészeinek főleg a felső-pannon alsó részébe tartozó homok- és kavicsrétegei csak részben abrázíós jellegűek; felhalmozódásukat elsősorban a Mecsek centrális részének kiemelkedése okozta. A kavicsrétegek morfológiai jellege tavi lerakódásra vall, s a homok- és kavics-

anyag kőzettani vizsgálata is azt igazolta, hogy ezek a helvét kavicsösszlet másodlagos átdolgozásával kerültek a pannóniai tóba.

Munkám további részében a Nagyárpád—Babarc vonaltól D-re eső pannóniai képződmények kifejlődését szeretném vizsgálni, mivel ez teljesen ismeretlen. Az eddigi vizkutató fúrások faunamentesek voltak (Boly 1. fúrás). Kérdéses, hogy a D-i rész fejlődése hasonló volt-e a Szekszárd—Szászvár vonaltól É-ra levő területek fejlődéséhez, ahol csak a legfelső pannon üledékek ismeretesek, vagy kialakulásának mozzanatai bonyolultabbak és itt már a jugoszláv területen észlelt fiatal mozgások hatása is kimutatható. E kérdést eldöntő faunaanyagot talán a jövőben átnézésre kerülő uránérckutató fúrásokból kapunk, vagy esetleg az újabb felszíni feltárások szolgáltatnak ilyen adatokat.

IRODALOM

- BARTHA F. 1956: A tabi pannóniai korú fauna. — Földt. Int. Évk. **45.** 3.
- BARTHA F. 1959: Finomrétegtani vizsgálatok a Balaton környéki felső-pannon képződményeken. — Földt. Int. Évk. **48.** 1. pp. 1—191.
- BÖCKH J. 1876: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. — Földt. Int. Évk. **4.** 4. pp. 129—287.
- FERENCZY I. 1937: Adatok a pécskörnyéki harmadkori medencerész földtani viszonyainak ismeretéhez. — Földt. Int. Évi Jel. 1929—32. évről. pp. 365—408.
- GILLET, S. 1943: Les Linnocardiidés des Couches à Congeries de Roumanie. — Mem. Inst. Geol. al Roumaniei, **4.** pp. 1—118.
- GÓCZÁN F. 1961: A dunántúli és az alpi triász csigafaunák rétegtani értékelése. — Földt. Int. Évk. **49.** 2. pp. 303—312.
- KERTAI GY. 1957: A magyarországi medencék és kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján. — Földt. Közl. **87.** 4. pp. 313—394.
- LÖRENTHEY I. 1893: A szekszárdi, nagymányoki és árpádi felsőpontusi lerakódások és faunájok. — Földt. Int. Évk. **10.** 4.
- PAPP, A. 1951: Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. — Mitt. d. D. Geol. Ges. in Wien **44.**
- SCHMIDT E. R. 1957: Geomechanika. — Budapest.
- STEVANOVIČ, P. M. 1951: Pontische Stufe im engeren Sinne. — Obere Congerien-Schichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete. — Monographie. Serbische Akad. d. Wiss. **187.** 2. pp. 1—361. Beograd.
- STRAUSZ L. 1942: A Dunántúl középső részének pannonkorú rétegei. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. **35.** P. Min. Geol. Pal. pp. 1—102.
- SÜMEGHY J. 1939: A győri medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. — Földt. Int. Évk. **32.** 2. pp. 67—157.
- SZÉLES M. 1961: Az alsó-pannóniai medenceüledék puhatestű faunája. — Kézirat.
- VADÁSZ E. 1936: A Mecsekhegység. — Magyar Tájak Földtani Leírása, I.
- WEIN GY. 1961: A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti Mecsekben. — Földt. Int. Évk. **49.** 3. pp. 759—768.

BIOSTRATIGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG DER PANNONISCHEN ABLAGERUNGEN DES MECSEK-GEBIGES UND SEINER WEITEREN UMGEBUNG

VON
F. BARTHA

Durch Klärung der Artdauer der wichtigsten pannonischen Arten und unter Berücksichtigung ihrer Dominanzverhältnisse kann man im Mecsek-Gebirge und seiner Umgebung das Unterpannon und — auf Grund ihrer charakteristischen Faunengemeinschaft — den unteren und oberen Teil des Oberpannons absondern. Man kann feststellen, dass die *Prosodacna vutskitsi* enthaltende Fauna jünger ist als die mit *Congerina rhomboidea*: letztere ist mit der durch die *Congerina unguia caprae* gekennzeichnete Fauna (Tafel 1.) gleichalt.

Mittels Auswertung von Angaben der Tiefbohrungen und der regionalen Verbreitung der abgesonderten Horizonte (Abb. 1) ist das Mecseker Pannon in drei entwicklungsgeschichtliche Phasen einzuteilen (Abb. 2). Man kann feststellen, dass die pannonischen Bewegungen nicht zwischen dem unteren und oberen Pannon, sondern in dem oberen Pannon stattgefunden haben.

Die sich auf dem Randgebiete des Mecsek-Gebirges angehäuften Schotterebenen sind, als Folge einer intensiven Hebung des zentralen Gebirgsteiles, durch die Zulagerung der helvetischen Schotterdecke in den Pannonischen See geraten.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПАННОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОР МЕЧЕК И ОКРУЖАЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ

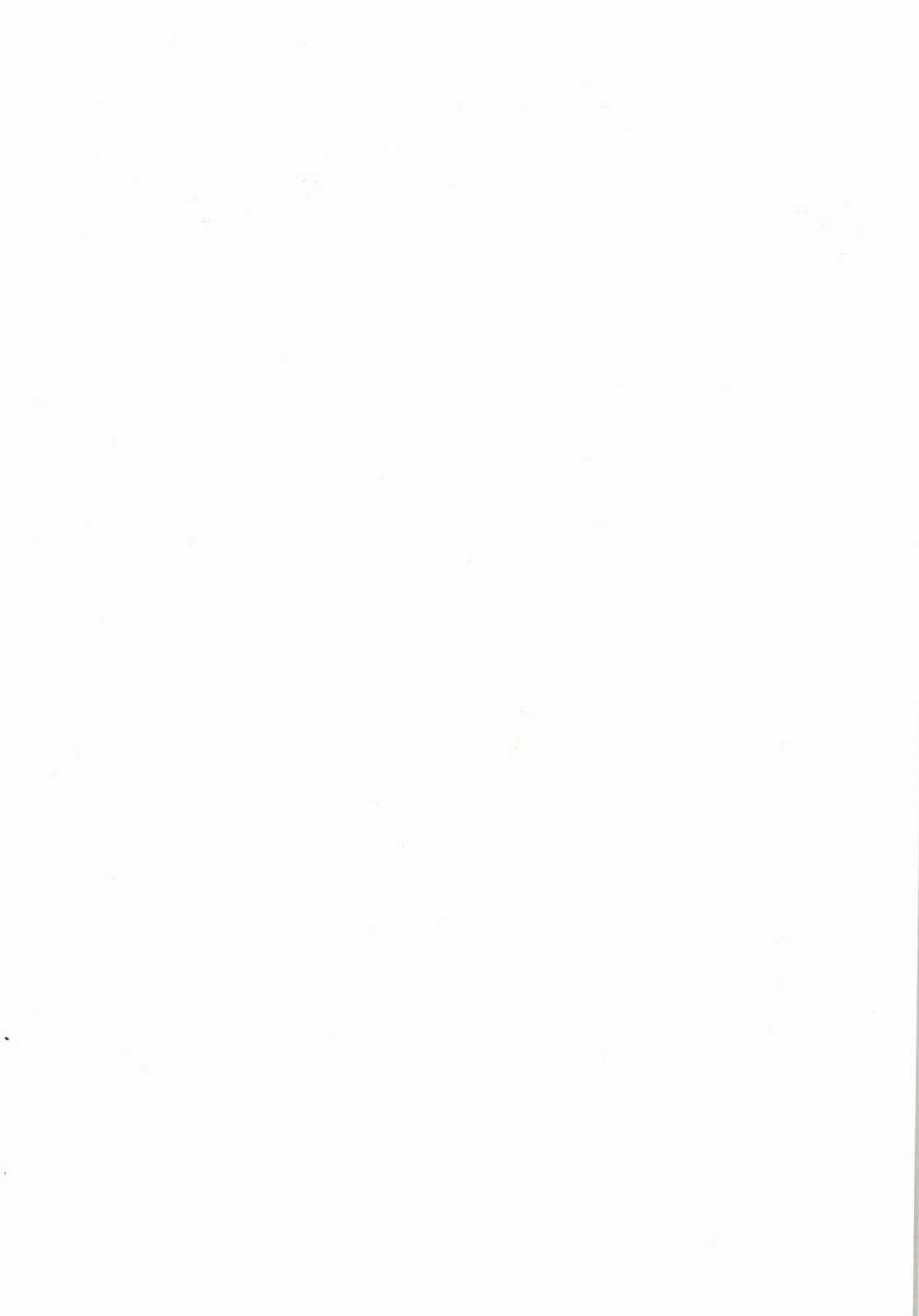
Ф. БАРТА

Путем выяснения продолжительности существования важнейших пannonских видов и учитывая условия преобладания их в горах Мечек и в их окрестности, удалось выделить нижний отдел паннона, а также нижнюю и верхнюю части верхнего паннона. Основанием выделения их послужили содержимые в них характерные сообщества фауны. Можно установить, что фауна с *Prosodacna vutskitsi* моложе чем фауна с *Congerina rhomboidea*, являющаяся одновозрастной с фауной охарактеризованной наличием *Congerina unguia caprae* (таблица 1).

При помощи буровых данных и проверки регионального распространения выделенных горизонтов (рис. 1) пannonские отложения гор Мечек могут быть подразделены на три этапа с точки зрения истории их геологи-

ческого развития (рис. 2). Следует отметить, что паннонские движения имели место не на границе между нижним и верхним панноном, а во время верхнего паннона.

Слои галек, накопившиеся на окраинах гор Мечек, были внесены в паннонское озеро благодаря переотложению гельветского галечникового покрова, происшедшему вследствие интенсивного поднятия центральной части массива.



A MECSEKHEGYSÉG HELVÉT—TORTON FLÓRÁJA*

Írta: PÁLFALVY ISTVÁN

A Magyar Tudományos Akadémia Földtani Bizottsága megelőző flóravizsgálataim után feladatomul tűzte ki a mecseki középső-miocén üledékek ősnövényanyagának feldolgozását.

E területen már a múlt század hetvenes éveiben történtek alkalomszerű gyűjtések (STAUB 1878, 1882).

A kutatási módszerek fejlődése azóta mind a vizsgálat részletességét, mind szempontjait tekintve olyan nagy változáson ment át, hogy mindenképpen szükségessé vált újabb gyűjtések alapján a korszerű feldolgozás. Indokolt továbbá azért is, mert népgazdaságilag fontos területeink komplex vizsgálata keretében a Mecsekhegység részletes újratérképezése, földtani képződményeinek korszerű, mindenre kiterjedő vizsgálata ma a legfontosabb feladatot jelenti.

A kutatások célkitűzése a flóraösszetétel rögzítése alapján, az egykori őségajlati, életföldtani tényezők, a térszíni és vegetációs viszonyok megállapítása, végső fokon az ősföldrajzi körülmények megismerése volt.

A tanulmányozott és meghatározott növénymaradványok a Mecsekhegység középső-miocén rétegeiből származnak.

A mélyebb szintek flóraanyaga Szászvár, Nagymányok, Váralja környékén a konglomerátum, tarkaagyag és homokos kavicsképződmények közé települt riolittufából, agyagmárgából (szárazföldi, tavi-mocsári szakasz) került elő. Az üledékösszlet középső és felső részét zömmel a magyaregregyi, mecseknádasdi, komlói halpikkelyes agyagmárga- és tufit-rétegek (csökkentsős-édesvízi szakasz) ősnövényi anyaga képviseli. A fiatalabb flóra pedig főleg a magyaregregyi slír kifejlődésből (tengeri szakasz) származik. Ezekon kívül a hidasi tortonai barnakőszénösszletben (csökkent sósvízi-édesvízi szakasz) is található növénymaradványok.

A megvizsgált ősmaradványokat folyamatosan szintek szerint és ezen belül rétegenként gyűjtöttem és a flóraelemek megoszlását is ki-

* A Mecsekhegység középső-miocén flórája c. kandidátusi értekezés tézisei.

értékeltem. A makroflóra feldolgozásában a rétegek szerinti százalékos értékelés jelentős új megállapításokhoz vezetett:

I. A feldolgozott növénymaradványok 86 családba, 178 nemzetségbe és 280 fajba sorolhatók:

C H R Y S O P H Y T A :

Coscinodiscaceae: *Melosira granulata* (EHR.) RALFS, *Melosira sol* (EHR.) KÜTZ., *Melosira* sp. 1, *Melosira* sp. 2, *Melosira* sp. 3, *Stephanodiscus meese-kensis* HAJÓS, *Coscinodiscus pannonicus* HAJÓS, *Coscinodiscus pannonicus* f. *minima* HAJÓS, *Coscinodiscus pannonicus* f. *parva* HAJÓS, *Anisodiscus hungaricus* HAJÓS, *Anisodiscus pantocsekii* GRUN., *Eupodiscaceae*: *Actinocyclus ehrenbergii* RALFS var. *meesekensis* HAJÓS, *Actinocyclus ehrenbergii* var. *parva* HAJÓS, *Fragillaria lanceolata* BREB. var. *elliptica* CLEVE, *Naviculaceae*: *Diploneis ovalis* (HILSE) CLEVE, *Navicula jimboi* PANT., *Navicula* sp. 1, *Navicula* sp. 2, *Cymbella vegeta* PANT., *Gomphonema intricatum* KÜTZ., *Nitzschiaceae*: *Hantzschia amphioxys* (EHR.) GRUN., *Nitzschia frustulum* (KÜTZ.) GRUN.

C H L O R O P H Y T A :

Characeae: *Chara sadleri* UNG., *Tectochara* sp. 1, *Tectochara* sp. 2, *Rhabdochara* sp., *Sphaerochara* sp., *Charophyta* sp.

R H O D O P H Y T A :

Rhodophyceae: *Archeolithotamnium* sp., *Lithothamnium* sp., *Mesophyllum* sp.

M Y C O P H Y T A :

Sphaeriaceae: *Sphaeria interpungens* HEER, *Xylomites zizyphi* ETT., *Fungi* sp. (spora; typi varii)

B R Y O P H Y T A :

Jungermanniaceae: *Jungermannites pulcher* SAP., *Eubrineae*: ?*Mnium* sp., *Hypnum* sp.

P T E R I D O P H Y T A :

Lycopodiaceae: *Lycopodium* sp. (spóra), *Selaginellaceae*: *Selaginella* (spóra), *Equisetaceae*: *Equisetum* sp., *Equisetum* sp. (spóra), *Osmundaceae*: *Osmunda heerii* GAUD., *Osmunda* sp. (spóra), *Schizaeaceae*: *Aneimia* sp. (spóra), *Lygodium gaudini* HEER, *Lygodium* sp. (spora; typi varii), *Gleicheniaceae*: *Gleichenites hungaricus* PÁLFALVY n. sp., *Gleicheniaceae* (spóra), *Polypodiaceae*: *Woodwardites* sp., *Polypodium* sp., *Pteris pennaeformis* HEER, *Pteris* sp., *Asplenium* sp., *Aspidium* sp., *Cyclosorus fischeri* (HEER) KOL., *Cyclosorus stiriacus* (UNG.) CHENG et TAKHT, *Polypodiaceae* sp., *Polypodiaceae* (spora, typi varii), *Salviniaceae*: *Salvinia formosa* HEER

G Y M N O S P E R M A E :

Ginkgoaceae: *Ginkgo adiantoides* UNG., *Ginkgo* sp. (pollen), *Podocarpaceae*: *Podocarpus* sp. (pollen), *Pinaceae*: *Pinus heptos* (UNG.) HEER, *Pinus palaeostrobos* ETT., *Pinus praesilvestris* ETT., *Pinus taedaeformis* (UNG.) HEER, *Pinus* sp. (sem. et pollen; typi varii), *Picea* sp. (pollen), *Larix* sp. (pollen), *Tsuga* sp. (pollen), *Abies* sp. (pollen), *Keteleeria rhenana* KR., *Keteleeria* sp. (pollen), cf. *Pseudolarix smidgeni* KR., *Cedrus miocenica* LAUBY, *Cedrus* sp. (pollen), *Taxodiaceae*: *Taxodium dubium* (STERNB.) HEER (fol. et con.), *Taxodioxyton taxodii* GOTHAN, *Taxodioxyton gypsaceum* KR., *Sequoia langsdorfii* (BRONGT.), *Glyptostrobus europaeus* (BRONGT.) HEER, *Glyptostroboxyton tenerum* CONVENTZ, *Taxodiaceae* (pollen; typi varii), *Sciadopitys* sp. (pollen), *Cunninghamia* sp.

(fol. et pollen), *Cupressaceae*: *Libocedrus salicornioides* UNG., *Tetraclinis brongniartii* ENDLICH., *Ephedraceae*: *Ephedrites soltzkianus* UNG., *Ephedra* sp. (pollen)

ANGIOSPERMAE:

Magnoliaceae: *Magnolia diannae* UNG., *Kadsura breddini* WLD., *Magnoliaceae* (pollen), *Lauraceae*: *Laurophyllum reussii* ETT., *Laurophyllum princeps* (HEER) KR. et WLD., *Lauroxylon vadászi* GREGUSS, *Persea speciosa* HEER, *Daphnogene* sp., *Actinodaphne germari* HEER, *Cinnamomophyllum lanceolatum* (UNG.) HANTKE, *Cinnamomophyllum polymorphum* (A. BR.) KR. et WLD., *Cinnamomophyllum rossmässleri* (HEER), *Cinnamomophyllum scheuchzeri* (HEER) KR. et WLD., *Cinnamomophyllum spectabile* (HEER), *Litsea* sp., *Lindera paucinervis* (HEER) FR. MAYER, *Lindera neglecta* WLD., *Lindera rottensis* WLD. (flos.), „*Persoonia*” *laurina* HEER, *Sassafras germanica* HEER, *Lauraceae* (pollen), *Menispermaceae*: *Cocculus latifolius* SAP., *Menispermaceae* (pollen), *Nymphaeaceae*: *Nymphaeaceae* (pollen), *Ceratophyllaceae*: *Ceratophyllum hungaricum* PÁLFALVY, *Hamamelidaceae*: *Hamamelis mecsekensis* PÁLFALVY, *Liquidambar europaea* A. BR., *Liquidambar* sp., *Liquidambar* sp. (pollen), *Parrotia fagifolia* (GOEPP.) HEER, *Platanaceae*: *Platanus* sp. (pollen), *Rosaceae*: *Spirea* sp., *Crataegus* sp., *Prunus* cf. *deperdita* HEER, *Pyrus mini* UNG., *Mimosaceae*: *Acacia parschlungiana* UNG., *Caesalpiniaceae*: *Caesalpinites macrophyllus* HEER, *Cercis antiqua* SAP., *Cercis* cf. *miochinensis* HU et CHANEY, *Ceratonia emarginata* A. BR., *Cassia ambigua* UNG., *Cassia lignitum* UNG., *Cassia phaseolites* UNG., *Papilionaceae*: *Physolobium eltingshauseni* STAUB, *Pterocarpus hofmannii* STAUB, *Pterocarpus oligocenicus* ENGELH., *Podogonium oehningense* (KOENIG) KIRCHH., *Dalbergia mecsekensis* (ANDREÁNSZKY), *Dalbergia phleboptera* SAP., *Sophora europaea* UNG., *Robinia elliptica* SAP., cf. *Robinia regeli* HEER, *Leguminocarpon* sp. 1., *Leguminocarpon* sp. 2., *Leguminosae* (pollen)-*Thymelaeaceae*: *Daphne radobojana* UNG., *Daphne* sp. (pollen), *Nyssaceae*: *Nyssa disseminata* (LUDW.) KIRCHH., *Nyssa europaea* UNG., *Nyssa* sp. (pollen), *Myrtaceae*: *Myrtus* sp., *Myrtaceae* (pollen), *Combretaceae*: *Terminalia* sp., *Haloragaceae*: *Myriophyllum* sp. (pollen), *Rutaceae*: *Pteleacarpum bronni* (UNG.) WLD., *Simaroubaceae*: *Ailanthus confucii* UNG., *Ailanthus* sp. (foliola), *Meliaceae*: *Cedrela* sp. (sem.), *Meliaceae* (pollen), *Malpigiaceae*: *Banisteria helvetica* HEER, *Coriariaceae*: *Coriaria loclensis* HEER, *Anacardiaceae*: *Pistacia* cf. *rottensis* WLD., *Rhus heufleri* HEER, *Rhus pyrrhae* UNG., *Rhus* sp. (pollen), „*Embothrites*” *borealis* UNG., *Aceraceae*: *Acer decipiens* A. BR., *Acer inaequilobum* KOV., *Acer mecsekense* ANDREÁNSZKY, *Acer productum* GOEPP., *Acer* sp. (cf. *A. trilobatum* (STEG.) A. BR.) (fruct.), *Acer* sp. (fruct. et pollen; typi varii), *Sapindaceae*: *Sapindus falcifolius* A. BR., *Aquifoliaceae*: *Ilex berberidifolia* HEER, *Ilex* sp. 1., *Ilex* sp. 2., *Ilex* sp. (pollen), *Celastraceae*: *Elaeodendron helveticum* HEER, *Celastrus pyrrhae* ETT., *Cyrtillaceae*: *Cyrtilla hungarica* PÁLFALVY, *Cyrtilla* sp. (pollen), *Rhamnaceae*: *Rhamnus eridani* UNG., *Rhamnus brevifolius* A. BR., *Zizyphus ovata* WEB. (flos), *Zizyphus paradisiaca* (UNG.) HEER, *Zizyphus zizyphoides* (UNG.) WLD., *Zizyphus liliifolius* HEER, *Berchemia multinervis* (A. BR.) HEER, *Berchemia varifolia* (WEB.) WLD., *Ceanothus ebuloides* WEB., *Vitaceae*: *Tetrastigmophyllum hungaricum* ANDREÁNSZKY, *Tetrastigmophyllum rottensis* WLD., *Vitis teutonia* A. BR., *Cornaceae*: *Cornus graeffi* (HEER) HANTKE, *Cornus rhamnifolia* WEB., *Cornaceae* (pollen), *Viburnum* sp., *Caprifoliaceae* (pollen), *Tiliaceae*: *Tilia milleri* ETT., *Tilia* sp. 1., *Tilia* sp. (pollen), *Sterculiaceae*: *Sterculia deperdita* ETT., *Oleaceae*: *Frazinus* sp. (pollen), *Apocynaceae*: *Apocynophyllum lanceolatum* UNG., cf. *Apocynophyllum plumieriaefolium* ETT., *Apocynophyllum reussii* ETT., *Plumeria nerefifolia* WEES. et WEB., *Ignoniaceae*: *Ignoniacarpum catalpaeforma* ANDREÁNSZKY, ? *Tecoma* sp. (flos), *Dilleniaceae*: *Dilleniacarpum rottense* WLD., *Dillenia* sp., *Ericaceae*: *Leucothoe protogaea* UNG., *Vaccinium rottense* WLD., *Ericaceae* (pollen), *Santalaceae*: *Santalum salicinum* ETT., *Chenopodiaceae*: *Chenopodium* sp. (pollen), *Myrsinaceae*: *Myrsine endymionis* UNG., *Myrsine doryphora* UNG., *Myrsine formosa* HEER, *Myrsine* sp., *Pleiomeropsis rottensis* WLD., *Sapotaceae*: *Achras pitecobroma* UNG., *Mimu-*

sops hungarica ANDREÁNSZKY, *Chrysophyllum nervosissimum* WEB., *Chrysophyllum reticulosum* ROSSM., ? *Sideroxylon salicites* (WEB.) WLD., *Bumelia oreadam* UNG., Sapotaceae (pollen), Ebenaceae: *Diospyros brachisepala* (A. BR.) HANTKE, *Diospyros paradisiaca* ETT., *Diospyros palaeoega* ETT., *Diospyros* sp. (pollen), Styracaceae: *Styrax* cf. *officinalis* L., Symptlocaceae: *Symptlocos lignitarum* (QUENSTEDT) KIRCHH., Polygonaceae: *Polygonum cardiacarpum* HEER, Moraceae: *Ficus giebleri* HEER, *Ficus haynaldiana* STAUB, *Ficus persequens* ETT., *Ficus reussii* ETT., *Ficus wetterawica* ETT., *Ficus* sp., Ulmaceae: *Ulmus carpinoides* GOEPP., *Ulmus longifolia* UNG., *Ulmus* sp., *Ulmus* sp. (fruct. et pollen; typi varii), *Hemiptelea* sp., *Zelkova ungeri* (ETT) KOV., *Zelkova praelonga* (UNG.) BERGER, *Zelkova* sp. (pollen), *Celtis hungarica* PÁLFALVY, *Celtis miocenica* PÁLFALVY, *Celtis* sp. (pollen), *Betulaceae*: *Carpinus grandis* UNG. (fol. et fruct.), *Carpinus kisseri* BERGER (fruct.), *Carpinus neilreichii* KOV. (fruct.), *Carpinus* sp. (amentum femineum), *Carpinus* sp. (fruct. et pollen; typi varii), *Ostrya atlantidis* UNG. (fruct.), *Ostrya* sp. (pollen), *Corylus insignis* HEER, *Corylus* sp. (pollen), *Betula prisca* ETT., *Betula subpubescens* GOEPP., *Betula* sp. (amentum masculinum), *Betula* sp. (sem. et pollen), *Alnus feroniae* (UNG.) CZ., *Alnus gracilis* UNG., *Alnus palaeojaponica* WLD., *Alnus* sp., *Alnus* sp. (pollen), *Fagaceae*: *Fagus attenuata* GÖPP., *Fagus deucalionis* UNG., *Fagus* sp., *Fagus* sp. (pollen), *Castanea* cf. *atavia* UNG., *Castanea* sp., *Castanea* sp. (pollen), *Castanopsis decheni* (WEB.) KR. et WLD., *Castanopsis andreánszkyi* PÁLFALVY, *Castanopsis* sp., *Castanopsis* sp. (pollen), *Quercus böckhii* STAUB, *Quercus kubinyi* (KOV.) CZ., *Quercus mediterranea* UNG., *Quercus neriifolia* A. BR., *Quercus sprengeli* HEER, *Quercus tenerrima* WEB., *Quercus waldensis* HEER, *Quercus* sp. (pollen, typi varii), *Juglandaceae*: *Juglans acuminata* A. BR., *Juglans sieboldiana* MAX. FOSS. NAT., *Juglans ventricosa* (STERNB.) BRONGT., *Juglans* sp. (drupa et sem.), *Juglans* sp. (pollen), *Pterocarya denticulata* (WEB.) HEER, *Pterocarya castaneaeifolia* (GOEPP.) SCHLECHT. (fruct.), *Pterocarya* sp. (pollen), *Carya bilinica* UNG., *Carya serraefolia* (GÖPP.) KR., *Carya* sp. (pollen), *Engelhardtia macroptera* (BRONGT.) ETT., *Engelhardtia* sp. (fol.), *Engelhardtia* sp. (pollen, typi varii), *Myricaceae*: *Myrica acuminata* (UNG.) SAP., *Myrica integerrima* KR. et WLD., *Myrica lignitum* (UNG.) SAP., *Myrica limburgensis* KR. et WLD., *Myrica longifolia* UNG., *Myrica macrodurensis* KR. et WLD., *Myrica pseudolignitum* KR. et WLD., *Myrica sagoriana* ETT., *Myrica serotina* (HEER) HANTKE, *Myrica* sp. (pollen; typi varii), *Salicaceae*: *Populus balsamoides* GOEPP., *Populus latior* A. BR., *Populus* sp., *Salix angusta* A. BR., *Salix media* A. BR., *Salix rottensis* WLD., *Salix* sp. (pollen). *Zosteraceae*: *Potamogeton* sp. (pollen), *Liliaceae*: *Smilax grandifolia* UNG., *Smilax obtusangulata* HEER, *Smilax reticulata* HEER, *Smilax* sp., *Dioscoreaceae*: *Asterocalyx stiriacus* ETT., *Musaceae*: *Musophyllum* sp., *Cyperaceae*: *Poacites aequalis* ETT., *Cyperites* sp., *Cyperaceae* indet. *Gramineae*: *Arundo goeppertii* (MÜNST.) HEER, *Phragmites oeningensis* A. BR., *Cyperus rhapifolia* (STERNB.) TAKHT. *Sabal major* UNG., *Phoenicites* sp., *Palmacites daemonorops* (UNG.) HEER, *Palmae* (pollen).

2. Az ősmaradványegyüttesben a zárwatermők uralkodnak, különösen gyakoriak a *Cinnamomum*, *Carya*, *Myrica* fajok és a hüvelyesek (*Caesalpiniaceae*, *Papilionaceae*). A fenyőfélék szubdominánsak. Közülük a *Glyptostrobis* és a *Pinus* nemzetség maradványai a leggyakoribbak. A harasztok szórványos leletek. Legtöbb példány a *Polypodiaceae* családba tartozik. Az *Osmundaceae*, *Schizaeaceae* és *Gleicheniaceae* családokat csak egy-egy példány képviseli.

3. Az ismert hazai miocén flórák közül ez az ősmaradványegyüttes az egertihaméri, andornaktályai és szurdokpüspöki flóraegyütteshez áll közel.

4. A meghatározott ősnövények faji összetétele a Paratethys terü-

letén és környezetében főleg a Bécsi-, Gráci-, Zágrábi-medencék és a Belgrádtól DDK-re fekvő lelőhelyek egykorú, vagy közel egykorú flóra-együtteséhez hasonlít.

5. A nagyobb kiterjedésű miocén tenger lassú visszahúzódása és az éghajlat mérsékelttérre válása következtében a helvét emeletben a trópusi elemek száma már erősen csökken. Az idősebb harmadidőszak flórákhoz viszonyítva a flóra arculatában új fejlődési szakaszt jelent a mediterrán rokonságú szárazságtűrő és a mérsékelt égövi lombhullató elemek elszaporodása.

6. Az összehasonlításhoz számbajövő ma élő fajok különböző társulásokban, egymástól távoli területeken (Ázsia és Észak-Amerika DK-i részén, a Földközi-tenger környékén és a Kaukázus meleg-mérsékelt, szubtrópusi területein) élnek.

7. A mecseki középső-miocén erdők növényvilága a mai szubtrópusiakénál változatosabb volt. Következésképpen az összehasonlítható flóra-együttesek egyikével sem azonosítható teljesen. Legtöbb ma élő megfelelő faj Kelet-Ázsia kínai—japáni flóraterületének szubtrópusi nedves erdőiben él. A mérsékelt égöviek inkább a mai észak-amerikai fajokkal rokonok.

8. Az ősmaradványegyüttes térszín- és talajnedvességigényének figyelembevételével, a vizsgált flóra az alábbi, egykori növénytársulások jelenlétére enged következtetni:

Nedves talajú növénytársulások:

Hínár és egyéb vízi vegetáció
Mocsári fűnemű vegetáció
Mocsár- és láperdők
Ligeterdők

Száraztalajú fás növénytársulások:

Babérlevelű erdők
Lombhullató erdők

9. Az algák, tündérrózsafélék (*Nymphaeaceae*) és hínárok (*Ceratophyllum*, *Myriophyllum*, *Potamogeton*), a nád- és gyékényfélék (*Phragmites*, *Typha*) a fűnemű parti és vízi társulásokat képviselik. *Glyptostrobus*, *Nyssa*, *Myrica*, *Cyrilla* lapályos térszínen erdős, bokros lápokot alkottak. A partok mentén ligeterdők (*Liquidambar*, *Populus*, *Salix*), majd távolabb kisebb-nagyobb kiterjedésű völgytalperdők (*Sequoia*, *Libocedrus*), a magasabb térszínen babérlevelű erdők lehettek. A szárazabb, nyíltabb helyeken keménylevelűek és a hüvelyesek (*Caesalpiniaceae*, *Papilionaceae*) fajai éltek. A dombos, hegylábi és a mainál magasabb közephegységi térszínen fenyőkből, lombhullató elemekből és különböző örökzöldekből álló mezofil vegyes erdők tenyésztek.

10. A középső-miocénben a pálmák és egyéb trópusi elemek előfordulása, a babérlevelűek uralma, továbbá a mérsékelt égövi elemek jelen-

léte kiegyenlített, csapadékos, monszunszerű klímára vall. Ezen az éghajlaton a leghidegebb hónap középhőmérséklete 8—13 C°, a legmelegebb hónapé 25—28 C°, az abszolút minimum —3 — +4 C°, az évi csapadék mennyisége 1000—1500 mm között szakaszosan váltakozott.

11. A rétegenként gyűjtött növénymaradványok egymásutánja földtani szelvényünkben, az egykor élt társulások időbeli változását is jelezve, lehetővé teszi a réteggösszletnek szintekre, vegetációtípusokra való tagolását.

Az üledékgösszlet mélyebb szintjeiben nagyrészt édesvízi, tavi-mocsári, ártéri elemek uralkodnak. Ezek közül a csillárka-félék (*Characeae*), egyes páfrányok, a *Glyptostrobus*, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Carya* fajok, továbbá a gyékény- és nádfélék említhetők. A távolabbi területek növényeit a *Fagaceae* család és a különböző fenyők képviselik.

Az üledékgösszlet középső részén nedvességekedvelő tengerpart-közeli mocsári, a parttól távolabb babérlevelű, a szárazabb térszínen fenyőkkel kevert lombhullató vegetációtípusok tenyésztek. Jellemzőek a *Taxodiaceae* és *Lauraceae*, a *Caesalpiniaceae*, *Papilionaceae*, *Myrsinaceae*, *Sapotaceae* és *Myricaceae*, továbbá a *Moraceae*, *Simaroubaceae*, *Juglandaceae* családok egyes nemzetségei, illetve fajai. Ezekon kívül egyes trópusi-szubtrópusi formák és a pálmák említhetők.

A legfelső rész képződményeiben az eddig ismertetett flóraelemek egy részének kimaradása, illetve gyérülése mellett előtérbe kerülnek a *Fagaceae*, *Betulaceae*, *Salicaceae* családok képviselői, tehát inkább mérsékelt égövi, nagyrészt lombhullató fák, továbbá különböző termőhelyet igénylő fenyők.

12. Az egyes rétegek növényanyaga alapján megállapítható, hogy az üledékképződési szakasz kezdetén a peremeken a szárazföldi-édesvízi szakaszban sekélyvízű, mocsaras, lápos területek alakultak ki, helyenként jelentős nyílt vízfelülettel. A láposodás mértékét, a növényi tenyészet kifejlődését, az egyes láptípusok változását a medencefenék ingadozása, az üledékszállítás mennyisége és ezzel kapcsolatban a feltöltődés mértéke is befolyásolta. A mocsári-lápi vegetáció időszakos fellépése Váralja, Mecseknádasd, Komló és Magyaregregy környékén helyi jellegű, fás barnakőszénképződmények keletkezésére vezetett.

A következő szakaszban az üledékanyag és faunakép tavi képződmények mellett csökkentsósvízű lagunák kialakulására utal.

A helvéri időegység legvégén az egyes részmedencék között a mélyebb területeken összeköttetés létesült, majd a transzgresszió fokozódásával azokat nyílt tengervíz borította el. A fokozatos tengerelöntés következtében általában növényi maradványoktól mentes, sekélytengeri, nyíltvízi üledékek jöttek létre.

13. A nedvesebb, illetve szárazabb térszínre utaló, változó növénymaradvány-együttesek az egykori térszín tagoltságára és időben is változó voltára utalnak.

14. A tengeri fauna alapján mediterrán miocén provinciába tartozó egertihaméri, andornaktályai előfordulások, továbbá a Gráci- és Bécsi-medence peremi területeinek és a Belgrádtól DK-re eső lelőhelyek flóráival történt összehasonlítás alapján a mecseki ősmaradványegyüttes — a hidasi tortonai flóra kivételével — a helvétii emeletbe sorolható.

Összefoglalásként megállapítható, hogy a növénymaradványos középső-miocén képződmények ősnövénytanai és üledékföldtani vizsgálata alapján, a fáciesviszonyok figyelembevételével, a vegetáció-típusok egymásutánja a következő:

I. Szubtrópusi babérlevelű és vegyes fás társulások: *Cinnamomum*, *Myrica* dominanciájával, a *Caesalpiniaceae*—*Papilionaceae*—*Myrsinaceae*—*Fagaceae*—*Juglandaceae* családok szubdominanciájával, trópusi flóraelemekkel, pálmákkal.

a) Tavi-mocsári vegetáció (szárazföldi, édesvízi szakasz): a *Taxodiaceae* család uralmával, *Aneimia*, *Gleichenia* páfrányokkal és a szárazabb termőhelyeken *Cinnamomum*, *Castanopsis*, *Quercus*, *Engelhardtia* fajokkal.

b) Száraztérzszíni, helyenként mocsári-lápi társulások (csökkentésvízi—édesvízi szakasz): *Taxodiaceae*, *Lauraceae*—*Papilionaceae*—*Caesalpiniaceae*—*Juglandaceae*—*Myricaceae* családok képviselőivel, *Zizyphus*, *Myrsine*, *Mimusops*, *Dilleniaecarpum*, *Tetrastigmophyllum* maradványokkal, pálmákkal.

II. Szubtrópusi vegyes-erdők: *Taxodiaceae*—*Ulmaceae*—*Betulaceae*—*Fagaceae* családok uralmával, hüvelyesekkel, a *Rhamnaceae* és *Juglandaceae* családok képviselőivel, a trópusi elemek szórványos előfordulásával.

a) Parttól távolabbi, hegylábi, ártéri növényzet (tengeri szakasz): fiatalabb típusú *Fagaceae*—*Betulaceae*—*Juglandaceae* fajokkal.

b) Mocsári, völgytalpi vegetáció (csökkentésvízi—édesvízi szakasz): *Taxodiaceae*—*Myricaceae* családok uralmával, lágyszárú növényekkel.

DIE HELVETISCH—TORTONISCHE FLORA DES MECSEK- GEBIRGES*

von

I. PÁLFALVY

Die untersuchten und bestimmten Pflanzenreste stammen aus den mittelmiozänen Schichten des Mecsek-Gebirges.

Das Pflanzenmaterial der tieferen Horizonte wurde aus dem zwischen Konglomerat, bunten Ton und sandigen Schotter eingelagerten

* Thesen der „A Mecsekhegység középső-miocén flórája“ betitelt Kandidateur-Dissertation des Verf.

Rhyolittuff und Tonmergel (terrestrische, See- und Sumpffphase) in der Umgebung von Szászvár, Nagymányok, Váralja zutage gefördert. Der mittlere und obere Teil des Sedimentkomplexes wird grösstenteils durch den Fossilinhalt des Fischschuppen-Tonmergels und der Tuffschichten von Magyaregregy, Mecseknádasd und Komló (brackisch-limnische Phase) vertreten; die jüngere Flora stammt dagegen hauptsächlich aus den Schlierbildungen von Magyaregregy (marine Phase). Pflanzenreste kommen ausserdem im tortonischen Braunkohlenkomplex von Hidas (brackisch-limnische Phase) vor.

Verf. sammelte die untersuchten Fossilien systematisch nach Horizonten und in diesen von Schicht zu Schicht und führte auch die quantitative Auswertung der Floraelemente durch. Im Laufe der Bearbeitung der Makroflora führte die prozentuelle Auswertung des Florenmaterials der einzelnen Schichten zu bedeutenden neueren Feststellungen:

1. Die bearbeiteten Pflanzenreste umfassen 86 Familien, 178 Gattungen und 280 Arten. Die ausführliche Pflanzenliste ist im ungarischen Text auf S. 186–188. angeführt.

2. Im Fossilienmaterial herrschen die Angiospermen, besonders die *Cinnamomum*-, *Carya*- und *Myrica*-Arten, ferner sind die Leguminosen (*Caesalpinaceae*, *Papilionaceae*) häufig. Die Koniferen sind subdominant. Unter ihnen sind die Reste der Gattungen *Glyptostrobus* und *Pinus* am häufigsten. Die Farnfunde sind spärlich. Die meisten unter ihnen gehören zur Familie *Polypodiaceae*. Die Familien *Osmundaceae*, *Schizaeaceae* und *Gleicheniaceae* sind nur durch je ein Exemplar vertreten.

3. Der Fossilienkomplex steht unter den ungarischen Miozänfloren denen von Egertihamér, Andornaktállya und Szurdokpüspöki nahe.

4. Die spezifische Zusammensetzung der Pflanzenreste ist im Raume der Paratethys und Umgebung besonders dem gleichaltrigen oder beinahe gleichaltrigen Florenkomplex der Wiener-, Grazer-, Zagreber-Becken und der von Beograd südöstlich liegenden Fundorte ähnlich.

5. Dem langsamen Rückzuge des Miozänmeeres von grösserer Ausdehnung und dem sich allmählich gemässigt gestalteten Klima zufolge nimmt die Zahl der tropischen Elemente in der helvetischen Stufe schon erheblich ab. Den älteren Tertiärfloren gegenüber bedeutet die Vermehrung der trockenen mediterranen und der laubwerfenden Elemente der gemässigten Zone im Anlitz der Flora einen neuen Entwicklungsabschnitt.

6. Die zum Vergleich in Anschlag kommenden rezenten Arten sind Mitglieder verschiedener Gesellschaften und sind in von einander ferngelegenen Gebieten, im südöstlichen Asien und Nordamerika, im Mittelmeergebiet und in den warmgemässigten bis subtropischen Regionen des Kaukasus beheimatet.

7. Die Pflanzenwelt der Mecseker mittelmiozänen Wälder war mannigfaltiger als die der gegenwärtigen Subtropenwälder. Infolgedessen entsprechen sie vollständig keiner der sich zum Vergleich anbietenden Florenkomplexe. Die meisten Äquivalente leben in den subtropischen feuchten Wäldern des chinesisch-japanischen Florengebietes von Ostasien. Die Arten warm-gemäßigten Klimas sind eher mit nordamerikanischen rezenten Arten verwandt.

8. Nach den Ansprüchen des Fossilienkomplexes lässt die untersuchte Flora auf die Anwesenheit folgender Pflanzengesellschaften folgern:

Gesellschaften des feuchten Bodens:

Laichkraut- und Wasservegetation
Sumpfvvegetation
Sumpf- und Moorrwälder
Auenwälder

Holzgesellschaften des trockenen Bodens:

Lorbeerwälder
Sommergrüne Wälder

9. Die Algen, Seerosen (*Nymphaeaceae*) und Laichkräuter (*Ceratophyllum*, *Myriophyllum*, *Potamogeton*), die Rohr- und Rohrkolbengewächse (*Phragmites*, *Typha*) vertreten die krautige Strand- und Wassergesellschaften. *Glyptostrobus*, *Nyssa*, *Myrica* und *Cyrilla* bildeten auf flachem Gelände waldige und strauchige Moorgesellschaften. Am Ufer dürften Auenwälder (*Liquidambar*, *Populus*, *Salix*), ferner vom Ufer Talsohlenwälder (*Sequoia*, *Libocedrus*), auf höhergelegenen Stellen Lorbeerwälder gestanden sein. An trockenen, lichten Orten wuchsen Hartlaubarten und Leguminosen (*Caesalpiniaceae*, *Papilionaceae*). Im Hügelland, am Bergfuss und auf dem vom gegenwärtigen höheren Mittelgebirgsgelände prangten aus Koniferen, laubabwerfenden Elementen und verschiedenen Immergrünen bestehende Mischwälder.

10. Das Vorkommen von Palmen und anderen Tropenelementen, das Vorherrschen der lorbeerblättrigen Holzgewächse, ferner die Gegenwart der Elemente der gemäßigten Zone weisen im mittleren Miozän auf ein ausgeglichenes, niederschlagsreiches, monsunähnliches Klima. In diesem Klima änderte sich stadienmässig die Temperatur des kältesten Monats zwischen 8—13 C°, die des wärmsten Monats zwischen 25—28 C°, das absolute Minimum zwischen —3 — +4 C° und der Jahresniederschlag zwischen 1000—1500 mm.

11. Das Aufeinanderfolgen der schichtenweise eingesammelten Pflanzenreste ermöglicht in unserem geologischen Profil — den zeitlichen Wandel der damaligen Gesellschaften anzeigend — das Einteilen des Schichtenkomplexes nach Horizonten und auch nach Vegetationstypen.

In den tieferen Horizonten des Sedimentkomplexes herrschen meist

Süsswasser-, Teich-, Sumpf- bzw. Überschwemmungselemente. Unter diesen können die Armleuchtergewächse (*Characeae*), einige Farne, *Glyptostrobos*, *Liquidambar*, *Nyssa*-, *Carya*-Arten, ferner Rohrkolben- und Rohrgewächse erwähnt werden. Unter den Pflanzen ferngelegener Flächen finden wir Vertreter der Familie *Fagaceae* und verschiedene Koniferen.

Im mittleren Teil des Sedimentkomplexes wuchsen die Vegetationstypen der feuchteren Meeresnähe, der Sümpfe und ferner vom Ufergelände die lorbeerblättrigen, auf trockenerem Gelände dagegen mit Koniferen gemischte sommergrüne Waldgesellschaften. Charakteristisch sind die *Taxodiaceen*, *Lauraceen*, *Caesalpiniaceen*, *Papilionaceen*, *Myrsinaceen*, *Sapotaceen* und *Myricaceen*, ferner gewisse Gattungen der *Moraceae*, *Simarubaceae* und *Juglandaceae*. Ausserdem können einige tropische—subtropische Formen sowie die Palmen erwähnt werden.

In den Ausbildungen des obersten Abschnittes treten beim gleichzeitigen Ausfallen bzw. Seltenerwerden eines Teiles der bisher erwähnten Florenelemente die Vertreter der *Betulaceen*, *Fagaceen* und *Salicaceen*, also grösstenteils eher sommergrüne Bäume der gemässigten Zone, ferner Koniferen von verschiedenen Standortsansprüchen in den Vordergrund.

12. Auf Grund der Florenzusammensetzung der einzelnen Schichten kann es festgestellt werden, dass am Anfang des Sedimentationszyklus entwickelten sich im Randgebiet in der terrestrisch—limnischen Phase mit seichtem Wasser bedeckte, sumpfige-moorige Flächen, stellenweise mit bedeutenden freien Wasserflächen. Das Mass der Versumpfung und die Entwicklung der Vegetation, ferner der Wandel der verschiedenen Moorarten wurde von den Schwankungen des Beckengrundes, der Menge des Sedimenttransportes und in Verbindung damit durch das Mass der Verlandung beeinflusst. Der zeitweilige Auftritt der Sumpf- bzw. Moorvegetation führte in der Umgebung von Váralja, Mecseknádasd, Komló und Magyaregregy zur Bildung von örtlichen holzigen Braunkohlenflözen.

Im folgenden Abschnitt weist das Sedimentmaterial und das Faunenbild neben Teichformationen auf Bildung brackischer Lagunen.

Am äussersten Ende der helvetischen Zeiteinheit bildete sich in den tieferen Teilen zwischen den einzelnen Teilbecken eine Verbindung, sodann, mit der Zunahme der Transgression, wurden diese Gebiete vom Meer bedeckt. Infolge der allmählichen Überschwemmung durch das Meer bildeten sich im allgemeinen pflanzenleere Flachsee- und pelagische Ablagerungen.

13. Die auf feuchteres oder trockeneres Gelände hinweisenden wechselnden Komplexe der Pflanzenreste zeugen von der Gliederung und auch von dem zeitlichen Wechsel des Standorts.

14. Nach einem Vergleich mit den Floren der auf Grund von marinen Faunen in die miozäne Mediterran-Provinz gestellten Vorkommen von Egertihamér und Andornaktállya, sowie den Floren der Randgebiete des Grazer und Wiener Beckens kann der Fossilienkomplex des Mecsek-

Gebirges — mit Ausnahme der jüngeren Tortonflora von Hidas — in die helvetische Stufe eingereiht werden.

Zusammenfassend ergibt sich, dass auf Grund der paläobotanischen und sedimentpetrographischen Untersuchungen der mittelmiozänen pflanzenführenden Bildungen die Aufeinanderfolge der Vegetationstypen mit Berücksichtigung der Faziesverhältnisse folgendermassen angegeben werden kann:

I. Subtropische lorbeerblättrige und gemischte Holzgesellschaften mit der Dominanz von *Cinnamomum* und *Myrica* und mit der Subdominanz der *Caesalpiniaceae*—*Papilionaceae*—*Myrsinaceae*—*Fagaceae*—*Juglandaceae*, mit tropischen Floraelementen, Palmen.

a) See- und Moorevegetation (terrestrische—limnische Phase): Mit der Herrschaft der Familie *Taxodiaceae*, mit den Farnen *Aneimia* und *Gleichenia*. Die trockeneren Standorte von *Cinnamomum*, *Castanopsis*, *Quercus*- und *Engelhardtia*-Arten gekennzeichnet.

b) Gesellschaften des trockenen Bodens, stellenweise Moor- und Sumpfgesellschaften (brackische und Süßwasserphase). Mit den Vertretern der Familien *Taxodiaceae*, *Lauraceae*—*Papilionaceae*—*Caesalpiniaceae*—*Juglandaceae*—*Myricaceae*, ferner mit *Zizyphus*, *Myrsine*, *Mimusops*, *Dilleniaecarpum*, *Tetrastigmophyllum*-Reste, Palmen.

II. Subtropischer Mischwald mit der Herrschaft der Familien *Taxodiaceae*—*Ulmaceae*—*Betulaceae*—*Fagaceae*, mit Leguminosen, den Vertretern der Familien *Rhamnaceae* und *Juglandaceae*, mit dem sporadischen Vorkommen von tropischen Elementen.

a) Vom Strand fernegelegene Bergfuss- und Inundationsvegetation (marine Phase): mit Arten der *Fagaceae*—*Betulaceae*—*Juglandaceae* jüngeren Typs.

b) Sumpf- und Talsohlenvegetation (brackisch-limnische Phase): mit der Herrschaft der Familien *Taxodiaceae*—*Myricaceae* und mit krautigen Pflanzen.

ГЕЛЬВЕТСКО—ТОРТОНСКАЯ ФЛОРА ГОР МЕЧЕК*

И. ПАЛФАЛЬВИ

Изученные и определенные растительные остатки происходят из среднемиоценовых слоев гор Мечек.

Растительный материал более глубоких горизонтов был обнаружен в риолитовом туфе и глинистом мергеле, залегающих среди конгломератов, пестрых глин и песчаных галечниковых образований в окрестностях сс.

* Тезисы кандидатской диссертации автора „A Mecsekhegység középső-miocén flórája”.

Сасвар, Надьманьок, Вараля (континентальная, озерно-болотная фаза). Среднюю и верхнюю части осадочной толщи представляет, главным образом, палеоботанический материал глинистых мергельных (с чешуйками) и туффитовых слоев из окрестностей города Комло и сс. Мадьярегредь, Мечекнадаш (солонатоводная — пресноводная фаза). Более молодая флора происходит главным образом из шлировой фации (морская фаза). Кроме перечисленных, растительные остатки найдены также и в тортонской буроугольной свите с. Хидаш (солонатоводная — пресноводная фаза).

Изученные остатки были собраны последовательно по горизонтам, а в рамках горизонтов, послонно; при этом оценивалось и распределение отдельных элементов флоры. При обработке макрофлоры статистическая оценка материала по слоям привела к важным новым выводам:

1. Изученные растительные остатки принадлежат к 280 видам 178 родов 86 семейств (детальный их перечень смотри на 186 — 188 странице венгерского текста).

2. В комплексе ископаемых остатков господствуют покрытосемянные, очень часто встречаются виды *Cinnamomum*, *Carya*, *Myrica* и мотылковые (*Caesalpinaceae*, *Papilionaceae*). Хвойные являются субдоминантными. Из них наиболее часто встречаются остатки представителей родов *Glyptostrobus* и *Pinus*. Большинство экземпляров папоротникообразных принадлежит к семейству *Polypodiaceae*. Семейства *Osmundaceae*, *Schizaeaceae* и *Gleicheniaceae* представлены только одним экземпляром каждое.

3. Из известных в Венгрии миоценовых флор настоящий комплекс ископаемых остатков наиболее приближается к флористическому комплексу из Эгертихамер, Андорнакталля и Сурдокпюшпёки.

4. Видовой состав определенной палеофлоры, в области Паратетиса и на ближайших ему территориях, наиболее сходен с одновозрастной или почти одновозрастной флорой местонахождений, расположенных в Грацском, Венском и Загребском бассейнах и к ЮЮВ-у от Белграда.

5. В результате медленной регрессии миоценового моря довольно крупного размера и вследствие превращения климата в более умеренный, в гельветской флоре количество тропических элементов уже значительно сокращается. Новый этап развития, по сравнению с более древними третичными флорами, означает размножение засухоустойчивых элементов средиземноморского типа и летнезеленых элементов свойственных растительности умеренного климата.

6. Многие виды современной флоры, близкие к представителям ископаемой флоры г. Мечек, живут в различных сообществах, на очень отдаленных друг от друга территориях (юговосточная часть Северной Америки, Азия, область Средиземного моря, теплые-умеренные и субтропические районы Кавказа).

7. Однако растительное царство среднемиоценовых лесов гор Мечек было более разнообразным, чем растительность современных субтропических лесов., Следовательно, его нельзя отождествлять полностью с ни одним

из сравниваемых растительных сообществ. Большинство соответствующих видов, живущих и в настоящее время, произрастает во влажных субтропических лесах китайско-японской флористической области Восточной Азии. Виды умеренного климата обнаруживают родственность скорее с северо-американскими видами.

8. Судя по составу ископаемой флоры г. Мечек, экология слагающих ее компонентов была различной. Можно предположить, что в соответствии с различным рельефом и влажностью почв здесь были представлены следующие растительные сообщества:

Сообщества влажных почв: Наядовые и прочая водная вегетация
Болотная травянистая растительность
Болотняки
Рощи

Сообщества сухих почв: Лавровые леса
Лиственные леса

9. Водоросли, кувшинковые (*Nymphaeaceae*) и наядовые (*Ceratophyllum*, *Myriophyllum*, *Potamogeton*), камышовые и рогозовые (*Phragmites*, *Typha*) представляют травяные, злаковые водные и береговые сообщества. *Glyptostrobos*, *Nyssa*, *Myrica*, *Cyrilla* составляли лесистые, кустарниковые болота на равнинном рельефе. Вдоль берегов раскинулись вероятно рощи (*Liquidambar*, *Populus*, *Salix*), несколько отдаленно от берегов, на краевых участках долин располагались более или менее крупные леса (*Sequoia*, *Libocedrus*), а на более высоких местоположениях лавровые леса. На более сухих и открытых местоположениях произрастали виды жестколистных и мотыльковых (*Caesalpiniaceae*, *Papilionaceae*). На холмистых, подгорных местоположениях и на среднегорьях, на более высоком чем в настоящее время уровне, произрастали сложенные хвойными, летнезелеными элементами и различными вечнозелеными видами мезофильные смешанные леса.

10. Встречаемость в среднем миоцене пальмовых и других тропических элементов, господство лавровых, а также наличие элементов умеренного климата указывают на влажный, выравненный муссонный климат. При таком климате средняя температура наиболее холодного месяца равнялась 8—13° С, а наиболее теплого 25—28° С. Абсолютный температурный минимум составлял —3 — +4° С, а количество годовых осадков колебалось в пределах 1100 и 1500 мм.

11. Очередность в нашем геологическом разрезе послойно собранных растительных остатков сигнализирует и изменение во времени бывших сообществ; это позволяет расчленить толщу на горизонты в соответствии с вегетационными типами.

В более глубоких горизонтах осадочной толщи господствуют большей частью пресноводные, озерно-болотные и пойменные элементы. Из них можно упомянуть прежде всего харовые водоросли (*Characeae*), некоторые папо-

ротники, виды *Liquidambar*, *Nyssa*, *Glyptostrobus*, *Carya*, далее камышовые и рогозовые. Растительность более отдаленных территорий представлена семейством *Fagaceae* и различными хвойными.

В средней и верхней частях осадочной толщи установлены представители влаголюбивых, прибрежных, болотных вегетационных типов, более отдаленно от берегов — представители лавровых; на сухих местоположениях произрастали представители листопадных вегетационных типов в смеси с хвойными. Характерными являются отдельные представители родов следующих семейств: *Taxodiaceae*, *Lauraceae*, *Caesalpiniaceae*, *Papilionaceae*, *Myrsinaceae*, *Sapotaceae*, *Myricaceae*, *Moraceae*, *Simarubaceae*, *Juglandaceae*. Кроме них можно отметить еще наличие некоторых тропических — субтропических форм и некоторых пальмовых.

В образованиях высшей части осадочной толщи параллельно с выпадением некоторых видов, перечисленных выше, выступают на передний план представители семейств *Fagaceae*, *Betulaceae*, *Salicaceae*, значит скорее виды умеренного климата, главным образом листопадные, а также хвойные, требующие различных мест произрастания.

12. На основании растительного материала отдельных слоев можно установить, что в начале седиментационного цикла в бортовых частях образовывались, в континентальной-пресноводной фазе, мелководные, болотистые участки местами со значительными поверхностями открытой воды. На степень заболоченности, развитие растительности, и на изменение отдельных болотных типов влияние оказывали колебание дна бассейна, количество транспортированных осадков и в связи с этим степень заполнения.

Временное появление болотной вегетации приводило в окрестностях Варая, Мечекнадашд, Комло и Мадьярегредь к формированию бурогольных образований местного характера с остатками стволов деревьев.

В следующей фазе осадочный материал и состав фауны указывает, наряду с озерными образованиями, на образование солонатоводных лагун.

В самом конце гельветского яруса, в более глубоких территориях между отдельными частичными бассейнами создавалась непосредственная связь, а потом с усилением трансгрессии все территории были покрыты водами открытого моря. Вследствие постепенной трансгрессии здесь образовались, как правило, мелководные, пелагические осадки, свободные от растительных остатков.

13. Разнообразные сообщества растительных остатков, указывающие на более влажную или сухую поверхность, указывают одновременно и на расчлененность тогдашнего рельефа как и на его изменчивость во времени.

14. На основании сравнения с флорой местонахождений в Эгертихамер и Андорнакталя (принадлежащих, согласно морской фауне, к средиземноморской миоценовой провинции), а также с флорой бортовых областей Грацского и Венского бассейнов, как и с флорой местонахождений, лежащих

к ЮВ-у от Белграда, мечекское сообщество, за исключением тортонской флоры вблизи с. Хидаш, можно отнести к гелветскому ярусу.

На основании палеоботанического и литологического изучения среднемиоценовых образований с растительными остатками можно установить, с учетом фациальных условий, что очередность вегетационных типов следующая:

I. Субтропические лавровые и смешанные лесистые сообщества с субдоминантными семействами *Caesalpiniaceae*—*Papilionaceae*—*Myrsinaceae*—*Fagaceae*—*Juglandaceae*, доминантными *Cinnamomum*, *Myrica* и с тропическими элементами и пальмами.

а) Озерная-болотная вегетация (континентальная, пресноводная фаза): господствует семейство *Taxodiaceae* с видами *Aneimia*, *Gleichenia* и в более сухих местах произрастания с видами *Cinnamomum*, *Castanopsis*, *Quercus*, *Engelhardtia*.

б) Сообщества сухого рельефа, местами озерно-болотные сообщества (солонатоводная-пресноводная фаза), с представителями семейств *Taxodiaceae*—*Lauraceae*—*Papilionaceae*—*Juglandaceae*—*Myricaceae*, остатками *Zizyphus*, *Myrsine*, *Mimusops*, *Dilleniaecarpum*, *Tetrastigmophyllum* и пальмами.

II. Субтропические смешанные леса с господством семейств *Taxodiaceae*—*Ulmaceae*—*Betulaceae*—*Fagaceae* с мотылковыми, с представителями семейств *Rhamnaceae* и *Juglandaceae* и с спорадическим появлением тропических элементов.

а) Более отдаленная от берегов, подгорная, пойменная растительность (морская фаза) с видами *Fagaceae*—*Betulaceae*—*Juglandaceae* более молодого типа.

б) Болотная вегетация, вегетация подошвы долины (солонатоводная-пресноводная фаза) с господством семейств *Taxodiaceae*—*Myricaceae* и с травянистыми растениями.

Bakonyhegység

A BAKONYHEGYSÉG ÉSZAKI RÉSZÉNEK FÖLDTANI VIZSGÁLATA

Írta: NOSZKY JENŐ

A bakonyi csoport fennállása óta a vizsgált hegység részben kétféle: rétegtani—térképezési és részletes anyagvizsgálati irányban dolgozott. Kutatási területe a Bakonyhegység északi részének júra- és krétaidőszaki sorozatokból felépült területére terjedt ki, annak triászvégi képződményekből álló pereméig.

Az 1961. év folyamán 25 000-es pontosságú földtani térképezést végeztünk abból a célból, hogy az elkövetkező térképkiadás számára mintatérképet állíthassunk össze.

A részletes anyagvizsgálattal kapcsolatban a hosszú idő alatt felgyülemlett őslénytani és kőzettani mintaanyag rendezését már korábban elvégeztük. Ezt követően — a csoport tagjainak érdeklődési irányához alkalmazkodva — a júra képződmények csiszolatvizsgálatával, a felső- és középső-kréta *Molluscum*- és a malm *Ammonites*-fauna meghatározásával és monografikus őslénytani feldolgozásával foglalkoztunk. 1961-ben folytattuk az eocén és a kösszeni *csiga*- és *kagyló*-fauna vizsgálatát is.

Fontos munkarészletet jelentett a felső-kréta kőszénképződmény kifejlődésének nyomozására Sümeg határában mélyített három perspektivikus kutatófúrás. Ezek földtani szolgálatának ellátása, továbbá az úrkúti és eplényi mangánkutató fúrások földtani kiértékelése szintén a csoport feladata volt. E munka eredményei a júráról, az alsó- és felső-krétáról korábban alkotott nézeteket lényegesen megváltoztatták.

A mezozoos vonatkozású anyagvizsgálat elsősorban a részletesebb rétegtani tagolás és a földtani kifejlődésben rejlő összefüggések felismerése érdekében folyt, hogy a hasznosítható ásványi anyagok kutatásának (bauxit, mangán, felső-krétakori kőszén) további lehetőségeit szűkebb határok közé lehessen vonni. Ilyen vonatkozásban csoportunk keretein kívül is történtek földtani vizsgálatok GÓCZÁN F., KONDA J., BARTHA F., KNAUER J., SIDÓ M., MÉHES K. és H. DEÁK M. részvételével. E kutatómunka zömmel a kréta és a júra üledékkőzettani és rétegtani vizsgálatát célozta, irányítását FÜLÖP J. igazgató vállalta magára. Eredményeiről külön beszámolók keretében adnak tájékoztatást.

A Bakonyhegységben 1961-ben végzett földtani vizsgálatainkról és azok eredményeiről az alábbi képet vázolhatjuk fel. Megszerkesztettük a szentgáli és lókúti 25 000-es földtani térképlapokat. Elvégeztük a felső-triász, júra és kréta képződményekből felépült területek és a közbeeső eocén és miocén medencék részletes vizsgálatát. Térképező munkánk során a pannóniai, pleisztocén és holocén képződményeket nem vizsgáltuk meg részletesen, így e téren még fontos kutatási feladataink vannak a hegység fiatalkori kialakulástörténetének tisztázásával kapcsolatban.

A *felső-triász* képződmények részletes szintezéséhez nagy fontosságú lépést jelent VÉGH S.-nak a kösszeni rétegsor feltárásával és a felső-triász rétegösszleten belüli helyzetének tisztázásával végzett munkája. Ennek nemcsak rétegtani, paleogeográfiai és tektonikai jelentősége van, hanem nagy fontosságú a Bakony jelentős területrészeinek hidrogeológiája szempontjából is. A felső-triász rétegsoron belül ugyanis, mint vízrekesztő sorozat, felemelt helyzetű karsztvízszintek létrejöttéhez nyújthat alapot. A kösszeni rétegek a földolomit-sorozatot fedő és a dachsteini típusú mészkő fekvőjét képező helyzetükből adódóan biztos támpontot nyújtanak a felső-triász nóri és raeti képződményeinek szétkülönítéséhez. Eredményeink igazolták azt a tényt is, hogy a Bakonyban a raeti képződmények nagy vastagságban fejlődtek ki a triász zárótagjaként.

A Bakony *júra* képződményeinek rétegtani tagolása — üledékközet-tani és részletes faunavizsgálatok útján — tovább finomíthatónak látszik. E téren SZABÓNÉ DRUBINA M. végez közettani—mikrofácies vizsgálatokat, KONDA J., GÉCZY B., KNAUER J. és NOSZKY J. pedig részletes üledékföldtani és őslénytani vizsgálatokkal foglalkozik.

Az *alsó-kréta* képződmények újrvizsgálatának eredményeit FÜLÖP J. igazgató doktori disszertációjában foglalta össze. Részletes anyagvizsgálatot végeztek ezen a téren BÁLDINÉ BEKE M., KNAUER J., HORVÁTH A. és SZÖRÉNYI E.

A *középső-kréta* képződmények csigafaunáját BENKÖNÉ CZABALAY L. dolgozta fel, az apti emeletbeli munieriás agyagmárga palynológiai vizsgálatával H. DEÁK M. foglalkozott. A középső-kréta *Orbitolinák* vizsgálata során elért eredményeket MÉHES K. doktori értekezése tartalmazza.

A *felső-kréta* képződmények tanulmányozását külön munkacsoport végezte. GÓCZÁN F. palynológiai, SIDÓ M. foraminifera-, BARTHA F. malakológiai, PAÁL Á.-NÉ szénközettani és BENKÖNÉ CZABALAY L. malakológiai vizsgálatokat végzett. BENKÖNÉ felső-kréta molluszkum-vizsgálatai jelentősen módosítják a régebbi rétegtani beosztást azzal, hogy a turon emelet tengeri képződményeinek kifejlődését nem látja igazoltnak a Bakony Ny-i részén. A kőszéntelep csoporttal induló, részben tengeri felső-kréta rétegösszlet lerakódását, malakológiai vizsgálatai alapján, a felső-szantonitól az alsó-maastrichtiig terjedő időre szűkítette le, s jól

felismerhető, jellegzetes biofáciesekkel jellemzett szintekre tagolta. A kőszéntelepes öszszlet fekvőjét képező szárazföldi sorozat kora azonban továbbra is nyílt kérdés maradt.

KOPEK G. az eocén képződmények vizsgálata terén ért el jelentős eredményeket. A szpárnakumi emeletet a szárazföldi, édesvízi, csökkent-sósvízi és tengeri üledékek váltakozása jellemzi, a rétegsor magasabb részeiben paralikus kőszéntelepekkel. Az yprési emelet üledékei már tengeri közegben keletkeztek. Jellemző a heteropikus fáciesek sokasága, amelyek pontos azonosítása ma még sok nehézségbe ütközik.

KOPEK G. 1961. évi vizsgálatai során új megfigyeléseket tett a Péntesgyőr—Bakonybél vidéki eocén kifejlődésével kapcsolatban is. Itt az alsó-eocén teljes hiánya mellett a középső-eocénnek is csak az alsóbb és felsőbb része fejlődött ki, s köztük jelentős üledékhány és diszkordancia mutatkozik, amelynek nyomát az ÉK-re és DNy-ra eső területrészen nem találni.

EXAMEN GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION SEPTENTRIONALE DE LA MONTAGNE BAKONY

par

J. NOSZKY

Au cours de l'année 1961, la „section de recherche de la Montagne Bakony” a exécuté des levés géologiques, ainsi que la rédaction des cartes à l'échelle 1 au 25 000^e, envisagées pour édition par le plan de travaux de l'Institut. Cette activité a affecté le territoire de recherche, assigné à la section, notamment la région septentrionale de la Montagne Bakony, édifiée de formations jurassiques, crétacées, ainsi que de celles formées à la fin du Triasique. On a mis au point des cartes-échantillons pour les territoires des feuilles „Szentgál” et „Lókút”. Ces cartes furent construites en variantes „couverte” et „découverte”, c'est à dire avec, ou sans couverture des dépôts quaternaires. En ce qui concerne les formations du Triasique supérieur, les conclusions tirées par S. VÉGH coïncident bien avec les résultats récemment obtenus dans la subdivision stratigraphique fine des Alpes Calcaires Septentrionales. La présence de la série de Kössen typique, démontrée avec certitude, rend incontestable le fait que la série de calcaires de type Dachsteinkalk a été formée, aussi dans la Montagne Bakony Septentrionale, à l'étage rhétien.

Les études détaillées de la sédimentologie et des faunes des formations jurassiques ont contribué à une subdivision plus fine des séries en question, et vu qu'elles sont complètement achevées, elles fournissent des repères supplémentaires concernant les possibilités des prospections pour des minéraux utiles.

La mise à jour des formations crétacées inférieures par des ouvertures artificielles, ainsi que l'étude détaillée de leur matériel a prouvé la présence des profils complets du Crétacé inférieur. L'étude palynologique et malacologique des formations crétacées moyennes et supérieures, ainsi que l'examen de la faune de Foraminifères renfermées par ces formations a apporté des résultats importants principalement en ce qui concerne la connaissance approfondie des horizons et des biofaciès du Crétacé supérieur. Il fut constaté que le complexe houiller se formait à partir du Santonien supérieur, et la déposition de la série crétacée supérieure durait jusqu'au Maestrichtien inférieur.

Au cours de la recherche des formations eocènes, on a révélé que l'Eocène inférieur est absent dans la partie centrale de la Montagne Bakony, ce qui exclut la possibilité de la formation de houilles pendant l'Eocène inférieur et, par conséquent, la nécessité des prospections y relatives.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОР БАКОНЬ И. НОСКИ

В 1961 г. „Баконьская группа исследователей” проводила в выделенном для нее районе — в северной части гор Баконь, построенной юрскими, меловыми, поздне триасовыми и палеогеновыми отложениями, геологическое картирование и составление геологической карты масштаба 1:25 000 в рамках плана по изданию геологических карт, предусмотренного для Института. Для районов, охватываемых листами Сентгаль и Локут, составлены карты-образцы в покрытом и непокрытом вариантах, то есть с покровом четвертичных отложений и без него. Параллельно с этими работами были проведены стратиграфическая и палеонтологическая обработки собранного материала по мезозою, в общем, и по Эоцену, в частности. По отношению с верхним триасом заключения Ш. ВЕГА хорошо совпадают с результатами, полученными при детальном стратиграфическом расчленении отложений этого же возраста в Северных Известняковых Альпах. В виду наличия точно установленной типичной кессенской толщи, нет никаких сомнений, что во время рэтского яруса образовалась серия известняков дахштейнского характера также в Северной Бакони.

Детальные литологические и фаунистические исследования юрских отложений способствовали более детальному расчленению толщ, и будучи уже полностью законченными, они предоставляют дальнейшие сведения относительно возможностей и целесообразности проведения разведки на соответствующие полезные ископаемые.

Выполненные вскрышные работы по нижнемеловым отложениям и подробное изучение собранного из сделанных обнажений материала доказали присутствие полных разрезов нижнемелового отдела. Изучение

спорово-пыльцевого комплекса, а также фораминифер и моллюсков средне- и верхнемеловых образований принесло значительные результаты в основном в области познания горизонтов и биофаций верхнемелового отдела. Было при этом установлено, что образование угленосной свиты началось во время верхнего сантона, и процесс отложения верхнемеловой толщи продолжался до нижнего маастрихта.

При исследовании эоценовых образований в центральной части гор Баконь было установлено отсутствие нижнего эоцена, вследствие чего исключена возможность образования углей в нижнем эоцене и целесообразность разведки на уголь.



A SZENTGÁL 7. SZ. KUTATÓFÚRÁS (BAKONYHEGYSÉG) FELSŐ-TRIÁSZ RÉTEGSORA

Írta: VÉGH SÁNDOR

A bakonyi raeti sorozat alján, a dachsteini mészkő fekvőjében felismert kösszeni fáciesű rétegek behatóbb megismerése céljából Szentgál községtől D-re, Bagnyakő-pusztá épületei között rétegtani kutatófúrást mélyítettünk (1. ábra). A kösszeni rétegek itt egy triász képződményekből álló szinklinális D-i szárnyán, törésektől mentes, kisebb területszakaszon, csekély rétegdőlés mellett bukkannak felszínre.

A Várpalotai Földtani Kutató-Fúró Vállalat által 1961 júliusában példásan megoldott, végig magvételrel mélyített Szg. 7. sz. fúrás félméteres talajréteg alatt 76,20 m-ig kösszeni réteggösszetet harántolt, majd belejutott a földolomitba és 83,30 m-nél ebben állt meg.

A kutatófúrás a korábbi ismeretekhez kapcsolódva (VÉGH S. 1961.) újabb bizonyítékot hozott a kösszeni rétegek nóri földolomit és raeti dachsteini mészkő közötti településére vonatkozóan, s az őslénytani- és fáciesviszonyok további tisztázása mellett a Bakonyhegységből eddig ismeretlen kőzeteket tárt fel.



1. ábra. A szentgáli Szg. 7. sz. kutatófúrás helyszínrajza

Fig. 1. Plan des environs du forage Szentgál N° 7.

Рис. 1. План местности разведочной скважины Сентгал №7

A kutatófúrás rétegsora

Holocén

- 1) 0,0–0,5 m *Talajréteg*, barna színű, lösszel kevert, agyagos.

Felső-triász

Raeti emelet, kösszeni rétegek

- 2) 0,5–2,0 m *Mészkö*, barna—barnásszürke színű, néhol szürkefoltos, kemény, anyagában sok, főként mikroszkópos kicsinyességű héjtörmelékkal. Makrofaunája: *Avicula contorta* PORTL., *Pecten hellii* EMMR., *Modiola faba* (WINKL.), *Myophoriopsis isosceles* (STOPP.).
- 3) 2,0–3,6 m *Mézmárga*, zöldesszürke színű, puha. Mikrofauna: elég sok *Ostracoda*.
- 4) 3,6–9,5 m *Mészkö*, sötétszürke, néhol barnássárga színnel, kissé márgás, itt-ott lumasellás, kagylós törésű, kemény. Kagylófaunája: *Pinna miliaria* STOPP., *Modiola faba* (WINKL.), *Corbula alpina* WINKL.
- 5) 9,5–10,5 m *Márga*, kékesszürke színű, zöldesbarna foltos, puha. Mikrofauna (Foraminiferák): *Eoguttulina* sp., *Guttulina* sp., *Quadrulina* sp., *?Polymorphina* sp., *Marginulina* sp. Iszapolási maradványokban ezenkívül *Ostracodák*, *Echinodermata*- és *Molluscum*-töredékek, valamint ganoid halfogak és halpikkelyek találhatók.
- 6) 10,5–18,8 m *Mészkö*, sárgásbarna színű, helyenként kissé márgás, halpikkelyes, kemény. Mikroszkóp alatt szövete oolitos és héjtörmelékes (2. ábra). Makrofaunáját meghatározhatatlan kagylóhéjak alkotják.
- 7) 18,8–22,3 m *Dolomitos mézmárga*, szürke színű, néhol mikrorétegzett, puha. Halpikkelyeket és meghatározhatatlan héjrészleteket tartalmaz.



2. ábra. Kösszeni mészkő ooidokkal és héjtörmelékkal a Szg. 7. sz. fúrás 10,50–18,80 m közti szakaszából (5×) (Foto: VÉGH S.)

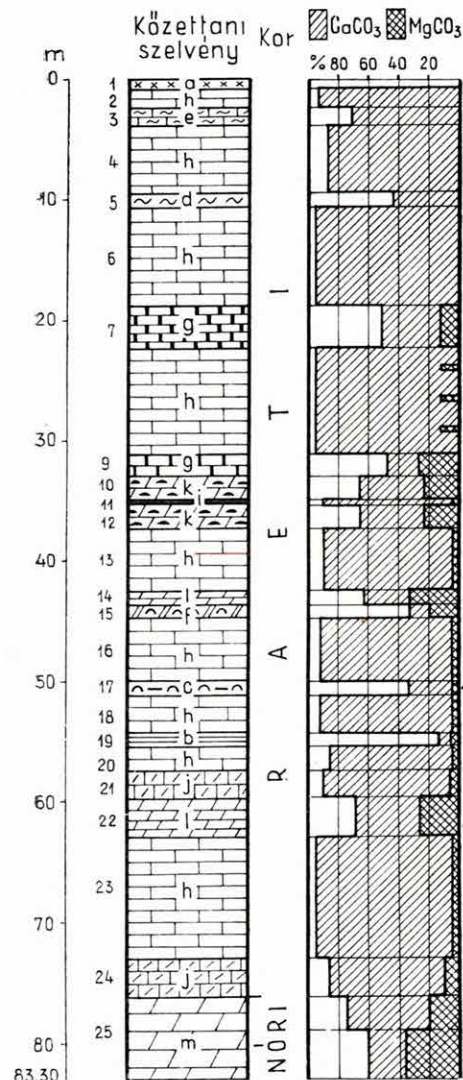
Fig. 2. Calcaire de Kössen à oolides et à fragments de coquilles, intervalle 10,50 à 18,80 m du forage Szg. N° 7 (5×)

Рис. 2. Кессенские известняки с ооидами и фрагментами раковин из интервала 10,50—18,80 м скважины Сентгал №7 (5×)

- 8) 22,3–31,3 m *Mészkö*, világosszürke és sárga színű, helyenként néhány dm-es dolomitos mészkőbetelepülésekkel, kagylós törésű, kemény. Makrofaunája meghatározhatatlan héjtöredékekből áll.
- 9) 31,3–33,0 m *Dolomitos mészmárga*, sötétszürke színű, pirites, leveles elválású, közepesen kemény. Faunamentes.
- 10) 33,0–35,0 m *Márgás dolomit*, sötétszürke színű, közepesen kemény. Makrofauna: *Cardita austriaca* (HAU.), *Pecten* sp. ind., halpikkelyek.
- 11) 35,0–35,1 m *Márgás mészkő*, sötétszürke, közepesen kemény.
- 12) 35,1–37,3 m *Márgás dolomit*, ugyanolyan, mint 33,0–35,0 m között.
- 13) 37,3–42,8 m *Mészkö*, szürke, sötétszürke és szürkésbarna színű, helyenként kissé márgás, kagylós törésű, kemény. Vékonycsiszolataiban kagyló- és csigametszetek láthatók. Makrofaunája: *Avicula falcata* STOPP., *Pinna miliaria* STOPP., *Cardita austriaca* (HAU.), valamint felismerhetetlen héjmaradványok.
- 14) 42,8–43,8 m *Dolomit*, szürke színű, itt-ott kissé márgás, pirites, porceláncsengetésű, kemény. Faunamentes.
- 15) 43,8–44,8 m *Dolomitos márga*, szürke színű, közepesen kemény. Ősmeradványait kevés *Ostracoda*-faj képviseli.
- 16) 44,8–50,1 m *Mészkö*, sötétszürke, kagylós törésű, kemény, sok szerves eredetű törmelékanyaggal. Makrofaunája: *Avicula falcata* STOPP., *Pinna miliaria* STOPP., *Modiola faba* (WINKL.), *Modiola* sp. ind., *Myophoriopsis isosceles* (STOPP.), *Protocardia rhaetica* (MER.), *Corbula alpina* WINKL., halfogak, halpikkelyek.
- 17) 50,1–51,2 m *Agyagmárga*, sötétszürke és szürkészöld színű, puha. Makrofaunája: *Modiola faba* (WINKL.), *Placunopsis alpina* (WINKL.), *Myophoriopsis isosceles* (STOPP.), *Leda* sp. Mikrofaunája *Foraminiferákból* (*Eoquittulina* sp., *Palaeopolymorphina* sp.), *Ostracodákból*, halfogakból és halpikkelyekből áll.
- 18) 51,2–54,4 m *Mészkö*, szürke-barnásszürke színű, helyenként márgás, kagylós törésű, kemény. Vékonycsiszolati képében *Molluscum*-héjdarabkák mellett süntüskék találhatók. Makrofaunája: *Leda percaudata* GUEMB., *Corbula alpina* WINKL.
- 19) 54,4–55,5 m *Agyag*, fekete színű, leveles elválású, puha. Mikrofaunáját meghatározhatatlan *Foraminiferák*, *Ostracodák* alkotják *Echinodermata*-maradványokkal. Az anyagból jelentős mennyiségű pollent sikerült feltárni, amelyeknek 80–85%-a *Classopollis*, 10–15%-a *Ovalipollis*, 2–3%-a *Caytoniales* (fenyőfélék). Mintegy 2–3%-ban egyéb pollenek (*Bennettitinae*-, *Cycas*-félék) és spórák is mutatkoztak. A pollenekre és spórákra vizsgált anyagból öt fajta tengeri mikroplankton-féleség is előkerült.
- 20) 55,5–57,5 m *Mészkö*, sötétszürke színű, kissé márgás, kagylós törésű, kemény. Makrofaunája: *Avicula falcata* STOPP., *Pinna miliaria* STOPP., *Myophoriopsis isosceles* (STOPP.).
- 21) 57,5–59,8 m *Dolomitos mészkő*, barnásszürkétől halvány rózsaszínűig változó színű, kemény. Sok átkristályosodott héjmaradványt tartalmaz.
- 22) 59,8–63,0 m *Dolomit*, szürke színű, kemény. Rétegei közé néhány cm-es mészkőcsíkok települnek, amelyek átkristályosodott héjmaradványokat tartalmaznak.
- 23) 63,0–73,2 m *Mészkö*, barna színű, kemény. Faunáját meghatározhatatlan puhatestű héjmaradványok alkotják.
- 24) 73,2–76,2 m *Dolomitos mészkő*, világosszürke, néhol rózsaszínes árnyalatú, kemény. Az anyagba elvéve átkristályosodott kagylóhéjrészletek ágyazódnak.

Nóri emelet, földolomit

25. 76,2—83,3 m Dolomit, világosszürke színű, kemény. A kőzetből ősmaradvány nem került elő, növekvő MgO-tartalma és kőzettani jellege alapján az Ökörszág K-i oldalán felszínre bukkanó nóri földolomittal jól egyeztethető.



3. ábra. A Szentgál 7. sz. kutatófúrás rétegszelvénye a CaCO_3 : MgCO_3 arány fel tüntetésével

Jelmagyarázat: a) talaj, b) agyag, c) agyagmárga, d) márga, e) mészmárga, f) dolomitos márga, g) dolomitos mészmárga, h) mészkő, i) márgás mészkő, j) dolomitos mészkő, k) márgás dolomit, l) kösszeni dolomit, m) nóri földolomit; 1—25: a rétegeknek a szövegben használt sorszáma

Fig. 3. Colonne stratigraphique du forage Szentgál N° 7 avec l'indication des proportions CaCO_3 : MgCO_3

Légende: a) sol, b) argile, c) marne argileuse, d) marne, e) marne calcaire, f) marne dolomitique, g) marne calcaire dolomitique, h) calcaire, i) calcaire marneux, j) calcaire dolomitique, k) dolomie marneuse, l) dolomie de Kössen, m) Hauptdolomit norien; 1—25: numéros d'ordre des couches, mentionnés dans le texte

Рис. 3. Стратиграфическая колонка разведочной скважины Сентгал № 7 с указанием соотношений CaCO_3 : MgCO_3

Легенда: а) почва, б) глины, в) глинистые мергели, д) мергели, е) известковистые мергели, ф) доломитовые мергели, г) доломитово-известковистые мергели, h) известняки, i) мергелистые известняки, j) доломитовые известняки, k) мергелистые доломиты, l) кессени доломиты, m) норийский главный доломит; 1—25: № по порядку слоев, упомянутых в текстовой части

A rétegsor értékelése

A szentgáli fúrás 0,5—76,2 m közti rétegei helyzetük, kifejlődésük és ősmaradványaik alapján az alpi kösszeni rétegekkel azonosíthatók.

A kösszeni rétegek összetételében, a nóri emelettel szemben az egyre fokozódó mészképződés mellett megnövekedett agyagtartalom, illetve az agyag-, agyagmárga- és márgarétegek megjelenése fontos üledékképződési változást jelez. A közbeiktató dolomit- vagy dolomitos rétegek

is márgások, meszesek. A kőzetek uralkodóan sötét színe a finom eloszlású szerves anyagoktól származik. Ugyancsak erre a különleges, biogén geokémiai környezetre utal a makroszkóposan is számos rétegben megfigyelt epigenetikus ásványképződés (pirtesedés) is. Egyes mélységek

anyagát FÖLDVÁRINÉ VOGL M. szinképelemzéssel is megvizsgálta, és azokban biogén hatásokra feldúsuló elemeket mutatott ki (1. táblázat).

1. táblázat

A szentgáli fúrás egyes mintáinak szinképelemzési eredményei

(FÖLDVÁRINÉ VOGL M. szerint)

A rétegek száma és kőzetanyaga	E l e m e k								
	V	Cr	Ni	Co	Mn	Pb	Ba	Cu	Sr
9. Dolomitos mészmárga	++	++	--	--	+++	+	++++	--	++
10. Márgás dolomit	++	+++	+	--	+++	--	+++	--	+
15. Dolomitos márga	++	+++	++	--	+++	+	+++	+	++
19. Agyag	++	++	+	--	+++	--	+++	--	+

++++ nagyon erős nyom
 +++ erős nyom
 ++ nyom
 + gyenge nyom
 -- nem jelentkezett

Az agyagos—márgás rétegekből BÁRDOSSY GY. röntgendiffrakto-méterrel ásványtani elemzéseket végzett. A kalcit, illetve a dolomit változó mennyisége mellett a kvarc (3,0—9,9%), a hidromuskovit (4,6—10,0%), az illit (9,9—27,5%) és a limonit (0,8—4,4%) minden mintában kimutatható, néhányban jelentős még a montmorillonit (5,1—38,4%). Járulékosan jelentkezett az oligoklász, kaolinit, klorit, pirit és a gipsz. A rétegsorban lefelé haladva az illit mennyisége közel változatlan marad, a montmorillonit-tartalom ellenben növekszik.

Az üledékváltozást a szerves élet megváltozása is követi. A kösszeni rétegek fúrásmintáiból összesítve a következő, meghatározható kagyló-fajok kerültek elő: *Avicula contorta* PORTL., *A. falcata* STOPP., *Pecten hellii* EMMR., *Pinna miliaria* STOPP., *Placunopsis alpina* (WINKL.), *Modiola faba* (WINKL.), *Leda percaudata* GUEMB., *Myophoriopsis isosceles* (STOPP.), *Cardita austriaca* (HAU.), *Protocardia rhaetica* (MER.), *Corbula alpina* WINKL.

Ezeket az alakokat a felszínről korábban gyűjtött fajokkal összevéve (VÉGH S. 1961. p. 277) kitűnik, hogy a talált 18 kagylófaj között mindössze ötnek a fajlétje nyúlik át a raeti emeletből az alsó-liászba, illetve a triász idősebb emeleteibe [*Pecten (Entolium) hehlii* D'ORB., *Modiola minuta* (GOLDF.), *Leda percaudata* GUEMB., *Protocardia rhaetica* (MER.), *Macrodon rudis* (STOPP.)]. Az *Avicula contorta* és a *Cardita austriaca* magában is meghatározza a raeti kort.

Érdekesség, hogy a puhatestű faunát csaknem kizárólag kagylók képviselik, mindössze néhány, csiszolatban látott, bizonytalan metszet utal csigákra.

A mikrofauna rossz megtartási állapotú, csak nemre meghatározható Foraminiferáiból érdemleges következtetést levonni nem lehet. SIDÓ M. szerint a primitív *Guttulina*, *Eoguttulina* és *Polymorphina*-félék

a triászban jelennek meg először. Egyelőre az itt-ott nagyobb számban jelentkező Ostracodákból sem vonhatunk le pontosabb rétegtani következtetéseket.

A mikroflórában uralkodó *Classopollis*-pollenek dominanciája és a járulékos formák alapján, GÓCZÁN F. és VENKATACHALA, B. S. szerint a mecseki liásznál idősebb, de a karni emeletbeli raibli márgánál fiatalabb képződményről van szó.

A kösszeni rétegek fekvőjének kérdése ma már teljesen tisztázott. A szentgáli fúrással közel egyidőben más fúrások is elérték a nóri földolomit-fekvőt és abban helyenként jelentősen előre is haladtak.

A megismert változatos kösszeni rétegsorból a felszínen alig néhány kőzetfajtát ismerünk. Ez főként azzal magyarázható, hogy a puhább kőzetek könnyen elmállanak. E fontos szint rétegei a Bakonyhegységben többnyire csak tektonikus rögök alakjában jelennek meg a felszínen, amelyeket azonban a fiatalabb üledéktakaró (miocén kavics, lösz és talaj) többnyire hamarosan elfed. További megismerésük ezért csak fúrások útján valósítható meg.

A kösszeni rétegsor megismerésének gyakorlati vonatkozásai sem jelentéktelenek. A szentgáli fúrás befejezése után tisztázódott megnyugtatóan a sümegi Sp. 3. sz. kőszénkutató fúrás, valamint néhány más gyakorlati célú kutatófúrás fekvőjének korkérdése. Ezeknek az addig ismeretlen rétegeknek korábbi (kérdőjeles) besorolása a liásztól az alsó-triászig terjedt. További tanulmányok tárgya bakonyi vonatkozásban ezen kívül a kösszeni rétegek fontos vízföldtani szerepe is.

IRODALOM

VÉGH S. 1961: A Bakonyhegység kösszeni rétegei. — Földtani Közlöny, **91**. 3. pp. 273–281.

SÉRIE TRIASIQUE SUPÉRIEURE DU FORAGE DE RECHERCHE SZENTGÁL N° 7 (MONTAGNE BAKONY)

par
S. VÉGH

Au mois de juillet 1961, dans la Montagne Bakony au NW du lac Balaton, plus précisément au S du village Szentgál, on a creusé un forage de recherche, pour approfondir nos connaissances sur les couches de Kössen (Kössener Schichten), découvertes dans la partie inférieure de l'étage rhétien du Triasique supérieur. Au-dessous de la couche de sol d'une épaisseur de 0,50 m, le forage a traversé, jusqu'à une profondeur de 76,20 m, une série de Kössen consistant en alternance de calcaires,

marnes calcaires, marnes, argiles, marnes argileuses, dolomies et roches dolomitiques. Cette formation à faciès caractéristiquement alpin a fourni une faune caractéristique de Lamellibranches [*Avicula contorta* PORTL., *A. falcata* STOPP., *Pecten hellii* EMMR., *Pinna miliaria* STOPP., *Placunopsis alpina* (WINKL.), *Modiola jaba* (WINKL.), *Leda percaudata* GUEMB., *Myophriopsis isosceles* (STOPP.), *Cardita austriaca* (HAU.), *Protocardia rhaetica* (MER.), *Corbula alpina* WINKL.], ainsi que des Foraminifères, Ostracodes, épines d'Échinodermes, dents de poisson de type ganoïde, écailles de poisson, microplancton marin, grains de pollen de Conifères et des spores de fougères. À cause de la distribution fine des substances organiques, la couleur dominante des roches est gris foncé, par endroit même noire, ça et là on peut aussi discerner la présence du bitume dans les roches.

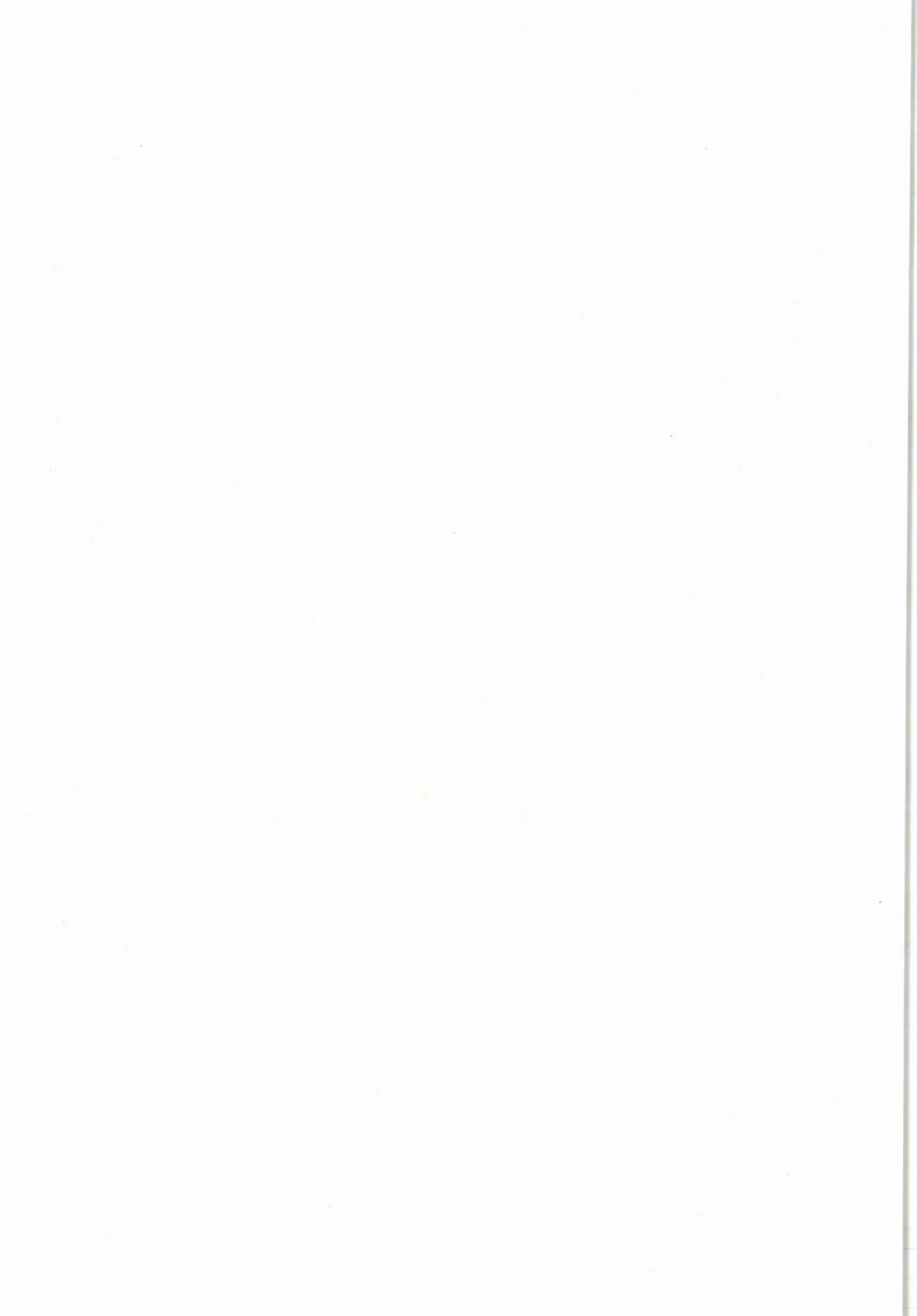
Le forage a atteint le „Hauptdolomit” norien à une profondeur de 76,20 m et fut arrêté à 83,30 m à l'intérieur de ce dernier. La colonne stratigraphique complète du forage est présentée dans fig. 3.

ВЕРХНЕТРИАСОВАЯ ТОЛЩА РАЗВЕДОЧНОЙ СКВАЖИНЫ СЕНТГАЛ № 7 (ГОРЫ БАКОНЬ)

Ш. ВЕГ

Для более тщательного познания кессенских слоев (Kössener Schichten), обнаруженных в нижней части рэтского яруса верхнего триаса южнее с. Сентгал в горах Баконь, к СЗ-у от озера Балатон, в июле 1961 г. была заложена буровая скважина. Под слоем почвы мощностью 0,50 м была пройдена буром кессенская серия, состоящая из чередования известняков, известковистых мергелей, мергелей, глин, глинистых мергелей, доломитов и доломитовых пород вплоть до глубины 76,20 м. В этом образовании, выраженном в характерной альпийской фации, были найдены: характерная фауна пластинчатожаберных моллюсков [*Avicula contorta* PORTL., *Avicula falcata* STOPP., *Pecten hellii* EMMR., *Pinna miliaria* STOPP., *Placunopsis alpina* (WINKL.), *Modiola jaba* (WINKL.), *Leda percaudata* GUEMB., *Myophriopsis isosceles* (STOPP.), *Cardita austriaca* (HAU.), *Protocardia rhaetica* (MER.), *Corbula alpina* WINKL.], а также фораминиферы, остракоды, иглы иглокожих, ганоидные зубы рыб и чешуи рыб, остатки морского микропланктона, пыльца сосновых и споры папоротников. Преобладающим цветом пород, вследствие тонкого распределения органических веществ, является темносерый и кое-где даже черный, причем в породах можно выявить местами также наличие битумов.

На глубине 76,20 м бурение достигло норийского „главного доломита”, и на глубине 83,30 м оно было остановлено в пределах последнего образования. Полный разрез скважины показан на рисунке 3.



A BAKONYHEGYSÉG JÚRA IDŐSZAKI KÉPZŐDMÉNYEINEK ÜLEDÉKFÖLDTANI VIZSGÁLATA*

Írta: KONDA JÓZSEF

A Magyar Állami Földtani Intézethez beosztott aspiránsként dolgoztam a témán. Munkám célja, hogy lehetőleg egyszerű üledékföldtani módszerekkel elsősorban a fáciesviszonyok vizsgálatára alapozva, a liász, illetve a júra tenger Magyar Középhegység-i részének olyan új ősföldrajzi rekonstrukcióját vázoljam fel, amely hathatósan segít a középhegységi júra időszaki képződmények mindmáig ellentmondásosnak látszó problémáit megoldani.

Jelen cikk — a részletadatok nagy tömegének ismertetése nélkül — a munka eredményének azt a részét tartalmazza, amelynek a téma lezárása előtti közreadását a Bakony területén újraindult földtani térképező munka ismereti alapjainak szükségszerű bővítése sürgeti és indokolja.

A Bakonyhegység júra időszaki képződményeinek „regionális” fácieskérdéseivel érdemben kevesen foglalkoztak. Ugyancsak kevesen munkálkodtak érdemben az ősföldrajzi viszonyok megismerésén.

Az eddigi irodalomban a Magyar Középhegység s ezen belül a Bakonyhegység júra időszaki ősföldrajzi képeinek lényegében két változata ismert.

I. Az egyik elmélet — amelyet a kutatók nagyobb része vallott és vall magának — olyan júra tengert tételez fel, amelynek partjai az országhatáron kívül húzódtak. E tengerben azonban a medencealjzat egyes részeinek emelkedése miatt a víz sekélyebbé vált. Szigettengeri jelleg alakult ki. A sekélyebb részeken keletkeztek a crinoideás—brachiopodás mészkövek, míg a megemelt területek szomszédságában mélyebbvízi képződmények rakódtak le.

Lényegében ezt a nézetet vallották, illetve vallják: TAEGER H., PRINCZ GY., TELEGGI-ROTH K., IFJ. NOSZKY J. és GÉCZY B.

Itt kell megemlítenünk IFJ. LÓCZY L.-t is, aki főleg irodalmi adatokra támaszkodva kísérelte meg az ősföldrajzi vonatkozású adatok összesítését, valamint KOVÁCS L.-t, aki ugyancsak új formába öntötte elődei megállapításait.

* Szerző kandidátusi disszertációjának kivonata.

2. Az ösföldrajzi kép másik változatát lényegében VADÁSZ E.-nek az 1910-es években megjelent munkáiból ismerjük. Ő veti fel először annak lehetőségét, hogy a júra tenger Magyar Középhegység-i részének partja a Középhegység területén kereshető. A partvonalat említett két munkájában a Középhegység csapásával párhuzamosan, Herend magasságában vonja meg.

Homályosan bár, de kitűnik munkáikból, hogy ezt az ösföldrajzi képet tette magáévá SIKABONYI L., SZABÓNÉ DRUBINA M. és CSEH-NÉMETH J. is, ők azonban nem a középhegységi fáciesviszonyok alapos ismeretében, hanem a mangánérclelőhelyek szovjet irodalomból megismert analógiái alapján jutottak el e szemlélethez.

A bakonyhegységi júra képződmények kutatói közül NOSZKY J. munkásságát kell kiemelnünk. Évtizedes térképező munkája során ő halmozta össze a bakonyi júra képződményekre vonatkozó földtani tények jelentős részét. A M. Áll. Földtani Intézet Évkönyve XLVI. kötetében mellékletként közzétett, részletesebb magyarázó nélküli 25 000-es méretarányú térképe jelenleg is minden további munka alapja. Az 1959-ben Budapesten tartott „Mezozoos Konferencia” alkalmával „Magyarország júra képződményei” címmel évtizedes munkássága során összegyűjtött ismereteinek összefoglalását közölte (Földt. Int. Évk. 49. k. 2. f.). A bakonyi júrára vonatkozó lényeges megfigyelései és következtetései a következők: A Bakonyhegységben a triászban kifejlődő júra képződmények sorozata teljes. A biztosan kimutatható fauna-zónák számát csupán a lepusztulás okozta üledékhiány vagy az őslénytani feldolgozás elmaradása csökkenti. Találhatók azonban olyan területek, ahol a hejtangyi emelet felső szakaszán vagy a szinemuri emelet egy részében üledékhézag van. Sümeg környékén olyan rétegtani hézagot jelöl, amely a pliensbachi rétegektől a kallovi—kimeridgei szintekig terjed. A Feketehajag északi részein és a bakonybéli Gáthegyen a pliensbachi és ennél fiatalabb rétegek hiányából a júra végéig terjedő rétegtani hézagra következtet. A bakonybéli Somhegyen és a Feketehajag egy részén a dachsteini liászra diszkordánsan települő kimeridgei képződményt jelez. Számos példával illusztrálja a júra képződmények fáciesgazdagságát. Megállapítása szerint az üledékképződés általában sekély nyíltvízi körülmények között ment végbe. Nyíltabbtengeri (bathiális) üledéknek csak a Radiolaria-tartalmú „kovás márga”-t és tűzkőrétegeket tekint. A júra tenger bakonyhegységi részének mélységváltozásait illusztráló, „A magyarországi júra tenger mélységi megoszlása” c. táblázatán a zárójelbe tett és megkérdőjelezett szárazra jutástól —1200 méterig terjedő fenékingadozásokat jelöl. A bakonyi júra képződményeknek népgazdasági jelentőséget adó mangánérclelőhelyek, a mangánérces rétegsorok helyenként tapasztalható nagyobb pirittartalma alapján, rosszul szellőzött mélyebb vápákhoz köti.

Az első lépésként elvégzett bejárások, vizsgálatok és az irodalmi

adatok alapján kulcsfontosságú feladatnak bizonyult a júra képződmények sokat emlegetett és vitatott hézagosságának és — ehhez kapcsolva — az egyes fácies típusok települési és térbeli helyzetének vizsgálata.

A júra rétegsorok természetes kibúvási és a mesterséges feltárások részletes vizsgálata alapján kétséget kizáró módon bizonyítható, hogy a Bakonyhegység területén a folyamatos júra rétegsorok mellett található szorosabb értelemben vett, szárazrakerüléssel megszakított hézagos rétegsorok is.

A bakonyhegységi júra képződmények egész területére kiterjedő áttekintő vizsgálatok azt igazolták, hogy a „hézagos rétegsorok” általában a júra képződmények elterjedési területének peremén vagy ahhoz közel található, a folyamatos, teljesebb rétegsorok pedig a hézagos rétegsorok által közrefogott, belső területeken helyezkednek el.

Az eddigi munka során nem a már sokat vizsgált klasszikus, folyamatos, hanem a hézagos rétegsorokat tartalmazó területek képződményeinek vizsgálata történt meg elsősorban. A folyamatos rétegsorok közül a kávéshegy—lókúti domb szelvényét vizsgáltam meg részletesen.

A hézagos településű rétegsorok mesterséges feltárását és részletes vizsgálatát eddig a következő területeken végeztem el: Papodhegyek északi lejtője, olaszfalusi Eperkéshegy, Kőrishegy—Kékhegy vonulat északi oldala, gyenespusztai vonulat, Hajaghegy-csoport tobánypusztai oldala. Ugyancsak mesterséges feltárás és részletes vizsgálat alá kerültek a bakonybéli Gáthegy és a Közöskúti árok liász rétegei. Részletes összehasonlító vizsgálatokat végeztünk az eplényi mangánércbányászat területéről rendelkezésre álló mintaanyag felhasználásával. Folyamatban van a kardosréti és a Rendkő vidéki hézagos településű rétegsorok részletes feltárása és anyagvizsgálata s a Déli-Bakony területén Sümegen és a Kakastarajhegyen szintén hasonló munka folyik.

Az elvégzett vizsgálatok során megismert jelenségek és összefüggések bemutatására a *Lókút—Olaszfalu—Eplény* alkotta háromszög adatait ismertetjük vázlatosan.

A Papodhegy északi lejtőjének peremén, *Mohoskőtől Fenyveskútig*, tehát csapásirányban mintegy másfél km hosszban nyomozhatók h é z a g o s t e l e p ü l é s ű liász rétegsorok. A triász—liász határra helyezett dachsteini típusú oolitos vagy dachsteini típusú megaloduszos mészkő egyenletlenül lepusztított felszínére — a mészkő repedéseit is kitöltve — a lotharingi emelet crinoideás—brachiopodás, a plienschachi emelet tömött, vörös, uralkodóan *Brachiopoda* faunával jellemzett mészkőve, majd tömött vörös ammoniteszes, brachiopodás (korban az eplényi mangánércbányászattal feltárt mangánérces rétegcsoport felső-liász fedőjével azonos) mészkő települ. A legalsó rétegek általában a dachsteini típusú liász mészkő alig koptatott törmelékanyagát tartalmazzák.

Az olaszfalusi Eperkéshegy a júra és alsó-kréta folyamán végbement történéseket dokumentáló jelenségeknek valósággal természetes múzeuma.

Itt a dachsteini típusú liász mészkő egyenetlen felszínére települve — ma már csak egyes mélyedésekben, lepusztulástól megkímélt foltokban — a liász lotharingi emeletébe sorolt, hierlatz fáciesű crinoideás—brachiopodás mészkő található.

A dachsteini típusú liászra, vagy a liász hierlatz fáciesű mészkővének egyenetlenül lepusztult felszínére tömött, vörös, egyes részeiben gazdag *Ammonites* faunát tartalmazó, kimeridgei mészkő települ. A későbbi lepusztulástól megkímélt helyeken a kimeridgei mészkő fölött — hierlatz fáciesű — titon mészkő található. Az Eperkéshegy földtani szelvényének feltárását és a malm rétegek ősmaradványanyagának vizsgálatát FÜLÖP J. végeztette el alsó-kréta vizsgálatai során. A részletes feldolgozás is folyamatban van.

Az eplényi mangánércbányászat területén is felismerhetők hasonló jelenségek. SIKABONYI L. a M. Áll. Földtani Int. 1952. Évi Jelentésében az érctelepés rétegeknek alsó-liász brachiopodás mészkőre való települését említi a Géza-lejtakna É-ra kihajtott kutatóvágatából. Az érctelep fekvőjét egyenetlennek írja le.

SZABÓNÉ DRUBINA M. a M. Áll. Földtani Int. 1955/56. Évi Jelentésében közzétett adatai szerint a mangánérces rétegcsoport közvetlen fekvője a terület túlnyomó részén alsó-liász mészkő, amely egymást helyettesítő világosvörös tömött és crinoideás—brachiopodás fáciesben jelentkezik. Az É-i bányamezőben kisebb foltokban a dachsteini típusú liász mészkő is szerepel közvetlen fekvőként. Mind az elsődleges, mind a másodlagos oxidos érctelep fekvő kőzetét szabálytalan hullámos felszínűnek, élénk karsztos jellegű morfológiájúnak találta. A mészkőfelszín egyenetlenségeinek nagyságrendjét 2—5 m között, helyenként 20—40 m-ben adja meg, s megjegyzi, hogy ez a megjelenési mód erősen hasonló az úrkúti csárdahegyi mangánércelőfordulás fekvőjéhez.

A rendelkezésemre álló mintaanyag vizsgálata alapján megállapítható, hogy az É-i bányamező említett dachsteini liász fekvőinek legalábbis egy részénél nem tektonikus helyzetről, hanem az Eperkéshegyen is megfigyelt jelenségekről van szó. Ezek a dachsteini liász egyenetlen felszínére települő crinoideás—brachiopodás mészkő ugyancsak lepusztított felszínéből kiálló — ellentállóbb voltuk miatt kevésbé lepusztított — kiemelkedések. Az északi terület néhány fúrásának mintanyaga ugyancsak a magasabb liász képződmények dachsteini liászra való rendellenes rátelepülését igazolja. Ezek a jelenségek térbelileg kapcsolódnak az eperkéshegyiekkel, azok folytatását jelzik.

A folyamatos rétegsorú szelvények közül a Kovács L. által vizsgált és több régebbi munkájában, valamint kandidátusi disszertációjában is ismertetett *lókúti liász rétegsort* vizsgáltam részletesebben. A dogger—malm képződmények átfogó vizsgálatával céлом csupán az volt, hogy az üledékképződés folytonosságáról magam is meggyőződjem. Itt a teljes liász rétegsor feltárása révén rétegről rétegre történő vizsgálá-

tokat végezhettem. Az ilyen részletességű vizsgálat természetesen módosítja Kovács L. régebben közölt szelvényét. A részletek mellőzésével csupán a leglényegesebb módosítást jelzem.

Említett szerző a felső-liász posidoniás mészkő és a középső-liász vörös cephalopodás mészkő határán 10—15 cm lilás-rózsaszínű és szürke crinoideás mészkövet jelzett. A részletes vizsgálat során a vörös cephalopodás rétegek felett 1 m vastag, lilászörös, durvaszemcséjű crinoideás mészkövet, 5 m vastagságban szürkésárga, finomszemcséjű crinoideás, szürke tűzköbetelepüléseket tartalmazó mészkövet találtunk. Utóbbinak felső harmadában — az eplényi bányászat révén megismert mangánérces szint első nyomaként — 30 cm vastag, apró oxidos mangánércszemcséket tartalmazó, sárga agyagréteg települ. A 6 m vastag mészkőrétegcsoport felső határa mangánkérges, erre 1,20 m vastag, apró oxidos mangánércszemcséket tartalmazó agyag, majd 1,60 m vastagságban radiolariás agyagmárgarétegek települnek. Efelett következik a felső-liászba sorolt lemezes, tűzköves posidoniás mészkő.

E klasszikus liász-sorozat feltárása és részletes vizsgálata egyben a Mediterrán Mezozóos Bizottság júra szekciójának munkaprogramjába felvett alapszelvény-vizsgálatok megkezdését is jelzi. Ezt a tényt a feltárás és anyaggyűjtés során is figyelembe vettük, és a már Kovács L. által jelzett alsó- és középső-liász ammoniteszes szintekben rétegről rétegre gyűjtöttük a faunát. Az alsó-liász szintből kb. 700, a középső-liász rétegekből mintegy másfélezres példányszámú fauna került a MÁFI gyűjteményébe. Ezek első értékelése folyamatban van.

A *fáciaskérdésekre* vonatkozó megfigyeléseket a következőkben foglalhatjuk össze:

A fő fáciestípusok, illetőleg típuscsoportok térbeli elhelyezkedése nagy vonalakban a hézagos, ill. a folyamatos rétegsorú területrészekkel párhuzamos lefutású.

A felismert jelenségek és azok térbeli helyzete alapján megállapítható, hogy a vizsgált szelvények két jól jellemezhető csoportra különíthetők:

1. A júra időszaki képződmények elterjedési területének peremén sekélyvízi, sőt litorális képződmények találhatók. A hézagos kifejlődés elsősorban ezekre a peremi kifejlődésű területekre jellemző. Az üledék-hézagot ezeken a helyeken tényleges szárazra jutás okozta.

2. A peremi kifejlődésű területek által közrefogott részekben a júra időszak egésze alatt vízzel borított medencerészekben keletkezett teljes, folyamatos rétegsorok találhatók. E szelvényekben nem mutatható ki minden faunasztint, de tényleges üledékszűnet sem igazolható. Az eddigi vizsgálatok szerint az ammoniteszes szintek jellemző faunájának részleges hiánya a fációs viszonyokra vezethető vissza.

A két fő kifejlődési területen és az ezek közötti keskeny szakaszon nyomozható átmeneti részen a változó, egymásba átmenő fációs szakaszok, illetve négy fő típusa ismerhető fel.

Az üledékhézagos peremi területekre jellemző, hogy az idősebb képződmények általában egyenetlen, lepusztult felszínére hierlatz fáciesű crinoideás—brachiopodás mészkő, tömött, vörös, gyakran kalciteres mészkő és tömött, vörös, mangános (gyakran „mangángumós”, mangán-oxidos bekérgezésű ósmaradványokat tartalmazó) mészkő települ.

Az üledékhézagos területek belső oldalához csatlakozó folyamatosabb — vagyis hézaggal települő, de utána nagyobb szakszon át folyamatos — rétegsorok azon részei, melyek az előbbi típusba sorolt képződmények felett települnek, gyakran tűzkövesek. E képződmények üledékköltési vizsgálata viszonylag sekély és jól szellőzött üledékgyűjtőt igazol. A radiarit rétegsort a folyamatos rétegsorú területek jellemző képződménye, kivételesen megtalálható azonban a hézaggal települő, de nagyobb szakaszon folyamatos rétegsorokban is.

Az ipari méretű mangánércfelhalmozódás helyei — szinthez kötötten külön fáciesként — a peremi területekhez csatlakoznak.

A típusos agyagos, gumós mészkőfácies a júra előfordulások déli pereméhez közel eső, folyamatos rétegsorokban gyakoribb.

A Bakonyhegység júra képződményeinek részletes vizsgálata során megismert tényeket és összefüggéseket középhegységi keretben szemlélve, s a vértesi, tatai, gerecsehegységi, dorogi és Esztergom vidéki hasonló jelenségekkel összevetve megállapítható, hogy a középhegységi tengerág a júra időszak elején beszűkült és tagozódott. A tengerág peremi kifejlődésű képződményei a hegység csapásával nagyjából párhuzamosan nyomozhatók. A kialakult üledékgyűjtő határai a júra időszak alatt, sőt — FÜLÖP J. vizsgálatait figyelembe véve — a kréta időszak elején is nagy vonalakban állandóak maradtak. A mediterrán régió területén megismert, erre az időre eső kéregmozgási szakaszok csak kisebb-nagyobb oszcillációkkal jelentkeztek területünkön. Ilyen oszcillációkat jeleznek a felsorolt hézagos településű rétegsorok részletes vizsgálatának tapasztalatai és az irodalomban található hasonló adatok is. Az oszcilláció nagyságrendjétől és az egykori morfológiától függően az egyes peremi területrészek rövidebb vagy hosszabb ideig voltak száraz partvidékek vagy sekély vízzel borított, peremi területek. E tény miatt — a hézagos rétegsorokat tekintve — viszonylag változatos képet találunk.

A felsorolt tények alapján kialakított kép — még az esetleges tektonikai összennyomottságot figyelembe véve is — viszonylag szűk medence-részt jelez.

A vázolt ősföldrajzi viszonyok egyben azt is jelzik, hogy a júra időszak elején a helyenként még ma is felismerhető peremekhez csatlakozva, jelentős területek váltak szárazulattá. Az erősen beszűkült és viszonylag sekély üledékgyűjtőn belül pedig jellegzetes üledékképződési viszonyok jöttek létre.

A középhegységi júra képződményekben feltűnő a törmelékes terrigén anyag hiánya. Ez a tény csak azzal magyarázható, hogy a medencerészt

övező területekről jóformán csak az erőteljes kémiai mállás révén oldatba jutott anyag került az üledékgyűjtőbe.

Ilyen körülmények között a mangánérc keletkezése is új megvilágításba kerül. A részletesebben vizsgált Lókút—Eplény—Olaszfalu alkotta háromszögben elhelyezkedő mangánérces területet két oldalról hézagos településű sekélyvízi, sőt litorális képződmények veszik körül. A hézagos település a mangánércbánya területén is kimutatható. E tények a mangánérc-keletkezés peremhez kötött volta mellett szólnak. A peremi területeknek azonban nem minden részén található ipari méretű mangánércfelhalmozódás. Ha sorra vesszük a bányászat révén megismert, ipari értékű mangánérctelepes rétegsorok — irodalomban is részletesen ismertetett — jellemzőit, azt találjuk, hogy ezeknek a területeknek vannak olyan, a júra képződmények egyéb területein ki nem mutatott és vizsgálataink szerint ezek nagy részén ki sem mutatható jellemzői, melyek az ipari értékű mangánércképződési területek sajátjai. Ilyenek: a mangánérctelepet kísérő agyagos képződmények, a kovás fatörzsek, a szenesedett növény-maradványok és a szervesanyag-tartalmú agyagok. E tényeket figyelembe véve az ipari értékű mangánércképződés helyeit az urakodóan kémiai mállásnak kitett területekről származó anyagszállítás közvetlen felhalmozódási helyeinek kell tekintenünk. Az elsődleges oxidos ércet az egykori peremhez közel, míg a redukтивabb környezetre utaló karbonátos fáciest az oxidos fáciesöv belső oldalán találjuk. A redukтив környezet létrehozásában jelentős szerepet kell tulajdonítanunk az üledékgyűjtőbe került szerves anyagoknak.

A fentiekben vázlatosan felsorolt eredmények a korábbi úttörő vizsgálatok eredményeinek továbbfejlesztését jelzik. E cikk lezárásakor még folyamatban levő részletes anyagvizsgálat befejezése után kerül sor a munka részletes ismertetésére, eredményeinek végleges összefoglalására és közreadására.

EXAMEN SÉDIMENTOLOGIQUE DES FORMATIONS JURASSIQUES DE LA MONTAGNE BAKONY*

par

J. KONDA

L'auteur présente une partie importante des faits géologiques établis au cours de l'examen sédimentologique des formations jurassiques de la Montagne Bakony, notamment ceux qui sont importants au point de vue de l'appréciation des conditions paléogéographiques, tout en passant des détails nombreux.

Aux cours de ses travaux, l'auteur a prouvé qu'en outre des séries

* Résumé de la thèse de candidat ès sciences géologiques de l'auteur.

de couches se développant en continuité de sédimentation du Trias et passant au Crétacé inférieur de la Montagne Bakony, on y trouve également des séries interrompues par l'émersion. Les séries à lacunes se trouvent généralement dans les parties marginales de l'extension des formations jurassiques, ou bien à proximité de ces dernières, et elles se composent de formations néritiques et même littorales. Les séries continues se sont développées dans les parties embrassées par les territoires de faciès marginal, c'est-à-dire là où le bassin fut couvert d'eau pendant le Jurassique entier. Dans ces profils, on ne peut pas démontrer chaque horizon faunistique, mais, en même temps, on ne peut prouver aucune véritable lacune sédimentaire. À en juger des examens effectués jusqu'à présent, le manque partiel de la faune caractéristique des zones à *Ammonites* se laisse surtout ramener aux conditions de faciès.

En encadrant les faits et les relations connus aux cours de l'examen détaillé dans l'ensemble de nos connaissances sur la Montagne Centrale et en les mettant en corrélation avec les phénomènes analogues des montagnes Vértes et Gerecse, celles de Tata, Dorog et des environs d'Esztergom, on peut constater que le bras de mer de notre Montagne Centrale se rétrécit et se démembra au début du Jurassique. Les formations de faciès marginal du bras de mer sont en général parallèles à la direction de la montagne. Les limites du réservoir de sédiments ainsi formé ne changeait pas sur les grandes lignes pendant le Jurassique. Les phases de mouvement de l'écorce terrestre de la région méditerranéenne de cette époque-là ne se présentent sur notre territoire que par quelques oscillations plus ou moins grandes.

La formation du minerai de manganèse de qualité industrielle, donnant de l'importance économique aux formations jurassiques de la Montagne Bakony, se présente aussi sous un nouveau jour. Le territoire de minerai de manganèse situé dans le triangle Lókut—Eplény—Olaszfalú, étudié dans le détail par l'auteur, est entouré de deux côtés de formations néritiques et même littorales. Le mode de gisement lacunaire est démontrable dans les mines de manganèse aussi. Tous ces faits prouvent que le minerai de manganèse s'est produit exclusivement dans les parties marginales. Cependant, on ne trouve pas d'accumulation de qualité industrielle du minerai de manganèse dans toutes les parties des territoires marginaux. Si l'on examine tour à tour toute les caractéristiques — connues même par la littérature — des séries à minerai de manganèse ouvertes par l'exploitation minière, on peut constater que ces territoires présentent des caractéristiques propres aux couches à gisements de minerai de manganèse de qualité industrielle, et qui ne se retrouvent pas dans les autres formations jurassiques. Telles sont: les formations argileuses des roches encaissantes des gisements de manganèse, les argiles à substance organique, les restes de plantes houillifiés, les troncs silicifiés. En tenant compte de ces faits-là, les gisements de minerai de manganèse de qualité industriel-

le doivent être considérés comme terrains d'accumulation des matières y transportées des territoires où la corrosion était dominante. Le minerai primaire, oxydique se trouve près du bord ancien, tandis que le faciès carbonaté, indiquant un milieu plus réductif se place du côté intérieur de la zone d'oxydation. Quant au développement du milieu réductif, il faut attribuer de l'importance à la substance organique, transportée dans le réservoir de sédiments.

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЮРСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ГОР БАКОНЬ*

Й. КОНДА

В настоящей работе автором описывается часть познанных при литологическом изучении юрских отложений гор Баконь фактов, наиболее важная с точки зрения оценки палеогеографических условий, а также приводятся выводимые из этих фактов заключения без перечисления огромной массы детальных данных.

В процессе своей работы он доказал, что в области гор Баконь, наряду с непрерывными толщами, развивающимися седиментационной последовательностью из триасовых отложений и переходящими и в нижний мел, встречаются также толщи с перерывами, обусловленными временными наступлениями континентального режима. Прерывистые толщи обычно располагаются на окраинах области развития юрских образований, или же в близости их, причем они слагаются мелководными и даже литоральными отложениями. Непрерывные толщи образовались на участках между областями краевой фации, а именно в тех частях бассейна, которые в течение всего юрского периода были покрыты водами моря. В этих разрезах не могут быть выделены все фаунистические горизонты, но не представляется возможным доказать ни наличия фактических перерывов в осадкообразовании. Судя по данным проведенных до сих пор исследований, частичное отсутствие характерной фауны аммонитовых зон можно объяснить прежде всего соответствующими фациальными условиями.

Рассматривая познанные при детальных исследованиях факты и взаимосвязи в масштабе Среднегорья и сопоставляя их с аналогичными явлениями в горах Вертеш, районе г. Тата, горах Герече, районах гг. Дорог и Эстергом, можно установить, что в начале юрского периода ответвление моря на территории Среднегорья суживалось и оказалось рассеченным. Образования краевой фации данного морского ответвления могут проследиваться приблизительно параллельно простиранию горного сооружения. Границы формировавшегося осадконакопительного бассейна в течение

* Резюме кандидатской диссертации автора

юры остались в больших чертах постоянными. Познанные на территории средиземноморского региона фазы движений земной коры, приуроченные к данному периоду, на рассматриваемой нами территории проявлялись лишь в виде более или менее значительных колебаний.

Образование промышленной марганцевой руды, придающее экономическое значение юрским отложениям гор Баконь, тоже получает новое освещение. Область развития марганцевых руд, расположенная в треугольнике сс. Локут-Эплень-Оласфалу, детально изученная автором, окружена с двух сторон мелководными и даже литоральными образованиями. Условия прерывистого залегания могут быть выявлены и на территории горной разработки марганцевых руд. Эти факты говорят за то, что формирование марганцевых руд приурочено к краю бассейна. Однако, не во всех частях краевых областей встречаются промышленные скопления марганцевых руд. Если взять по очереди опубликованные характеристики познанных в процессе горной эксплуатации марганценосных толщ, то можем отметить, что эти территории обладают такими характеристиками, невыявляемыми в других областях развития юрских отложений, которые присущи районам промышленных месторождений марганцевых руд. Такими являются: глинистые образования, сопровождающие марганцевые залежи; глины, содержащие органические вещества; обугленные растительные остатки и окремненные стволы деревьев. С учетом этих фактических данных можем установить, что месторождения промышленных марганцевых руд приурочены к тем местам, где накопились материалы, поступавшие из областей, большей частью подверженных химическому выветриванию. Первичная окисная руда встречается в близости бывшего края бассейна, в то время как карбонатную фацию руды, указывающую на более восстановительную среду, находим на внутренней стороне зоны окисления. Значительную роль в создании более восстановительной среды следует приписывать органическим веществам, привнесенным в осадконакопительный бассейн.

A BAKONYHEGYSÉGI ALSÓ-KRÉTA*

(I. sz. melléklettel)

Írta: FÜLÖP JÓZSEF

Több éves munka alapján kézirat formában elkészült a Bakonyhegység alsó-krétakori (valangini—apti emeletbeli) képződményeinek földtani monográfiája. Az akadémiai doktori disszertáció tárgyát képező munka nyomdai úton való közreadására csak a védelemmel kapcsolatos vita, és a közreadás anyagi feltételeinek megvalósulásáig rendelkezésre álló időben tervezett kiegészítés után kerül majd sor. A munka legfontosabb új megállapításait ezúttal röviden előrebocsátjuk.

A Bakonyhegység alsó-krétakori képződményeinek megismerése terén IFJ. NOSZKY J. (1934) szerzett kiemelkedő érdemeket. Ő állapította meg először, hogy a Bakonyhegységben a valangini és hauterivi emeletek jelenléte kimutatható. „Adatok az északi Bakony krétaképződményeinek ismeretéhez” című munkájában nagyszerű áttekintést adott ezekről a képződményekről. Részletes kőzetjellemezései, gazdag ősmaradványanyaga, ezenkívül pontos földtani térképei alapvető fontosságúak.

Az elmúlt évek során végzett beható vizsgálatokkal számos vonatkozásban továbbfejlesztettük a korábbi megállapításokat:

1. Sümeg és Bakonycsernye között 38 feltárás rétegsorát vizsgáltuk meg igen részletesen. Eddig ismeretlen képződményeket és ősmaradvány-lelőhelyeket tártunk fel és írtunk le:

a) berriázi alemeletbeli mészkő- és mészmárgarétegeket, gazdag *Cephalopoda* faunával Városlődön, Hárskúton (a Közöskúti árokban és a Rendkőn), valamint a pénzegyőri Somhegyen;

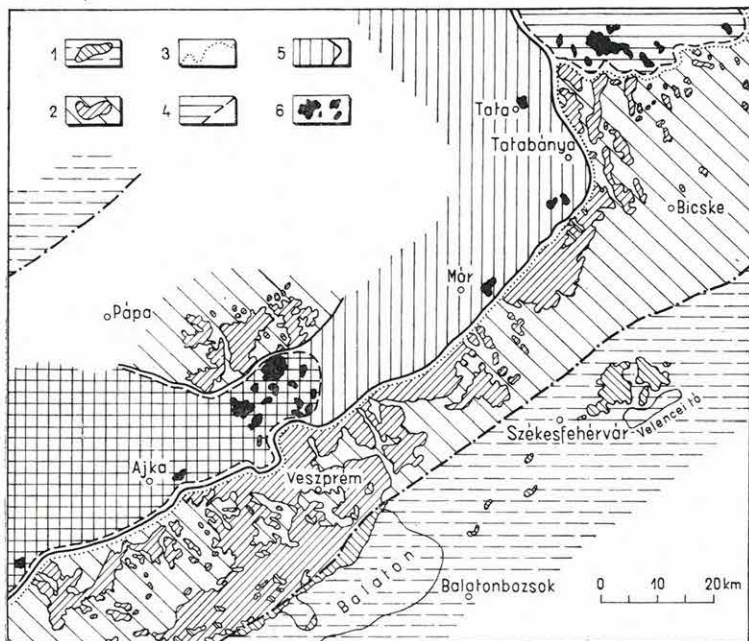
b) barrémi emeletbe tartozó, sekélytengeri glaukonitos márga és homokos mészkő rétegcsoportot a Közöskúti árokban, a Rendkőn, a Mód tanyánál és az Édesvízi major mellett;

c) barrémi emeletbeli szürkésfehér, cephalopodás márgát és szürke brachiopodás mészkövet a városlódi Kakastarajhegyen;

d) barrémi emeletbeli, *Cephalopodákat* tartalmazó, szürke színű, gumós vagy levelesen elváló, kovás márgarétegsort a Sümeg (Sp) 1. sz. mélyfúrásból.

* „A Bakonyhegység alsó-krétakori képződményei” c. akadémiai doktori értekezés tézisei.

2. Törvényszerű összefüggéseket ismertünk fel a területenként eltérő kifejlődésű alsó-krétakori képződmények között (1. ábra). Medencebelseji, belső- és külső medenceperemi, partszegélyi és szárazföldi képződményeket, illetve kifejlődési területeket különítettünk el és annak alapján rekonstruálni tudtuk az egykori üledékgyűjtő medence ősföldrajzi viszonyait (2. és 3. ábra).



1. ábra. A valangini—apti képződmények elterjedése a Dunántúli Középhegységben

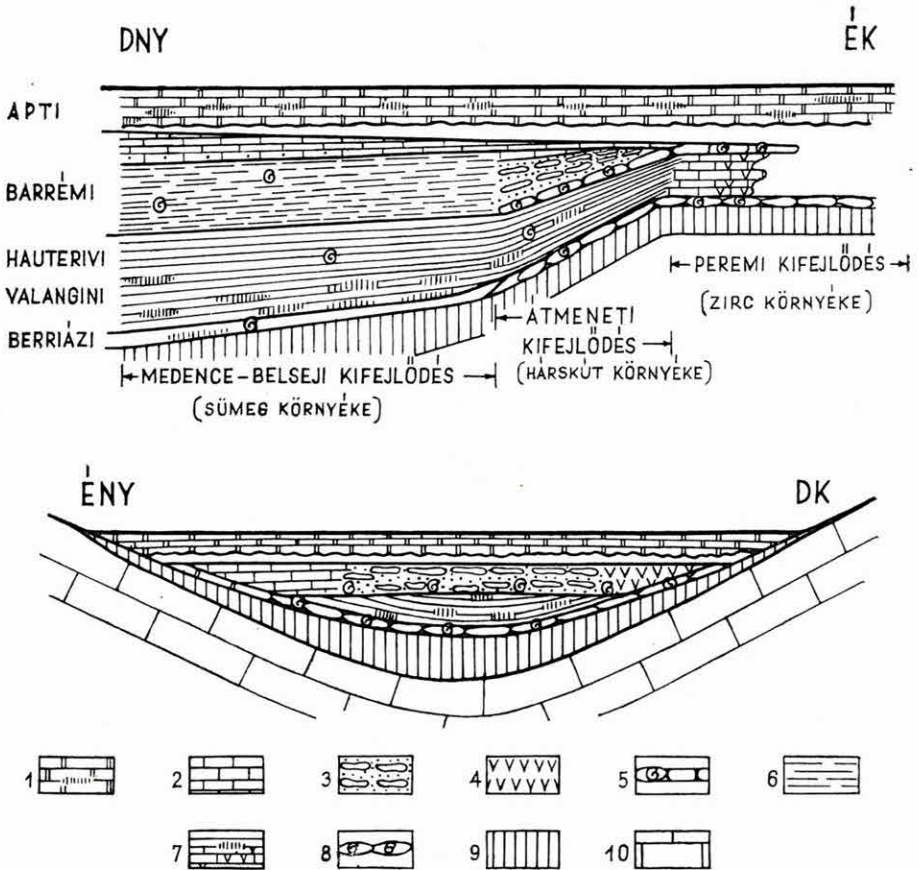
Jelmagyarázat: 1. paleozóos képződmények a felszínen és a mélyben; 2. triász képződmények a felszínen és a mélyben; 3. berriázi képződmények elterjedési határa; 4. valangini—hauterivi—barrémi képződmények elterjedése és határa; 5. apti (szürke krinoidéas) mészkő elterjedése és határvonalala; 6. valangini—apti képződmények a felszínen

Fig. 1. Étendue des formations valanginiennes—aptiennes dans la Montagne Centrale de Transdanubie

Légende: 1. formations paléozoïques en affleurement et en profondeur; 2. formations triasiques en affleurement et en profondeur; 3. limite de l'étendue des formations berriasiennes; 4. étendue et limite des formations valanginiennes—hauteriviennes—barrémiennes; 5. étendue et limite du calcaire aptien (gris à Crinoïdes); 6. formations valanginiennes—aptiennes en affleurement

Рис. 1. Распространение валанжинско—аптских отложений в Задунайском Среднегорье

Легенда: 1. образования палеозоя на поверхности и в глубине; 2. отложения триаса на поверхности и в глубине; 3. границы распространения берриасских образований; 4. распространение и границы образований валанжина—готерива—баррема; 5. распространение и границы аптских (серых криноидовых) известняков; 6. образования валанжина—апта на поверхности



2. ábra. A bakonyhegységi alsó-kréta képződmények földtani kifejlődése és települési helyzete

Jelmagyarázat: 1. apti szürke crinoideás mészkő; 2. barrémi homokos mészkő; 3. barrémi glaukonitos márga; 4. barrémi crinoideás mészkő; 5. barrémi cephalopodás mészkő és márga; 6. barrémi szürke agyagmárga; 7. valangini—hauterivi szürkésfehér mészmárga és vörös crinoideás, brachiopodás mészkő; 8. berriázi cephalopodás mészkő és márga; 9. jura képződmények; 10. triász képződmények

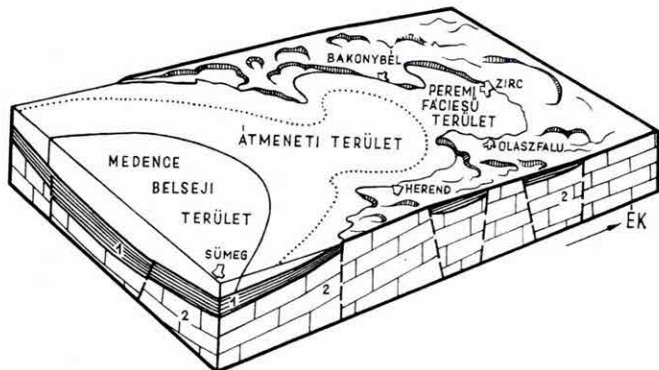
Fig. 2. Faciès et position des formations du Crétacé inférieur de la Montagne Bakony

Légende: 1. calcaire gris à *Crinoïdes*, aptien; 2. calcaire sableux, barrémien; 3. marne glauconieuse barrémienne; 4. calcaire à *Crinoïdes*, barrémien; 5. calcaire et marne à *Céphalopodes*, barrémiens; 6. marne argileuse grise, barrémienne; 7. marne calcaire, blanc grisâtre, valanginien—hauterivien et calcaire rouge à *Crinoïdes* et *Brachiopodes*; 8. calcaire et marne à *Céphalopodes*, berriasiens; 9. formations jurassiques; 10. formations triasiques

Рис. 2. Геологическое развитие и условия залегания нижнемеловых отложений гор Баконь

Легенда: 1. аптские, серые криноидовые известняки; 2. барремские песчаные известняки; 3. барремские глауконитовые мергели; 4. барремские криноидовые известняки; 5. барремские цефалоподовые известняки и мергели; 6. барремские серые, глинистые мергели; 7. валанжинско-готеривские серовато-белые известковистые мергели и красные криноидово-брахиоподовые известняки; 8. берриасские цефалоподовые известняки и мергели; 9. юрские отложения; 10. триасовые отложения

Üledékfolytonossággal jellemzett, medencebelseji, nagyvastagságú valangini—barrémi rétegösszletek feltárásait ismerjük Sümegen (4. ábra), Hárskúton (I. melléklet) és Lókút környékén. Peremi helyzetű, üledék-hézagokat tartalmazó csekély vastagságú rétegcsoportokat tártunk fel az egykori üledékgyűjtő medence DK-i partvidékén; Városlőd és Olaszfalu határában (5. ábra), ÉK-en Zirc (6. ábra) és Borzavár környékén, az



3. ábra. A bakonyhegységi alsó-kréta üledékgyűjtő medence vázlatos tömbdiagramja

Jelmagyarázat: 1. júra képződmények, 2. triász képződmények

Fig. 3. Bloc-diagramme schématique du bassin sédimentaire du Crétacé inférieur de la Montagne Bakony

Légende: 1. formations jurassiques, 2. formations triasiques

Рис. 3. Схематическая блок-диаграмма нижнемелового осадконакопительного бассейна на территории гор Баконь

Легенда: 1. юрские отложения, 2. триасовые отложения

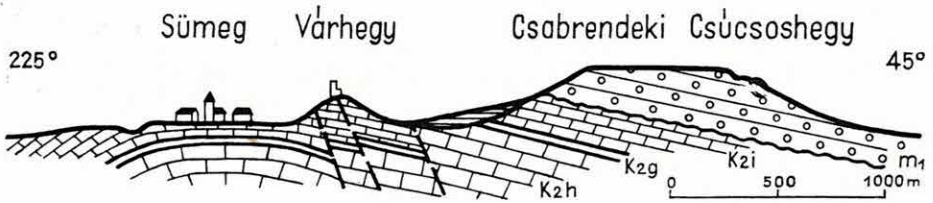
ÉNy-i partvidék maradványait pedig Bakonybél—Tobánypuszta vonalában (7. ábra).

Megállapítottuk, hogy az apti emeletbeli szürke crinoideás mészkő a Bakonyhegységben mindenütt üledékhézagra utaló éles határral, teljesen eltérő ősmaradványtartalommal, diszkordánsan települ az idősebb alsó-krétára és a különböző júra időszaki képződményekre.

A zirc—borzavári út melletti kőfejtőben az apti emeletbeli szürke crinoideás mészkő és a hasonló kifejlődésű idősebb alsó-kréta mészkőrétegcsoport között a látszólagosan megegyező településmód (penakkordancia) szép példáját tanulmányozhatjuk.

3. Kidolgoztuk a Bakonyhegység alsó-krétakori képződményeinek új rétegtani beosztását (8. ábra).

a) Kimutattuk a berriázi alemelet különválaszthatóságát és általános elterjedését a Bakonyhegység fiatal mezozóos üledékgyűjtő medencéjének területén. A titon mészkő felett üledékfolytonossággal kifejlődő berriázi mészkő- vagy mészmárga-rétegcsoport a júra és kréta időszak



4a. ábra. ID. Lóczy L. szelvénye a sümegi Várhegyen keresztül

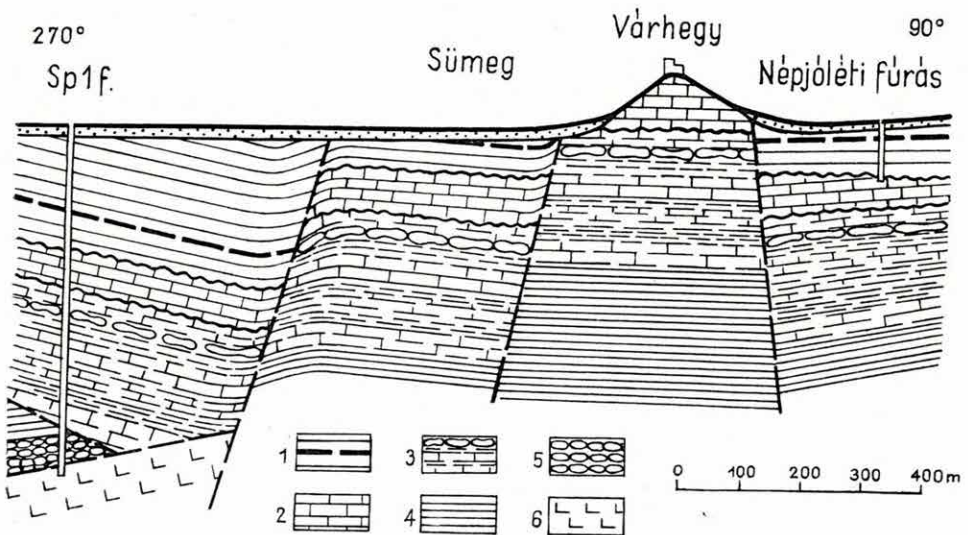
Jelmagyarázat: K_{2i} = inoceramuszos márgás mészkő; K_{2g} = gosau márga; K_{2h} = hippuriteszes mészkő; m₁ = nummuliteszes mészkő. (A szelvény kétszeresen túlmagasított.)

Fig. 4a. Profil de L. Lóczy père à travers le Mont Várhegy de Sümeg

Légende: K_{2i} = calcaire marneux à *Inocerames*; K_{2g} = „marne de Gosau”; K_{2h} = calcaire à *Hippurites*; m₁ = calcaire nummulitique. (Surélévation 2x)

Рис. 4a. Разрез через гору Вархедь в с. Шюмег, составленный Л. ЛОЦИ старшим

Легенда: K_{2i} = иноцерамовые мергелистые известняки; K_{2g} = гогауские мергели; K_{2h} = гиппуритовые известняки; m₁ = ниммулитовые известняки. (Разрез переувеличен в два раза.)



4b. ábra. Földtani szelvény a Sümeg (Sp) 1. sz. fúrásán és a sümegi Várhegyen keresztül

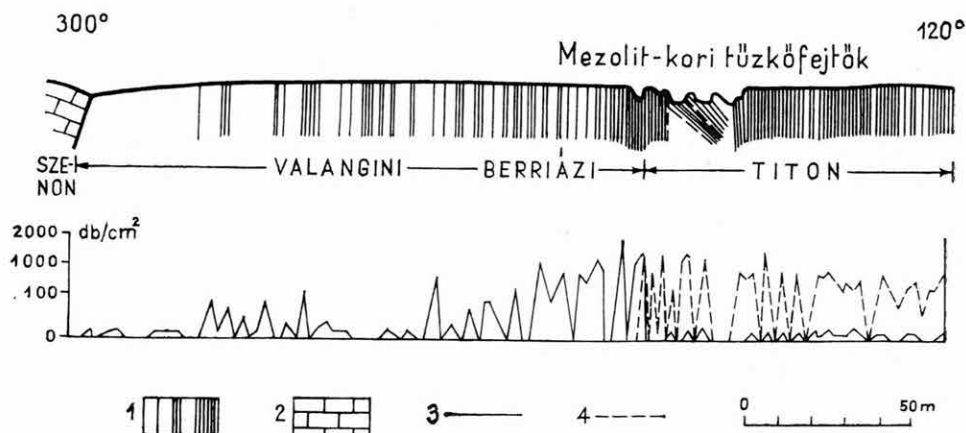
Jelmagyarázat: 1. szenon, 2. apti, 3. barrémi, 4. valangini—hauterivi, 5. kimeridzei, 6. felső-triász

Fig. 4b. Profil géologique à travers le forage profond Sümeg (Sp) 1 et le mont Várhegy de Sümeg

Légende: 1. Sénonien, 2. Aptien, 3. Barrémien, 4. Valanginien—Hauterivien, 5. Kiméridgien, 6. Triasique supérieur

Рис. 4b. Геологический разрез через буровую скважину Шюмег (Sp) № 1 и гору Вархедь в с. Шюмег

Легенда: 1. сенон; 2. апт; 3. баррем; 4. валанжин—готерив; 5. кимеридж; 6. верхний триас



4c ábra. A sümegi Mogorósdomb titon – valangini rétegösszletének szelvénye és a *Tintinnoidea* eloszlása

Jelmagyarázat: 1. szürkésfehér mészmárga, tüzköbetelepülésekkel; 2. szenon hippuriteszes mészkő; 3. *Tintinnopsellák*; 4. *Calpionellák*

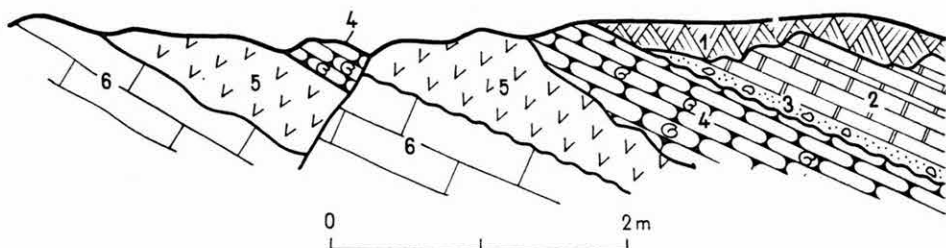
Fig. 4c. Profil du complexe tithonique – valanginien de la colline Mogorósdomb de Sümeg et répartition des *Tintinnoidea*

Légende: 1. marne calcaire, blanc grisâtre, à intercalations de silix; 2. calcaire à *Hippurites*, sénonien; 3. *Tintinnopselles*; 4. *Calpionelles*

Рис. 4c. Разрез толщи титона – валанжина на холмике Модьорошдomb в с. Шюмер и распределение тинтинид

Легенда: 1. серовато-белые известковистые мергели с прослоями кремней; 2. гипсуритовые известняки сенона; 3. тинтиннопселлы; 4. кальпионеллы

250°



70°

5. ábra. Az alsó-liász, a kimeridzei és az apti emeletbeli képződmények települési helyzete az olaszfalusi Eperkéshegyen

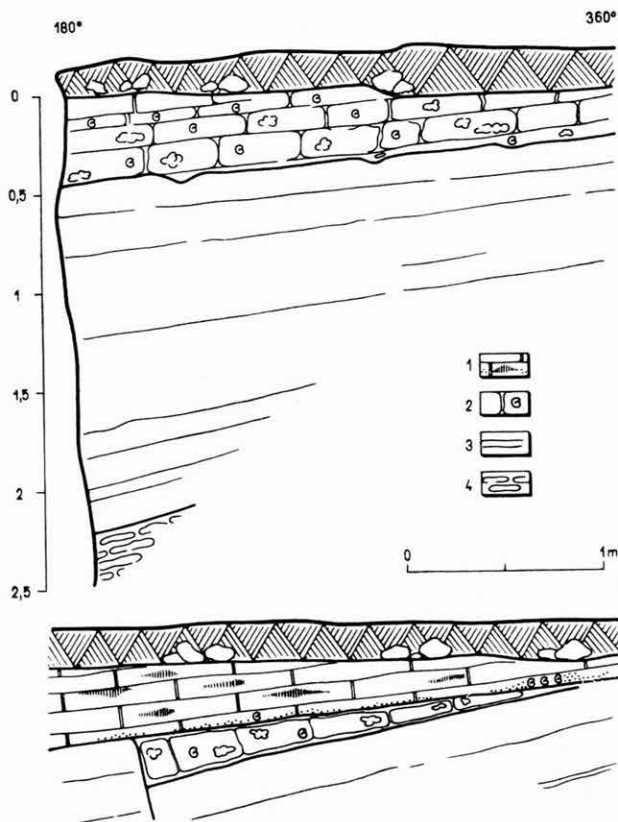
Jelmagyarázat: 1. talaj, lösz stb.; 2. apti szürke krinoidéás mészkő; 3. apti alaprég; 4. kimeridzei vörös cephalopodás mészkő; 5. alsó-liász krinoidéás – brachiopodás mészkő; 6. alsó-liász dachsteini típusú mészkő

Fig. 5. Gisement des formations liasiques inférieures, kimmeridgiennes et aptiennes au mont Eperkéshegy de Olaszfalu

Légende: 1. sol, loess, etc.; 2. calcaire gris à *Crinoides*, aptien; 3. couche basale de l'Aptien; 4. calcaire à *Céphalopodes*, rouge, kimmeridgien; 5. calcaire à *Crinoides* et *Brachiopodes*, liasique inférieur; 6. calcaire de type Dachstein, liasique inférieur

Рис. 5. Условия залегания образований нижнего лйаса, кимериджа и апта на горе Эперкешедь в с. Оласфалу

Легенда: 1. почва, лесс и т. п.; 2. аптские, серые криноидовые известняки; 3. базальный слой аптского яруса; 4. кимериджские красные цефалоподовые известняки; 5. криноидово-брахиоподовые известняки нижнего лйаса; 6. нижнелйасовые известняки дахштейнского типа



6. ábra. Alsó-barrémi cephalopodás mészkő diszkordáns települése a zirci „Már-ványbánya”-ban

Jelmagyarázat: 1. apti crinoideás mészkő; 2. barrémi cephalopodás mészkő; 3. titon fehér mészkő; 4. kimeridgei vörös-gumós mészkő

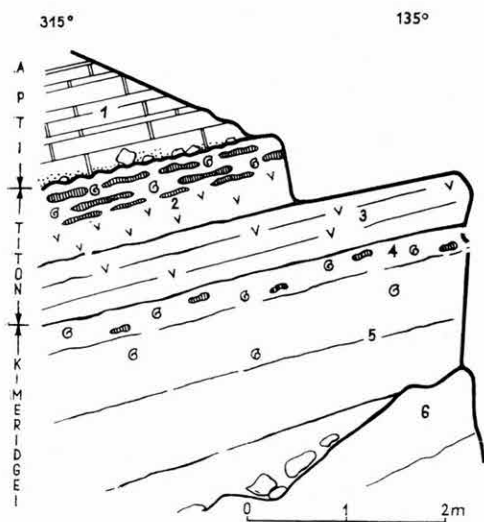
Fig. 6. Gisement discordant du calcaire à *Céphalopodes* du Barrémien inférieur dans la „Marbrière” de Zirc

Légende: 1. calcaire à *Crinoïdes*, aptien; 2. calcaire à *Céphalopodes*, barrémien; 3. calcaire blanc, titonique; 4. calcaire à noeuds rouges, kimeridgien

Рис. 6. Несогласное залегание нижнебарремских цефалоподовых известняков в „Мраморном карьере” с. Зирц

Легенда: 1. аптские криноидовые известняки; 2. барремские цефалоподовые известняки; 3. титонские белые известняки; 4. кимериджские известняки с красными желваками

határán lezajlott változásokat tükröző kőzetkifejlődése és ősmaradvány-tartalma alapján jól felismerhető és különválasztható. Különösen a *Calpionellideae*k általános érvényű és igen éles határral jelentkező nemzetség-változása nyújt kiváló lehetőségeket a kréta időszak alsó határának megvonásához (I. melléklet IV. oszlopa). A herriázi alemeletbe tartozó rétegek gyakran gazdag *Cephalopoda* faunát tartalmaznak. Jellemző alakjaik:



7. ábra. Peremi helyzetű üledékhézagos rétegsor Tobánypusztától DDK-re

Jelmagyarázat: 1. világosszürke, crinoideás mészkő; 2. vörös, mangángumós, cephalopodás mészkő; 3. világosvörös, tömött, kissé crinoideás mészkő; 4. mangánfoltos, cephalopodás mészkő; 5. világosvörös, tömött mészkő; 6. szürkésfehér, dachsteini típusú alsó-liász mészkő

Fig. 7. Série stratigraphique marginale, à lacunes de sédimentation, au SSE de Tobánypusztá

Légende: 1. calcaire gris clair, à Crinoïdes; 2. calcaire rouge, à noeuds de manganèse, à Céphalopodes; 3. calcaire rouge clair, compact, avec quelques Crinoïdes; 4. calcaire à Céphalopodes, à taches de manganèse; 5. calcaire compact, rouge clair; 6. calcaire blanc grisâtre, de type Dachstein, liasique inférieur

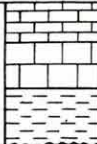
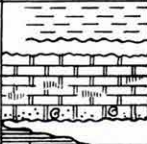

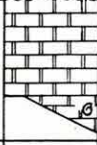

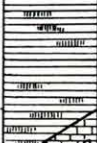

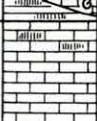
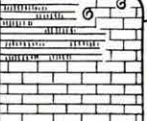
Рис. 7. Толща краевого положения с перерывами к ЮЮВ-у от хутора Тобаньпуста
Легенда: 1. светлосерые криноидовые известняки; 2. красные цефалоподовые известняки с марганцовыми желваками; 3. светлорасные, плотные известняки с небольшим количеством остатков криноидей; 4. цефалоподовые известняки с марганцовыми пятнами; 5. светло-красные плотные известняки; 6. серовато-белые, нижнелиасовые известняки дахштейнского типа

tesében az egész rétegsorban kőzetalkotó mennyiségű a *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER faj, ezenkívül alul *Tintinnopsellák* és változatos formájú *Radiolariák* találhatóak. Az egykori medenceperem közelében a mészmárgakifejlődést fehér tűzkőgumós mészkő váltja fel. Partközeli képződmény a zirc—borzavári út mentén feltárt, *Cidaris*-bunkókat és *Pygope diphyoides* maradványokat tartalmazó, vörös crinoideás mészkő.

c) A barrémi emelet idején az egész Középhegységre kiterjedő szárazulatot, tétéleztek fel régebben és ezt a bauxitképződés fő vagy kizárólagos időszakának tartották. Meghatározásunk szerint ide

Berriasella privasensis, *B. malbosi*, *B. abscissa*, *B. multiformis*, *B. picteti*, *Spiticeras groteanum*, *Sp. guttatum*, *Thurmanniceras bois-sieri*.

b) A fiatal mezozóos üledékgyűjtő medence területén általános elterjedésű és földtani kifejlődése alapján jól különválasztható berriázi (alsó-valangini) rétegcsoport felett, a Zirc és Sümeg közötti területen üledékfolytonossággal és nyugodt üledék-képződésre utaló, egyveretű rétegösszetlet alkotva települnek a középső- és felső-valangini, valamint az hauserivi emeletbe tartozó képződmények. Medencebelseji kifejlődésük fehér mészmárga, tűzkőgumókkal és közbetelepülő tűzkőrétegekkel. Makroszkópos ősmaradványokban igen szegény rétegsorok. Csak a Közöskúti árokban és a Rendkőn találtunk a középső-valangini rétegekben gazdag *Cephalopoda* faunát, jellegzetes szintjelző alakokkal: *Neocomites neocomiensis*, *Kilianella roubaudi*, *Thurmanniceras thurmanni*. Különböző lelőhelyekről a felső-valangini és hauserivi emeletre utaló faunaelemek is előkerültek: *Olcostephanus astierianus*, *Crioceratites duvali* és *Holcodiscus* sp.-ek. Mikrofaunaegyüt-

NOSZKY J. 1934		D E L I	B A K O N Y	É S Z A K I	FÜLÖP J. 1961
A P T I		Orbitolinás mészkő Requienás mészkő Munierás agyagmárga			Munierás agyagmárga SZÜRKE CRINOIDEÁS MÉSZKŐ
B A R R É M I	Rétegtani hézag BAUXIT				A D-i Bakonyban: SZÜRKE RADIOLÁRIÁS MÁRGA Az É-i Bakonyban: GLAUKONITOS HOMOK és GUMÓS-CEPHALOPODÁS MÉSZKŐ
H A U T E R I V I		BRACHIOPODÁS- CRINOIDEÁS- ECHINIDÁS MÉSZKŐ PINTÉRHEGYI SÁR- GÁSVÖRÖS AGYAG- GUMÓS MÉSZKŐ			MEDENCEBELSEJI KIFEJLŐDÉSŰ TŰZKÖZBETELEPÜLÉSEKET TARTALMAZÓ FEHÉR MÉSZMÁRGA és
V Á L D O R S E L L E		BIANCONE SZERŰ MÁRGÁS MÉSZKŐ PALIHÁLÁSI HAL- VÁNYVÖRÖS MÉSZKŐ			PEREMI HELYZETŰ TŰZKÖGUMÓS, CRINOIDEÁS- BRACHIOPODÁS MÉSZKŐ
T I T O N		Tömött és crinoi- deás mészkő			BERRIAZI CEPHALOPODÁS, MÉSZKŐ és TŰZKÖGUMÓS MÉSZMÁRGA FEHÉR és VÖRÖS MÉSZKŐ

8. ábra. A bakonyhegységi alsó-kréta képződmények rétegtani beosztása

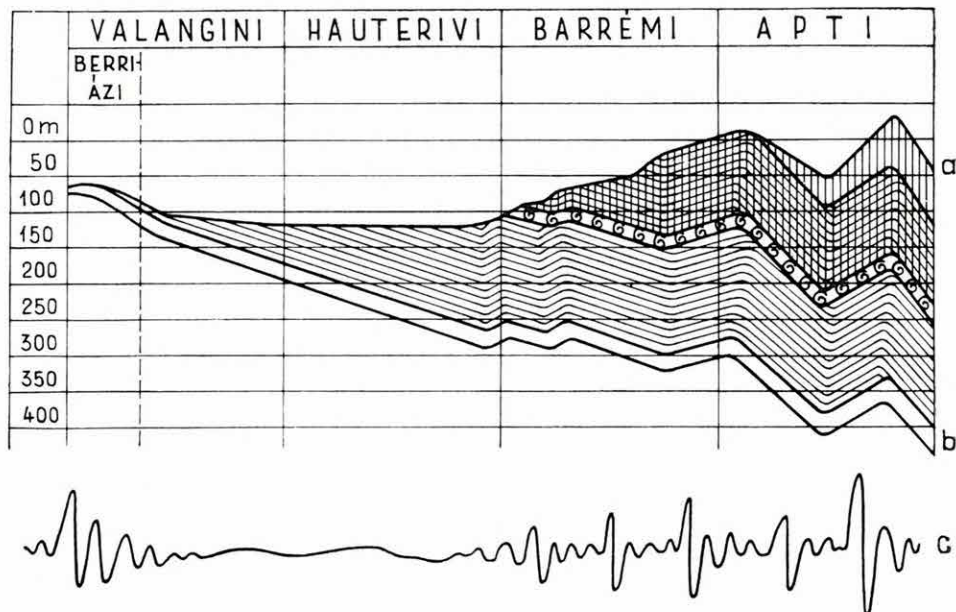
Fig. 8. Subdivision stratigraphique des formations du Crétacé inférieur de la Montagne Bakony

Рис. 8. Схема стратиграфического подразделения нижнемеловых отложений гор Баконь

kell sorolni a Noszky J. által az hauterivi emeletbe helyezett zirc-márványbányai cephalopodás, sárgászöld, agyaggumós mészkövet, amely a barrémi sekélytenger csekély vastagságú, partközeli képződménye (6. ábra). Túlterjedő módon, jelentős üledékhézaggal, diszkordánsan települ a titon mészkő felett. A mennyiségileg is túlnyomó *Hamulina*-, *Barremites*- és *Valdedorsella*-félék, valamint az hauterivi emeletre jellemző *Olcostephanus*, *Paleohoplites* és *Holcodiscus* fajok teljes hiánya miatt soroltuk be a barrémi emelet alsó részébe.

Peremi helyzetű barrémi emeletbeli cephalopodás márgát és szárazföldi eredésű törmelékanyagot tartalmazó, szürke crinoideás mészkövet tártunk fel a városi Kakastarajhegyen.

Tengeri eredésű, medencebelseji, barrémi emeletbe tartozó képződmények eddig teljesen ismeretlenek voltak a Bakonyhegységben. Laza, könnyen pusztuló kőzetanyaguk sehol sem alkot szembeötölő rétegeket, vagy a térszínből kiemelkedő hátakat. Vastag talajtakaró alatt árkolással, illetőleg a fiatalabb kréta időszak képződmények fekvőjében mélyfúrással váltak hozzáférhetővé. A Közöskúti árokban (I. melléklet), a Rendkőn, a Mőd tanya mellett és az Édesvízi majornál 20—25 m vastag glaukonitos márga és homokos mészkő réteggösszetet tártunk fel, amely üledékfolytonossággal fejlődik ki az alatta települő valangini—hauterivi kori fehér márgarétegsorból. Alsó szintjében a zirci Márványbánya alsó-barrémi kori faunájával megegyező korú és jellegű, gazdag *Cephalopoda* faunát tartalmaz. A cephalopodás alsó-barrémi rétegsorozat fölött faunában szegény rétegsorozat következik, amelyből a felső-barrémi alemeletre utaló ősmaradványok kerültek elő: *Deshayesites*, *Silesites* és *Mesohibolites* fajok.



9. ábra. A bakonyhegységi alsó-kréta üledékképződés összesítő diagramja
Jelmagyarázat: a) fáciesgörbe, b) a kéregmozgás iránya és mértéke, c) a kéregmozgás erőssége

Fig. 9. Diagramme d'ensemble de la sédimentation crétacée inférieure de la Montagne Bakony

Légende: a) courbe de faciès, b) sens et mesure du mouvement de l'écorce, c) intensité du mouvement de l'écorce

Рис. 9. Сводная диаграмма нижнемелового осадкообразования гор Баконь

Легенда: а) фациальная кривая, б) направления и размеры движений земной коры, в) интенсивность движений земной коры

Sümege az (Sp) 1. sz. mélyfúrásban feltárt 170 m vastag, medencebelseji fáciesű, szürke radioláriás márga a barrémi emelet egészét képviseli (4/b ábra). Jellegetes szintjelző ősmaradványai a *Hamulina paxillosa*, *Zurcherella zurcheri*, *Macroscaphytes yvani* és *Costidiscus* sp.

d) A korábban haterivi emeletbe tartozónak tekintett szürke crinoideás mészkő rétegtani helyét az a p t i e m e l e t b e n határoztuk meg. Ősmaradványegyüttese azonos jellegű a tatai Kálvária-dombon feltárt szürke crinoideás mészkőből gyűjtött ősmaradványtársasággal. Jellegetes alakjai a *Holcophylloceras guettardi*, *Tetragonites duvalianus*, *Melchiorites melchioris*, *Desmoceras getulinum*, *Chelonicerias martini*, *Diadochoceras nodosocostatum*, *Parahoplites melchioris*, *Neohibolites aptiensis*. A mikrofauna jellegetes alakja a *Ticinella roberti* faj. Az apti emeletbeli szürke crinoideás mészkő Sümegetől Városlód, Hárskút, Lókút, Zirc, Bakonycsérnye és a Vértes előterének vidékén át Tataig húzódik. A fekvő és fedő felé egyaránt diszkordanciával határolt rétegcsoport mindenütt hasonló földtani kifejlődésű és egyes helyeken a legelső rétegekben aprótermetű *Cephalopoda* és *csigafaunát* tartalmaz.

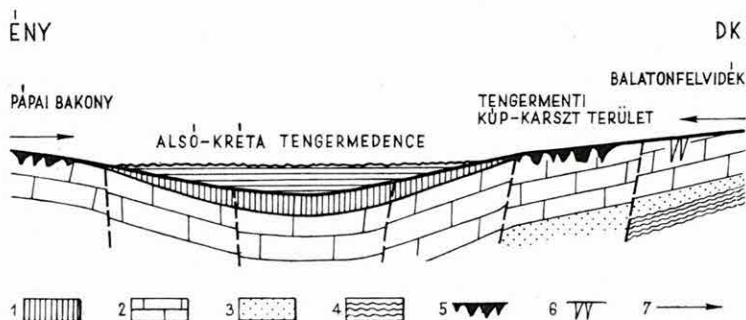
4. Felvázoltuk a bakonyi alsó-kréta (berriázi—apti emeletek) fejlődéstörténetének (9. ábra) és a távolabbi területekkel való kapcsolatainak fő vonásait.

A júra és kréta időszak határán lezajlott kéregmozgások a berriázi (alsó-valangini) alemelet sajátos közettani és őslénytani jellegeit alakították ki. A Középhegység egész hosszában végighúzódó üledékgyűjtő medence a valangini emelet közepétől kezdve egy északi: gercsehegységi, és egy déli, Zirc és Sümeg közötti üledékgyűjtő medencére különült el. Az előbbi észak-alpi—kárpáti kapcsolatú, az utóbbi a dél-alpi geoszinklinális közvetlen folytatása volt. A valangini—haterivi emeletben nyugodt üledékképződésre utaló, egyveretű rétegsor keletkezett, gyér *Cephalopoda* faunával.

A barrémi emelet kezdetétől újabb kéregmozgások hatását jelzi az üledékgyűjtőbe kerülő, eddig hiányzó szárazföldi eredésű, homok-szemnagyságú törmelékanyag, az üledékgyűjtő medence változatos kifejlődésűvé váló képződményei, a gazdag *Cephalopoda* faunát tartalmazó és a korábbi partvonalakon túlterjedő, jelentős üledékhézaggal, diszkordánsan települő, csekély vastagságú rétegcsoportok jelenléte.

Az apti emelet kezdetén rövid időre szárazulattá vált a Középhegység egész területe. Az újabb tengerelőntés az apti emelet következő szintjében végigvonult a Középhegység teljes hosszában. Az így kialakult tengeri üledékgyűjtő medencében, sekélyvízi viszonyok között rakódott le a szürke crinoideás mészkő gyakran keresztarétegzett és kovásodott rétegsora, amely ugyancsak jelentős mennyiségben tartalmaz szárazföldi eredésű, homok-szemnagyságú törmelékanyagot. A szürke crinoideás mészkő valószínűleg csak egyetlen rétegtani szintet képvisel.

A vázolt fejlődéstörténeti viszonyok teljes összhangban vannak a mediterrán régióban másutt is megállapítható viszonyokkal. A közös vonások mellett azonban kitűnnek a Középhegység alsó-krétakori fejlődéstörténetének sajátos jellegei is. A Tethys geosinklinális-ágai közötti,



10. ábra. A bauxittelepek és a tengeri eredésű képződmények keletkezési módja az alsó-kréta idején

Jelmagyarázat: 1. júra képződmények, 2. triász képződmények, 3. permi képződmények, 4. paleozóos képződmények, 5. bauxittal kitöltött mélyedések, 6. cserszegtomaji típusú agyagtelepek, 7. az anyagszállítás iránya

Fig. 10. Mode de développement des gîtes de bauxite et des formations marines pendant le Crétacé inférieur

Légende: 1. formations jurassiques, 2. formations triasiques, 3. formations permienes; 4. formations paléozoïques; 5. dépressions remplies de bauxite; 6. gisements de bauxite de type Cserszegtomaj; 7. direction du transport des matériaux

Рис. 10. Способ образования бокситовых залежей и морских отложений в нижнемеловое время

Legenda: 1. jurskie obrazowania, 2. triasowe obrazowania, 3. permskie obrazowania, 4. paleozoijskie obrazowania, 5. depressziók, feltöltve bauxitot, 6. Cserszegtomaj típusú agyagtelepek, 7. anyagszállítás irányja

11. ábra. A Dunántúli Középhegység bauxittelepei, azok átlagos Al_2O_3 tartalma (BÁRDOSSY szerint) és az alsó-kréta tengeri eredésű képződmények elterjedése

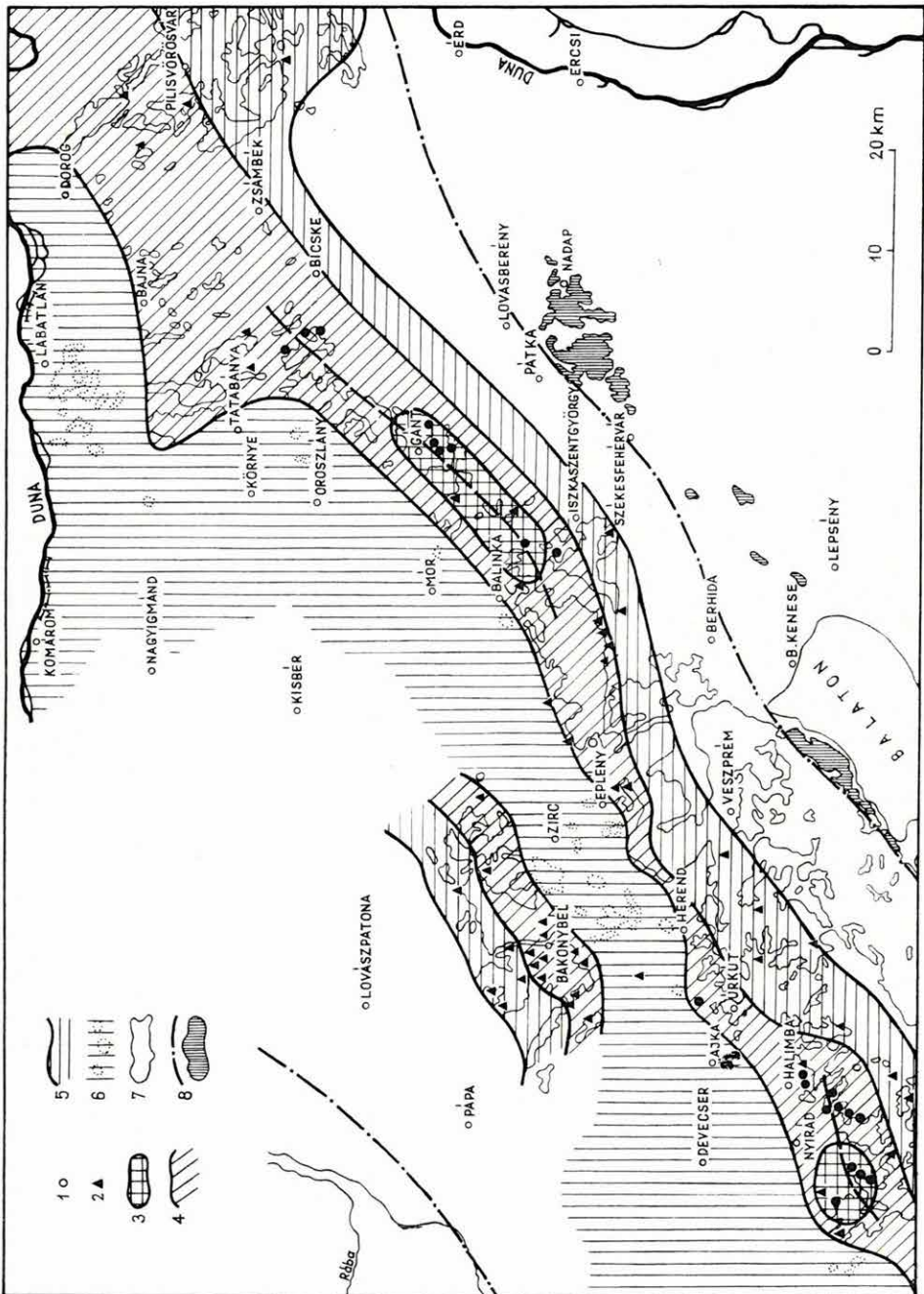
Jelmagyarázat: 1. részletesen megkutatott bauxittelepek; 2. kevésbé megkutatott bauxittelepek; 3. átlagos Al_2O_3 tartalom 46% felett; 4. átlagos Al_2O_3 tartalom 40–46% között; 5. átlagos Al_2O_3 tartalom 40% alatt; 6. tengeri eredésű alsó-kréta képződmények elterjedési területe; 7. mezozóos képződmények; 8. paleozóos képződmények

Fig. 11. Gisements de bauxite de la Montagne Centrale de Transdanubie, leur teneur moyenne en Al_2O_3 (d'après BÁRDOSSY) et étendue des formations marines du Crétacé inférieur

Légende: 1. gisements de bauxite prospectés dans le détail; 2. gisements de bauxite moins prospectés; 3. teneur moyenne en Al_2O_3 supérieure à 46%; 4. teneur moyenne en Al_2O_3 de 40 à 46%; 5. teneur moyenne en Al_2O_3 inférieure à 40%; 6. étendue des formations marines du Crétacé inférieur; 7. formations mésozoïques; 8. formations paléozoïques

Рис. 11. Бокситовые залежи Задунайского Среднегорья, их среднее содержание Al_2O_3 (по данным БАРДОШШИ) и распространение нижнемеловых морских отложений

Legenda: 1. részletesen vizsgált bauxittelepek; 2. kevésbé vizsgált bauxittelepek; 3. átlagos Al_2O_3 tartalom 46% felett; 4. átlagos Al_2O_3 tartalom 40–46% között; 5. átlagos Al_2O_3 tartalom 40% alatt; 6. alsó-kréta tengeri eredésű képződmények elterjedési területe; 7. mezozóos képződmények; 8. paleozóos képződmények



II. ábra. — Fig. 11. — Puc. 11.

úgynevezett „köztes terület” érzékenyen reagált a változásokra. A kéregmozgások hatása tisztán tükröződik az üledékanyag megváltozásában és a fáciesövek eltolódásában. A rétegsorok zöme ma is nyugodt településű és eredeti keletkezési helyén található.

5. Új megvilágításba helyeztük a Középhegység bauxittelepeinek keletkezését. Teljesen szakítottunk azzal a korábbi szemlélettel, amelynek alapján a bauxittelepeket a Középhegység teljes szárazulattá válása idején kialakult képződményeknek tekintették.

Véleményünk szerint a bauxittelepek a bakonyhegységi alsó-kréta-kori tengeri eredésű képződményekkel egykorú, heteropikus fáciesű képződmények. A Középhegység területén a liász óta hatalmas mészkő- és dolomitterületek váltak szárazulattá, amelyek karsztosodott térszínére az újkimmériai mozgások idején kerülhetett a bauxittelepek alapanyaga. A bauxitképződés folyamata, meleg-nedves klímaviszonyok között, gyengén lúgos pH-jú csapadékvizek hatására deszilifikáció útján ment végbe, először és általános módon valószínűleg a valangini és hauterivi emelet idején; — a szürkésfehér színű, tűzkőbetelepüléseket tartalmazó nannoconuszos mészmárga keletkezésével egyidejűleg (10. ábra).

Feltehető, hogy a bauxitképződés a kréta időszak folyamán később is megismétlődött. Figyelembe kell azonban vennünk, hogy a barrémi emelettől kezdve a tengeri eredésű rétegsorok egyes rétegtagjai jelentős mennyiségű, homokszem nagyságú, szárazföldi eredésű törmelékanyagot tartalmaznak.

A legnagyobb Al_2O_3 , Fe_2O_3 és TiO_2 -tartalmú és ugyanakkor legkisebb SiO_2 -tartalmú bauxittelepek az alsó-kréta tengermedence DK-i partvonala mentén alakultak ki. Hasonló öv állapítható meg az egykori tengermedence ÉNy-i oldalán, a „pápai ellenszárny” területén is. A partmenti területektől távolodva a bauxittelepek kialakulásának feltételei már kevésbé voltak megfelelőek, ezért számuk kevesebb, anyaguk rosszabb minőségű.

BÁRDOSY Gy. elemeloszlási térképein (1961) feltüntetett Al_2O_3 , Fe_2O_3 és TiO_2 maximumokat és SiO_2 minimumokat összekötő tengelyvonalat olyan módon kell átszerkeszteni, hogy két, közel párhuzamos és tükröképi helyzetű bauxitképződési sávot ábrázoljunk, amelyek szimmetria-tengelyét a Középhegység csapásában kialakult kréta időszaki tengermedence alkotta (11. ábra).

Úgy gondoljuk, hogy munkánkkal megfelelő összhangot teremtettünk a tengeri és szárazföldi eredésű kréta időszaki képződmények tanulmányozása során elért eredmények között. A további vizsgálatok azonban új tényeket tárhatnak fel, amelyek figyelembevételével az összkép is megváltozhat.

IRODALOM

- BARNABÁS K. 1957: A magyarországi bauxit keletkezése és földtani kora. — Akadémiai doktori értekezés. (Kézirat)
- BÁRDOSY GY. 1961: A magyar bauxit geokémiai vizsgálata. — Földt. Int. Alk. Kiadv.
- NOSZKY J. IFJ. 1934: Adatok az É-i Bakony krétaképződményeinek ismeretéhez. — Földt. Közl. **64**.
- NOSZKY J. IFJ. 1951: Jelentés az 1950. évben Magyarországon az É-i Bakony középső és nyugati részében: Alsópere, Zirc, Bakonybél, Ugod és Bakonyjákó térségében végzett bauxitkutató munkálatokról. — Földt. Int. Adattár. (Kézirat)
- VADÁSZ E. 1951: Bauxitföldtan. — Budapest
- VADÁSZ E. 1953: Magyarország földtana. — Budapest

LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR DE LA MONTAGNE BAKONY*

par
J. FÜLÖP

Après plusieurs années de travail, nous avons achevé le manuscrit de notre monographie géologique des formations du Crétacé inférieur (étages valanginien à aptien) de la Montagne Bakony. Cet ouvrage, étant une thèse de doctorat académique ne sera publié qu'après la soutenance de la thèse et après l'avoir complétée, dans l'intervalle qui sera à notre disposition jusqu'à la réalisation des conditions matérielles de la publication.

Quant à nos connaissances sur les formations du Crétacé inférieur de la Montagne Bakony, c'était J. NOSZKY FILS (1934) qui a eu beaucoup de mérite. Il a été de premier à constater l'existence des étages valanginien et hauterivien dans la Montagne Bakony. Dans ses „Contribution à la connaissance des formations crétacées de la Montagne Bakony” il donne un aperçu excellent de ces formations. Ses descriptions détaillées des formations, les riches faunes récoltées et en outre, ses cartes géologiques détaillées sont d'une importance fondamentale.

Par le moyen d'examen approfondis, accomplis au cours des années passées, nous avons développé les résultats antérieurs sous quelques aspects:

1. Entre Sümeg et Bakonycsérnye, nous avons examiné dans le détail les successions des couches en 38 affleurements. Nous avons découvert et décrit des formations et des localités fossilifères qui étaient inconnues jusqu'à présent, notamment:

* Extrait de la thèse de doctorat ès sciences: „A Bakonyhegység alsó-krétakori képződményei”.

a) des couches de calcaire et de marne calcaire berriasiens, avec une riche faune de *Céphalopodes* à Városlőd, Hárskút (fossé de Közöskút et au Rendkő), et au mont Somhegy de Pénezgyőr;

b) un groupe barrémien de marne glauconieuse et de calcaire sableux néritiques, dans le fossé de Közöskút, au Rendkő, près des fermes Mód et Édesvízi;

c) des marnes blanc grisâtre à *Céphalopodes* et calcaires gris à *Brachiopodes* barrémiens, au Mont Kakastarajhegy de Városlőd;

d) la série de marne siliceuse, à noeuds ou feuilletée, grise, à *Céphalopodes*, du Barrémien du forage profond Sümeg (Sp) 1.

2. Nous avons reconnu des rapports réguliers entre les formations crétacées inférieures qui présentent des faciès divers par endroit (fig. 1). Nous avons distingué des formations ou plutôt des faciès de l'intérieur de bassin, puis ceux marginaux intérieurs et extérieurs, littoraux et continentaux et, par conséquent, nous avons réussi à établir les conditions paléogéographiques de l'ancien réservoir de sédiments (figs 2 et 3).

On connaît des ouvertures de complexes valanginiens—barrémiens, bien puissants, caractérisés par la continuité de la sédimentation, de l'intérieur du bassin, à Sümeg (fig. 4), à Hárskút (annexe I) et dans les environs de Lókút. Nous avons découvert des suites de couches peu puissantes, en position marginale, à lacunes dans la zone littorale du SE de l'ancien réservoir, tandis que dans les environs de Városlőd et Olaszfalu (fig. 5), dans les environs de Zirc (fig. 6) et au Borzavár, on a trouvé les traces de la zone littorale du NW suivant la ligne Bakonybél—Tobánypusztá (fig. 7).

Nous avons établi une lacune de sédimentation au-dessous du calcaire gris à *Crinoïdes*, aptien gisant — partout dans la Montagne Bakony — en discordance sur les couches sous-jacentes du Crétacé inférieur et les formations diverses du Jurassique, en présentant une limite nette d'une part et des fossiles tout à fait différents d'autre part.

Dans les carrières jalonnant la route Zirc—Borzavár, nous avons étudié un bel exemple de la pénaccordance entre le calcaire gris à *Crinoïdes*, aptien et la série de calcaires de la partie inférieure du Crétacé inférieur, à faciès analogue.

3. Nous avons établi une nouvelle subdivision stratigraphique des formations du Crétacé inférieur de la Montagne Bakony (fig. 8).

a) Nous avons démontré que le sous-étage berriasien était distinguable et généralement répandu dans le bassin sédimentaire du Mésozoïque supérieur de la Montagne Bakony. Le groupe de marnes ou de marnes calcaires berriasiens qui se développe en continuité de sédimentation au-dessus du calcaire tithonique est bien reconnaissable par les faciès lithologiques et les fossiles qui reflètent les changements qui se sont passés à la limite jurasso-crétacée. C'est surtout le changement des *Calpionellidae* se présentant généralement par une limite bien nette qui nous permet de tracer la limite inférieure du Crétacé (annexe I, colonne IV). Les couches berriasiennes renferment souvent des faunes riches en *Céphalopodes*, dont les formes caractéristiques sont les suivantes: *Berria-*

sella privasensis, *B. malbosii*, *B. abscissa*, *B. multiformis*, *B. picteti*, *Spiticeras groteanum*, *Sp. guttatum*, *Thurmanniceras boissieri*.

b) Au-dessus du groupe berriasien (valanginien inférieur) généralement étendu et bien distinguable par son faciès géologique au territoire du bassin sédimentaire du Mésozoïque supérieur, les formations du Valanginien moyen et supérieur et de l'Hauterivien gisent en continuité, formant un complexe homogène qui indique la tranquillité de la sédimentation, au territoire situé entre Zirc et Sümeg. À l'intérieur du bassin, elles présentent un faciès de marne calcaire à noeuds et couches intercalées de silex. Ces séries de couches sont très pauvres en fossiles macroscopiques. Ce n'est que dans le fossé de Közöskút et au Rendkő qu'on trouve une riche faune de *Céphalopodes*, avec des formes caractéristiques, des couches valanginiennes moyennes: *Neocomites neocomiensis*, *Kilianella roubaudi*, *Thurmanniceras thurmanni*. À de diverses localités, on a récolté des éléments faunistiques indiquant le Valanginien supérieur et l'Hauterivien, notamment: *Olcostephanus astierianus*, *Crioceratites duvali* et *Holcodiscus* sp. Dans l'association microfaunistique on trouve l'espèce *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER qui se présente en quantité constituant de roche dans toute la série, puis — en bas — des *Tintinnopsella* et des *Radiolaires* de formes variées. Le calcaire rouge contenant des radioles de *Cidaris* et des restes de *Pygope diphyoides*, affleurant le long de la route de Zirc — Borzavár, est un faciès sublittoral.

c) Auparavant on a supposé qu'un continent s'étendait sur le territoire entier de la Montagne Centrale pendant le Barrémien que l'on considérerait comme l'époque exclusive ou principale de la formation de la bauxite. À notre avis, il faut y ranger le calcaire jaunâtre-rougeâtre, à noeuds d'argile, à *Céphalopodes* de la Marbrière de Zirc qui a été considéré par J. NOSZKY comme hauterivien et qui est une formation sublittorale, peu puissante de la mer basse du Barrémien (fig. 6). Cette formation gît en discordance, d'une manière transgressive, avec une lacune considérable de sédimentation, sur le calcaire tithonique. Nous l'avons rangée dans la partie inférieure du Barrémien à cause de la dominance, même quantitative des *Hamulina*, *Barremites* et *Valdedorsella* et en tenant compte du manque absolu des *Olcostephanus*, *Paleohoplites* et *Holcodiscus*, caractéristiques de l'étage hauterivien.

Au mont Kakastarajhegy de Városlőd, nous avons ouvert des calcaires gris à *Crinoïdes*, barrémiens, en situation marginale contenant des substances clastiques d'origine continentale et marneuses à *Céphalopodes*.

Jusqu'à présent, on n'a connu aucune formation barrémienne d'origine marine, de l'intérieur de bassin. Leur substance friable, facilement décomposable ne forme nulle part d'affleurements apparents ou de dos saillants. Elles ont été rendues accessibles par des fossés creusés dans la couverture puissant du sol ou bien, dans le mur des formations crétacées plus jeunes, par forages profonds. Dans le fossé de Közöskút

(annexe I), au Rendkő et dans les environs des fermes Mód et Édesvízi, nous avons ouvert un complexe de marne glauconieuse et calcaire sableux, épais de 20 à 25 m qui se développe en continuité de sédimentation de la série marneuse blanche valanginienne — hauterivienne, sous-jacente. Son horizon inférieur renferme une riche faune de *Céphalopodes* dont l'âge et le caractère sont identiques à ceux de la faune barrémien inférieur de la „Marbrière” de Zirc. Au-dessus du groupe barrémien inférieur à *Céphalopodes*, se superpose une série pauvre en faune où l'on a récolté des fossiles indiquant le sous-étage barrémien supérieur, notamment des espèces de *Deshayesites*, *Silesites* et *Mesohibolites*.

À Sümeg, la marne grise à *Radiolaires*, de faciès de l'intérieur du bassin, puissant de 170 m, traversé dans le forage profond (Sp) 1. représente le Barrémien entier (fig. 4b). Ses fossiles caractéristiques sont les suivants: *Hamulina paxillosa*, *Zurcherella zurcheri*, *Macroscaphytes yvani* et *Costidiscus* sp.

d) Nous avons établi que le calcaire gris à *Crinoïdes*, considéré auparavant comme hauterivien, appartenait à l'étage aptien. Son association de faune est identique à celui du calcaire gris à *Crinoïdes* ouvert au Calvaire de Tata. En voici les formes caractéristiques: *Holcophylloceras guettardi*, *Tetragonites duvalianus*, *Melchiorites melchioris*, *Desmoceras getulinum*, *Chelonicerias martini*, *Diadochoceras nodosocostatum*, *Parahoplites melchioris*, *Neohibolites aptiensis*. La forme caractéristique de la microfaune, c'est l'espèce *Ticinella roberti*. Le calcaire gris à *Crinoïdes* s'allonge de Sümeg à travers les environs de Városlőd, Hárskút, Lókút, Zirc, Bakonycsérnye et l'avant-pays de la Montagne Vértes jusqu'à Tata. Ce groupe dont les limites sont marquées par des discordances vers le mur et vers le toit, se présente partout en faciès identique, et, par endroit, ses dernières couches inférieures contiennent de petits *Céphalopodes* et *Gastéropodes*.

4. Nous avons esquissé les traits principaux de l'histoire du Crétacé inférieur (étages berriasien à aptien) de la Montagne Bakony (fig. 9) et des ses rapports avec les régions lointaines.

Le mouvements de l'écorce terrestre qui se sont passés à la limite jurasso-crétacée, ont développé les caractéristiques particulières, lithologiques et paléontologiques du sous-étage berriasien (valanginien inférieur). À partir du milieu de l'étage valanginien, se sont séparés deux réservoirs sédimentaires dans le bassin longeant toute la Montagne Centrale, notamment: le réservoir du N, de la Montagne Gerecse et celui du S, situé entre Zirc et Sümeg. Celui-là communiquait aux Alpes Septentrionales et aux Carpates, celui-ci étant le prolongement directe du géosynclinal des Alpes Méridionales. Dans les étages valanginien — hauterivien, s'est développée une série homogène, pauvre en *Céphalopodes*, indiquant une sédimentation tranquille.

À partir du Barrémien, l'effet de mouvements renouvelés de l'écorce

est indiqué par la présence des substances clastiques d'origine continentale de granulométrie sableuse qui ont manqué jusque-là dans le bassin sédimentaire, par les formations devenant variées, par les groupes peu puissants, gisant en discordance et présentant une lacune considérable de la sédimentation, contenant une riche faune de *Céphalopodes*, passant au-delà des zones littorales anciennes.

Au début de l'étage aptien, le territoire entier de la Montagne Centrale a été exondé pour quelque temps. Dans l'horizon y suivant la nouvelle transgression passait la longueur totale de la Montagne Centrale. Dans le bassin sédimentaire, marin ainsi développé, c'était dans des conditions néritiques que s'est déposée la série souvent obliquement stratifiée du calcaire gris à *Crinoïdes* à silice qui contient également des quantités considérables de substance clastique, de granulométrie sableuse, d'origine continentale. Le calcaire gris à *Crinoïdes* ne représente probablement qu'un seul horizon stratigraphique.

Les conditions géochronologiques que nous venons d'indiquer s'accordent parfaitement à celles que l'on peut constater ailleurs, dans la région méditerranéenne. Cependant, en outre des traits communs, se font remarquer les particularités de l'histoire du Crétacé inférieur de la Montagne Centrale. Le territoire dit „médián” situé entre les bras du géosynclinal de la Téthys réagissait sensiblement aux changements. L'effet des mouvements de l'écorce se reflète bien par le changement des sédiments et par le déplacement des zones de faciès. La plupart des séries montrent même à présent un gisement tranquille et se trouvent *in situ*.

5. Nous avons jeté un jour nouveau sur le problème de la formation des gîtes de bauxite de la Montagne Centrale. Nous avons complètement rompu avec la conception antérieure selon laquelle les gisements de bauxites aient été formées à l'époque de l'exondation totale de la Montagne Centrale.

À notre avis, les gîtes de bauxite sont des formations synchroniques, de faciès hétéropique, des formations marines du Crétacé inférieur de la Montagne Bakony. Au territoire de la Montagne Centrale, d'immenses terrains de calcaire et dolomie ont été mis au jour depuis le Lias, la surface karstifiée desquels était probablement recouverte à l'époque des mouvements kimmériens nouveaux de la roche-mère des gisements de bauxite. Le processus de la formation de la bauxite s'est déroulée sous un climat chaud et humide, par la voie de la desilification sous l'action des eaux de pluie à pH faiblement alcalin, commençant et devenant général sans doute pendant le Valanginien et l'Hauterivien; synchronique à la formation de la marne calcaire à *Nannoconus*, blanc grisâtre, contenant des intercalations de silex (fig. 10).

Il est probable que le processus de la formation de la bauxite se soit répété aussi plus tard pendant la période crétacé. Cependant, il faut tenir compte du fait qu'à partir du Barrémien, certains membres des

séries marines contiennent des substances clastiques d'origine continentale, de granulométrie sableuse, en quantité considérable.

Les gîtes de bauxite de teneur maximum en Al_2O_3 , Fe_2O_3 et TiO_2 et, en même temps, de teneur minimum en SiO_2 , se sont développés le long de la zone littorale du SE du bassin marin du Crétacé inférieur. Une zone pareille se présente au côté du NW de l'ancien bassin marin, au territoire de la „contre-aile de Pápa”. Au fur et à mesure qu'on s'éloigne des territoires littoraux, les conditions étaient moins favorables à la formation des gisements de bauxite, par conséquent ils sont moins nombreux et d'une qualité inférieure.

L'axe joignant les maxima de Al_2O_3 , Fe_2O_3 et TiO_2 et les minima de SiO_2 sur les cartes de la répartition des composants, rédigées par Gy. BÁRDOSY (1961) doit être reconstruit de manière qu'y soient représentées deux zones presque parallèles et symétriques de la formation de la bauxite, dont l'axe de symétrie soit le bassin marin du Crétacé, suivant la direction de la Montagne Centrale (fig. 11).

Nous sommes d'avis que par notre ouvrage, nous avons réussi à coordonner les résultats obtenus au cours de nos études sur les formations marines et continentales du Crétacé. Cependant, en suite de nouvelles études, peut-être, établira-t-on de nouveaux faits qui peuvent changer l'image d'ensemble.

Annexe I. Profil géologique des couches crétacées inférieures de Hárskút (fossé de Közöskút) (I), parties examinées des couches (II), diagrammes de compositions lithologiques (III) et de la microfaune (IV). — Par J. FÜLÖP

Légende du profil géologique: 1. calcaire gris à *Crinoides*, aptien; 2. marne glauconieuse barrémienne; 3. marne à *Céphalopodes*, barrémienne; 4. marne calcaire blanche, valanginienne—hauteriviennne; 5. calcaire à *Céphalopodes* et marne, berriasiens; 6. calcaire tithonique.

НИЖНИЙ МЕЛ ГОР БАКОНЬ*

Й. ФЮЛЁП

В результате многолетней работы была закончена рукопись геологической монографии нижнемеловых (валанжинско—аптских) отложений гор Баконь. Работа, представляющая собой диссертацию на соискание научной степени доктора геологических и минералогических наук, будет опубликована лишь после дискуссии, связанной с защитой диссертации и после введения соответствующих дополнений за период, в котором материальные предпосылки издания будут созданы. Важнейшие новые заключения, выдвинутые в работе, вкратце приводятся в настоящей статье.

* Тезисы докторской диссертации „A Bakonyhegység alsó-krétakori képződményei.”

В области познания нижнемеловых образований гор Баконь выдающиеся заслуги принадлежат Й. НОСКИ младшему (1934). Впервые он установил, что в горах Баконь можно выявить наличие валанжинского и готеривского ярусов. В работе „Сведения к познанию меловых образований Северной Бакони” он дал замечательный обзор этих образований. Приводимые им детальные характеристики пород, богатый ископаемый материал а также его точные геологические карты имеют коренное значение.

Тщательными исследованиями, проведенными в прошлые годы, прежние концепции были во многих отношениях усовершенствованы:

1. На территории между сс. Шюмег и Баконьчернье, разрезы 38 обнажений были весьма детально изучены.

При этом были открыты и описаны неизвестные до сих пор образования и новые местонахождения ископаемых организмов:

а) известняки и известковистые мергели берриасского возраста с богатой цефалоподовой фауной в с. Варошлéd, в Харшкуте (в ущелье Кéзéшкут и на Рендкé), а также на горе Шомхедь в с. Пензешдýр;

б) пачка мелководно-морских, глауконитовых мергелей и песчаных известняков, принадлежащих к барремскому ярусу, в ущелье Кéзéшкут, на Рендкé, у фермы Мод и около фермы Эдешвизи;

в) серовато-белые, цефалоподовые мергели и серые брахиоподовые известняки барремского яруса на горе Какаштарайхедь около с. Варошлéd;

г) толща барремских, серых, кремнистых мергелей с желваками или с листоватой отдельностью, содержащих остатки цефалопод, в глубокой буровой скважине Шюмег (Sp) № 1.

2. Между нижнемеловыми образованиями, выраженными в разных по регионам фациях, автор опознавал закономерные взаимосвязи (рис. 1). При этом он выделил внутрибассейновые, внутренне- и внешнебортовые, прибрежные и континентальные образования, или соответственно — фациальные области, и на этом основании сумел реконструировать палеогеографические условия бывшего осадконакопительного бассейна (рис. 2 и 3).

В сс. Шюмег (рис. 4), Харшкут (приложение I) и в окрестности с. Локут известны обнажения внутрибассейновых, мощных толщ валанжина и готерива, охарактеризованных непрерывной седиментацией. На юго-восточном побережье бывшего осадконакопительного бассейна, в районе сс. Варошлéd и Оласфалу (рис. 5), на северо-восточном участке в окрестностях сс. Зирц (рис. 6) и Борзавар, а также в районе бывшего северозападного побережья, вдоль линии Баконьбель—Тобаньпуста (рис. 7) были открыты маломощные пачки краевого положения с седиментационными перерывами.

Автором установлено, что в горах Баконь серые криноидовые известняки аптского яруса везде с резкой — указывающей на перерыв в осадкообразовании — границей, несогласно налегают на более древние отложения нижнего мела и на разные юрские образования, причем содержащиеся в них окаменелости совсем отличаются от окаменелостей нижележащих слоев.

В карьерах, расположенных вдоль дороги Зирц — Борзавар, можно изучать прекрасный пример кажущегося согласного залегания (пенаккорданции) между серыми криноидовыми известняками аптского яруса и пачкой более древних нижнемеловых известняков, выраженных в аналогичной фации.

3. Автор настоящей работы составил новую стратиграфическую схему нижнемеловых отложений гор Баконь (рис. 8).

а) Он доказал, что берриасский подъярус может быть выделен и пользуется всеобщим распространением на территории юномезозойского осадконакопительного бассейна гор Баконь. Пачка берриасских известняков, или соответственно, известковистых мергелей, развивающаяся путем непрерывной седиментации над титонскими известняками, хорошо опознаваема и выделима благодаря ее литофации и составу содержащихся в ней окаменелостей, отражающих изменения, происшедшие на границе между юрским и меловым периодами. Отличные возможности для проведения нижней границы мелового периода предоставляются в особенности сменой родового состава *Calpionellidae*, которая проявляется повсюду, причем с резкой границей (IV-я колонна на приложении I). Входящие в состав берриасского подъяруса слои часто содержат обильную фауну головоногих моллюсков. Характерными формами этой фауны является: *Berriasella privasensis*, *B. malbosi*, *B. abscissa*, *B. multiformis*, *B. picteti*, *Spiticeras groteanum*, *Thurmanniceras boissieri*.

б) В области юномезозойского осадконакопительного бассейна, над общераспространенной берриасской (нижневаланжинской) пачкой, хорошо делимой на основании своей фациальной выраженности, в районе между сс. Зирц и Шюмег залегают образования среднего и верхнего валанжина, а также готеривского яруса, обнаруживая непрерывную седиментацию и образуя однообразную свиту пластов, указывающую на спокойное осадкообразование. Внутриваланжинская фация этих отложений представлена белыми известковистыми мергелями, включающими желваки и прослои кремней. Эти толщи очень бедны макроскопическими окаменелостями. Только в ущелье Кёзёшкют и на Рендкё была найдена, в слоях среднего валанжина, богатая цефалоподовая фауна с характерными руководящими формами: *Neocomites neocomiensis*, *Kilianella roubaudi*, *Thurmanniceras thurmanni*. В разных местах были собраны также фаунистические элементы, указывающие на наличие верхневаланжинского и готеривского ярусов: *Olcostephanus astierianus*, *Crioceratites duvali* и виды *Holcodiscus*. Что касается микрофаунистического сообщества данной толщи, то в нем во всей толще в породообразующем количестве представлен вид *Nannoconus steinmanni* Камртнер; кроме этого встречаются тинтинопселлы и разнообразные формы радиолярий. В близости бывшего борта бассейна фация известковистых мергелей сменяется белыми известняками с желваками кремней. Прибрежным образованием являются красные, криноидовые известняки, обнажающиеся вдоль дороги Зирц —

Борзавар и заключающие в себе цидарисовые иглы и остатки *Pygope diphyoides*.

в) Раньше предположили, что в барремское время существовала суша, которая распространялась на всю территорию Среднегорья, причем баррем был принят за главный или даже исключительный период образования бокситов. Согласно определению автора к баррему следует отнести желтовато-красные известняки с цефалоподами и глинистыми желваками в карьере для добычи мрамора в с. Зирц, отнесенные Й. НОСКИ к готеривскому ярусу, являющиеся маломощным, прибрежным образованием барремского мелководного моря (рис. 6). Только что упомянутые слои несогласно, со значительным перерывом, налегают на титонские известняки, причем выходят даже за пределы распространения последних. Они отнесены автором к нижней части барремского яруса ввиду сильного количественного преобладания в них форм *Hamulina*, *Barremites* и *Valdedorsella*, а также ввиду совершенного отсутствия видов *Olcostephanus*, *Paleohoplites* и *Holcodiscus*, характерных для готеривского яруса.

На горе Какаштарайхедь около с. Варошлéd автор открыл прибрежные, барремские цефалоподовые мергели и серые криноидовые известняки, содержащие терригенный обломочный материал.

Морские, внутрибассейновые образования барремского возраста были до настоящего времени совсем неизвестными в горах Баконь. Рыхлый, легко размывающийся материал их пород нигде не образует заметных выходов или же возвышающихся над рельефом гребней. Они стали доступными благодаря проходки канав через толстый покров почвы, или же пробурению скважин, в которых они были найдены в подошве более молодых меловых образований. В ущелье Кёзэшкүт (приложение I), на Рендкё, около фермы Мод и у хутора Эдешвизи была вскрыта толща глауконитовых мергелей и песчанистых известняков мощностью 20—25 м, которая развивается непрерывной седиментацией из подстилающей ее белой мергельной толщи валанжинско — готеривского возраста. В нижнем горизонте данной толщи содержится богатая цефалоподовая фауна, соответствующая по возрасту и по характеру нижнебарремской фауне Зирцкого карьера для добычи мрамора. Над нижнебарремскими, цефалоподовыми слоями следует толща с бедноватой фауной, которая доставляла виды *Deshayesites*, *Silesites* и *Mesohibolites*.

В с. Шюмег серые, радиоляриевые мергели внутрибассейновой фации мощностью 170 м, вскрытые в глубокой буровой скважине (Sp) № 1, представляют барремский ярус в целом (рис. 4/b). Характерными руководящими, формами радиоляриевых мергелей являются *Hamulina paxillosa*, *Zurcherella zurcheri*, *Macroscaphytes yvani* и *Costidiscus* sp.

г) Стратиграфическое положение серых криноидовых известняков, считавшихся раньше относящимися к готеривскому ярусу, было определено автором в а п т с к о м я р у с е. Комплекс их ископаемых органических остатков является аналогичным с комплексом окаменелостей, собранным

из серых криноидовых известняков на холмике Кальвария в г. Тата. Характерными формами являются: *Holcophylloceras guettardi*, *Tetragonites duvalianus*, *Melchiorites melchioris*, *Desmoceras getulinum*, *Chelonicerias martini*, *Diadochoceras nodosocostatum*, *Parahoplites melchioris*, *Neohibolites aptiensis*. Характерной формой микрофауны является вид *Ticinella roberti*. Серые криноидовые известняки аптского яруса протягиваются от г. Шюмег через сс. Варошлéd, Харшкút, Локут, Зирц, Баконьчернье и подгорье Вертеша до г. Тата. Данная пачка слоев, разграниченная как в сторону кровли, так и в сторону подошвы дискорданцией, геологически развита везде аналогично и в некоторых местах содержит и в базальных слоях фауну мелких цефалопод и брюхоногих.

4. Автором были набросаны главнейшие черты истории геологического развития нижнего мела (берриаса — апта) гор Баконь, а также их связей с более отдаленными областями (рис. 9).

Движения земной коры, происшедшие на границе юры и мела, создавали своеобразные литологические и палеонтологические характеры берриасского (нижневаланжинского) подъяруса. Начиная с середины валанжина Среднегорье на всем своем протяжении оказалось разобщенным на один северный осадконакопительный бассейн, расположившийся на территории гор Герече, и на один южный бассейн, занявший территорию между сс. Зирц и Шюмег. Первый был связан с Северными Альпами и Карпатами, а второй представлял собой непосредственное продолжение южно-альпийской геосинклинали. В валанжинско — готеривское время образовалась однообразная толща с убогой цефалоподовой фауной, указывающая на спокойное осадкообразование.

С начала барремского яруса наличие раньше не представленного, терригенного обломочного материала с песчаным гранулометрическим составом, а также наличие образований, выраженных в разнообразных фациях и присутствие маломощных пачек, залегающих несогласно со значительным перерывом, выходящих за пределы прежних береговых линий — все являются признаками новых движений земной коры.

В начале апта на короткое время вся территория Среднегорья превратилась в сушу. В следующем горизонте аптского яруса новая трансгрессия моря проходила по всему протяжению Среднегорья. В формировавшемся таким образом морском осадконакопительном бассейне, в мелководных условиях отлагалась часто косослоистая и окремнелая толща серых криноидовых известняков, которая тоже в значительном количестве содержит терригенный обломочный материал с песчаной гранулометрией. Серые криноидовые известняки представляют собой, по-видимому, лишь один стратиграфический горизонт.

Схематически изложенные условия истории геологического развития находятся в полном согласии с условиями, устанавливаемыми и в других областях средиземноморского региона. Однако, наряду с общими чертами выделяются также своеобразные характеры истории геологического раз-

вития Среднегорья в нижнемеловое время. Так называемая „срединная область” между геосинклинальными ответвлениями Тетиса очень чувствительно реагировала на изменения. Влияние движений земной коры четко отражается в изменении осадочного материала и в смещении фациальных зон. Большинство толщ находится и по сей день в спокойном залегании и расположено в первоначальном месте образования.

5. Образование бокситовых месторождений Среднегорья нашло новую трактовку. Полностью порвали со старой концепцией, согласно которой бокситовые залежи считались образованиями, возникшими во время наступления полного континентального режима на территории Среднегорья.

По мнению автора бокситовые залежи представляют собой образования гетеропической фации, одновозрастные с морскими отложениями нижнемелового возраста гор Баконь. В области Среднегорья начиная с лейасового времени огромные известняковые и доломитовые области превратились в сушу, на закарстованную поверхность которой основная масса бокситовых залежей могла попасть во время позднекиммерийских движений. Процесс бокситообразования имел место в условиях теплого — влажного климата, под действием дождевой воды со слабощелочным рН путем десилификации, причем первая и общераспространенная фаза бокситообразования соответствовала валанжинскому и готеривскому ярусам, точнее — времени образования серовато-белых известковистых мергелей с остатками *Nannocopus*, включающих прослой кремней (рис. 10).

Можно предположить, что бокситообразование повторилось и позже в течение мелового периода. Но следует иметь в виду, что начиная с барремского яруса отдельные пласты морских толщ заключают в себе значительное количество терригенного обломочного материала с песчаной гранулометрией.

Бокситовые залежи с наибольшим содержанием Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 и одновременно с наименьшим содержанием SiO_2 формировались вдоль юго-восточной береговой линии нижнемелового морского бассейна. Аналогичная зона может быть установлена на северозападном участке бывшего морского бассейна, в области так называемого „конткрыла Папа”. Удаляясь от прибрежных областей, условия формирования бокситовых залежей были уже в меньшей степени подходящими, поэтому и количество залежей меньше, а материал их обладает более низким качеством.

Осевую линию, связывающую максимумы Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 с минимумами SiO_2 на картах распределения элементов, составленных ДЬ. БАРДОШШИ (1961), нужно перестроить таким образом, чтобы изображать две параллельные зоны бокситообразования, представляющие собой зеркальные изображения друг друга, ось симметрии которых образовал меловой морской бассейн, формировавшийся вдоль простиранья Среднегорья (рис. 11).

Автор считает, что проведенными работами удалось создать удов-

летворительное единогласие между результатами, достигнутыми при изучении меловых образований морского и континентального происхождения. Но дальнейшие исследования могут раскрыть новые факты, с учетом которых может измениться и общая картина.

Приложение I. Геологический разрез нижнемеловых слоев в с. Харшкут (ущелье Кёзёшкут) (I.), изученные части слоев (II.), диаграммы литологического состава (III.) и микрофауны (IV.). — Составил: Й. ФЮЛЁП.

Легенда к геологическому разрезу: 1. аптские, серые криноидовые известняки; 2. барремские глауконитовые мергели; 3. барремские цефалоподовые мергели; 4. валанжинско-готеривские белые известковистые мергели; 5. берриасские цефалоподовые известняки и мергели; 6. титонские известняки

A BAKONYI SZENON PALYNOLÓGIAI STANDARDJE

(1. sz. melléklettel)

Írta: GÓCZÁN FERENC

A vizsgált földtani szelvények

A bakonyi felső-krétakori képződményeket két fő kifejlődési területükön vizsgáltuk: Ajka—Úrkút—Sümege, ill. Ugod—Homokbödöge—Bakonypölöske környékén. A *Déli-Bakony területén* a következő rétegcsoportok képviselik a felső-krétát:

- 1) alapkonglomerátum, felette gyakran édesvízi mészkő, vagy márga (Ajka, Sümege 1, 2. sz. persp. fúrások);
- 2) kőszéntelepes rétegcsoport (Ajka, Padrag, Sümege 1, 2, 3. sz. persp. fúrások);
- 3) sötétszürke agyag, agyagmárga korallós, molluszkumos faunával (Ajka, Sümege);
- 4) sötétszürke agyag, agyagmárga, gyakran *Gryphaeákkal*, *Mollusca*-faunával (Ajka, Sümege 1, 2, 3. sz. fúrások);
- 5) szirtfáciesű mészkő, *Hippurites*-, vagy tengeri sün-faunával és egyéb fenéklakó ősmaradványegyüttessel (Ajka, sümegei kőfejtők);
- 6) márga, mészmárga, mészkő, inoceramuszos és globotruncanás ősmaradványegyüttessel (sümegei feltárások, Sümege 2, 3. sz. fúrások).

A felsorolt rétegcsoportokat egy szelvényben az egész Bakony területén eddig lemélyített összes fúrások közül legteljesebben a Sümege 2. sz. fúrás tárta fel, mely 6,10—391,50 m között az ún. inoceramuszos-globotruncanás márgától a fekvő konglomerátumig az eddig ismert összes rétegcsoportot harántolta, az ún. hippuriteszes mészkő kivételével.

Az *Északi-Bakony területén* a tapolcafői és a tevelhegyi feltárások, továbbá a Bakonypölöske 1. sz., a Homokbödöge 1. sz. és az Ugod 4. sz. fúrások által harántolt üledéksor alapján az alábbi rétegcsoportok tartoznak a felső-krétába:

- 1) ősmaradványmentes szárazföldi tarka agyag, bauxit- és mészkő-törmelékekkel (Ugod 4. sz., Magyarpolány 1. sz. fúrások);
- 2) kőszéntelepes csoport (Ugod 4. sz., Homokbödöge 1. sz. fúrások);
- 3) sötétszürke agyag, agyagmárga, korallós, molluszkumos faunával (Homokbödöge 1. sz. fúrás);

4) sötétszürke agyag, agyagmárga, *Gryphaedákkal*, *Mollusca*-faunával (Homokbödöge 1. sz. fúrás);

5) mészkő, *Hippurites*-faunával (Tevelhegy);

6) mészmárga, mészkő, márga *Inoceramus*- és *Globotruncana*-faunával (Magyarpolány, Tapolcafő, Bakonypölske 1. sz. fúrás);

7) agyag, agyagmárga, *Globotruncana*- és *Pseudotextularia*-fajokkal (Bakonypölske 1. sz. fúrás).

A bakonyi felső-krétakori képződmények rétegsora e két területen jól párhuzamosítható. Lényeges különbségek csak a fekvőképződmények között mutatkoznak. Míg ui. a D-i Bakony területén a kőszéntelepes csoport fekvőjében gyakran alsó-krétakori képződmények (FÜLÖP 1961; KOPEK 1962), sőt a felső-krétába sorolt bauxittelepek találhatóak (BARNABÁS 1957, 1961; SZANTNER—SZABÓ 1961), addig az É-i Bakonyban a kőszéntelepes csoportnak is csak a legfelső, csökkentsósvízi—paralikus része fejlődött ki, és fekvőjét — a triász alaphegységre települő — 100 m-t meghaladó vastagságú szárazföldi tarka agyagösszlet alkotja. Eddigi ismereteink szerint a globotruncanás márga felső tagja, amelyben a *Pseudotextulariák* megjelennek, a D-i Bakony területén hiányzik. Ennek oka az utólagos denudációban keresendő. A szenon üledékképződési ciklus alsó szakaszára tehát egy gyors oszcillációjú, de fokozatosan súlyyedő térszíningadozás, középső szakaszára a süllyedés intenzitása, felső szakaszára pedig egy lassú, fokozatos emelkedési tendenciát mutató mozgás jellemző.

Palynológiai vizsgálataink szerves folytatását jelentik annak a korábban megkezdett munkánknak, amelyet az ajkai kőszéntelepes csoport és a Sümeg 1. sz. perspektívikus fúrás rétegsorán végeztünk (GÓCZÁN 1961). Miután a D-i Bakony területén e vizsgálatok továbbfejlesztették az egyes rétegcsoportok rétegtani és települési viszonyaira vonatkozó ismereteinket, ezért az újabb vizsgálatok célja elsősorban az volt, hogy a Déli-Bakony területére vonatkozó megállapításaink érvényességét az Északi-Bakony felső-krétakori üledékein is ellenőrizzük.

E mellett új feladatként jelentkezett a Sümeg 2. sz. fúrás által a Déli-Bakony területén először harántolt inoceramuszos-globotruncanás márga alsó szakaszának, valamint ugyanezen képződmény teljes rétegsorának palynológiai vizsgálata, melyet az Északi-Bakony területén a Bakonypölske 1. sz. fúrás tárt fel. E vizsgálatainkkal a Bakony területén eddig ismert összes felső-kréta képződményekről olyan adatokat nyertünk, amelyek az egyes rétegcsoportok párhuzamosításán túlmenően azt is lehetővé tették, hogy elkészítsük a bakonyi felső-kréta teljes szelvényére érvényes palynológiai standard diagramot.

A palynológiai standard diagram készítése

Palynológiai standard alatt azoknak a karakterisztikáknak az összességét értjük, amelyekkel egy adott földtani időegység spórákat és polleneket tartalmazó üledékeit a tér és idő függvényében jellemezni lehet. E jellemzők megfelelő csoportosítása alapján szerkesztett diagram a palynológiai standard diagram. A legjobban vizsgált produktív karbon rétegek palynológiai standardjain kívül, melyek a szovjet, lengyel, német, angol, indiai, amerikai karbonra egyaránt érvényesek (VENKATACHALA 1959, BUTTERWORTH et MILLOTT 1960, ALPERN 1960, BHARADWAJ 1960) egyedül W. KRUTZSCH-nak a németországi felső-kréta és paleogén üledékekre vonatkozó munkái ilyen jellegűek. A legérvényesebb palynológiai standard a rajnai miocén barnakőszén medencére készült (SITTLER 1954).

A felső-krétakori képződmények palynológiai vizsgálatával foglalkozó kutatók a palynológiai standard kialakítása tekintetében előnyös helyzetben vannak. Ebben a korban ui. a két féltekén csak két jellegzetes flóratartomány állapítható meg. Az egyikben az ún. *Normapolles* csoport, a másikban a *Nothophagus* pollencsoport a jellemző. E két egységen belül természetesen számos, genusban és speciesben különböző társulásokat találunk. Ezek között azonban a közvetlen kapcsolat mindig kimutatható. Így pl. a bennünket legjobban érintő osztrák, csehszlovák és németországi szenon sporomorpha együttese között is megállapítható a kapcsolat; míg ui. a németországi szenon a boreális, a magyar és osztrák a mediterrán régióba sorolható, addig a csehszlovákiai szenon (Böhmische Kreide) a kettő közti átmenetet mutatja, szorosabb német kapcsolattal.

A Bakonyhegység szenon képződményeinek vizsgálata során külön előnyt jelentett számunkra az a körülmény, hogy az eddig ismert feltárásokból és mélyfúrásokból megfelelő sűrűségű mintavétel alapján a terület teljes szelvényét vizsgálhattuk, továbbá, hogy a partközeli képződmények gazdag spóra-pollen anyagot tartalmaztak. Így az egyes formacsoportok rétegtani értékének megállapítása során lényegében csak két problémával talákoztunk: 1) a rétegtani értékelésre alkalmas formák elkülönítése a csak fáciesjelző formáktól és 2) a szelvény legalsó szakaszából vett, legidősebb formák pontos korának összehasonlítással igazolt megállapítása.

A bakonyi szenon palynológiai standardját az alábbi módon készítettük el.

1) A szelvény alsó szakaszából vett minta (Sp. 1. sz. fúrás 191 m) spóra-pollen együttesét egybevetettük a szelvény legfelső szintjéből vett minta (Bp. 1. sz. fúrás 80,0 m) együttesével, majd megállapítottuk a közös és az eltérő formacsoportokat.

2) A szelvény középső szakaszából (Sp. 1. sz. fúrás 6,0–40,0 m, Sp. 2. sz. fúrás 90–120 m) vett minták együtteseit az előző minták közös, ill. eltérő formacsoportjaival hasonlítottuk össze, majd ezek közül is kijelöltük az azonos és eltérő formákat.

3) Ezek után minden vizsgált fúrás minden rétegcsoportjának alsó, középső

és felső szakaszából vettünk mintát, s ezek sporomorpha együtteseit az előzőek közös és eltérő formacsoportjaival, majd egymással hasonlítottuk össze.

4) Megállapítottuk a fellépő, végződő és átmenő formákat, majd ezek dominancia-változásait az idő függvényében.

5) Kiszúrtuk a helyi előfordulású, az egy-két példánnyal szereplő és a hosszabb szakaszon változást nem mutató, átmenő elemeket.

6) Az azonos szintekben, azonos dominanciával szereplő formákat és formacsoportokat — rendszertani helyzetükre való tekintet nélkül — mint az adott szintre jellemző dominanciájú együttest vontuk össze.

7) Az így nyert adatok alapján olyan diagramot szerkesztettünk, amely a bakonyi spóra-pollen tartalmú szenon képződmények palynológiai jellemzőit tartalmazza (I. sz. melléklet).

Vizsgálataink során az egyes rétegcsoportok sztratigráfiai besorolását és palynológiai zónákra való tagolását az alábbiak szerint végeztük:

a) A Bakony területén, palynológiailag bizonyítható módon legidősebb felső-kréta képződménynek az Sp. 1. sz. fúrásban, közvetlenül a várhegyi mészkő feldolgozott anyagából álló kavicsrétegre települő, makrofossziliákat nem tartalmazó, sötétszürke, édesvízi keletkezésű homokos márga bizonyult. E réteg spóra-pollen együttesét először az európai palynológiai irodalomban található adatokkal, majd közvetlenül az osztrák gozau kifejlődésű felső-koniáci, alsó-szantonni rétegekből származó sporomorpha-együttesel hasonlítottuk össze. Azt tapasztaltuk, hogy a két minta közös formái a gozau anyagban dominánsak, nálunk pedig csak előfordulók. Helyettük anyagunkban olyan formacsoportok jelentek meg nagy számban, amelyek dominanciája a gozau folyamatos rétegsor magasabb szintjében jelentkezik. Utóbbiban viszont a közös formák már hiányzanak. Ezek alapján e márgaréteg kora a felső-koniáci—alsó-szantoninál valamivel fiatalabbnak bizonyult, s így a felső-szantoniba kellett helyeznünk. A szantonni alemelet felső határát ott vontuk meg, ahol a közös formák eltűntek, a mélyebb szintből átjövő formák domináltak és újabb formacsoportok jelentek meg. Ez a határ az Sp. 1. sz. és 2. sz. fúrásokban egyaránt a VI. és V. telepek között vonható meg.

A gozaui felső-koniáci—alsó-szantonni összletben domináns *Complexipollis* és *Latipollis* nemzetségek nálunk a kőszéntelep csoport VI. telepétől felfelé már nem jelentkeztek következetesen, viszont az *Oculopollis* nemzetség formacsoportjai itt érték el dominanciájukat. Ugyancsak itt jelentek meg azok a *Sporopollis* és *Extratriporepollenites* nemzetségek is, amelyek dominanciája egybeesik a rétegsor magasabb szintjében az *Oculopollisok* faj- és példányszámának ugrásszerű csökkenésével. A következő alemelet határát tehát itt vontuk meg (az Sp. 1. sz. fúrásban 6,00 m-nél, az Sp. 2. sz. fúrásban 92,00 m-nél). Tehát a kőszéntelep csoportot és a gryphaeás márgacsoportnak nevezett szakaszt a kampani alemeletbe soroltuk. A kampani alemelet felső határa alatt néhány méterrel jelenik meg egy olyan új nemzetség, amely mélyebb szintből még egyetlen fúrásból sem került elő. E formának következetes

előfordulása csak az ún. inoceramuszos-globotruncanás márgacsoportra jellemző. Ezzel egybeesik néhány új *Sporopollis* és *Triporopollenites* faj megjelenése is, sőt néhány olyan *páfrányspóra* fellépése is, amelyek már a paleogénre jellemzők. Ezek az új spóra-pollen elemek kétségtelenül egy olyan új flóra kialakulását jelzik, amelyben a mélyebb szintek jellemző fajai már igen ritkán, vagy egyáltalán nem fordulnak elő. Ezért ezt a rétegcsoportot már a maastrichti alemeletbe kellett sorolnunk. Ezek a formák az Sp. 2. sz. fúrásban a 6,10—92,00 m közötti szakaszon, a Bp. 1. sz. fúrásban pedig 72,60—326,20 m között végig követhetők voltak. A jellegzetes új zárwatermő nemzetség pollenjeinek dominanciája abban a szintben jelentkezik, amelyben a *Pseudotextulariák* fellépnek. (Ez a szint a Bp. 1. sz. fúrásban — SÍDÓ M. Foraminifera vizsgálatai szerint — a 132. m-nél jelentkezik.) A felső-kréta szelvénynek ezt a szakaszát — mely a D-i Bakony területén eddigi ismereteink szerint hiányzik — már a maastrichti alemelet felső részébe soroltuk.

A bakonyi felső-krétakori képződményeket tehát a szantoni, kampani és maastrichti alemeletekbe soroltuk.

b) A vizsgált szelvények közül rétegtani szempontból a sümegi (Sp.) 1. és 2. sz., továbbá a bakonypölöskei (Bp.) 1. sz. fúrások bizonyultak a legértékesebbeknek. Az első kettő ui. a Bakony területén eddig ismert legteljesebb szantoni—kampani, az utóbbi pedig a legteljesebb maastrichti rétegsort harántolta. Az Sp. 2. sz. fúrás felső-kréta rétegsorának felső, és a Bp. 1. sz. fúrás alsó szakaszát párhuzamosítva, olyan szelvényt állíthatunk össze, amely a Bakonyból eddig ismert legteljesebb szelvénynek tekinthető. Ennek alapján a szenon rétegsor legnagyobb vastagsága 600 m-nek adódik. Táblázatunkban ezt a szelvényt mutatjuk be, kiegészítve az Sp. 1. sz. fúrás által harántolt legidősebb szenon képződménnyel, és a gerinci kőfejtő hippuriteszes, szirtfációsú mészkőösszletével, amelyet szelvényünkben is a középső szakasz heteropikus fácieseként ábrázoltunk. Feltüntetjük továbbá a rétegtanilag legfontosabb formák dominancia-viszonyait — amelyek alapján megállapítottuk az egyes részek rétegtani helyzetét és párhuzamosítását — a standard diagramon, és a vizsgált fúrások felső-kréta szakaszát az idő függvényében.

A bakonyi felső-kréta képződmények rétegtani besorolásával kapcsolatban meg kell jegyeznünk, hogy az a Foraminiferák alapján történt beosztástól eltér, legnagyobb egyezést a malakológiai taglalással mutat.

Vizsgálati eredményeinket összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a palynológiai standard elkészítésével lehetővé vált a bakonyi szenon üledékek spóra-pollen tartalmú rétegeinek gyors párhuzamosítása és palynológiai zónákba való sorolása. Ezzel azonban munkánkat nem tekintjük befejezettnek. Szükség van az eddig még nem vizsgált bakonyi feltárások és az ország más területén ismert felső-krétakori képződmények palynológiai vizsgálatára is, hogy a magyarországi szenon képződményekre általános érvényű palynológiai standardet készíthessünk.

IRODALOM

- ALPERN, B. 1960: Répartition stratigraphique de quelques microspores du carbonifère supérieur français. — Proc. Internat. Comm. for Coal Petrology Nr. 3.
- BARNABÁS K. 1961: A magyarországi kréta bauxitelfordulások rétegtani helyzete. — Földt. Int. Évk. **49**. 4.
- BHARADWAJ, D. C. 1960: Sporological evidence on the boundaries of the stratigraphical subdivision in the Upper Pennsylvanian strata of Europe and Nord America. — 4^e Cong. Avanc. Et. Stratigr. Geol. Carbonif. Nederl., 1. pp. 33—39. 1. fig.
- BOLKHOVITINA, N. A. 1953: Szporovo-pül'cevaja karakterisztika melovüh otlozsenij centralnüh oblasztej SzSzsZR. — Trudü Insztituta Geologiceszkih Nauk. Vüp. 145. Szerija Geol. No. 61.
- BUTTERWORTH, M. A. and MILLOTT, J. 1960: Microspore Distribution in the Coalfields of Britain. — Proc. Internat. Comm. for Coal Petrology Nr. 3.
- FÜLÖP J. 1961: Magyarország kréta időszaki képződményei. — Földt. Int. Évk. **49**. 3.
- GÓCZÁN F. 1961: A Déli-Bakony szenon képződményeinek palyonológiája. — Földt. Int. Évk. **49**. 3.
- KOPEK G. 1961: A Bakony-hegység felsőkréta kőszéntelepes összletének ösföldrajzi és hegység szerkezeti vázlata. — Földt. Közl. **91**. 4.
- KRUTZSCH, W. 1956: Normapolles im Sächsischen Turon. — Jahrb. d. Staatl. Mus. f. Min. u. Geol. zu Dresden. 2.
- KRUTZSCH, W. 1957: Sporen- und Pollenpaläontologische Untersuchungen in der Sächsisch-Böhmischen Kreide und die Gliederung der Oberkreide auf mikrobiotischer Grundlage. — Ber. d. Geol. Ges. **2**. 2.
- KRUTZSCH, W. 1957: Sporen- und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. — Zeitschr. f. angew. Geol. **3**. 11/12.
- KRUTZSCH, W. 1959: Einige neue Formgattungen und -Arten von Sporen und Pollen aus der mitteleuropäischen Oberkreide und dem Tertiär. — Palaeontogr. Abt. B. **105**. 5—6.
- KÜHN, O. 1947: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sitzungsber. Abt. I. **156**. 3—4.
- PACELTOVÁ, B. 1961: On Some Plant Microfossils from Fresh-Water Sediments of the Upper Cretaceous (Senonian) in the South-Bohemian Basins. Part I. — Sbornik, oddíl paleontol. 1959. sv. 26.
- PFLUG, H. D. 1953: Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollens in der Erdgeschichte. — Palaeontogr. Abt. B. **95**. 4—6.
- ROSS, N. E. 1949—1953: On a Cretaceous Pollen and Spore Bearing Clay Deposits of Scania. — Bull. Geol. Inst. Upsala, **34**.
- ROUSE, G. E. 1957: The application of a new nomenclatural approach to Upper Cretaceous plant microfossils from Western Canada. — Canadian Journ. Botanik **35**. 3.
- SITTLER, C. 1954: Palynologie stratigraphie. — Rev. L'Institut. Franc. du Pétrole, **9**. 7.
- THOMSON, P. W.—PFLUG, H. D. 1953: Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. — Palaeontogr. Abt. B. **94**. 1—4.
- VENKATACHALA, B. S. 1959: Palynological studies of some Upper Carboniferous coals. Part 2. Palynological studies of Falkenberg Coals (Saar Lorraine, France). — Ph. D., Dissertation, Lucknow University, India.
- WEYLAND, H. — GREIFELD, G. 1953: Über strukturbietende Blätter und pflanzliche Mikrofossilien aus den Untersenonen Tonen der Gegend von Quedlinburg. — Palaeontogr. Abt. B. **95**. 1—3.

- WEYLAND, H. — KRIEGER, W. 1953: Die Sporen und Pollen der Aachener Kreide und ihre Bedeutung für die Charakterisierung des mittleren Senons. — Palaeontogr. Abt. B. **95**. 1—3.
- ZAKLINSKAIA, E. D. 1960: On the role of angiosperm pollen in the stratigraphy of Upper Cretaceous and Palaeogene period. — Doklady Akad. Nauk. SzSzSzR. **133**. 2.

STANDARD PALYNOLOGIQUE DU SÉNONIEN DE LA MONTAGNE BAKONY

par

F. GÓCZÁN

Les analyses palynologiques effectuées sur les sédiments créacés supérieurs connus en affleurements et en forages profonds dans la région de la Montagne Bakony ont fourni les résultats qui suivent:

1. Les complexes encore inconnus dans un seul profil complet développés en faciès et en gisement extrêmement variés permettent d'être corrélés et soumis à une subdivision stratigraphique. La série générale est la suivante: *a*) argiles bariolées ou conglomérats terrestres, représentant le mur, *b*) groupe à laies de houille consistant en couches d'eau douce—saumâtre et en couches marines; *c*) argiles et marne argileuses gris foncé à faune de coraux et de Mollusques; *d*) argiles et marnes argileuses à faune de Gryphaea et de Mollusques. La partie supérieure de cette formation est, par endroit, représentée par: *e*) des calcaires à faciès récifal et à faune de Rudistes; *f*) des marnes calcaires, marnes à faune d'Inocérames et Globotruncanes; *g*) des marnes, marnes argileuses à espèces différentes des Globotruncanes et Pseudotextularia.

2. Si l'on en juge par les résultats de la corrélation des coupes différentes, la puissance totale des formations sénoniennes est estimée à 600 m. Elles peuvent être divisées en sous-étages santonien — campanien — maestrichtien, ainsi qu'en zones et sous-zones palynologiques. Les étages turonien et danien sont représentés par une période de dénudation.

3. Pendant le Santonien supérieur la transgression sénonienne avança du S—SW vers le NE, en inondant le terrain accidenté du Mésozoïque.

4. L'étape inférieur de ce cycle de sédimentation est caractérisé par une oscillation de terrain rapide résultant en subsidence continue, l'étape moyen par une subsidence plus rapide et l'étape supérieur par une lente tendance graduelle d'émergence.

5. Les formations créacées supérieures de la Montagne Bakony appartiennent également à la providence floristique de type „*Normapolles*” et contiennent un matériel riche de spore-pollen et de plancton.

6. En ce qui concerne la période de la sédimentation, c'est seulement entre les sous-étages campanien et maestrichtien qu'on peut démontrer un changement considérable de la flore.

7. Pour la division stratigraphique on s'est profité, en premier lieu, des grains de pollen des Angiospermes, tandis que les conclusions facio-ogiques et climatologiques ont été tirées sur la base des spores des fougères, déterminables suivant la taxonomie botanique, qui se caractérisent par un conservativisme et un endémisme relativement plus étroits.

8. Grâce à la séparation des formes, importantes pour la stratigraphie et à la mise au point de leurs durées d'existence et de leurs relations de dominance, l'auteur a obtenu des données à l'aide desquelles le standard palynologique des dépôts sénoniens de la Montagne Bakony peut être établi (v. annexe I).

Annexe I. Tableau de la stratigraphie palynologique de la Montagne Bakony. — Par F. GÓCZÁN

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЙ СТАНДАРТ СЕНОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОР БАКОНЬ

Ф. ГОЦАН

Спорово-пыльцевые анализы верхнемеловых отложений, познанных по поверхностным обнажениям и глубоким буровым скважинам, представляли следующие результаты:

1. Фациально необычайно разнообразны, различным образом залегающие пачки слоев, пока что неизвестные в одном разрезе, хорошо сопоставляются между собой и поддаются стратиграфическому расчленению. Общая толща включает в себе следующие образования: а) континентальные пестрые глины или конгломераты; б) улегносная толща, слагаемая пресноводно-солонатоводными и морскими слоями; в) темносерые глины, глинистые мергели с фауной кораллов и моллюсков; г) темносерые глины, глинистые мергели с грифееями и фауной моллюсков. В верхах данного образования местами встречаются — д) известняки рифовой фации с фауной рудистов; е) известковистые мергели, известняки, мергели с фауной иноцерамов и глоботрункан; ж) мергели и глинистые мергели с формами *Globotruncana* и *Pseudotextularia*.

2. По данным проведенной корреляции общая мощность сенонских отложений в области гор Баконь составляет 600 м. Эти отложения могут быть подразделены на сантонский, кампанский и маастрихтский подъярусы, а также на спорово-пыльцевые зоны и подзоны. Туронский и датский ярусы представлены периодом денудации.

3. Сенонская трансгрессия, имевшая место в верхнесантонское время, поступала с юга-югозапада на северо-восток, затопляя неравномерно приподнятый и размывтый рельеф мезозоя.

4. Для нижнего этапа этого седиментационного цикла характерны колебания рельефа с быстрыми осцилляциями и непрерывной тенденцией к опусканию, средний этап характеризуется интенсификацией опускания, в то время как для верхнего этапа характерны движения, имеющие тенденцию медленного, постепенного поднятия.

5. Верхнемеловые отложения гор Баконь тоже относятся к флористической провинции типа „*Normapolles*” с богатыми спорово-пыльцевыми и планктонными материалами.

6. В течение осадкообразования сравнительно более значительное изменение флоры устанавливается лишь между кампаном и маастрихтом.

7. Для стратиграфического расчленения были использованы в первую очередь пыльцевые зерна покрытосеменных растений, в то время как фациологические и климатологические выводы были сделаны на основании спор ботанически определяемых, консервативных папоротников, охарактеризуемых сокращенным эндемизмом.

8. Благодаря выделению значительных и важных для стратиграфии форм, а также выяснению продолжительности существования и условий преобладания их, получены такие данные, при помощи которых можно оформить палинологический стандарт сенонских отложений гор Баконь (см. приложение I).

Приложение I. Таблица палинологической стратиграфии в горах Баконь. — Составил: Ф. ГОЦАН

A SÜMEGI FELSZŐ-KRÉTA MALAKOLÓGIAI VIZSGÁLATA

Írta: BENKŐNÉ CZABALAY LENKE

A magyarországi szenon képződmények széleskörű rétegtani, őslénytani vizsgálatával kapcsolatban a bakonyi tengeri szenon rétegek Molluscumainak őslénytani vizsgálatával és rétegtani értékelésével foglalkozom. A sümegi távlati kutatófúrások anyagvizsgálata az őslénytani munka lezárása előtt lehetővé tette az előzetes rétegtani értékelés elvégzését.

Munkám folyamán először a fauna szintjelző fajait meghatározva, igyekeztem megállapítani azok fajöltőit, és fáciesjelző szerepüket figyelembe véve határoztam meg egy-egy szint korbeltartozását. A nagyobb rétegtani egységeket — a fauna változásai alapján — több szintre és biofáciesre tagoltam. E szintek és biofáciesek a három említett távlati kutatófúrásban és a felszíni feltárásokban párhuzamosíthatók voltak.

A faunaegyüttes rendszertani csoportjainak, illetve fajainak mennyiségi változását diagramokon ábrázoltam. A faunisztikai vizsgálatok alapján lehetővé vált bizonyos ökológiai típuscsoportok és ezeket jellemző fajkeretek rögzítése. A biofáciesekkel jellemzett szinteket több biofácies szakaszra osztottam fel (A-tól O-ig) és elvégeztem ezek korrelációs faunisztikai vizsgálatát. A fauna %-os megoszlását diagramban ábrázoltam és ennek alapján megállapítottam, hogy az egyes faciesszakaszok faunájából e fajok hány %-a van képviselve a többi szintben.

Vizsgálati anyagom a sümegi távlati kutatófúrások, felszíni feltárások (Sümeg, Magyarpolány, Németpolány) régi és új gyűjtésű, tengeri szenon csiga- és kagylófaunája volt. Eddig a *Gastropoda*, *Inoceramus* és *Ostrea* fajok monografikus őslénytani vizsgálata készült el. Az egész *Molluscum*-faunában a csigák 13 családja és 18 genusza 35 fajjal, valamint a kagylók 23 családja és 26 genusza 48 fajjal szerepel. A *Hippurites*ek részletes vizsgálatára eddig még nem került sor, ezek rétegtani kiértékelésénél BARNABÁS K. (1937) meghatározásait és KÜHN, O. professzor szíves szóbeli közlését vettem figyelembe.

A részletes őslénytani vizsgálat sok esetben nagy segítséget nyújtott a rétegtani értékeléshez. Itt elsősorban az *Inoceramus*szok vizsgálatára gondolok, melyek helytelen meghatározása korábban sok téves rétegtani

következtetést vont maga után. Az *Ostreák* feldolgozása inkább csak fáciesvizsgálati szempontból adott érdekes eredményeket; a csigák feldolgozása mind a rétegtani, mind a fáciesviszonyok szempontjából igen fontos adatokat szolgáltatott.

A fauna eloszlása a felső-kréta rétegcsoportokban jellegzetes, egyesvonalú fejlődést mutat. A rétegsor alján, a korallós—molluscumos agyagmárgacsoportban jellemző a rendkívüli faj- és egyedszámgazdagság. Az üledékkőzettani viszonyok megváltozása folytán a gryphaeás márgacsoport faunája fokozatosan elszegényedik; végül — az inoceramusos márgacsoportban — a faunaelemek már igen ritkák.

A korallós—molluscumos márga faunája sekélytengerben, jól átvilágított tengerrészen élt, ahol az oxigéntartalom pótlódása biztosítva volt. A fauna lencsésen vagy sávszerűen helyezkedik el a rétegekben, esetleg hintetten. A partvonal ingadozásával kapcsolatban fellépő sótartalom-változás hatása a faunában igen jól érzékelhető. A gryphaeás márga faunáját a partvontól távolabbi, kissé mélyebb neritikus övre jellemző alakok képviselik. Az inoceramusos mészkő és márga fokozatosan mélyülő tengerben képződött, a tenger mélysége azonban a 200—300 métert nem haladta meg.

A sümegi terület szenon rétegeinek ökológiai—faciológiai, életrétegtani vizsgálatára támaszkodva az ősföldrajzi kapcsolatok is rögzíthetők voltak.

A szenon rétegsor teljes, összefüggő szelvényben sehol nem tanulmányozható, ez volt az irodalomban szereplő helytelen rétegtani értékelések, téves párhuzamosítások és a települési viszonyok megítélésében mutatkozó bizonytalanságok egyik fő okozója. A sümegi, közel 300—400 méteres összefüggő szenon szelvényt harántoló távlati kutatófúrások anyagának feldolgozása sok kérdésben megnyugtató eredményt hozott. Egyes vitás kérdések azonban még megoldásra várnak. Feldolgozatlan például a hippuriteszes mészkő faunája, mely nélkül a szenon rétegtani értékelése semmiképpen nem tekinthető lezártnak.

A Déli-Bakony felső-kréta rétegeinek kutatásával többen foglalkoztak (BARNABÁS K. 1937; NOSZKY J. 1954, 1957; CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 1953). Megállapításaik — a fauna vizsgálatának hiánya következtében — több szempontból kiegészítésre, módosításra szorulnak.

A terület felső-kréta képződményeinek új korbeosztását — korábbi munkámban (BENKÓNÉ CZABALAY L. 1961) rögzítettekkel egybehangzóan — az 1. táblázat tartalmazza.

A sümegi területen a felső-kréta üledékképződés tehát az eddig turon emeletbelinek tartott szárazföldi, agyag- és konglomerátumösszlettel, illetve a reá települő édesvízi—csökkentsósvízi eredetű, felső-szantoni kőszéntelepés rétegekkel indult meg. (Ajkán a szárazföldi rétegcsoportban bauxit is van.) E szárazföldi képződmények felett a szenon rétegek diszkordánsan települnek.

1. táblázat

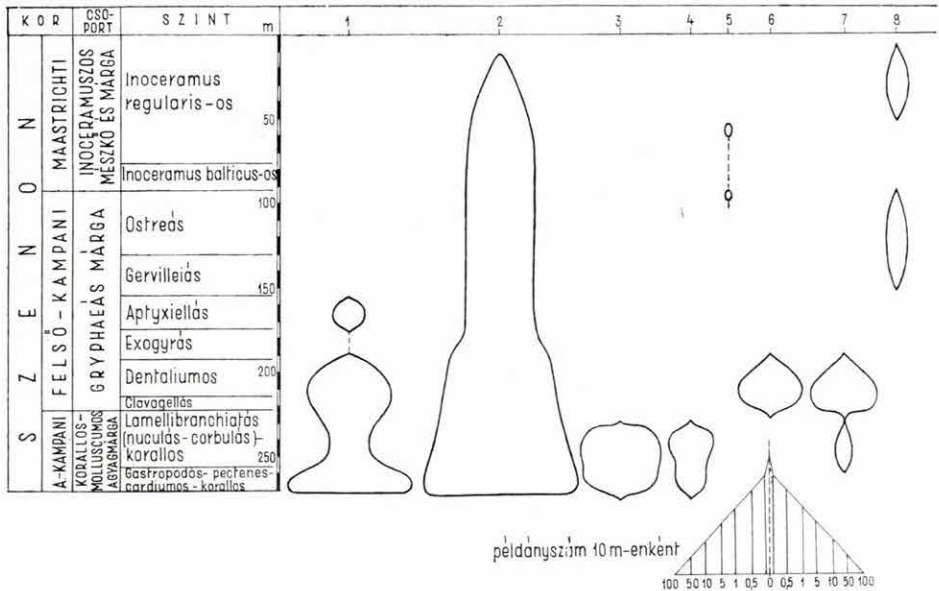
Emelet	Alemelet	Csoport	Szint
SZENON	Maastrichti	inoceramuszos mészkő és márga	<i>Inoceramus regularis</i> -os <i>Inoceramus balticus</i> -os
	Felső- kampani	hippuriteszes mészkő	
		gryphaeás márga	ostreás gervilleiás aptyxiellás (nerineás) exogyrás dentaliumos clavagellás
	Alsó- kampani	korallós—molluszkumos agyagmárga	lamellibranchiatás (nuculás-corbulás) — korallós gastropodás—pectenes— cardiumos—korallós
	Felső- szantoní	kőszéntelepes rétegek	
		d i s z k o r d a n c i a	
TURON ?		Szárzsföldi képződmények (agyag, konglomerátum, bauxit)	

I. Kőszéntelepes csoport

A szenon üledékösszlet legalsó része a kőszéntelepes csoport. Édesvízi rétegei között csökkentsósvízi és tengeri közbetelepüléseket is találunk, melyek váltakozása a tenger előrenyomulását, majd visszahúzóadását jelzi. A közbetelepült agyag-, márga- és homokrétegek faunája BARTHA F. (1961) szerint nagyrészt *Pyrgulifera* fajokból áll, melyek sima vagy bordázott volta jól tükrözi a sótartalom csökkenését, illetve növekedését. Ezeket a rétegeket azonos faunájuk és földtani kifejlődésük alapján az ausztriai középső-gosau-i (kőszéntelepes) rétegsorral párhuzamosítjuk, melyet KÜHN, O. (1947) a felső-szantoní—alsó-kampani alemeletekbe sorolt. Hasonló korú és kifejlődésű képződményeket ismerünk Csehszlovákiából (Bradlo), Romániából (Erdély), Jugoszláviából, Görögországból és Franciaországból is.

II. Korallós—molluscumos agyagmárgacsoport

A korallós—molluscumos agyagmárgacsoport rétegei konkordánsan települnek a kőszénteleges rétegcsoporra. Jellemző itt az agyag—agyagmárgarétegek túlsúlya s a gazdag faj- és egyedszámú *Molluscum*, *korall*, *Bryozoa* és *Serpula* fauna (1. ábra). A fajok legnagyobbbrészt tengeriek, egyedül a *Glauconia* fajok tömeges jelenléte (pl. hárskúti lelőhely, Sp 1, Sp 2. fúrás) utal arra, hogy a tengervíz sótartalma még valamivel kisebb volt, mint a felette következő tisztán tengeri rétegeké.



1. ábra. A Sümeg (Sp) 2. sz. fúrás faunájának példányszám szerinti megoszlása (szintenként). — 1. *Gastropoda*, 2. *Lamellibranchiata*, 3. *Anthozoa*, 4. *Bryozoa*, 5. *Echinoidea*, 6. *Scaphopoda*, 7. *Annelida* (*Serpula*), 8. *Ammonoidea*

Fig. 1. Répartition de la faune du forage Sümeg (Sp) 2. selon le nombre des individus (par horizon)

(Les chiffres à côté de chaque division du triangle indiquant l'échelle graphique au coin inférieur droit de la figure montrent le nombre des exemplaires, récoltés à des intervalles de 10 m)

Рис. 1. Распределение фауны из скважины Шюмег (Sp) № 2 согласно изменению количества экземпляров (по горизонтам).

(Цифры, поставленные рядом с делениями треугольника, изображающего графический масштаб в нижнем правом углу рисунка, обозначают количество экземпляров видов через каждые 10 м.)

Faunisztikai szempontból ez a rétegcsoport két szintre különíthető; ezen belül még számos biofáciest is megkülönböztettem a finomabb szintezés során (2. ábra).

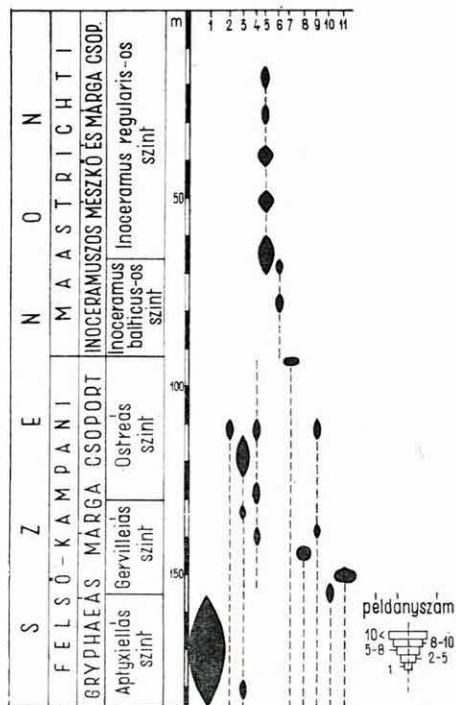
1. Az alsó, *csigás-pectenes-cardiumos-korallós szint* gazdag csigafaunája alapján két biofáciest tagolódik. E szint

kétosztatusága főleg a sümegi hárskúti lelőhelyen és az Sp 1. fúrásban figyelhető meg.

Az alsó szint alsó biofáciése, a glauconiás biofáciés túlnyomóan *Glauconiák*at tartalmaz, mellettük csak néhány *Cyrena* és *Corbula* faj van. Ez a faunaegyüttes arra utal, hogy e szint képződésekor a tengervíz sótartalma még nem érte el a normális mennyiséget. A hárskúti lelőhelyen, ahol ez a biofáciés közvetlenül a hippuriteszes mészkőhöz kapcsolódik, a *Glauconiák*on tömegesen található fúrószivacs vájási nyomok. E fúrószivacsnyomok azonosak a *Clonia vastifica* VOLTZ faj nyomaival, melyet SCHREMMER, F. (1958) gosai *Actaeonellákról* írt le. (Ez az eurytherm, kozmopolita faj ma is él, a parti öv jellegzetes lakója, a Molluscum-héjakat lepi el és azokat pusztítja. A litorális öv 2—10 méterig terjedő szakaszán gyakori, a 10—40 m mélységű szakaszon pedig tömegesen lép fel.) Ez az egyetlen olyan fúrószivacs faj, mely a sótartalom csökkenését elviseli, jelenléte tehát nem mond ellent annak a megállapításnak, hogy a *Glauconiák* tömeges előfordulása a sótartalom csökkent voltát igazolja.

Itt említjük meg azt az érdekes megfigyelést, hogy míg a *Pectunculus* héjakon igen sok a vájási nyom, addig a *Cardium* héjakon ilyet sohasem találunk. Ezt az eltérést a kalcitos — aragonitos héjfelépítés különbsége okozza.

A *Glauconiák* ma kizárólag édesvízi fajok, elsősorban Észak-Amerikában, meg a Fülöp szigeteken, másodsorban Ceylonban és Madagaszkárban élnek. A krétában és harmadkorban fontos szerepet játszottak, főleg lagunákban, csökkentsóvízi, kőszenes képződményekben jelentek meg *Potamideszek* társaságában.



2. ábra. A Molluscum-fauna példányszám szerinti megoszlása a Sümeg (Sp) 2. sz. fúrásban. — 1. *Aptyxiella* (*Acuroptyxis*) *flexuosa* (Sow.), 2. *Pectunculus* sp., 3. *Ostrea* sp., 4. *Gryphaea vesicularis* (LAM.), 5. *Inoceramus regularis* D'ORB., 6. *I. balticus* BÖHM., 7. *Corbula* sp., 8. *Limopsis* sp., 9. *Tellina stoliczkaei* ZIT., 10. *Cucullaea austriaca* ZIT., 11. *Gervilleia solenoides* DEFR.

Fig. 2. Répartition de la faune de Mollusque selon le nombre des individus dans le forage Sümeg (Sp) 2.

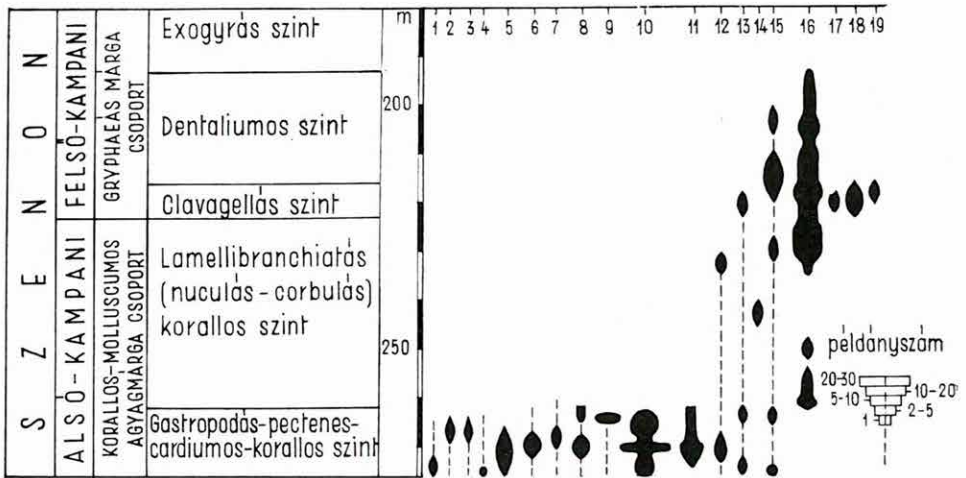
(Au coin inférieur droit de la figure on a indiquée l'échelle conformément à l'augmentation du nombre des individus)

Рис. 2. Распределение моллюсковой фауны согласно количеству экземпляров во скважине Шюмег (Sp) № 2.

(В нижнем правом углу рисунка указан графический масштаб согласно увеличению количества экземпляров.)

A fosszilis *Glauconia* fajok nagy része a kampani alemeletre jellemző: a *Glauconia renauxiana* D'ORB. faj a franciaországi Plan d'Aups-i és romániai (erdélyi) alsó-kampani rétegekben gyakori; a *Gl. coquandiana* D'ORB. var. *kefersteini* MÜNSTER faj az ausztriai kampani, a jugoszláviai kampani, valamint maastrichti rétegekben fordul elő. PETKOVIĆ, V. (1954) a *Glauconiák* rétegtani jelentőségét vizsgálva megállapította, hogy nemcsak kitűnő fáciesjelzők, hanem szintjelző szerepük is jelentős. PETKOVIĆ a jugoszláviai szenon kőszéntelep csoport kampani — maastrichti rétegeiből vizsgálta a *Gl. coquandiana* D'ORB. var. *kefersteini* MÜNSTER fajt és megállapította, hogy dominanciáját a kampaniban éri el. ČIRIČ (1952) — DOUVILLÉ régebbi megállapításával egyetértve — az utóbb említett *Glauconia* fajt a kampani csökkentsósvízi rétegeire tartja jellemzőnek.

E megállapításokat figyelembe véve glauconiás rétegeinket az alsó-kampani alemeletbe soroltuk, mivel a kőszénfedő, kissé csökkentsósvízi rétegek egységesen a kampaniai alemelet alsó felében jelentkeznek. Állás-



3. ábra. A Gastropoda-fajok példányszám szerinti megoszlása a Sümeg (Sp) 2. sz. fúrásban. — 1. *Glauconia renauxiana* D'ORB., 2. *Glauconia* sp., 3. *G. obvoluta* (SCHLOTH.), 4. *Tanaliopsis spiniger* (ZEK.), 5. *Delphinula aculeata* ZEK., 6. *Turbo acinosus* ZEK., 7. *Phorus* sp., 8. *Fusus baccatus* ZEK., 9. *Desmiera zekeliana* (STOL.), 10. *Haustator fittoni* (MÜNST.), 11. *Amauroopsis baconica* n. sp., 12. *Cantharulus gosauicum* (ZEK.), 13. *Ampullospira bulbiformis* (ZEK.), 14. *Gyrodes* sp., 15. *Fusus* sp., 16. *Haustator rigida* (SOW.), 17. *Cantharulus* sp., 18. *Fusus cf. tritonium* ZEK., 19. *Fusus cf. sinuatus* ZEK.

Fig. 3. Répartition des espèces de Gastéropodes selon le nombre des individus dans le forage Sümeg (Sp) 2

(Au coin inférieur droit de la figure on a indiquée l'échelle conformément à l'augmentation du nombre des individus.)

Рис. 3. Распределение вид гастропод по количеству экземпляров во скважине Шюмер (Sp) № 2.

(В нижнем правом углу рисунка указан графический масштаб согласно увеличению количества экземпляров.)

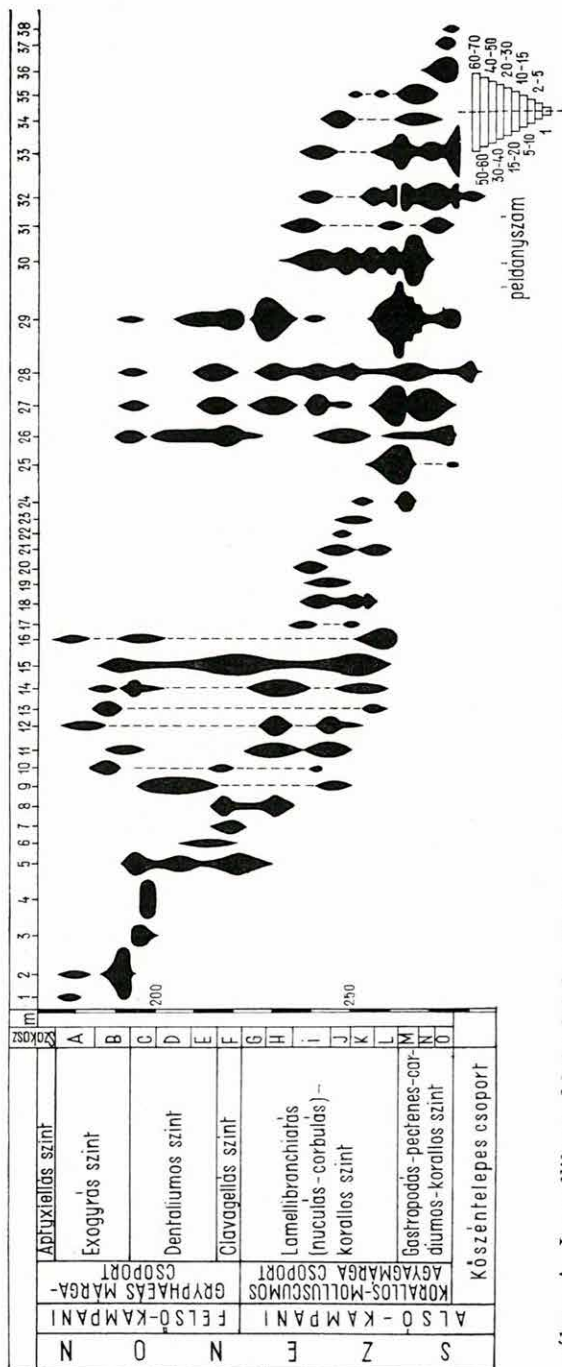
pontunkat megerősíti az e rétegek felett következő, velük szorosan összefüggő szint faunája is, mely szintén alsó-kampani. Az alsó szint felső biofáciése a *cerithiumos* biofáciés; jellemzője a partközeli homokos fáciest kedvelő *Pirenella*, *Haustator*, *Desmieria* és *Aptyxiella* nemek fajainak jelenléte (3. ábra). E rétegek faunája már tisztán tengeri. A *Haustator fittoni* (Sow.) faj egyedszámának növekedése, illetve gyérülése párhuzamos a rétegek homoktartalmának növekedésével, illetve csökkenésével. A *Rostellaria* és *Fusus* fajok jelenléte viszont a tengeraljzat iszaposabb—agyagosabb voltát jelzi. A fauna egésze a sekélytenger partközeli övére utal. A meglehetősen zárt, öbölszerű üledékgyűjtő medencében a kőzetek és a biofáciések váltakozása partingadozást jelez.

A *Pirenella* (*Cerithium*) fajok inkább fáciésjelző szerepűek. A gyakori *P. münsteri* (KEFERSTEIN) és *P. hoeninghausi* (KEFERSTEIN) fajok az ausztriai középső-gozaui (szantoni—kampani), a romániai—erdélyi *cerithiumos* (alsó-kampani) és a franciaországi sougraigni (szantoni) rétegekben is megtalálhatók.

A fáciésjelző *Pirenellákkal* ellentétben az aprótermetű *Aptyxiella* fajok korjelző szerepűek. Az *Aptyxiella* (*Acroptyxis*) *flexuosa* (Sow.) és az *A. (A.) gracilis* (MÜNSTER) faj a gozaui rétegekben kizárólag csak a kampani rétegekben fordul elő (TIEDT 1958). A *Desmieria zekeliana* (STOL.) és a *D. goldfussi* (MÜNSTER) fajok Ausztria, Németország, Jugoszlávia és India kampani képződményeiben gyakoriak. A többi faj, mint a *Tanaliopsis spiniger* (ZEKELI), a *Rostellaria granulata* Sow. és az *Ampullospira bulbiformis* (Sow.) főként az ausztriai, jugoszláviai, görögországi felső-szantoni és alsó-kampani rétegeket jellemzik.

A csigafauna mellett mindkét biofáciésben gazdag faj- és egyedszámú kagylófauna van. A biofáciések kagylófaunáját együttesen tárgyalom, mert a fajok rétegenkénti mennyiségének ábrázolásával összefüggéseik jobban értékelhetők. A kagylófajok mennyiségi ábrázolása alapján az egyes fáciescsoportok jól elkülönülnek egymástól (4. ábra). (A mennyiség ábrázolása mellett az egyes szinteket biofáciés-szakaszokra bontva, azok faunáját 100%-nak véve korreláltam az összes többi biofáciés-szakasz faunájával.)

A csigás szintet a kagylófauna alapján három szakaszra tagoltam (5. ábra O, N, M szakaszai). Az O szakaszban főként a sótartalom ingadozását jól tűrő fajok dominálnak (*Cardium otto* GEINITZ, *Limopsis calvus* ZITTEL, *Plicatula aspera* ZITTEL, *Cyrena solitaria* ZITTEL). A fajok egy csoportja (*Corbula angustata* Sow., *Tellina stoliczkai* ZITTEL és *Nucula concinna* Sow.) ebben a szakaszban jelenik meg, de dominancia-csúcsát csak a szint felső, M szakaszában éri el. E fajok dominanciája szorosan összekapcsolódik az *Astarte similis* MÜNSTER faj megjelenésével és a *Limopsis calvus* ZITTEL, *Plicatula aspera* ZITT. elmaradásával. Az O és N szakaszok faunája azonos fáciésű, erősebb eltérést csak az M szakaszban



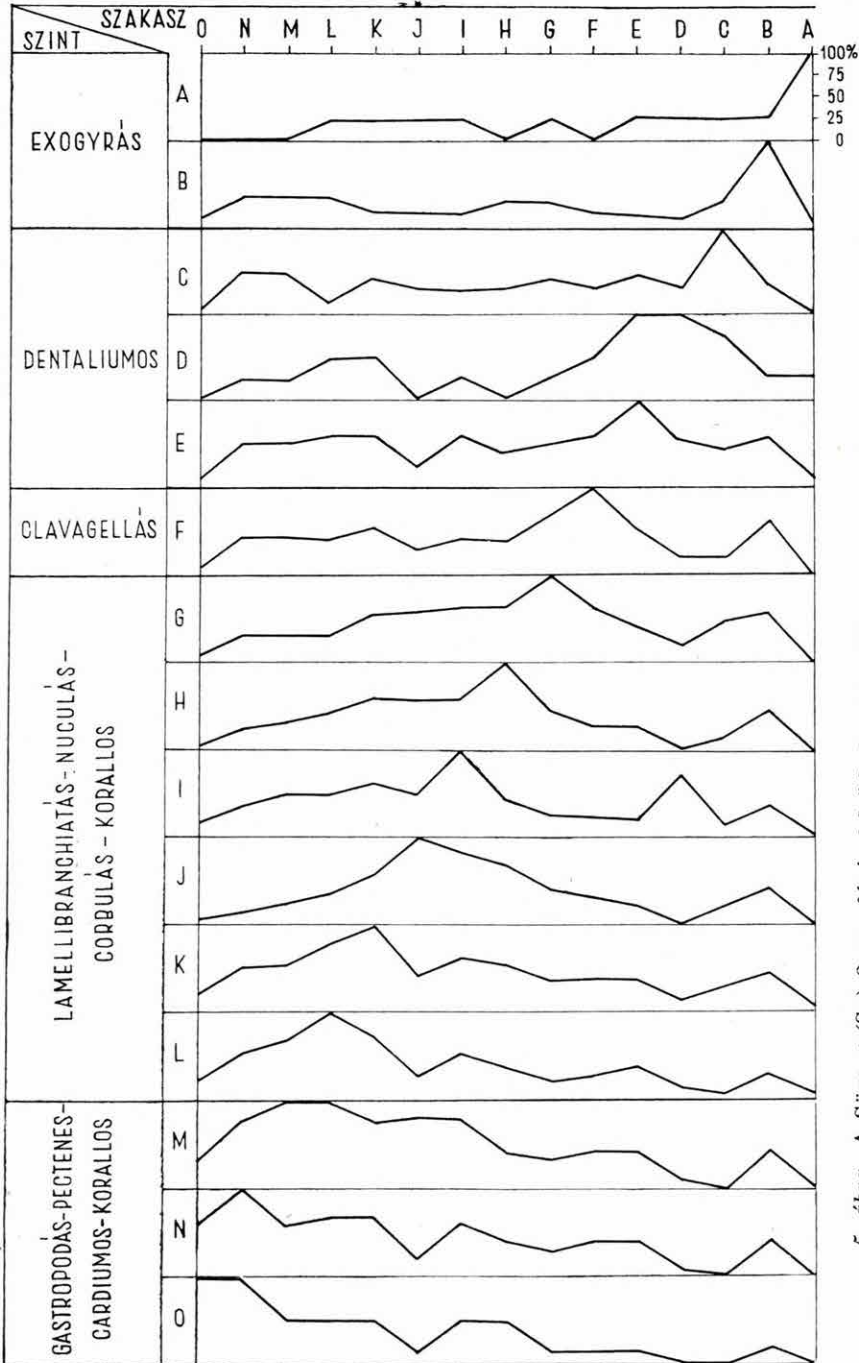
4. ábra. A Lamellibranchiata-fajok példányszám szerinti megoszlása a Sümeg (Sp) 2. sz. fúrásban. — 1. *Pecten virgatus* LAM., 2. *Exogyra matheronitana* (LAM.), 3. *Arca trigonula* ZITT., 4. *A. schwabenau* SOW., 5. *Dentalium* sp., 6. *Avicula caudigera* ZITT., 7. *Anomia* sp., 8. *Clavagella* sp., 9. *Dosinia cretacea* ZITT., 10. *Ostrea* sp. 1., 11. *Modiola* sp., 12. *M. sphaenoides* REUSS., 13. *Neithaea quinquecostata* (LAM.), 14. *Pholadomya granulosa* ZITT., 15. *Gerilleia* sp., 16. *Cucullaea austriaca* ZITT., 17. *Panopaea frequens* ZITT., 18. *Crassatella macrodonta* var. *sulcifera* ZITT., 19. *Cardium productum* SOW., 20. *Lopha semiplana* (SOW.), 21. *Aucella* sp., 22. *Ostrea* sp. 2., 23. *Mytilus* sp., 24. *Pecten ocullestriatus* LAM., 25. *Lima marlicensis* LAM., 26. *Cyrena solitaria* ZITT., 27. *Corbula angustata* SOW., 28. *Tellina stoliczka* ZITT., 29. *Nucula concinna* SOW., 30. *Astarte similis* MÜNSTER, 31. *Psammodia suessi* ZITT., 32. *Pecten laevis* NUSS., 33. *Cardium otto* GEIN., 34. *Astarte laticostata* DESH., 35. *Crassatella macrodonta* SOW., 36. *Limopsis cabus* ZITT., 37. *Plicatula aspera* ZITT., 38. *Pectunculus* sp.

Fig. 4. Répartition des espèces de Lamellibranchiata selon le nombre des individus dans le forage Sümeg (Sp) 2. (Au coin inférieur droit de la figure on a indiqué l'échelle conformément à l'augmentation du nombre des individus.)

Рис. 4. Распределение видов пластинчатожаберных по количеству экземпляров во скважине Шюмер (Sp) № 2.

(A — O = biofaciális részletek)

(В нижнем правом углу рисунка указан графический масштаб согласно увеличению количества экземпляров.)



5. ábra. A Sümeg (Sp) 2. sz. fúrás felső-kréta faunájának szakaszonkénti korrelációs ábrázolása
 Fig. 5. Représentation corrélatrice, par section, de la faune crétacée supérieure du forage Sümeg (Sp) 2.

Рис. 5. Корреляционное изображение (по участкам) верхнемеловой фауны скважины Шюмер (Sp) № 2. (A — O = участки)

tapasztaltunk. Az itt megjelenő új fáciesjelző elemek (*Astarte*, *Lima* fajok) már szorosan kapcsolódnak a feljebb következő szinthez.

2. A *kagylós* (*nuculás*—*corbulás*)—*korallós* szintet hat szakaszra osztottam fel a kagylófajok dominanciájának változása alapján (4. ábra L, K, J, I, H, G szakasza). A szint legalsó, L szakaszában a *Corbula angustata* Sow., *Nucula concinna* Sow., *Astarte similis* MÜNSTER és a *Lima marticensis* LAM. fajok uralkodnak. A K szakaszban — az *Astarte similis* MÜNST. kivételével — e fajok egyedszáma fokozatosan csökken. A két említett szakasz faunája a tenger fokozatos mélyülésére, a tengeraljzat iszaposabbá válására utal. A J szakaszban a *Lopha semiplana* (Sow.) és a *Crassatella macrodonta* var. *sulcifera* ZITTEL fajok megjelenésével párhuzamosan eltűnnek a parti övre jellemző *Nucula*, *Cyrena* fajok. Az I szakasz faunája előbbivel teljesen megegyezik. A H és G szakasz szorosan összekapcsolódik, sok új faj jelenik itt meg: *Modiola sphaenoides* REUSS., *Cucullaea austriaca* ZITTEL, stb., melyek a csendes iszapos aljzatú tengerrészek jellemzői. Ezekben a szakaszokban már a fáciesjelleg fokozatos eltolódása mellett az időtényező szerepe is érezhetővé válik: olyan fajok jelennek meg, melyek a kampani alemelet felső részében érik el dominanciájukat: *Pholadomya granulosa* ZITTEL, *Modiola sphaenoides* DEFR. A fauna másik része azonban még olyan fajokból áll, melyek az alsó-kampaninál fiatalabb rétegekben nem fordulnak elő: *Astarte similis* MÜNSTER, *Lopha semiplana* (LAMARCK), *Pecten laevis* NILSSON. E fajok túlsúlya alapján az L—G-ig terjedő szakaszokat is még az alsó-kampaniba soroljuk.

III. Gryphaeás márgacsoport

A korallós—molluscumos agyagmárgacsoport felett üledékfolytonossággal települ a gryphaeás márgacsoport. Faunájára jellemző a *Scaphopodák* nagy száma; a kagylók közül az alsó szintben a *Clavagella*, a felsőbb szintekben a *Modiola*, *Gervilleia*, *Ostrea* fajok uralma. Jellegzetessége e rétegcsoportnak az is, hogy egyes szintekben egy-egy faj szinte egyedül dominál, az exogyrás szintben az *Exogyra matheroniana* D'ORB., a nerineás (aptyxiellás) szintben az *Aptyxiella* (*Acroptyxis*) *flexuosa* Sow. faj.

A rétegcsoport márga—mészmárga-képződményekből épül fel. Az alsó szintben a tengeraljzatot nagy szervesanyag-tartalmú iszap borította; később a tengervíz CaCO_3 -tartalmának növekedésével finom mésziszapos aljzat alakul ki, s a fauna faj- és egyedszáma csökken. A rétegcsoport faunájának változásai alapján 6 szintre különíthető: clavagellás, dentaliumos, exogyrás, aptyxiellás (nerineás), gervilleiás és osztreaás. A felső két szint faunáján erősen érezhető, hogy a zárt öböl lassanként kapcsolatba kerül a nyílt tengerrel és mindinkább a nagy horizontális elterjedésű fajok jelennek meg.

1. A *clavagellás szintben* még a partközeli öv szerves anyagban dús, iszapos fenékaljzatot kedvelő és részben iszapba fúródva élő faunatársasága jelentkezik. A csigák közül a *Fusus tritonium* ZEKELI, a *F. sinuatus* ZEKELI és az *Ampullospira bulbiformis* (Sow.) fajok szerepelnek, míg a kagylók közül a *Clavagella* sp. dominál nagy egyedszámmal, mellette a *Cyrena solitaria* ZITTEL és *Nucula concinna* Sow. faj lép fel. E szintet egyetlen szakasz képviseli (F). Faunájának fáciése igen hasonló a kagylós szint G és a dentaliumos szint E szakaszához.

2. A *dentaliumos szintben* az üledékek fokozottan iszaposabbá válnak, a szerves anyag mennyisége is elég nagy. Ezt a szintet három szakaszra bontva megállapíthatjuk, hogy az alsó E szakaszban a *Scaphopodák* (*Dentalium* sp.) veszik át a *Clavagella* sp. vezető szerepét. (A *Gastropodákat* mindhárom szakaszban a *Haustator rigida* (Sow.) és a *Fusus* sp. képviseli.) Az alsó két szakaszra (E, D) jellemző a *Modiola*, *Cucullaea* fajok hiánya, míg a felső C szakaszban ezek újra megjelennek és az azonos fáciesre jellemző *Tellina stoliczkai* ZITTEL, *Corbula angustata* Sow. fajokkal közösen alkotják e szakasz faunatársaságát. A C szakaszban a *Clavagella* sp. eltűnik, a *Nucula* és *Anomia* fajok időlegesen szintén kimaradnak.

3. Az *exogyrás szintből* a csigák teljesen hiányoznak. Az *Exogyra matheroniana* D'ORB. faj nagyszámú, helyenként kőzetalkotó mennyiségben van jelen. E szint két szakaszra oszlik; az alsó B szakasz faunája csaknem azonos összetételű a dentaliumos szint C szakaszáéval, de itt új faunaelemek is jelentkeznek az *Ostrea*-félék közül. E szintben a neritikus öv finom mésziszapos fáciése alakul ki; itt főleg a jelentősebb mésztartalmat igénylő fajok gyakoriak.

4. Az *aptyxiellás (nerineás) szintben* a fauna elszegényedése fokozódik. A kistermetű *Aptyxiella* (*Acroptyxis*) *flexuosa* (Sow.) faj dominál. E faj aránylag nagyobb mézskiválasztó tevékenysége folytán arra utal, hogy itt a tengervíz erősebb mozgásával kapcsolatban az oxigéntartalom cserélődése fokozódott, a tenger partközeli övében alakult ki ez a fácies. A nyílt tengerrel való közvetlen kapcsolat hatása is érződik az új faunatársaság kialakulásán.

5. A *gervilleiás szintben* a domináns *Gervilleia solenoides* DEF. faj társaságában levő *Limopsis* sp., *Ostrea* sp., és *Gryphaea vesicularis* LAM. fajok a neritikus öv mésziszapos—iszapos csendes övére jellemzők.

6. Az *ostreás szintben* az *Ostreák* dominanciája a tenger kisebb mérvű visszahúzódására, elsekélyülésére utal, ezt igazolja az *Ammoniteszek* eltűnése és az *Echinoideák* megjelenése is.

A gryphaeás márga faunája igen élesen elválik a korallallos—molluscos agyagmárga faunájától. Az új faunaelemek megjelenése időbeli változást is jelez. Az *Exogyra matheroniana* D'ORB. és a *Gryphaea vesicularis* LAM. faj Franciaországban, Jugoszláviában és a Szovjetunióban (Krim—

Kaukázus) a felső-kampaniban fordul elő; utóbbi faj azonban dominanciáját csak a maastrichtiben éri el. A *Pholadomya granulosa* ZITTEL, a *Gervilleia solenoides* DEFR., a *Dentalium hexapleura* ZITTEL és a *D. nudum* ZITTEL faj Németország és a Szovjetunió felső-kampani képződményeire jellemző. A gryphaeás márgacsoportot, jellemző faunatársasága alapján, felső-kampani korinak tartjuk.

IV. Hippuriteszes mészkőcsoport

A hippuriteszes mészkőcsoport képződményeit Sümegen csak felszíni feltárásokból ismerjük, a gryphaeás összlethez viszonyított településük, valamint korbeli hovatarozásuk még tisztázatlan.

A hippuriteszes összlet alsó padjai között jellegzetes bioherm közbe-településeket találunk: ostreás, echinoideás padokat, melyek a zátonyfácieshez szorosan kapcsolódnak. A mészkő felsőbb rétegei között gyakori a kékesszürke és sárga színű márga- és gryphaeás mészkő-közbetelepülés. A hárskúti lelőhelyen a hippuriteszes mészkő alatt megtaláljuk a korallal—molluscumos összletet, mely a sümegi fúrásokban megállapított szintekkel jól azonosítható. A hippuriteszes mészkő közé települt márgarétegek faunája párhuzamosítható a gryphaeás márgacsoport egyes szintjeinek faunájával. Eddigi vizsgálataink alapján tehát a sümegi területen a hippuriteszes mészkövet a gryphaeás márga heteropikus fáciesének kell tartanunk.

A hippuriteszes mészkő rétegei közé települt ostreás pad új *Ostrea* fajának jellegei a kampani rokon fajokhoz közelállók, de az *Ostreák* pados megjelenésének itt is főleg fáciesjelző szerepe van. (Hasonló kifejlődésű fácieseket a szantoni és kampani alemeletekben is találunk.) Ez az ostreás pad feltehetően azonos korú a sümegi kutatófúrásokban a korallal—molluscumos agyagmárga és a gryphaeás márga határán levő agyagmárgával, melyben az *Ostrea semiplana* (Sow.) faj egyes példányai jelentkeznek. A hippuriteszes mészkő közé települt ostreás pad szintén párhuzamosítható ezzel az ostreás réteggel, melyet az alsó- és felső-kampani alemelet határretegének tartok.

A fauna eddigi ismeretében a következőket mondhatjuk a *Hippuriteszek* korára vonatkozóan:

A *Hippurites* (*Vaccinites*) *oppeli* DOUVILLÉ az ausztriai felső-kampaniban a csökkentsótartalmú rétegek felett transzgredáló hippuriteszes mészkövekben jellemző. Ugyancsak a *H. (Vaccinites) sulcatus* DEFR. faj ennek a rétegsornak gyakori faja. A faunában levő *Praeradioliteszek* BARNABÁS K. szerint kampani—maastricti koriak.

SORNAY (1961) Görögországban, a Vardari öv K-i oldalán lévő, ugyanezeket a fajokat tartalmazó hippuriteszes mészkövek korát a kampaniban jelöli meg. A Pelaggoni övben, ahol a *Radioliteszek* mellé a *H. (Vaccinites)* ARCH. faj társul, alsó-kampani korúnak tartja, míg a felette települő

algákban gazdag mészkövet, ahol a *H. (V.) oppeli* Douv. faj megjelenik, felső-kampani korinak itéli.

KÜHN (1947) megállapította, hogy a gozauai képződménysor háromosztatuságán túlmenően, különböző kifejlődésekben a kőszénképződésen kívül semmiféle törvényszerűség nem állapítható meg. Az általa elkülönített négy hippuriteszes mészkőösszletet nem minden gozauai kifejlődésben találjuk meg, azonban a *Hippurites* faunaegyüttes mindenkor korjelző értékű.

A sümegi területen az alsó hippuriteszes padok az alsó- és felső-kampani közötti átmeneti rétegeket, míg a felső rétegösszlet már a felső-kampanit képviseli.

A hippuriteszes mészkőhöz kapcsolódó korallós—molluscumos rétegek és a mészkő közé települt márgapadok faunája párhuzamosítható a sümegi fúrások korallós és gryphaeás rétegeinek egyes szintjeivel. Valószínűnek látszik, hogy ezen a területen a hippuriteszes mészkő és gryphaeás márga heteropikus fáciesek.

V. *Inoceramus*os (globotruncanás) mészkő és márgacsoport

Az *Inoceramus*os (globotruncanás) mészkő és márgacsoport a szennon legmagasabb tagját, a maastrichtit képviseli. A fauna *Lamellibranchiata* (*Inoceramus*), *Ammonites* és *Echinoidea* fajokból áll. A tenger mélysége 200—300 m körüli lehetett; a nagy horizontális elterjedésű, kozmopolita fajok a nyílt tengerrel való kapcsolatot bizonyítják.

Ezt a rétegcsoportot az *Inoceramus* fauna alapján két szintre különítettem. Az alsó szintben az *Inoceramus balticus* BÖHM faj a kampaniból az alsó-maastrichtibe való átmenetet jelzi. Ez a faj a kampaniban indul fejlődésnek és — Németország területén — átmegegy az alsó-maastrichtibe (SEITZ 1960), a Szovjetunióban még a középső-maastrichtibe is (КОЖУБИНСКИЙ 1958).

A felette konkordánsan települő rétegekben az *Inoceramus regularis* D'ORB. váltja fel az *I. balticus* BÖHM fajt. Előbbinek vertikális elterjedése csak a maastrichti rétegekre korlátozódik. Az alsó szintet az alsó-maastrichtibe soroltam, mivel:

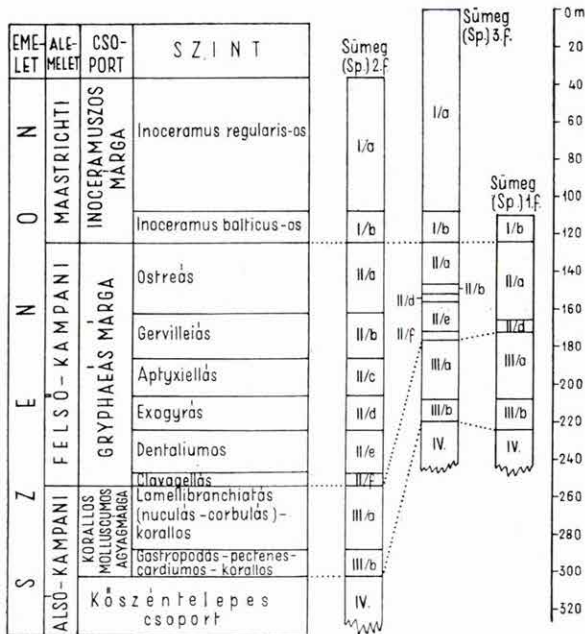
1. ebben a szintben csak az *I. balticus* BÖHM faj van kísérő fauna nélkül.

2. Ez a faj — közvetlenül kapcsolódva a maastrichti *I. regularis* D'ORB. fajhoz — mindenütt az alsó-maastrichti legalsó szintjét képviseli s egyben a kampaniból való átmenetet jelzi.

3. A sümegi perspektivikus fúrások *I. balticus*-os szintjével megegyező rétegekből NOSZKY a Haraszi városi kőfejtőből *Pachydiscus neubergicus* SCHLOTH. fajt gyűjtött.

A sümegi fauna vizsgálatával párhuzamosan Magyaropolány és Németopolány régebbi gyűjtésű anyagait is átnéztem. Ennek eredménye

alapján itt is két inoceramuszos szint különíthető el. Az alsó szint *Inoceramus balticus* BÖHM fajt tartalmaz, de mellette jellemző kampani fajok is vannak: *I. decipiens* (ZITTEL) ALIEV, *I. capitosus* RENNIGARTEN, *I. cf. inconstans* WOODS. Az alsó szint tehát Magyar- és Németpolány környékén még a kampani alemeletbe tartozik. A felső szintben már csak az *Inoceramus balticus* BÖHM faj van jelen, ez alsó-maastrichti kori, s a sümegi hasonló szinttel párhuzamosítható. A Sümegen kimutatott *Inoceramus regularis*-os szint képződményei e területen nem jelentkeznek.



6. ábra. A sümegi perspektivikus fúrásokban kimutatott faunaszintek elhelyezkedése és párhuzamosításuk vázlata

Fig. 6. Position des horizons fauniques, révélés dans le forage perspectivique de Sümeg et esquise de leur parallélisation

Рис. 6. Местоположения фаунистических горизонтов, выявленных в перспективных буровых скважинах в с. Шюмег и схема их параллелизации

A megvizsgált összlet *Inoceramus* fajai jellemzően nagy ösföldrajzi elterjedésűek: Ausztria, Németország, Románia, Lengyelország, Szovjetunió, Franciaország és India szenon képződményeiből egyaránt ismeretesek. A rétegösszlet egyetlen *Gastropoda* faja, a *Campanile inauguratum* (STOL.), szintén a maastrichti kort igazolja. Ez a faj szintén nagy földrajzi elterjedésű: Beludzsisztán, India, Libia, Perzsia, Madagaszkár maastrichti rétegeiből ismert.

Az ismertetett rétegesoportok szintjei — kisebb fácieseltérésektől eltekintve — mind a három sümegi mélyfúrásban párhuzamosíthatók voltak (6. ábra). A fúrási szelvények szerint legváltozóbba a gryphaeás márga vastagsága; a Sp. 2. sz. fúrásban éri el a legnagyobb vastagságot; a másik kettőben vékonyabb, sőt egyes szintjei (pl. aptyxiellás) ki sem fejlődtek.

Összefoglalás

A sümegi terület szenon képződményeinek malakológiai vizsgálatáról és rétegtani kiértékeléséről a következőket mondhatjuk:

Az alsó, korallós—molluscumos agyagmárgacsoporra a kisebb horizontális elterjedésű fajok jellemzők, melyek a dél-görögországi, jugoszláviai, ausztriai, romániai faunákhoz kapcsolódnak. A jellegzetes gozauai fajokon kívül a nagyobb horizontális elterjedésű indiai, kaukázusi, krimi alakokat is megtaláljuk. A gryphaeás rétegekben fokozatosan előtérbe lépnek a nagyobb horizontális elterjedésű fajok, végül a maastrichtiben a típusos kozmopolita fajok dominálnak.

A sümegi szenon képződmények földtani kifejlődésük és faunájuk alapján az ausztriai középső- és felső-gozauai rétegekhez állnak legközelebb. A mi faunánkban azonban nagyobb számban jelentkeznek a déli elemek. Egyes rétegeink jól párhuzamosíthatók más területek (Románia, Jugoszlávia) eltérő típusú gozauai kifejlődéseivel.

Az üledékképződés a szenonban a felső-szantonni alemeletben a kőszénképződéssel indult meg; a korallós—molluscumos agyagmárgarétegekkel folytatódott az alsó-kampaniban, majd a gryphaeás márga és ennek heteropikus fáciese, a hippuriteszes mészkő rakódott le a középső- és felső-kampani során. A rétegsor az inoceramuszos mészkő- és márgacsoport alsó-maastrichti kori képződményeivel zárul.

IRODALOM

- ABOUIN, J. 1957: Essai de corrélation stratigraphiques en Grèce occidentale. — Bull. Soc. Géol. France sér. 6. **5**, pp. 143—154.
- ABOUIN, J. & al. 1960: Le crétacé supérieur en Grèce. — Bull. Soc. Géol. France sér. 7. **2**, pp. 468—469.
- BARNABÁS K. 1930: A sümegi felső-kréta rétegek földtani és őslénytani viszonyai. — Doktori disszertáció, Egyetemi Földt. Int. Bpest.
- BENKŐNÉ CZABALAY L. 1959: Jelentés a sümegi Sp. 1. fúrás molluszkafaunájáról. — Földt. Int. Adattár. Kézirat.
- BENKŐNÉ CZABALAY L. 1960: A sümegi Sp. 2. fúrás molluszkafaunája. — Földt. Int. Adattár. Kézirat.
- BENKŐNÉ CZABALAY L. 1960: A bakonyhegységi (sümegi) szenon csigák őslénytani vizsgálata. — Földt. Int. Adattár. Kézirat.
- BENKŐNÉ CZABALAY L. 1961: A Déli-Bakony tengeri szenonképződményeinek malakológiai vizsgálata. — Földt. Közl. **91**, 4.

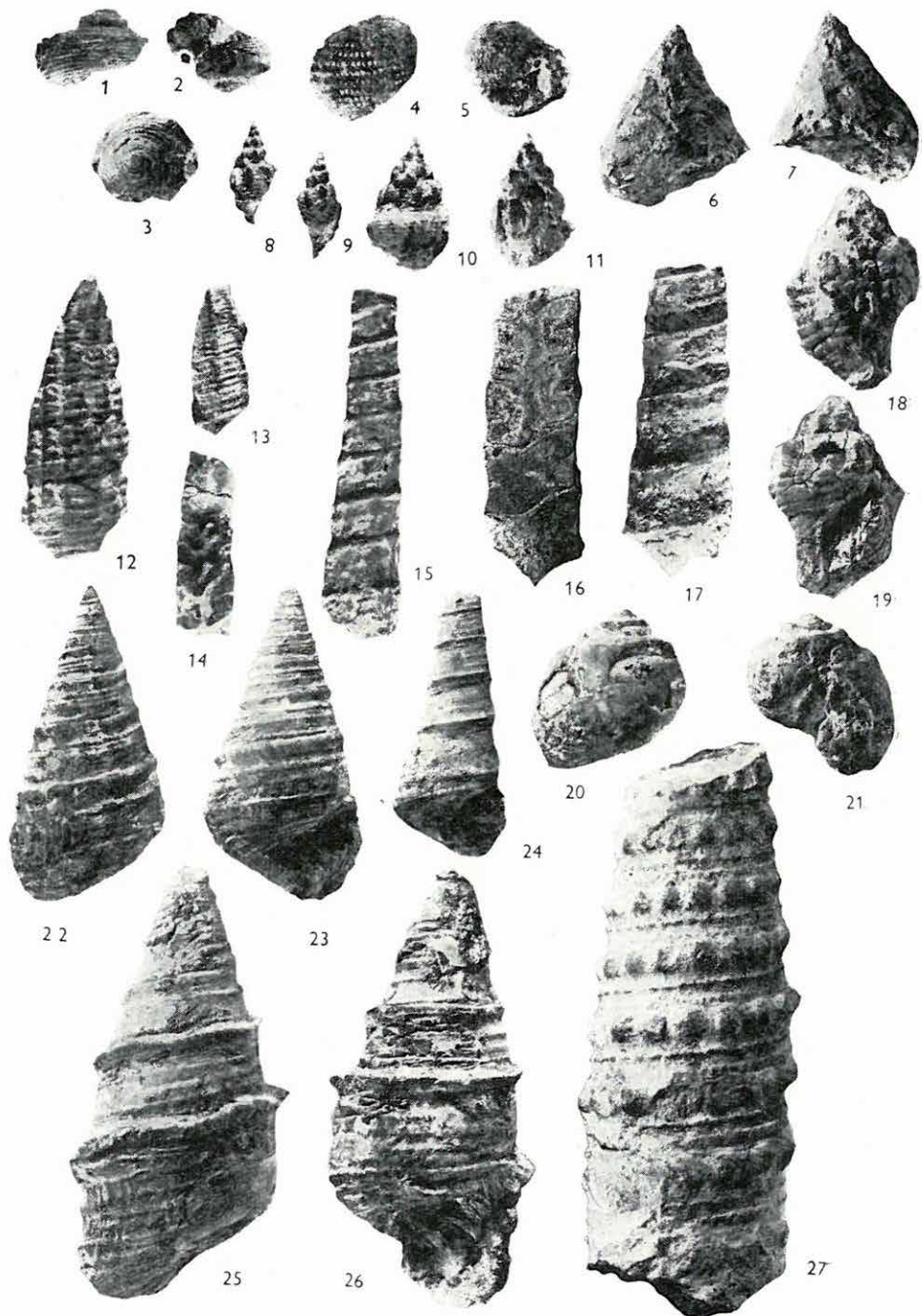
- BRINKMANN, R. 1934: Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen. — Sitzungsber. d. Preuss. Akad. d. Wiss., Klasse phys.-math. **27**. 1—8. Berlin.
- ČIRIĆ, BR. 1952: Faune crétacée des environs de Titov Veles. — Bull. Mus. d'Hist. Nat. Pays Serbe, sér. A. **5**. Beograd.
- CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 1953: Felsőkréta csigafauna a sümegi Hárskút lelőhelyről. — Egyet. Földt. Int. szakdolgoz. — Földt. Int. Évk. **49**. 3.
- DARÁNYI F. 1957: Adatok az Ajka környéki kréta kifejlődéséhez. — Bány. és Koh. Lapok. **12**. (90.) p. 253.
- GÓCZÁN F. 1961: A Déli-Bakony szenon képződményeinek palynológiája. — Földt. Int. Évk. **49**. 3.
- HEINZ, R. 1928: Das Inoceramen-Profil der Oberen Kreide Lüneburgs. — Jb. Niedersächs. Geol. Ver. **21**. pp. 65—81. Hannover.
- KOCJUBINSZKI, SZ. P. 1958: Inocerami kreidovich vkladiv Volino-Podiljszkoj plitji. — Akad. Nauk. Ukranszkoj RCR, Lwowszkiy Nauk. prirodznawcsij Muzej, Kiew.
- KOPEK G. 1961: A Bakony-hegység felsőkréta kőszéntelepes összletének ősföldrajzi és hegység szerkezeti vázolata. — Földt. Közl. **91**. 4. p. 413.
- KÜHN, O. 1947: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sitzungsber., Abt. I. Biologie, Mineralogie, Erdkunde und Verw. Wissensch. **156**. 3—4. Wien.
- LÓCZY L. ID. 1913: A Balaton környékének geologiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti települése. — Balaton Tud. Tan. Eredm. I. 1.
- MITZOPOULOS, M. 1959: Erster Nachweis von Gosauschichten in Griechenland. — Sitzungsber. d. Öst. Akad. d. Wissensch. Math.-nat. Klasse. Abt. 1. **163**. 4—5. Wien.
- NOSZKY J. 1954: Jelentés az 1944 évi sümegi földtani felvételtől. — Földt. Int. Évi Jel. 1944-ről.
- NOSZKY J. 1957: Jelentés az 1957 évi földtani felvételtől Sümeg környékén. — Földt. Int. Adattár. Kézirat.
- PÁLFY M. 1899: Alvincz környékének felső-krétakorú rétegei. — Földt. Int. Évk. **13**. 7.
- PASIĆ, M. 1954: Sur la position stratigraphique de l'espèce *Glauconia coquandi* et ses variétés (*Repelin*) dans les couches du Crétacé supérieur chez nous. — Recueil de travaux l'Inst. Géol. Jovan Zujevic, **7**. Beograd.
- PASIĆ, M. et PETKOVIĆ V. 1952: Les caractères paléontologiques et stratigraphiques de *Glauconia* de la 5 couches du Charbon au Kukuljas. — Ann. Géol. de Péninsule Balkanique, **17**. Beograd.
- PASIĆ, M. — PEJOVIĆ, D. — PETKOVIĆ, V. 1957: Le développement biostratigraphique et la disposition paléogéographique des faciès du Crétacé Supérieur sur la territoire de la Jugoslavie. — Bull. l'Acad. Serbe des Sci. Cl. math. et nat. **21**.
- PETRASCHEK, W. 1906: Über Inoceramen aus der Gosau und dem Flysch der Nordalpen. — Jb. geol. Reichsanst. **56**. pp. 155—168. Wien.
- REPELIN, J. 1906—1907: Monographie de la faune saumâtre du Campanien inférieur du Sud Est de la France. — Paris.
- REUSS, E. 1845: Geologische Untersuchungen im Gosauthale im Sommer 1851. — Jb. k. k. geol. Reichsanst. **2**.
- REUSS, E. 1853: Kritische Bemerkungen zur Zekeli Gastropoden der Gosau. — Sitz. ber. Österr. Akad. Wiss. math.—phys. Klasse **11**. Wien.
- SEITZ, O. 1956: Über Ontogenie, Variabilität und Biostratigraphie einiger Inoceramen. — Paläont. Zeitschr. **30**. Sonderheft. Stuttgart.
- STOLICZKA, F. 1865: Eine Revision der Gastropoden der Gosauschichten in den Ostalpen. — Sitzungsber. Akad. Wissenschaft. **52**. Wien.

- TIEDT, L. 1958: Die Nerineen der österreichischen Gosauschichten. — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. math-nat. Kl. Abt. 1. **167**. 9. Wien.
- VOIGT, E. 1956: Zur Frage der Abgrenzung der Maastricht-Stufe. — Paläont. Zeitschr. **30**. Sonderheft. Stuttgart.
- WEIGEL, O. 1937: Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. — Jb. geol. Reichsanst. **87**. Wien.
- WICHER, C. A. 1956: Die Gosau-Schichten im Becken von Gams (Österreich). Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys. — Paläont. Zeitschr. **30**. Sonderheft, Stuttgart.
- ZEKELI, F. 1852: Die Gastropoden der Gosaugebilde in den Nordöstlichen Alpen. — Abhandl. geol. Reichsanst. **1**. Wien.

I. Tábla — Planche I. — Таблица I.

- 1—3. *Delphinula aculeata* ZEKELI — Sümeg Hárskút (1 ×)
 4—5. *Desmiera goldfussi* (ZEKELI) — Sümeg Hárskút (1 ×)
 6—7. *Tanaliopsis spiniger* (ZEKELI) — Sümeg Hárskút (1 ×)
 8—9. *Fusus baccatus* ZEKELI — Sümeg Hárskút (2 ×)
 10—11. *Volutoderma crenata* ZEKELI — Sümeg Hárskút (1 ×)
 12. *Pirenella münsteri* (KEFERSTEIN) — Sümeg Hárskút (2 ×)
 13. *Pirenella hoeninghausi* (KEFERSTEIN) — Sümeg Hárskút (2 ×)
 14—15. *Aptyxiella (Acroptyxis) flexuosa* (SOW.) — Sümeg Hárskút (2 ×)
 16—17. *Aptyxiella (Acroptyxis) gracilis* (ZEKELI) — Sümeg Hárskút (2 ×)
 18—19. *Cantharulus gosauicum* (ZEKELI) — Sümeg Hárskút (1 ×)
 20—21. *Ampullospira bulbiformis* (ZEKELI) — Sümeg Hárskút (1 ×)
 22—23. *Glauconia coquandiana* D'ORB var. *kefersteini* (MÜNSTER) — Sümeg Hárskút
 (1 ×)
 24. *Haustator filtoni* (SOW.) — Sümeg Hárskút (1 ×)
 25—26. *Glauconia coquandiana* var. *kefersteini* (MÜNSTER) — Sümeg Hárskút (1 ×)
 27. *Campanile inauguratum* (STOLICZKA) — Sümeg Harasztí kőfejtő (1 ×)

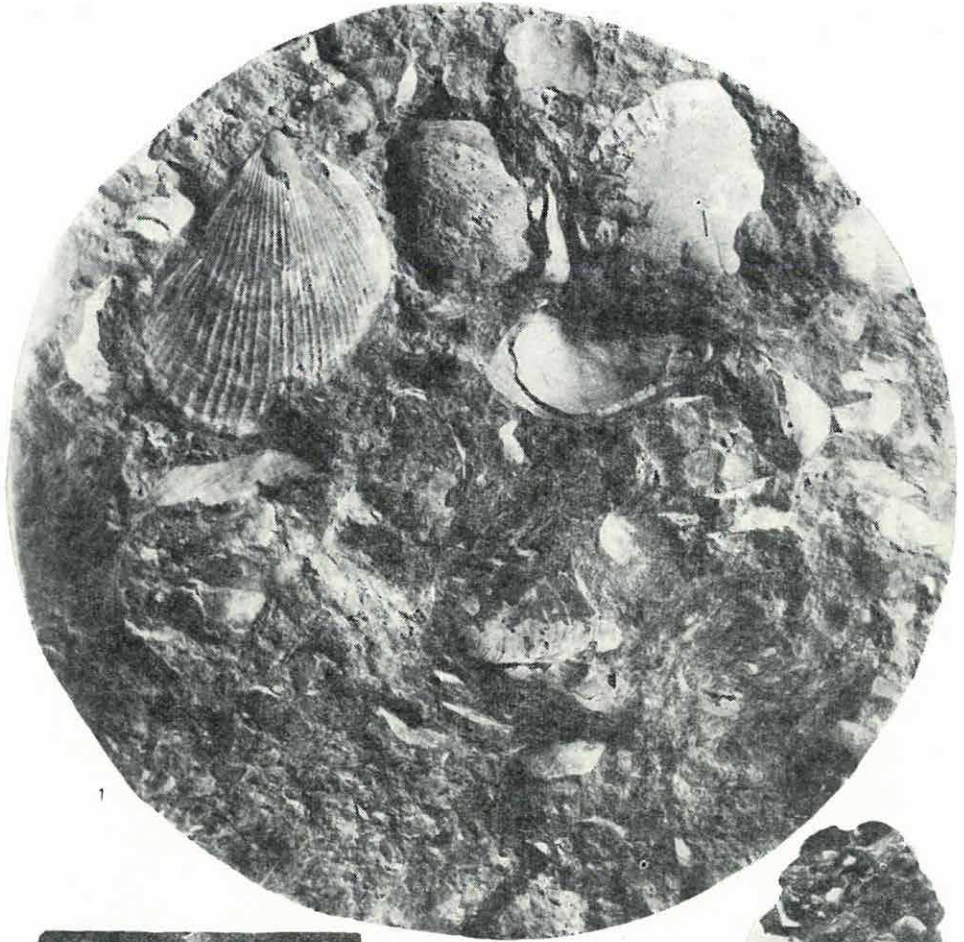
(Foto: DÖMÖK — PELLÉRDYNÉ)



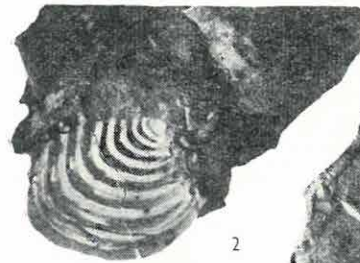
II. Tábla — Planche II. — Таблица II.

1. *Lima marticensis* LAM. — Sümeg (Sp) 2. fúrás 275,10–275,30 m (1 ×)
2. *Astarte similis* MÜNSTER — Sümeg (Sp) 2. fúrás 262,00–263,20 m (1 ×)
- 3, 5. *Pecten laevis* NILSS. — Sümeg (Sp) 2. fúrás 262,00–263,20 m (1 ×)
4. *Corbula concinna* SOW. — Sümeg (Sp) 2. fúrás 262,00–263,20 m (1 ×)

(Foto: DÖMÖK — PELLÉRDYNÉ)



1



2



4



3

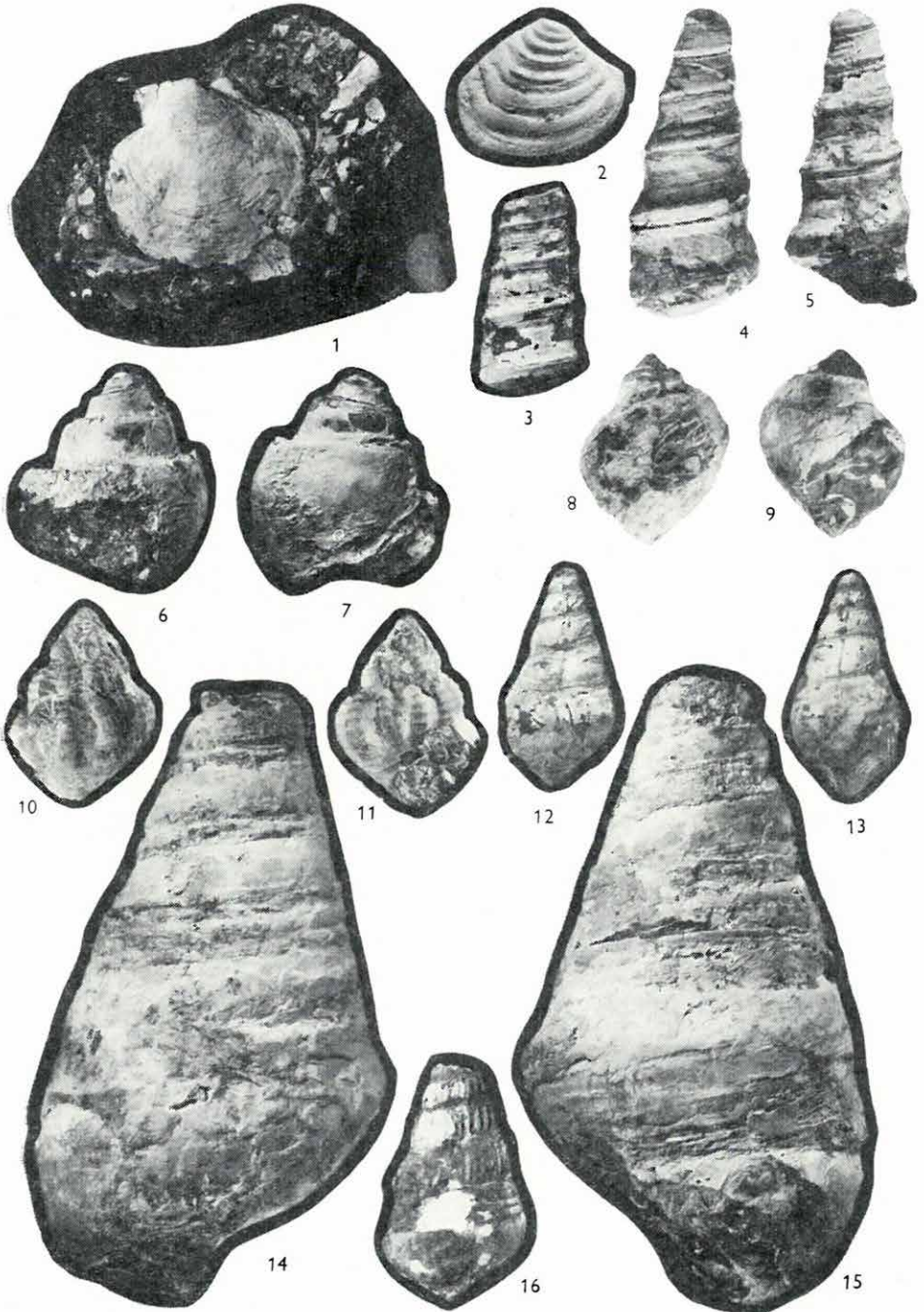


5

III. Tábla — Planche III. — Таблица III.

1. *Pecten* sp. — Sümeg (Sp) 3. fúrás 207,20–208,20 m (1 ×)
2. *Astarte similis* MÜNSTER — Sümeg (Sp) 3. fúrás 214,80–217,70 m (1 ×)
3. *Haustator fittoni* (Sow.) — Sümeg (Sp) 2. fúrás 263,20–264,50 m (1 ×)
- 4–5. *Haustator fittoni* (Sow.) — Sümeg (Sp) 3. fúrás 214,80–217,70 m (1 ×)
- 6–7. *Ampullospira bulbiformis* (Sow.) — Sümeg (Sp) 3. fúrás 214,80–217,70 m (1 ×)
- 8–9. *Ampullospira bulbiformis* (Sow.) — Sümeg (Sp) 2. fúrás 263,20–264,50 m (1 ×)
- 10–11. *Tanaliopsis spiniger* (ZEKELI) — Sümeg (Sp) 3. fúrás 214,80–217,70 m (2 ×)
- 12–13. *Rostellaria* cf. *costata* ZEKELI — Sümeg (Sp) 3. fúrás 209,60–214,40 m (1 ×)
- 14–15. *Glauconia renauxiana* D'ORB. — Sümeg (Sp) 3. fúrás 214,80–217,70 m (1 ×)
16. *Rostellaria* cf. *gibbosa* ZEKELI — Sümeg (Sp) 3. fúrás 214,80–217,70 m (1 ×)

(Foto: DÖMÖK—PELLÉRDYNÉ)



IV. Tábla — Planche IV. — Таблица IV.

1. *Inoceramus regularis* D'ORB. — Sümeg Tarányi kőfejtő (1 ×)
2. *Inoceramus balticus* BÖHM — Sümeg (Sp) 1. fúrás 15,05–16,10 m (1 ×)

(Foto: DÖMÖK — PELLÉRDYNÉ)



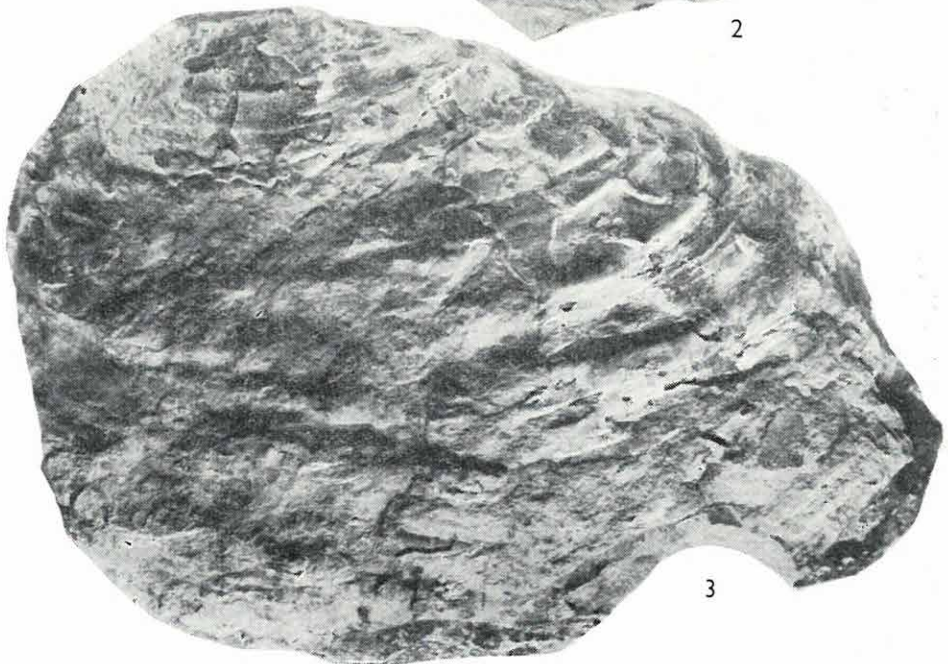
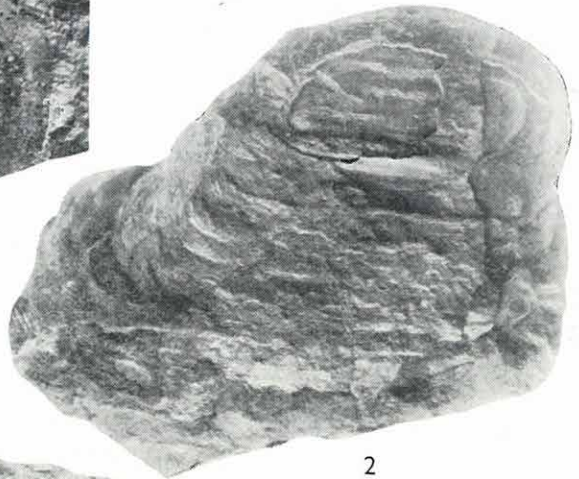
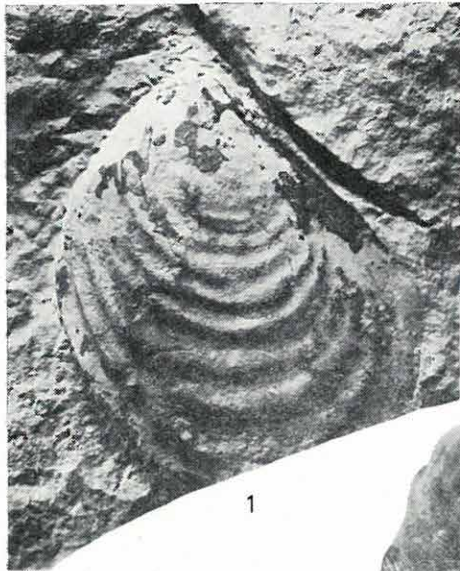
2



V. Tábla — Planche V. — Таблица V.

1. *Inoceramus decipiens* (ZITTEL) ALIEV — Magyarpolány (1 ×)
2. *Inoceramus balticus* BÖHM — Németpolány (1 ×)
3. *Inoceramus balticus* BÖHM — Magyarpolány (1 ×)

(Foto: DÖMÖK — PELLÉRDYNÉ)



EXAMEN MALACOLOGIQUE DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DU SÜMEG (MONTAGNE BAKONY)

par

L. BENKŐ — CZABALAY

L'auteur a étudié la faune de Mollusques des formations sénoniennes aux environs du Sümeg, Nemetpolány et Magyarpolány, dans la région de la Montagne Bakony Méridionale. Elle a donné une déviation chronologique nouvelle et plus détaillée des formations sénoniennes.

La variation quantitative, par couche, des espèces de la faune de Mollusque a été représentée sur *diagrammes* (fig. 1—4.). Sur la base des changements de la faune, elle a subdivisé chaque horizon en sections *biofaciales* plus fines (les sections biofaciales sont indiquées par A—O dans fig. 4). Elle a aussi accompli l'examen faunistique corrélative des sections en question, de manière qu'elle déterminât le pourcentage, auquel la faune de chaque section est représentée dans les autres sections (fig. 5).

Dans la région de Sümeg, pendant le Crétacé supérieur, la sédimentation commença par la déposition du complexe d'argiles et de conglomérats continentaux, attribués au *Turonien*.

I. Parmi les couches du complexe houiller *santonien supérieur* qui gisent, en discordance, sur le complexe mentionné on trouve également des intercalations saumâtres et marines lesquelles indiquent la transgression et la regression temporelles de la mer.

II. La faune du groupe de marnes argileuses *campaniennes inférieures* à coraux et Mollusques consiste en associations de *coraux*, *Bryozoaires*, *Scaphopodes*, *Lamellibranches*, *Gastéropodes*, riches en individus et en espèces. Le premier horizon — marqué de A — à *Gastéropodes—Pecten—Cardium—coraux* se distingue par sa faune de Gastéropodes abondante, laquelle pour la plupart disparaît dans l'horizon supérieur — marqué de B — à *Lamellibranches (Nucula—Corbula)* et coraux. Les faunes de tous les deux horizons marquent une zone néritique, peu éloignée de la côte, où la salinité dans les couches basales a resté, par endroit, encore au-dessous de la valeur normale. Espèces caractéristiques dans l'horizon inférieur (horizon A): *Glauconia renauxiana* D'ORB., *G. coquandiana* D'ORB. var. *kefersteini* MÜNSTER; dans l'horizon supérieur (horizon B): *Aptyxiella (Acroptyxis) flexuosa* (SOW.), *Pirenella münsteri* (KEFERSTEIN) et *Desmieria zekeliana* (STOL.).

III. Les couches basales du groupe de marnes à Gryphées du *Campanien supérieur* se caractérisent par la présence des formes de *Scaphopoda* sp., *Clavagella* sp.; ces couches se déposèrent dans un milieu à haute teneur en matières organiques. Dans les horizons supérieurs les espèces à plus vaste propagation géographique avancent progressive-

ment au premier plan, et finalement s'établit la communication vers la mer ouverte. L'apparition de formes faunistiques nouvelles indique un changement chronologique; dans ces couches-là, ce sont déjà les espèces campaniennes supérieures qui prédominent: *Exogyra matheroniana* D'ORB., *Gryphaea vesicularis* LAM., *Dentalium hexapleura* REUSS, *Gervilleia solenoides* DEFR., etc.

IV. Le calcaire à Hippurites représente un faciès hétéropique de la marne à Gryphée. Les Hippurites, représentés dans la faune, confirment l'âge *campanien moyen* et *supérieur* du calcaire.

V. L'auteur a divisé le groupe de calcaires et de marnes à Inocérames de Sümeg en deux horizons. Elle considère l'horizon inférieur à *Inoceramus balticus* comme membre basal du Maestrichtien inférieur et l'horizon à *Inoceramus regularis* comme membre plus haut du Maestrichtien inférieur. L'horizon à *Inoceramus balticus*, établi à Sümeg, a pu être démontré également dans le matériel crétacé supérieur de Magyarpolány et Németspolány. Dans cette région, à des couches plus profondes, à l'espèce *Inoceramus balticus* BÖHM s'associent aussi d'autres espèces qui prouvent encore la présence de l'étage campanien. Ce sont: *I. capitosus* RENNERT, *I. inconstans* WOODS et *I. decipiens* (ZITTEL) ALIEV. La présence de la représentante unique des Gastéropodes dans les couches en question, notamment celle de *Campanile inauguratum* (STOL.), confirme l'âge exclusivement maestrichtien des couches à Inocérames du Sümeg.

Si l'on en juge par leur développement géologique et leur faune, les formations sénoniennes du Sümeg sont les plus voisines aux couches de Gosau moyennes et supérieures en Autriche. Le nombre plus élevé des éléments méridionaux dans leur association faunique montre que pendant le Crétacé supérieur le bassin marin de la Montagne Bakony Méridionale était connecté aussi avec les régions de la Yougoslavie, de la Roumanie de la Grèce, de la Crimée et de l'Inde.

МАЛАКОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В С. ШЮМЕГ (ГОРЫ БАКОНЬ)

Л. БЕНКЕ—ЦАБАЛАИ

Автор изучала моллюсковую фауну сенонских отложений окрестностей сс. Шюмег, Неметполань и Мадьярполань на территории Южной Бакони. Она дала новую, более подробную схему стратиграфического подразделения образований сенона.

Послойное количественное изменение видов моллюсковой фауны зафиксировано ею на диаграммах (рис. 1—4). На основании изменения

фауны отдельные горизонты были разбиты на дальнейшие биофациальные участки (они обозначены на рис. 4. от А до О). Автор выполнила также корреляционное фаунистическое изучение выделенных участков таким образом, что установила процентаж представленности фаунистических элементов каждого участка в других биофациальных участках (рис. 5).

В районе с. Шюмег в верхнем мелу осадokoобразование начинается толщей континентальных глин и конгломератов, принятых за туронские.

I. Среди слоев *верхнесантонской* угленосной толщи, несогласно налегающей на упомянутую толщу, встречаются также солонатоводные и морские прослои, маркирующие временные трансгрессии и регрессии моря.

II. Фауна *нижнекампанской* пачки глинистых мергелей с кораллами и моллюсками состоит из богатых индивидуумами и видами сообществ кораллов, мшанок, скафопод, пластинчатожаберных и брюхоногих. Нижний горизонт с брюхоногими, пектенами, кардиумами и кораллами, обозначенный буквой А, отличается наличием богатой гастроподовой фауны, которая в верхнем горизонте с пластинчатожаберными, *Nucula—Corbula* и кораллами, обозначенном буквой В, большей частью исчезает. Фауна обоих горизонтов указывает на неритическую зону, где в базальных слоях соленость местами остается ниже нормальной величины. Характерные виды в нижнем горизонте (горизонте А) — *Glauconia renauxiana* D'ORB., *G. coquandiana* D'ORB. var. *kefersteini* MÜNSTER; в верхнем горизонте (горизонте В) — *Aptyxiella (Acroplyxis) flexuosa* (SOW.), *Pirenella münsteri* (KEFERSTEIN) и *Desmieria zekeliana* (STOL.)

III. Для нижних слоев пачки *верхнекампанских* грифеевых мергелей характерны представители *Scaphopoda* sp., *Clavagella* sp., эти слои отлагались в среде с повышенным содержанием органического вещества. В верхних горизонтах постепенно выходят на передний план виды, пользующиеся широким географическим распространением, и в конце концов создается сообщество в сторону открытого моря. Появление новых фаунистических элементов означает и хронологическое изменение; в этих слоях преобладают уже верхнекампанские виды: *Exogyra matheroniana* D'ORB., *Gryphaea vesicularis* LAM., *Dentalium hexapleura* REUSS, *Gervilleia solenoides* DEFOR.

IV. Гиппуритовые известняки представляют собой гетеропическую фаццию грифеевых мергелей. Представленные в фауне гиппуриты подтверждают *средне-* и *верхнекампанский* возраст известняков.

V. Пачка *иноцерамовых* известняков и мергелей в с. Шюмег была разбита автором на два горизонта. Она считает нижний горизонт с *Inoceramus balticus* нижним членом нижнего маастрихта, а горизонт с *Inoceramus regularis* — более высоким горизонтом нижнего маастрихта. Выявленный в с. Шюмег горизонт с *Inoceramus balticus* удалось установить также в верхнемеловом материале сс. Мадырполань и Неметполань. В этом районе, в более глуболежащих слоях, квиду *Inoceramus*

balticus Böhm присоединяются и другие виды, которые говорят еще за наличие кампанского яруса: *I. capitosus* RENNGARTEN, *I. inconstans* WOODS и *I. decipiens* (ZITTEL) ALIEV. Единственным представителем брюхоногих моллюсков в этих слоях, а именно видом *Campanile inauguratum* (STOL.) подтверждается исключительный маастрихтский возраст иноцерамовых слоев в с. Шюмег.

Судя по своему геологическому развитию и по своей фауне, сенонские образования окрестностей с. Шюмег наиболее близкими являются к средне- и верхнегзауским слоям Австрии. Большое число южных элементов в фаунистическом комплексе этих отложений указывает на то, что верхнемеловой морской бассейн Южной Бакони был связан и с фаунистическими областями Югославии, Румынии, Греции, Крыма и Индии.

KIFEJLŐDÉSI KÜLÖNSÉGEK OKAI A DÉLNYUGATI- ÉS ÉSZAKKELETI-BAKONY EOCÉN KÉPZŐDMÉNYEIBEN

Írta: KOPEK GÁBOR

Az elmúlt években folytatott tanulmányaim során (1959, 1960) bizonyos különbségeket mutattam ki a Délnyugati- és az Északkeleti-Bakony eocén kifejlődései között. E különbségeket — ha nem is részletekbe menően — már egyes korábbi szerzők is felismerték, így HANTKEN M. (1875a, 1875b), BERTALAN K. (1944), JASKÓ S. (1935) és Szóts E. (1948, 1956).

A terület bejárása során arra a következtetésre jutottam, hogy ezekre a különbségekre a magyarázatot az Északi-Bakonyban, Bakonybél—Pénzesgyőr—Fenyőfő környékén kell keresnünk. Így került sor 1961-ben a szóbanforgó terület egy részének földtani újrafelvételére.

Munkám eredményes végzését elsősorban az tette lehetővé, hogy korábban KECSKEMÉTI T.-ral közösen sikerült a nagyforaminiferák segítségével az addig többnyire tagolhatatlannak vélt „főnummuliteszes mészkőösszetet” szintekre bontani és ezeket a szinteket az egész Bakony területén kimutatni (KOPEK—KECSKEMÉTI 1960). Az említett szintek tanulmányozása a földtani fejlődéstörténet igen részletes elemzésére készítetett, melynek során tisztázódott, hogy a két területegység között az egyes szinteken belül fennállott-e a kapcsolat, vagy sem.

* * *

Eocén képződmények

A terület legidősebb eocén képződménye a *korallós—lithothamniumos* mészkő. A kőzet legtöbbször fehéres-sárgás, világosszürke, ritkán világosbarna. Igen kemény, tömör, cukorszövetű, tömeges megjelenésű kőzet.

Ösmaradványtartalma igen csekély, makroszkóposan még a névadó telepes és magános korallok és lithothamniumok is ritkák benne; igen gyéren *Nummulites aturicus* JOLY et LEYM. forma A példányok,

illetve csiga- és kagyló-kőbelek találhatóak még a kőzetben. Igen fontos jelleg a *N. laevigatus* (BRUG.) faj teljes hiánya. Vékonycsiszolatban a kőzet uralkodóan foraminiferák, alárendelten apró nummuliteszek halmazából áll.

Pénzesgyőr környékén egyetlen helyen, a Ree-hegyen fordul elő a meszes homok és homokkő fekvőjében. Vastagsága kb. 10 m. Bakonybél környékén viszont általánosan elterjedt. A Halomány bázisát és a Kálváriahegy főtömegét ez a kőzet alkotja.

A korallós-lithothamniumos mészkőre *lapos Nummulites-példányokat tartalmazó* meszes, aprókavicsos *homok* és *homokkő*, illetve *homokos mészkő* (egymást helyettesítő, máskor egymással váltakozó) rétegei települnek. Bár Pénzesgyőr és Aklipusztá környékén négy helyen is ismert feltárásban (Pénzesgyőrtől D-re a romos tanya melletti útbevágásban, a Tilos-erdei homokgödörben, a Ree-hegyen és Putri-major mellett), mégis csak a Ree-hegyen lehetett megfigyelni a két képződmény egymásra települését.

Az összetlet kőzettani szempontból igen változatos; anyaga, szemnagysága és kötöttségi foka különböző. A durva törmelékanyag (kavicsok) maximális szemnagysága 1—2 cm; kvarc, illetve kvarcit és kilúgzott tűzkő-anyagúak, nummuliteszes mészkőkavics e rétegsorban nem található. A homok és homokkő nagy limonittartalmával, okkersárga színével tűnik ki.

Igen jellemző a képződménycsoportra egy *lapos Nummulites*-faj tömeges megjelenése. A fajt egyelőre nem sikerült pontosan meghatározni, annyi azonban biztos, hogy — Szóts E. (1956) közlésével ellentétben — nem a *Nummulites laevigatus* (BRUG.) fajjal azonos. Ugyancsak nagy tömegben jelentkezik a kőzetben egy egyelőre meg nem határozott apró *Nummulites*-faj is, továbbá kuriózumként előkerült a *Nummulites sismondai* (?) D'ARCHIAC faj egy-két példánya is. Makrofossziliát egyetlen *Ostrea* példányon kívül nem sikerült gyűjtenem. E képződménycsoport kétségkívül azonos a már NOSZKY J. (1939—1940) és BERTALAN K. (1944) által felismert osztreás homokkal.

Az említett összetetekre a Tilos-erdei homokgödörben fokozatos átmenettel *molluszkumos durva mészkő*, a Ree-hegyen *Nummulites aturicus*—*N. deshayesi* tartalmú mészkő települ. Harmadik heteropikus fáciesnek a *nummuliteszes meszes konglomerátum* tekinthető.

A *molluszkumos durva mészkőre* jellemző a molluszkum-kőbelek tömeges, gyakran lumasella-szerű megjelenése. Ott, ahol fekvője homok, illetve homokkő, a mészkő is homokos, sőt gyakran apró kavicsokat is tartalmaz. Az említett *lapos Nummulites*-félék ebben a részben is megtalálhatóak. Felső része kis keménységű, néhol márgajellegű és gyér *Assilina*-tartalmával tűnik ki.

Molluscum-faunája sokszor még nemre is nehezen meghatározható kőbelekből áll, ősmaradvány-együttese általában nem mondható jelleg-

zetesnek, fajai kevés kivétellel csaknem mindegyik eocén szintben előfordulnak. A *Molluscum*-fajokon kívül kevés a magános, ill. telepes korall, valamint a tengeri sün és a rákolló-maradvány. Ritkán lithothamniumtelepeket is találni. Természetesen e réteg lelőhelyei további részletes gyűjtést és őslénytani feldolgozást igényelnek.

Az összlet nagyforaminifera anyaga érdekesebb. Legjellegzetesebb alak a kistermetű *Nummulites aturicus* JOLY et LEYM. forma A és B. E faj lencsésen kőzetalkotó is lehet, másutt viszont egy-egy példány is gyéren akad belőle. Rajta kívül nagy ritkaságként, egy-egy példányban a *Nummulites baconicus* HANTK. és a *N. millecaput* BOUB. faj is előfordul. Csupán egyetlen, *N. laevigatus* (BRUG.) fajra emlékeztető alakot találtunk, ennek azonban a faj típusától eltérő jellegei egyelőre kétségesé teszik a faj jelenlétének biztos megállapítását.

Az összlet felső részében az *Assilina*-fajok is megjelennek, s az *Alveolina*-félék is gyakoribbá válnak.

A kőzet szintbeli hovatartozását Gombás-pusztá környékén, továbbá Pézsesgyőrtől délre a rátelepülő assilinás márga rögzíti.

A másik (sokkal kisebb elterjedésű) heteropikus képződmény az *aturicuszos* — *deshayesis* mészkő.

A képződmény többnyire a durva mészkő területén belül kis foltokban, vagy annak szegélyein jelentkezik. Egyetlen helyen, Pézsesgyőrtől északra az ún. Hamuházi-táblán ismerjük agyagos kifejlődésben is, bár felfelé e szelvényben is fokozatosan mészkőbe megy át.

Legjellemzőbb ősmaradványai a *Nummulites aturicus* JOLY et LEYM. és a *N. deshayesi* D'ARCHIAC et HAIME. E fajok többnyire kőzetalkotók, mellettük azonban tömegesen mutatkoznak egyelőre még meg nem határozott, aprótermetű *Nummulites*ek is. A képződmény makrofaunában szűkölködik. Pézsesgyőrtől délre a romos tanya melletti útbevágásban e képződmény fedője szintén az assilinás márga.

A harmadik heteropikus fáciesnek a *nummuliteszes meszes konglomerátum* tekinthető. Le kell szögeznünk azonban, hogy a konglomerátum és az előbbi képződmények viszonya sok vonatkozásban még tisztázatlan. Középső-eocénbeli helyzete viszont kétségtelen, és az is bizonyos, hogy hasonló jellegű képződmények a Bakony központi részén az ún. „perforatuszos” (újabbán: aturicuszos) szintben — egészen az assilinás szintig felmenően — igen komoly szerepet játszanak.

A kőzet többnyire szürke, igen kemény, meszes kötőanyagú. Általában a kötőanyag térfogatszázaléka nagyobb, mint a kavicsoké. A kavicsok mérete rendkívül változó, zömmel diónyiak illetve almanagyságúak, ritkán fejnagyságú görgetegek is találhatóak. A kavicsok túlnyomórészt nummuliteszes mészkő-anyagúak, a legnagyobb átmérőjű kavicsok kizárólag ebből a kőzetből állnak. Elég gyakori a requeniás mészkőkavics és a környék egyéb mezozoos kőzeteinek törmeléke is (mészkő, márga, tűzkő). Kvarc- és kvarcitkavicsok szintén előfordulnak.

Ősмарadványait — a nagyforaminiferák kivételével — részletesen nem gyűjtöttük be. A nagyforaminiferák közül a *Nummulites aturicus* JOLY et LEYM. és a *N. deshayesi* D'ARCHIAC et HAIME A és B formái a leggyakoribbak, sokszor kőzetalkotó mennyiségben. Néhány példány *N. baconicus* HANTKEN fajt is találtunk. A *Nummulites*-anyagnak csak kis hányada koptatott, tehát nagyobbrészt nem bemosott, hanem helybenélt állatok házairól van szó.

E képződmény általában a durvamészkö-foltok szegélyeihez csatlakozik, csaknem mindig az eredetileg is szárazulatként kiemelkedő mezozóos „szigetek” közelében. Semmiképpen sem téveszthető össze a már tárgyalt meszes homok- és homokkőösszlettel, részben az említett *Nummulites* fajok dominanciája, részben a lapos *Nummulites* fajok teljes hiánya következtében. Jelentősen eltérő a két képződmény kavicsanyaga is (előbbiben nincsenek nummuliteszes mészkőkavicsok!).

A durva mészkőre üledékfolytonossággal az *assilinás márga* és *agyagos mészkő* 1—2 m vastag rétegcsoportja települ. A terület keleti részén e képződménynek nyomát sem találjuk, Gombáspusztá mellett és Péznesgyőrtől délre, a romos tanya melletti útbevágásban jelenik meg először, majd nyugat felé egyre döntőbb szerephez jut.

A márga színe szürkéssárga, kis keménységű, a felszínen teljesen szétmállik. Az agyagos mészkő keményebb, szintén szürkéssárga, vékonyréteges.

Faunaképében a nagyforaminiferák uralkodnak, nevezetesen az *Assilina spira* DE ROISSY forma A, mely kőzetalkotó, a forma B jóval alárendeltebb. Kevés *Nummulites aturicus* JOLY et LEYM. és *N. baconicus* HANTK. fajt is találtunk benne, továbbá még meg nem határozott aprótermetű *Nummulites*-féléket.

A délnyugati területrész kifejlődésével összehasonlítva az itt feltárt assilinás rétegek csupán a szint legalsó részét képviselik.

A soronkövetkező képződménycsoport a *perforatus—millecaput—discocyclina* tartalmú márga- és mészkőösszlet. Kőzetanilag igen sokrétű, uralkodnak a márgafajták, de nem ritka a mészkő sem. A kőzetek színe a szürkésfehértől a sárgán át a kékesszürkéig változik. Ritkán kevés homokot és glaukonitot is tartalmaznak. Megjelenésük a márgafaciesben tömeges, a váltakozó mészkő- és márgarétegekben viszont vékonypados.

A képződménycsoport legjellemzőbb ősмарadványai a *Nummulites perforatus* MONTF. A és B formái, a *N. millecaput* BOUB. faj és a *Discocyclinida*-félék [*Discocyclina sella* (D'ARCHIAC), *D. pratti* (MICHELIN), *D. nummulitica* GÜMBEL, *D. varians* (KAUFMANN), *D. aspera* GÜMBEL, *D. archiaci* (SCHLUMBERGER), *D. papyracea* (BOUB.)]. A fenti nagyforaminifera csoportok általában együtt fordulnak elő, de a *perforatus*-félék inkább az alsó részeken [lásd: NOSZKY J. (1944), BERTALAN K. (1944) „perforátás márga”], a *Discocyclina*-félék és a *N. millecaput* viszont a magasabb szinttájakon dominál (lásd: NOSZKY J., BERTALAN K. „ortho-

phragminás márga” és „millecaputos mészkő”). A határ természetesen elmosódott. Az említett fajokon kívül apró *Nummulites*ek nagy számban, a *N. striatus* BRUG. faj viszont gyéren fordul elő.

Makrofossziliákban e képződmények nem bővelkednek, néhány igen rossz megtartású *Pecten* sikerült csak gyűjteni.

E rétegcsoport aljának márgarétegei rendkívül lazák, könnyen mállanak, s ilyenkor a felszint csaknem kizárólag a *Nummulites perforatus* MONTF. A és B formáinak kimállott tömege borítja. (A *Discocyclinák* és az igen vékony, azonnal széttöredező *N. millecaput* töredékeit kimossa és tovább szállítja az esővíz.) A képződmény igazi jellegét ezért nagyrészt csak friss feltárásban vagy aknában lehet jól felismerni.

E képződménycsoport alsó határát feltárásban észlelni nem sikerült. A már ismertetett képződményekhez való viszonyával kapcsolatban azonban bizonyosra vehető, hogy az assilinás mészkő magasabb szint-tájai és a tulajdonképpeni millecaputos mészkő e területen hiányzik és a millecaputos mészkő néven szereplő képződmények valójában a discocyclinidás—millecaputos szintbe sorolandók, vagyis a lutéciai—felső-eocén határt képviselik.

Az előbbi rétegekre — valószínűleg diszkordánsan — a *glaukonitos agyag* települ. Ez a képződmény közzettanilag igen közel áll a felette települő foraminiferás-hantkeninás agyagmárgához; glaukonittartalma nagyobb, mésztartalma kisebb azénál. A kőzet sárgás vagy világosbarna, csekély homok- és nagy glaukonittartalommal.

A terület legfiatalabb eocén képződménye a glaukonitos agyagból fokozatosan kifejlődő *foraminiferás-hantkeninás agyagmárga*. A kőzet világosszürke, alján homokos, kissé glaukonitos agyagmárga. Ősmeradványokat — a kisforaminiferaikat leszámítva — gyéren tartalmaz. Sem *Nummulites*, sem *Discocyclina* fajokat nem sikerült belőle gyűjtenem. Kisforaminifera faunája még feldolgozásra vár, egyes minták iszapolási maradvékából KÖVÁRY J. *Hantkenina* fajokat határozott meg.

* * *

Az ismertetett képződmények szintbeli helyzetének tisztázására rátérve, korábbi beosztásunk (KOPEK—KECSKEMÉTI, 1960) nevezéktani módosítása vált szükségessé. E munkánk harmadik ábráján (amely a *Nummulites perforatus* MONTF. faj szintenkénti %-os elterjedését ábrázolta), már annak szerkesztésekor feltűnt, hogy — a többi fajok hasonló görbéivel ellentétben — három csúcs jelentkezik. Akkor is felvetődött a kérdés, hogy a különböző csúcsok nem jelentenek-e esetleg különböző változatokat, vagy fajokat. A későbbiek során szorgalmazta a kérdés kivizsgálását az a tény is, hogy a részletesen feldolgozott külföldi lutéciai szelvényekben a típusos *perforatus* megjelenése inkább a lutéciai emelet magasabb részére jellemző. KECSKEMÉTI T. — bár vizsgálatait még nem zárta le — mint előzetes eredményt közölte, hogy az első csúcs a *Nummulites*

sismondai D'ARCHIAC, a második a *N. aturicus* JOLY et LEYM., a harmadik pedig a típusos *N. perforatus* MONTF. virágkorát jelzi. Az új vizsgálatok eredménye csak a középső csúcsnak megfelelő szint esetében jelent névváltozást; a korábbi *N. perforatus*-os szintet helyesen *N. aturicus*-os szintnek kell neveznünk.

Az ismertetett képződmények (a felső-eocénbe sorolt glaukonitos agyag és foraminiferás agyagmárga kivételével) a középső-eocén lutéciai emeletébe tartoznak. Szintbeli hovatarozandóságukat — a lapos *Nummulites*-félékkel jellemzett homok- és homokkőösszlet kivételével — jellegzetes nagyforaminifera fajaik alapján sikerült megnyugtatóan tisztázni (1. táblázat).

A homok—homokkőösszletben domináló lapos *Nummulites*-fomák faji hovatarozandósága egyelőre nem tisztázott, annyi azonban már most is bizonyos, hogy nem a *N. laevigatus* (BRUG.) fajról van szó. Az egyik példányban előkerült *N. sismondai* D'ARCHIAC faj ugyan az yprési emeletre utalna, meghatározása azonban egyelőre még nem teljes értékű. Ezzel szemben a hovatarozás szempontjából döntőnek kell tekintenünk a *N. laevigatus* teljes hiányát, továbbá azt a tényt, hogy a homokkőösszlet fekvőjében levő korallós-lithothamniumos mészkő (amelyet NOSZKY J., BERTALAN K. és SZÖTS E. a középső-eocénbe helyeztek), *Nummulites aturicus* JOLY et LEYM. tartalmával a középső-eocén rétegsor aturicuszos szintjébe sorolható.

* * *

A bakonyi eocén időszak fejlődéstörténetéről kialakított régebbi kép az új kutatások tükrében alapjaiban tévesnek bizonyul. Az eddigi elképzelés szerint a monsi—thanéti emelet üledékhiánnyal jellemzett szakasza után egy lassú, de fokozatosan erőteljesebbé váló süllyedés indult volna meg, amelyen belül az oszcillációs mozgásoknak csak igen jelentéktelen szerep jutott. Az üledékképződés során először kontinentális eredetű tarkaagyag, majd édesvízi faunamentes homok, továbbhaladva csökkentsósvízi — részben nyíltabb, másrészt lápmedence szárazmázású — végül tengeri üledékek keletkezését tételezték fel. A régi elmélet szerint a lutéciai emelet alján indult meg a legnagyobb területekre kiható és csaknem egységes tengermedencét kialakító süllyedés, amelynek során a tenger fokozatosan egyre nagyobb területeket hajtott volna uralma alá.

Az előbbiekkal ellentétben áll mai felfogásunk; eszerint a legidősebb ismert bakonyi eocén rétegsor csökkentsósvízi-tengeri képződményekből áll (Eplény 40. sz. fúrás). Az eocén alaprétégenek vett szárazföldi tarka agyagösszletről bebizonyosodott, hogy többnyire jelentéktelenül vékony közbetelepülés, mely csak egyes lencsékben vastagodik ki. Rétegtani helyzete az ún. édesvízi homokkőösszlet (részben kőületes, néhol csökkentsósvízi közbetelepülésekkel) alájár rögzíthető. Nem beszélhetünk a régi értelemben vett fokozatos, egyenletes süllyedésről sem,

mivel az új megfigyelések alapján alsó- és középső-eocénünk legjellegzetesebb sajátosságának kell tekintenünk az — intenzitásában időszakonként erősen változó, de hatásában állandó — tengerfenék-ingadozást. Hasonlóképpen megcáfolható az az elképzelés, hogy az eocénben egyre nagyobbodó, a hegység nagy részére és egész előterére kiterjedő tengermedence létezett. Csupán szigettengerről lehet szó, amelynek kisebb-nagyobb medencéit szűk, 1—2 km-es szorosok kötik össze. Ilyen körülmények között természetesen nem keletkezhetek nagy területen azonos összetételű és jellegű rétegsorok. Ilyenek valóban nincsenek is, ezzel szemben a heteropikus fáciesek egész sorát ismerjük ma már. A talált fauna legnagyobb része is inkább fácies-, mint szintjelző; ezzel magyarázható az a bizonytalanság, amely az egyes képződmények rétegtani helyzetének értékelésében az idők folyamán mutatkozott.

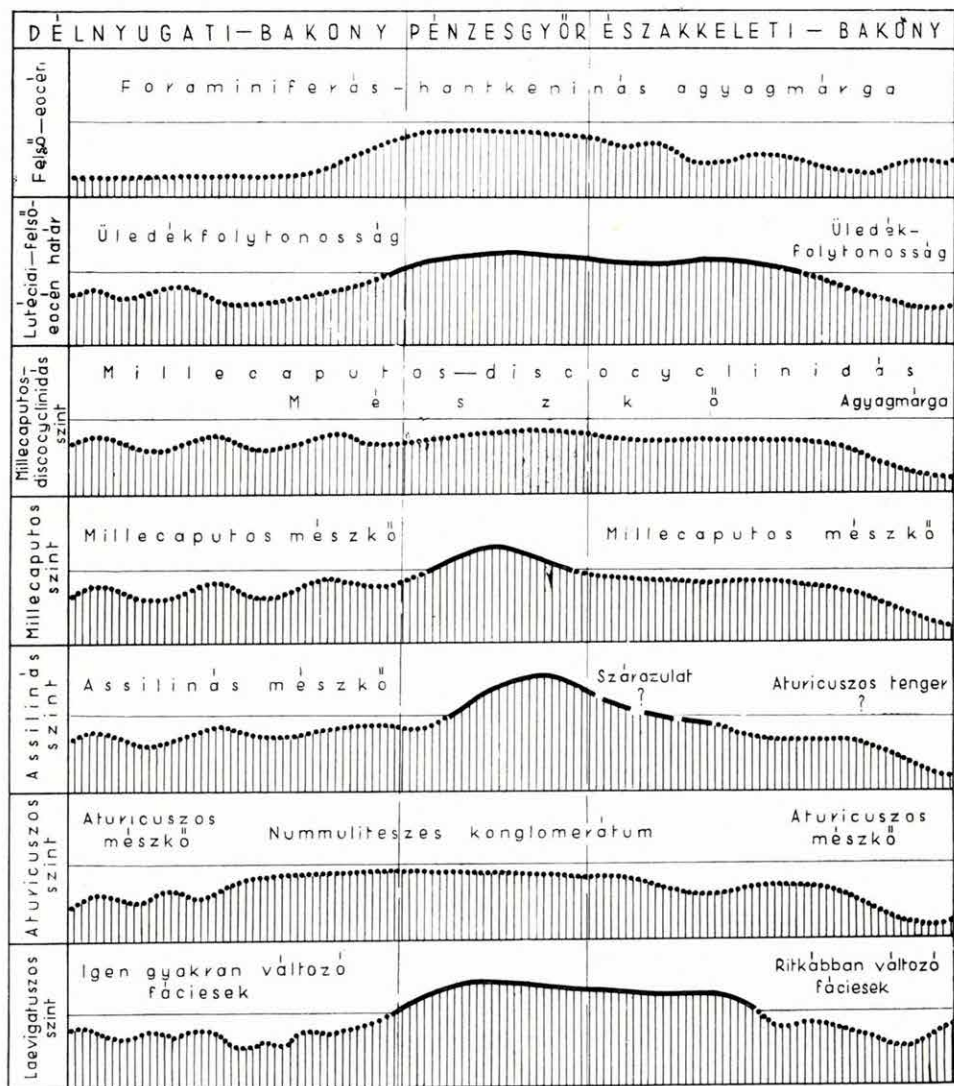
Természetesen az egyes területek kiterjedése, azok aljzatának rugalmassága vagy merevsége szabta meg a medencék időállóságát. Ettől függően találunk teljesebb vagy hiányosabb, diszkordanciákkal tagolt vagy folyamatos üledékképződésű rétegsorokat az egymáshoz aránylag nagyon közel fekvő területeken. Az általánosabb süllyedés, amelyet a régi elmélet hangsúlyozott, valószínűleg csak a felső-eocénben következett be, ezzel kapcsolatban azonban még tüzetes vizsgálatnak kell alávetnünk mélyfúrásaink anyagát.

A fentiek előrebocsátása után szeretnők vázolni — a mellékelt vázlatos ősföldrajzi szelvényt sorozat segítségével — az északkeleti és délnyugati területrészek közötti különbségeket és egyben ezek magyarázatát is megadni (1. ábra).

A két terület különválása tulajdonképpen már a felső-krétában kimutatható. Közismert a turon és a szenon emelet üledékeinek teljes hiánya a Keleti-Bakonyban, szemben a Nyugati-Bakony felső-kréta előfordulásaival.

A monsi és thanéti emeletbeli általános kiemelkedés után a sparnacumi emeletben indul meg az üledékképződés K-en és Ny-on. A terület központi része szárazföldi gátként továbbra is kiemelkedik, lepusztulásának törmelékanyaga mindkét terület sparnacumi rétegsorában kimutatható. A Délnyugati-Bakonyban igen kis területegységeken belül egymás mellett és egymás felett sűrűn váltakozva települnek szárazföldi, édesvízi, csökkentsósvízi és tengeri üledékek. Ezt a területrészt a sparnacumi emeletben tehát inkább az időszakos kis medencék s az erősen változó partvonal jellemzi.

Az Északkeleti-Bakony területén a sparnacumi emeletben már nagyobb egységek mutatkoznak, amelyek a későbbiek során is többnyire megőrzik állandóságukat. E területrészen az oszcillációk hatása már többnyire csak a partmenti sávban mutatható ki, a medencék belseje egyveretűbb rétegsort tartalmaz. A heteropikus fáciesek is nagyobb területeken nyomozhatók itt.



1.

2.

3.

1. ábra. A bakonyi eocén fejlődéstörténeti szelvényei
 Jelmagyarázat: 1. szárazulat, 2. tengerszint, 3. medencealjzat

Fig. 1. Profils de l'histoire d'évolution géologique de l'Eocène de la Montagne Bakony

Légenda: 1. continent, 2. niveau de la mer, 3. bas-fond du bassin

Рис 1. Профили истории геологического развития Баконьского эоцена

Легенда: 1. суша, 2. уровень моря, 3. фундамент бассейна

A két területrészt különállóságát, eltérő fejlődését hangsúlyozza az is, hogy míg DNy-on a sparnacumi – yprési emelet határán diszkordancia mutatkozik, addig ÉK-en az üledékképződés folyamatos.

Természetesen fentiekkel szorosan összefügg az alsó-eocén kőszén-összlet gazdaságilag értéktelen kifejlődése délnyugaton és gazdaságilag kiaknázható formában való jelentkezése északkeleten.

Az yprési emeletben a süllyedés kétségkívül mélyebb területeket is birtokába vett és igen változatos tengeri üledékek rakódtak le. A tengerrel elborított, még mindig csekély kiterjedésű területek már valamivel állandóbbak és az oszcillációk hatását már nem a különböző eredésű üledékek ismétlődése, hanem a különböző tengeri fáciesek sűrű váltakozása jelzi. A terület központi része továbbra is szárazulat. Ez — az itteni üledékhiányon kívül — a szegélyzónák törmelék tartalmával is igazolható. Az északkeleti és délnyugati területek jellegzetes különállása tehát az yprésiben — ha tompítottabb formában is — de lényegében még a sparnacumihoz hasonló módon mutatkozik. Egyes, jól azonosítható fáciesek jelenléte a két terület tengeri összeköttetését igazolja. Az összeköttetés helyére és viszonyaira vonatkozó pontos adatokkal egyelőre nem rendelkezünk.

A lutéciai emelet alján (az aturicuszos szintben) a két területet elválasztó gát szerepe rendkívül lecsökken. A mindkét terület egységben egyaránt jelentkező és jellemző nagyforaminifera fauna is az eddigi éles különbségek elmosódására utal. Közelebbről megvizsgálva a kifejlődéseket, azt tapasztaljuk, hogy DNy-on e szinten belül úgyszólván csak partszegélyi fáciesű mészkőfajták találhatók (kőzetalkotó mennyiségű *Nummuliteszekkel*); északkeleten ellenben a medencebelseji kifejlődések válnak uralkodóvá.

A lutéciai emelet alsó részén belül erőteljes kiemelkedéssel kell számolnunk. Ezt igazolja a nummuliteszes konglomerátum Ajka—Dudar közötti nagy elterjedése is. E konglomerátum eocénen belüli pontos szintjét a Magyarpolánynál feltárt szelvényben a konglomerátum alatt és felett egyaránt megtalálható aturicuszos mészkő rögzíti. A központi helyzetű gát tehát csak időlegesen süllyedt a tenger színe alá és egyes részletei a konglomerátum-képződés időszakában újra szárazulattá váltak. Az innen származó törmelékanyag halmozódott fel nummuliteszes konglomerátumként a kiemelt területrészek peremén.

Mint már említettük, központi területen csak az assilinas szint mélyebb tagjai ismertek, ezek is csak annak nyugati szegélyén. A két területet elválasztó gát tehát ekkor újra kiemelkedett, annyira, hogy minden tengeri kapcsolatot megszüntetett a két terület között és ezzel megakadályozta a délnyugaton annyira jellegzetes *Assilina*-félék behatolását északkeletre. Egyelőre nyitott kérdés, hogy ebben az időszakban a keleti terület peremén továbbra is az aturicuszos tenger uralkodott-e, vagy

ott is kiemelkedés következett-e be. A medencék belsejében az üledék-képződés ekkor is folyamatos.

A millecaputos szintben a központi rész kiemelkedett voltának tudható be a jellegzetes millecaputos mészkő teljes hiánya a gát területén. Az ÉNY-i és DK-i részek összeköttetése — ha kis mértékben is — de újból helyreállt, a gát területi kiterjedésének rovására. A tengeri kapcsolatot a mindkét területen jelen levő millecaputos mészkő igazolja. A discocyclinidás — millecaputos szint képződményeinek vékonysága valószínűsíti azt, hogy a gát csak kis mértékben süllyedt a tenger szintje alá.

A lutéciai—felső-eocén határán újra erőteljesebb nagy területre kiható mozgás észlelhető. Ekkor a két területrészt jellege mintegy megcserélődik. A nagyobb és állandóbb süllyedékekkel jellemzett ÉK-i terület legnagyobb része — a medencék hajdani nyitabb régióit kivéve — szárazulattá válik és képződménysora erőteljes lepusztulásnak indul. Ugyanakkor délnyugaton gyorsabb süllyedésnek indul a terület és az üledékképződés a középső- és a felső-eocén között folyamatos marad. Ez a jelenség az eddiginél jóval nagyobb medenceterület kialakulását (Halimba) eredményezi.

A felső-eocénben a süllyedés az egész hegységben általánossá válik és az eddigiekhez képest közzettanilag sokkal egységesebb üledéksor keletkezik. A felső-eocén üledékképződési viszonyainak tisztázása és közzettani—öslénytani kérdéseinek megoldása még további részletes vizsgálatot igényel. Ennek során a ma még nyitott kérdésekre is bizonyára sikerül pontos választ kapni.

IRODALOM

- BERTALAN K. 1944: Bakonybél környékének eocén képződményei. — Földt. Közl. **74.** pp. 47—55.
- FÜLÖP J. — LIBOR O. — MEISEL J. 1954: A bakonybéli glaukonitos terület földtani és kémiai vizsgálata. — Földt. Közl. **84.** pp. 326—330.
- HANTKEN M. 1875a: A nummulitok rétegzeti jelentősége a délnyugati közép-magyarországi hegység óharmadkori képződményeiben. — Ért. a Term.-tud. köréből. **5.** 6. pp: 1—21.
- HANTKEN M. 1875b: Új adatok a déli Bakony föld- és öslénytani ismeretéhez. — Földt. Int. Évk. **3.**
- JASKÓ S. 1935: A Pápai-Bakony földtani leírása. — Földt. Szemle melléklete. pp: 1—41.
- KECSKEMÉTI, T. 1957: Assilina praespira Douvillé aus dem ungarischen Eozän. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. **3.** pp: 61—64.
- KECSKEMÉTI, T. 1958: Bis jetzt in Ungarn unbekannte Discocyclina und Astero-cyclina aus dem Eozän von Ajka. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. **9.** pp: 39—43.
- KECSKEMÉTI, T. 1959: Die Discocycliniden des südlichen Bakonygebirges. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. **10.** pp: 31—84.
- KOPEK G. 1959: Jelentés az Északi Bakony keleti része eocén üledékeinek 1958 évi újvizsgálatáról. — Kézirat. Földt. Int. Adattár.

- KOPEK G. 1960: Jelentés a Bakony-hegység eocén üledékeinek 1958–1959 évi újvizsgálatáról. — Kézirat. Földt. Int. Adattár.
- KOPEK G. 1962: Alsó-eocén üledékek Zirc–Dudar–Eplény környékén. — Földt. Int. Évi Jel. 1959.-ről pp: 9–19.
- KOPEK G. — KECSKEMÉTI T. 1960: A bakonyi eocén szintezése nagyforaminiferák alapján. — Földt. Közl. **90**, pp. 442–455.
- KORIM K. 1949: Magyarországi glaukonitos üledékek. — Bány. és Koh. Lapok **82**, pp. 325–329.
- IFJ. NOSZKY J. 1941: Adatok a Bakony Zirc–Pénzeskút közötti részének földtani ismeretéhez. — Földt. Int. Évi Jel. 1936–38-ról. **1**, pp. 245–251.
- IFJ. NOSZKY J. 1944: Földtani vázlatok az Északi Bakony belső részéből. — Földt. Int. Évi Jel. 1939–1940-ról. pp. 245–252.
- IFJ. NOSZKY J. 1945: Földtani megfigyelések a bakonyi Kőrös–Kékhegy vonulat keleti lejtőjén és a Papod hegycsoportban. — Földt. Int. Évi Jel. 1941–42-ről. pp. 121–127.
- ROZLOZSNIK P. 1924: Bevezetés a Nummulinák és Assilinák tanulmányozásába. — Földt. Int. Évk. **26**.
- SZÓTS E. 1948: Az Északi Bakony eocén képződményei. — Földt. Közl. **78**, pp. 39–59.
- SZÓTS E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. — Geol. Hung. Ser. Geol. **9**.
- VADÁSZ E. 1957: Földtörténet és földfejlődés. — Budapest.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. II. kiadás. — Budapest.

CAUSES DES DIFFÉRENCES DE FACIÈS DANS LES FORMATIONS ÉOCÈNES DES MONTAGNES BAKONY SW ET NE

par

G. KOPEK

Sur la base de ses recherches antérieures, l'auteur esquisse l'histoire d'évolution de l'Eocène des Montagnes Bakony. À l'opposé de la conception ancienne, selon laquelle l'Eocène eût été caractérisé par un enfoncement lent et uniforme, il souligne l'importance du rôle des *mouvements oscillatoires*. À son avis ce n'était pas un bassin unique qui existait pendant l'Eocène sur cette territoire, mais plutôt un archipel, dont les bassins partiels de dimension plus ou moins restreinte ont été liés par des détroits resserés. Il y a des différences importantes entre les faciès de l'Eocène de la partie SW et NE de la Montagne, causées par une *barrière*, située au centre du territoire (Bakonybél—Pénzesgyőr) qui a subi des émerSIONS et des subsidences périodiques. La présence de la dite barrière est démontrable déjà dans le Crétacé supérieur. Elle joue un rôle très important pendant le Sparnacien et Yprésien, dans les horizons à *Assilinae* et *N. millicaput* du Lutécien et à la limite Lutécien—Eocène supérieure. L'émerSION la plus importante se manifeste dans l'horizon à *Assilinae*, quand la barri-

ère supprime totalement la communication entre les deux parties de la Montagne.

ПРИЧИНЫ ФАЦИАЛЬНЫХ РАЗЛИЧИЙ В ЭОЦЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЮГОЗАПАДНОЙ И СЕВЕРОВОСТОЧНОЙ БАКОНИ

Г. КОПЕК

Автор на основании своих исследований дает очерк истории развития баконьского эоцена. В противоположность прежней концепции, согласно которой в этой области имело место медленное, равномерное погружение, он подчеркивает значение роли колебательных движений. По его мнению нельзя в течение эоцена допускать существования на этой территории единого морского бассейна, а нужно скорее считаться с существованием архипелага, различные по размеру маленькие бассейны которого связывались между собой узкими проливами. Автор устанавливает дальше, что между фациями эоцена югозападной и северо-восточной частей горного массива имеются значительные различия, обусловленные периодически поднимающимся или погружающимся барьером в центральной части данной территории (район Баконьбел — Пензешдьёр). Наличие этого барьера можно доказать уже в верхнем мелу, но он очень важную роль играл в спарнакском и ипрском ярусах, в ассилиновом и миллекапутовом горизонтах лютетского яруса, а также на границе лютетского яруса и верхнего эоцена. Важнейшее поднятие проявляется в ассилиновом горизонте, когда упомянутый барьер совершенно нарушает морские связи между обеими областями.

Dorogi-medence

A DOROGI-MEDENCE RÉSZLETES FÖLDTANI VIZSGÁLATA

Írta: GIDAI LÁSZLÓ

A Dorogi-medence az ország egyik földtanilag legrégebben tanulmányozott területe. A kőszén bányászata már 1800-ban elkezdődött, a terület földtani tanulmányozását pedig a múlt század közepén kezdték el a bécsi Földtani Intézet geológusai.

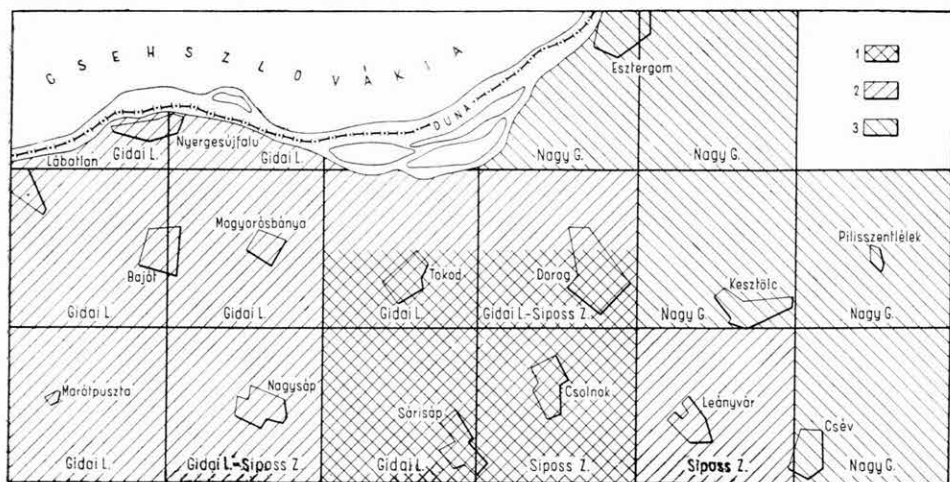
A Dorogi-medence képződményeinek első, részletes rétegtani szintézise HANTKEN MIKSA érdeme. Alapvető tanulmányokban foglalkozott a medence rétegtani viszonyaival. Kimutatta a Nummuliteszek rétegtani jelentőségét. Beosztását a későbbi szerzők is alapként használták. Fontos földtani adatokat találunk HANTKEN M. kortársainak munkáiban is (HÖRNES R., GESELL S., PETERS K., FALLER G., ZITTEL K., HAUER F., FUCHS TH.). A HANTKEN M. működésétől, 1893-tól 1920-ig terjedő időszakból LÖRENTHEY I., VOGL V. és VÍGH F. munkássága emelhető ki. SCHRÉTER Z., ROZLOZSNIK P. és TELEGDY ROTH K. működése az 1920-as évek elejére esik. A medence földtani képződményeit összefoglaló leírásuk mindmáig elfogadott megállapításokat tartalmaz. *Bányaföldtani vizsgálataik, különösen a karsztvízre vonatkozók, alapvető jelentőségűek.* A két háború közötti időszakban VITÁLIS I. irányította a medence gazdaságföldtani kutatását. Az ő nevéhez fűződik az ún. „fornai széntelepek” felfedezése. VITÁLIS S. (1938–1947) fúrási-anyag feldolgozásai a medence paleogén képződményeinek megismeréséhez fontos segítséget nyújtanak. Szóts E. a bajóti Ivóküti-árok középső-eocén faunájának feldolgozását végezte el. 1956-ban megjelent eocén monográfiájában önálló fejezetet szentelt az Esztergomi-medencének. Őslénytani adatokra felépített korbeosztását az eocén rétegtanával foglalkozó hazai szakemberek nem fogadták el mértékadónak.

A M. Áll. Földtani Intézet 1956-ban a Kutatási Tanács 1955. év határozata alapján kezdte el a Dorogi-medence korszerű, anyagvizsgálattal egybekötött részletes földtani vizsgálatát. 1956–1957-ben a munka kizárólag térképező jellegű volt. Az 1958-ban újjászervezett kutató csoport kapta azt a feladatot, hogy — felhasználva a korábbi vizsgálati eredményeket — elvégezze a medence részletes anyagvizsgálaton alapuló földtani vizsgálatát és befejezze a medence egész területének 10 000-es méretarányú földtani térképezését. 1956–1959 között elkészült a medence középső és északi részének (Dorog, Tokod, Ebszöny, Annavölgy, Csolnok és Esztergom környéke) kéziratos földtani térképsorozata fedett és fedetlen változatban. A medence fúrásokkal és bányavágatokkal jól feltárt részén a paleogén képződményekről vastagsági és fácies-térképek készültek 5000-es méretarányú térképlapokon, földtani képződményenként. Elkészült a medence központi területének 5000-es méretarányú ősföldrajzi és tektonikai térképe, kéziratos formában.

Az 1958 – 1960 közötti években elkészítettük a medence legfontosabb bejárható bányavágatainak és külszíni feltárásainak rétegszelvényeit. A legfontosabb szelvények, valamint a Csolnok 648 sz. és az Esztergom 20 sz. mélyfúrások anyagát részletesen megvizsgáltuk (szénközettani, spóra-pollen, mikropaleontológiai, makropaleontológiai és üledékközettani módszerekkel).

Földtani térképezés és térképszerkesztés

1961-ben folytattuk a medence Ny-i és K-i peremének földtani felvételét (1. ábra). Elkészítettünk 8 db. 10 000-es részletességű fedett és fedetlen kivitelű térképlapot (GIDAI L. – NAGY G.). A sárisápi, csolnoki, tokodi és dorogi 10 000-es méretarányú térképlapokat (fedett és fedetlen kivitelben) nyomdai kiadásra készítettük elő (GIDAI L. – SIPOSS Z.). WILLEMSZ T.-ral a medence szerkezeti térképét dolgoztuk ki. A szerkezeti térkép megszerkesztéséhez felhasználtuk a dorogi tröszt geológusainak adatait is. SZABÓ N. a csolnoki terület negyedkori képződményeinek vizsgálatával vett részt a munkában. MARCZIS J. a negyed-



1. ábra. A Dorogi-medence 10 000-es földtani térképezésének helyzete és terve
 Jelmagyarázat: 1) 1961-ben elkészített térképlapok; 2) 1962-ben elkészülő térképlapok; 3) 1963-ban elkészülő térképlapok

Abb. 1. Gegenwärtiger Stand und Plan der geologischen Kartierung des Doroger Beckens im Maßstab 1:10 000

Zeichenerklärung: 1) in 1961 hergestellte Kartenblätter; 2) in 1962 herzustellende Kartenblätter; 3) in 1963 herzustellende Kartenblätter

Рис. 1. Положение и план геологического картирования Дорогского бассейна в масштабе 1:10 000

Легенда: 1) листы карт, составленные в 1961 г.; 2) листы карт, составляемые в 1962 г.; 3) листы карт, составляемые в 1963 г.

kori képződmények vastagsági térképét szerkesztette meg. BÁRÁNY I. és SZÉKY F. a fúrási térképeket készítette el.

SZILÁGYI G. geológustechnikus a térképek felvételében és szerkesztésében nyújtott nélkülözhetetlen segítséget.

Földtani anyagvizsgálat

SÁRKÖZI Z.-NÉ elvégezte a csolnoki II. sz. akna harántvágataiban feltárt alsó-eocén fekvő rétegcsoport és a medence nyugati peremén levő középső-eocén feltárások üledékes kőzettani vizsgálatát. A fúrások oligocén mintaanyagát CsÁNK E.-NÉ vizsgálta meg. Szénkőzettani vizsgálatokat az I., II. és VIII-as akna kőszéntelegein IHAROS S.-NÉ végzett. VIRÁLIS GY.-NÉ Lábatlan, Bajót, Tokod, Mogyorós környékéről, a térképező munkával kapcsolatban megvizsgált minták alapján megállapította, hogy az alsó- és felső-eocén felső részében az *Operculina* jellegű Foraminifera vették át a vezetőszerpepet a Nummuliteszekkel szemben. A Dorogi-medencében az *Operculina* és *Heterostegina* nemzetség a felismert új fajok segítségével szintezésre jól felhasználható. NAGYNÉ GELLAI Á. folytatta az oligocén képződmények Foraminifera vizsgálatát (Piliscsév 4, Dág 13, Dág 14. sz., kismélységű fúrások anyagának feldolgozását). Vizsgálatainak eredményeképpen párhuzamosítani tudta az Esztergom 20. sz. és a Piliscsév 4. sz. fúrások oligocén rétegeit. KECSKEMÉTI T.-NÉ a tokodi homokbánya eocén Molluscum faunájának feldolgozását végezte el. KRIVÁN P.-NÉ az Esztergom 20. sz. fúrás palynológiai vizsgálatával kapcsolatban tett megállapításai nyomán nagyrészt ismertté vált a Dorogi-medence É-i részének paleogén flórája. A borókási és mogyorós-bányai oligocén barnakőszénösszlet palynológiai vizsgálata a két terület ősnövényzetének különbözőségét derítette ki. BARTHA F. biosztratigráfiai vizsgálatokkal interstadiális és interglaciális klímaszakaszokat állapított meg a medence pleisztocénjében.

Fúrásokkal történő kutatás

Térképező fúrásainkat a kiadásra előkészített tokodi, sárisápi és csolnoki 10 000-es térképlapok területén mélyítettük le; szerkezetkutató sekélyfúrásaink Bajót, Lábatlan és Pilisszentlélek környékén mélyültek.

A Marót-puszta mellett lemélyített fúrásunkban 1,9 m vastag eocén kőszéntelet harántoltunk a felszíntől számított 36 m mélységben. Mocsárrét mellett lemélyített fúrásunkban összesen öt (oligocén és középső-eocén) kőszéntelet harántoltunk, ezek közül azonban egyik sem bizonyult műre érdemesnek.

Dág község mellett mélyített fúrásunkból az eocén képződmények hiányoztak, az oligocén homokkőösszlet közvetlenül a triász alaphegységre települ.

AUSFÜHRLICHE GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNG DES DOROGER BECKENS

Von
L. GIDAI

Die Ungarische Geologische Anstalt begann in 1956 die geologische Reambulation des Doroger Beckens.

An der geologischen Erforschung des Doroger Beckens beteiligten sich viele Forscher seit der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts. Dank der Arbeiten von M. HANTKEN, R. HÖRNES, K. PETERS, K. ZITTEL, F. HAUER, I. LÖRENTHEY, V. VOGL, F. VIGH, Z. SCHRÉTER, P. ROZLOZNIK, K. TELEGDI ROTH, I. VITÁLIS, S. VITÁLIS und E. SZÓTS, kennen wir den geologischen Bau des Beckens. Unsere Arbeitsgemeinschaft hat zunächst eine geologische Kartenserie im Maßstab 1 : 5000 für den zentralen Teil des paläogenen Beckens zusammengestellt. Seit 1958 sammelten wir systematisch das Material der Oberflächen- und Gruben-aufschlüsse ein und führten vielseitige detaillierte geologische Materialuntersuchungen (sediment-petrographische, kohlenpetrographische, palynologische, mikro- und makropaläontologische Untersuchungen) durch.

Auf Grund der im Raume des Beckens angelegten Kohlenerkundungsbohrungen, sowie der Gruben- und Oberflächen-Aufschlüsse wurden die Schichtmächtigkeits- und Fazieskarten der einzelnen geologischen Bildungen auf Blättern vom Maßstab 1 : 10 000 dargestellt. Die tektonische Karte des Beckens ist ebenfalls fertig.

ДЕТАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ДОРОГСКОГО БАСЕЙНА

Л. ГИДАИ

Геологическая реамбуляция Дорогского бассейна была начата Венгерским Геологическим Институтом в 1956 г.

Над геологическим познанием Дорогского бассейна трудились многие исследователи начиная со второй половины прошлого века. Благодаря работам М. ХАНТКЕНА, Р. ХЭРНЕСА, К. ПЕТЕРСА, К. ЦИТТЕЛЯ, Ф. ГАУЕРА, И. ЛЁРЕНТЕИ, В. ФОГЛЯ, Ф. ВИГА, З. ШРЕТЕРА, П. РОЗЛОЖНИКА, К. ТЕЛЕГДИ РОТА, И. ВИТАЛИША, Ш. ВИТАЛИША, Э. СЁЧА и других, нам известно строение бассейна. Наш коллектив впервые составил серию геологических карт масштаба 1:5000 для центральной части палеогенового бассейна. Начиная с 1958 г. проводились систематические сборы образцов из поверхностных обнажений и гор-

ных выработок бассейна и собранные образцы были подвержены детальному геологическому изучению (осадочно-петрографическими, углепетрографическими, спорово-пыльцевыми, а также макро- и микропалеонтологическими методами).

На основании углеразведочных скважин, пробуренных на территории бассейна, а также на основании горных выработок и поверхностных обнажений были разработаны карты мощностей и фациальные карты масштаба 1:10 000 для отдельных геологических образований. Составлена тектоническая карта бассейна.

A DOROGI-MEDENCE K-I PEREMÉNEK HEGYSÉGSZERKEZETI KÉRDÉSEI

(I. sz. melléklettel)

Írta: NAGY GÉZA

A Dorogi-medence folyamatban levő újraj vizsgálata keretében 1960-ban kezdtük meg a medence tágabb, földtani értelemben vett K-i peremének tanulmányozását. A medence kifejlődésétől elütő, de azzal összefüggő paleogén terület a Dorogi-medence mai morfológiai határát alkotó Pilis-vonulatot és annak ÉK-i előterét öleli fel. E terület földtani hovatartozását helyzeténél fogva az idők folyamán sokat vitatták. Mostanáig „Buda-Pilisi hegység”-ként említik, inkább vélt, mint valós összefüggések alapján.

A problémák gyökerei a rétegtani és szerkezetföldtani megismerés kezdeti szakaszáig nyúlnak vissza. A terület első földtani leírása a bécsi 144 000-es felvétel idejéről, STACHE-tól ered (1866). A Földtani Intézet 28 800-as felvételi munkája során SCHAFARZIK F. dolgozik a területen, és annak — a kor színvonalának megfelelő — részletes leírását is adja (1884).

Később területünk kiesik az érdeklődés középpontjából. VIGH GY. foglalkozik behatóbban a Velka Skala júra rétegeivel, s egy tanulmányt ír a dachsteini mészkő faunájáról is (1913a, 1913b).

Ezután a földtani felépítésre vonatkozó általános ismeretek — mondhatni — szájhagyomány útján alakultak.

1929-ben megjelenik SCHAFARZIK F. poszthumusz munkája VENDL A. kiegészítéssel és gondozásában, a „Geológiai kirándulások . . .”. Ebben találkozunk először — az utóbbi időben oly sok vitát kiváltó — feketehegyi aviculás mészkő kösszeni fáciesrel történt azonosításával.

E — ma már nyilvánvaló — tévedés okát abban látjuk, hogy e mészkő egyes szintjei tömegesen tartalmaznak az *Aviculák* alakkörébe tartozó kagylókat is. A kétségkívül bonyolult szerkezetű Pilis-vonulat ezen ősmaradványait az *Avicula* (*Pteria*) *contorta* PORTL. alakkal azonosító és az aviculás rétegeket kösszeni fáciesűnek mondó személy kiléte ismeretlen, s ma már ki nem deríthető. E téves véleményt alátámaszthatta, hogy a nevezett képződmény a dachsteini mészkővel elég nagy területen érintkezik — az igaz, hogy tektonikusan!

VADÁSZ E. — bár a „Magyarország földtaná”-ban átvette ezeket az adatokat — mindamellettt kétségbevonta az aviculás rétegek kösszeni jellegét, mint ahogy tagadta a raeti emelet létezését is.

ORAVECZ J. Dorog környéki triász rögök vizsgálata kapcsán az aviculás rétegek tanulmányozásával is foglalkozik. 1961-ben megjelent munkája faunisztikai feldolgozás; sem térképezéssel, sem üledék- és szerkezetföldtani vizsgálatokkal

nem foglalkozik. E rétegek korát illető állásfoglalása még nem egészen határozott, mert a feldolgozott fauna kormeghatározó elemei között a kassziáni és nóri emeletre jellemző alakok egyaránt megtalálhatók. Ezért ORAVECZ kompromisszumos megoldással az összel alsó tagozatát a *karni emelet* „*raibli*” *síntjébe*, felső részét a karni emelet felső részébe helyezi. Ezt a korbesorolást jó közelítésként elfogadjuk, de egyúttal megállapítjuk, hogy ORAVECZ a terület triászának felépítésében résztvevő többi képződmény egymásutánját nem egészen helyesen ismerteti. 1960-ban a „Buda-Pilisi hegység” összefüggésének vizsgálata kapcsán BALOGH K. is foglalkozott a vázolt problémával.

A terület szerkezeti jellegéről és hovatartozásáról vallott nézetek a földtani felfogásokhoz hasonlóan, a helyi ismeretek híján, a már vázolt tévedések áldozataul estek. SCHAFARZIK F. csupán megállapította, de nem magyarázta a Pilis-vonulatot alkotó rögök csapásváltozásait. A vizsgálatok hosszú ideig tartó stagnálása idején a terület szerkezetéről csupán általánosságokat mondtak (ÉNy-DK-i törésvonalak).

Az utóbbi évtizedben azonban a szerkezeti kérdésekre vonatkozóan számos értekezés látott napvilágot. Ezek közül elsőként említjük SZENTES F.-nek a medence bányászatiag feltárt részével foglalkozó tanulmányát (1952). Ebben helyesen állapítja meg, hogy a medence tektonizmusára korántsem jellemző az egyébként általánosan vallott rideg mozgásmechanizmus. Kiemeli a kőzetmozgási formák hajlításos-tört jellegét, de a Középhegység Ny-K-i, majd ÉNy-DK-i, ívelt csapás-elhajlásának feltevésével a hajlításos formák jelentőségét eltúlozza.

SCHMIDT E. R. munkáiban (1951, 1952, 1953, 1957) a területre vonatkozó irodalmi adatokra támaszkodik, és a hegység szerkezeti kérdéseket elméleti úton levezetett szintézissel oldja meg. Hegység szerkezeti „sémáját” egy végső okra, az erőpárok forgatónyomatékára vezeti vissza. E mechanikus séma alapján a Középhegység, és így területünk szerkezetének kialakításában is döntő jelentőséget szán „a krétakori orogén fázis megindulásának és a balra ható forgatónyomatéknak”, valamint az ebből levezethető „járatékos erőhatásoknak”. Az aktív erőhatást — „eleven erőt” — kizárólag DK-ről, Afrika felől hatónak tekinti, a reaktív erőt a Cseh-Masszívumnak tulajdonítja. A Középhegység DNy-ÉK-i törésirányait összenyomásból, a rá közel merőleges ÉNy-DK-i irányokat egyetemesen húzó-igénybevételről származtatja. A kőzetmozgási jelenségeket kizárólag rideg, kratogén jellegűnek tekinti. Elméletének érvényét területünkön csak egyes részleteiben fogadjatjuk el.

SZALAI T. (1951, 1953) a középhegységi tektonika alpi jellegét és hajlításos igénybevételét hangsúlyozza. Területünk szerkezetét feltolódásos jellegűnek tekinti, a nagyszerkezet ívelt elfordulásának jelentőségét SZENTES-hez hasonlóan, eltúlozza.

HORUSITZKY F. (1958) területünket „északi megtorlódási öv”-nek nevezi. Jóllehet egyes rétegtani kérdésekben a korábbi, téves adatokra is támaszkodik, mindamellett szerkezeti elgondolása helyesen tükrözi a Középhegység ÉK-i részének szerkezetét mind fővonásaiban, mind a mozgások jellegét illetően.

VIGH G. (1961) a Dorogi-medencével Ny-on határos, gerescei tanulmányában hasonlóképpen foglal állást az „északi megtorlódási öv”-et illetően. Megállapításai vizsgálataink eredménye összhangban van.

Ilyen ismereti alapok birtokában folytatjuk 5000-es részletességű földtani felvételünket, üledék- és szerkezetföldtani vizsgálatainkat. Célunk a Dorogi-medence összefüggésének tisztázása a tőle K-re fekvő paleogén medencékkel és a Dunazughegységgel.

A terület szerkezeti jellegét alapvetően a triász alaphegység határozza meg, ezért itt csak ennek rétegtani felépítésével foglalkozunk részletesebben. Legidősebb tagja a Cserepes-völgyben és a Feketehegy ÉNy-i letérésénél kibukkanó *barna dolomit*. Ebből rétegváltakozással fejlődik ki a felsőbb szintjeiben is dolomit-betelepüléseket tartalmazó, *aviculás mészkő*. Ezután, ma még tisztázatlan helyzetben, a *fődolomit* következik, amelynek fedőjében a jellegzetes, barnafoltos, helyenként

Halobia sp.-t tartalmazó, ún. *halobiás mészkő* települ. Ebből a mészkőből alig észrevehető átmenettel fejlődik ki az alsóbb részén sárga, feljebb sárgásszürke vagy fehér *dachsteini mészkő*. A dachsteini mészkő, a környező területektől elütő módon, itt nem rétegváltakozással kapcsolódik a földolomithoz.

A Velka Skalán csekély kiterjedésű j ú r a rétegek vannak.

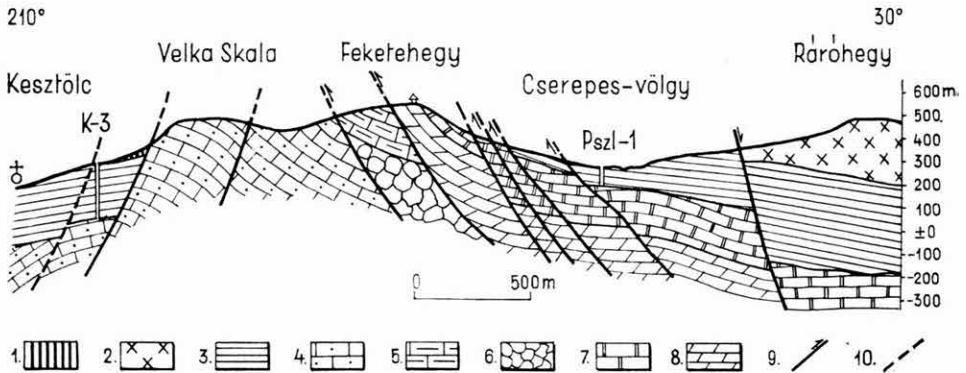
A szerkezet kialakításában alárendeltebb szerepű e o c é n fedőhegységet főként márga- és homokkőösszlet képviseli a terület ÉNy-i részén. Az o l i g o c é n rétegek hárshegyi homokkő, foraminiferás agyagmárga és csillámos, homokos agyag („slir-fácies”) alakjában található. E képződményekhez p a l e o g é n *dácit-vulkanizmus* is kapcsolódik. A fedőhegységi tagok közül a — különösen az ÉK-i részen elterjedt — *miocén andezit-vulkánosság képződményeit* kell még megemlítenünk (I. sz. melléklet).

A K-i medenceperem szerkezetében kétségtől legszembetűnőbb az ÉNy—DK-i törésrendszer. Ma már elmosódottabban, mellékirányként jelentkezik az előzőnél bizonytalán idősebb, újra éledt ÉÉK—DDNy-i paraklázis-rendszer. A paraklázisok mentén egyes rögök fokozatosan eltolódtak, jellegzetes kulissza-szerkezetet hozva létre. Végül a harmadik, ÉÉNy—DDK-i törésrendszer a DDK-i vergenciájú rátolódásokhoz kapcsolódik. A rátolódások csapásiránya közel K—Ny-i. A szerkezetet a rátolódásos mozgások jellemzik, amelyek az idősebb triász rétegeket DDK-i irányban a fiatalabbakra felpikkelyezték. A törések és rátolódások elcsúszási felülete általában ívelt vagy hullámos. Az egyes rögökön belül néhol a rétegzéssel párhuzamos elvonszolódás is tapasztalható. A Pilis-vonulat É-i övében a kőzetek kismérvű megpréselődésről tanúskodnak.

Területünk szerkezetének kialakításában *kompressziós*, térrövidülést kiváltó *frontális erőhatást* kell feltételeznünk (1. ábra).

Az összenyomásnak kitett kőzetösszletben a feszültség feloldódásakor kialakuló törésrendszerek többsége egymást hegyesszögben metszi (ún. *Mohr-féle síkok*).

A síkok kisebbik szögfelezője párhuzamos az erőhatás irányával. Kőzetfizikai kísérletek igazolják, hogy összenyomásakor a tönkremenő kőzetben az erő síkjával párhuzamosan nyírófeszültség is fellép. Ezért a kőzetben ezzel az iránnyal párhuzamos repedések keletkeznek. Megfigyeléseink szerint a frontok közelében, vagyis a vonulat ÉK-i és DNy-i szegélyén, a kőzetrések maximuma általában a törésrendszerek kisebbik szögfelezőjével — azaz: az erőhatás irányával — párhuzamos. Ezért nem tartjuk általános érvényűnek azt a felfogást, miszerint a kőzetrés-rendszerek irányai megegyeznek az illető terület fő törésirányaival. A kőzetrés-maximumok — bár előjel nélkül — indikálják a területet ért erőhatás, vagy erőhatások irányát. A törésrendszerekkel párhuzamos értékek csak másod- vagy harmadrendű maximumok alakjában jelent-



1. ábra. A Velka Skala–Feketehegy szerkezeti szelvénye

Jelmagyarázat: 1. lejtőtörmelék, 2. alsó-tortónai andezitagglomerátum, 3. oligocén fedőhegység, 4. dachsteini mészkő, 5. halobias mészkő, 6. fődolomit, 7. aviculás mészkő, 8. barna dolomit, 9. Törésvonal, 10. feltételezett törésvonal

Abb. 1. Tektonisches Profil zwischen Velka Skala und Feketehegy

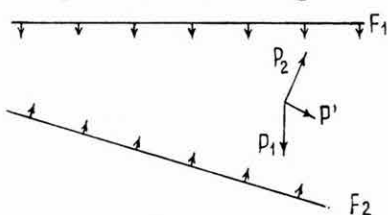
Zeichenerklärung: 1. Abhangsschutt, 2. Andesitagglomerat des unteren Torton, 3. oligozänes Deckgebirge, 4. Dachsteinkalk, 5. Halobienkalk, 6. Hauptdolomit, 7. Aviculenkalk, 8. brauner Dolomit, 9. Bruchlinie, 10. vermutete Bruchlinie

Рис. 1. Тектонический разрез через Велка Скала — Фекетехедь

Легенда: 1. осыпь, 2. нижнетортонский андезитовый аггломерат, 3. олигоценовые кровельные отложения, 4. дахштейнский известняк, 5. известняк в галобиями, 6. главный доломит, 7. известняк с авикулами, 8. бурый доломит. — 9. Линия разломов, 10. предположенная линия разломов

keznek. Az erőhatás előjelét a rögök elmozdulásából, a feltolódások irányából meghatározhatjuk.

Ennek alapján megállapítható, hogy a szerkezetet létrehozó erőhatások frontjai nem párhuzamosak, hanem hegyes szögben hajolnak el. Így az igénybevett köztömeg bármely pontjában a támadó erők vektorai tompaszöget zárnak be egymással. Esetünkben az erőpár aktív komponense közelítőleg É-ről D felé, reaktív komponense pedig DNy-ről



2. ábra. — Abb. 2. — Рис. 2.

és a vonulat csapásirányára merőlegesen dilatációt, széthúzódnást okoz.

* * *

Összefoglalva szerkezetföldtani vizsgálataink eddigi eredményeit, amelyek a további vizsgálatoknak is irányt szabnak, az alábbi általános következtetések adódnak:

Ismeretes, hogy a Dunántúli Középhegységnek a Bakony területén még uralkodó, DNy—ÉK-i irányú földtani és orográfiai csapása irányában ÉK felé haladva, mind erőteljesebb zavargás áll be. A Gerecse—Dorogi-medence—Pilis területén azután ez, a DNy-on még uralkodó rendszer teljesen felbomlik.

A Középhegység ÉK-i tagjai egy fiatalabb hegységképződési fázis idején ÉNy—É—ÉK felől, a Kisalföld és a Vepor kristályos alaphegységének támaszkodva torlódtak össze. E „satupofákhoz” közelebb eső területeken a mezozoós alaphegység enyhe lejtésű, vagy éppen vízszintes, és ezekre közel merőleges elcsúszási felületek mentén, az erőhatás felé hajló, monoklinális szerkezetet öltött (az uralkodó dőlésirány a Gerecse-hegységben ÉNy-i, a Dorogi-medencében É-i, a csővári rögök területén pedig ÉK-i). A közbeeső részek mezozoókuma viszont, az oldalnyomás elől meredek rátolódási síkok mentén tért ki (Pilisvonulat, Naszály).

Így érthetővé válik, hogy DNy-ról ÉK felé haladva az ÉNy—DK-i szerkezeti vonalak a részegységek hegységszerkezetében mind erőteljesebbé, s a Pilis-vonulattól kezdődően K felé meghatározóvá válnak. Ezért a Pilis—Naszály—Csővár közötti területet, mint a Középhegység legészakibb szerkezeti egységét, összefoglaló néven *pilisi szerkezeti rendszernek* nevezzük.

A Pilis-vonulat triász képződményei a jelenlegi szerkezet létrejötté előtt DNy—ÉK-i (középhegységi) csapásirányú, DK felé hajló monoklinálist alkottak. Ez a monoklinális utóbb ÉK felé kibillent, így a jelenlegi rétegdölések nem a települési, hanem a szerkezeti helyzetet jelzik, a csapásirányok azonban — ha kissé deformálódva is — ma is követik a középhegység uralkodó csapásirányát.

A felpikkelyeződés idejét eddig a pireneusi, míg a rögökre tagolódást a stájer hegységképződési szakaszhoz kapcsolták. A felpikkelyeződés és rögökre tagolódás folyamatának ilyen értelmű szétválasztását vizsgálataink alapján nem tartjuk lehetségesnek. A területen áthúzódó DNy—ÉK-i, ma már kissé deformálódott „középhegységi” törések felpikkelyeződés előtti keletkezését azonban kétségtelennek tartjuk. Az ezek mentén történt mozgások színorogén jellegűek lehetnek.

A Cserepes-völgyben az eocén képződmények egy ilyen — kiújuló — szerkezeti vonal mentén éles határral megszakadnak, s e vonaltól K-re az eocén rétegek az oligocén-eleji lepusztulás áldozatául estek. Ugyanakkor az eocén képződmények ettől Ny-ra még a Pilis-vonulat Ny-i részének legmagasabb pontjain is (kb. 400 m tszf.) megtalálhatók a dilatációs irányokba eső, lezökkent tektonikus árkokban (pl. Bottyán-árok). Hasonló módon maradtak fenn a hárshegyi homokkő roncsai a kesztölci Kishegyen és környékén a feketehegyi plató magasságában (390—450 m tszf.). *Tehát a mai, földrajzi értelemben vett Pilishegység nem volt a dorogi paleogén medence ősföldrajzi határa.*

A DNy—ÉK-i irányú szerkezeti vonalak a pireneusi, esetleg még a

larámi szakaszban keletkezettek, s mint preformált irányok, később megújultak. E törések még a felpikkelyeződés idején kalcittal töltődtek ki, majd utóbb felszakadtak. Erről a kalciterek szabad felületén látható vetőkarcok tanúskodnak.

Ezek után felmerül annak gondolata, hogy a rátolódásos szerkezet keletkezését — az eddigi felfogáshoz alkalmazkodva — a stájer hegységképződési fázis idejére tegyük. Ennek azonban ellene szól, hogy a stájer mozgásokkal kapcsolatos alsó-törtónai andezit-vulkanizmus képződményeit a Pilis-vonulat a feltorlódás során mintegy „áttörte”. Az andezit és a triász alaphegység a Kétbükkfa környékén tektonikusan érintkezik. A Pilis-vonulaton, a paleogén képződményekkel ellentétben, az andezitnek legcsekélyebb maradványát sem találni. DNy-i előterében az oligocén összleten ismét megvannak az andezit lepelképződmény roncsai. Emellett az andezithegységben is uralkodnak a pilisi szerkezeti rendszer törésvonalai. Nem hagyhatjuk figyelmen kívül azt a tényt sem, hogy a Fekete-hegy közel 600 m magasságú fennsíkján folyóvízi eredésű kavicsot találunk.

Mindezt egybevetve, joggal feltételezhetjük a hegységképződés szokatlanul fiatal korát. Biztos adatok híján a pilisi szerkezeti rendszer végleges kialakulását egyelőre az *attikai* vagy *rhodáni* hegységképződési fázis idejére tehetjük.

IRODALOM

- BALOGH K. 1960: A Buda-Pilisi hegység triász képződményeinek problematikája. — MÁFI. Adattár. (Kézirat)
- BILLINGS, M. P. 1950: Structural Geology. — New York, Prentice Hall.
- HORUSITZKY F. 1958: A magyar közbenső tömeg felosztása. — Földt. Társ. előadás. (Kézirat)
- MIHAJLOV, A. E. 1956: Polevüe metodü izucsenija trescsin v gornüh prodah. — Moszkva.
- ORAVECZ J. 1961: A Gerecse- és a Buda-Pilisi-hegység közötti rögtérület triász képződményei. — Földt. Közl. **91**. 2.
- SCHAFARZIK F. 1884: Jelentés az 1883. év nyarán a Pilis-hegységben eszközölt részletes felvételtől. — Földt. Int. Évi Jel. 1883-ról.
- SCHAFARZIK F. — VENDL A. 1929: Geológiai kirándulások Budapest környékén.
- SCHMIDT E. R. 1951: Közép- és szigethegységeink szerkezeti kialakulásának geomechanikai alapjai. — Bány. Lapok **84**.
- SCHMIDT E. R. 1952: A Dunántúli Magyar Középhegység ÉK-i részének hegy szerkezeti vázlata és kialakulásának geomechanikai magyarázata. — Bány. Lapok **85**.
- SCHMIDT E. R. 1953: Geomechanikai jegyzetek a Dunazug-hegyvidék hegyszerkezetéhez. — Bány. Lapok **86**.
- SCHMIDT E. R. 1957: Geomechanika. — Budapest.
- STACHE, G. 1866: Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Waitzen. — Jahrb. d. k.k. geol. R.A.
- SZALAI T. 1951: Adatok a Dunántúli hegyszerkezetéhez. — Bány. Lapok **84**.

- SZALAI T. 1953: Vázlat Dorog vidékének, a Szentendre—Visegrádi hegység és Nagymaros környékének földtani fejlődéstörténetéhez. — Bány. Lapok **36**.
- SZENTES F. — VÍGH F. 1952: A dorogi szénmedence hegyszerkezeti és védőrétegviszonyai . . . — Bány. Lapok **35**.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — Budapest. 2. kiadás.
- VÍGH G. 1961: A Gerecsehegység Ny-i felének földtani vázlata. — Földt. Int. Évk. **49**. 2.
- VÍGH GY. 1913a: Adatok az esztergomvidéki triász ismeretéhez. — Földt. Közl. **44**.
- VÍGH GY. 1913b: Júratanulmányok a Magyar Középhegység északkeleti részéből. — Mindszent. (Doktori disszertáció)

TEKTONISCHE PROBLEME DES ÖSTLICHEN RANDES DES DOROGER BECKENS

von
G. NAGY

Die nordöstlichen Glieder des Transdanubischen Mittelgebirges haben sich, während einer jüngeren gebirgsbildenden Phase, an das kristallinische Grundgebirge der Kleinen Tiefebene und der Veporiden stützend, von NW—N—NO her aufgetürmt. Im Laufe dieser Auftürmung hatten sich die triassischen Bildungen des Pilis-Gebirges in SO-Richtung aufgeschuppt und die monoklinale Schichtenreihe ursprünglichen SO-Einfallens kippte in Richtung NO um. Die Aufschuppung sollte vermutlich in der attischen oder rhodanischen gebirgsbildenden Phase stattgefunden haben.

Beilage I. Tektonisches Schema des östlichen Randes des Doroger Beckens. — Entworfen von G. NAGY, 1961.

Zeichenerklärung: 1. miozäne vulkanische Bildungen, 2. oligozänes Deckgebirge, 3. paläogene vulkanische Bildungen, 4. eozänes Deckgebirge, 5. jurassische Schichten. Norische Stufe: 6. Dachsteinkalk, 7. Halobienkalk, 8. Hauptdolomit. Karnische Stufe: 9. Aviculen-Kalk, 10. brauner Dolomit. — 11. Zeichen und Nummer der Tiefbohrung, 12. Bruchlinie, 13. vermutete Bruchlinie, 14. Aufschiebung, 15. vermutete Formations-(Bildungs-) Grenze.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ В-НОЙ ОКРАИНЫ ДОРОГСКОГО БАССЕЙНА

Г. НАДЬ

Во время сравнительно более молодой орогенической фазы СВ-ные массивы Задунайского Среднегорья, опираясь с СЗ—С—СВ-ного направления на кристаллический фундамент Малой Венгерской Низменности

и массива Вепор, надвигались одни на другие. При этом триасовые образования гор Пилиш образовали в направлении к ЮВ-у чешуеобразные надвиги, и моноклиальная толща, имевшая первоначально ЮВ-ное падение, опрокинулась на СВ. Время чешуеобразного надвигания условно относится автором к аттической или роданской горообразовательной фазе.

Приложение I. Тектоническая схема В-ной окраины Дорогского бассейна. — Составлена: Г. НАДЬ. 1961 г.

Легенда: 1. миоценовые вулканические образования, 2. олигоценые кровельные отложения, 3. палеогеновые вулканические образования, 4. эоценовые кровельные отложения, 5. юрские отложения. Норийский ярус: 6. дахштейнский известняк, 7. известняк с галобиями, 8. главный доломит. Карнийский ярус: 9. известняк с авикулами, 10. бурый доломит. — 11. Знак и номер глубокой буровой скважины, 12. линия разломов, 13. предположенная линия разломов, 14. надвиг, 15. предположенная граница между образованиями

A DOROGI-MEDENCE PALEOGÉN KÉPZŐDMÉNYEINEK PALYNOLÓGIAI VIZSGÁLATA

Írta: KRIVÁNNÉ HUTTER ERIKA

A dorogi paleogén barnakőszénmedence palynológiai vizsgálata 1932-ben POTONIÉ, R. és GELLETICH, J. tájékoztató jellegű tanulmányával kezdődött meg. A terület rendszeres palynológiai feldolgozása viszont csak 1958-ban kezdődő vizsgálatainkkal indult meg. E munka a M. Áll. Földtani Intézetben, a Dorogi-medence egészére kiterjedő, komplex üledékföldtani—öslénytani anyagfeldolgozáson alapuló, összesítő munkálatok részeként folyik.

Vizsgálatainkkal csaknem egyidőben KEDVES M. is tanulmányozni kezdte a Dorogi-medence nagysápi területén a szpárnakumi barnakőszénösszlet spóra—pollen együttesét (KEDVES M. 1960—61).

1961-ben az iparági geológus szolgálat keretében RÁKOSI L. is végzett palynológiai vizsgálatokat az Esztergom 21. és 22. fúrás paleogén rétegsorán.

Palynológiai vizsgálataink első eredményeit, a Borókási-medencerész középső-eocén „striatás” kőszéntelepességek palynológiai rétegtanára és a lábatlani „felső-lutéciai” kőütlemtelen homokösszlet növénymaradványos agyaglencséjére vonatkozó adatokat már közreadtuk (KRIVÁNNÉ HUTTER E. 1961a, 1961b).

A déli, ún. Borókási-medencerészben az alsó- és középső-eocén, valamint az oligocén barnakőszénösszleteket tanulmányoztuk. Az alsó-eocén barnakőszénösszletet a XII-es akna rétegsorán, a középső-eocén barnakőszénösszletet a IX-es és a XIV-es akna szelvényén, az oligocén barnakőszénösszletet pedig a XIV-es akna ún. „Sáros”-siklójának szelvényén vizsgáltuk.

A medence északi részéből szintén az eocén—oligocén rétegeket vizsgáltuk. Az alsó-eocén barnakőszénösszletet az Erzsébet-akna telepösszletén, az oligocén barnakőszénösszletet pedig a mogyorósbányai oligocén szelvényen tanulmányoztuk. Az Esztergom 20. perspektivikus fúrás palynológiai feldolgozása során az alsó-, középső- és felső-eocén, valamint az alsó- és középső-oligocén rétegeket vizsgáltuk. Összehasonlító vizsgálá-

latokra a külszíni feltárásokból s a fúrásokból gyűjtött anyagot használtuk fel.

A) Borókási medencerész

1. Alsó-eocén

Vizsgálataink a négy barnakőszéntelepre, a fekü- és fedőképződ-ményekre, valamint a köztes meddő rétegekre terjedtek ki.

A fekü márga statisztikusan is jól értékelhető, egyed- és fajszámában gazdag, jó megtartású pollenegyüttest tartalmazott. A fekü márgát a pálmapollenek nagy egyedszáma jellemzi, ugyanakkor a pálmapollenek a fekü- és a III. telepből hiányoztak. Jelenlétüket a II. és az I. telepben, valamint a fedőben ismét észleltük, de mennyiségük csupán néhány százalékos volt.

A tricolporát polleneket termelő zárvatermő növények pollenjei a III. telep felső padjában észlelt kiugró értéktől eltekintve, általában kis százalékosban mutatkoztak. A *myricoid*, *engelhardtoid* pollenek a rétegsor fiatalabb tagjai felé haladva egészen a fedőig csökkenő irányzatot mutattak. A III. telep felső padjára és az I. telep alsó részére az *Ericaceae* pollenek dominanciája jellemző.

A fekütelepben az *Equisetitesek* spóráihoz hasonló formák uralkodó mennyiségét (79,1%) — a vizsgált rétegsoron belül — egyedülállónak találtuk.

A páfrányok és a zárvatermő növények arányának változásából a II. és az I. telep képződésével egyidőben történt partvonal-eltolódás jellegét is megállapíthattuk. A fedőben megjelenő *Hystriospheridaek* és egyéb plankton szervezetek, valamint a tömegesen jelentkező kintin-vázú *Foraminiferák* alapján e parteltolódás transzgressziós jellegű.

2. Középső-eocén

A középső-eocén barnakőszénösszlet palynológiai vizsgálata a IX-es akna I. és II. kőszéntelepére, valamint a XIV-es akna 5. szinti fekütelepére és 12. ereszkebeli III. telepére terjedt ki. A szorosabb értelemben vett barnakőszéntelepek palynológiai vizsgálatán kívül a közbülső meddőrétegek és a közvetlen fekü- és fedőrétegek vizsgálatát is elvégeztük.

A III. telep és a „fekütelep” faj- és egyedszámban egyaránt gazdag, statisztikusan jól értékelhető pollenanyagot szolgáltatott.

Míg a III. telepet jól jellemzi a *quercoid* formák és a *Castanea*, *Myricaceae* és *Ericaceae* pollenek együttes dominanciája, a felette levő „fekütelep”-ben a *quercoid* típusú pollenek már alig mutatkoznak. A *Castanea* dominanciája is csak a telep felső padjában volt megállapítható. Helyettük a *Nyssaceae*—*Mastixiaceae* formák dominanciáját észleltük. A páfrányspórák fajszáma a fekütelepben volt a leggazdagabb.

A II. telep alsó két kőszénpadja az előzőeknél kisebb fajszámú spóra—pollen együttest tartalmazott, benne a *Myricaceae* pollenek és egy új zárwatermő pollenjének dominanciáját észleltük. A II. telep felső kőszénpadja sporomorfiákat nem tartalmazott.

Az I. telep két alsó kőszénrétege palynológiaiailag jól értékelhető pollenanyagot szolgáltatott, a páfránysporák feltűnő hiányával. Benne a zárwatermő növények pollenjei közül ismét a *quercoid* formák dominanciája volt kimutatható *Myricaceae*, *Cyrillaceae*, *Lauraceae* és *Taxodiaceae*—*Cupressaceae* elemek társaságában.

Az I. telep csaknem 3 méteres felső padja a helyenként kisebb-nagyobb számban jelenlevő *Inaperturopollenites* cf. *dubius* kivételével palynológiaiailag meddőnek mutatkozott, ugyanakkor azonban gombaspórák és gombafonalak dominanciáját észleltük.

3. Alsó-oligocén

Az oligocén barnakőszénösszlet vizsgálatát a XIV-es akna „Sáros”-siklójában feltárt mintegy 1,5 m öszsvastagságú, két kőszénpadra tagolódnó telepén, fekvő- és fedőrétegen, valamint közbülső meddőjének anyagán végeztük.

Míg a homokos agyagmárga kifejlődésű fekében a páfránysporák dominanciája volt megállapítható, kevés *Taxodiaceae*—*Cupressaceae* és *Pinus haploxyylon*-típusú fenyő és *Myricaceae* pollen társaságában, addig a kőszéntelep alsó padjában a páfrányfélék spórai csak elvétve, kis fajszámmal mutatkoztak és helyettük a *Taxodiaceae*—*Cupressaceae*, valamint a *Pinus haploxyylon*-típusú fenyőfélék dominanciáját észlelhetjük *Lauraceae* és *Myricaceae* pollenek társaságában. A két kőszénpad közötti agyagmárgában ismét a páfránysporák dominanciáját észleltük *Castanea* és *Alnus kefersteini*-típusú pollenek kíséretében. A felső kőszénpadban a zárwatermő növények pollenegyüttese dominál: *Myricaceae*, *Juglandaceae*, *Alnus kefersteini* és *Alnus glutinosa*-típus; kevés *Lauraceae*, *Cyrillaceae* és *Araliaceae* kíséretében. A kőszéntelep fedőjének sporomorfa anyagát a *Leiotriletes* formacsoportba tartozó páfránysporák és kis számú zárwatermő pollen alkotja. A gombamaradványok száza-lékos értéke itt a legnagyobb.

A *Hystrichosphaeridaek* és egyéb planktonszervezetek a fekében és fedőben egyaránt megtalálhatók.

B) Északi medencerész

1. Alsó-eocén

A dorogi barnakőszénmedence északi medencerészből az alsó-eocén barnakőszénösszletet az Erzsébet-akna rétegsorán vizsgáltuk. A hét kőszéntelepből, közti meddőkből és feké—fedőképződményekből

álló összetétel a pálmapollenek dominanciája jellemzi. A pálma-pollen-együttes a IV-es, III-as, II-es és az I-es telepben 50%-nál nagyobb értékkel szerepelt. Emellett *Ginkgo*-pollenek is jelentkeztek. Szoros összefüggés mutatkozott a pálma- és a *Ginkgo*-pollenek mennyisége között. Előbbiek számának növekedésével az utóbbiak mennyisége is fokozódott. Az alsó-eocén barnakőszénösszleten belül a páfránysporák általában kis százalékkal szerepelnek. Kivétel a VI. telep felső kőszénpadja és az I. telep, melyben 55%, ill. 56%-os dominanciát érnek el. A fedő kövületes márga tengeri eredetét a kitinvázú *Foraminiferák* és *Hystrichosphaeridaek* is igazolják.

2. Középső-eocén

Az északi medencerészben a középső-eocén barnakőszénösszlet hiányzik.

3. Alsó-oligocén

A mogyorósbányái oligocén szelvény palynológiai vizsgálata — a Borókási-medencerészhez hasonlóan — a kettős tagozódású kőszéntelepre, annak fekü—fedőképződményeire és köztes meddőjére terjedt ki. Sajnos, a barnakőszéntelep nem tartalmazott statisztikusan is értékelhető sporomorfa-anyagot. A preparátumokban túlnyomórészt szövet-törmelékét észleltünk, nagyon kevés, rossz megtartású, erősen oxidált spóra—pollen anyag kíséretében. A fekü agyagban a *Taxodiaceae*—*Cupressaceae* félék pollenjeihez hasonló formák dominálnak, kevés *Myricaceae*, *engelhardtoid* és *Alnus*-pollennel társulva. A kőszéntelepekben folytatódik a *Taxodiaceae*—*Cupressaceae*-félék dominanciája, de jelentős mértékben szerepelnek — pl. az alsó kőszénpadban — a *pálma-félék* pollenjei is. Megtaláljuk ezeken kívül a *Castanea*, *Myrica*, *Engelhardtia*, *Juglandaceae*, *Cupuliferae* képviselőit is. A meddőrétegek spóra—pollen együttesében ismét a páfrányfélék, a fedősorozat sporomorfa együttesében pedig a *tricolporát* és *tetracolporát* pollenek uralkodnak. A szerves vázú plankton *Foraminiferák* s a *Hystrichosphaeridaek*, más plankton-szervezetekkel együtt, a fedő molluscumos agyag tengeri eredetét igazolják.

C) Esztergom 20. fúrás

1. Alsó-eocén

Az operculinás agyagmárga sporomorfákban rendkívül szegény. Kiértékelhető mennyiség csak a rétegösszlet felső részéből (1000 m-ből) vett mintában mutatkozott. E minta spóra—pollen együttesében kis példányszámban, de következetesen előfordul a *Cicatricosisporites dorogensis*, *pálma-pollenek* kíséretében, továbbá *castaneoid*, *Cupuliferae*,

Myricaceae formák. Ez a sporomorfa-együttes lehetővé tette a medence más pontjáról ismert, hasonló összetételű alsó-eocén együttesekkel való párhuzamosítást, igazolva e rétegösszlet alsó-eocénbe sorolásának helyességét.

2. Középső-eocén

A középső-eocén alsó szintjének mikroflóráját csak az egyes formák dominancia-viszonyainak változása különbözteti meg az előzőktől. A *tricolporát* pollenek dominanciáját itt a különféle *trilét* spórák uralkodása váltja fel. A rétegsor eme szintjében gyakrabban előforduló planktonszervezetek a tenger fokozatos előnyomulását jelzik.

3. Felső-eocén

A középső-eocén felső részét és a felső-eocént — a rétegösszlet palynológiai meddsége miatt — nem tudtuk vizsgálni.

4. Oligocén

Az oligocén rétegösszletből gazdag, jól értékelhető sporomorfa-együttes került elő.

Az oligocén összlet alsó részében oligocén alakokra jellemző strukturájú, két légszakos fenyőpollenek nagy mennyiségben jelentkeztek. E képződmények mikroflóra-együttesét a fenyőpolleneken kívül a *Tilia*, *Alnus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Myrica*, *Ilex*, *Sapotaceae* pollenjei alkotják. A tengeri mikroplankton szervezetek következetes előfordulása (*Crassosphaera*, *Tythodiscus*, *Hystrichosphaera*, *Palaeostomocystis*, szerves vázú plankton *Foraminiferák*) biztosan jelzi e rétegek tengeri eredetét. E megállapítás összhangban van SIROSS Z. (1959) ősföldrajzi térképvázlatának adataival is, amely szerint a területen kialakult szerkezeti árkot oligocén tengeri képződmények töltik ki.

Az oligocén középső részének spóra—pollen együttese — az előzőkhöz viszonyítva — csak a zárwatermőkkel együtt előforduló fenyőpollenek mennyiségének növekedése tekintetében mutat változást. Az oligocén felső részének homokos agyagrétegeiből vett minták spóra—pollen együttese az előzőkéhez viszonyítva lényeges változást nem mutat, egyedül a légzacsó nélküli *Coniferae* és a zárwatermő *Alnus* és *Tilia* pollenjeinek növekvő százalékos aránya jelzi az idő függvényében bekövetkező asszociáció-változást.

Az Esztergom 20. fúrás eocén és oligocén rétegsorában feltűnő palynológiai érdekességként jelentkeznek a b e m o s o t t, jellegzetes f e l s ő - k r é t a (kampáni, maastrichti) sporomorfák: *Oculopollis*, *Extratripopollenites*, *Classopollis* fajok. Ez a tény igazolni látszik azt az elgondolást, amely szerint a Dorogi-medencét keretező hegységgrészek

felső-kréta képződményei nagyrészt az eocén-oligocén folyamán pusztultak le. A felső-kréta alakok nagy mennyiségben és hosszú időn át tartó behordódása egyúttal a rétegsor sekélytengeri, partközeli kifejlődésének állandóságát is alátámasztja. Hasonló, bemosott kréta formák találhatók a Dorogi-medencéhez kapcsolódó csehszlovák terület harmadidőszaki üledékeiben is. Ott e formákat — SNOPKOVA, P. szerint (1961) — az akvitáni emeletben észlelték (nálunk a kattinak felel meg).

A vizsgálatok értékelése

A palynológiai vizsgálatok során általános képet kaptunk a vizsgált terület rétegeinek flóraegyütteséről. Adatainkból következtetéseket vonhatunk le a képződmények paleobotanikai, paleoökológiai, paleoklimatológiai, genetikai és — ezek alapján — ösföldrajzi képének kialakításához.

A vizsgálatok mai állapotában azonban az elért eredmények sokkal inkább a mikroflóra vertikális tagozódását, időbeli alakulását szemléltetik, semmint a horizontális tagolódást, annak esetről esetre való változását, amely csak vizsgálataink továbbvitele során fog kibontakozni. Az eddigi eredmények tehát a mikroflóra-együttesek összetételének és időbeli változásának megállapításával sokkal inkább szolgálták a biosztratigráfiát, mint az ősnövényföldrajzi kép kibontakozását, változásainak háromdimenziós képekben való kirajzolását.

A Borókási-részmedencében a 72 sporomorfa faj rétegről rétegre való megoszlását diagrammal szemléltettük (KRIVÁNNÉ HUTTER E. 1961a). Ez a diagram azonban csak a medence szerkezeti egységeinek palynológiai tanulmányozása ill. jellemzése után tölti be a rá váró szerepet: az ősnövényföldrajzi kép több szinkron pontra támaszkodó kialakítását. Adatai azonban addig is felhasználhatók rétegtani azonosítás céljaira. Az azonosítási kísérlet alapjául a hozzánk legközelebb fekvő, megfelelően tanulmányozott harmadidőszaki szelvényt, a németországi barnakőszénösszletek palynológiai összesítő szelvényét vettük KRUTZSCH, W. (1958) és THOMSON, P. W. — PFLUG, H. (1953) beható tanulmányaira támaszkodva. A korrelációs diagram szerkesztésében alkalmazott elv: a két terület közös formáinak kiemelése, ezek megjelenési ill. fellépési sorrendben való ábrázolása tisztázta az összefüggéseket a Dorogi-medence középső-eocénjének felső részébe sorolt ún. „striatás” telepösszlet s az ugyanoda sorolt geiseltali telepösszlet között. Ezzel a faunisztikai úton elért rétegtani tagolás ill. besorolás helyességének egyfajta ellenőrzéséhez is eljutottunk.

A távkorreláció sikere a belső korreláció lehetőségének felhasználására vezetett.

Az értékelés rétegtani szempontjainak érvényesítése érdekében összehasonlító vizsgálatokat végeztünk faunával igazolt pontos szintekbe

sorolt kőszenes—növénymaradványos anyagokon. Többek között a bánki alsó-oligocén, ún. „hárshegyi homokkő” összletbe települt kőszenes agyagrétegen, a csillaghegyi rupéli agyagösszlet fekvőrétegéből vett mintákon. Ezeket a mikroflóra-együtteseket egybevetve a borókási, felső-oligocénnek tartott barnakőszénösszlet mikroflórájával, arra a megállapításra jutottunk, hogy az ún. „Sáros”-siklóban feltárt barnakőszénösszlet mikroflórája csak a latorfi mikroflórákkal hozható össze.

Megállapításaink teljes mértékben megegyeznek MAJZON L. (1957) és SÍPOSS Z. (1959) idevonatkozó eredményeivel.

MAJZON L. (1957) véleménye szerint az Esztergomi-medence oligocén barnakőszénképződményét az alsó-oligocénbe kell sorolni, mivel fedőjében jellegzetes rupéli faunájú foraminiferás agyagmárga—agyagösszlet települ.

SÍPOSS Z. (1959) ezt a kőszénösszletet bányaföldtani adatok alapján ugyancsak a latorfi—rupéli emelet határára tette.

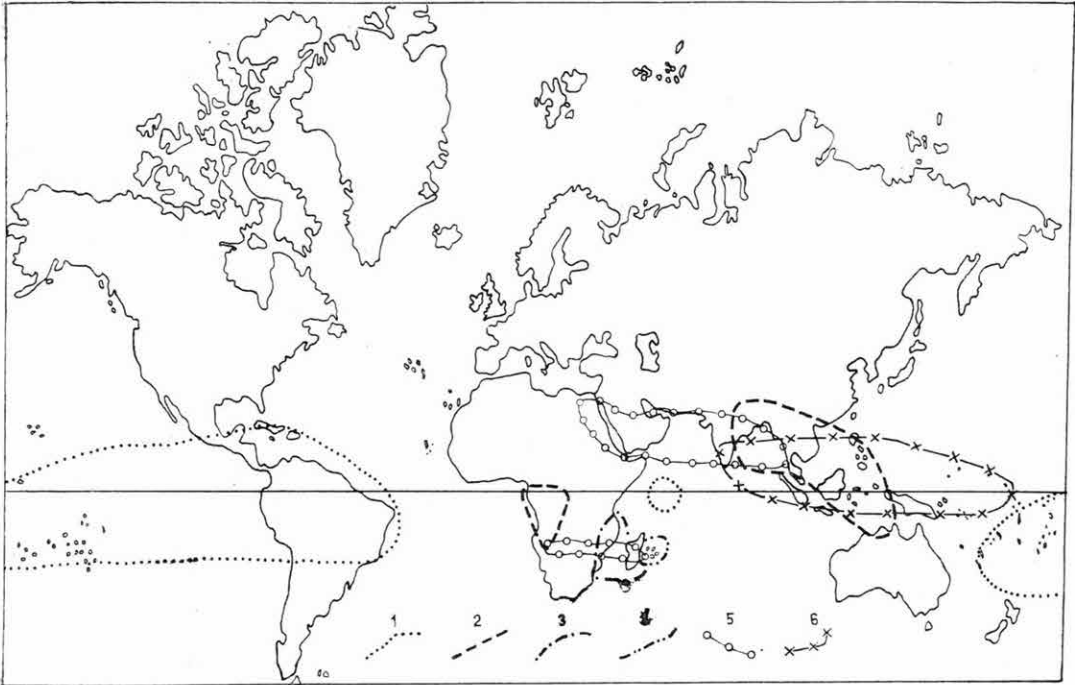
A vizsgálatok nyomán kibontakozó flóráképekkel és klimatológiai viszonyokkal kapcsolatos megállapítások szerint a Dorogi-medence alsó-eocén maradványegyüttese a következő vegetációtípusokat mutatja:

Az alsó-eocén mocsaras partszegélyt *Taxodiaceae*—*Cupressaceae* láperdő alkotta, melynek aljnövényzetét a *Polypodiaceae* család egyes képviselői és a *Schizaeaceae* családba tartozó páfrányfélék, főleg *Lygodiumok* alkották. Ezt egy *myricaceae*s társulás követte. Az *Ericaceae* család képviselőinek helyenként elég nagyszámú jelenléte az adott együttesben arra utal, hogy ezeket a tőzegláp alkotásában résztvevő növények közé sorolhatjuk. A távolabbi területeket pálmák borították, szórványos *Ginkgo* előfordulással.

A Dorogi-medence alsó-eocén őség-hajlattani viszonyait a flóraegyüttes alapján — különös tekintettel a pálmák következetesen domináns jelenlétére — trópusi—szubtrópusi jellegűnek mondhatjuk.

A középső-eocén telepösszletben a pálmák egyed- és fajszám tekintetében háttérbe szorulnak. A *Mastixiaceae*, *Fagaceae* (*Castanopsis*, *Castanea*), *Cyrillaceae*, *Ericaceae*, *Myricaceae* és a *Lauraceae* családok képviselői az első pillanatra is szembetűnően jelzik azt a különbséget, amely az alsó-eocén és a középső-eocén kőszén anyagát szolgáltató vegetáció között mutatkozik. Ez az eltérés a középső-eocénben a *Taxodiaceae*—*Cupressaceae* és a pálma-félék háttérbe szorulásában és a túlnyomóan babérlevelű fák és cserjék dominanciájában nyilvánul meg. Az alsó-eocén láperdő-vegetációra csak a partmenti *Myricaceae*—*Cyrillaceae* társulás emlékeztet, melyhez itt új elemként a *Nyssaceae* családba sorolható fajok járulnak.

A babérlevelűek — főleg a parttól távolabbi területeken — hegylábi kevert erdőkben éltek, a cserjeszintben számos *Ericaceae* elemmel. A babérlevelűek uralma világosan jelzi, hogy az alsó-eocén trópusi jellegű



1. ábra. Ma élő, szűk endemizmusú páfrányok elterjedési térképe

Jelmagyarázat: 1. *Schizaea*, 2. *Lygodium smithianum*, 3. *Mohria*, 4. *Monogramma linearifolia*, 5. *Actiniopteris australis*, 6. *Anacolosia*

Fig. 1. Map showing the distribution of now living ferns characterized by narrow endemism

Рис. 1. Карта распространения ныне живущих папоротников, охарактеризованных узким эндемизмом.

éghajlatával szemben a középső-eocén mérséklődő, szubtrópusibb tendenciájú.

A medence oligocén flórája az eocénhez viszonyítva már erősebben tagolt. A vegetációban a mocsárerdő, a partmenti erdők, a parttól távolabbi sík területek és a hegylábi, hegyvidéki erdők flóraelemei egyaránt felismerhetők. A *Taxodiaceae*—*Cupressaceae* mocsárerdő és az ezt követő *myricaceae*s társulás az alsó-eocénben megismert ökológiai tényezők újraismétlődését idézi. A harmadidőszaki kőszénmedencék eme tipikus flóraegyüttese mellett a dorogi oligocénre a partszegélyi, folyómenti területek *Taxodiaceae*, *Juglandaceae*, *Betulaceae*, *Myricaceae* társulásai, továbbá a sík vidékek és kissé távolabbi területek örökzöld fás és cserjés asszociációja, valamint a magasabb hegylábi, hegyoldali területek uralkodóan örökzöld (*Castanopsis*, *Castanea*) növényeinek fenyőkkel kevert együttese a jellemzőek. Mindezek világosan mutatják a paleogén felső szakaszára jellemző flóradiiferenciálódást.

Területünkön a trópusi—szubtrópusi örökzöld nemzetségekkel együtt előforduló szórványos lombhullató elemek a klíma fokozatos mérséklődését jelzik.

Szubtrópusi vonásokat emel ki a lábatlani növénymaradványos agyaglencse vizsgálatából adódó paleoklimatológiai következtetés (KRIVÁNNÉ HUTTER E. 1961b). Ezeket az adatokat az anyagunkban növénytanilag meghatározható, szűk endemizmusú, jellemző páfrányok ma élő megfelelőinek areája alapján nyertük. Az 1. ábrán e páfrányok elterjedési térképét mutatjuk be, az *Anacolosa* jellegzetes elterjedésével együtt.

IRODALOM

- ERDTMAN, G. 1952: Pollen morphology and Plant taxonomy. Angiosperms. — An Introduction to Palynology. I. Uppsala.
- ERDTMAN, G. 1954: An Introduction to Pollenanalysis. — Stockholm.
- HOOKEER, W. J.—BAKER, J. G. 1874: Synopsis Filicum, or a Synopsis of all known ferns. — London.
- KEDVES, M. 1960—1961: Études palynologiques dans le bassin de Dorog I.—II. — Pollen et Spores, **2—3**, 1. Paris.
- KRIVÁNNÉ HUTTER E. 1960: A bányai alsóoligocén kőszenes agyag palynológiai vizsgálata. — Kézirat.
- KRIVÁNNÉ HUTTER E. 1961a: A dorogi Borókási medencerész középső eocén barnakőszénösszletének palynológiai rétegtana. — Földt. Közl. **91**, 1.
- KRIVÁNNÉ HUTTER E. 1961b: A lábatlani „felső lutéciai” kőületmentes homokösszlet növénymaradványos agyaglencséjének palynológiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58. évről.
- KRUTZSCH, W. 1958: Sporen und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. — Zeitschr. f. angew. Geol. **3**, 11/12.
- KRUTZSCH, W. 1959: Mikropaläontologische (sporenpaläontologische) Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. — Geologie, **3**, 21—22.
- KRUTZSCH, W.—LOTSCH, D. O. 1957: Zur stratigraphischen Stellung der Latdorf-Stufe im Paläogen. — Geologie, **6**, 5.
- MAJZON L. 1957: A magyarországi oligocén mikropaleontológiai rétegtana. — Kézirat. Akadémiai doktori értekezés.
- POTONIÉ, R. 1956, 1958, 1960: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. Teil I—III. — Beih. Geol. Jb. **23**, **31**, **39**.
- POTONIÉ, R.—GELLEICH, J. 1933: Ueber Pteridophyten-Sporen einer eozänen Braunkohle aus Dorog in Ungarn. — Sitz. Ber. nat. Freunde Jg. 1932. Berlin.
- SIPOSS Z. 1959: A dorogi barnakőszénmedence oligocén képződményei. — Kézirat. Egyetemi doktori értekezés.
- SNOPKOVA, P. 1961: Palynologicky vyskum neogennych sedimentov z okolia Sturova, Novych Zámkov a Povazia. — Geol. Práce **23**.
- THOMSON, P. W. — PFLUG, H. 1953: Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. — Paleontographica Abt. B. **94**.
- VADÁSZ E. 1953: Magyarország földtana. — Budapest
- VADÁSZ E. 1957: Földtörténet és földfejlődés. — Budapest.
- WILLIS, J. C. 1955: A dictionary of the flowering plants and ferns. — Cambridge.

PALYNOLOGICAL INVESTIGATION OF THE PALEOGENE BEDS
OF THE DOROG BASIN

by

E. KRIVÁN—HUTTER

In the course of the palynological investigation of the Paleogene brown coal measures of the Dorog Basin, the study of 5 shafts and 2 bore profiles has yielded the following results.

It was found that the microflora of the so called „striata-bearing” coal measures, attributed faunistically to the Middle Eocene in the Borókás district, belongs to the same stratigraphic horizon as the Geiseltal microfloral assemblage, *i. e.* to the upper part of the Middle Eocene (E. KRIVÁN—HUTTER 1961a).

The microflora of the Borókás brown coal measures, held until now for Upper Oligocene, corresponds with the Lattorfian microfloras used for comparison. Considering this fact, we must then rank the above-mentioned coal measures among the Lower Oligocene formations.

The author's statement is completely in accordance with the results of the Foraminifera studies by L. MAJZON (1957) and those of the geological research by Z. SIPOSS (1959).

In the Paleogene series of the drilling Esztergom N° 20 the appearance of redeposited, characteristic Upper Cretaceous sporomorphs, *e. g.* of forms of *Oculopollis*, *Extratripopollenites* and *Classopollis* represent a remarkable palynological peculiarity. This fact seems to justify the suggestion according to which the Upper Cretaceous formations of the mountain portions enframing the Dorog Basin would have largely been denuded during Eocene—Oligocene. Similar redeposited Cretaceous forms occur in the Tertiary sediments of the Czecho-Slovak region attaching to the Dorog Basin: according to P. ŠNOPKOVA's data (1961) they are found in the Aquitanian stage.

Judging by its microfloral assemblage, the area of the Dorog Basin shows the following types of vegetations.

The *Lower Eocene* marshy shore was covered by *Taxodiaceae*—*Cupressaceae* bog forest, the underwood of which was composed of certain representatives of the family *Polypodiaceae* and of ferns belonging to the family *Schizaeaceae*, being mostly represented by forms of *Lygodium*. The former assemblage was followed by a *Myricaceae* assemblage. The locally rather large number of the representatives of the family *Ericaceae* in this assemblage refers to the fact that they may be ranked among the plants constituting peat bog. The areas further landward were covered by *palms* with sporadical occurrences of *Ginkgo*.

On the basis of the floral assemblage — with special regard to the consistent predominance of the palms — the *Lower Eocene palaeoclimatic conditions* of the Basin may be characterized as *tropical-subtropical* ones.

The representatives of the families *Mastixiaceae*, *Fagaceae* (*Castanopsis*, *Castanea*), *Cyrillaceae*, *Ericaceae*, *Myricaceae* and *Lauraceae* markedly indicate, even at first sight, the difference manifesting itself between the vegetations that supplied the coal material of the Lower Eocene and the *Middle Eocene beds*. In the Middle Eocene this difference is exhibited by the loss of importance of *Taxodiaceae-Cupressaceae* and of *palms* as well as by the predominance of the laurel trees and shrubs. The bog forest vegetation of the Lower Eocene is reminded only by the near-coast *Myricaceae-Cyrillaceae* assemblage to which some representatives of the family *Nyssaceae* are added as new elements here.

Lauraceae lived principally in areas lying far landward, in the piedmont forests which included numerous forms of *Ericaceae* within shrub level. The predominance of *Lauraceae* clearly indicates that, contrary to the tropical climate of the Lower Eocene, that of the Middle Eocene became more temperate, *i. e.* more subtropical.

The *Oligocene* flora of the Basin is already more differentiated as compared to that of the Eocene. Within the vegetation, the floristic elements of the marshy forest, the near-coast forests, the inland plains, as well as of the piedmont forests and mountain forests can equally be recognized. The *Taxodiaceae-Cupressaceae* marshy forest and the *Myricaceae* assemblage, following it, provide evidence on the reiteration of the ecologic features known from the Lower Eocene. Besides this typical floral assemblage of the Tertiary coal basins, the Oligocene of the Dorog Basin is characterized by *Taxodiaceae*, *Juglandaceae*, *Betulaceae* and *Myricaceae* assemblages of the near-coast and river-side areas, furthermore, by the evergreen tree and shrubby association, as well as by the assemblages of predominantly evergreen plants (*Castanopsis*, *Castanea*), mixed with conifers, of the higher piedmont and mountain slope areas. All this evidence clearly demonstrates the differentiation of the flora characteristic of the Upper division of the Palaeogene.

The scarce deciduous elements occurring together with the genera of tropical-subtropical evergreen plants are markers of a progressive tempering of the climate.

СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОЙ АНАЛИЗ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОРОГСКОГО БАСЕЙНА

Э. КРИВАН—ХУТТЕР

При спорово-пыльцевом изучении палеогеновой буроугольной толщи Дорогского бассейна, на основании анализа материала, собранного из 5 шахт и 2 буровых разрезов, автор пришла к следующим выводам.

Было установлено, что микрофлора так называемой угленосной свиты „со стриатами”, отнесенной на основании фаунистических данных к среднему эоцену, расположенной в Борокашском участке бассейна, относится к тому же самому горизонту, как и Гейзельтальский микрофлористический комплекс, то есть к верхней части среднего эоцена (Э. КРИВАН—ХУТТЕР, 1961а).

Микрофлора борокашской буроугольной свиты, принятой до сих пор за верхнеолигоценовую, соответствует латторфским микрофлорам, использованным для сравнения. Следовательно, по таким же соображениям упомянутую угленосную свиту можно отнести к нижнему олигоцену.

Заключения автора полностью совпадают с результатами, полученными Л. МАЙЗОНОМ (1957) при изучении фораминиферной фауны данной толщи, а также результатами проведенных З. ШИПОШОМ (1959) геологических исследований.

С точки зрения палинологии особый интерес представляют собой встреченные в палеогеновой толще скважины Эстергом № 20, характерные, переотложенные, верхнемеловые спороморфы: а именно формы *Oculopollis*, *Extratropopollenites*, *Classopollis*. Этот факт, кажется, подтверждает то соображение, согласно которому верхнемеловые образования горных участков, обрамляющих Дорогский бассейн, были размыты большей частью в течение эоцена и олигоцена. Аналогичные, переотложенные меловые формы встречаются в третичных отложениях чехословацкой территории, совпредельной с Дорогским бассейном, причем по данным П. СНОПКОВОЙ (1961) они присутствуют в аквитанском ярусе.

На основании комплекса микрофлоры территория Дорогского бассейна обнаруживает следующие типы вегетаций.

Нижнеэоценовая болотная прибрежная зона была покрыта болотными лесами *Taxodiaceae—Cupressaceae*, подлесок которых был сложен некоторыми представителями семейства *Polypodiaceae* и папоротниками, относящимися к семейству *Schizaeaceae*, главным образом лигодиумами. За этими лесами последовало сообщество *Myricaceae*. Местами сравнительно большое число представителей семейства *Ericaceae* в данном сообществе указывает на то, что они могут быть отнесены к растениям, участвующим в строении торфяных болот. Расположенные дальше во внутрь суши районы были покрыты пальмами со спорадическим появлением представителей *Ginkgo*.

На основании сообщества флоры — с особым вниманием на выдержанное преобразование пальм — палеоклиматические условия бассейна в нижнеэоценовое время могут быть охарактеризованы как тропическо-субтропические.

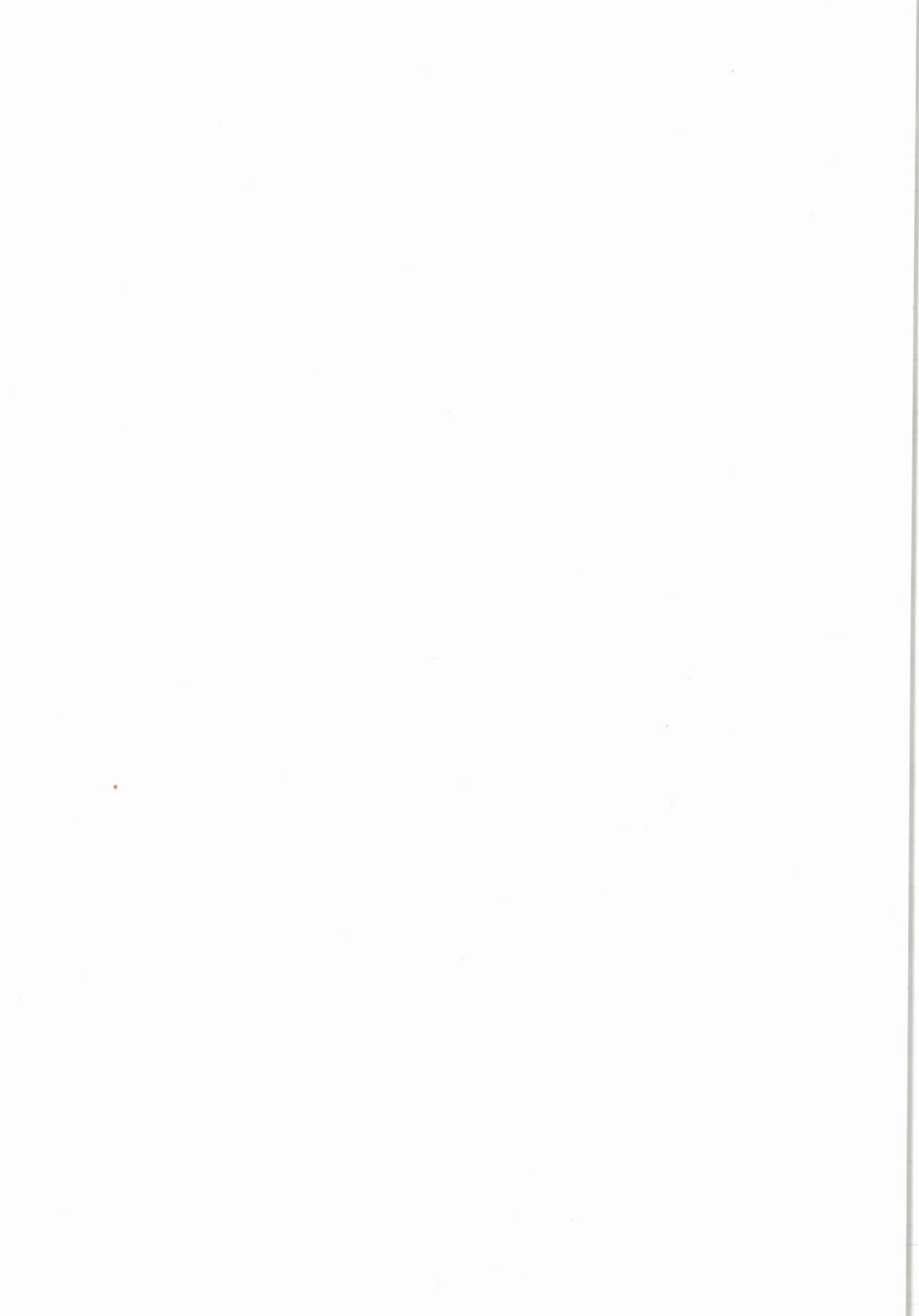
Представители семейств *Mastixiaceae*, *Fagaceae* (*Castanopsis*, *Castanea*), *Cyrillaceae*, *Ericaceae*, *Myricaceae* и *Lauraceae* даже на первый взгляд резко подчеркивают то различие, которое обнаруживается между вегетациями, предоставившими угольный материал нижнеэоценовых и

среднеэоценовых угольных пластов. В среднем эоцене это различие сказывалось на вытеснении *Taxodiaceae-Cupressaceae* и пальм на задний план и на преобладании лавровых лесов и кустарников. Нижнеэоценовая болотная растительность напоминает лишь прибрежным сообществом *Myricaceae-Cyrillaceae*, к которому здесь в качестве нового элемента прибавляются некоторые представители семейства *Nyssaceae*.

Лавровые растения жили в основном в областях, расположенных более отдаленно от берега, в подгорных смешанных лесах со многими элементами *Ericaceae* в кустарниковом ярусе. Преобладание лавровых ясно показывает, что в противоположность тропическому климату нижнего эоцена, средний эоцен тяготеет к более умеренному, более субтропическому климату.

По сравнению с эоценовой, олигоценовая флора бассейна является более дифференцированной. В вегетации обнаруживаются флористические элементы болотных лесов, прибрежных лесов, более отдаленных от берега равнинных областей, а также подгорных и горных лесов. Волотный лес *Taxodiaceae-Cupressaceae* и следующее за ним сообщество *Myricaceae* представляют собой повторное появление познанных в нижнем эоцене экологических факторов. Наряду с этим типичным флористическим сообществом третичных буроугольных бассейнов, для олигоценовых отложений Дорогского бассейна характерны сообщества *Taxodiaceae*, *Juglandaceae*, *Betulaceae*, *Myricaceae* прибрежных и приречных регионов, а также вечнозеленые древесные и кустарниковые ассоциации и смешанные с сосновыми сообщества большей частью вечнозеленых растений (*Castanopsis-Castanea*) более высоких подножий и склонов горных массивов. Все эти данные отчетливо иллюстрируют дифференциацию флоры, характерную для верхнего отдела палеогена.

В олигоцене вместе с тропическо-субтропическими вечнозелеными родами встречаются спорадические листопадающие элементы, которые маркируют постепенное умерение климата.



OPERCULINA-JELLEGŰ PALEOGÉN FORAMINIFERÁK AZ ESZTERGOMI MEDENCÉBŐL*

Írta: VITÁLISNÉ ZILAHY LIDIA

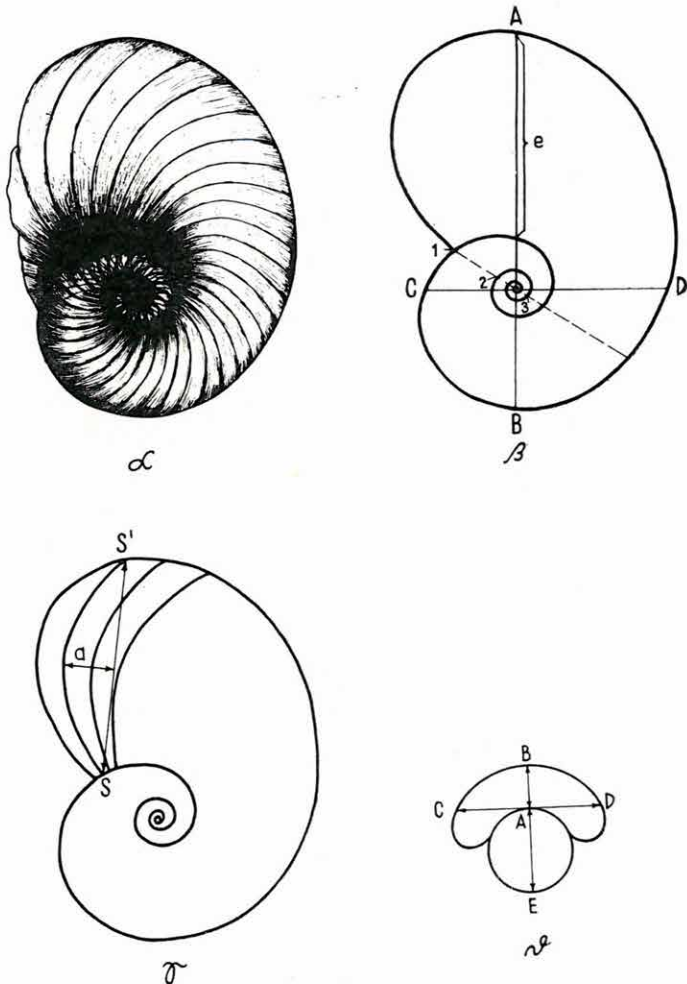
1961. évi munkám során különös súlyt helyeztem az eocén üledékek szintezésében nagy szerepet játszó „*Operculina*-jellegű” paleogén Foraminiferákra. Ide sorolom mindazokat a Foraminiferákat, melyek nagyon hasonlóak az *Operculinákhoz*, és mind a hazai, mind a külföldi kutatók gyakran *Operculina* vagy *Heterostegina* néven említik őket. E rövid munkámban csak a dorogi medencerész *Operculina*-jellegű Foraminiferáit tárgyalom. Az Esztergomi-medence operculinás agyagmárgájából HANT-KEN (1871) csupán három *Operculina* fajt említ.

Vizsgálataimat a rendelkezésemre álló számos mélyfúrás mintáanyagán, rendszeres és állandó irányelvek alapján végeztem. A munka során korszerű, lehetőleg az összes genetikai helyegek szemléltetésére alkalmas vizsgálati, mérési és fényképezési módszert igyekeztem kidolgozni.

Az irodalomban közölt *Operculina* és *Heterostegina* fajok nagyrészt csak a formák felületi vizsgálatainak alapuló leírásból és fényképekről ismertek, ezért pontos rendszertani besorolásuk nem minden esetben vihető keresztül. Az *Operculina*-jellegű paleogén Foraminiferákról CUSHMAN (1921) és COLE (1944) közöltek jól használható fényképfelvételeket. Az *Operculina* fajok fényképezése aránylag egyszerű, mert héjuk vékony, házuk lapos, az embrionális apparátusnál sincs nagyobb vastagodás. A lefényképezendő példányt tárgylemezre helyeztem, xilolt cseppentettem rá, és áteső fényben fényképeztem. Az *Operculinella* és *Heterostegina* fajok fényképezéséhez az egyszerű átvilágítás már nem elég, mert házuk sokkal vastagabb falú és a köldök tájéka bikonvex. Az egyszerű átvilágítással készült felvételeken a kezdőkamra rosszul, vagy egyáltalán nem látható (COLOM, G. — BAUZA, J. 1950). Az erősen megvastagodott bikonvex

* E cikk rövid összefoglalása annak a tanulmánynak, mely a címben feltüntetett nemzetségek fajainak rendszertani leírását és rétegtani szerepét ismerteti.

részben elhelyezkedő első és második kamra a kamraválaszfalak egymás fölé kerülése folytán a fényképen rácsos szerkezetet mutat (1. ábra α). Az *Operculinella* és *Heterostegina* nemzetségeknél éppen ezért a faj pontos



1. ábra. *Operculina*-jellegű Foraminiferák házméretei

Fig. 1. Shell dimensions of the foraminifers of *Operculina* character

Рис. 1. Размеры раковин фораминифер характера *Operculina*

meghatározásához új faj leírásánál a csiszolás nélkülözhetetlen. Xilolos közegbe ágyazott példányok egyszerű átvilágítását csak gyors, közelítő meghatározásnál és a nemzetségek elkülönítésénél lehet alkalmazni.

A feldolgozás során alkalmazott új mérési irányelvek a következők:

1. A ház mérete. A ház magasságát a kezdőkamrán átfektetett A—B vonal, szélességét ugyancsak a kezdőkamrán át húzott merőleges C—D vonal adja.

2. A kicsavarodás mértéke. A két utolsó kanyarulat közötti magasság az A—B vonalon, „e” jelzéssel.

3. Kanyarulatok száma. Az utolsó kanyarulat találkozásánál a peremen és a kezdőkamra középpontján átfektetett egyenes teszi lehetővé a kanyarulatok számának egyértelmű leolvasását (1. ábra β).

4. A kamraválaszfalak ívelését azzal a területtel mérjük, melyet a kérdéses válaszfal íve és e válaszfalnak a spirális lemez S, illetve S' pontját összekötő egyenes bezár. E területet gyakorlatilag háromszögnek vehetjük, melynek területe a válaszfal íveltségétől függ (1. ábra γ). A $\frac{SS' \cdot a}{2}$ hányados az, mely az *Operculina*—*Operculinella*

nemzetségek elkülönítésében szerepet játszik. Erősen hullámos válaszfal esetén a képlet természetesen nem alkalmazható.

5. Kezdőkamra mérése.

a) Az első kezdőkamra középpontján átfektetett A—E egyenes hosszát mikronokban adjuk meg.

b) A vesealakú második kamra számszerű méreteit a mértani felezőnek tekinthető A—B vonal és az erre merőleges, a kezdőkamrát érintő C—D vonal hossza adja meg (1. ábra δ).

A nemzetségbesoroláshoz az alábbi szempontokat vettem figyelembe.

1. Kamraválaszfalak hajlása. Az *Operculina* nemzetségre jellemző, hogy a kamraválaszfalak egyenesen haladnak és csak az utolsó egyharmadban hajlanak a perem szélé felé, míg az *Operculinellánál* a belső kanyarulat elhagyása után a kamraválaszfal ívszerűen vagy hullámos vonalban hajlik hátrafelé. Ez különösen a *Heterostegina* nemzetségnél fokozódik. A kamraválaszfalak hajlása a ház felületén is látható rajzolatot ad. Az *Operculinánál* a válaszfalak mindig egymás mögött helyezkednek el, egymást hajlásukkal sehol sem fedik. A kamraválaszfalak közötti terület lapos, amelyből csak a válaszfalak emelkednek ki. Az *Operculinellánál* a válaszfalak fedése a ház felületén is jól látható. Az *Operculinella* házának felszíne nem sík (mint az *Operculinánál*), mert a kamrák hajlása a ház felületén is kiemelkedést okoz, mely különösen az idősebb kamráknál mutatkozik. Azon a részen, ahol a kamraválaszfalak fedése megszűnik, a ház elvékonyodik, árokszerű besüllyedés és perem alakul ki. Ugyanez vonatkozik a *Heterosteginára* is, amely eltérést csak a köldök környéki enyhébb kiemelkedésben mutat.

2. Első és második kamra alakja. Igen fontosnak tartottam a kezdőkamrák vizsgálatát, mely nemcsak a mikro- és makro-

szférás alakok szétválasztására alkalmas, hanem a nemzetségek elkülönítéséhez is felhasználható. A szóbanforgó nemzetségek közül a földtörténet során először az *Operculina* genus lép fel, ezért kezdőkamrája is egyszerűbb, mint a törzsfajlódás folyamán később fellépő *Operculinella* és *Heterostegina* nemzetségé. Az alsó-eocénbeli *Operculina* kezdőkamrája kerek, s az utána következő kamrák egyformák. A középső-eocén felső részében már van néhány olyan *Operculina*, melynél a második kamra nem azonos a többivel, hanem vese alakú, de a kamra hajlása még *Operculina* típusú. Ezeket a fajokat átmeneti alakoknak tekintem a típusos *Operculina* és *Operculinella* között. Az első és a (vese alakú) második kamra szerepe a *Nummulitidae* család *Operculinella*, *Heterostegina*, *Grzybowskia*, *Spiroclypeus* és *Cycloclypeus* nemzetségeinél figyelmet érdemel. Az *Operculinella* és *Heterostegina* nemek kezdőkamrái között eltérés nincs, a vese alakú második kamra — különösen a makroszférás alaknál — minden esetben megfigyelhető és mérhető.

3. Másodlagos szeptumok fellépése. Minden olyan formát, amelyen a másodlagos szeptumok bármilyen kis mértékben is mutatkoznak, *Heterosteginának* kell tekintenünk, mivel az differenciáltabb fejlődésű formát jelent. A *Heterosteginát* az *Operculinellától* a szeptumok jelenléte különbözteti meg.

E három szempont figyelembe vételét azért tartom fontosnak, mert ezek szemmel látható bizonyítékot szolgáltatnak az *Operculina*—*Operculinella*—*Heterostegina* származására vonatkozóan. A rendszertani besorolásnál NEMKOV, G. I. (1959) osztályozását követtem, de értékes szempontokat nyertem ABRARD, R. (1956) és CUSHMAN, J. A. (1950) munkáiból is.

Az Esztergomi-medence londoni emeletében szereplő *Operculinák* a Földközi-tenger mellékéről, K- és Ny-Európából közölt alsó-eocén fajokkal jeleznek hasonlatosságot. A felső-eocén *Operculinella* nemzetség a floridai felső-eocén mészkövek lepidocyclinás rétegeiben és a Földközi-tenger környékén is megtalálható *Operculinellákkal* jól azonosítható. A COLOM és BAUZA (1950) munkájában szereplő *Operculina canalifera* D'ARCHIAC ssp. *gomezi* COLOM és BAUZA alakot, mely nálunk az Esztergomi medencében is megtalálható, vizsgálataim alapján az *Operculinella* nemzetségbe soroltam át. Összehasonlító vizsgálataimnál elsősorban CUSHMAN, J. A. (1921a, 1921b, 1925), COLE, W. S. (1929, 1944a, 1944b, 1945, 1953), VAUGHAN, T. W. (1926), VAUGHAN, T. W. — COLE, W. S. (1936) és YABE, H. (1919) munkáira támaszkodtam.

A felsorolt szerzők az általuk vizsgált rétegösszleteket *Operculina*, *Operculinella*, *Heterostegina* és *Lepidocyclina* nemzetségek alapján szintezték.

Új vizsgálati módszereim segítségével az Esztergomi-medencéből az *Operculina*, *Operculinella* és *Heterostegina* nemzetségek számos fajtát sikerült kimutatnom, melyek alapján megkíséreltem az eocént szintezni.

IRODALOM

- ABRARD, R. 1956: Une Operculine cordélée de l'Eocène inférieur de la Côte d'Ivoire Operculina (Nummulitoides) tessieri n. subgen. n. sp. — Bull. Soc. Géol. France, **5**, 7–9.
- COLE, W. S. 1929: Three new Claiborne fossils. — Bull. Amer. Pal. Ithaca, N. Y., USA., **15**, 56.
- COLE, W. S. 1944a: Larger Foraminifera and smaller diagnostic Foraminifera from Bikini drill holes. In: Bikini and nearby atolls. — U. S. Geol. Survey. Prof. Papers, no. 260—O.
- COLE, W. S. 1944b: Stratigraphic and Paleontologic Studies of Wells in Florida. — No. 3. Geol. Bull. No. 26. Florida Geol. Survey.
- COLE, W. S. 1945: Larger foraminifera. In: Ladd, H. S. — Hoffmeister, J. E.: Geology of Lan, Fiji. — Bernice P. Bishop Mus. Bull. no. 181.
- COLE, W. S. 1953: Correlation and systematic paleontology. In: Cole, W. S. — Bridge, J.: Geology and larger Foraminifera of Saipan Island. — U. S. Geol. Survey. Prof. Paper. no. 253.
- COLOM, G.—BAUZA, J. 1950: Operculina canalifera gomezi n. subsp. del Bartonienese de Cataluña. — R. Soc. Española Hist. Nat. Bol. **47**, (1949), 3–4.
- CUSHMAN, J. A. 1921: American species of Operculina and Heterostegina and their fauna relations. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. no. 128—E.
- CUSHMAN, J. A. 1950: Foraminifera. — Cambridge, Massachusetts Harvard University Press.
- HANTKEN M. 1871: Az esztergomi barnaszénerület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. **1**.
- HANZAWA, S. 1935: Some fossil Operculina and Miogypsina from Japan and their stratigraphical significance. — Tôhoku Imp. Univ. Sci. Repts. Sendai Japan. Ser. 2. **13**.
- NEMKOV, G. I. 1959: O szisztematike szemejsztva Nummulitidae. — Trudü Moszkovszkogo Insztituta Tom. 33.
- NEMKOV, G. I. — BARHATOVA N. N. 1961: Nummulitü, asszilinü i operkulinü Krüma. — Izdatelsztvo Akademii Nauk, Moszkva — Leningrád.
- ROVEDA, V. 1861: Contributo allo studio di alcuni macroforaminiferi di Priabona. — Riv. Ital. Pal. **67** 2. pp. 53–224. Non vidi.
- SILVESTRI, A. 1907: Considerazioni paleontologiche e morfologiche sui generi Operculina, Heterostegina, Cycloclypeus. — Soc. Geol. Ital. Boll. Roma, **26**.
- VAUGHAN, T. W. — COLE, W. S. 1936: New Tertiary Foraminifera of the genera Operculina and Operculinoides from North America and the West Indies. — U. S. Nat. Mus. Proc. **33**, 2296.
- YABE, H. 1918: Notes on Operculina-rocks from Japan, with remarks on „Nummulites” cumingi Carpenter. — Tôhoku Imp. Univ. Sci. Repts., Sendai, Japan. Ser. 2. **4**, 3.

PALEOGENE FORAMINIFERA OF OPERCULINA CHARACTER
FROM THE ESZTERGOM BASIN

by

L. VITÁLIS—ZILAHY

The author introduces new methods of measuring for the *Operculina*, *Operculinella* and *Heterostegina* genera of the *Nummulitidae* family. She also refers to the origin of the above-mentioned forms on the basis of the initial chambers, of the septal bend and of the secondary septa. She has tried to accomplish the fine stratigraphic subdivision of the Eocene beds of the Esztergom Basin using the results obtained during her faunistic investigations.

ФОРАМИНИФЕРЫ ТИПА OPERCULINA ИЗ ЭСТЕРГОМСКОГО
БАСЕЙНА

Л. ВИТАЛИШ—ЗИЛАХИ

Автором внедряется новый метод измерения для родов *Operculina*, *Operculinella* и *Heterostegina*, семейства *Nummulitidae*. На основании начальных камер, изгиба перегородок и вторичных септ она выводит заключения о происхождении вышеуказанных форм. В результате полученных при исследовании фауны данных, она сделала попытки для подробного стратиграфического расчленения эоценовых отложений Эстергомского бассейна.

A DOROGI-MEDENCE EOCÉN KÉPZŐDMÉNYEINEK ÜLEDÉKKÖZETTANI VIZSGÁLATA

(I. sz. melléklettel)]

Írta: SÁRKÖZINÉ FARKAS ERZSÉBET

A Dorogi-medence eocén képződményeivel foglalkozó eddigi munkák szinte kizárólag sztratigráfiai jellegűek voltak. Rendszeres üledékközettani vizsgálatok csak 1958-tól folytak. Eddig Dorog, Borókás, Csolnok, Ebszőny, Esztergom, Tokod-Tokodaltáró területéről — különböző bányavágatokból, guritókból, feltárásokból, fúrásokból — begyűjtött szelvények kőzetmintáit dolgoztuk fel. A mintákat GIDA L. gyűjtötte; ugyanő állította össze a kiválasztott szelvények rétegsorát vizsgálataink számára.

Üledékközettani vizsgálataink célja a szelvények közettani összetételének megállapítása volt. A minták karbonáttartalmát Scheibler-módszerrel határoztuk meg; majd Köhn- vagy Atterberg-módszerrel szemcseelemzést készítettünk. A szemcseösszetételi adatok alapján kiszámítottuk az egyes kőzetminták összetételére jellemző fő statisztikus mutatókat: a quartil-értékeket, a mediánt, továbbá az osztályozottságot kifejező mértani quartális eltérést.

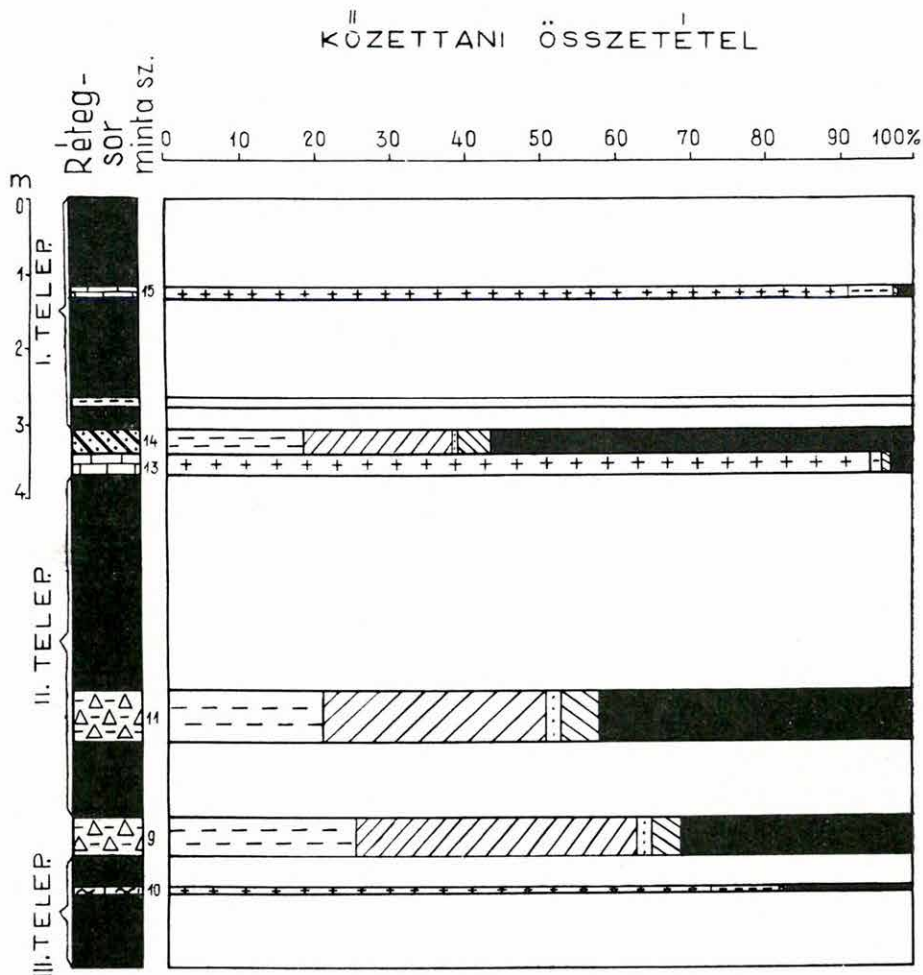
A közettani komponensek (karbonát, agyag, kőzetliszt, homok, kavics stb.) alapján történt a kőzetnév meghatározása.

A továbbiak során mikromineralógiai módszerrel megvizsgáltuk a 0,1—0,2 mm \varnothing -jú frakció ásványtani összetételét.

A képződmények genetikai folyamatainak részletesebb megismerése érdekében megmértük minden egyes minta vizes oldatban mért pH-ját is. E vizsgálatot CSAJÁGHY G. végezte.

Egyes kőzetminták agyagásványainak meghatározásához az agyagfrakciót elkülönítettük, s DTA-vizsgálatot készítettünk belőle (SZÉKELY Á. végezte a DTA-vizsgálatokat). Ezek kiegészítésére néhány röntgenvizsgálatot is készítettünk. Több esetben kémiai elemzéssel meghatároztuk a szerves szén-, a ferri- és ferrovas-tartalmat is (e vizsgálatokat JANKOVITS L. végezte).

A kőzetanyag térkitöltésének megállapítása céljából fajsúly- és térfogatsúly-méréseket végeztünk. A kőzetszövet meghatározásához,



1. ábra. A borókási XII. akna főlégvágatának szelvénye. — A. szelvény (vetőtől jobbra). (Jelmagyarázatot l. az I. mellékleten)

Abb. 1. Profil der Hauptwetterstrecke des Schachtes XII. in Borókás. — Profil A (rechts von der Verwerfung). (Siehe Zeichenerklärung in Beilage I.)

Рис. 1. Разрез главного вентиляционного штрека шахты XII в с. Борокаш. — Разрез А (направо от сброса). (См. легенду на приложении I.)

illetve a mikromineralógiai vizsgálatok kiegészítésére több minta vékony-szolatát mikroszkóppal megvizsgáltuk.

Jelen dolgozatunkban csak a borókási terület alsó- és középső-eocén kőszénösszetének üledékközettani vizsgálatát ismertetjük. Az alsó-eocén széntelepek közé települt meddő rétegeket a borókási XII. akna főlégvágatának két szelvényében vizsgáltuk meg (1, 2. ábra).

E rétegek közös jellegzetessége, hogy mindegyik több-kevesebb szenes elegyrészt tartalmaz. A szerves anyag mennyiségét széntetrakloridos leválasztással és hidrogénperoxidos eloxidálással határoztuk meg. Az utóbbi vizsgálat egyúttal anyagelőkészítést is jelentett, mert csak ilyen módon lehetett a szerves elegyrészeket a törmelékestől elválasztani. A közbetelepült meddő rétegek széntartalma mindenképpen nagy mértékben megnehezítette a közettani anyagvizsgálatot. Így pl. lehetetlenné tette, hogy az anyagon mikromineralógiai vizsgálatot végezhessünk. Ennek pótlására lehetőség szerint vékonycsiszolati vizsgálatokat végeztünk.

Mindkét szelvényben a közbetelepült (meddő) rétegek két jellegzetes kőzetfajtából, az ún. *szenes agyagos mészkőből* és a *szenes agyagos aleuritből* állanak. Ezek váltakozva ismétlődnek. A szenes agyagos mészkő helyenként szenes mészmárgába, vagy pedig tiszta tömött mészkőbe megy át. Az aleurit egyes helyeken több-kevesebb agyagot és szenes elegyrészt tartalmaz. A minták agyagtartalmát DTA-vizsgálat segítségével határoztuk meg. A vizsgálat eredménye szerint az agyagfrakció uralkodó agyagásványa a kaolinit. Az aleurit szemnagysága általában igen kicsi (5–16 mikron), tehát a finomszemcsés kőzetliszt frakcióba tartozik. E tekintetben mindkét vizsgált szelvény egymással azonos jeleget mutat.

Az *A.* szelvényben (1. ábra) a törmelékes frakció általában rosszabul osztályozott, mint a *B.* szelvényben (2. ábra).

Mindkét szelvényben kb. egyforma arányban található a ferro- és ferrivas. A ferrovas pirit, a ferrivas elsősorban limonit formájában van jelen. A ferri- és ferrovas arányából számított σ_{Fe} -érték szerint a rétegsor erősen redukált jellegű, ami várható is, hiszen a kőszén is erősen redukált kőzet. Az σ_{Fe} érték az *A.* szelvényben 0,19–6,7, a *B.* szelvényben 2,0–4,4 között változik (a *B.* szelvény némileg redukáltabb az *A.* szelvénynél); átlaga az *A.* szelvényben 2,95, a *B.* szelvényben 2,0.

Néhány mintán megvizsgáltuk a meddő rétegek fajsúlyát, térfogat-súlyát, valamint porozitását is. Sem rendellenesen nagy, sem rendellenesen kis porozitást nem észleltünk. A porozitás értéke 17–25% között ingadozik. Tekintettel a kőzetek részben törmelékes, részben szenes jellegére, normális nagyságúnak tekinthető.

Megvizsgáltuk a kőzetek pH-ját is. Ennek alapján mind az *A.*, mind a *B.* szelvény mintái két jellegzetes csoportra különülnek: gyengén lúgos mintákra (pH = 7,45–7,87) és erősen savas mintákra (pH = 2,11–3,73). E két csoport közettani tekintetben is eltér egymástól, ugyanis a szenes agyagos aleuritrétegek adnak általában savas pH-t, ugyanakkor a mészkő- és mészmárgarétegeket gyengén lúgos pH jellemzi. Az aleuritminták savas pH-ját valószínűleg a kőzetben elhintett, mállófélben levő pirit idézi elő, tehát ez a pH epigén folyamatokra vezethető vissza. A mészkőminták lúgos pH-ja már inkább tekinthető diagenetikus eredetűnek.

A vékonycsiszolati vizsgálatok szerint mindkét szelvény mészkőmin-

tái rendkívül finomszemcsések. A szemcsék nagysága általában 5 mikron körüli vagy annál kisebb. A mészköveket helyenként limonitos kiválások, valamint kalciterek járják át. Sok bennük a szenes maradvány, melyekkel kapcsolatban apró piritszemcsék is előfordulnak.

Az aleuritokat általában a kvarc- és muszkovit túlsúlya jellemzi. Elvértve szericit és muszkovit is megfigyelhető. Egyes esetekben földpáttörédek, kloritszemcsék, néha egy-egy cirkonszemcse is előfordul.

A középső-eocén kőszénösszetétel az ún. kövületmentes homokkőösszetételben helyezkedik el (I. melléklet).

VADÁSZ E. megállapításai szerint ez parti jellegű törmelékfelhalmozódás. A törmelékanyag északról, valószínűleg a Veporból és a hozzá csatlakozó hegyvonulatból származott, folyóvízi szállítás útján. A csehszlovák geológusok legújabb fúrásos kutatásai alapján ÉNy-i irány is feltételezhető. Ott, ahol ezek a folyók a középső-eocén tengerbe beömlöttek, nagyobb deltát alkottak és itt rakták le a homokos, kőzetlisztes üledékeiket. E rétegösszetételben találjuk a középső-eocén kőszéntelepeket.

A II. telep finomszemű, kötött homokrétégből fejlődött ki. Ugyanilyen homokos réteg választja el éles határral a III. telepet a II. feküteleptől. Mindkét homokrétég teljesen megegyező üledékképződési jeleket mutat. Ezt bizonyítja szemcsenagyságuk gyakorisági eloszlásának hasonlósága, átlagos szemnagyságuk és osztályozottságuk közel megegyező értéke is (3. ábra A, B, C, D. görbéje).

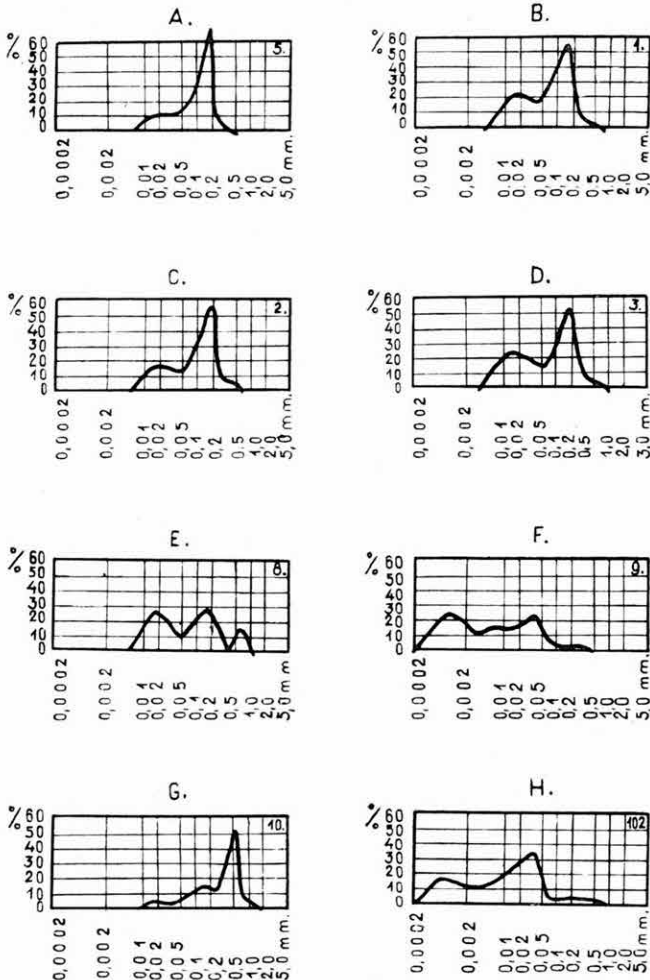
Ebben a két alsó homokos rétegben a nehézásványtársaság uralkodóan metamorf jellegű ásványokból áll (1. táblázat). Ezen belül leggyakoribb a turmalin és a gránát. Mind a metamorf, mind a magmás eredetű nehézásványok zöme erősen ellentálló jellegű. Közepesen és gyengén ellentálló ásványokat csak jelentéktelen mennyiségben találunk. Ez arra vall, hogy a nehézásványok ismételt áthalmazás útján kerültek jelenlegi helyükre. Ezt jelzi a könnyűásványok összetétele is, melyben a kvarc uralkodó szerepet tölt be (83—90%) és mely mellett csak 8—14% földpát és 2—3% muszkovit található. A metamorf jellegű nehézásványtársaság teljes mértékben igazolja a feltételezett É-i, ill. ÉNy-i szállítást.

A homokok a Trask-féle beosztás szerint igen jól osztályozott kőzetnek felelnek meg; a minták osztályozottsága és szemnagysága csak igen csekély mértékben tér el egymástól. Figyelemre méltó, hogy a rétegsor ezen része karbonátanyagot egyáltalában nem tartalmaz, legfeljebb igen kevés kovás kötőanyag ragasztja némileg össze a kőzetet, amitől „kötött” homok jellegét nyer. A karbonátanyag hiánya a folyóvízi delta-jellegnek jól megfelel.

Geokémiai szempontból igen lényeges ennek az alsó rétegcsoportnak egyöntetűen savanyú pH-ja (1,4—1,5). Ez minden bizonnyal a pirit lassú, epigenetikus oxidációja során keletkező kénsav hatására vezethető vissza. Feltűnő itt az, hogy ez a kénsav nem távozott el a kőzetből, hanem — mint ahogy azt pH méréseink mutatják — továbbra is jelen van benne. A kar-

bonátmentesség és a savanyú pH tekintetében ez a homokrétteg a fedő „kövületmentes” homokösszlethez hasonló.

A II. fekütelepben a kőszén közé települt meddő rétegek jellege némileg megváltozik. A legjellegzetesebb változás az, hogy a meddő rétegek több-kevesebb karbonátot tartalmaznak. Helyenként vékonyabb, karbonátmentes homokpadok is vannak, azonban az agyagmárga, mészmárga, mészkő dominál ezekben a rétegekben.

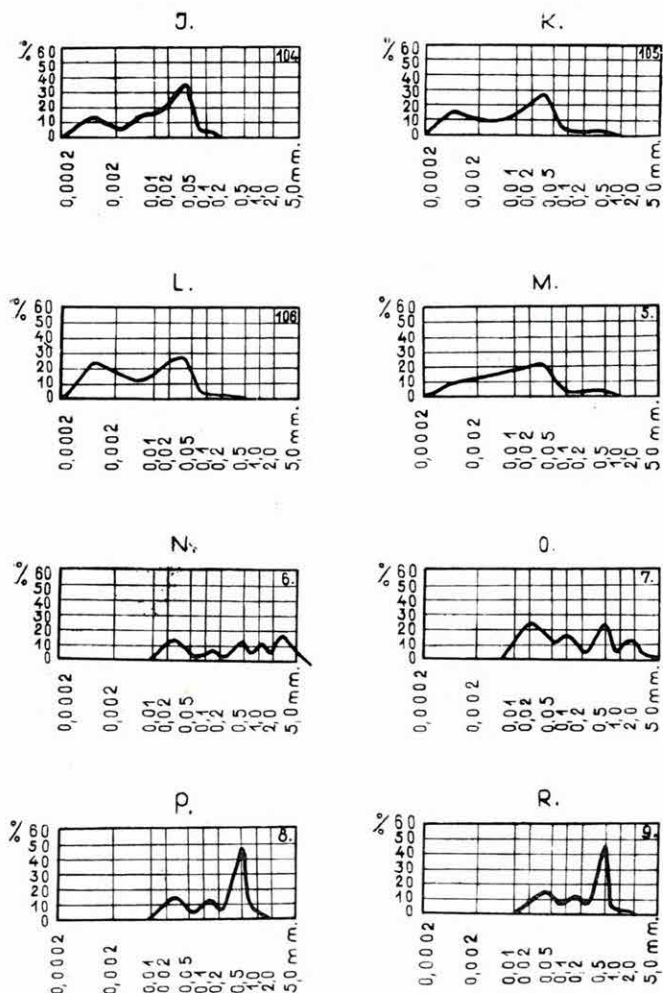


3. ábra. Szemcseösszetételi görbék (a minták számozása azonos az I. melléklet mintaszámaival)

Abb. 3. Granulometrische Kurven (die Nummerierung der Proben ist mit den Probennummern der Beilage I. identisch)

Рис. 3. Гранулометрические кривые (нумерация проб идентична с номерами проб в приложении I.)

A törmelékes frakció gyakorisági görbéi — főleg a felső szakaszon — eléggé egyveretűek (3. ábra E, F, G, H; valamint 4. ábra J, K, L. görbéi) és jellegük erősen különbözik az alsó (előbb ismertetett) homokos rétegektől. Ezek a kőzetek jóval kevésbé osztályozottak, mint amilyenek a II. telepösszlet alatti rétegek voltak (osztályozottsági együtthatójuk 2,1—3,6 közötti).



4. ábra. Szemeseösszetételi görbék (a minták számozása azonos az I. melléklet mintaszámaival)

Abb. 4. Granulometrische Kurven (die Nummerierung der Proben ist mit den Probennummern der Beilage I. identisch)

Рис. 4. Гранулометрические кривые (пумерация проб идентична с номерами проб в приложении I.)

Nehéz- és könnyűásvány-vizsgálatokra csak az alsó meddő rétegekben volt lehetőség, mert a felsőbb rétegekben a mikroszkópi vizsgálatra alkalmas 0,1—0,2 mm Ø-jű frakció mennyisége túl kicsiny volt. A nehéz- és könnyűásványösszetétel teljesen megegyezik az alsó homokos rétegekével. Általában a II. fekütelep és a II. telep meddő rétegeinek üledékjellegei, a II. telep alatti rétegekhez viszonyítva, változókényebb képződési körülményekre utalnak. A törmelékszállítás időnként erősen lecsökkent, amivel vegyi üledékképződés (karbonátkicsapódás) járt együtt. Ebben a szakaszban a kőzetminták pH-ja egyöntetűen kissé lúgos jellegű, tehát igen erősen eltér a III. és II. telep közötti rétegekben észlelt savanyú pH-tól.

Feljebb a II. és I. telep között viszonylag hosszabb, meddő kőzetekből álló szakaszt találunk. Ez az üledéksor szintén változókény összetételű; a benne megfigyelhető üledékritmus a következő (az I. telep palás agyagjáig terjedően):

A rétegsor legelején levő édesvízi mészkőre a csekély törmelékszállítás és a nagy karbonáttartalom jellemző; felette éles határral durvaszemcsés, osztályozatlan kavicsos homok következik. A maximális szemcse nagyság felfelé fokozatosan csökken és egyúttal a kavics tartalom is elmarad. Viszont a homokrétegekben az I. telep felé közeledve egyre nagyobb a szervesanyag-tartalom. Az „édesvízi” mészkő tehát a deltáról lefűződött tengerparti tómedencében képződhetett, melybe csak kevés és igen finomszemű törmelékanyag került. Ezt követően — valószínűleg a folyó mederváltoztatása következtében — gyors, durva törmelékanyag-szállítás indult meg, mely fokozatosan egyre finomabbá vált. A törmelékszállítás lelassulásával és az anyag finomodásával párhuzamosan a körülmények egyre inkább kedvezőbbekké váltak a növényi anyag felhalmozódására és a legfelső homokréteg feletti palás agyag már a kőszénképződés környezetét jelzi.

Ez a fokozódó jellegváltozás az öt egymás felett következő minta gyakorisági görbéjén is szembetűnően megmutatkozik (4. ábra M, N, O, P, R. jelzésű görbéi). A törmelékanyag eredete nem változik lényegesen; a nehézásvány-társaság továbbra is uralkodóan metamorf ásványokból áll. A nehézásvány-eloszlást bizonyos mértékig befolyásolja az a körülmény, hogy ezekben a rétegekben igen sok az epigén pirit. Ettől eltekintve, a terrigén nehézásvány mind mennyiségi, mind minőségi szempontból ugyanazokból az ásványfajtákból tevődik össze, mint a legalsó rétegben. Lényegesebb változást egyedül a klorit viszonylagos dúsulása jelent, amely — kevésbé ellenálló ásvány lévén — viszonylag gyorsabb szállítást, kevesebb átmosást jelezhet. Alátámasztja ezt az is, hogy a könnyűásvány-frakcióban a plagioklász és muszkovit mennyisége némileg megnő a kvarchoz képest. Viszonylag gyorsabb és rövidebb távú szállítást jelez a nehézásvány-frakció abszolút mennyiségének megnövekedése is. E rétegsorban alulról felfelé haladva a meddő rétegek egyre savasabb

jellegűekké válnak. Az I. telep fokozatosan fejlődik ki ebből a meddő törmelékes rétegsorból.

Ö s s z e f o g l a l v a vizsgálati eredményeinket, megállapíthatjuk, hogy az első szakaszt egyenletes, nyugodt törmelékszállítás, a második szakaszt az üledékjellegek gyakori változása, a harmadik szakaszt pedig a deltából a kőszénképződésbe vezető fokozatos fejlődési ritmus jellemzi.

Az alsó- és középső-eocén kőszénösszlet üledékei kőzettanilag különböznek egymástól. Miután a dorogi eocén rétegek hosszú szakaszon ősmaradványmentesek és ezért őslénytani alapon nehezen értékelhetők, e rétegek értékeléséhez az üledékkőzettani vizsgálatok igen hasznos kiegészítést adnak.

IRODALOM

- SzÓTS E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. — Geol. Hung. Ser. Geol. Tom. 9.
- TRASK, P. D. 1932: Origin and Environment of Source Sediments of Petroleum. — Houston Texas.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — 2. kiadás, Budapest.

SEDIMENT-PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG DER EOZÄNEN BILDUNGEN DES DOROGER BECKENS

von

E. SÁRKÖZI—FARKAS

In diesem Aufsatz wird die sediment-petrographische Untersuchung der unter- und mitteleozänen Schichtenfolge des Raumes von Borókás innerhalb des Doroger Beckens dargelegt.

Die zwischen die untereoazänen Kohlenflöze eingelagerten Bergeschichten sind in zwei Profilen des Raumes von Borókás untersucht worden (Abb. 1, 2).

Eine gemeinsame Eigentümlichkeit dieser Schichten ist die Tatsache, dass jede von ihnen mehr oder weniger grossen Anteil an kohligem Komponenten besitzt. In beiden Profilen bestehen die dazwischengelagerten Schichten aus zwei charakteristischen Gesteinsarten, und zwar aus kohlenführendem tonigem Kalkstein und kohlenführendem tonigem Aleurit. Diese Gesteinsarten wiederholen sich abwechselnd. Der kohlenführende, tonige Kalkstein geht stellenweise in kohlenführenden Kalkmergel oder in reinen dichten Kalkstein über. Der Aleurit enthält an einigen Stellen auch mehr oder weniger grosse Menge von Ton; sein vorherrschendes Tonmineral ist der Kaolinit. Ungefähr in gleichem Ver-

hältnis sind Fe^{++} und Fe^{+++} in beiden Profilen vertreten. Das Fe^{++} ist in Form von Pyrit, das Fe^{+++} in Form von Limonit vorhanden. Die σ_{Fe} -Werte weisen darauf hin, dass die in Frage stehende Schichtenfolge von stark reduziertem Charakter ist. Auf Grund unserer Analysen werden die aleuritischen Proben durch saures pH bezeichnet, was wahrscheinlich durch den sich verwitternden Pyrit verursacht wird, das heisst: dieses pH ist auf epigene Vorgänge zurückzuführen. Das laugige pH der Kalksteinproben mag schon eher durch einen diagenetischen Ursprung bedingt sein.

Auf Grund unserer Dünnschliff-Untersuchungen sind die Kalksteinproben beider Profile äusserst feinkörnig. Der Kalkstein ist stellenweise von limonitischen Ausscheidungen und Kalzitadern durchsetzt und schliesst viele kohlige Reste, winzige Pyritkörner ein.

Die Aleurite werden durch das Überwiegen der Quarzkörner charakterisiert. Hie und da sind Serizit und Muskovit, verwischte Feldspathfragmente, Chloritkörner und vereinzelt Zirkonkörner zu sehen.

Innerhalb der Bergeschichten zwischen den mitteleozänen Kohlenflözen können drei Gruppen unterschieden werden (Beilage I):

1. Untere karbonatfreie Sande, die sich bis zum Flöz II. erstrecken. Sie werden durch gute Sortierung, verhältnismässig kleine Korngrösse und vorherrschend metamorphischen Ursprung der Schwermineralien bezeichnet. Charakteristisch sind sowohl in der Leicht-, wie auch in der Schwerfraktion das Übergewicht der verwitterungsfesten Mineralien, der geringe gewichtsprozentuelle Wert des Schwermineralgehaltes und das stark saure pH.

2. Mittlere Gruppe (welche die in das Flöz II. eingeschalteten Bergeschichten enthält) mit Anreicherung an karbonatischen, tonigen Gesteinsfraktionen von veränderlicher Zusammensetzung. Für diese Gruppe sind die Abnahme der Sortierung, die sich kaum vernehmbar verändernde Gesteinszusammensetzung, sowie das Laugwerden des pH bezeichnend.

3. Die obere Gruppe verfügt ebenfalls über eine veränderliche Zusammensetzung mit wohl ausgeprägtem Sedimentationsrhythmus, stellenweise mit schlechter Sortierung und mit verhältnismässig schnellerer Transportierung des Schuttmaterials, was sich auch in der Zusammensetzung der Schwer- und Leichtmineralien äussert. Das terrigene Material wurde einer schwächeren Umlagerung unterworfen. Das pH wird in diesen Schichten graduell mehr und mehr saurer.

Das Kohlenflöz I. entwickelt sich graduell aus dieser klastischen Bergeschichtenfolge.

Der erste Abschnitt zeichnet sich durch eine gleichmässige, ruhige Transportierung des klastischen Materials, der zweite Abschnitt durch die häufige Abwechslung der Sedimentmerkmale und der dritte Abschnitt durch einen allmählichen Übergang aus Deltafazies in Kohlenbildung aus.

Beilage I. Gesamtprofil des mitteleozänen Kohlenkomplexes des Borókás-Beckens. — Zusammengestellt von E. SÁRKÖZI—FARKAS

Zeichenerklärung: Geologisches Profil: 1. Kalkstein; 2. toniger Kalkstein; 3. kohlenführender toniger Kalkstein; 4. sandiger Kalkstein; 5. schlammiger Kalkstein mit dünnen mergeligen Aleuritschichten; 6. Kalkmergel; 7. kohlenführender Kalkmergel; 8. schlammiger Kalkmergel; 9. Ton; 10. Schiefertone; 11. kohlenführender schlammiger Ton; 12. feinkörniger Sand; 13. schlammiger feinkörniger Sand; 14. mittelkörniger Sand; 15. kohlenführender mittelkörniger Sand; 16. schlammiger Sand von gemischter Korngröße; 17. Sand von gemischter Korngröße mit Schotter; 18. schlammiger, feinkörniger Sandstein mit kohlenführenden Zwischenlagerungen; 19. kohliges, limonitisches Kalkschlamm; 20. Aleurit; 21. kohlenführender, toniger Aleurit; 22. sandiger Schiefer mit Kohlenstreifen; 23. feingeschichteter Kohlschiefer; 24. Braunkohle; 25. schieferige Braunkohle; 26. Lettenkohle; 27. tonig-schlammige Braunkohle. — Lithologische Zusammensetzung: a) Karbonate, b) Ton, c) Schlamm, d) Sand, e) Schotter, f) eisenhaltiges Bindemittel, g) Kohlenmaterial

ОСАДОЧНО—ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЭОЦЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДОРОГСКОГО БАСЕЙНА

Е. ШАРКЁЗИ—ФАРКАШ

В данной работе дается описание осадочно-петрографического изучения ниже- и среднеэоценовой толщи района с. Борокаш в Дорогском бассейне.

Изучены были непродуктивные слои, залегающие внутри нижнеэоценовых угольных пластов, по двум разрезам в районе с. Борокаш (рис. 1, 2).

Общей характерностью данных слоев является факт, что каждый слой содержит более или менее значительное количество углистых компонентов. В обоих разрезах непродуктивные прослои состоят из двух характерных разновидностей пород, а именно из так называемого углисто-глинистого известняка и из углисто-глинистого алевролита. Эти разновидности пород переслаиваются чередуясь между собой. Углисто-глинистый известняк местами переходит в углисто-известковый мергель или в чистый плотный известняк. Алевролит в некоторых местах содержит также более или менее значительное количество глины; господствующим глинистым минералом является каолинит. Примерно в равной пропорции представлены в обоих разрезах Fe^{++} и Fe^{+++} . Fe^{++} присутствует в виде пирита, Fe^{+++} — в виде лимонита. Величины σ_{Fe} указывают на то, что данная толща носит сильно восстановленный характер. Судя рН данным исследований, образцы алевролита характеризуются кислым рН, что обусловлено, по-видимому, выветривающимся пиритом, поэтому данный рН объясняется эпигенетическими процессами. Щелочной рН образцов известняка может уже скорее возведен к диагенетическому происхождению.

Но основании изучения тонких шлифов образцы известняков, взятые из обоих разрезов, необычайно тонкозернистые. Известняки местами пронизываются лимонитовыми выделениями и кальцитовыми прожилками.

Известняки заключают в себе большое количество углистых остатков и мелких зернышек пирита.

Алевриты вообще характеризуются преобладанием кварцевых зерен. Кое-где наблюдаются серицит и мусковит, а также едва видимые обломки полевого шпата, хлоритовые зерна и единичные зерна циркона.

В непродуктивных образованиях внутри среднеэоценовых угольных пластов выделяются три группы (приложение I).

1) Нижние бескарбонатные пески, распространяющиеся до пласта II. Для них характерны хорошая отсортированность, сравнительно небольшая величина зерен и преобладание метаморфического происхождения тяжелых минералов. Характерными является как в легкой, так и в тяжелой фракциях, преобладание сопротивляющихся выветриванию минералов, незначительный весовой процент содержания тяжелых минералов и наличие сильно кислого рН.

2) Средняя группа (закрывающая в себе залегающие внутри угольного пласта II непродуктивные образования с увеличением концентрации карбонатных и глинистых компонентов изменчивого состава. Для данной группы характерны уменьшение отсортированности, тонко изменяющийся состав породы, а также факт, что рН становится щелочным.

3) Верхняя группа тоже имеет изменчивый состав. При этом здесь наблюдается четко выраженный седиментационный ритм; отсортированность местами нехорошая и наблюдаемые признаки указывают на сравнительно более быструю транспортировку кластического материала, что отражается и на составах легких и тяжелых минералов. Терригенный материал был подвержен меньшему переотложению. В этих слоях рН становится постепенно все более и более кислым. Угольный пласт I постепенно развивается из этой непродуктивной, обломочной толщи.

Первый этап отличается равномерной, спокойной транспортировкой кластического материала, второй этап — частым чередованием литологических характеров и третий этап — постепенным развитием из дельтовой фации в угольное образование.

Приложение I. Сводный разрез среднеэоценовой угленосной свиты бассейна Борокаш. — Составлено: Е. ШАРКЁЗИ—ФАРКАШ

Легенда: Геологический разрез: 1. известняки; 2. глинистые известняки; 3. углисто-глинистые известняки; 4. песчаные известняки; 5. алевритовые известняки с тонкими прослойками мергелистых алевритов; 6. известковистые мергели; 7. углисто-известковистые мергели; 8. алевритовые известковистые мергели; 9. глины; 10. сланцеватые глины; 11. углистые, алевритовые глины; 12. тонкозернистые пески; 13. алевритовые, тонкозернистые пески; 14. среднезернистые пески; 15. углистые среднезернистые пески; 16. алевритовые, смешаннозернистые пески; 17. гравелистые смешаннозернистые пески; 18. алевритовые, тонкозернистые песчаники с угольными прослойками; 19. углисто-лимонитово-известковистые алевриты; 20. алевриты; 21. углисто-глинистые алевриты; 22. глинистые сланцы с полосами углей; 23. тонкослоистые, угленосные сланцы; 24. бурые угли; 25. сланцеватые бурые угли; 26. глинистые бурые угли; 27. глинисто-алеваитовые бурые угли. — Л и т о л о г и ч е с к и й с о с т а в: а) карбонаты, б) глинистая фракция, в) алевритовая, д) песчаная, е) грубообломочная, ф) железистый цемент, г) угольный материал

A DOROGI-MEDENCE OLIGOCÉN KÉPZŐDMÉNYEINEK KIFEJLŐDÉSI TÍPUSAI

(I. sz. melléklettel)

Írta: SIPOSS ZOLTÁN

A múlt században a dorogi bányászkodás az annavölgyi oligocén barnakőszéntelep felismerésével és fejtésével kezdődött. Az oligocén telepeket ma is fejtik, ezért szükséges a telepek továbbkutatása. A terület ősföldrajzi képének kialakításához és a rétegtani kérdések eldöntéséhez a teljes oligocén összlet vizsgálata hazai és nemzetközi szempontból egyaránt fontos.

A dorogi barnakőszénmedence oligocén képződményeinek kifejlődési típusait vizsgálva (közel 1500 fúrás több 10 000 adatát értékelve) kiderült, hogy a rétegtani határkérdések megoldása előtt el kell különíteni a különféle fácieseket és kifejlődési típusokat.

Az oligocén üledékképződés fejlődésmenetének áttekintése

A terület szerkezeti és domborzati képét kialakító idősebb — Iarami és pireneusi — mozgások nyomai az infraoligocén denudáció következtében néhol elmosódottá váltak, azonban a szerkezeti térképek alapján kimutathatók. Az oligocén üledékképződés előtti felszín változatos domborzatú. A triász alaphegység és az eocén fedőhegység sashércei az oligocén idején részmedencékre tagolták a Dorogi-medence területét (SZENTES F.—VÍGH F. 1952, SZALAI T. 1956) (I. melléklet). A medenceperem mezozóos képződményeinek lehordott anyaga az oligocén réteggösszletből kimutatható. Ezt bizonyítják a šturovói fúrás katti rétegeiben talált átmosott *Globotruncanák*, s újabban a pollenvizsgálatok során kimutatott kréta pollenformák jelenléte is. A medencerészekben belül mélyebb árkok üledékeinek kifejlődése és a kiemeltebb helyzetű területek, medenceperemek üledékeinek kifejlődése között eltérés mutatkozik. Az oligocén tenger lassú előnyomulása először a mélyebb árkokat érte el és töltötte fel homokos, majd finomhomokos márgás üledékekkel. A terület mélyebb

része a Tát—Esztergom között húzódó árkos süllyedék; legkiemelkedőbb része Annavölgytől északra van. Mai térszíni magasságuk különbsége 770 m. A magasabb térszíni helyzetű rögök területét a transzgresszió csak később érte el. Itt a szárazföldi tarka agyagra transzgressziós homokösszlet, majd sűrű váltakozással homok, agyagos homok, homokkő, agyagos kavics és homokos kavics települ.

A transzgresszió megindulását mindkét típusú területen homokos képződmények jelzik. A Getehegy nyugati nyúlványán és az esztergomi Várhegy oldalán a triász mészkőre települt hárshegyi típusú homokkő mélyfúrásokkal is kimutatható. Az agyagos üledékekben mutatkozó kavicsos és homokos rétegek helyenként arra utalnak, hogy az üledékanyag áthalmozódott. Sárísápon a quadriburgi feltárásban hemosott agglutinált *Foraminiferák* is kimutathatók.

A partszegélyeken sekélylári fáciesű barnaköszén képződött. A MUNTYÁN I. által gyűjtött és RÁKOSI L. által leírt, Mogyorósbányán a szentelepek között talált álló helyzetű szenesedett fatörzs alapján és IHAROS S.-NÉ szénközettani vizsgálatai szerint a barnaköszéntelep egy része autochton eredetűnek tekinthető. A barnaköszéntelep felső szakaszában édesvízi mészkő- és vékony barnaköszénsávok váltakoznak. Az erre települő csökkentsósvízi molluscumos márga a fokozódó transzgresszió következtében tengeri foraminiferás agyagmárgába megy át, míg a magasabb térszíni helyzetű részeken és a peremeken homokos partszegélyi és delta üledékek rakódtak le.

Az üledékképződés további szakaszában az egész terület annyira megsüllyedt, hogy csaknem teljesen elborította a tenger. Ekkor nemcsak az árkos süllyedékekben, hanem a kiemelt sasbércek nagy részén is sekélytengeri agyagmárga rakódott le. Ez az agyagmárgaösszlet az oligocén után több helyen lepusztult, másutt csak foltokban maradt meg.

A képződmények kifejlődési típusai

a) Tarka agyagok

A tarka agyagos kifejlődéseket eredeti településben az oligocén üledéksor alján; áthalmozott, másodlagos helyzetben az összlet magasabb szintjének üledékei között egyaránt megtaláljuk. Jellemző tarka agyagos kifejlődés van — fúrási adatok alapján — a triász sasbércek környékén: a dorogi Kősziklahegytől északra; a dorogi és a satorkői triász kibúvások környékén; a mélyben maradt triász sasbércek felett; a csolnoki Magoshegytől keletre; végül — kisebb triász sasbércekre települve — Csolnok, Dág, Sárísáp, Tokod, Mogyorósbánya és Leányvár környékén is kimutatható ez a kifejlődés.

Típusos tarka agyagot láthatunk külszíni feltárásban Tokodon, az Erzsébet-akna melletti Várberékben. Itt eocén mészkőre települ a 0,2 m

vastagságú tarka agyag. (Felette 0,1 m szürke, kilúgzott tarka agyag után 0,2 m fás szerkezetű barnaköszén települ.) (1. ábra.)

Bányabeli megfigyelések szerint a barnaköszéntelep fekvőjében közvetlenül, vagy a fekü homok alatt gyakran világosszürke, zsíros tapintású agyag települ. Ez vezet be az oligocén rétegsort. E fekvő agyagrétegek többnyire a szárazföldi laterites mállás termékeinek degradált anyagából állnak, amely az egykori lápmedencében humuszsavas hatásra átalakult s gyakran szürke, sötétbarna tűzálló agyagot szolgáltat (VADÁSZ E. 1952, SIPOSS Z. 1955).

A feküagyag nedves állapotban képlékeny és a bányavágatokban duzzadást okoz. Ezért nevezik a bányászok az oligocént harántoló vágatokat, ereszkéket „sáros”-nak (pl. „Sáros-sikló”).

A csolnoki II. akna oligocén feküagyagja 13% kőzetlisztet és 80% agyagos elegyrészt tartalmaz. A csolnoki XIV. akna feküagyagjának közettani és ásványtani összetételét az 1. táblázaton tüntettük fel.

b) „Hárshegyi” típusú homokkő

Típusos kifejlődése Tokodon a Gete oldalán, Csolnokon a Magoshegy nyergében található; utóbbi helyen makroszkóposan a Buda vidéki hárshegyi homokkőhöz hasonlít. Az esztergomi Várhegy Ny-i oldalán a „hárshegyi” homokkőre homokos agyagmárga, majd laza, lemezes homokkő települ. Az Esztergom 18. sz. fúrásban a „hárshegyi” homokkő homokos agyagmárgával váltakozva fejlődött ki. Az oligocén homokos képződmények néhol közvetlenül települnek a középső-eocén üledékekre, az „interstriatás” homokra. Az átmenet szinte észrevétlen, ha nincs közbe települő agyagos vagy barnaköszéntelep kialakulása. Az oligocén alján főleg kvarcanyagú homok, homokkő van (2. táblázat), mely néha gyengén agyagos, kaolinos (KOVÁCS L., MÁNDY T., DOBOS I. 1960). A tokodi „hárshegyi” homokkővet BÁRDOSSY GY. vizsgálatai szerint limonit cementálja össze. A homokfrakció átlagosan 90%, a Fe_2O_3 6—10% között változik.



1. ábra. Eocén mészkőre, majd oligocén tarka agyagra települt barnaköszéntelep. A telep felszíne denudált, s pleisztocén törmelékkal fedett. — Tokod, Várberék. (Foto: SIPOSS Z.)

Abb. 1. Braunkohlenflöz über eozänem Kalkstein und oligozänem bunten Tonen. Die Oberfläche des Flözes ist denudiert und mit pleistozänem Schutt bedeckt. — Tokod, Várberék.

Рис. 1. Буроугольный пласт над эоценовыми известняками и олигоценовыми пестрыми глинами. Поверхность пласта размыта и покрыта плейстоценовыми обломками. — Токод, Варберек.

1. táblázat

A esolnoki XIV. akna („Sáros-síkló”) fekü „tarka agyag”-jának ásvány-kőzettani adatai

Kőzettani vizsgálat értékelése		Ásványtani vizsgálat értékelése	
Karbonát	—	Uralkodó nehézasvány (100 db-ból)	<i>Metamorf:</i> Turmalin (idiomorf) 18
Agyag	51,3%		<i>Epigén:</i> Pirit 19
Kőzetliszt	23,5%		Limonit 51
Homok	19,1%		
Vasásványok	6,1%		
<i>Kőzetnév:</i> Kőzetlisztes agyag		Uralkodó könnyűasvány (100 db-ból)	Kvare 88

Vizsgálta: CSÁNK E.-NÉ

2. táblázat

Fekü homokkő ásványtani összetétele (felszíni és bányabeli lelőhely mintájának összehasonlítása)

Leelőhely	Nhézasványok db%										Könnyűasványok db %				Vizsgálta	
	Magmás				Metamorf			Epigén			Kvare	Plagioklász	Muszkovit	Szén		
	Pegmatitos turmalin	Magnetit	Cirkon	Rutil	Turmalin	Gránát	Klorit	Pirit	Sziderit	Markazit						Limonit
<i>Csolnok</i> Magoshegy	9	4	6	10	65	2	—	—	—	—	3	90	8	2	—	SÁRKÖZINÉ FARKAS E.
<i>Csolnok</i> Janzapataki ereszke	4	3	3	4	32	5	1	39	—	8	—	91	7	2	—	CSÁNK E.-NÉ

Mélyfúrások alapján összefüggő területen nehezebb kimutatni a „hárs-hegyi” homokkővet, mivel a típusos homokkőkifejlődés főleg a part-szegélyekhez kötött. A fúrások eredményei szerint a medencereszek, öblök belseje felé a homokkő tarka agyaggal váltakozik. A tokodi Nagy-Getétől délre (a T. 185. és a T. 186. sz. fúrásban) és a Hegyeskötől keletre

(a T. 453. sz. fúrásban) tarka agyag felett, illetve alatt mutatható ki a „hárshegyi” homokkő. A két képződmény egymással váltakozva is települhet.

A horókási „Sáros-sikló” laza fekéhomokjában agglutinált *Foraminiferák* találhatók.

Ezt a képződménytípust JASKÓ S. felső-oligocén kövületmentes homokkőnek tartja (JASKÓ S. 1956); SZÓRTS E. (1956) pedig az alsó-oligocén „hárshegyi” homokkővel azonosítja. Ebben a kérdésben nem időbeli, hanem kifejlődésbeli alapon kell a vizsgálatokat folytatni. Az Esztergom vidéki „hárshegyi” típusú homokkő általában finomabb szemű és a durvakavicsos padok is ritkábbak benne, mint a Buda környékiben. A kőzetet a limonitos kötőanyag rozsdavörösré vagy világos sárgásbarnára színezi.

c) Barnakőszénösszlet

A barnakőszénösszlet a térszínnek a kőszénképződés előtti lepusztulásától függően vagy közvetlenül az eocén rétegekre, vagy az alsó-oligocén agyagra, illetve a „hárshegyi” homokkőnek megfelelő homokra települ.

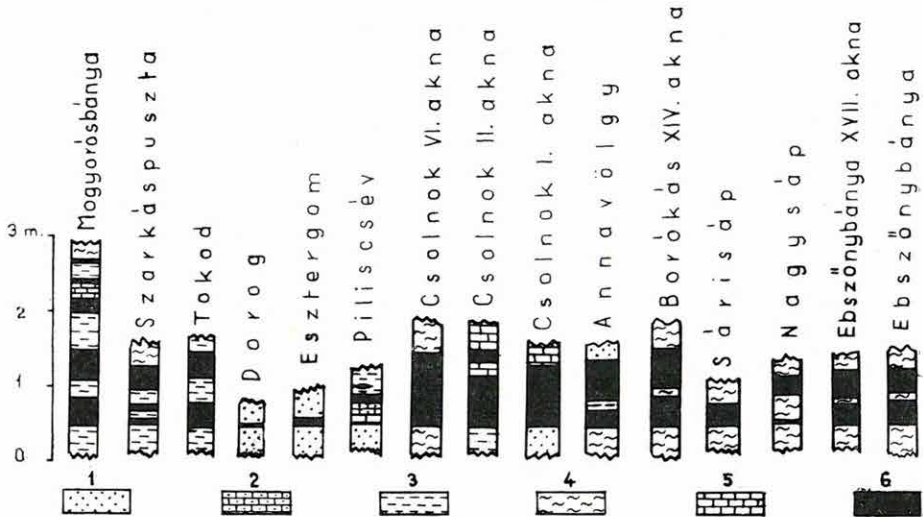
Ezek az oligocén barnakőszéntelepek nem alkotnak összefüggő kőszénmezőt, hanem nagyobb lencsék alakjában fejlődtek ki. A medence mélyebb részein, a töréses árkokban nem a kőszénképződéssel indult az üledékszakas, hanem vastagabb homokos agyagmárgával, mivel a mélyebb részek gyorsabban víz alá kerültek, s csak bizonyos feltöltődés után jöttek létre a szénképződésnek megfelelő körülmények. A nagysápi oligocén barnakőszénképződés szintén ilyen mélyebb területrészen képződött. Itt az oligocén-alji barnakőszénösszlet nem fejlődött ki, hanem finomabb szemcséjű homokos agyagfáciesek rakódtak le, s csak az összlet magasabb szintjeiben jelennek meg vékonyabb barnakőszénzinórok.

Külszíni barnakőszénkibúvás észlelhető a tokodi Várberekpusztánál, ahol a telep fedője utólag lepusztult és a denudált barnakőszén felszínére pleisztocén lejtőtörmelék és homok rakódott le.

Az oligocén barnakőszéntelepek kifejlődését részben mélyfúrások adataiból, részben a bányabeli alapszelvényekből is ismerjük (VITÁLIS I. 1929, VITÁLIS S. 1939—1945, SIPOSS Z. 1959).

A bányabeli és a mélyfúrási adatok alapján az oligocén barnakőszéntelep általában egységes vastagságban fejlődött ki. Művelésre alkalmas telepek vannak: Mogyorósbányán, Tokodaltárón, Ebszőnybányán a XVII. aknán, Annavölgyön, a csolnoki I, II. és VI. aknában (2. ábra). A terület oligocén eleji domborzatának ismeretében kimutatható, hogy a barnakőszénképződés a magasabb, lapos fennsíkok peremén kialakult lápokban ment végbe.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1953) dorogi oligocén barnakőszénminták-ból fenyőfélékre utaló szövettípusokat említ. A fenyők a klíma kezdődő hűvösödésére vallanak. IHAROSNÉ LACZÓ I. (1959—1960) szénkőzettani vizsgálatai szerint a mogyorósbányai, csolnoki, ebszönyi oligocén barnakőszén összetétele peremi láperdői és sekélylápi keletkezésre utal. KRIVÁNNÉ HUTTER E. (1961) pollenvizsgálatai szerint a borókási barnakőszén pollenformái alsó-oligocén kort igazolnak. NAGYNÉ GELLAI Á.



2. ábra. A Dorogi-medence oligocén barnakőszéntelepeinek kifejlődési típusai
Jelmagyarázat: 1. homok, 2. homokkő, 3. agyag, 4. márga, 5. édesvízi mészkő, 6. barnakőszén
Abb. 2. Faziestypen der oligozänen Braunkohlenflöze des Doroger Beckens
Zeichenerklärung: 1. Sand, 2. Sandstein, 3. Ton, 4. Mergel, 5. Süßwasserkalk, 6. Braunkohle

Рис. 2. Фациальные типы олигоценовых бурогольных пластов Дорогского бассейна
Легенда: 1. пески, 2. песчаники, 3. глины, 4. мергели, 5. пресноводные известняки, 6. бурые угли

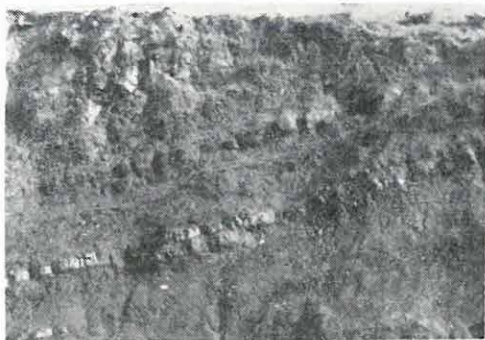
(1959) a borókási XIV. akna fekü homokjából lattorfi jellegű *Foraminifera* faunát említ Mogyorósbányán a telepközi meddőből. Szerző és MAKRAI I. megfigyelése szerint az ebszönyi XVII. akna mélyszínti rakodójának kihajtásakor harántolt barnakőszéntelep csoport az oligocén márgaösszletben helyezkedett el. Az 1,80 m vastagságú telepet néhány méter után molluscumos márgabetelepülés osztotta ketté, majd fokozatosan vékonyodva, a kőszéntelep teljesen kiékelődött. A fekü- és fedőmárga a barnakőszénsáv eltűnése utáni szakaszon teljes üledékfolytonosságot mutatott, vagyis e területen a fekü- és fedőmárga azonos üledékszakaszba tartozik, melyben csupán vékony betelepülés a kőszénösszlet.

Az oligocén későbbi szakaszában — a fejthető telep felett jóval magasabban — a homokos összletben több helyen kisebb kiterjedésű és

vékony, zsinóros barnaköszénrétegek vannak. Ezek HORUSITZKY F. (1938) szerint esetleg a becskei barnaköszénnel párhuzamosíthatók. (E képződményeket a fiatalabb oligocén homokösszletnél tárgyaljuk részletesen.)

d) Csökkentsósvízi (cyrenás) márga

A barnaköszénteleg fedőjében a vékonyabb—vastagabb édesvízi mészkőréteg szürke, csökkentsósvízi márgába megy át. BODA J. (1959) e márgából (E. 20. sz. fúrásból és a csolnoki bányákból) a következő faunát határozta meg: *Anomia* sp., *Cardium* sp., *Meretrix incrassata* (Sow.), *Potamides plicatus* BRUG., *Potamides margaritaceus* BROCC., *Cyrena semistriata* DESH., *Cytherea incrassata* Sow., *Tellina nysti* DESH., *Nucula sulcifera* KOCHEN, *Ostrea* sp., *Neritina* sp. A telepösszlet magasabb fedőjéből PÁLFALVY I. *Cinnamomum*- és *Alnus*-maradványt határozott meg.



3. ábra. Homok—homokkő váltakozású oligocén kifejlődés. — Csolnok, hajtúkanyar-bevágás. (Foto: SIROSS Z.)

e) Homokos (vegyes fáciesű) szint („*Pectunculus*” homokösszlet)

VITÁLIS S. mélyfúrási rétegsoraiban több alkalommal „vegyes fáciesű” szintnek nevezi a cyrenás agyagmárga feletti homok, kavics, konglomerátum, tarka agyag, homokos agyag váltakozásából álló összletet. A barnaköszénképződés után a partszegélytől való távolság függvényében különböző fáciesek fejlődtek ki. E homokösszletet a régebbi irodalom „*pectunculusos* homok” néven említi. Vizsgálataink szerint az összletben csak néhol található ősmaradvány, gyéren, vékony rétegekben elhintve. A borókási és a nagysápi feltárás 0,5—1,0 m vastag kavicsos homokrétegéből meghatározhatatlan, rossz megtartású *Pectunculus* példányok

Abb. 3. Oligozänausbildung mit Wechselagerung von Sanden und Sandsteinen. — Csolnok, Einschnitt.

Рис. 3. Олигоцен, представленный чередованием песков и песчаников. — Чольнок, выемка.



4. ábra. Lemezes oligocén homokkő. — Tokod, borpincek felett. (Foto: SIROSS Z.)

Abb. 4. Oligozäner plattiger Sandstein. — Tokod, oberhalb der Weinkeller.

Рис. 4. Плитчатые олигоценовые песчаники. Токод, над винными погребами.

kerültek elő. Nagysápon, a N. 50. sz. fúrásban a „pectunculusos homok” üledékfolytonossággal, fokozatos átmenettel fejlődik ki a foraminiferás agyagmárgából. Tehát a laza homokos képződmények a magasabb szinten levő foraminiferás agyagmárga felett is megfigyelhetők. Ennek a felső homokösszletnek, melynek vastagsága 0—150 m között változhat, rétegtani elhatárolása ma még nem mindenhol biztosan tisztázott, mert vagy még a rupéli homokos kifejlődéshez tartozik, vagy — magasabban levő része — már a katti emeletbe sorolható. A homokösszlet jellegei szinte méterenként változnak, gyakran kiékelődő, lencses kifejlődésű, sőt néha kereszt-rétegzett (3. és 4. ábra). CSÁNK E.-NÉ vizsgálatai szerint a turmalin az említett képződményekben ritkább, mint a típusos „hárshegyi” homokkőben.

f) *Foraminiferás agyagmárga*

A mélyebb medencerészek süllyedésekor a transzgressziós homokösszletre tengeri foraminiferás agyagmárga települ. Ez a képződmény a peremeken hiányzik, tehát medencebelseji fáciesnek tekinthető.

HANTKEN M. (1868), SINGER B. ezt a rétegtanilag legjobban meghatározható képződményt a „*Clavulinoides szabói* rétegek alsó osztályába”, vagyis az alsó-oligocénbe helyezte. Később HANTKEN M. (1871) a felső-oligocénbe sorolta az említett képződmény felső részét (3. táblázat). SCHAFARZIK F. (1883) az esztergomi Baboshegyek agyagjából *Clavulinoides szabói*-t is tartalmazó rupéli faunát ismertet. ROZLOZSNIK, SCHRÉTER*, TELEGDY ROTH (1922) felső-oligocénnek véli a foraminiferás agyagmárgaösszletet. VITÁLIS I. (1929) szerint a barnakőszéntelepes csoport felfelé fokozatosan tengeri rétegekbe megy át. VITÁLIS S. 1939—1945 között a mélyfúrások rétegleírásaiban a Dorogtól É-ra levő terület fúrásaiban (Dorog 39, 48, 61, 119, 132, 133. sz. fúrás) a foraminiferás agyagmárgát a „kiscelli agyag” szintjének jelöli, s rétegtanilag a rupéli-katti emeletbe sorolja. MAJZON L. a bánya részére készült vizsgálataiban rupéli faunát ismertet. VADÁSZ E. (1953) bizonytalannak tartotta a rupéli képződmények kifejlődését a területen. Újabban MAJZON L. (1957) a rupéli emelet 4. foraminiferás szintjébe tartozó faunát ismertet az Esztergomi-medencéből. A Dorog vidéki perspektivikus és térképező fúrásokból SZÉKY F. és ERDÉLYI M. írt le középső-oligocén összletet (Esztergom 12. sz. és Pilismarót 3. sz. fúrás). LAKY I., GELLAI Á., SIDÓ M., VITÁLIS GY.-NÉ (1956—1960) több fúrásból rupéli *Foraminifera* faunát ismertet. Oligocén-ősföldrajzi térképvázlatomon (SIPOSS 1959) feltüntettem a rupéli foraminiferás agyagmárga kifejlődési területeit. A korábban felső-oligocénnek tartott homokösszlet nagy részét a rupéli foraminiferás agyagmárga heteropikus fáciesének tekintem.

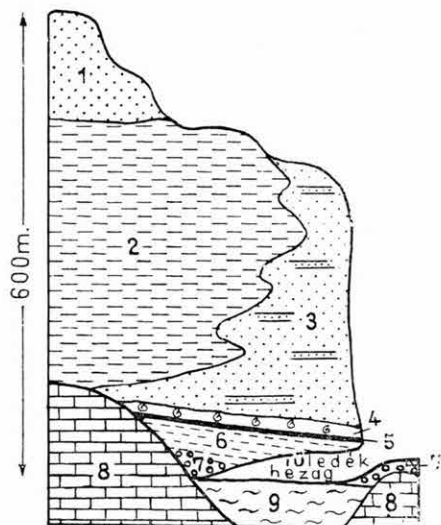
* SCHRÉTER Z. ezt az állítását később (1957-ben MAJZON L. doktori disszertációjának megvédése alkalmából tartott vitaülésen) visszavonta.

3. táblázat

A Dorogi-medence oligocén képződményeinek rétegtani beosztása

HANTKEN M. 1871		ROZLOZNIK – SCHRETER – TELEGDI ROTH 1922		VITÁLIS S. 1939—1945		VADÁSZ E. 1953		JASKÓ S. 1956		MAJZON L. 1957		SIPOSS Z. 1959		Emelet	
ALSO-OLIGOCÉN	Tengeri kifejlődés	Foraminiferás agyagmárga	Homokos kifejlődés	Csökkentsős- vízi és ten- geri rétegek	Foraminiferás agyagmárga	Foraminiferás agyagmárga	Csökkentsős- vízi és ten- geri rétegek	Csökkentsős- vízi és ten- geri rétegek	Homokos kifejlődés	KATTI					
	„Tengeri „kiscelli” tállyag és „félis sós vízi” képződmények	Édes- és ele- gyesvízi rétegek	Foraminiferás agyagmárga	Foraminiferás agyagmárga?	Foraminiferás agyagmárga	Barnakőszén Homokkő, tarka agyag	Foraminiferás agyagmárga	Foraminiferás agyagmárga	Foraminiferás agyagmárga	Foraminiferás agyagmárga	RUPÉLI				
			Vegyesfáciesű szint						Vegyesfáciesű szint	LATTORFI					
			Homok, homokkő						Csökkentsős- vízi fedőmárga						
									Barnakőszén- telep						
									Tarka agyag, homokkő						

Az Esztergom 18. sz. fúrásban — MUNTYÁN I.-NÉ, SIPOSS Z. és SZILÁGYI G. makroszkópos leírása alapján — a „hárshegyi” típusú homokkő és a foraminiferás agyagmárga, azaz a „kiscelli” agyag szintje egymással váltakozva fejlődött ki. E megfigyelés felveti a kérdést: az agyagmárga és a homokkő azonos korú, de eltérő fáciesű képződmény-e? Tehát vagy az agyagösszlet képviseli a „tardi szintet”, vagy a homokkő is a rupéli emeletbe tartozik. Az ALBERT E. által makroszkóposan leírt, s LENKEI A., REVICZKY NÉ OSVÁTH E., SZÜCS S. által ásvány-kőzettanilag megvizsgált Esztergom 20, 21, 22. sz. fúrás foraminiferás agyagmárgaösszletét *Foraminifera* faunája alapján GELLAI Á. és JÁMBORNÉ KNESCH M., a pollen-vizsgálat alapján KRIVÁNNÉ HUTTER E. és RÁKOSI L. a rupéli emeletbe helyezi.



5. ábra. A Dorogi-medence oligocén kifejlődéseinek áttekintő rétegoszlopa
Jelmagyarázat: 1. homokösszlet; 2. foraminiferás agyagmárga; 3. homok, homokkő; 4. esőkentsósvízi molluscumos márga; 5. barnakőszéntelep; 6. tarka agyag; 7. „hárshegyi” típusú homokkő; 8. triász alaphegység; 9. eocén fedőhegység

Abb. 5. Schematische stratigraphische Kolonne der Oligozänfazies des Dorogrer Beckens

Zeichenerklärung: 1. Sandkomplex; 2. foraminiferenführender Tonmergel; 3. Sand, Sandstein; 4. brackischer Molluskenmergel; 5. Braunkohlenflöz; 6. bunter Ton; 7. Sandstein vom „Hárshegy”-Typus; 8. triasisches Grundgebirge; 9. eozänes Deckgebirge

Рис. 5. Обзорная стратиграфическая колонка олигоценых фаций Дорогского бассейна

Легенда: 1. песчаная толща; 2. фораминиферные глинистые мергели; 3. пески, песчаники; 4. соленоватоводные моллюсковые мергели; 5. буроголиный пласт; 6. пестрые глины; 7. песчаники типа Харшхед; 8. триасовый фундамент; 9. эоценовый покров

g) Felső homokösszlet

A foraminiferás agyagmárga felett üledékfolytonossággal homok, homokkő, kavicsos homok, agyagos homok települ a Dorogtól É-ra levő Esztergom 20. és Nagysáp 50. sz. fúrásokban. A homokos összlet rétegtani helyzete még nem tisztázott, mint ezt már VITÁLIS S. (1939—1945) is felvetette. A képződmény általában faunamentes, néhol kevés, egyesvízre utaló *Foraminifera*, valamint rossz megtartású *Molluscum* faunát tartalmaz. (MAJZON L. az Esztergom 12. és 13. sz. fúrások felső részéből kattira utaló *Foraminifera* faunát határozott meg.) Nagysápon és Kesztölcön növénymaradványos agyagos homokréteget zár magába az összlet.

Összefoglalás

A Dorogi-medencében rögzíteni tudjuk a rupéli kifejlődéseket, a MAJZON-féle 4. foraminiferás szintet, melyet nem egészen helyesen a „kiscelli” agyag szintjének nevezünk s ehhez viszonyíthatjuk a partsze-

gélyi homokos fácieseket, a lattorfi „hárshegyi” típusú homokkő és a foraminiferás agyagmárga feletti felsőbb homokos kifejlődések helyzetét (5. ábra), melyeket a denudációtól erősen lehordott katti rétegek is képviselhetnek. További feladat, hogy tisztázzuk a még felmerülő rétegtani határkérdéseket.

IRODALOM

- BODA J. 1959: Dorog környéki oligocén molluszkumok vizsgálata. — Földt. Int. Adattár. Kézirat.
- GELLAI Á. 1959: A Dorogi-medence oligocén képződményeinek mikropaleontológiai vizsgálata 1959 évben. — Földt. Int. Adattár. Kézirat.
- HANTKEN M. 1868: A kisczelli tállyag foraminiferái. — Magyarhoni Földt. Társ. Munk. 4.
- HANTKEN M. 1871: Az esztergomi barnaszénterület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. 1. 1.
- HORUSITZKY F. 1942: Földtani tanulmány a délnógrádi dombvidék Ny-i részén. — Földt. Int. Évi Jel. 1936–38. II.
- IHAROSNÉ LACZÓ I. 1959: A Dorogi medence szénkőzettani vizsgálata 1959 évben. — Földt. Int. Adattár. Kézirat.
- IHAROSNÉ LACZÓ I. 1960: A Dorogi medence szénkőzettani vizsgálata 1960 évben. — Földt. Int. Adattár. Kézirat.
- JASKÓ S. 1956: Összesítő jelentés a dorogi szénmedence 1956 évi részletes földtani térképezéséről. — Földt. Int. Adattár. Kézirat.
- KOVÁCS L. — MÁNDY T. — DOBOS I. 1960: A dorogi fornai homok vizsgálata. — Bány. Lapok 93.
- KRIVÁNNÉ HUTTER E. 1961: A lábatlani „felső lutéciai” kővületmentes homokösszlet növénymaradványos agyagleneséjének palynológiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1957–1958-ról.
- MAJZON L. 1957: A magyarországi oligocén mikropaleontológiai rétegtana. — Akadémiai doktori ért. (Kézirat.)
- ROZLOZSNIK P. — SCHRÉTER Z. — TELEGDY ROTH K. 1922: Az esztergomi szénterület bányaföldtani viszonyai. — Földtani Int. Gyak. Kiadv.
- SÍPOSS Z. 1955: A „Dorog–Pilis” környéki szenes tűzállóagyag típusa. — Földt. Int. Adattár. Kézirat.
- SÍPOSS Z. 1959: A dorogi barnakőszénmedence oligocén képződményei. — Egyetem doktori ért. (Kézirat.)
- SZALAI T. 1956: A Duna könyök és Naszál vidékének tektonikai vázlata. — Geofiz. Közl. 5. 4.
- SZENTES F. — VÍGH F. 1952: A dorogi szénmedence hegyszerkezeti és védőréteg viszonyai, különös tekintettel a karsztvízveszély elleni védekezésre. — Bány. Lapok 11–12.
- SZÓTS E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. — Geol. Hung. ser. Geol. 9.
- VADÁSZ E. 1952: Kőszénföldtan. — Budapest.
- VITÁLIS I. 1929: Magyarország szénelőfordulásai. — Sopron.
- VITÁLIS S. 1939–1945: Mélyfúrások rétegleírásai az 1939–45 évekből. — Földt. Int. Adattár. Kézirat.

FAZIESTYPEN DER OLIGOZÄNEN BILDUNGEN DES DOROGER BECKENS

von
Z. SIPOSS

Betrachtet man die Faziestypen der oligozänen Ablagerungen des Doroger Braunkohlenbeckens in Reihenfolge der Sedimentbildung, so kann es festgestellt werden, dass die stratigraphische Einstufung sich am besten im Verhältnis zum 4. foraminiferenführenden Tonmergel-Horizont MAJZON's fixieren lässt. Dieser foraminiferenführende Tonmergel entspricht dem rupelischen „Kisceller“ Ton in Buda.

Am Beckenrand lagern sich oligozäne bunte Tone oder Sande vom „Hárshegy“-Typus den mesozoischen und eozänen Bildungen auf. Im Beckeninneren über beiden wechsellagernden Bildungen hat sich ein Braunkohlenflöz entwickelt, der stellenweise mit Lücken beider Bildungen auf denudierten Liegendschichten lagert. Im Hangenden des Kohlenflözes folgen Molluskenmergel und dann sandige Mergelbildungen von lockerer Struktur mit Sandstein-Einlagerungen. Diese letzteren werden von den strukturellen Verhältnissen abhängig, doch im allgemeinen im Raum der tieferen Gräben — durch rupelische foraminiferenführende Tonmergel, die eine tiefer-marine Fazies darstellen, oder durch einen Sandkomplex, der einer mehr seichtmarinen Fazies entspricht, überlagert. Die stratigraphische Lage der foraminiferenführenden Tonmergel über dem Sandkomplex ist noch nicht geklärt und kann vorderhand an der Grenze Rupel—Chatt festgesetzt werden.

Beilage I. Übersichtskarte der oligozänen Faziestypen des Doroger Beckens. — Entworfen von Z. SIPOSS

Zeichenerklärung: 1. Sandkomplex (Chatt?); 2. foraminiferenführender Tonmergel (Rupel); 3. Sand, Sandstein (Rupel); 4. Braunkohlenfazies (Rupel); 5. bunter Ton (Lattorf); 6. Sandstein (Lattorf); 7. Sandstein vom „Hárshegy“-Typus (Lattorf); 8. Andesit; 9. eozänes Deckgebirge; 10. mesozoisches Grundgebirge; 11. Hauptbruchlinie. — E. 20. = Zeichen und Nummer der Bohrung.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДОРОГСКОГО БАСЕЙНА

З. ШИПОШ

Рассматривая фациальные типы олигоценовых образований Дорогского бурогоугольного бассейна в порядке последовательности осадкообразования, можем установить, что стратиграфическое подразделение может быть лучше всего зафиксировано относительно выделенного МАЙЗОНОМ

4-ого горизонта глинистых мерлегей с фораминиферами. Эти фораминиферные глинистые мергели соответствуют „кищцелльским” глинам рупельского возраста в г. Буда.

На краях бассейна на отложениях мезозоя и Эоцена несогласно налегают пестрые олигоценовые глины или песчаники типа „Харшхедь”. Внутри бассейна выше чередования только что упомянутых образований развит буроугольный пласт, который местами залегает эрозионной дискорданцией с отсутствием обоих образований. В кровле угольного пласта следуют моллюсковые мергели, а выше них песчанистые мергели с прослоями песчаников рыхлой структуры. После этого, — в зависимости от тектонических условий, но вообще в областях сравнительно более глубоких грабенов — следуют фораминиферные глинистые мергели рупельского возраста, представляющие собой более пелагическую фацию, или же песчаная толща, являющаяся более неритической фацией. Стратиграфическое положение песчанистой толщи над фораминиферными глинистыми мергелями пока не выяснено и условно можно ее отнести к границе между рупельским и хаттским ярусами.

Приложение I. Обзорная карта олигоценовых фациальных типов Дорогского бассейна. — Составлена: З. ШИПОШШ

Легенда: 1. песчаная толща (хаттская?); 2. фораминиферные глинистые мергели (рупельский ярус); 3. пески, песчаники (рупельский ярус); 4. буроугольная фация (рупельский ярус); 5. пестрые глины (латторфский ярус); 6. песчаники (латторфский ярус); 7. песчаники типа Харшхедь (латторфский ярус); 8. андезиты; 9. эоценовый покров; 10. мезозойский фундамент; 11. главная линия разломов. — Е. 20. = знак и номер скважины.

A DOROGI MEDENCE OLIGOCÉN KÉPZŐDMÉNYEINEK FORAMINIFERÁI

Írta: NAGYNÉ GELLAI ÁGNES

HANTKEN M. (1868, 1871, 1878) több munkájában foglalkozik az Esztergomi-medence oligocén rétegeinek Foraminiferáival. Ezekben az oligocén kori képződményeket három részre osztja: alsó tengeri, középső félig-sósvízi és felső tengeri képződményekre. Az alsó tengeri képződményeket „*Clavulina szabói*” rétegeknek nevezi, amelyeknek felső része a „kiscelli agyag” és ennek felsorolja Foraminiferáit. Már 1868-ban megjegyzi azonban, hogy a „kiscelli agyag” rétegtani helyzete Esztergom vidékén eltér a Buda vidékitől. Esztergom vidékén a „kiscelli agyag” és a felső-eocén mészkő közé oligocén kori tengeri homokkő- és csökkentsósvízi agyag-összlet települ, mely Buda vidékén hiányzik. HANTKEN M. 1875-ben közli a „*Clavulina szabói*” rétegek Foraminiferáinak fajleírását s az esztergomi területről 16 Foraminifera-lelőhelyet említ.

SCHAFARZIK F. 1883-ban az esztergomi Baboshegyek téglagyári feltárásának agyagjából *Clavulina szabói* fajt tartalmazó, „kiscelli agyagra” utaló Foraminifera faunát közöl. [MAJZON L. (1957) szerint a benne levő *Rotalia umbilicata* D'ORB. faj a rupéli emelet 4. sz. foraminiferás szintjét jelzi.]

ROZLOZSNIK P., SCHRÉTER Z. és TELEGDY ROTH K. (1922) monográfiájukban az oligocént két részre osztják. A felső-oligocén zárótagját, a foraminiferás agyagmárgát 30—40 m vastagnak veszik. Véleményük szerint HANTKEN ezt a képződményt helytelenül azonosította a Budapest vidéki „kiscelli agyaggal”. Megemlítik a fontosabb lelőhelyeket és közlik ezek leggyakoribb Foraminiferáit.

SZŐTS E. (1956) munkájában a magyarországi alsó- és középső-oligocént az eocénbe, a felsőt pedig a miocénbe sorolta. Az esztergomi Várhegy és a két Strázsahegy között levő foraminiferás molluscumos agyagmárgát a „kiscelli agyag”-gal azonosnak tartja és a felső-eocénbe sorolja. Megemlíti, hogy ennek a rétegösszletnek felső tagját, a foraminiferás agyagmárgát több szerző, köztük HANTKEN is tévesen a „kiscelli agyag”-gal azonosította.

MAJZON L. (1939) megemlíti a dorogi és dági lelőhelyeket; Dorogról 34, Dágról 24 Foraminifera fajt közöl, később akadémiai doktori értekezésében (1957) ismét foglalkozik az esztergomi barnaköszénmedencével. ROZLOZSNIK P. — SCHRÉTER Z. — TELEGDY ROTH K. (1922) munkájával kapcsolatban megjegyzi, hogy az általuk közölt Foraminiferák a fiatalabb oligocénből nem ismert alakok, azok főleg a rupéli emeletre jellemző formák. Megállapítja, hogy — az eddigi nézetekkel ellentétben — a felső-oligocénbe sorolt rupéli foraminiferás agyagmárgát HANTKEN jogosan tartotta a „kiscelli agyag”-gal azonosnak. MAJZON az esztergomi Tamás-hegy K-i oldalán levő téglagyári feltárásból a 4. sz. foraminiferás szintet mutatta ki; az Esztergom 13. sz. fúrásban pedig a középső- és felső-oligocén jelenlétét állapította meg.

Csehszlovákiából, a Dorogi-medencével szomszédos területről (Párkány — Šturovo — környéke) BRESTENSKA, E. és LEHOTAYOVA, R. (1960) ismerteti az alsó-oligocén kori csökkentsósvízi üledékeket. Hét fúrásban párhuzamosították a csökkentsósvízi szintet.

Munkám során a felszíni feltárásokon kívül mélyfúrások anyagát is vizsgáltam. Utóbbiak vizsgálata adta a legtöbb eredményt. A területen két kifejlődési típust lehet megkülönböztetni: 1. partszegélyi kifejlődést (melyet a medence D-i részén a Csolnok 648. sz. fúrás tárt fel), 2. sekélytengeri üledéksort (melyet a medence ÉK-i részén az Esztergom 20. sz. fúrás harántolt). Az Esztergom 20. sz. fúrást a terület oligocén alapszelvényéül választottam, mert ez tárta fel az eddigi legteljesebb oligocén szelvényt, és ennek segítségével lehet legjobban párhuzamosítani nemcsak a medence egyéb feltárásainak és fúrásainak anyagát, hanem a távolabbi területek oligocén képződményeit is.

Az 1070 m talpmélységű E. 20. sz. fúrás oligocén—eocén képződményeket harántolt és a felső-triász dachsteini mészkőben állt meg. A 627 m vastagságú, változatos kifejlődésű oligocén üledékösszeletből 250 minta részletes Foraminifera-vizsgálata készült el. Közettanilag az eocén—oligocén határt 627 m-nél állapították meg. Az eocén képződmények Foraminifera-vizsgálatát VITÁLIS GY.-NÉ végezte, szerinte a faunával biztosan kimutatható eocén rétegsor az *Asterigerina rotulata* faj eltűnésével 634 m-nél végződik.

A fúrás oligocén rétegösszetét közettanilag és Foraminifera-fauna szempontjából a következőkkel jellemezhetjük:

L a t t o r f i: 627—565 m között a fúrás kovás homokkővel változó agyagos homokot és tarka agyagot, legfelül 30 m vastag andezitet harántolt. Szerves maradványt ezek a rétegek nem tartalmaztak.

565—538 m-ig finomszemű agyagos homok, majd a kőszéntelepes csoport következett. Fedőjében sötétszürke molluscumos agyagmárga települ.

Ezekben az üledékekben érdekes Foraminifera társulást figyelhetünk meg. Főleg a kőszéntelepek fedőjében, a molluscumos agyagmárgá-

ban található nagyon gazdag, agglutinált házú együttes (*Miliammina*, *Ammomarginulina* és *Ammobaculites* fajok). A faunaegyüttest a lapos formák jellemzik, melyben a *Miliamminák* finomabban, az *Ammomarginulinák* és *Ammobaculiteszek* durvábban agglutináltak (I. tábla 1, 2.). A Foraminiferák mellett sok *Molluscum*-héjtöredék és vékonyhéjú *Ostracoda*-töredék is található. Az agglutinált házú Foraminiferák *Rotaliákkal* váltakoznak, főleg a *Rotalia kiliani* (ANDREAE) faj lép fel nagy egyedszámmal.

538—488 m között tarka agyag, agyagos homok, agyagmárga és homokkő többszörösen ismétlődik. Itt már az agglutinált házú formák kimaradnak és a *Rotalia beccarii* (L.) mutatkozik tömegesen, emellett még néhány egyéb faj is előfordul [*Rotalia canui* CUSHMAN, *Rotalia kiliani* (ANDREAE), *Elphidium hillermanni* HAGN., *Triloculina* sp. és *Quinqueloculina* sp.] (II. tábla 1, 2.). A csökkentsősvízi rétegsor Foraminiferái nagyon hasonlók a belgiumi oligocén csökkentsősvízi Foraminifera faunájának alakjaihoz (BATJES 1958).

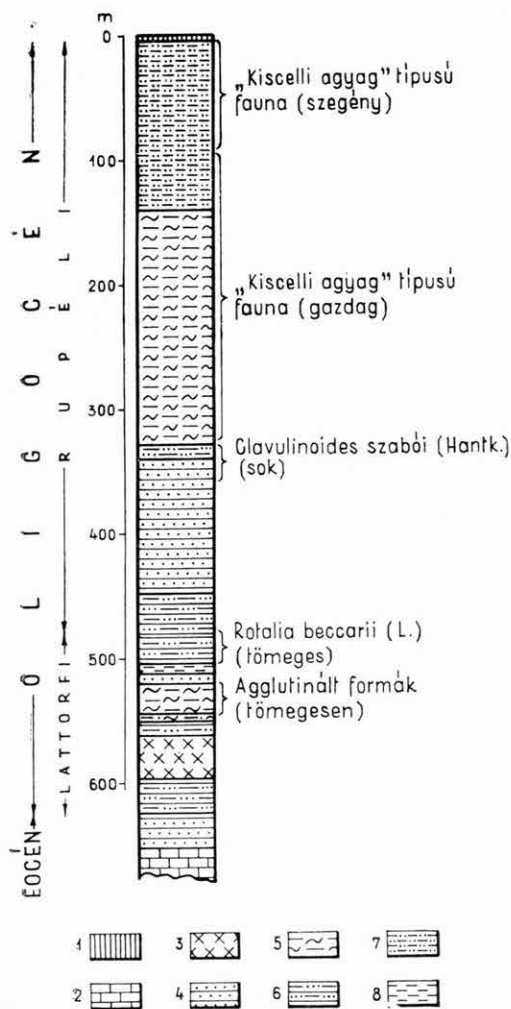
Rupéli: Az alsó-oligocén összletre 488—371 m között vastag homokkőösszlet következik, mely fokozatosan egyveretű, sötét agyagmárga-összletbe megy át. Az agyagmárga felső része egyre homokosabb, néhány kavicsos homokkőbetelepülés is mutatkozik.

Az összlet alsó részében (478—471 m-ig) „kiscelli agyag” típusú Foraminiferákat találunk. Bár ezekben a mintákban a Foraminiferák elég koptatottak és töredezték, a *Clavulinoides szabói* (HANTK.) faj jelenléte már biztosan a rupéli emeletet jelzi. Majd, érdekes módon, a 468,8—465,3 m és 462—461 m közötti szakaszban ismét csökkentsősvízi faunát találunk *Rotalia beccarii* (L.), *Elphidium minutum* (Rss.), *Nonion granosum* D'ORB. és *Triloculina* fajokkal. Ez a faunaváltozás oszcillációt jelez. A homokkőösszletből 461—344 m között *Molluscum*-héjtöredékeken kívül egyéb szerves maradvány nem került elő. 344 m-től gazdag „kiscelli agyag” típusú Foraminifera társaság jelenik meg, melynek legalsó részén sok a *Clavulinoides szabói* (HANTK.) faj (III. tábla 1, 2.).

E fauna leggyakoribb, rupéli emeletre jellemző fajai:

Cyclammina placentia (Rss.), *Spiroplectammina carinata* (D'ORB.), *Clavulinoides szabói* (HANTK.), *Karrerella siphonella* (Rss.), *Robulus arcuatostriatus* (HANTK.), *R. cultratus* (MONTFORT), *R. limbosus* (REUSS), *Planularia kubinyii* (HANTK.), *Marginulina fragaria* GÜMBEL, *M. gladius* PHIL., *Dentalina pauperata* D'ORB., *D. approximata* Rss., *Nodosaria latejugata* GÜMBEL, *Siphonodosaria spinicosta* (D'ORB.), *Glandulina laevigata* D'ORB., *Uvigerina pygmaea* D'ORB., *Bolivina beyrichi* Rss., *B. reticulata* HANTK., *B. elongata* HANTK., *B. punctata* D'ORB., *Gyroidina soldanii* (D'ORB.), *Eponides budensis* (HANTK.), *Anomalina grosserugosa* (GÜMB.), *A. granosa* (HANTK.), *Planulinella osnabrugensis* (MÜNSTER), *Cibicides ungerianus* (D'ORB.), *C. propinquus* Rss.

Az agyagos rétegösszlet Foraminifera faunája faj- és egyedszám tekintetében igen változatos. A kisebb eltérések alapján az összleten belül szinteket nem különítettem el. 322,5—322,0 m között a *Marginulina gladius* faj fejlett példányai vonják magukra a figyelmet. Az összlet alsó



1. ábra. Az Esztergom 20. sz. fúrás összevont közettani szelvénye a Foraminifera jellegek kiemelésével

Jelmagyarázat: 1. lösz, 2. mészkő, 3. andezit, 4. homokkő, 5. agyagmárga, 6. agyagos homokkő, 7. agyagos homok, 8. agyag

Abb. 1. Lithologisches Gesamtprofil der Bohrung Esztergom Nr 20. mit Anführung der Foraminiferen-Merkmale

Zeichenerklärung: 1. Löss, 2. Kalkstein, 3. Andesit, 4. Sandstein, 5. Tonmergel, 6. toniger Sandstein, 7. toniger Sand, 8. Ton

Рис. 1. Сводный литологический разрез буровой скважины Эстергом № 20 с указанием характеров фораминиферной фауны

Легенда: 1. лессы, 2. известняки, 3. андезиты, 4. песчаники, 5. глинистые мергели, 6. глинистые песчаники, 7. глинистые пески, 8. глины

szakaszán a *Clavulinoides szabói* (HANTK.) fajt tartalmazó rétegek után apró termetű és rossz megtartású fajokkal jellemzett faunaegyüttes következik. Feltűnő még egyes mintákban (pl. 267—266 m között) az apró termetű alakok mellett néhány nagy termetű forma megjelenése: *Uvigerina pygma* D'ORB., *Planulina costata* HANTK. és a *Robulusok*. 265—264 m-nél az apróbb bentosz Foraminiferaikon kívül sok a plankton forma (*Globigerina bulloides* D'ORB.). A *Buliminák* itt pirites bevonattal fordulnak elő. 145,0 m körül sok az *Uvigerina pygma* D'ORB. faj; a *Bathysiphon* fejlett

példányai kis számban mutatkoznak. Egyes mintákban (pl. 150—149 m) nagy számú a *Spiroplectamina carinata* (D'ORB.) faj.

108,5 m fölött a faunakép változása figyelhető meg: a Foraminifera faj- és egyedszáma erősen csökken; néhány csökkentsősvizet jelző faj is megjelenik [pl.: *Nonion granosum* (D'ORB.), *Elphidium striatopunctatum* (FICHT. et MOLL.) és *Rotalia* sp.]. A fauna elszegényedése csak 45 m-ig tart, felfelé ismét változatosabb lesz a rupéli jellegű faunaegyüttes. Az összlet felső szakaszát (108,5 m-től) ezen az alapon sem külön szintnek nem tarthattuk, sem a katti emeletbe nem sorolhattuk. A Foraminifera-fauna számbeli csökkenését az üledékképződésben beállt változás, a rétegsor felső részének homokosabbá válása magyarázza.

Kőzettani jelek és a Foraminiferák szempontjából vizsgálva az oligocén üledékösszetét, megállapíthatjuk: a legmélyebb részekben levő tarka agyag — mely többszörösen is jelentkezik — teresztrikus üledék-képződésre mutat (1. ábra). Az agyagos homok, homokos márga a parti sávot felépítő kőzetek lepusztulásának a terméke. A barnakőszéntelepek és a felettük levő rétegek lapos, agglutinált házú Foraminifera-együttese (*Ammomarginulina*, *Ammobaculites*, *Miliammina*) nagyon emlékeztet az olyan jelenlegi lefűződő medencék Foraminiferáira, melyek csak időnként állnak kapcsolatban a tengerrel (LOWMAN, S. W. 1951). Az agglutinált házú együttest feljebb felváltó fauna főleg *Rotalia beccarii* (L.) fajt és más, csökkentsóvízhez alkalmazkodó messzes házú alakokat tartalmaz. A faunakép gyakori változásából következtetni lehet az üledékképződési viszonyok gyors változásaira. Ebből megállapíthatjuk, hogy a partmenti medencéket fokozatosan ismét elárasztotta a tenger, s helyükön lagunák alakultak ki. A lagunák vize — a bennük élt Foraminiferákról ítélve — a lefűződő medencékénél nagyobb, de a normál tengervíznél kisebb sótartalmú volt. A medence- és a lagunabeli üledékképződési viszonyok többször váltakoztak, amíg — a tenger végleges előrenyomulásával — egy normális sótartalmat igénylő faunaegyüttes jelent meg: a „kiscelli agyag” tipikus faunatársasága, mely sekélytengeri viszonyok között létrejött üledéket jelez.

Az Esztergom 20. sz. fúrásban megismert agglutinált házú Foraminiferák eddig nálunk teljesen ismeretlenek voltak. Már 1958-ban felkeltették figyelmünket, de rétegtani helyzetük tisztázatlan maradt. Akkor a borókási medencerészben a XIV. aknából, a janzapataki, sáros-siklói bányabeli feltárásokból kerültek elő. A kőszéntelepek feletti kb. 10 m vastagságú összletben mindhárom nemzetség nagy számmal volt képviselve. A Tokod 350. sz. fúrás anyagának újvizsgálatánál az agglutinált társaság jelenléte ugyanúgy megállapítható volt, mint az E. 20. sz. fúrásban. A Piliscsév 4. sz. fúrásban csak a *Miliammina* nemzetség jelenik meg, gazdag csökkentsóvízi fajok [*Rotalia beccarii* (L.), *Rotalia kiliani* ANDREAE] kíséretében. A csehszlovák területen Párkány környékén BRESTENSKA, E. és LEHOTAYOVA, R. (1960) által jelzett, agglutinált házú foraminiferás szintet a nálunk ismertetettel azonosnak tartottuk; e véleményünk helyességéről a Mužla 4. sz. fúrás anyagának megtekintésekor meggyőződünk. A további feladat az új és a régi fúrások anyagának részletes vizsgálatával az alsó-oligocén agglutinált házú Foraminiferák szintállóságát, rétegtani jelentőségét bizonyítani és e Foraminifera-nemzetségek fajait meghatározni.

Az E. 20. sz. fúrás alsó szakaszát (mely magába foglalja a kőszéntelepes kifejlődést is és a latorfi emeletbe tartozik) MAJZON 5. sz. foraminiferamentes szintjével azonosíthatjuk. Heteropikus fáciése a „hárshegyi” homokkő és konglomerátum-összletnek.

Az E. 20. sz. fúrás középső és felső szakasza (a benne található „kis-

celli agyag"-típusú, jellegzetes Foraminifera-társaság alapján) MAJZON 4. sz. foraminiferás szintjével azonos, s a rupéli emeletet jelzi. Azonos kifejlődést a medence több fúrásában lehetett kimutatni és párhuzamosítani (pl. az esztergomi téglagyári feltárásban, a Dág 14, E. 21, E. 22. sz. fúrásokban). Eddigi vizsgálataink során azonban MAJZON többi Foraminifera-szintjét a Dorogi-medencében kimutatni nem tudtuk.

Az oligocén képződmények partszegélyi kifejlődését Foraminiferák alapján a Csolnok 648. sz. fúrásban rögzíteni tudtuk. A fúrás eocén és oligocén rétegeket harántolt, majd 403 m-nél felső-triász dachsteini mészkőben ért véget. Az oligocén képződmények vastagsága 217 m, melyből 118 mintát vizsgáltunk meg. Az összleten belül lényeges különbségek sem közettani, sem mikropaleontológiai alapon nem állapíthatók meg. Kőzetanyaga jellegzetes partszegélyi üledék; durvább és finomabb szemű homokkő és homok váltakozik agyagos üledékekkel, tarka agyaggal. Az összlet Foraminifera faunája is partszegélyi kifejlődést jelez. A rétegsorban végig csökkentsósvízi a fauna. 217,1—167,3 m között nagy egyed-számú a *Rotalia beccarii* (L.) faj; 167,3—155,4 m-ig viszont sok agglutinált házú forma jelentkezik, főleg *Bathysiphon* sp.-k és néhány *Rhabdammina abyssorum* M. Sars faj. 160,0—155,4 m között az igen aprótermetű *Rotalia* és *Nonion* fajok uralkodnak. Egyéb szerves maradványok mellett figyelmet érdemelnek még a 167,7 m-ben tömegeseen található *Chara*-termések.

A Csolnok 648. sz. fúrás Foraminiferái szintén csökkentsósvízi, partszegélyi fáciesre utalnak, a katti emeletet rögzítik. MAJZON (1941) felső-oligocén beosztását elfogadva, annak felső részével mutatnak hasonlóságot. Az általa említett fajok itt is megtalálhatók. E rétegsor számos felszíni feltárással és kismélységű térképező fúrással, valamint a Dág 13. sz. fúrással párhuzamosítható. A horókási medencerész üledékei is főleg ezt a kifejlődést mutatják.

Összefoglalva a medence oligocén képződményeinek Foraminifera vizsgálatait, megállapíthatjuk, hogy az eocén és oligocén határ közztanilag és faunisztikailag is élesen jelentkezik. Az új üledékciklus, amely a latorfi emelet kezdetét jelzi, szárazföldi-édesvízi üledékkel indul. Szerves maradványt ezekben az üledékekben nem találunk. Majd lassú transzgresszióval finom agyagos homok és sötétszürke agyagmarga üledékek következnek és paralikus kőszénképződés indul meg. A kőszentelepek között és azok fedő rétegeiben olyan agglutinált házú Foraminiferák jelentkeznek tömegesen, melyek jelenleg főleg mocsári és laguna-üledékekből ismeretesek. Az agglutinált Foraminiferák meszes házú csökkentsósvízi alakokkal váltakoznak. A gyakori üledékváltozást követi a mikrofauna változása és így a tenger állandó oszcillációja jól megfigyelhető. A latorfi emelet felsőbb részének homokosabb üledékeiben főleg csökkentsósvízi formákat találunk, a lagunabeli üledékképződési viszonyok megszűntével az agglutinált házú formák teljesen kimaradnak. A csökkentsósvízi faunát ezután tengeri együttes váltja fel, amely már

a rupéli emelet kezdetét jelzi. A transzgressziós sorozatnak ezt a legvas- tagabb, legállandóbb üledékét jellegzetes Foraminifera fauna jellemzi. A rupéli emelet végén regressziós szakasszal zárul az oligocén. A tenger fokozatos visszahúzódásával párhuzamosan ismét partszegélyi üledéksor rakódik le, mely már az oligocén zárótagját, a katti emeletet jelzi.

IRODALOM

- BATJES, A. J. 1958: Foraminifera of the Oligocene of Belgium. — Koninkl. Belg. Inst. Nat. Verh. Nr. 143. pp. 3—180.
- BRESTENSKA, E.—LEHOTAYOVA, R. 1960: Spodnooligocénne brakiché usadeniny s Rotalia beccarii (L.) z oblasti Šturova (Južné Slovensko). — Geol. práce zprávy **19**. pp. 109—116.
- HANTKEN M. 1868: A kisczelli tályag foraminiferái. — Magyarhoni Földt. Társ. Munk. **4**. pp. 75—96.
- HANTKEN M. 1871: Az esztergomi barnaszénterület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. **1**. pp. 3—144.
- HANTKEN M. 1875: A Clavulina szabói rétegek faunája. I. Foraminiferák. — Földt. Int. Évk. **4**. 1. pp. 1—82
- HANTKEN M. 1878: A Magyar Korona Országainak széntelepei és szénbányászata. — Budapest.
- LOWMAN, S. W. 1951: The relationship of biotic and lithic facies in recent gulf coast sedimentation. — Journ. of Sedimentary Petr. **21**. 5. pp. 233—237. Tulsa (Oklahoma)
- MAJZON L. 1939: Budapest környéki kattiai rétegek Foraminiferái. — Földt. Int. Évi Jel. 1933—35 évekről. 2. pp. 1047—1087
- MAJZON L. 1941: Oligocén és miocén Foraminifera faunák kiértékelése. — Vita- ülés, beszámoló az 1939. évi munkálatokról pp. 24—42.
- MAJZON L. 1957: A magyarországi oligocén mikropaleontológiai rétegtana. — Akad. doktori értekezés. (Kézirat.) pp. 2—271
- ROZLOZSNIK P. — SCHRÉTER Z. — TELEGDI ROTH K. 1922: Az Esztergom-vidéki szénterület bányaföldtani viszonyai. — Földt. Int. Gyak. Kiadv. pp. 34—41.
- SCHAFARZIK F. 1884: Jelentés az 1883 nyarán a Pilis hegységben eszközölt földtani részletes felvételtől. — Földt. Közl. **14**. pp. 249—272.
- Szóts E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. — Geol. Hung. ser. Geol. **9**. pp. 1—320.

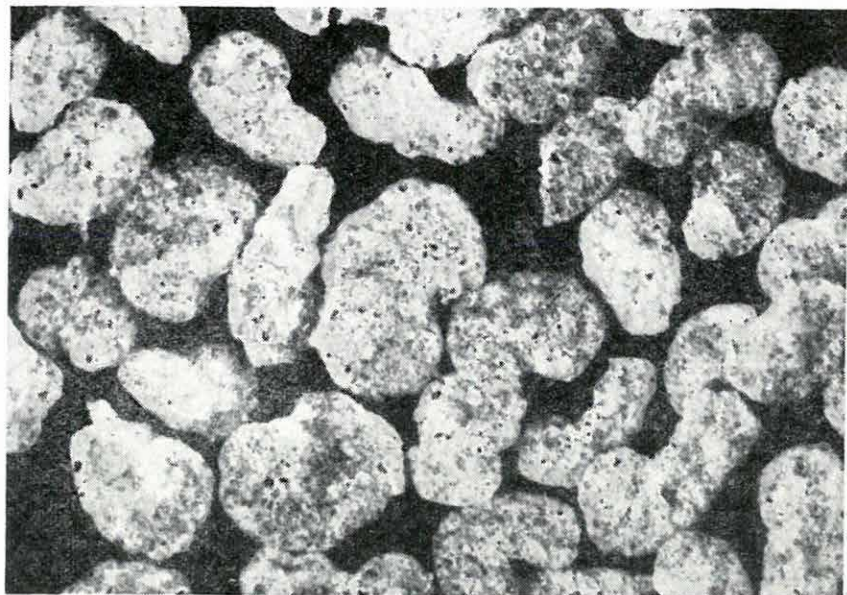
I. Tábla — Tafel I. — Таблица I.

1. Agglutinált házú *Ammomarginulinák* és *Ammobaculiteszek*. Lattorfi emelet. — Esztergom 20. sz. fúrás, 539–540 m (35 ×)
2. Agglutinált házú *Miliamminák*. Lattorfi emelet. — Esztergom 20. sz. fúrás 548,2–549,3 m (30 ×)

Fotó: Kiss A.

1. Ammomarginulinen und Ammobaculiten mit agglutinierten Schalen. Lattorf.
2. Miliamminen mit agglutinierten Schalen. Lattorf.

1. Аммомаргинулины и Аммобакулиты с агглютинированной раковинной. Латторфский ярус.
2. Милиаммины с агглютинированной раковинной. Латторфский ярус.



1



2

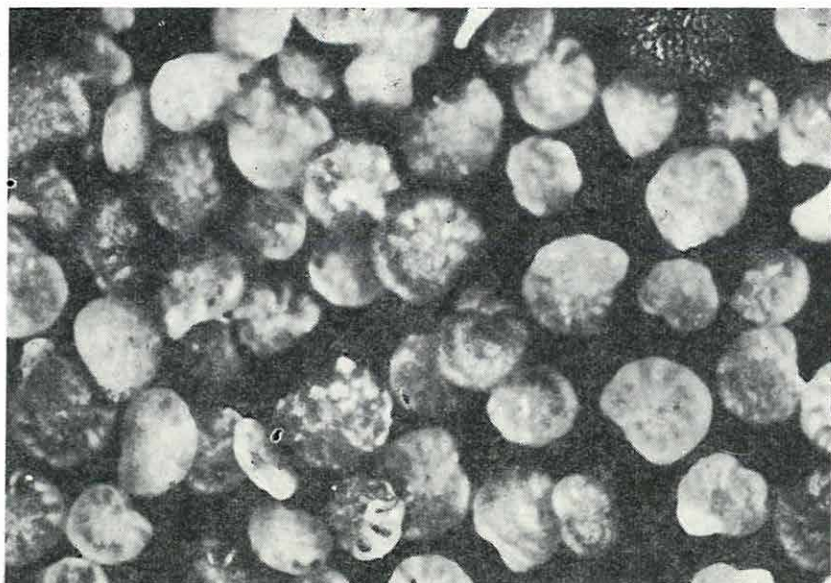
II. Tábla — Tafel II. — Таблица II.

1. A *Rotalia kiliani* (ANDREAE) faj tömeges megjelenése. Lattorfi emelet. — Esztergom 20. sz. fúrás, 547,0–548,4 m (42 ×)
2. *Rotalia beccarii* (L.) faj a csökkentsósvízi üledékek felső részében. Lattorfi emelet. — Esztergom 20. sz. fúrás, 464,8–465,3 m (36 ×)

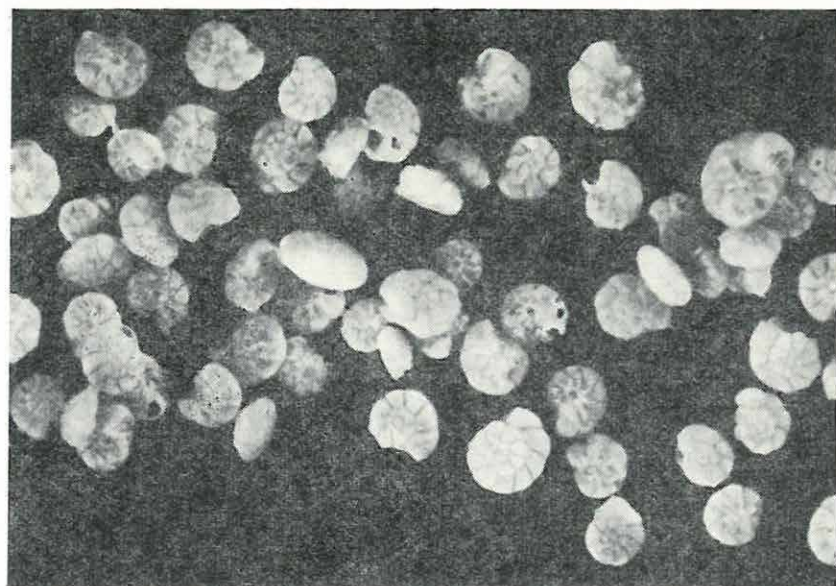
Fotó: Kiss A.

1. Massenhaftes Auftreten der *Rotalia kiliani* (ANDREAE). Lattorf.
2. *Rotalia beccarii* (L.) im oberen Teil der brackischen Ablagerungen. Lattorf.

1. Массовое появление представителей вида *Rotalia kiliani* (ANDREAE). Латторфский ярус.
2. Вид *Rotalia beccarii* (L.) в верхней части опресненно-водных отложений. Латторфский ярус.



1



2

III. Tábla — Tafel III. — Таблица III.

1. *Clavulinoides szabói* (HANTK.) és *Uvigerina* fajok a rupéli emelet alsó részén. — Esztergom 20. sz. fúrás, 343–344 m (25×)
2. A „kiscelli agyag” jellemző Foraminiferái. Rupéli emelet. — Esztergom 20. sz. fúrás, 317,5–319,0 m (20×)

Fotó: Kiss A.

1. *Clavulinoides szabói* (HANTK.) und *Uvigerinen*-Arten im unteren Teil des Rupel.
2. Charakteristische Foraminiferen des „Kisceller“ Tonen. Rupel.

1. *Clavulinoides szabói* (HANTK.) и виды *Uvigerina* в нижней части рупельского яруса.
2. Характерные фораминиферы „кишцелльских” глин. Рупельский ярус.



1



2

DIE FORAMINIFEREN DES OLIGOZÄNS IM DOROGER BECKEN

Von

Á. NAGY — GELLAI

Vom Gesichtspunkt der Foraminiferenuntersuchungen aus betrachtet zeigte bis jetzt die Bohrung Esztergom Nr. 20 das vollständigste Oligozänprofil im Doroger Becken. Auf Grund der Foraminiferen-Gesellschaften dieses Profils werden von Verfasserin die Faziestypen der oligozänen Ablagerungen, die brackischen-littoralen Ablagerungen des Unteroligozän und die Seichtmeer-Ablagerungen des Mitteloligozän veranschaulicht. Beachtenswert ist die im Unteroligozän auftretende, sehr reiche Foraminiferen-Fauna mit agglutinierten Schalen, zu denen sich mit massenhaftem Auftreten brackische Formen, hauptsächlich die *Rotalia beccarii* (L.)-Art gesellen. Die Sedimentfolge des Oberoligozäns, die eine Küstenfazies darstellt, wurde durch die Bohrung Csolnok Nr. 648 aufgeschlossen. Die im Grundprofil gezeigten Oligozänbildungen lassen sich — auf Grund der von Verfasserin durchgeführten Untersuchungen — innerhalb des Beckens parallelisieren.

ФОРАМИНИФЕРЫ ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ
ДОРОВСКОГО БАССЕЙНА

А. НАДЬ—ГЕЛЛАЙ

С точки зрения изучения форминифер полнейший разрез олигоцена был до сих пор найден во скважине Эстергом № 20. На основании сообществ фораминифер этого разреза, автор настоящей работы показывает фациальные типы олигоценовых отложений: опресненноводные — прибрежно-морские отложения нижнего олигоцена и мелководно-морские отложения среднего олигоцена. Заслуживает внимания появляющаяся во время нижнего олигоцена, богатейшая фауна фораминифер с агглютированными раковинами, в месте с которой в массовом количестве появляются опресненноводные формы, главным образом вид *Rotalia beccarii* (L.). Осадочную толщу верхнего олигоцена, выраженную в прибрежно-морской фации, вскрыла буровая скважина Чольнок № 648. В пределах бассейна — на основании проведенных автором исследований — можно параллелизировать олигоценовые образования, показанные в опорном разрезе.

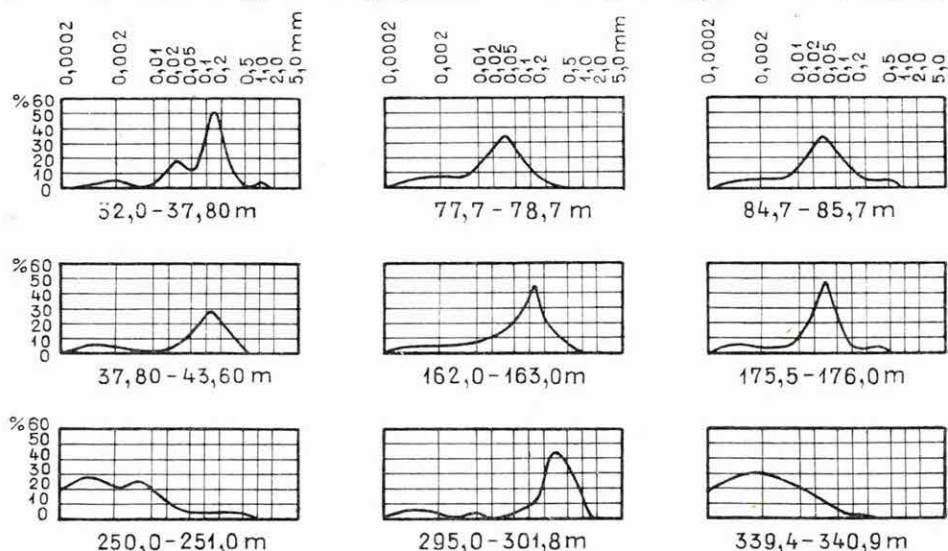
A PILISCÉV 4. SZ. FÚRÁS OLIGOCÉN KÉPZŐDMÉNYEINEK ÜLEDÉKKÖZETTANI VIZSGÁLATA

Írta: CSÁNK ELEMÉRNÉ

Piliscév község a Dorogi-medence DK-i peremén terül el. A község határában települt a Piliscév 4. sz. kőszénkutató fúrás, mely 390,0 m mélységben dachsteini mészkőben végződött. A fúrás 376,0—340,9 m között eocén rétegeket, feljebb 340,9—32,0 m-ig oligocén rétegsort harántolt. Üledékközettani vizsgálataimat a 308,9 m vastagságú oligocén réteg-összlet 70 db mintáján végeztem. A mintákat SÍROSS Z. gyűjtötte.

Közöttani összetétel

A kőzetminták karbonáttartalmát Scheibler-módszerrel vizsgáltuk meg. A szemcseösszetételt szítalással és Köhn-féle ülepitő módszerrel határoztuk meg. A szemcseösszetételt gyakorisági görbében ábrázoltam (1. ábra). A közölt gyakorisági görbék bemutatják a legjellemzőbb képződ-



1. ábra. A szemcseösszetétel gyakorisági görbéi
Fig. 1. Courbes de la composition granulométrique
Рис. 1. Кривые частот granulométrического состава

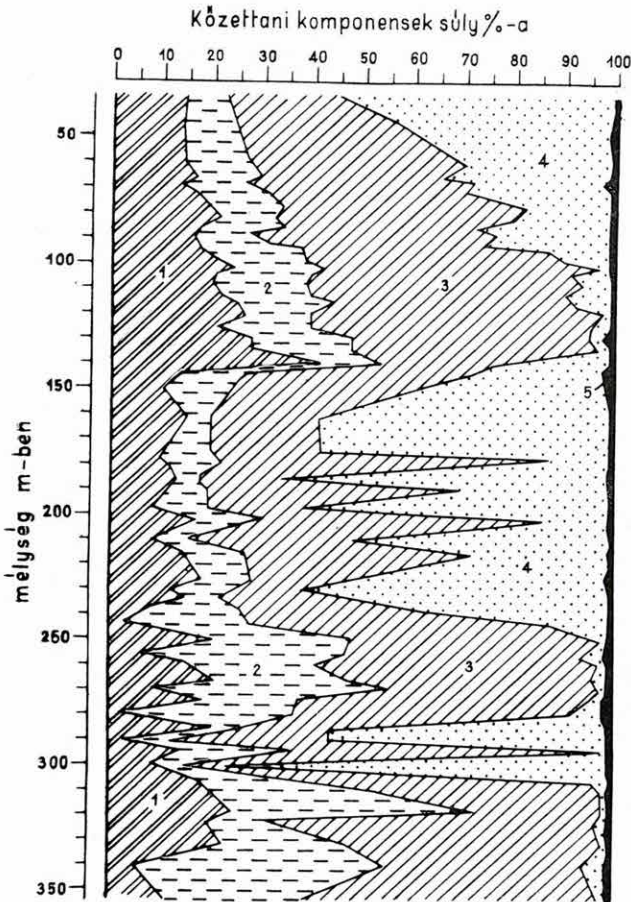
mények szemcseeloszlását. Az egymaximumos görbe kőzetlisztre és finom homokra utal, illetve agyagos üledéket jelez. A durvább homokot és apró kavicsot tartalmazó kőzetek diagramja eltérő típusú. A laboratóriumi vizsgálati eredmények összhangban vannak korábbi megállapításunkkal, melyben e terület oligocén rétegsorát partszegélyi, sekélytengeri képződményként értelmeztük (CSÁNK E.-NÉ — SIPOSS Z. 1963).

A szemcseösszetételi adatok alapján, a karbonáttartalom figyelembevételével, kiszámítottam a kőzet összetevőinek %-os mennyiségét. Ennek alapján az új nevezéktannak (BÁRDOSSY 1961) megfelelően határoztam meg a képződményeket (1. táblázat).

I. táblázat

A Pilisesév 4. sz. fúrás oligocén képződményeinek kőzettani összetétele

Minta sorszáma	Mélység (m-ben)	Kőzettani összetétel (súly %-ban)						pH-érték	Kőzetnév
		Karbonát	Agyag	Kőzetliszt	Homok	Kavics	Vasásványok		
1.	67,0—68,0	12,4	15,0	44,9	25,7	—	2,0	6,65	homokos aleurit
2.	97,2—98,0	20,3	18,7	50,0	9,7	—	1,3	6,65	márgás aleurit
3.	170,0—171,0	12,0	—	—	—	—	—	7,6	(vizsgálat nem készült)
4.	175,5—176,0	10,8	10,3	22,9	55,0	—	1,0	7,6	kőzetlisztes homokkő
5.	177,5—178,5	9,9	12,1	64,8	12,4	—	0,8	7,0	kötött kőzetliszt
6.	179,5—180,5	12,3	10,9	48,7	27,4	—	0,7	6,95	homokos aleurit
7.	190,5—191,5	11,6	8,1	48,8	30,9	—	0,6	7,23	homokos aleurit
8.	203,3—204,8	17,7	13,1	41,7	26,7	—	0,8	7,2	márgás, homokos aleurit
9.	215,6—216,6	14,9	12,4	45,2	26,5	—	1,0	7,35	márgás, homokos aleurit
10.	221,7—226,4	18,3	10,3	19,3	50,6	—	1,5	7,35	meszes, kőzetlisztes homokkő
11.	243,0—243,8	2,9	24,7	59,7	11,5	—	1,2	7,65	agyagos aleurit
12.	250,0—251,6	7,9	48,6	40,4	1,0	—	2,1	7,65	kőzetlisztes agyag
13.	259,7—260,7	16,2	24,5	56,9	0,5	—	1,9	7,5	márgás aleurit
14.	274,6—277,1	17,4	25,2	54,1	1,5	—	1,8	6,8	márgás aleurit
15.	279,6—280,0	1,6	34,9	57,1	4,6	—	1,8	7,13	agyagos aleurit
16.	284,7—286,1	20,0	6,1	18,2	54,7	—	1,0	7,2	meszes, kőzetlisztes homokkő
17.	289,1—290,1	2,9	9,1	32,4	54,8	—	0,8	7,35	kőzetlisztes kötött homok
18.	293,1—294,1	14,5	22,4	60,9	1,3	—	0,9	7,4	agyagos aleurit
19.	295,1—301,8	8,7	6,2	7,4	75,7	2	—	5,83	durvaszemű, kötött homok
20.	305,0—306,0	18,2	19,2	58,9	3,3	—	0,4	7,0	márgás aleurit
21.	308,0—309,0	21,5	32,1	44,8	0,6	—	1,0	7,0	márgás aleurit
22.	313,0—314,0	12,4	30,6	54,5	1,1	—	1,4	6,85	agyagos aleurit
23.	318,0—318,7	24,5	47,3	26,4	0,5	—	1,3	6,8	kőzetlisztes agyag-márga
24.	320,5—321,5	19,9	11,9	65,4	1,3	—	1,5	7,0	meszes aleurit
25.	330,0—336,7	24,3	24,3	50,1	0,1	—	1,2	6,65	márgás aleurit
26.	339,4—340,9	6,2	49,1	40,2	3,3	—	1,2	6,5	kőzetlisztes agyag



2. ábra. Kőzettani komponensek szelvénydiagramja

Jelmagyarázat: 1. karbonát, 2. agyag, 3. kőzetliszt, 4. homok, 5. vasásványok

Fig. 2. Diagramme en profil des composants pétrographiques

Légende: 1. carbonate, 2. argile, 3. boue, 4. sable, 5. minéraux de fer

Рис. 2. Схематический разрез литологических компонентов

Легенда: 1. карбонаты, 2. глинистая фракция, 3. алевритовая фракция, 4. песчаная фракция, 5. минералы железа

Az oligocén képződmények kőzettanilag eléggé egyveretűek. Karbonáttartalmuk 14—18% közötti. Szélső értékeik 42, ill. 1,6%.

Az agyag mennyisége a 340,9—250,0 m közötti szakaszon többször eléri a 46—49%-ot. Feljebb haladva az agyagtartalom 10—18% között ingadozik, sőt egy esetben 2,1%-ra csökken.

Uralkodó kőzetkomponens a kőzetliszt, átlagosan 45,5%. Legnagyobb mennyisége 65,4%, a legkisebb 7,4%.

A *homok* mennyisége erősen változó, 340,9 m-nél 3,3%, 308,0 m-ig állandóan csökken, 301,8—295,1 m között 75,7%-ra emelkedik. Egy méterrel feljebb 1,3%, majd feldúsul 54,8%-ra, feljebb hirtelen jelentéktelen mennyiségűre csökken. 238,4 m-től kb. 100 méteren át a homoktartalom 30—40%, sőt egyszer 65%-ot is elér. E szakasz feletti újabb hirtelen mennyiségcsökkenés után (95,3 m-től) ismét fokozatosan emelkedik s végül az oligocén rétegösszlet legfelső szakaszán eléri az 55,0%-ot.

A 2. ábrán közölt szelvénydiagram a kőzetkomponensek százalékos eloszlását mutatja be.

Az oligocén képződmények leggyakoribb kőzete az *aleurit*, váltakozik kőzetlisztes *agyaggal*, kőzetlisztes *homokkal*, illetve *homokkövel*, vagy *márgás aleurittal*.

Ásványos összetétel

A képződmények ásványos összetételét mikromineralógiai módszerrel vizsgáltam meg. E célra a fellazított minták, illetőleg oldhatatlan maradékok 0,1—0,2 mm-es frakcióit használtam fel. Lehetőleg 10 g anyagot választottam szét bromoformmal nehéz és könnyű részlegre. A nehézásvány-részleget mérve számítottam ki a nehézásványok súlyszázalékát. A szemcseszázalék megállapítására mintánként 200 ásvány-szemcsét határoztam meg. Mivel a minták fellazításához legtöbb esetben híg sósavat kellett alkalmazni, az ásványtársaságból hiányzik a kalcit s a dolomit egy része is. Mikromineralógiai vizsgálat céljára 26 jellemző mintát választottunk ki.

A nehéz- és könnyűásványok arányát súlyszázalékban adtam meg (2. táblázat). A nehézásványok mennyisége 0,9—11,8% között változik az oligocén összlet talpáról vett minta kivételével, melyben 72,6%-nyi nehézásvány volt.

A *nehézásványok* között a magmás eredetűek uralkodnak. Megközelítőleg ennyi az autigén eredetű ásványok mennyisége is, míg a metamorf eredetűek maximálisan 30, de általában ennél kisebb szemcseszázalékkal jelentkeznek. A magmás eredetű ásványtársaságban a magnetit, biotit és gránát a leggyakoribb. A magnetit maximálisan 50, a biotit 65, a gránát 33 szemcseszázaléknyi mennyiségű. A *magnetit* mindig üde, szép fémfényű, sok esetben ép kristályalakú, de alaktalanok is előfordulnak. A *biotit* nem mindig üde; sok a fakóbarna, letöredezett szélű szemcse, de vannak szép számmal sötétbarna hatszöges lemezek, és húspiros színűek is a kifakultak mellett. Általában zárvány nélküliek, de akadnak gazdag rutiltü-zárványos biotit is. A biotit nagy mennyisége vulkáni tufaszórásból származtatható. A felső-eocénben feltételezhető a Budai-hegységtől északra biotitandezittufát eredményező vulkáni működés (SZÉKYNÉ FUX V. — BARABÁS A. 1953); ennek lepusztuló anyaga kerülhetett az oligocén üledékgyűjtőbe. A *gránátok* szép üdék, rózsaszínűek, ill. színtelenek, ritkán van saját kristályalakjuk. A magmás eredetű

A Piliscsév 4. sz. fűrés oligocén képződményeinek mikromineralógiai vizsgálata

Minta sorszáma	Nehézsávytartalom (Súly %-ban)	Nehézsávyok eloszlása a 0,1—0,2 mm ø-jű frakcióban															Darabszám összesen													
		M a g m á s					M e t a m o r f					A u t i g é n																		
		Ilmenit	Magnetit	Biotit	Amfibol	Barna amfibol	Hiperszén	Augit	Apattit	Cirkon	Anatáz	Rutil	Gránát	Titanit	Turmalin (pegm.)	Andaluzit		Aktinolit	Tremolit	Diszlén	Epidot	Klorit	Kloritoid	Klimozoit	Staurolit	Turmalin (idion.)	Zoisit	Barit	Pirit	Szferosziderit
1.	3,6	—	3	18	—	—	6	—	—	—	—	12	3	1	—	—	—	1	3	20	—	—	—	5	—	—	18	—	9	100
2.	10,5	—	10	58	—	—	4	—	—	—	—	11	2	1	—	—	—	—	2	18	—	—	—	1	—	—	39	—	4	100
3.	0,8	—	—	26	—	—	—	—	—	—	—	5	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	100
4.	11,8	—	5	26	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	3	—	—	—	2	—	—	51	—	—	100
5.	7,8	—	6	21	—	—	2	—	—	—	—	8	—	—	—	—	—	1	1	2	—	—	—	1	—	—	57	—	—	100
6.	3,8	—	—	17	—	—	—	—	—	—	—	14	—	—	—	—	—	1	1	4	—	—	—	—	—	—	65	—	—	100
7.	0,3	—	20	23	1	—	—	—	—	—	—	11	—	2	—	—	—	1	5	4	—	—	—	5	—	—	25	—	—	100
8.	0,4	4	18	20	—	—	—	—	3	—	—	21	—	1	—	—	—	2	5	2	—	—	—	4	—	—	24	3	—	100
9.	0,6	—	8	7	—	—	—	—	1	—	—	30	—	4	—	—	—	1	5	12	—	—	—	7	—	—	35	—	—	100
10.	0,6	—	8	12	—	—	—	—	—	—	—	23	—	3	—	—	—	1	5	18	—	—	—	8	—	—	25	8	—	100
11.	0,2	—	13	13	—	—	—	—	—	—	—	21	—	3	—	—	—	1	—	18	—	—	—	4	—	—	25	20	—	100
12.	14,1	—	—	7	—	—	—	—	—	—	—	1	—	3	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	85	—	—	100
13.	5,0	—	8	—	—	—	—	—	—	—	—	8	—	—	—	—	—	—	—	5	—	—	—	—	—	—	22	8	—	50
14.	4,9	—	—	35	—	—	—	—	3	—	—	14	1	1	—	—	—	2	3	5	—	—	—	—	—	—	4	—	—	100
15.	5,1	—	50	1	—	—	—	—	—	—	—	23	—	1	—	—	—	4	5	4	—	—	—	1	—	—	22	6	—	100
16.	1,5	—	6	29	1	—	—	—	—	—	—	16	—	—	—	—	—	1	5	12	—	—	—	—	—	—	32	—	—	100
17.	1,6	—	43	5	—	—	—	—	3	—	—	23	—	—	—	—	—	2	5	3	—	—	—	4	—	—	4	—	—	100
18.	0,9	—	11	8	2	—	—	—	—	—	—	14	—	—	—	—	—	4	4	4	—	—	—	1	—	—	46	—	—	100
19.	2,8	—	41	10	—	—	—	—	4	—	—	25	—	1	—	—	—	1	2	3	—	—	—	2	—	—	5	—	—	100
20.	3,4	—	—	28	—	—	—	—	—	—	—	9	—	1	—	—	—	1	2	8	—	—	—	1	—	—	53	—	—	100
21.	2,8	—	—	65	—	—	—	—	—	—	—	13	—	—	—	—	—	2	20	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100
22.	3,1	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	11	—	—	—	—	—	3	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100
23.	2,0	1	4	19	1	—	—	—	2	—	—	11	2	3	—	—	—	1	6	9	—	—	—	1	—	—	40	10	—	70
24.	2,9	—	12	20	2	—	—	—	1	—	—	29	—	3	—	—	—	3	1	11	—	—	—	3	—	—	12	—	—	100
25.	7,1	—	—	9	2	1	—	—	—	—	—	33	—	2	—	—	—	2	4	4	—	—	—	1	—	—	3	6	—	100
26.	72,6	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—	19	1	2	—	—	—	—	4	3	—	—	—	—	—	—	44	90	—	100

ásványok között kevés amfibol és hipersztén is van. Az említett andezit-vulkánosság közelségéhez képest nagyon kicsi a mennyiségük, s kevés mintában fordulnak elő. Az *apatit* sok mintában megtalálható, üde kristályalakokkal: zömök prizmák, lapos piramisokkal. Egyes apatit-kristályok majdnem barnák a hosszanti irányban beépülő cériumtól. A minták kevés *cirkont* tartalmaznak; a szemcsék szép üde, víztiszta, bipiramisos végű, karesú prizmák. Ezek közt volt egy sötétkék, kagylós törésű, alaktalan, anomal kettőtörésű cirkonszemese is, mely radioaktív hatásnak lehetett kitéve (KLOCKMANN—RAMDOHR 1954; PABST, A. 1955). A *titanit* gyakran előfordul, de kis mennyiségben. Szép üde szemcsék, de kristályalakjuk csak sejthető, noha nem legömbölyödöttek, mint a metamorf titanit-szemcsék. Pegmatitos *turmalin* sok mintában látható, de csak kis mennyiségben.

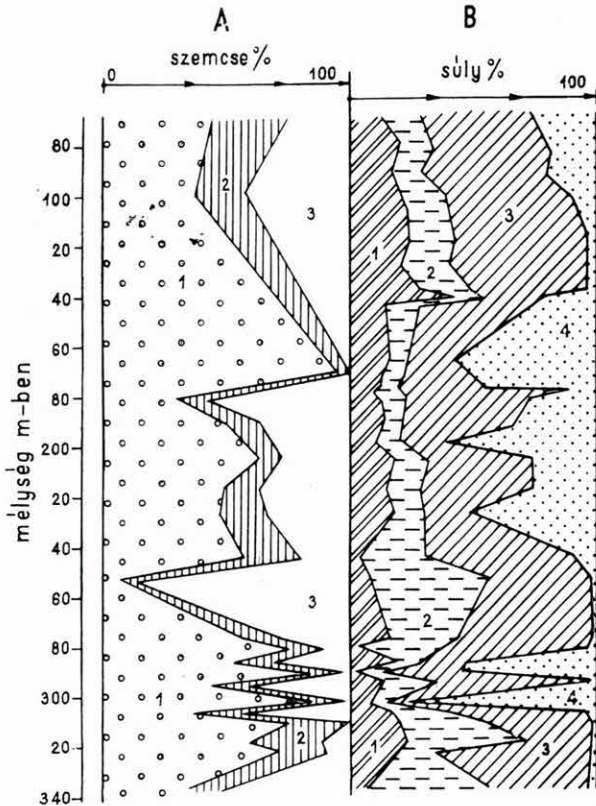
A metamorf eredetű ásványok közt leggyakoribb a *klorit*, *epidot*, *disztén* és a *turmalin*. Nem hiányoznak a társaságból az andaluzit, aktinolit, tremolit, kloritoid, staurolit sem, de kevés mintában vannak jelen, s legfeljebb egy-két szemese képviseli őket.

Az autigén eredetű ásványok között a biogén *pirit* 18—85 szemcse-százalékgig is feldúsul. Rendkívül üde gömböcskék vagy kristályhalmazok, sok esetben kövületet töltenek ki. Két mintában kevés *barit* is jelentkezett (4 és 7 szemcse-százalékkal). A *limonit* jelentéktelen. Meglepő a *szferosziderit* feldúsulása az oligocén összlet legalsó mintájában, ahol — 90 szemcse-százalékkal — uralkodik. A szferosziderit magja biogén pirit. Ezt csak úgy értelmezhetjük, hogy a piritkiválás folyamatát gazdag CO₂-szállítás zavarta meg, szulfid helyett karbonát alakban vált ki a vas. Könnyű meggyőződni arról, hogy a szferosziderit-burok alatt pirit van. Híg sósavban, kis melegítésre gyorsan elpezseg a karbonát, s előtűnik a pirit. A szűrletben visszamaradó ferrovasat koncentrált ammónia-oldattal mutattam ki.

A 3. ábra bal oldalán látható a nehézásványok százalékos eloszlása. A jobboldali diagram a 26 db, mikromineralógiai vizsgálatra felhasznált minta kőzettani adatait mutatja be.

A két diagram összehasonlítása jól mutatja a kőzet agyagtartalma és a benne kivált epigén pirit mennyisége közötti szoros összefüggést. Az epigén ásványok diagramja csaknem tükörképe az agyagfrakció diagramjának.

A könnyű ásványok kevésbé változatosak. Kvarc, kvarcit, oligoklász, muszkovit szerepelnek jelentékeny mennyiségben. Uralkodó a *kvarc* (25—71 szemcse-százalék); töredezett, kristályalak nélküli, nem üde szemcsékből áll. Pontsor-(buborék)zárványai magmás eredetre vallanak. Sok esetben unduláló kioltás is látható. A kvarcsemek gyakran apró pirit szemcsékkel vannak behintve. A *kvarcit* mennyisége kevesebb (6—19%); nagyobb része halmazpolarizációs mikrokvarcit, de jelentékeny számban vannak a mikrokvarcitról valamivel nagyobb (20—40 μ) egyedekből fogazottan összepréselt, hullámos kioltású, kvarcanyagú



3. ábra. A nehézasványok és a kőzetkomponensek eloszlásának összefüggése

Jelmagyarázat: A = nehézasványok: 1. magmás, 2. metamorf, 3. autigén. — B = kőzetkomponensek: 1. karbonát, 2. agyag, 3. kőzetliszt, 4. homok

Fig. 3. Rapport de la distribution des minéraux lourds et des composants pétrographiques

Légende: A = minéraux lourds: 1. détritiques d'origine magmatique, 2. détritiques d'origine métamorphique, 3. autigènes. — B = composants pétrographiques: 1. carbonate, 2. argile, 3. boue, 4. sable

Рус. 3. Взаимосвязь распределения тяжелых минералов и литологических компонентов

Легенда: А = тяжелые минералы: 1. обломочные, магматического происхождения, 2. то же, метаморфического происхождения, 3. то же, автигенного происхождения. — В = литологические компоненты: 1. карбонаты, 2. глинистая фракция, 3. алевритовая фракция, 4. песчаная фракция

szemcsék, amelyek kristályos palából származó kőzettörmelékre utalnak. Földpát kevés van, az is erősen mállott. Káliföldpátot (egy-egy mikroklint) mindössze két mintában találtam. Jelenlétük a kisebb szemnagyságú frakcióban is lehetséges. Savanyú plagioklász ellenben minden mintában található 10—12% mennyiségben. Összetétele szerint főleg oligoklász (egyetlen albit kristálytöredék akadt a mintákban). A földpát-szemcséken határozott kristály-körvonal alig látható, ikerlemezeség is

ritkán fordul elő. *Muszkovit* ritka kivétellel minden mintában előfordul. Mennyisége 4—56%. Víziszta, néha felleveledzett szemcsék. Elvértve kevés szericit is látható. A mélyebb rétegekben előfordul üde, zöld *glaukonit* is, de csak kevés mintában és kis százalékban. Nagyon kevés, barnás *kőzetüveg* egészíti ki az ásványtársaságot. Az oligocén összlet könnyűásványai vízi szállításra utaló, töredezett, sarkos, rossz megtartású szemcsék.

Az oligocén összlet *agyagásványait* szintén megvizsgáltuk, néhány olyan minta felhasználásával, melyekben az agyagfrakció jelentékeny mennyiségű volt. A DTA-felvételeket SZÉKELY Á. készítette a 11—15. és a 24, 26. sz. minták anyagáról. A vizsgálat eredménye szerint a 11—12. sz. minták kevés kaolinitet tartalmaztak, a többiben illit és kaolinit egymás mellett jelentkezett. Szerves anyag a 11. sz. mintában, pirit a 14. sz. mintában jelentkezett az agyagásványok mellett.

* * *

A vizsgálat eredményeit összefoglalva, megállapíthatjuk, a Piliscsév 4. sz. fúrás 308 m vastagságú oligocén rétegösszlete part-szegélyi kifejlődésű. A kőzetek karbonáttartalma közepes, a törmelékes elegyrészek szemnagysága általában kicsiny. A rétegsor főleg aleuritből, kevesebb kőzetlisztes agyagból és homokból, homokkőből és márgás aleuritből áll; az alsó szakaszon gyors vízszállításra utaló durva homok-réteg is található, kevés apró kavicsal.

Az oligocén összlet ásványtársasága túlnyomóan magmás eredetű, a megelőző (eocén) andezitvulkánosság lepusztulásából származhat. Erre utal az ép magnetit, biotit, gránát gyakorisága, az oligoklász kis mennyiségű, de állandó jelenléte s végül néhány, andezitre jellemző ásvány (hipersztén, amfibol) szórványos fellépése is.

A lehordási terület részben kristályos pala anyagú lehetett, a kisebb mennyiségben található metamorf ásványok (disztén, staurolit, epidot, turmalin) alapján. A klorit egy része közelben keletkezhetett, a biotit és a piroxének lebontása következtében.

Az üledéssel szingenetikus a jelentős mennyiségű biogén pirit és — az összlet alján — a szferosziderit. Az agyagásványok közül a kaolinit és illit szerepel a finomszemcséjű rétegekben.

IRODALOM

- BÁRDOSY Gy. 1961: Üledékes kőzeteink nevezéktanának kérdései. — Földt. Közl. **91**.
- CSÁNK E.-NÉ — SIPOSS Z. 1963: Andezitvulkánosság kőzetanyagának nyomai a középső — felső-oligocén partszegélyi homokos összletben a Dorogi-medence DK-i részén. — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról.
- KLOCKMANN, F. — RAMDOHR, P. 1954: Lehrbuch der Mineralogie. — XIV. kiadás p. 224. Stuttgart.

- PABST, A. 1955: The metamictic state. — *Am. Min.* **40**. Menasha.
- SZÉKYNÉ FUX V. — BARABÁS A. 1953: A dunántúli felső-eocén vulkánosság. — *Földt. Közl.* **83**. 7–9.
- WILLIAMS, H. — TURNER, F. J. — GILBERT, CH. M. 1955: *Petrography: An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections.* — San Francisco.

EXAMEN LITHOLOGIQUE DES FORMATIONS OLIGOCÈNES DU FORAGE PILISCSEV N° 4

par

E. CSÁNK

En se basant sur les résultats de l'examen, on peut conclure que le complexe oligocène du forage Piliscsév N° 4, d'une puissance de 308 m, s'est formé dans des conditions littorales. La teneur en carbonates des roches est moyenne et les composants détritiques sont, en général, d'une granulométrie très fine. La série consiste principalement en grès à grain fin, riches en éléments boueux, ainsi qu'en quantités mineures d'argiles et de sables boueux, de grès et de grès marneux, riches en éléments boueux; dans la partie basale de la série il y a également une couche de sable à grain grossier contenant un peu de graviers menus indiquant un transport fluvial rapide.

La paragenèse du complexe oligocène est, pour la plupart, d'origine magmatique et paraît être dérivé de la dénudation des produits du volcanisme andésitique précédent (éocène). Cela est indiqué par la fréquence de magnétite, biotite et grenat frais, par la présence constante, bien que peu abondante, de l'oligoclase et, enfin, par l'apparence sporadique de quelques minéraux (hypersthène, amphibole), caractéristiques de l'andésite.

Le terrain, d'où les roches en question ont été transportées, semble avoir eu des affleurements de schistes, si l'on en juge par les minéraux métamorphiques, présents en quantité subordonnée (disthène, staurolite, épidote, tourmaline). Une partie du chlorite paraît être formée au cours du transport et produite par la décomposition de la biotite et du pyroxène.

La pyrite biogène et — à la base du complexe — la sphérosidérite présentes en quantités considérables, sont syngénétiques. Parmi les minéraux argileux ce sont la kaolinite et l'illite qui figurent dans les couches de roches à grain fin.

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СКВАЖИНЫ ПИЛИШЧЕВ № 4

Э. ЧАНК

Резюмируя результаты исследований, можем установить, что олигоценовая толща мощностью 308 м скважины Пилишчев № 4 выражена в прибрежной фации. Содержание карбонатов пород среднее, величина зерен кластических компонентов обычно небольшая. Толща состоит в основном из алевролитов, по меньшей мере — из алевритовых глин и песков, песчаников и мергелистых алевролитов; в низах толщи встречается также пласт грубозернистых песков с небольшим количеством мелких галек, указывающий на быстрый транспорт водой.

Парагенез обломочных минералов олигоценовой толщи имеет большей частью магматическое происхождение и происходит вероятно от денудации продуктов прежнего (эоценового) андезитового вулканизма. На это указывают также частое появление цельного магнетита, биотита и граната, а также постоянное присутствие ортоклаза — хотя и в небольшом количестве — и, наконец, спорадическое появление нескольких минералов характерных для андезитов (гиперстен, амфибол).

Область питания была сложена, по-видимому, кристаллическими сланцами, судя по метаморфическим минералам (дистен, ставролит, эпидот, турмалин), представленным в подчиненном количестве. Часть хлорита могла образоваться где-то вблизи, вследствие разложения биотита и пироксена.

Эпигенетическими минералами являются в значительном количестве встречающийся биогенный пирит и — в низах толщи — сферосидерит. Из числа глинистых минералов в тонкозернистых пластах представлены каолинит и иллит.

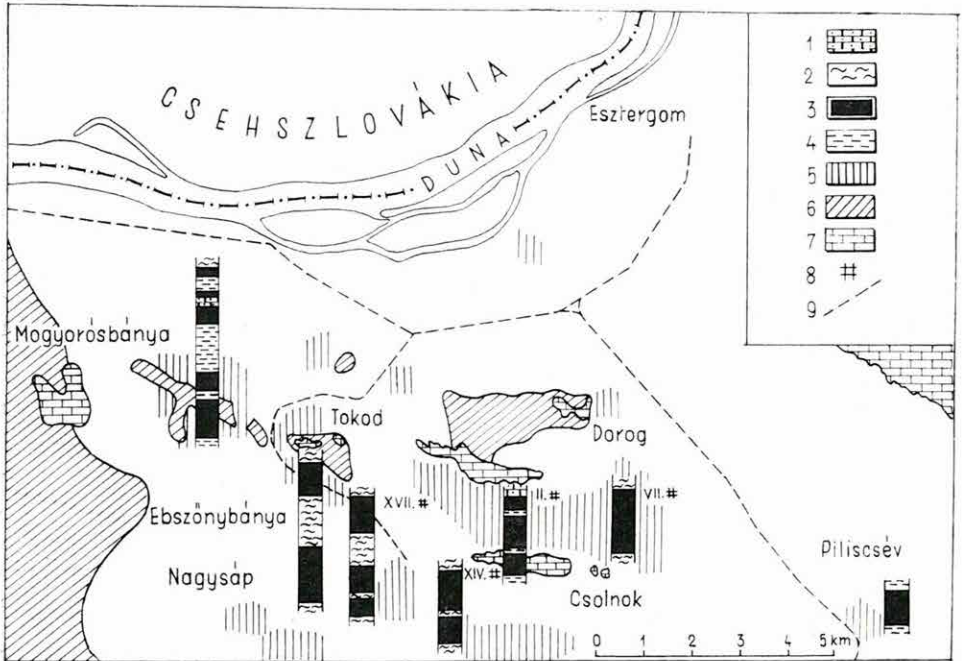
A DOROGI-MEDENCE OLIGOCÉN BARNAKŐSZÉNTELEPEINEK KŐSZÉNKÖZETTANI VIZSGÁLATA

Írta: IHAROSNÉ LACZÓ ILONA

A Dorogi-medence oligocén barnakőszéntelegeinek rendszeres szénközettani vizsgálatával ezideig még nem foglalkoztak. VADÁSZ E. „Kőszénföldtani tanulmányok” c. könyvében megállapítja, hogy a dorogi oligocén barnakőszén fenyőfélékből származik. Jelenlétüket bizonyítják a gyantajaratok és gyantatestek (VADÁSZ 1940). SZÁDECZKY-KARDOSS E. „Szénközettan” c. könyvében (1952) is találunk idevonatkozó adatokat. A XIV. akna barnakőszéntelegein végzett szénközettani vizsgálatai alapján, a Dorogi-medence oligocén barnakőszéntelegeit „összehordott”-nak, azaz allochtonnak valószínűsíti. Soós L. 15% melanorezinit-tartalmat határozott meg a RÁKOSI L. által leírt mogyorósbányai fatörzsből (RÁKOSI L. 1960).

SÍPOSS Z. ősföldrajzi térképe szerint az oligocén telepek nem alkotnak összefüggő kőszénterületet, hanem a nagyobb egységeken belül is tagoltan, önálló lencsékben jelentkeznek, melyek helyenként eléri a 2 km hosszúságot és az 1 km szélességet. A kőszénterület ilyen egységei utólag, törések mentén tovább tagolódtak (SÍPOSS Z. 1957—1959). Ezek alapján a telepek kifejlődési területei elkülöníthetők az É-i, azaz a mogyorósbányai; a középső, vagyis a Hegyeskő—Gete—Magoshegy közötti — ebszőnybányai (XVII. akna) és csolnoki (II, VII. akna) — végül a D-i, azaz borókási XIV. aknai kifejlődésre. A medence K-i részén a Piliscsév 4. sz. fúrással feltárt telep külön típust képvisel. Szénközettani vizsgálataim során mindhárom említett területegység oligocén kőszénanyagát tanulmányoztam. Az egyes jellemző szelvényeket és a területi elrendeződést az 1. ábrán tüntettük fel.

Munkám célkitűzése az, hogy a SZÁDECZKY-féle lépöves rendszerre alapozva elősegítsem a pontosabb ősföldrajzi kép megrajzolását. A kőszén-elegyrészek meghatározása lehetővé teszi a genetikai következtetések levonását és az egyes hasznosítható kőszén-elegyrészek mennyiségi és minőségi változásainak tanulmányozását, vertikális és horizontális



1. ábra. Térképvázlat a Dorogi-medence oligocén barnakőszénterületéről, a megvizsgált szelvények feltüntetésével

Jelmagyarázat: Oligocén: 1. édesvízi mészkő, 2. márga, 3. barnakőszén, 4. agyag. — 5. Oligocén barnakőszén, 6. eocén fedőhegység, 7. mezozoos alaphegység, 8. akna, 9. vasútvonal

Abb. 1. Kartenskizze des oligozänen Braunkohlengbietes des Doroger Beckens, mit Angabe der untersuchten Profile

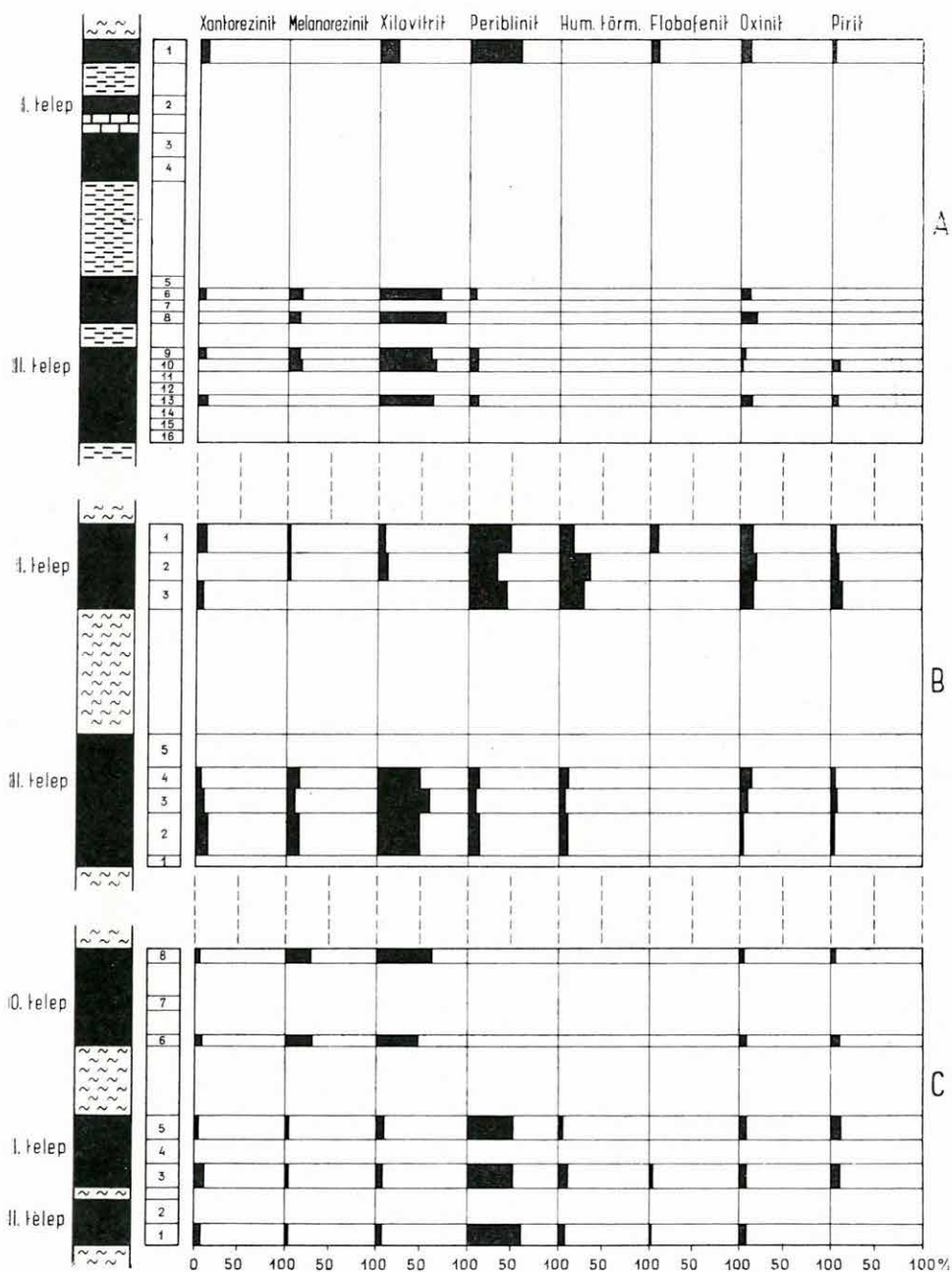
Zeichenerklärung: Oligozän: 1. Süßwasserkalk, 2. Mergel, 3. Braunkohle, 4. Ton. — 5. Oligozäne Braunkohle, 6. eozänes Deckgebirge, 7. mesozoisches Grundgebirge, 8. Schacht, 9. Eisenbahnlinie

Рис. 1. Картохема олигоценовой буроугольной территории Дорогского бассейна с указанием изученных разрезов

Легенда: Олигоцен: 1. пресноводный известняк, 2. мергель, 3. бурый уголь, 4. глина. — 5. Олигоценый бурый уголь, 6. эоценовый покров, 7. мезозойский фундамент, 8. шахта, 9. железнодорожная линия

irányban. Utóbbiak alapján lehetőség nyílhat az azonos összetételű kőszént tartalmazó, tehát a felhasználhatóság szempontjából is egy-
séges területek kijelölésére.

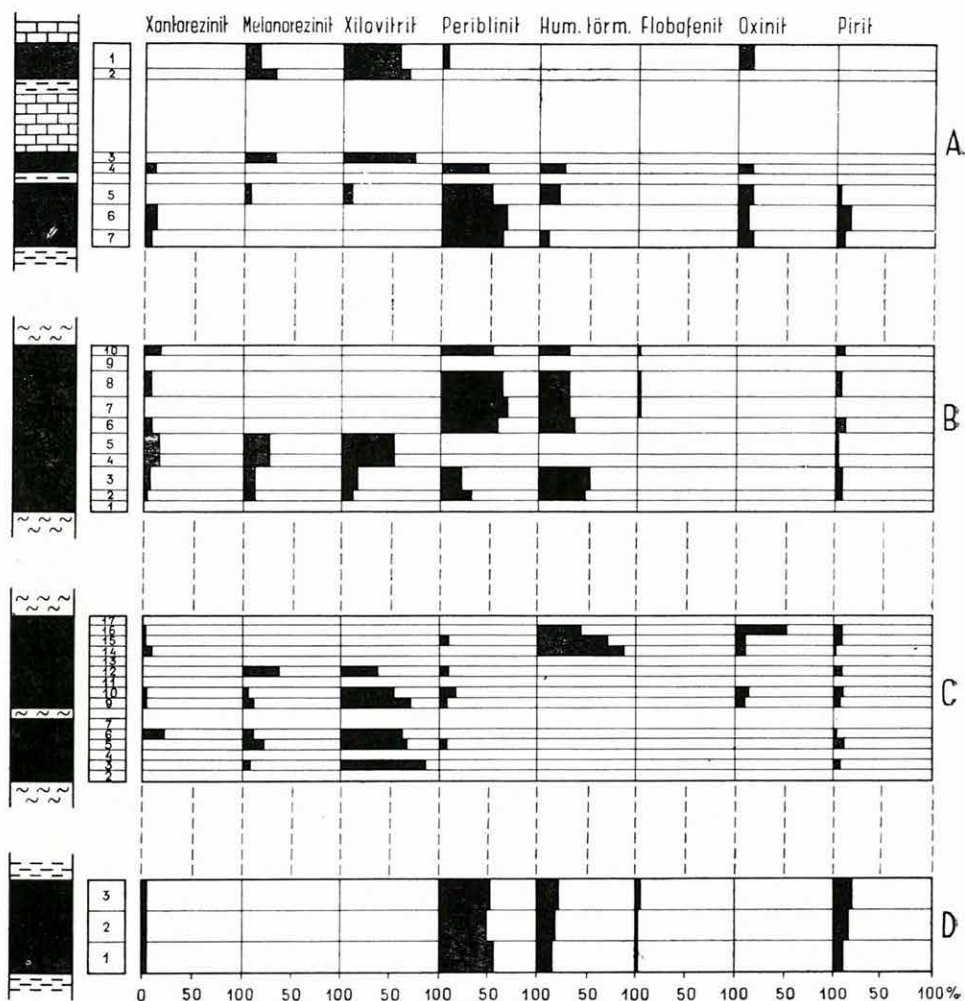
A fejthető oligocén barnakőszéntelepek átlagos vastagsága az egész medencében 1,0—2,2 m között változik. A telepek kifejlődése a terület egykori morfológiájától és a hegységszerkezeti viszonyoktól függően alakult. A telepek fekvője duzzadó szürke, barna, vagy tarka agyag, esetleg márga; fedője édesvízi mészkő, mely molluscumos márgába megy át. A telepeket meddő beágyazások választják szét 2—3 kőszénpadra. A vizsgált barnakőszén általában fényes, fekete, helyenként sávos megjelenésű, viszonylag homogén felépítésű, paralelepipedonos vagy kagylós



2. ábra. Barnakőszén-elegyrészek százalékos eloszlása az oligocén szelvényekben. — A = Mogyorósbánya; B = Ebszöny XVII. akna; C = Ebszöny, Göppel-táró
 Abb. 2. Prozentuelle Verteilung der Braunkohlenkomponente in den oligozänen Profilen. — A = Mogyorósbánya; B = Ebszöny, Schacht XVII; C = Ebszöny, Göppel-Stollen

Рис. 2. Процентное распределение компонентов бурого угля в олигоценых разрезах. — A = Модьоробанья; B = Эбсэнь, шахта XVII; C = Эбсэнь, штольня Гёппел

törésű. Néhány mm-től 1—2 cm-ig terjedő vastagságú fényes sávok változnak benne heterogén felépítésű, gyengébb fényű, vagy egészen fénytelen sávokkal.



3. ábra. Barnakőszén-elegyrészek százalékos eloszlása az oligocén szelvényekben. — A = Csolnok II. akna; B = Csolnok VII. akna; C = Csolnok XIV. akna; D = Piliscsév 4. sz. fúrás

Abb. 3. Prozentuelle Verteilung der Braunkohlenkomponente in den oligozänen Profilen. — A = Csolnok, Schacht II; B = Csolnok, Schacht VII; C = Csolnok, Schacht XIV; D = Pilischew, Bohrung No. 4.

Рис. 3. Процентное распределение компонентов бурого угля в олигоценых разрезах. — A = Чольнок, шахта II; B = Чольнок, шахта VII; C = Чольнок, шахта XIV; D = Пилшичев, бурение № 4.

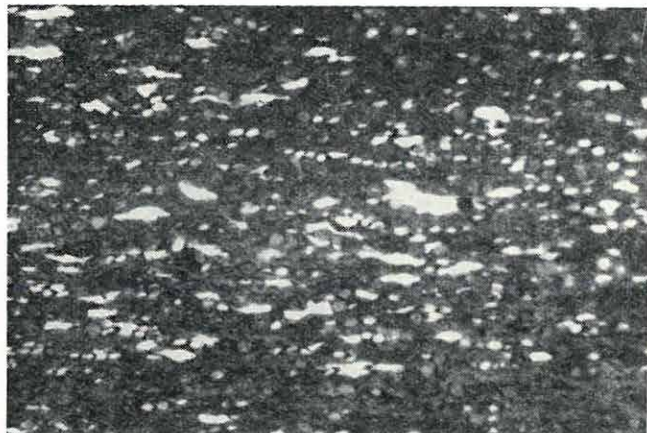
Munkamódszerem: vizsgálat céljára lehetőleg frissen fejtett vágatfalból vettük a mintákat 10—20 cm-enként, fektől fedőig. A mintákból vékonycsiszolat készült. A pontosabb kiértékelés lehetővé tételére egy-egy vizsgált mintából gyakran több, főleg a rétegzésre merőleges vékonycsiszolat készült. A barnakőszénből meghatározott kőszénelegyrészeket százalékosan értékeltem ki (2, 3. ábra). A vizsgált anyag kiértékelésénél figyelembe vettem a hasonló vizsgálatokkal foglalkozó szakemberek módszereit (GONDOS GY. — SCHULTHEITZ Z. 1959, PAÁL Á.-NÉ 1959, SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1952, 1959 és VADÁSZ E. 1952).

Az oligocén barnakőszéntelepekben a megvizsgált szelvények alapján csak két fő kőszéntípus ismerhető fel: a xilites és a kéregeredetű periblinites típus.

Xilitiek: A barnakőszén felépítésében elsősorban tülevelűek, alárendeltebb mennyiségben lombosfák vettek részt. Ennek megfelelően az itt található xilites barnakőszén is elsősorban tülevelűekből származik. Mennyisége átlagosan 30—60% között mozog. E kőszéntípusban legjellemzőbb bituminit-fajta a patológikus gyantából származó xantorezinit (4, 5, 6. ábra). Ez az elegyrész a telepek xilites részeiben mindenhol előfordul. A xantorezinit mennyisége átlagosan 2—8, max 10%, ennél ritkán több. A xantorezinnel együtt jelenik meg a flobafén jellegű melanorezinit is (7. ábra), mely helyenként erősen feldúsul. Vannak xilites telepek, ahol mennyisége a 15—25, sőt 30%-ot is eléri (8. ábra). Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a melanorezinit feldúsulása nem az egész telepre jellemző, csak a telepek 20—30 cm-es padjaira, sávjaira, melyek a megvizsgált szelvények különböző szintjeiben találhatók.

A faanyag helyenként — az egykori fa sérüléseinek környékén — nagyobb mértékben elgyantásodik és így keletkeznek a zsírosfa, vagy gyantás szövetek. Ezek származékát nevezzük rezinoxilitnek. Itt a gyantaszemek gyakran önálló csomóként halmozódnak fel. Ezt a jelenséget több helyen figyeltük meg pl. a mogyorósbányai II. telep 9. sz. mintájában (9. ábra).

Periblinitek: A periblinitet mikroszkóp alatt erős inhomogenitás jellemzi. Legtípusosabb elegyrészei: a világos hosszanti sávokból álló háncsrost (10. ábra), a bituminitfoszlányok, gyantás lencsék (11. ábra) és a flobafenit testek (12. ábra). A periblinit az oligocén telepekben a xilittel azonos, vagy annál nagyobb százalékban jelenik meg, holott az eredeti növényzetben a faanyag van túlsúlyban a kéreganyaggal szemben. Ez a tény alátámasztja SZÁDECZKY-KARDOSS E.-nek azt az állítását, hogy a fából keletkező xilit a szénülés folyamán legerősebben átalakuló, legnagyobb vízvesztéséget szenvedő, legjobban zsugorodó kőszénelegyrész. Kéreganyagból tehát sokkal több kőszén keletkezik, mint ugyanolyan vastagságú faanyag felhalmozódásából. Ilymódon a szénülés folyamán a periblinit feldúsul a xilithez képest (SZÁDECZKY-KARDOSS —



4. ábra. Túlevelű xilit, nagy xantorezinittartalommal. — Mogyorós-bánya II. sz. fűrés, 9. minta (106 ×)

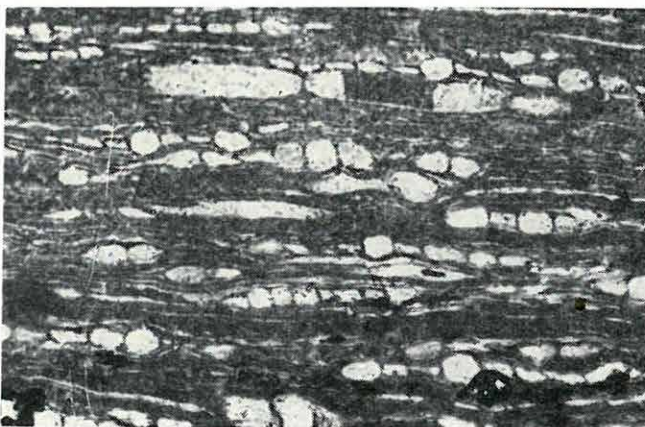
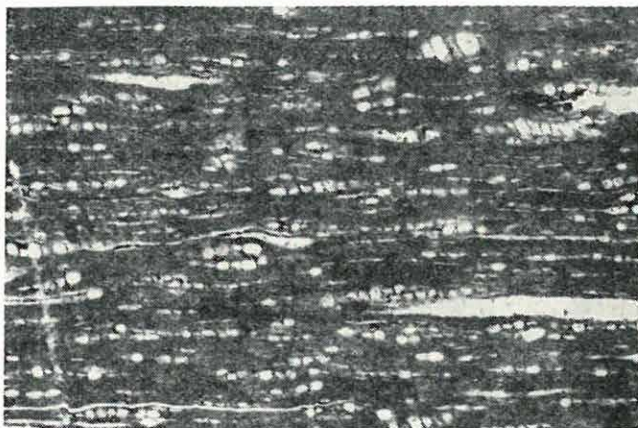
Abb. 4. Vom Nadelholz herrührendes Xylit mit hohem Xantoresinitgehalt

Рис. 4. Ксилит, происходящий из хвойных с высоким содержанием ксанторезинита

5. ábra. Ua. mint 4. ábra. — Csolnok XIV. akna, 6. minta (106 ×)

Abb. 5. Wie in Abb. 4.

Рис. 5. То же, что на рис. 4.



6. ábra. Ua. mint 4. ábra (nagyított részlet). — Csolnok XIV. akna, 6. minta. (260 ×)

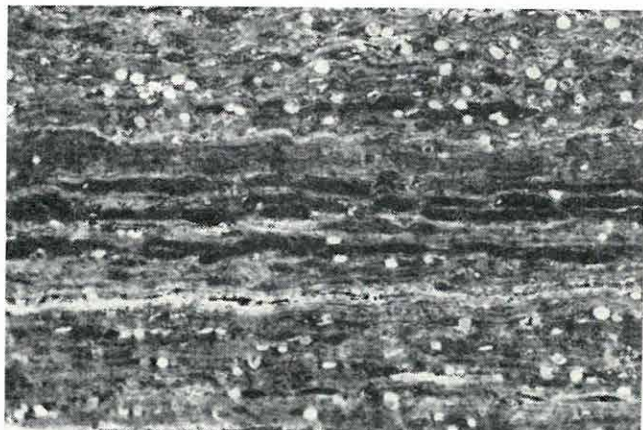
Abb. 6. Wie in Abb. 4. (Vergrößertes Teilbild)

Рис. 6. То же, что на рис. 4. (увеличенная деталь)

7. ábra. Melanorezinit-orsók xilitben. — Mogyorósbánya II. sz. fúrás, 9. minta. (106×)

Abb. 7. Melanoresinit-spulen im Xylit

Рис. 7. Меланорезинитовые валики в ксилите



8. ábra. Xilovitritben melanorezinit szemcsék. — Csolnok VII. akna, 4. minta. (106×)

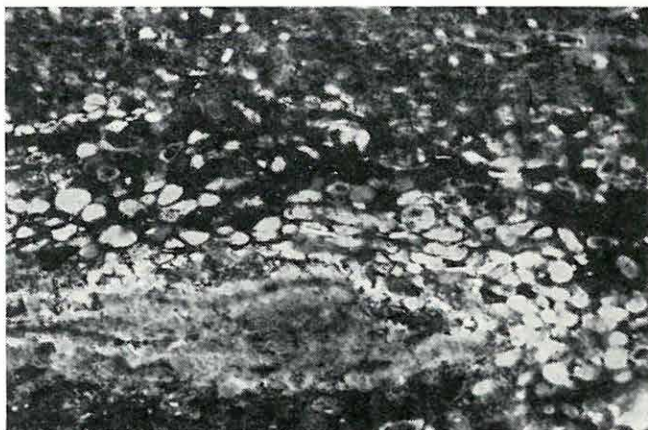
Abb. 8. Melanoresinit-körnchen im Xylovitrit

Рис. 8. Зерна меланорезинита в ксиловитрене

9. ábra. Gyantagubacs a xantorezinites lencsék között, melanorezinit-orsókkal. Mogyorósbánya II. sz. fúrás, 9. minta. (106×)

Abb. 9. Harzgalle mit Melanoresinitspulen zwischen den Xantoresinitlinsen

Рис. 9. Смоляной галл среди линз ксанторезинита с валиками меланорезинита





10. ábra. Kéregeredetű periblinit. A vitritlencsékben zsugorodási repedések. — Csolnok VII. akna, 6. minta. (47 ×)

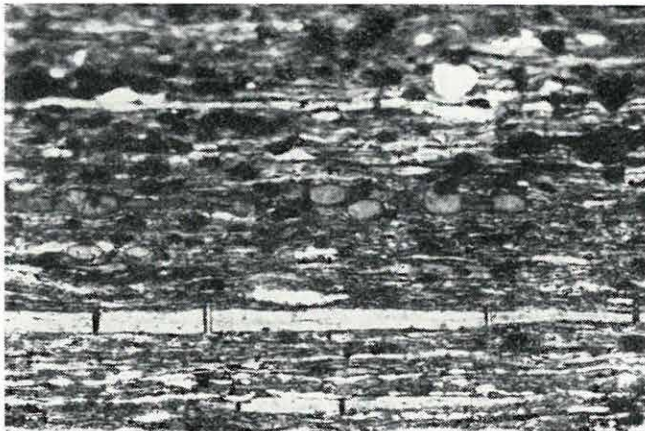
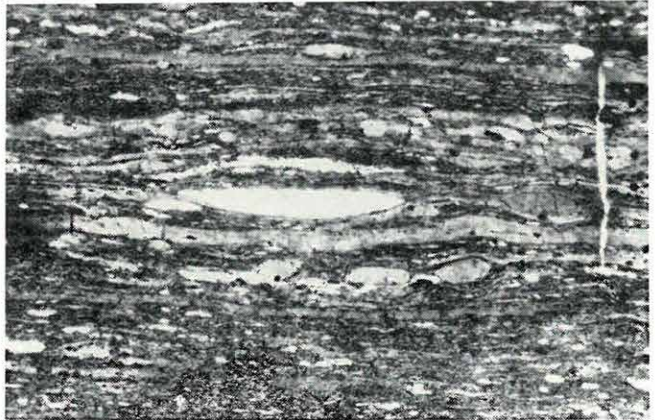
Abb. 10. Von Rinde herrührendes Periblinit. In den Vitritlinsen Schrumpfungspalten

Рис. 10. Периблинит коркового происхождения. В витриновых линзах наблюдаются трещины усыхания

11. ábra. Periblinitben gyantás lense. — Ebszőnybánya XVII. akna I. telep. 1. minta. (106 ×)

Abb. 11. Harzhaltige Linse im Periblinit

Рис. 11. Смоляная линза в периблините



12. ábra. Periblinitben sötétbarna flobafenitestek. — Csolnok VII. akna, 10. minta. (106 ×)

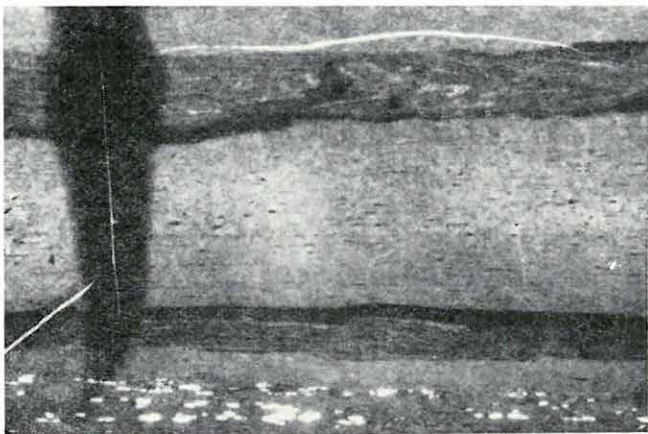
Abb. 12. Dunkelbraune Phlobaphenitkörper im Periblinit

Рис. 12. Темнобурые тела флобафенита в периблините

13. ábra. Szár keresztmetszet; repedés mentén (baloldalt) oxidációs sáv. — Csolnok II. akna, 1. minta. (47×)

Abb. 13. Querschnitt eines Pflanzenstieles: entlang des Risses (links) Oxydationsstreifen

Рис. 13. Поперечный срез стебля; вдоль трещины (на левой стороне) полоса окисления



14. ábra. Faág keresztmetszetek. — Ebszönybánya VII. akna I. telep, 2. minta. (47×)

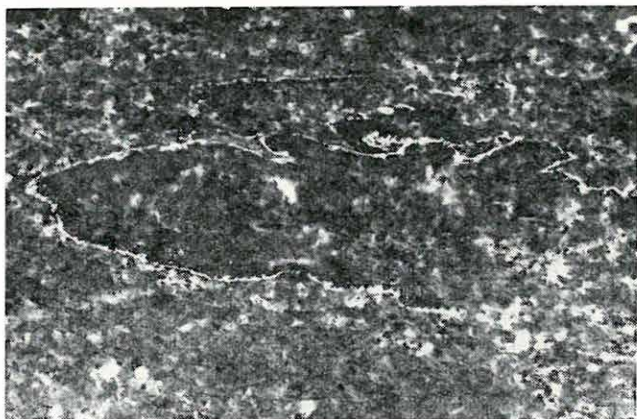
Abb. 14. Querschnitte von Ästen

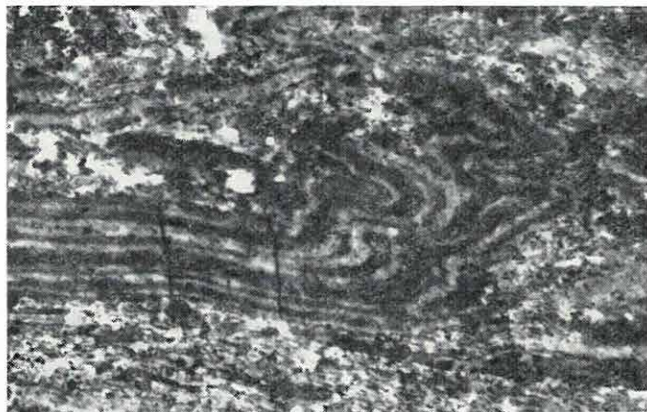
Рис. 14. Поперечные срезы веток

15. ábra. Levélkutikula. — Piliscsév 4. sz. fúrás, 1. minta. (106×)

Abb. 15. Blattkutikula

Рис. 15. Листовая кутикула





16. ábra. Kéregeredetű periblinit. — Piliscsév 4. sz. fúrás, 3. minta. (106 ×)

Abb. 16. Von Rinde herrührendes Periblinit

Рис. 16. Периблинит коркового происхождения

Soós 1959). Ezt a jelenséget nagy vastagságú eocén telepeknél még sokkal jobban megfigyelhetjük.

E kétféle kőszéntípus mellett azonban még egy harmadikról is szólnunk kell, mely csekélyebb mennyiségben, de mindenhol jelen van. Ez zömmel kisebb növényi részek töredékeiből — szár, ág — épül fel (13, 14. ábra).

A xilités és periblinites kőszénpadok

a megvizsgált szelvényekben különbözőképpen helyezkednek el. A mogyorósbányái, az Ebszöny XVII. aknai és a Csolnok VII. aknai kifejlődésnél a kőszénpadok alsó része xilités, felső része periblinites típusú. Ez részben onnan eredhet, hogy a periblinit másodlagosan rakódik át, a faanyagról való fokozatos leválás útján. A kéreganyag a nagyobb egységekből álló faanyag után — mely peremi láperdői kifejlődésű — a sekélyláp külső övében rakódik le. A periblinit megjelenése mindig a láp újrakezdődő mélyülését jelenti. Az Ebszöny-Göppel-tároi és a Csolnok II. aknai kifejlődésnél fordított a helyzet. Ott alul található a periblinit, felül a xilit. Ezek szerint tehát a folyamat is fordított volt. A XIV. aknai telep végig xilitből áll, azt azonban meg kell jegyeznünk, hogy a xilités telepekben a periblinitet, a periblinites telepekben a xilitet — kisebb százalékban — mindig megtalálhatjuk.

A medence peremén a Piliscsév 4. sz. fúrás egész külön típust képvisel, kőszénanyaga erősen törmelékes, melyben alakos elegyrészek csak nyomokban vannak jelen (15, 16. ábra). Nagy pirittartalmánál fogva (15—25%) igen magas hamutartalmú, mélyebbllápi kifejlődésű.

Fűtőérték szerint a xilit és a periblinit a kőszén legértékesebb alkotórésze, mivel kevés hamuadó anyagot tartalmaznak. Ebből érthető, hogy a barnakőszén alacsony szénulésfoka ellenére is 4800—5000 kalória fűtőértékű.

Az eddigi vizsgálatok alapján összefoglalóan elmondhatjuk, hogy a dorogi oligocén barnakőszén erdős- és sekélylápi kifejlődésű és a megvizsgált területen anyaga valószínűleg helyben keletkezett, autochton. Ezt bizonyítja a) a telep nyugodt települése; b) a csak kétféle kőszén-

típus jelenléte; c) az allochton telepekre jellemző, nagyobb uszadékfa-maradványok és egyéb törmelékes elegyrészek hiánya; d) a RÁKOSI L. (1960) által leírt mogyorósbányai, álló helyzetben szenesedett fatörzs.

IRODALOM

- GONDOS GY. — SCHULTHEITZ Z. 1959: Adatok az Ajkai felső-krétakori szénmedence ismeretéhez. — Veszprémi Vegyipari Egyetem Közleményei.
- IHAROS S.-NÉ 1958: A Borókási-medence oligocén szénképződményeinek szénközettani vizsgálata. — Földt. Int. Adattár. (Kézirat)
- IHAROS S.-NÉ 1959: Dorogi-medence kőszénképződményeinek szénközettani vizsgálata. — Földt. Int. Adattár. (Kézirat)
- IHAROS S.-NÉ 1960: A Dorogi-medence szénközettani vizsgálatai 1960-ban. — Kézirat.
- PAÁL Á.-NÉ 1959: Az ajkai kréta kőszéntelepek kőszénközettani vizsgálatának eredményei. — Földt. Int. Évk. **49.** 4.
- RÁKOSI L. 1960: Kőszenesedett autochton fatörzs a Dorogi barnakőszénmedencében. — Földt. Közl. **90.** 4.
- SÍPOSS Z. 1957: A Dorogi-medence telepazonosítási lehetőségei. — Földt. Int. Adattár. (Kézirat)
- SÍPOSS Z. 1959: A Dorogi-medence oligocén képződményei. — Kézirat. Egyet. dokt. ért.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1952: Szénközetan. — Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. — SOÓS L. 1959: Szénközettani vizsgálatok a felsőnyárádi és homokterenyei miocén barnakőszének fúrásmintáiban. — Kézirat.
- VADÁSZ E. 1940: Kőszénföldtani tanulmányok. — Földt. Int. Gyak. Alk. és Népsz. Kiadv.
- VADÁSZ E. 1952: Kőszénföldtan. — Budapest.

KOHLNPETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG DER OLIGOZÄNEN BRAUNKOHLNFLÖZE DES DOROGER BECKENS

von

I. IHAROS — LACZÓ

Systematische kohlenpetrographische Untersuchungen an oligozänen Braunkohlenflözen des Doroger Beckens wurden bisher noch nicht durchgeführt.

Auf diesem, in mehrere Beckenteile gegliederten Gebiet sind die oligozänen Flöze in drei Hauptausbildungen anzutreffen. Verfasserin untersuchte folgende Flöze: im nördlichen Teil die Flöze des Schachtes Mogyorósbánya, im mittleren Teil die der Schachte Ebszöny—Csolnok und im südlichen Teil des Gebietes die Flöze des Schachtes Borókás XIV (Abb. 1). Zum Ziel dieser Untersuchungen wurde die genauere Darstellung des paläogeographischen Bildes auf Grund des Moorzonen-Systems

von E. SZÁDECZKY-KARDOSS gesetzt. Methodik der Arbeit: den Flözen, vom Liegenden zum Hangenden, wurden Proben in der nötigen Häufigkeit entnommen, und aus diesen Dünnschliffe hergestellt. Auf Grund dieser Dünnschliffe wurden dann die bestimmten Kohlenkomponente prozentuell ausgewertet (Abb. 2. und 3).

Auf Grund der Untersuchungen lassen sich in der oligozänen Braunkohle von Dorog zwei Hauptkohlentypen erkennen: ein xylitischer und ein von Rinde herrührender periblinitischer Typus. Die xylitischen Kohlen sind stellenweise Abkömmlinge von Nadelhölzern mit hohem Harzgehalt (Xantoresinit 2—10%, Melanoresinit manchmal 25—30%). Als Komponenten sind im Periblinit Bastfaser, harzhaltige Linsen und Phlobaphenkörper zu finden. Die beiden Haupttypen haben sich in den Flözen in annähernd gleicher Menge angehäuft. Die Braunkohle weist entweder Randsumpfwald- oder Seichtmoor-Fazies auf. Im Gegensatz zu den bisherigen Feststellungen ist ihr Material auf der Stelle entstanden, sie ist also autochton. Als Beweise dafür führt Verfasserin Folgendes vor: *a*) ungestörte Lagerung des Flözes, *b*) Anwesenheit von zwei Braunkohlentypen, *c*) Fehlen an grösseren, für die allochthonen Flöze charakteristischen Treibzeugresten und an anderen klastischen Komponenten, *d*) der von L. RÁKOSI (1961), aus Mogyorósbánya beschriebene verkohlte Holzstamm.

УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПЛАСТОВ ОЛИГОЦЕНОВЫХ БУРЫХ УГЛЕЙ ДОРОГСКОГО БАССЕЙНА И. ИХАРОШ—ЛАЦО

Систематическим углепетрографическим изучением пластов олигоценовых бурых углей Дорогского бассейна до сих пор не занимались.

Олигоценовые пласты на этой, расчлененной на несколько бассейновых частей территории, встречаются в трех главных фациях. Автор изучала в северной части территории пласты шахты Модьорошбания, в центральной части пласты шахт Эбсень-Чольнок, в южной же части пласты шахты Борокаш XIV (Рис. 1). Цель работы заключалась в содействии более точному нарисованию палеогеографической картины на основании системы болотных зон Э. САДЕЦКИ-КАРДОШШ. Методика работы: из угольных пластов, от подошвы до кровли, были с необходимой густотой взяты пробы, а из проб сделаны тонкие шлифы. На основании тонких шлифов было определено процентное количество компонентов угля (Рис. 2, 3).

Согласно выполненными исследованиями в Дорогском олигоценовом буром угле можно распознавать два главных типа угля: ксилитовый тип и периблинитовый тип коркового происхождения. Ксилитовые угли являются местами дериватами хвойных с высоким содержанием смолы (ксанторезинит: 2—10%, меланорезинит порой до 25—30%). В пе-

риблините в качестве компонентов имеются: лубяные волокна, смолистые линзы и флобафеновые тела. Оба главных типа угля накопились в пластах в почти тождественном количестве. Бурый уголь обнаруживает фацию кревого болотного леса и мелкого болота. В противоположность выводам, сделанным до сих пор, его материал образовался на месте, то есть он является автохтонным. В качестве доказательств можно привести следующие: *а)* спокойное залегание пласта, *б)* наличие угля двух типов, *в)* отсутствие характерных для аллохтонных пластов остатков более крупных сплавленных стволов и других кластических примесей, *г)* описанный Л. РАҚОШИ (1961) из Модьорошбана обугленный ствол девера.

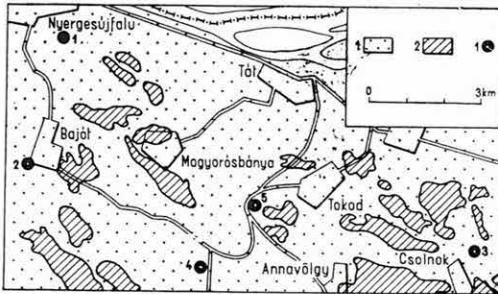
BIOSZTRATIGRÁFIAI VIZSGÁLATOK A DOROG—ESZTERGOMI-MEDENCE PLEISZTOCÉN KORI KÉPZŐDMÉNYEIN

Írta: BARTHA FERENC

A pleisztocén malakológia legégetőbb kérdéseit már KORMOS T. (1925), Soós L. (1932) és ROTARIDES M. (1941) felvetették: mennyiben alkalmasak a pleisztocén Molluscum-fauna együttesek 1. földtani kormegállapításra, 2. klímaszakaszok elkülönítésére, 3. fáciesek meghatározására. Az említett szerzők ún. preglaciális faunái eléggé egyveretűek voltak; barlangkitöltésekben való előfordulásuk és a nem kielégítő pontosságú gyűjtéstechnika miatt pontosabb időbeli elválasztásuk akkor még nem volt lehetséges. Utóbb e faunák finomabb korbeosztása is megtörtént, de nem a Molluscum-fauna, hanem a gerinces leletek alapján (KRETZOI 1956, 1961). Ezzel kapcsolatban ma úgy vethetjük fel a kérdést: vajon pleisztocén Molluscum-faunák korszerű, finomrétegtani gyűjtése, a fajok példányszám-adatainak vizsgálata ad-e lehetőséget kormegállapításra?

Erre vonatkozóan a jelenleg folyó ilyen jellegű vizsgálatoknak már vannak igen biztató adatai (KROLOPP E. 1958, HORVÁTH A. 1954), de még sok részletvizsgálat szükséges a végleges állásfoglalásig.

Az alábbiakban ismertetendő vizsgálatok a Dorog—Esztergomi-medence több különböző pontján történtek: Nyergesújfalú (téglagyári löszgödör); Bajót-Cigánytelep; Csolnok (futballpálya); Nagysáp melletti út; Tokod (a főút mellett) (1. ábra). Lehetőség szerint nagyobb függőleges szelvényt gyűjtöttünk be MARCZIS J. és SZILÁGYI G. segítségével. A faunát azonos mennyiségű üledékanyagból nyertük ki, s így a fajok gyakorisági adatait közvetlenül összehasonlíthattuk. A fajokat ökológiai szempontból csoportosítottuk (lelőhelyenként és rétegenként külön-külön). Elválasztottuk a szárazföldi, édesvízi és az amfibikus környezetigényű ajokat (*Succinea oblonga* DRAP.). A szárazföldi fajok csoportján belül —mai klímaigényük alapján (aktualizmus) — megkülönböztettük a melegebb éghajlatot igénylő fajokat: *Abida frumentum* DRAP., *Chondrula ridens* MÜLL., *Orcula dolium* BRUG., *Zonitoides radiatulus* ALD., *Cepaea*



1. ábra. A Dorog – Esztergomi-medence földtani térképvázlata

Jelmagyarázat: 1. negyedidőszaki képződmények, 2. negyedidőszaknál idősebb képződmények. — Szamozott karika = vizsgált szelvény helye

Abb. 1. Geologische Kartenskizze des Dorog – Esztergomer Beckens

Zeichenerklärung: 1. Quartärbildungen, 2. präquartäre Bildungen. — Kreise mit Ziffern = Stelle der untersuchten Profile

Рис. 1. Геологическая картосхема Дорогско—Эстергомского бассейна

Легенда: 1. четвертичные отложения, 2. дочетвертичные отложения. — Цифры в кружках = обозначают места изученных разрезов

interstadiális jelezhetnek. A melegebb fajsám és a példányszám emelkedése is jól jelzi.

A vizsgált szelvények közül édesvízi faj csak a nyergesújfalusi és bajóti feltárásokból került ki, de egyrészt példányszámuk kicsiny volt, másrészt ezek a fajok időszakos vizekben is megélnek (*Gyraulus albus* MÜLL., *Galba truncatula* MÜLL.). Az üledékvizsgálat vízben képződött üledéket csak a nyergesújfalusi feltárásban igazolt (4. sz., ún. mocsári réteg). Itt mocsaras terület és ligeterdő lehetett.

A nyergesújfalusi fauna KORMOS süttöi faunájával mutat közeli rokonságot, de a süttöi fauna erdei jellegű volt, amit a *Clausilida*-félék nagy faj- és példányszáma is igazol. KORMOS nyolc *Clausilida* faj összesen 496 példányát találta meg, ezzel szemben Nyergesújfalun egyetlen *Clausilia* fajt találtam, egy példányban. Az erdei környezettel magyarázható az, hogy a süttöi fauna fajgazdagabb. Süttőről 39 faj került elő, míg Nyergesújfaluról 23. A KORMOS-féle „preglaciális” (valójában „prewürmi”) faunák között még így is nyomban Süttö után következik a nyergesújfalusi fauna. [A brassói Fortyogóhegy fajszáma 19, Solymáré 13, Püspökfürdő (Somlyóhegy) 11, Gombaszögé 10.]

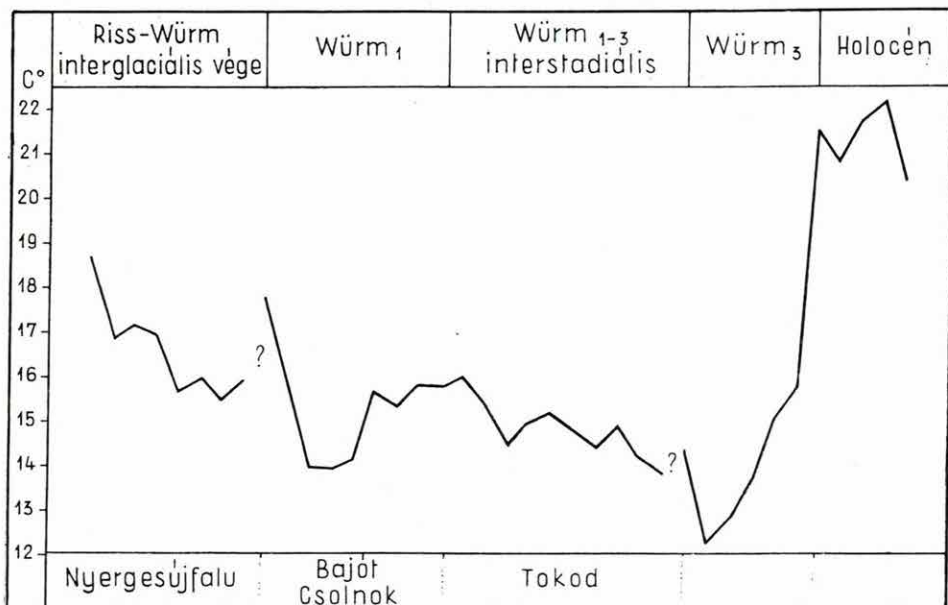
A nyergesújfalusi és a süttöi faunának 9 közös faja van: *Carychium minimum* MÜLL., *Pupilla muscorum* L., *Chondrula tridens* MÜLL., *Clausilia dubia* DRAP., *Cochlicopa lubrica* MÜLL., *Fruticicola fruticum* MÜLL., *Euomphalia strigella* DRAP., *Cepaea vindobonensis* C. PFEIFF., *Helix pomatia* L.

vindobonensis C. PFEIFF., *Helix pomatia* L. — HORVÁTH A. (1954) melegjelző fajnak vette a *Pupilla sterrii*-t is, de KROLOPP E. (1958) kimutatta, hogy ez a faj éppen a glaciális szakaszban volt gyakori (63%). A *Zonitoides radiatulus* ALD. faj jelenlegi elterjedése alapján ugyan nem vehető igazi melegjelző fajnak, mivel az É-i 70. szélességtől az Appennini-félszigetig megtalálható. Vizsgált szelvényeinkben mindig a meleg klímajelző fajokhoz társult, ezért feltételesen ide soroltuk. A melegjelzőnek vett fajok ma sem kimondottan meleg klímán élnek, de a hideg jégkorszaki éghajlathoz viszonyítva melegebb éghajlatot, interglaciális, vagy

A nyergesújfalusi szelvényben (1. táblázat) a meleg szakaszt nemcsak a melegjelző fajok jelenléte, de a faj- és példányszám emelkedése is egyértelműen jelzi. Az 1—3. sz. rétegben (a szelvény alsó szakaszán) 5 faj 8 példány található (csupán egy melegjelző faj van köztük.)

A 4. sz. rétegben, amely interglaciális jellegű faunát tartalmaz, 16 faj 66 példányát találtuk meg, itt melegjelző fajok is előfordulnak. A felette levő rétegből már ismét hiányoznak a melegjelző fajok és a faj- és példányszám is csökken: 9 faj 31 példány került innen elő.

A süttöi és nyergesújfalusi faunát egykorú, de eltérő fáciesű képződménynek tartjuk. A süttöi fauna korát a gerinces leletek alapján KRETZOI M. (1954) a Riss—Würm interglaciálisba helyezte. Ezt a véleményt támogatja mind Süttö, mind Nyergesújfalu esetében az a tény, hogy *Helix pomatia* L. a pleisztocén magasabb szintjeiből, a glaciálisokból nem ismert. KRETZOI (1956, 1961) a Villányi-hegységben gyűjtött pleisztocén kori pocok-féleségek százalékos arányváltozásából klímaszakaszosságot állapított meg. Klímagörbéjének Riss—Würm szakasza teljesen megfelel a nyergesújfalusi Molluscum-fauna változásainak (2. ábra). A Riss felső részének hideg éghajlatát, majd az interglaciális enyhe, később hűvösödő



2. ábra. A vizsgált lelőhelyek helyzete az Arvicolidák százalékos változása alapján szerkesztett KRETZOI-féle klímagörbén

Abb. 2. Lage der untersuchten Fundorte an der von KRETZOI (auf Grund der prozentuellen Veränderung der Anzahl der Arvicoliden) hergestellte Klimakurve

Рис. 2. Положение изученных местонахождений на климатической кривой, построенной М. КРЕЦОИ на основании изменения процента арвиколид

klímáját a Molluscum-fauna is világosan jelzi. A szelvény alján nincs melegjelző faj, az interglaciálisban sok van; a felette következő Würm alatti hidegebb szakaszban pedig csak egy melegjelző alak volt (*Zonitoides radiatulus* ALD.), az is csak egy példányban.

A csolnoki szelvény (2. táblázat) alsó részében 3 melegjelző faj fordul elő (*Orcula dolium* BRUG., *Chondrula tridens* MÜLL., *Zonitoides radiatulus* ALD.); példányszámuk jelentős (38 db).

Természetesen mind ebben a szelvényben, mind a többiben a legnagyobb példányszámot a környezetigénytelen, ubiquista fajok érik el; Csolnokon 17 faj összesen 624 példányát találtuk. Az enyhébb éghajlatot jelző fajok a Würm₁ előtti szakaszban élhettek; azután a Würm₁ hidegebb éghajlata következett: ezt a klímaváltozást jól tükrözi a szelvény felső részében tapasztalt faj- és példányszám-csökkenés és a melegjelző alakok teljes hiánya. Ebből a jelenségből következtethetünk a tájkép változására is: az alsó szakaszban zártabb állományú erdei-ligeterdei környezet volt még, a felső szakaszban gyérebb ligeterdő lehetett.

A tokodi szelvényben (3. táblázat) MOLDVAY L. kezdődő vályogosodást mutatott ki. Ezt az agyagtartalom fokozódása és a vályogszint alatt a CaCO₃ feldúsulása is jelzi. (A vályogszintben 7,6%, az alatta levő rétegben 16,66% a CaCO₃).

A vályogosodás természetesen a faunamaradványok utólagos feloldódását eredményezte, ezért az itt tapasztalt faunaszegénység nem az éghajlat hűvösödését jelzi, hanem ellenkezőleg azt, hogy a klíma már a kezdődő talajképződést is lehetővé tette. Ilyen esetben tehát, bár a vályogzóna feletti szakaszban is előfordulnak melegjelző fajok, mégis a vályogzóna jelzi biztosan a melegebb éghajlatot. A típusos vályogzónákra jellemző a Molluscum-héjak teljes hiánya a humuszsavak oldó hatása miatt. Az erdei fajok (*Orcula dolium* BRUG., *Clausilia dubia* DRAP.) ebből a szelvényből kerültek elő a legnagyobb példányszámban: összesen 45 példány. A kezdődő vályogosodás, az erdei fajok enyhébb klímára utalnak, mely valószínűleg a Würm₁₋₃ interstadiálisban lehetett.

A vizsgált szelvények között a bajót-cigánytelepi (4. táblázat) volt a legnagyobb függőleges kiterjedésű (13 m). Innen 18 faj 454 példánya került elő. A két melegjelző faj (*Orcula dolium* BRUG., *Zonitoides radiatulus* ALD.) csak a szelvény alsó felében fordult elő, itt általában nagyobb volt a faj- és a példányszám is. A táj jellege ligeterdő lehetett, kisebb stagnáló vizekkel (a *Gyraulus*, *Galba* erre utal).

A szelvény alsó szakasza valószínűleg a Würm₁ előtti kissé melegebb éghajlaton képződött, míg a felső szakasza a Würm₁-ben. Esetleg a Würm-nél idősebb ez a szelvény. Ezt sejteti a kevés erdei faj és a nagyobb nedvességigényű fajok hiánya a szelvény felső részén.

A nagysápi bevágás (5. táblázat) kis szelvénymagassága, s csekély faj- és példányszámú faunája folytán további következtetések levonására nem alkalmas. Melegjelző fajok itt is voltak.

IRODALOM

- BARTHA F. 1959: Finomrétegtani vizsgálatok a Balaton környéki felső-pannon képződményekben. — Földt. Int. Évk. **43**. 1.
- BARTHA F. 1962: A makói és gyulai vízkutató fúrások őslénytani kiértékelése. — Földt. Int. Évi Jel. 1959-ről
- HORVÁTH A. 1954: A paksi pleisztocén-üledékek csigái és értékelésük. — Állattani Közl. **44**. 3–4.
- KORMOS T. 1911: A püspökfürdői Somlyó-hegy pleisztocén faunája Bihar megyében. — Földt. Közl. **41**.
- KORMOS T. 1925: A süttöi forrásmészkomplexus faunája. — Állattani Közl. **22**. 3–4.
- KRETZOI M. 1954: Jelentés a kislángi kalabriai (villafrankai) fauna feltárájáról. — Földt. Int. Évi. Jel. 1953-ról.
- KRETZOI, M. 1961: Stratigraphie und Chronologie. — Instytut Geologiczny Prace, **34**. I. INQUA Intern. Kongr. Warszawa.
- KRIVÁN P. 1955: A középeurópai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. — Földt. Int. Évk. **43**. 3.
- KROLOPP E. 1958: A Budai-hegység csigafaunájának kialakulása. — Állattani Közl. **46**. 3–4.
- MOLDVAY L. 1961: Berettyóvölgy és a déli Nyírségperem felszíni képződményeinek kifejlődése és kora. — Földt. Közl. **91**. 3.
- ROTARIDES M. 1941a: Pleisztocén puhatestűek meghatározásának módjai. — Földt. Közl. **73**.
- ROTARIDES M. 1941b: Praeglaciális csigák a solymári barlangból. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. **36**.
- Soós L. 1916: Brassói Fortyogóhegy praeglaciális csigafaunájáról. — Barlangkutatás 4.
- Soós L. 1932: A püspökfürdői pliocén molluszka faunáról. — Állattani Közl. **29**.
- TASNÁDI-KUBACSKA, A. — Soós, L. 1935: Die Mollusken- und Wirbeltierfauna des Pleistocen und Ober-Pliocen von Gombaszög. — Ann. Hist. Nat. Mus. Pars Min. Geol. Pal. **29**.

BIOSTRATIGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN AN PLEISTOZÄNEN BILDUNGEN DES DOROG—ESZTERGOMER BECKENS

von

F. BARTHA

Verfasser hat die Molluskenfauna aus den Profilen der pleistozänen Lösswände von verhältnismässig grösserer vertikaler Ausdehnung des Doroger Beckens untersucht. Auf Grund seiner Untersuchungen kann er die Frage, ob die Molluskenfauna für die Absonderung klimatischer Phasen geeignet sei, ausdrücklich bejahen. Gut anwendbar ist die pleistozäne Molluskenfauna auch für die Rekonstruktion des Mikro- und Makromilieus. Sie kann — sammt der Wirbeltier-Fauna — zur genaueren Bestimmung des geologischen Alters ebenfalls gut gebraucht

werden. Ein Vergleich der Mollusken und der Vertebraten-Reste ermöglicht, das Alter und das Milieu beinahe vollkommen zu bestimmen.

Die Molluskenfauna der Lösswände bei Nyergesújfalu, Csolnok, Bajót, Nagysáp und Tokod liess eine Riss—Würm Interglazialphase, eine Würm₁₋₃ Interstadialphase bestimmen, dass heisst sie wies neben z. T. tieferen Stufen auf das Auftreten einer Würm-Glazialperiode hin.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫМ ОБРАЗОВАНИЯМ ДОРОГСКО—ЭСТЕРГОМСКОГО БАСЕЙНА

Ф. БАРТА

Автор настоящей работы изучал фауну моллюсков из разрезов плейстоценовых лессовых стен, имеющих сравнительно большое вертикальное распространение в пределах Дорогского бассейна. На основании проведенных исследований можно с уверенностью дать положительный ответ на вопрос: является ли фауна моллюсков подходящей для выделения климатических этапов? Хорошо можно использовать фауну плейстоценовых моллюсков также для реконструкции микро- и макросреды. Уточнение геологического возраста соответствующих отложений тоже хорошо осуществляется при помощи моллюсков в сочетании с фауной позвоночных. Сопоставление моллюсков и остатков позвоночных позволяет почти совершенно точно определить возраст и окружающую среду отдельных образований.

Моллюсковая фауна лессовых стен в сс. Ньергешуйфалу, Чольнок, Байот, Надьшап и Токод доказала существование рисско-вюрмского межледникового этапа, интерстадиального этапа вюрм₁₋₃, то есть указала на наличие вюрмского оледенения, наряду с более глубокими климатическими этапами.

Mátrahegység

A MÁTRAHEGYSÉG RÉSZLETES ÉRCFÖLDTANI VIZSGÁLATA

Írta: VIDACS ALADÁR

1954-ben, a gyöngyösoroszi ércbányászat fejlesztése érdekében szükségessé vált a nyugat-mátrai ércterület részletes vizsgálata. Ezzel a feladattal kapcsolatban kezdődött meg a M. Áll. Földtani Intézet részéről a Mátrahegységnek ma is folyamatban levő 5000-es méretarányú földtani térképezése.

A vizsgálatok értelmezési munkálataiba 1958-ban SZÁDECZKY-KARDOSS E. akadémikus újrendszerű petrológiai és vulkanológiai kutatásaival kapcsolódott be.

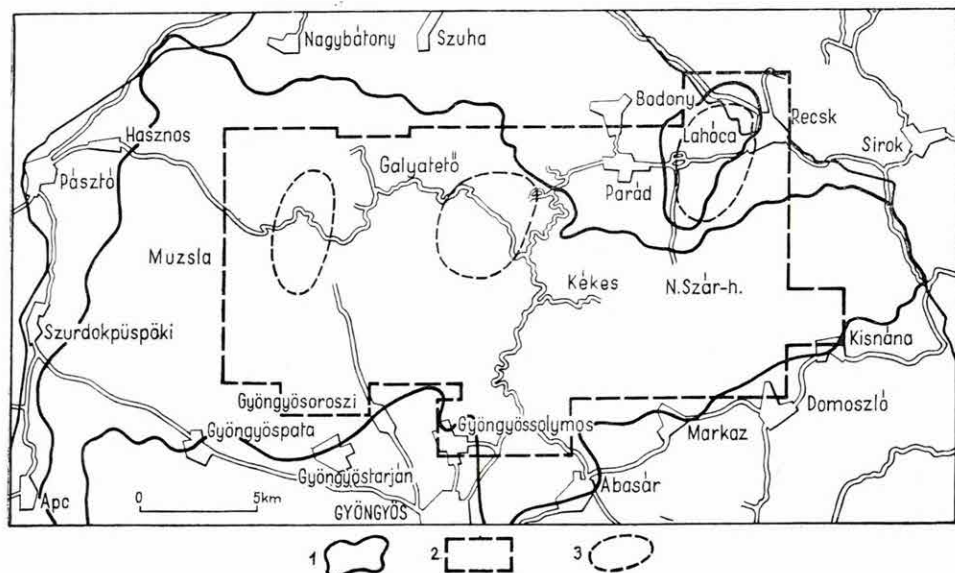
A részletes vizsgálatot az indokolta, hogy hazánk egyetlen jelentős színesércbányászati bázisa a Mátrahegység területe. Ezért a kutatás fő célja — a hegység földtani felépítéséből és az előforduló ásványi nyersanyagok minőségéből kifolyólag — ércföldtani jellegű; emellett kiterjed a kutatás az egyéb hasznosítható ásványi nyersanyagokra is. Ipari jelentőségű nyersanyagok felderítésére igen sok mesterséges feltárást (kutatóárok, kutatóaknák, kutatótárók, lejtősaknák, függőleges és ferde mélyfúrások) létesítettünk és geokémiai, metallometriai vizsgálatokat, radiológiai méréseket végeztünk.

Gyöngyösoroszi határában a kutatások megindulásáig feltárt ólom- és cinkérctelérek ércvagyon a hatalmas beruházással létrehozott érc-előkészítő-mű gazdaságos működéséhez csupán néhány évre volt elegendő. Az ércelérek felszíni és mélységbeli továbbkutatása épp ezért azóta is feltétlenül szükségszerű és földtanilag is indokolt.

A Mátrahegység részletes földtani térképezését és az ezzel kapcsolatban végzett felderítő ércutatást népgazdaságunk számára döntő fontosságúvá teszi az a tény is, hogy a hegység keleti részében levő recski rézérces terület a teljes leműveléshez egészen közel áll.

A M. Áll. Földtani Intézet gyakorlatában példátlan intenzitású felderítő kutatástól tehát nemcsak a recski ércelőkészítő működéséhez szükséges ércvagyon feltárását, hanem az eddig hiányzó hazai cink-kohó létesítésének gazdasági alapfeltételeit várjuk.

Az 1961. év végéig részletes földtani vizsgálat alá vont területszeket és az egész területi célkitűzés határait jelző vulkáni képződmények megközelítő körvonalát az 1. ábra szemlélteti.



1. ábra. A Mátrahegységben folyamatban levő részletes vizsgálatok területi váz-lata

Jelmagyarázat: 1. eruptív képződmények felszíni elterjedése; 2. az 1961-ig elkészült 1 : 5000-es alapú földtani térképezés határa; 3. vágattal és mélyfúrással megkutatás alatt álló terület

Abb. 1. Planskizze der im Mátra-Gebirge gegenwärtig getriebenen ausführlichen Untersuchungen

Zeichenerklärung: 1. Verbreitung der eruptiven Bildungen an der Oberfläche; 2. Grenzen der bis 1961 im Maßstab 1 : 5000 durchgeführten geologischen Kartierungen; 3. Gebiet, das gegenwärtig durch Schürfungen und Tiefbohrungen erkundet wird

Рис. 1. Схема районов детальных исследований в горах Матра

Легенда: 1. поверхностное распространение изверженных образований; 2. границы геологического картирования масштаба 1:5000, выполненного до 1961 г.; 3. району, разведываемый горными выработками глубокими бурениями

A földtani térképezés helyzete

Minden behatóbb szerkezetkutatás természetszerűleg a részletes földtani térképezésből indul ki. Térképezésünk alapja az ÁFTH által rendelkezésünkre bocsájtott szabványos Gauss-Krüger rendszerű, új felvételű topográfiai térkép. A terepen és a kamerális szerkesztésben ennek az 1 : 10 000-es méretarányban készülő szelvényrendszernek fényképi úton 1 : 5000-esre felnagyított változatát használjuk. Az eddigi térképezési munka Mátrakereszttestől Recsk—Kiszána környékéig terjedő területet öleli fel. Az 1955—1961-ig terjedő idő munkájának eredménye,

hogy a hegység 370 km²-nyi eruptív törzséből 270 km²-nyi területről áll rendelkezésünkre részletes földtani térkép, mégpedig észlelési, fedett és fedetlen változatokban.

A részletes földtani térképezés és vizsgálat során már eddig is igen sok új megállapítás jutott kezünkbe. Közülük csak néhány fontosabbat sorolunk fel:

A hegység andezites főgerince alatt igen mélyre süllyedt alaphegység összetételét a részletes térképezés során talált zárványok vizsgálata világította meg és ezek alapján azt egy ÉNy-i gránitos (paleozóos) és egy DK-i márgás—meszes (mezozóos) alaphegységészre lehet különíteni. A harmadidőszaki üledékes fekvőképződmények közül a hegység K-i részében különösen a 150—500 m vastagságú szürke, homokos—agyagos helvét rétegcsoport („slir”) elterjedéséről vannak pontos adataink. Megismertük a középső-miocén vulkanizmus első nagytömegű termékének: az előző időkben „középső riolittufá”-nak nevezett dacittufa-összlet kifejlődését. A hegység főgerincének É-i oldalán ezideig csak kis elterjedésben ismert dacitos képződményekről beigazolódott, hogy jelentékeny nagyságú vulkáni ciklus termékei, mely nagyrésztben megelőzte az andezites vulkanizmust, kisebb részben közbeékelődést mutat. Több vizsgálati adat arra vall, hogy az említett nagytömegű dacitos piroklasztikum kiszórása és a dacitos lávaképződmények között vulkanológiai—genetikai kapcsolat lehet (VARGA GY. 1961). Mélyfúrásos kutatással megkaptuk az első tényleges adatot a Mátra tortonai magmás takarójának vastagságáról. Eszerint a Galyatető DK-i nyúlványán, a csúcstól 1,2 km-nyi távolságban az idősebb, típusosan kifejlődött sztratovulkáni összlet 474 m vastag, a felette levő fiatalabb, „bazaltos” andezit jelenlegi lepusztult állapotában 195 m vastagságú, a helvétai üledékre fokozatos tufitos átmenettel települő magmás takaró összes vastagsága tehát itt 669 m. Több mélykutatással győződünk meg a két hatalmas tortonai andeziterupciós ciklus eltérő kőzettani, vulkanológiai és ércesedésbeli jellegéről: az egyik az idősebb, változékony, vegyes elváltozású sztratovulkános andeziteket, a másik a fiatalabb, üdéb, olivint is tartalmazó, bazaltos jellegű „fedőandezit”-et szolgáltatta. Előbbi a produktív érctelepek mellékkőzete (Ny-i Mátra), utóbbinak csak alsó lávapadjaiban fejlődött ki produktív ércesedés (Nagylipót). A hegység középső és keleti részének É-i előterében meglehetősen sok augit- és hiperszténandezites kőzettelér nyomozható; megállapítottuk az ezeken és a különböző mellékkőzeteken észlelt kontakthatásokat. Radiometriás vizsgálatokkal valószínűsítettük a nagyobb aktivitású pontok koncentrikus eloszlásával egybevető kaldera-szerkezetet.

A térképezési munkálatok során kapott számos új tudományos adat végső szintézisét a vizsgálatok befejezésével, tervünk szerint 1965-ben szándékozunk megadni. Ugyanekkor a hegység teljes magmás törzsének és minden képződményének ismeretében nyúlhatunk hozzá a föld-

tani térképsorozatok megszerkesztéséhez, melyek nyomtatott közreadását 1 : 10 000 méretarányú fedett és fedetlen változatban tervezzük.

Éreföldtani kutatások

A részletes földtani térképezés során a kőzetelváltozások és hidrotermális nyomok alapján a hegységben három nagy területrész rajzolódott ki, amelyen belül gyakorlati értékű hidrotermális ércesedést sejtünk. Az egyik a nyugat-mátrai gyöngyösoroszi ércbánya körzetéhez Ny és É felől közvetlenül kapcsolódó 12 km²-nyi terület. A másik a Középső-Mátrában Galyatető—Parádsasvár—Nyirjes környékének 15 km²-nyi része. A harmadik a Keleti-Mátrában a recski ércbányászat révén ismert Lahóca—Parádfürdő 15 km²-nyi körzete. Egyelőre ezekben a körzetekben indítottuk meg évről-évre folyamatosan továbbfejlesztett szinesérctelep-kutatási műveleteinket.

Az ércelőfordulásra kilátást nyújtó terület rendkívül aprólékos, minden földtani jelenség részleteibe menő földtani térképezést igényel. A mátrahegységi ércesedés kutatásánál igen jól bevált a külszíni kőzetelbontások részletes vizsgálata és az egész terület morfológiai, tektonikai, szerkezeti szempontú mérlegelése, melyekből megalkothatjuk az adott kőzet sajátos kutatási menetét: a munkahipotézist. A klasszikus általános érc-kutatási elvek a Mátrában csaknem minden esetben csődöt mondanak. A megállapított új ércelérek eddig minden esetben hegyoldalakon, vagy azok közelében, gyakran mély völgybevágásokat keresztezve vonulnak, csapásirányuk a felszíni nyomok elterjedését néha éppen derékszögben keresztezi.

Az érctelep felderítésére alkalmazott feltárásos kutatásokat a fokozatosság elve alapján fejlesztjük. Külszíni kutatóárkoktól nagyobb mélységű kutatóaknákon át haladunk a külszínközeli, majd a nagyobb mélységű bányászati, vágathajtásos kutatás felé. 10 esetben mélyfúrást, 2 esetben ferde mélyfúrást is alkalmaztunk. A geofizikai kutatómódszerek közül eddig többféle, elektromos módszerrel végrehajtott kísérlet sikertelen maradt. Geokémiai, metallometriás vizsgálatok szívós kitartással alkalmazott módszertani kísérletei után az Áll. Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet geokémiai kutatócsoportja GEDEON A. vezetésével 1961-ben egy dúsan érces telep földtani megkutatásának lehetőségét adta kezünkbe.

A bányászati kutatásokat alapkutatásnak tekintjük és ezért igen részletes bányaföldtani szelvényezést végzünk. Számítanunk kell arra, hogy kutatóvágataink idők folyamán bevonódnak, beomlanak, ezért egy érces terület későbbi tudományos feldolgozásakor, vagy az iparági művelésre történő átadásakor olyan adatra lehet szükség, amelyhez hozzájutni többé nem tudunk. Az érces képződményeken, a vágatokban lehetőleg szorosan az elővájást követve, szabályszerű résmintavételezés

történik. A résminták vegyvizsgálati követelményei, minthogy azok egy-egy kutatóobjektumon és egy kutatási időszakon belül a többzetes nagyságrendet is elérhetik, messze túlhaladják az Áll. Földtani Intézet vegyi laboratóriumának teljesítőképességét. A terület szerint érdekelt bányák és az Ércbányászati Feltáró Vállalat laboratóriumaik útján a vegyvizsgálati, bányamérő-szolgálatok útján pedig a geodéziai közreműködést szolgáltatják. Különösen sok munkát végzett az utóbbi időben e téren a Recski Ércbánya és az Ércbányászati Feltáró Vállalat.

A M. Áll. Földtani Intézetnek annak idején JANTSKY B. által vezetett ércföldtani osztálya, majd az ennek örökébe lépő Mátrahegységi kutató osztály a *Nyugati-Mátrában* a gyöngyöSOROSZI ércbánya körzetében vagy ahhoz kapcsolódóan az 1955—59. években összesen 18 hidrotermális telér jelenlétét, illetőleg csapását állapította meg. Ezek közül 5 telér (összesen mintegy 2500 m-es csapáshosszban) a kutatásaink előtti időben teljesen ismeretlen volt, további 3 telér pedig csupán szétszóródott törmelékei alapján volt ismeretes. Ferde mélyfúrással kutattunk meg 2 teléres vonulatot, bányászati mélykutatást telepítettünk 6 olyan telérre, amelyek ércvezetési és szerkezeti viszonyairól előzőleg semmit sem tudtunk. Az iparág számára átadott nyugat-mátrai új ércterületnek a bánya műveleteibe irányvágattal való szerves bekapcsolódása 1960-ban megkezdődött. A terület É-i részén: Mátraszentimre környékén a kutatási munkálatok ma is folyamatban vannak. Erről, mint időszerű munkáról érdemes felemlíteni, hogy eredeti tervelőirányzatunk szerint 1961-ben szándékoztuk befejezni, a Nehézipari Minisztérium azonban érdemesnek tartja a kutatási műveletek folytatólagos továbbfejlesztését. Hogy a kutatás arányairól némi fogalmunk legyen, megemlítjük, hogy az 1959-ben telepített mátraszentimrei lejtőszaknából csak az 1961. évben 610 fm vágatkihajtás történt. A kutatás az 1960. évben igazolt igen tekintélyes ércvezetést mintegy kétszeresére emelte és 406 m³ árkolásos felszíni feltárással nemcsak a már ismert mátraszentimrei telér Ny-i szárnyának további szakaszát, hanem egy újabb telér (Gubola-ház) jelenlétét is igazolta. A nyugat-mátrai ércterületnek ezen a legfelső részén új akna tervezése és GyöngyöSOROSZIBÓL a Mátra gerince alatt létesítendő nagytávú szállítóvágat kihajtásának előkészítése megkezdődött.

A nyugat-mátrai új telérek érce beleillik a gyöngyöSOROSZI bánya ismert teléreinek szerkezeti rendszerébe. Ezekben — mint azt korábban is közreadtuk — 7 periódusból álló genetikai sorrendet állapítottunk meg. A nagy területrészekre kiterjedő kőzetváltozások vizsgálata alapján ugyancsak hét hidrotermális régiót határoltunk körül, amelyeken belül a nyugat-mátrai érces telérek előfordulhatnak.

A *Középső-Mátrában* az ércutatást megelőző térképezést és nagy erővel folytatott külszíni árkolásos kutatást 1958-ban kezdtük meg, akkor, amikor a GyöngyöSOROSZIBÓL kapcsolódó nyugat-mátrai területen számbavehető ércartalékkészleteket derítettünk fel, viszont a kimerülő-

ben levő recski ércbánya termelésének pótlása fenyegető kérdésként nyomult előtérbe. Még ugyanezen év őszén indítottuk a Kislipóton felderített egyik telérbe az első külszínközeli kutatótárót. 1959-ben a közép-mátrai területen 21 kutatóárkot és kutatóaknát, ezenfelül 5 újabb kutatótárót telepítettünk, csaknem valamennyit pozitív eredménnyel. A munka túlfeszített ütemét az a nyomasztó tudat sarkallta, hogy ugyancsak 1959-ben — sok szerencsétlen körülmény miatt már túlságosan későn — láttunk hozzá komolyabb erővel a recsk—parádfürdői szűkebb körzet megkutatásához. Ez a munka pedig az eszmei értékű földtani tapasztalatokon kívül semmiféle gyakorlati eredményt nem hozott, sőt ilyen egyelőre nem is ígért. Nincs mód arra, hogy a közép-mátrai új érces terület tudományos izgalmaiban bővelkedő kutatásának epizódjait itt ismertessük. Egyik-másik táró kitűzése olyan kombinatív lánckövetkeztetésekben keresztül jutott el a megvalósulásig, amelynek konklúziója a gondolatlánc ismerete nélkül még szakértő szemében is merő földtani képtelenség. Ma ott tartunk, hogy egy Parádsasvár felől a Galyatető felé irányuló 1,2 km-es altárával céloztuk meg azt a — külszínen csaknem teljesen nyomtalan — felső-nyírjesi Teodor-telért, amelyet előzőleg külszínközeli vágattal megkutatunk, 120 m mélységben átfúrtunk és az műrevalónak bizonyult. Ez a hosszú táró menet közben feltárja a részben korábban megkutatott, részben még ismeretlen teléreket. Az 1961. év végén a nagymélységű főtáró műveletei közel jártak az 1000 m-es hosszúsághoz és eddig több kisebb ércesedésen kívül három, 0,5—5,0 m vastagságú ércetelért harántoltak a külszín alatti 120—150 m-es szinten. A végcélul kitűzött Galya-felsőnyírjesi telér 200 m-es mélységű szintjének felderítése előtt még legalább 3 további ércetelér földtani viszonyainak megállapítását várjuk ettől a vágattól. Erre, mint nagymélységű főtengelyre igyekszünk kapcsolni távolabbi területrészek megkutatott teléreit is, mint pl. az 1961-ben vágattal feltárt és igen gazdagnak ígérkező Nagylápafői telért.

A kutatások során a Galyatető és Parádsasvár közötti területen, helvétii slíre és tortonai dacittufára települt rétegvulkános andezittakaróban kifejlődött hidrotermális telérrendszer rajzolódik ki. Az ebben uralkodó ÉNy—DK-i és ÉÉK—DDNy-i irányú rendszerek közül az előbbieket ércesek, utóbbiak gyakorlatilag meddők. A telérek mellékközete az első nagy tortonai andezites erupciós ciklus terméke, melynek rétegvulkános szerkezetű felsőbb szintjei alatt túlnyomórészt vulkáni breccsás összetekert rejtőznek. A mélyebb szinteket alkotó vulkáni breccsák részben piroklasztikus, részben tektonikus eredetűek. A hasadékrendszerekben kifejlődött epitermális telérek jellegét — a nyugat-mátrai kvarcos telérekkel szemben — a ritmikus településű kalcit adja meg, mint legnagyobb tömegű meddő kísérőásvány. A feltárt ércetelek az ólom—cink—réz formációhoz tartozó polimetallikus telérek, kisebb részben tektonikus eredetű breccsás összetekert kialakult ércintéses mezők

(„volbura”), melyekhez hasonlóról hallomás útján az Erdélyi Érchegység (Románia) új kutatásaiból értesültünk.

Maguk az ércetek — szerkezetüket tekintve — négyféle alaptípusúak: 1. Ritmikus durvakristályos—kalcitos epitermális dúsérces telérek. 2. Igen gazdag zúzott „nagypecsétes” ércsványtársulást vezető, agyagásványos cementezésű karbonátos telérek. (A tiszta típusok keveredése is gyakran előfordul.) 3. Határozatlan szegélyű, gyenge teletermális jellegű, szegényérces zúzott övek. 4. Alacsony nehézfém-koncentrációjú, kovasavas hidrotermák által összecementezett breccsás hasadékitöltések.

Az érces ásványi alkotók az uralkodó tömegű szfaleriten kívül, mennyiségi sorrendben: korrodált galenit, kalkopirit, kalkozin, kovellin és greenockit. Érdekes szukcessziós összefüggéseket tapasztalhatunk az egyes szfaleritgenerációk és a kalkopirit között. Nagy általánosságban a szfalerit változó vastartalma és ezzel színének sötétsége a hőmérséklet függvénye. A Parádsasvári-táró 400 m-ben telepített vágatának érchintéses mezője kvarcos cementezésű, a kvarccal együtt sötét szfalerit is előfordul. Ugyanezt láttuk a Nyírjesi felső táró telérében, a kalcitos telért átjáró fiatal kvarcos fázisban. Ebben a sötét szfaleritben hőven vannak szételegyedésszerű kalkopiritrészek is. Ámde a kvarcos paragenezisben ugyanitt jelentős mennyiségű fennőtt, automorf kalkopirit is jelen van. Arra kell gondolnunk, hogy a hasadékrendszeren magasabb hőmérsékletű, rézszulfidtartalmú oldatok jutottak a kalcitos—szfalerites rendszerbe, ez a rézszulfid diffúzió útján a szfaleritbe is behatolt és mint kalkopirit, ismét elkülönült. Az is lehetséges, hogy a kalkopirit a galenit korróziója idején került oldatba és ismét kivált. Ezeket a kérdéseket részletes kalkográfiai vizsgálattal kell majd megoldani.

Gyakorlati szempontból külön figyelmet érdemel a szfalerit jelentős Cd-tartalma is.

A *Keleti-Mátrában*, Recsk—Parádfürdő területén, a régi idők óta ismert és művelt Lahócahegy ércelőfordulásainak körzetében az 1958—59. években végeztünk részletes ércföldtani térképezéssel kapcsolatos külszíni feltáró munkákat. 1960-ban, a kutatás fokozatosságának megfelelően, megkezdtük a külszinközeli szinteknek bányászati megkutatását is. A Lahócahegynek kevésbé ismeretes Ny-i gerincén és környékén mélyfúrásos kutatásokat is alkalmaztunk. A ma is folyamatban levő kutatások célja a teljes leművelés határán álló bánya környékén kifejlődött és szegénynek ismert ércesedés genetikai és teleptani tisztázása, ezáltal gyakorlati jelentőségének eldöntése. A munka méreteinek jellemzéséül megemlítjük, hogy az 1960—61. években 560 m³-nyi árkolás, 637 fm táróhajtás és 3 670 fm mélyfúrás lént a területen. Mindenütt egyöntetű volt a megállapítás: a tektonikus mozgások hasadécai és azok következtében létrejött nagykiterjedésű zúzott övek fellazulásai adtak alkalmat a hidrotermák felszín felé áramlására. A kőzetben a zúzott és ková-

sodott és ismét megzúzott övek mentén elszórtan szegény ércesedési nyomok jelentkeznek, melyek részben egy fakóérces—enargitos—pirites, részben egy szfalerit—galenites formáció termékei. Vágathajtásos kutatásainkban azt találtuk, hogy a fakóérces—enargitos ásványtársulások csaknem mindig kovához és kvarchoz, a szfalerit—galenites asszociációk pedig többnyire erősen agyagásványosodott, lebontott mellékközethez kapcsolódnak. Előbbire a Veresagyagbérc D-i kúpján hajtott táróban, utóbbira a Hegyeshegyhez tartozó Macskahegy tárójában találtunk szembeszökő példákat. Úgy láttuk, hogy a kvarcos—fakóérces ércesedés uralkodóan ÉK—DNy-i csapásirányú kőzetrepedésekhez kötött és valószínűleg fiatalabb, mint az agyagásványos kőzetlebontáshoz kapcsolódó szfalerit—galenites ércesedés. Ez az észlelés egybevág SZTRÓKAY K.-nak a lahócai érceken végzett korábbi vizsgálati eredményével.

A külszíni indikációk alapján telepített vágatokban érc mindenütt van, de csak mutatóban, kis mennyiségben. Két éven át minden kutatás mutatta, hogy eddigi külszínközeli szintjeinken az ércesedés szegény, szeszélyesen szétszóródott és alacsony hőfokú. Utóbbit támasztják alá a Veresagyagbérc és Macskahegy baritkiválásai is.

Az 1960. évi kutatási jelentésben a recski területről többek között ezt írtuk: „Kedvező volna a helyzet, ha a hintett, szétszórt szegény-ércek egy mélyebb szintről mobilizált dúsabb érctelep hírnökei volnának. Hogy ez így van-e, azt az eddigi kutatásokból még nem tudjuk. Ebben a kedvező esetben nem látjuk okvetlenül szükségszerűnek, hogy az ércesedés kizárólag a magmás mellékközethez kötött. A hidrotermális csatornák gyökérszónái lenyúlhatnak mélyen a lakkolitok alá is, sőt a lakkolit-alapzatok tájékán a feláramló oldatok lefojtott fizikokémiai viszonyaik miatt impregnációs érctelepeket hozhattak létre az idősebb üledékekben is. Nagy kérdés, hogy — ha ez egyáltalában így van — ez a mélység a kutatással, vagy bányászattal egyáltalán elérhető-e. A mélységben levő esetleges produktív ércfeldúsulás elérése függvénye annak a földtani vonatkozású másik nagy kérdésnek, hogy a lakkolitokból a szarmata korszaktól a pleisztocénig tartó lepusztulás milyen vastagságú anyagot távolított el, illetőleg a mai felszín alatt milyen mélységben van a lakkolit talpa.”

Mikor ezt 1961. elején leírtuk, a Lahócától DK-re telepített nagymélységű Recsk V. sz. fúrásunk koronája már 700 m mélység körül, még mindig andezitben forgott és a Lahóca ismeretlen Ny-i szárnyára telepített 5 db 300 méteres mélyfúrásból álló fúrásrendszerünk nem állapított meg sem érces indikációt, sem tömzskövetet.

1961. május 15-én a három éven át mérhetetlenül sok műszaki akadállyal küszködő Recsk V. sz. mélyfúrás 780 m mélységből, az amfibolandezit feküjében levő agyagos márgából érces mintákat hozott fel.

Az értekelés eddigi állapota szerint a fúrás az alábbi fontosabb eredményeket szolgáltatta:

1. A recski Lahócahegy és környezetének amfibolandezitje látszólag szubvulkáni helyzetű. Befogadó kőzete tengeri eredetű üledék: agyagos márga, mely az ősmaradványvizsgálatok eddigi eredményei szerint középső-oligocén korinak vehető.

2. Az amfibolandezit hasadékait, tektonikus zúzódásos öveit egy második fázishoz kötött vulkáni termék járta át, mely igen finomszemcsés, sötétebb, andezit—dacit-jellegű kőzet, kvarc- és biotittartalommal. Nagyfokú elváltozása, asszimilációs idegen anyag-tartalma miatt pontos meghatározása még nem sikerült. A Lahóca környéki ércesedés ehhez a második vulkáni fázishoz kapcsolódik. Ez hozta fel magával az érceket, nemcsak újraoldott mobilizátumként, hanem néha még eredeti törmelékek alakjában, zárványok formájában is, az andezit alatti fekümárga töredékeivel együtt. Az érces környezetben erek alakjában megjelenő fluorit azt mutatja, hogy a hidrotermális ágens-ek között HF is jelen volt, amiből a kőzetelbontás és valószínűleg az erek mobilizációs folyamatának savanyú kémhatású közegben való lefolyására lehet következtetni.

3. A fúrásminták vizsgálatából a következő összefoglaló kőzet-sorrendet látjuk: 5—110 m-ig agyagos márga, 110—727 m-ig elbontott andezit, helyenként szegényérccel impregnálva, vagy ércesedett nyomokkal. 727—779 m-ig kovásodott agyagos pirites márga; 779—782 m között dúsércces minta (15,99% átlagos Pb—Zn—Cu-tartalommal, 216 g/t Ag- és 1,05 g/t Au-tartalommal, erős Sb, Ba és As szinképpel); 782—880 méterig kovásodott, pirites márga.

4. Az elbontott andezittakaró alatt, kovás-karbonátos metaszo-matózist szenvedett agyagos márgában 700—800 m közötti felszín alatti mélységben átfúrt magas koncentrációjú színesérctelep paragenézise a Reckre és környékére jellemző kétféle ércformáció együttes jelenléte, vagyis az ólom—cink—réz és a réz—arzén—ezüst szulfidjait tartalmazza. Feldúsulásukra éppen az andezit lefojtó hatása adhatott alkalmat. Arra lehet következtetni, hogy az előbb említett második fázishoz kötött, andezit—dacit-jellegű vulkáni termék a nagymélységű komplex érctelep anyagát regenerálta és felsőbb csatorna-rendszerbe juttatta. Ilyen csatorna-rendszert jelentett pl. a Lahócát átszelő ÉNy—DK-i zúzódásos öv, melyben a jellegzetes tömzsős ércesedés az ún. „kékpala” lefojtó hatása miatt fejlődhetett ki.

5. A fúrás 118 m táján, továbbá 460—510 m között érte el azt a tektonikus övet, amely mentén a Lahóca andezittömegének D-i szárnya lezökkenhetett. A vetődési síkok a fúrás tengelyével kb. 45°-os szöget zárnak be.

Az andezittakaró alatti dúsérctelep kiterjedésének felderítése további nagymélységű fúrásos kutatást tesz indokolttá. 1962-ben egyelőre további két, egyenként 1000 m-es fúrást telepítünk e területre. Ezekről várunk döntést a szubvulkáni helyzet kérdésében is.

A kutatás további örvendetes mozzanata volt, hogy a Recsk 190. sz. fúrás több szegény ércesedésen kívül 40 m körül figyelmet érdemlő ércesedést, a Lahóca DK-i lejtőjére állított Recsk 200. sz. fúrás pedig 56—60 m között lahócai típusú dúsérces telepet igazolt 1961 végén.

Ha az elmondottakat mérlegeljük és arra is gondolunk, hogy az innen megközelíthető közép-mátrai új ércterület hazánk viszonylatában tekintélyes bázissá kezd fejlődni, és hogy a még kutatás alatt álló egyetlen mátraszentimrei érctelep eddigi ércvagyonával is több mint tíz évig képes lekötni a recski ércelőkészítőmű mostani kapacitását, akkor bizvást elmondhatjuk, hogy az országnak értékes nyersanyagot adó nagymúltú recski ércbánya kapuján egyelőre még nem kell megfordítani a kalapácsos jelvényt.

A hegység eddigi részletes földtani térképezésében és vizsgálatában, különböző területeken és változó időtartamokkal JANTSKY B., KISS J., KISVARSÁNYI G., GÖBEL E., MÁRTON GY., TÖRÖK K., SIKLÓSI S., VARRÓK K., VARGA GY., LENGYEL E., MEZŐSI J. és VIDACS A. vettek részt. A most lezárt 1961. térképezési évadban VARGA GY., CSILLAG P.-NÉ, VARGA A.-NÉ, LENGYEL E. és MEZŐSI J. működtek közre.

Az érctelep kutatás feladataiban VIDACS A.-nak SCHOLTZ T. nyújtott közvetlen segítséget.

AUSFÜHRLICHE ERZGEOLOGISCHE FORSCHUNG IM MÁTRA-GEBIRGE

von

A. VIDACS

Da das Mátra-Gebirge die einzige Basis für Bunterzbergbau in k. n. Ungarn darstellt, trägt der Hauptzweck der detaillierten Untersuchung erzgeologischen Charakter. Die von der Ungarischen Geologischen Anstalt auch gegenwärtig getriebenen Erkundungsarbeiten wurden in 1954 im W-Teil des Mátra-Gebirges in Angriff genommen, wo die bei der alten Erzgrube von Gyöngyösoroszi errichtete, moderne Flotationsanlage neue Erzvorräte erforderte. Wegen der zu erwartenden Erschöpfung der im NO-Teil des Mátra-Gebirges tätigen, anderen alten Bunterzgrube von Recsk musste inzwischen die Erkundung auch auf den zentralen und östlichen Teil des Gebirges ausgedehnt werden.

Die ausführliche erzgeologische Kartierung, als erste Phase der Erkundungsarbeiten, umfasste bis zum Ende 1961 eine Fläche von 270 km² des magmatischen Gebirgsstockes, die Aufnahme der übriggebliebenen Fläche von 100 km² bildet die Planaufgabe bis 1965.

Die Hauptmasse des Gebirges stellt eine auf helvetische sandig-mergelige Liegendgesteine sich erstreckende tortonische Stratovulkan-Decke

dar, in deren Bau folgende wichtigere Bildungen beteiligt sind: 1. Dazituff und Dazit, 2. zersetzter älterer Pyroxenandesit mit typischer stratovulkanischer Lagerung, 3. einheitlicher, frischer, dunkler Andesit basischen Charakters. Diesen Bildungen, insbesondere im NO-Teil des Gebirges, schliessen sich eine Reihe biotitamphibolandesitischer Lakkolite und beträchtliche Massen von durch Spalten aufgedrungenen, grobkörnigen Pyroxenandesiten an. An die vulkanische Phase, welche die älteren, umgewandelten Andesite zu Tage gebracht hat, sind bauwürdige, hydrothermale Erzlagerstätten gebunden. Der jüngste Andesit vom basaltischen Charakter ist in praktischer Hinsicht erzleer.

Die Erkundungsarbeiten auf Erz haben im W-Teil des Gebirges, im Bezirk der Ortschaften Gyöngyösoroszi, Mátrakeresztes und Mátraszentimre die Streichung von 18 quarzigen-erzführenden Gängen fixiert.

Im Zentralgebiet des Gebirges, im Raume von Galyatető—Nagylipót—Parádsasvár sind bauwürdige karbonatisch-erzführende Gänge entdeckt worden. Die wichtigsten Erzminerale innerhalb der Paragenese der epithermalen Gänge sind: Sphalerit, Galenit, Chalkopyrit; akzessorische Minerale sind: Chalkosin, Kupferindig, Greenockit.

Im O-Teil des Gebirges, in der Umgebung von Recsk und Paráfürdő gab die Tiefbohrung Recsk V. in 1961 das interessanteste Ergebnis, dass hier unterhalb einer aus Biotitamphibolandesit bestehender Deckenhülle, in scheinbar zum Oligozän gehörigen Tonmergeln ein komplexes, reiches Erzlager liegt, das aus Fahlerz, Enargit, Galenit, Sphalerit und Chalkopyrit besteht und cca 780 m tief unter der Tagesoberfläche nachgewiesen worden ist. Es ist wahrscheinlich, dass die früher bekannten, oberflächennahen Erzlager durch die Spalten des Andesites aufgestiegene, mobilisierte Produkte des neuentdeckten Erzlagers darstellen. Zum Zwecke weiterer Verfolgung des letzteren werden an dieser Stelle weitere Bohrungen angelegt.

ДЕТАЛЬНОЕ РУДНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ГОР МАТРА

А. ВИДАЧ

Так как горы Матра представляют собой единственную значительную базу для разработки полиметаллических руд, цель детальных исследований носила главным образом рудно-геологический характер. Проводимые Венгерским Геологическим Институтом геологоразведочные работы были начаты в 1954 г. в западной части гор Матра, где рудообогатительный завод, вновь построенный у старого рудника в с. Дьендешороси, требовал открытия новых запасов руд. Впоследствии, из-за ожидаемого истощения другого рудника полиметаллов, расположенного в северо-восточной части

гор Матра в с. Речк, разведочные работы следовало распространить и на центральную и восточную части горного массива.

Детальное рудно-геологическое картирование, как первая фаза поисково-разведочных работ, охватило до конца 1961 г. часть магматической основной массы гор Матра, занимающую площадь 270 км², причем съемка остальной площади, составляющей 100 км², представляет собой плановое задание до 1965 г.

Основная масса гор Матра представлена тортонским стратовулканическим покровом, излившимся на подстилающие песчанисто-мергелистые отложения гельветского яруса. Важнейшими образованиями, участвующими в сложении покрова, являются следующие: 1. дацитовые туфы и дациты, 2. разложенные, сравнительно более древние пироксеновые андезиты с типичным стратовулканическим залеганием, 3. однообразные, свежие темноцветные андезиты основного характера. К ним присоединяются, в северо-восточной части горного массива, ряд лакколлитов биотито-амфиболовых андезитов и значительные массы грубозернистых пироксеновых андезитов, поднявшихся по трещинам горных пород. К вулканической фазе, в которой метаморфизованные, сравнительно более древние андезиты вышли на поверхность, приурочены образования промышленных залежей гидротермальных руд. Наиболее молодой основной андезит практически является безрудным.

Разведочными работами на полиметаллические руды были установлены простирания 18 кварцево-рудноносных гидротермальных жил в районах сс. Дьёнёшороси, Матракерестеш и Матрасентимре в западной части гор Матра.

В центральной части горного массива в районе Гальятетё-Надьлипот-Парадшашвар стали известными промышленные жилы карбонатных руд. В парагенезе эпитермальных жил важнейшими рудными минералами являются следующие: сфалерит, галенит, халькопирит; аксессуарные минералы: халькозин, ковеллин, гринокит.

В восточной части гор Матра в районе сс. Речк и Парадфюрдё, в 1961 г. наиболее интересный результат был предоставлен глубокой скважиной Речк V, в которой под покровом, сложенным биотито-амфиболовыми андезитами, в считаемых олигоценовыми глинистых мергелях, на глубине от поверхности около 780 м была открыта очень богатая, комплексная залежь, слагаемая блеклой рудой, энаргитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом. Вероятно, что открытые уже раньше приповерхностные залежи руд являются мобилизованным продуктом новой залежи, поднявшимися по трещинам андезита. Здесь будут пробурены дальнейшие скважины, предназначенные для прослеживания глубокозалегающей рудной залежи.

A MÁTRAHEGYSÉG KÖZÉPSŐ ÉS KELETI RÉSZÉNEK KÖZETTELÉREI

(I. sz. melléklettel)

Írta: VARGA GYULA

Hazai vulkáni hegységeinkben, különösen a Mátrában és a Cserhátban, igen nagyszámú kőzettelért ismerünk. Az utóbbiak részletes kőzettani vizsgálatát SCHAFARZIK F. végezte el. A Mátrahegység kőzetteléireiről azonban részletes kőzettani leírás ezideig még nem jelent meg.

E dolgozat a Mátrahegység középső és keleti részén ismert kőzettelérek földtani és kőzettani leírását foglalja össze. A kőzettelérek hossza itt igen korlátozott, kevés kivétellel csak néhány száz méteren nyomozhatók. Két olyan kőzettelér ismeretes, melynek hossza 1 km-nél több.

A hegység vizsgált részein a kőzettelérek iránya néhány esetben megegyezik a hegységben észlelt fő törésirányok ÉNy—DK-i csapásával. Ebből a régebbi kutatók (SZENTES F., ID. NOSZKY J.) azt a következtetést vonták le, hogy a telérek által kitöltött közethasadékok az újstájer mozgási szakaszban jöttek létre. Megfigyeléseink szerint a telérek által kitöltött hasadékok a vulkáni működés ideje *alatt* keletkeztek, mégpedig a paroxizmust közvetlenül megelőző időkben. A hasadékok hossza messze alatta marad a törésvonalak hosszának. A Mátrahegység esetében az erupciók előtt fellépő kéregfeszültségek hatása elől a viszonylagosan merev, erősen diagenizált, homokos, agyagos, kavicsos és idősebb tufás rétegek kitérni nem tudtak és az erőhatás tangenciális, valamint radiális repedések felszakadásában oldódott fel. A kőzettelérek szomszédságában a mellékkőzet rétegei néhol eredeti helyzetükből kissé kiemelődtek, de jelentősebb vetődés vagy telérmenti lezökkenés nem észlelhető.

A Mátrahegység kőzetteléreinek korviszonyára vonatkozólag csak annyi állapítható meg, hogy ezek az andezites lávaanyag-szolgáltatás két legfiatalabb szakaszával egyidősek, vagyis a tortonai emelet középső vagy felső részében keletkeztek. E két andezites erupciós szakaszt a felső, sötét színű augitos hiperszténandezit kiömlése és az azt követő — részben szubvulkáni, részben hasadékvulkáni formákban jelentkező — erősen karbonátosodott, durvaszemcsés hiperszténandezit benyomulása,

illetve kiömlése képviseli. Feltételezhető, hogy a legidősebb andezitek feltörésével kapcsolatban is keletkeztek kőzettelérek, de ezeket a későbbi törmelékanyag-szórás és fiatalabb lávaömlés elfedte.

A Mátrahegységben az utólagos lepusztulás a kőzetteléreket különbözőképpen preparálta. A formák kialakulása nagymértékben függ a telérek mellékkőzeteinek anyagától és szilárdságától, valamint a terület lejtésviszonyaitól. A kőzettelér további erőteljes erózió következtében egyik külszíni formából átmehet a másikba, pl. sziklagerinc átalakulhat gát-szerű telérré, vagy a térszíni lépcső teljesen aszimmetrikus formává.

A kőzetteléreknél a Mátrahegységben megfigyelhető leggyakoribb formáit az 1. ábrán mutatjuk be. Az ÉK-i Mátra kőzettelérei különböző szemcsézetűek és színűek, anyaguk csaknem kizárólag piroxénandezit.

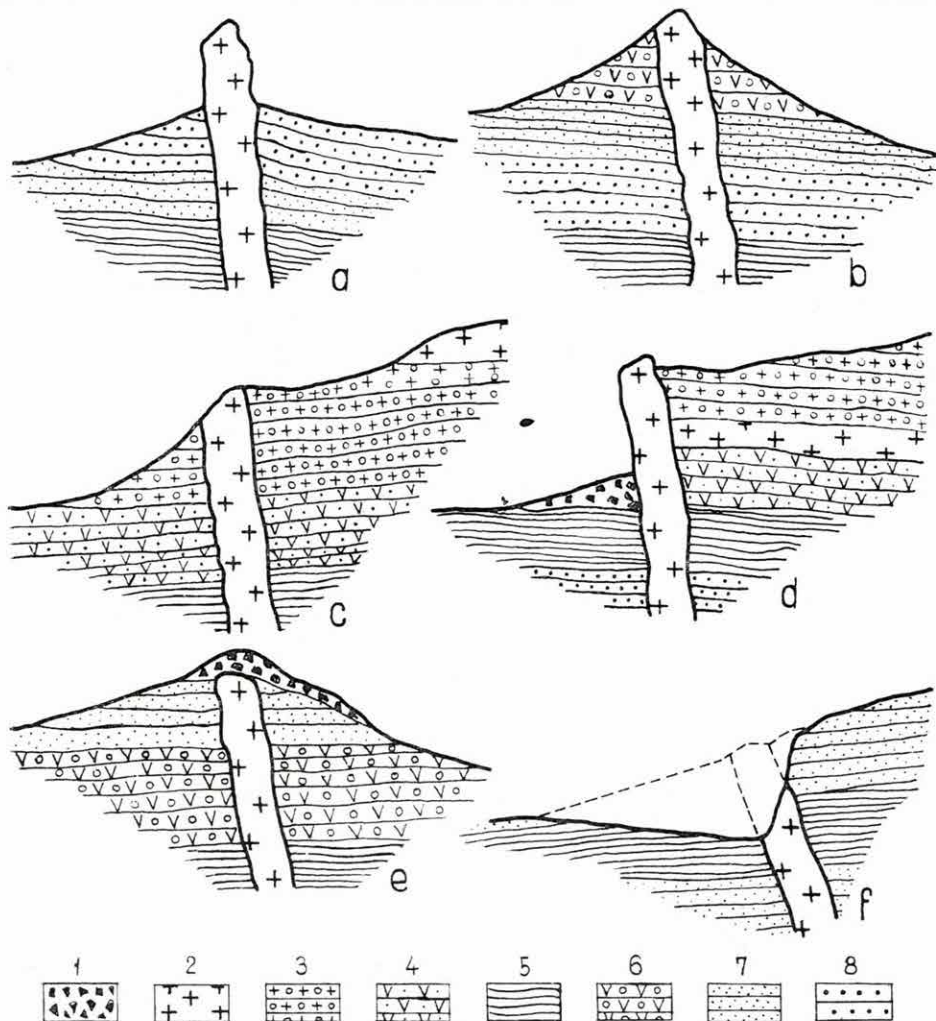
A hegység középső és keleti részén mintegy 20 kisebb-nagyobb kőzettelér anyagát vizsgáltuk meg. A telérek vastagsága igen változó, a legkisebb 2 m széles, de ismeretes 28 m-es is. Csapásirányukat a mellékelt térkép-vázlat szemlélteti (I. melléklet).

A megvizsgált kőzettelérek:

<i>A kőzettelér neve:</i>	<i>Mellékkőzet:</i>
1. Csomosvári telér	agyagos homokkő (slír)
2. Középbérci telér	lapillis andezittufa
3. Cseternási telér	bontott andezit
4. Tariskai telérek	meszes tufás homokkő
5. Csórhegyi telér	dacittufa
6. Nagylápa-völgyi telér	dacittufa
7. Várhegy, É-i telérek	szárazföldi homokkő
8. Várhegy, Ny-i telér	szárazföldi homokkő
9. Sósceseri telér	glaukonitos homokkő
10. Hársashegyi telér	szárazföldi homokkő
11. Fényesi telérek	limonitos homokkő
12. Tariska K-i telér	glaukonitos homokkő
13. Ördöggáti Nagytelér	riolittufa, homokkő
14. Ördöggát haránttelér	szárazföldi homokkő
15. Ördöggát karbonátos telér	agyagos homokkő
16. Ördöggát hólyagos telér	szárazföldi homokkő
17. Nagypataki telérek	alsó riolittufa
18. Disznókői telér	lapillis andezittufa
19. Rózsaszállási telér	dacit, dacittufa
20. Nagyzúgói telér	lapillis andezittufa

Рис. 1. Наиболее частые формы даек: *a)* „валобразная” дайка (горы Матра, Эрдёггат), *b)* протягивающаяся вдоль хребта дайка (горы Матра, Чомосвар), *c)* уступ рельефа вдоль дайки (горы Матра, Кёзепберц), *d)* асимметричная дайка (горы Матра, Эрдёггат), *e)* дайка, погребенная обломочным материалом (горы Матра, Феньеш-маша), *f)* частично обработанная дайка (горы Матра, Харшашхедь)

Легенда: 1. обломочный материал; 2. дайка, лавовый поток; 3. аггломератовый андезитовый туф; 4. дацитовый туф; 5. глинистый песчаник; 6. кремнистый, аггломератовый риолитовый туф; 7. тонкозернистый песчаник; 8. грубозернистый песчаник



1. ábra. A leggyakoribb kőzettelér formák: a) „gátszerű” kőzettelér (Mátrahegység, Ördögát), b) gerincben húzódó telér (Mátrahegység, Csomosvár), c) térszín-lépcső telér mentén (Mátrahegység, Középbérc), d) aszimmetrikus telér (Mátrahegység, Ördögát), e) törmelékkel fedett telér (Mátrahegység, Fényesmagasa), f) részben lefejtett telér (Mátrahegység, Hársashegy)

Jelmagyarázat: 1. törmelékanyag; 2. telér, lávaömlés; 3. agglomerátumos andezittufa; 4. dacittufa; 5. agyagos homokkő; 6. kovás, agglomerátumos riolittufa; 7. finomszemcsés homokkő; 8. durvaszemcsés homokkő.

Abb. 1. Die häufigsten Gesteinsgangformen: a) „dammartiger” Gesteinsgang (Ördögát, Mátra-Gebirge), b) sich entlang einen Kamm hinziehender Gang (Csomosvár, Mátra-Gebirge), c) Terrain-Treppe den Gang entlang (Középbérc, Mátra-Gebirge), d) asymmetrischer Gang (Ördögát, Mátra-Gebirge), e) mit Schutt bedeckter Gang (Fényesmagasa, Mátra-Gebirge), f) zum Teil abgebauter Gang (Berg Hársashegy, Mátra-Gebirge)

Zeichenerklärung: 1. Schuttmaterial; 2. Gang, Lavafluss; 3. agglomeratischer Andesittuff; 4. Dazituff; 5. toniger Sandstein; 6. kieselig, agglomeratischer Rhyolittuff; 7. feinkörniger Sandstein; 8. grobkörniger Sandstein

A felsorolásból kitűnik, hogy a kőzettelérek mellékkőzetei igen változatosak, amiből az következik, hogy a telérszegélyeken szintén változatos átalakulások jelentkeznek. Ismeretes, hogy a mellékkőzetek néha igen nagy mennyiségű vizet, széndioxidot, ferrihidroxidot és egyéb könnyen illókat tartalmaznak, amelyek mobilizációjuk során mélyreható kőzetkémiai átalakulásokat indíthatnak el. Vizsgálataink szerint nincs két teljesen azonos szövetű, ásványtani és kémiai összetételű kőzettelér. A kőzettelérek különböző tömegűek, vastagságúak, sőt feltehetően az eredeti lávaanyag kémiai összetétele is eltérő volt, ennek következtében különböző a kihülés sebessége is. A kőzetteléreket ásványtani és szöveti jellegeik alapján csoportokba soroltuk; ahol a csoportokon belül említésre méltó eltérések mutatkoznak, ott azokra röviden kitérünk.

I. csoport

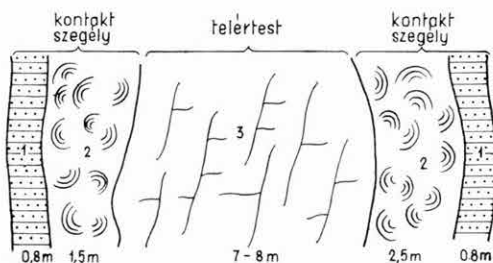
Üveges, mikrolitos, hólyagos andezit

Ide tartoznak a csomoszvári, Tariska Ny-i és a Nagylápa-völgyi telérek (2, 3. ábra). A kőzetek alapanyagában sok üveg és lécalakú földpát-mikrolit van. Helyenként a mikrolitok folyásirányba rendezettek és körülfogják a porfíros elegyrészeket. A porfíros beágyazások a telérek belsejében néha a 10—15 mm nagyságot is eléri, bár a csomoszvári telér porfíros beágyazásai legfeljebb 2 mm-esek. A nagyobb beágyazásokban az albit ikerlemezes szerkezetű, hasadási vonalai mentén alapanyagzárvány-sorok jelentkeznek. A színes elegyrészek igen ritkák és gyakran csak klorit-lemezek jelentkeznek (I. tábla 1.).

A csomoszvári kőzettelérben néhány kisebb intruzív kőzetzárvány

fordult elő, pl. biotitos mikrogránit, amiből arra következtethetünk, hogy a terület mélyfekvőjét kristályos kőzetek építik fel.

Érdekes, hogy a Tariska Ny-i és a Nagylápa-völgyi kőzettelérek szegélyén jellegzetes mandulaköves kőzetváltozat alakult ki. Az üregek belsejét főleg kalcit és kalcedon tölti ki. A kitöltések kiválása szakaszosan ment végbe (I. tábla 2.), de megfigyelhető, hogy a kalcit kiválása mindig megelőzte a kalcedonét. A hólyagok nagysága 1—10 mm között változik,



2. ábra. A csomoszvári telér szelvénye

Jelmagyarázat: 1. égetett, agyagos homokkő; 2. gömbös, limonitos andezit; 3. üde, sötétzínű andezit

Abb. 2. Profil des Ganges von Csomosvár

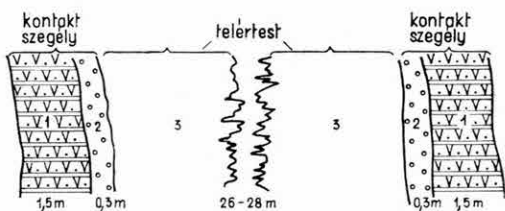
Zeichenerklärung: 1. gebrannter, toniger Sandstein; 2. sphärischer, limonitischer Andesit; 3. frischer, dunkler Andesit

Рис. 2. Разрез чомосварской дайки

Легенда: 1. спекшийся глинистый песчаник; 2. шарикообразный лимонитовый андезит; 3. свежий темноцветный андезит

de nem ritkán előfordul 20—25 mm nagyságú is (I. tábla 3.). A két utóbbi telér között az utólagos elváltozások tekintetében az a különbség, hogy a Tariska Ny-i telér az alapanyag üvegállományának rovására karbonátosodott; a Nagylápa-völgyi telérben viszont szericitésedés észlelhető. Ezek a változások a mellékkőzet jellegeiből adódnak, ugyanis az előbbi telér meszes—márgás homokkővet, míg az utóbbi dacittufa-összletet harántolt.

Kontakt átalakulás csak a csomoszvári és a Tariska Ny-i közzettelér mellett figyelhető meg. Az előbbinél égetett homokkő (slír), az utóbbi esetben erős kovásodás észlelhető. A kontakt szegélyek összvastagsága 1.8—3,3 m között változhat.



3. ábra. A tariskai telér szelvénye

Jelmagyarázat: 1. kovás, meszes agyagkő; 2. hólyagos telérszegély; 3. sötétszürke, porfiros andezit

Abb. 3. Profil des Ganges von Tariska

Zeichenerklärung: 1. kieselig-kalkiger Schieferton; 2. blasiger Gangsaum; 3. dunkelgrauer, porphyrischer Andesit

Рис. 3. Разрез дайки на горе Тариска

Legenda: 1. кремнистый, известковистый аргиллит; 2. пузырьчатая кайма дайки; 3. темносерый, порфиновый андезит

II. csoport

Üveges, porfiros, pilotaxitos hipersztén-augitandezit

Ebbe a csoportba a középbérci (4. ábra), cseternási, csórhegyi és fényesi közzettelérek tartoznak. A kőzetek alapanyaga üveges, mikrolitos kisebb fokú elváltozásokkal. A mikrolitok részben izometrikusak, részben lécalakúak. Porfiros elegyrészek: albit-ikerlemezes plagioklász-földpátok. A színes elegyrészeket a kisebb termetű hipersztén és a nagyobb augit képviseli. A kőzetek kristályosodási foka magasabb az előbbi csoportnál. Ennek az az oka, hogy a lávaanyag nem a jelentős víztartalmú, hideg üledékes kőzet repedésébe nyomult be, hanem a viszonylag száraz vulkáni



hideg üledékes kőzet repedésébe nyomult be, hanem a viszonylag száraz vulkáni

4. ábra. Felszíni erózió által feloszabdalt telérrészlet a Galyatető É-i lejtőjén a Középbérc előterében

Abb. 4. Durch Erosion gestörter Gangabschnitt am N-Hang des Berges Galyatető, im Vorraum des Középbérc

Рис. 4. Нарушенный поверхностной эрозией участок дайки на С-ном склоне горы Гальятетё в предполе хребта Кёзепберц



5. ábra. Az Ördöggátak egyik közzetelére a finomszemésés, márgás homokkő- és alsó riolittufa-összletben

Abb. 5. Einer der Gesteinsgänge von Ördöggát im feinkörnigen, mergeligen Sandstein- und unteren Rhyolithtuff-Komplex

Рис. 5. Одна из даек на горе Эрдёггат в толще тонкозернистых мергелистых песчаников и нижних риолитовых туфов

6. ábra. Az Ördöggátak leghosszabb közzetelére, márgás homokkő-összletben

Abb. 6. Der längste Gesteinsgang von Ördöggát im mergeligen Sandsteinkomplex

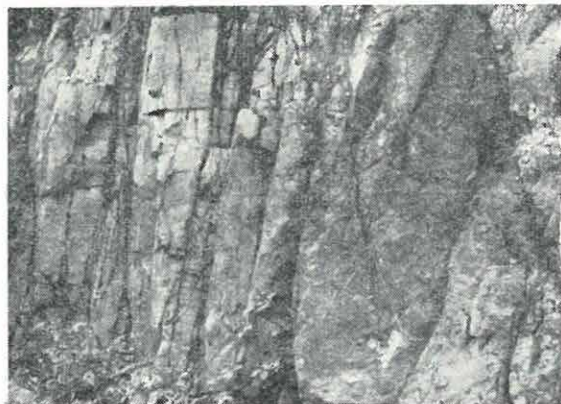
Рис. 6. Наиболее длинная дайка на горе Эрдёггат в толще мергелистых песчаников



7. ábra. Disznókői közzetelér részlete. A kép baloldalán a finomszemésés andezittelér, jobboldalon a bontott, lapillis andezittufa látható

Abb. 7. Abschnitt des Gesteinsganges von Disznókő. Links auf dem Bild ist der feinkörnige Andesitgang, rechts der zersetzte Andesittuff mit Lapillis zu sehen

Рис. 7. Участок дайки на горе Диснокё. На левой стороне снимка видна тонкозернистая андезитовая дайка, на правой же стороне — разложенный андезитовый туф с лапилли

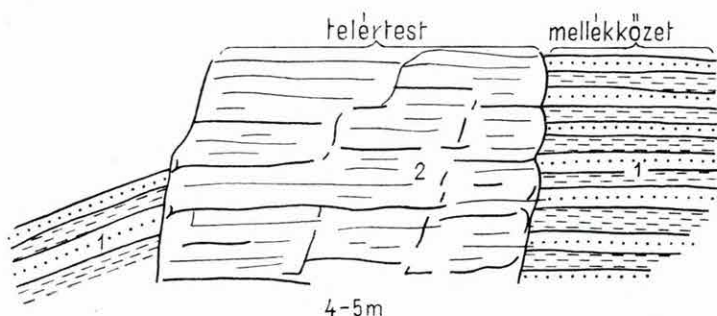


törmelékanyagban és a bontott andezitben kialakult hasadékokba. Ilyen környezet esetén a lávaanyag kihűlése feltehetően lassúbb volt, így a kristályosodás teljesebbé vált. A csórhegyi kőzettelér alapanyagában sok magnetit-kristály észlelhető, mely elbontás után hematit- és limonit-anyagú gócként jelentkezik.

III. csoport

Finomszemcsés hiperszténandezit

Ide sorolható az ördögáti Nagytelér (5, 6. ábra), valamint a disznókői (7. ábra), rózsaszállási és nagyzugói kőzettelér. A kőzetek mikrolitos alapanyaga pilotaxitos—porfíros szövetű. Porfíros beágyazások: az albit-ikerlemezes és zónás plagioklász-földpátok és a magnetitzárványos hipersztén. A beágyazások 1—3 mm-esek. Az ördögáti Nagytelér D-i végén ott, ahol a benyomuló láva az alsó riolittufával érintkezik, igen jellegzetes kontakt szegély alakult ki. A telér vastagsága itt 5—6 m és a mellékkőzetben észlelhető kontakt átalakulás 1,50 m (8, 9. ábra). A kontakt átalakulást szenvedett riolittufában a kvarc és a plagioklász magmás rezorpciót szenvedett. A tufa alapanyagában szeszélyes szerkezetű összeolvadási nyomok figyelhetők meg. Az érintkezés vonalán erősen opálos—kovás rész alakult ki, mely a telértől távolodva fokozatosan megy át típusos riolittufába. A kontakt szegély némely része felszíni megfigyelés alapján „andezit”-nek látszik, melyben azonban sok kvarckristály található. A nedvességdús riolittufa-összlet érintkezéskor kisebb átalakulásokat okozott a telértest szegélyi részein is. Ezek az elváltozások főleg szericitedésben nyilvánulnak meg. Ugyanez a kőzettelér a szárazföldi ho-



8. ábra. Az ördögáti Nagytelér érintkezése homokos márgával

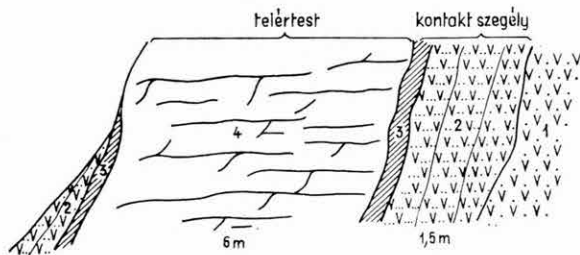
Jelmagyarázat: 1. homokos márgás összlet, 2. sötét színű hiperszténandezit

Abb. 8. Kontakt des Ganges „Nagytelér” von Ördögát mit sandigem Mergel

Zeichenerklärung: 1. sandiger, mergeliger Komplex, 2. dunkelfarbiger Hyperstheneandesit

Рис. 8. Контакт дайки „Надьтелер” с песчанистыми мергелями на горе Эрдэграт

Легенда: 1. песчанисто-мергелистая толща, 2. темноцветный гиперстеновый андезит



9. ábra. Az ördögáti Nagytelér érintkezése riolittuffával

Jelmagyarázat: 1. alsó riolittufa; 2. változóan átalakult riolittufa; 3. kovás, opális szegély; 4. sötét színű hiperszténandezit

Abb. 9. Kontakt des Ganges „Nagytelér“ von Ördögát mit Rhyolithtuff

Zeichenerklärung: 1. unterer Rhyolithtuff; 2. verschieden umgewandelter Rhyolithtuff; 3. kieselig-opalischer Saum; 4. dunkelfarbiger Hypersthenandesit

Рис. 9. Контакт дайки „Надьтелер“ с риолитовым туфом на горе Эрдэггат

Legenda: 1. нижний риолитовый туф; 2. разнообразно превращенный риолитовый туф; 3. кремнистая, опаловая кайма; 4. темноцветный гиперстеновый андезит

mokkőben és a meszes—márgás összetben csak néhány cm vastag égetési szegélyt okozott. Ilyen helyeken a telértestben elváltozás nem is volt. Ez a kőzettel a környező lazább üledékekből magasan kiemelkedik és így az egész hegység rész legtípusosabb formájú kőzettelére.

IV. csoport

Durvaszemcsés karbonátosodott piroxénandezit

Ebbe a csoportba a Tariska K-i, a nagypataki telér és az Ördögátak karbonátos, hólyagos és haránttelerei sorolhatók. A kőzetek minden esetben világosabb színűek és durvább szemcsézetűek az eddigieknél. Az alapanyag eredetileg üveges volt, de az üvegállományt az utólagos karbonátos metasomatizáció részben kiszorította és így a kőzet látszólag magasabb kristályosodási fokot mutat. Az alapanyag három fő alkotórészből áll: üveg, földpát-mikrolit és karbonátos góc. Porfíros elegyrészei: albit-ikerlemezes vagy ritkábban zónás plagioklász-földpát, magnetit-zárványos hipersztén, augit ikerkristályok és egyes esetekben világoszöld színű csillámváltozat (I. tábla 4.). A kőzetben gyakran mikroholokristályos differenciációs elkülönülések vannak, ritkábban holokristályos zárványok is előfordulnak. A kőzet belsejében itt is találhatunk kalcittal és kalcedonnal kitöltött hólyagokat, ezek nagysága 2—10 mm között változik. Az ásványok utólagos elbomlása szericitesedésben, kalcitosodásban, valamint a színes elegyrészek kloritosodásában nyilvánul meg. E telérek mellékkőzetein a kontakt hatások csak pörkölésben jelentkeznek, ásványos átalakulást nem okoztak.

V. csoport

Interszertális szövetű andezit

Ide sorolhatók a parádi Várhegy kőzettelerei, valamint a Sósceser és a Hársashegy telerei. A kőzetek alapanyaga üveges-mikrolitos volt; a mikrolitok közötti üveg egy részét a karbonát kiszorította. A 120—150 μ -os földpát-mikrolitok interszertális szerkezetet alkotnak (II. tábla 1.). Helyenként durvaszemcsés aggregátumos góccok is előfordulnak a kőzetben (II. tábla 2.). Az opak elegyrészeket a magnetit és ritkábban az ilmenitkristályok képviselik. A kőzetekben porfiros elegyrészek igen ritkák, színes ásványokat egyáltalán nem tartalmaznak. A telérek vastagsága különböző, anyagukat alkalmi kőfejtéssel több helyen letermelték. A sósceseri telérben a kőzetanyag igen erőteljes elbontáson ment át és így az andezit helyenként csaknem fehér színű. A kőzet ilmenittartalmát az elbontásban leukoxén helyettesíti. A Várhegy Ny-i telérében néhány legömbölyödött kvarcsemcse található, melyet a benyomuló láva a mellékkőzetből olvasztott magába (II. tábla 2.). A homokkőben kovásodott kontaktszegély észlelhető, melyben (legfeljebb 600—800 μ nagyságú) szillimanit-tűk találhatóak (II. tábla 3.). A nedvesebb mellékkőzet hatására a telértest szegélyén helyi elváltozások észlelhetők (kifakulás, limonitosodás: hársashegyi alkalmi kőfejtő).

Kristályosodási fok

A hasadékokba benyomuló lávaanyag viszonylag gyorsan kihűl. A gyors kihűlés finom szemcsézetet eredményez, de abban az esetben, ha a keletkezett telér közelében nagytömegű lávafelnyomulás vagy szub-

1. táblázat

Telér neve:		Csomoszvári telér	Ördöggáti telér	Tariska K-i telér
mellékkőzete:		homokkő (slír)	homokkő	homokkő
vastagsága:		14 m	5 m	2 m
Ásványos összetétele	Vulkáni üveg	55,2%	17,2%	5,1%
	Mikrolit	29,7%	44,5%	42,0%
	Földpát	8,7%	31,7%	28,4%
	Piroxén	2,0%	4,6%	11,2%
	Magnetit	0,6%	2,0%	0,3%
	Kalcit, kalcedon	3,8%	—	13,0%
Összesen:		100,0%	100,0%	100,0%

vulkán van, akkor a telér kisebb tömege ellenére is durvaszemcsés lesz, miután a közeli lávatömeg meglassítja a kihülést. Ezzel magyarázható a Tariska K-i telér durva szemcsézettsége is, annak ellenére, hogy a vastagsága csak 2 m. A telér közelében van ui. az azonos kőzetanyagú Som-hegy tömege.

Az 1. táblázatban három jellegzetes kőzettelér ásványos összetételét kívánom bemutatni.

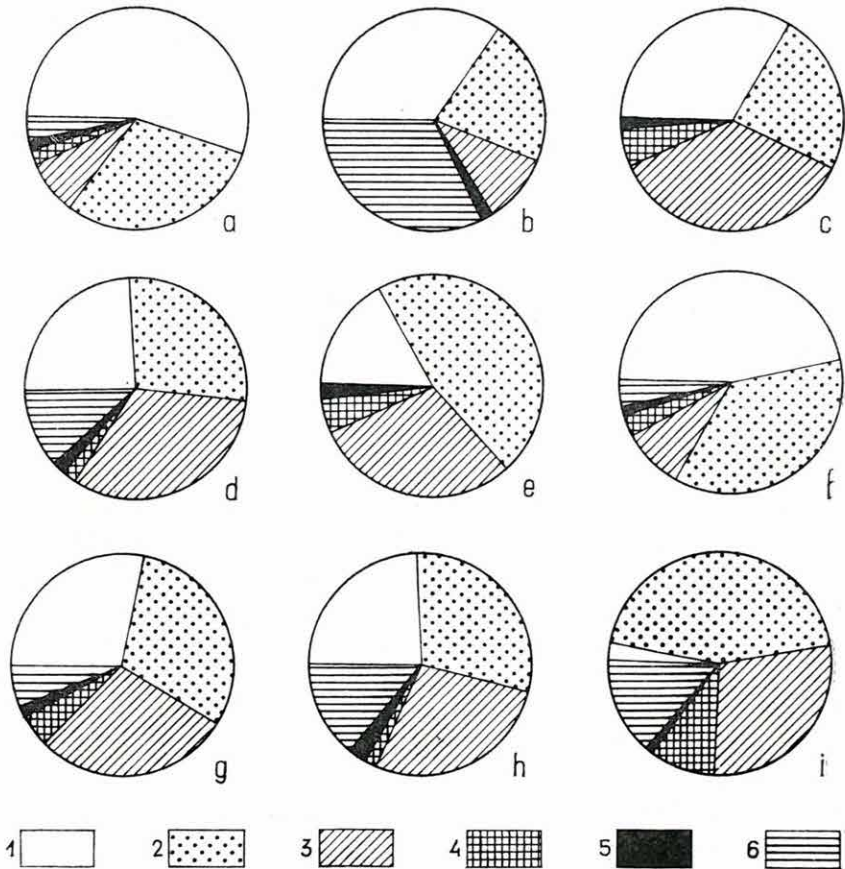
A fenti három kőzettelér ásványos összetételének összehasonlításából megállapítható, hogy a kristályosodási fok a kihülés sebességének függvénye; a kihülés ideje azonban függ a kihülő láva tömegétől, a mellékkőzet jellegeitől, a telérnek a kitörés centrumától való távolságától, valamint a benyomuló lávaanyag kémiai összetételétől, ebből következőleg a viszkozitástól is. Jól látható ez abból is, hogy bár a 14 m vastag csomosvári telér kihüléséhez hosszabb idő volt szükséges, mint a 2 m-es tariskai telér kihüléséhez, mégis az utóbbi magasabb kristályosodási fokú (10. ábra). A kőzettelérek esetében a fentiekben felsorolt tényezők mindegyike szerepet játszik az ásványos szövet kialakításában, éppen ezért a statisztikus összehasonlításokhoz, amelyekből esetleg szabályok és értelmezések vonhatók le, igen sok kémiai és kőzettani vizsgálatra van szükség.

Kőzetkémiai vizsgálatok

A kőzettelérek anyagának vegyi összetétele sok esetben meglepően eltér a szingenetikusnak tekinthető lávaárak vagy -takarók kőzeteinek vegyi összetételétől. Ennek az a magyarázata, hogy a telérek esetében a kis lávatömeg nagy felületen érintkezik a szomszédos kémiailag eltérő kőzettel, pl. mészdús környezet esetében a kőzet kovasavtartalmának csökkenését és a karbonát növekedését észlelhetjük. Riolit- vagy dacittufa környezet a kovasav és alkáliák mennyiségét növeli, mely utóbbiak a kőzetkémiai értékeléseknél igen nagymértvű eltérést okozhatnak. Pl. savanyú tufás környezetben felnyomult kőzettelérek esetében az átszámítások során granodioritos, illetve riodacitos összetételt, a mészmárgában anortozitgabbroidos jellegeket kapunk.

A 2. táblázaton 7 kőzettelérből származó, de a lehetőség szerint üde kőzet elemzési adatait, a 3. táblázaton a hozzájuk tartozó kőzetkémiai értékelések adatait mutatjuk be.

Látjuk, hogy mindkét átszámítással jellegzetes összképet kaphatunk, melyből a kőzetek környezetére lehet következtetni. A két első kőzet a NIGGLI—BURRI-féle besorolásban a *granodioritos*, illetve *essexiti-dioritos* magmatípusokat képviseli, mely bizonyos fokú savanyúságot sejtet. A két kőzettelér riolittufát, csillámos homokkővet és dacittufát harántolt. Ugyanakkor a szárazföldi limonitos homokkőbe és a meszes—márgás homokkőösszletbe nyomult telérek kőzetanyaga már a *dioritos*, sőt *leukogabbroidos* magmatípusokat képviseli.



10. ábra. Kristályosodási fok és ásványi összetétel változása a kőzettelérekben: a) csomoszvári telér, b) Tariska Ny-i telér, c) cseternási telér, d) csórhegyi telér, e) ördögáti Nagytelér, f) disznókői telér, g) rózsaszállási telér, h) ördögáti haránttelér, i) Tariska K-i telér

Jelmagyarázat: 1. üveg, 2. mikrolit, 3. földpát, 4. augit, hiperstén, 5. magnetit, 6. utólagos ásványi kiválások

Abb. 10. Veränderung des Kristallisationsgrades und der mineralogischen Zusammensetzung in den Gesteinsgängen: a) Gang von Csomoszvár, b) W-Gang von Tariska, c) Gang von Cseternás, d) Gang von Csórhegy, e) Gang „Nagytelér“ von Ördögát, f) Gang von Disznókő, g) Gang von Rózsaszállás, h) Quergang von Ördögát, i) O-Gang von Tariska

Zeichenerklärung: 1. Glas, 2. Mikrolith, 3. Feldspath, 4. Augit, Hypersthen, 5. Magnetit, 6. nachträgliche Mineralausscheidungen (Mineralneubildungen)

Рис. 10. Изменение степени кристаллизации и минералогического состава в дайках: a) чомосварская дайка, b) западная дайка на горе Таришка, c) дайка на горе Четернаш, d) дайка на горе Чорхель, e) дайка „Надьтелер“ на горе Эрдеггат, f) дайка на горе Диснокё, g) дайка на горе Рожасаллаш, h) дайка, поперечная, на горе Эрдеггат, i) восточная дайка на горе Таришка

Легенда: 1. стекло, 2. микролит, 3. полевои шпат, 4. авгит, гиперстен, 5. магнетит, 6. минеральные новообразования

2. táblázat

Kémiai elemzések eredményei

Alkotórészek %-ban	Sorszám: Lelőhely:	1. Közép- bérci telér	2. Csomosz- vári telér	3. Tariskai telér	4. Nagylápai telér	5. Várhegy E-i telér	6. Várhegy Ny-i telér	7. Ördögát Nagytelér
	Elemző:	TOLNAY V.	NEMES L.-NÉ	BARABÁS L.-NÉ	BARABÁS L.-NÉ	NEMES L.-NÉ	DO NÁTH É.	JANKOVITS L.
	SiO ₂	58,88	63,95	51,82	54,41	54,43	53,08	51,49
	TiO ₂	0,55	0,38	0,90	0,99	1,22	1,28	0,90
	Al ₂ O ₃	18,43	16,95	17,01	16,93	16,01	15,64	21,86
	Fe ₂ O ₃	4,14	1,63	5,68	2,63	1,87	3,84	2,20
	FeO	3,00	3,04	1,61	5,35	6,66	0,71	4,20
	MnO	0,34	0,05	0,09	0,09	0,15	0,19	0,19
	MgO	1,21	0,44	1,09	2,20	3,23	4,59	3,39
	CaO	5,75	4,46	11,07	7,09	5,84	6,51	9,41
	Na ₂ O	2,54	3,05	1,75	3,01	2,20	3,49	2,11
	K ₂ O	2,67	3,05	0,57	1,28	3,00	2,09	1,75
	+H ₂ O	1,17	1,21	2,33	2,79	0,12	4,00	0,12
	-H ₂ O	1,24	1,34	2,06	0,59	2,53	0,86	1,33
	CO ₂	0,57	0,57	4,14	2,59	2,55	1,74	1,17
	P ₂ O ₅	0,17	0,18	0,15	0,18	0,25	1,93	0,06
	Összesen:	100,86	100,30	100,27	100,13	100,06	99,95	100,18

3. táblázat

Niggli-értékek alakulása

Niggli- értékek	Minta- szám	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
	si		203,9	265,6	165,8	174,9	172,0	169,0
al		37,4	41,5	32,0	32,0	30,0	30,0	35,2
fm		26,6	18,5	23,5	31,4	37,5	33,5	28,5
c		21,2	20,0	38,0	24,5	20,0	21,5	27,7
alk		14,8	20,0	6,5	12,1	12,5	15,0	8,6
k		0,42	0,39	0,17	0,22	0,48	0,28	0,34
mg		0,23	0,15	0,22	0,33	0,40	0,65	0,48
o		0,68	0,37	1,44	0,24	0,14	0,37	0,19
qz		+44,7	+85,6	+39,8	+26,5	+22,0	+9,0	+7,0
c/fm		0,80	1,08	1,61	0,78	0,53	0,67	0,74
M		V	VI	VII	V	IV	IV—V	V

Niggli—Burri-féle besorolás:

1. Granodiorit magma — leukotonalitis típus
2. Essexitdioritos magma — rouvilites típus
3. Plagioklászos magma — anortozitgabbroidos típus
4. Kvarcdioritos magma — peléites típus
5. Dioritos magma — dioritos típus
6. Dioritos magma — dioritos típus
7. Leukogabbroidos magma — belugitos típus

Rittmann-féle besorolás:

1. Labradorit riodácit
2. Labradorit riodácit^{††}
3. Pigeonit bazalt
4. Pigeonit andezit
5. Labradorit trachandezit
6. Olivines trachandezit
7. Pigeonit andezit

Ugyancsak érdekes megállapításokat nyújt a RITTMANN-féle átszámítás is. A savanyú környezetben levő telérek *riodacitos*, a meszes—márgás környezetűek *andezites* és a szárazföldi homokkőben levők *trachiandezites* jellegeket mutatnak.

Összefoglalás

A Mátrahegység középső és keleti részének nagyobb kőzetteléire kiterjedő kőzettani és kőzetkémiai vizsgálat eredményei szerint a terület kőzetteléireit kőzzettanilag öt csoportba sorolhatjuk:

- I. Üveges—mikrolitos—hólyagos andezit (színes elegyrész nélkül).
- II. Üveges—porfíros—pilotaxitos hipersztén-augitandezit.
- III. Finomszemcsés hiperszténandezit.
- IV. Durvaszemcsés karbonátosodott piroxénandezit.
- V. Interszertális szövetű andezit (porfíros elegyrészek nélkül).

A Mátrahegység középső és keleti részén térképezett számos telércsonkot, melyeket a telérjelleg pontos meghatározhatatlansága miatt részletesen nem vizsgáltunk, az I. sz. térképvázlat számozás nélkül tünteti fel.

Több szerző hasonló kőzetteléerekről tesz említést a Nyugati-Mátrában is; ezeknek kőzettani és kőzetkémiai vizsgálata a jövő feladata.

IRODALOM

- MAURITZ B. 1910: A Mátra-hegység eruptív kőzetei. — MTA Math. és Term. Tud. Közl. **30.** 4.
- MEZŐSI J. 1953: Kékes és Galyatető környékén végzett földtani felvétel. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről.
- NOSZKY J. ID. 1911: A Mátra-hegység ÉNy-i oldalának piroxénandezit telérei. — Földt. Közl. **41.**
- NOSZKY J. ID. 1926—27: A Mátra-hegység geomorfológiai viszonyai. — Debreceni Tisza I. Tud. Társ. Honism. Biz. Kiadv.
- ROZLOZSNIK P. 1939: Geológiai tanulmányok a Mátra É-i oldalán Parád, Recsk, és Mátraballa községek között. — Földt. Int. Évi Jel. 1933—35. évekről. II.
- SCHRÉTER Z. 1942: Bükkszék környékének földtani és hegyszerkezeti viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—38 évekről.
- SCHRÉTER Z. 1952: A Mátrától ÉK-re eső dombvidék földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. — Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. — Földt. Közl. **88.** 2.
- SZENTES F. 1939: Jelentés az 1934—35 évben a Mátra É-i oldalán végzett földtani felvételtől. — Földt. Int. Évi Jel. 1933—35. évekről.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — Budapest.
- VARGA GY. 1958—61: Térképezési felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár. (Kézirat.)

I. Tábla — Tafel I. — Таблица I.

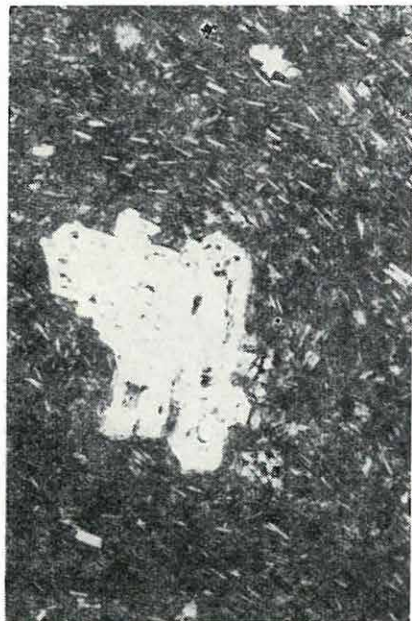
1. Üveges alapanyagú andezit, folyásos szerkezettel, plagioklász-halmazokkal. — Csomoszvári telér. || Nic; 22 ×
2. Hólyagos andezit. Szakaszos többször megismétlődő kalcit és kalcedon kiválással. — Tariskai telér. || Nic; 22 ×
3. Üveges, interszertális szövetű andezit, karbonát-kalcedon hólyagkitöltésekkel. Kiválási sor: limonitos karbonát → kalcit → limonit → kalcedon. — Tariskai telér. || Nic; 22 ×
4. Hiperszténandezit erős karbonátosodással. A kőzetben kifakult csillámváltozatok. — Tariska K-i telér. + Nic; 22 ×

* * *

1. Andesit mit glasiger Grundmasse, fluidaler Struktur und Plagioklas-Aggregaten. — Gang von Csomoszvár. || N; 22 ×
2. Blasiger Andesit mit absatzweise sich wiederholenden Kalzit- und Chalzedon-ausscheidungen. — Gang von Tariska. || N; 22 ×
3. Andesit von glasiger, intersertaler Textur mit Karbonat- und Chalzedonausfüllungen. Ausscheidungsreihe: limonitischer Karbonat → Kalzit → Limonit → Chalzedon. — Gang von Tariska. || N; 22 ×
4. Hypersthenandesit mit starker Karbonatisierung. Entfärbte Glimmerabarten im Gestein. — O-Gang von Tariska. + N; 22 ×

* * *

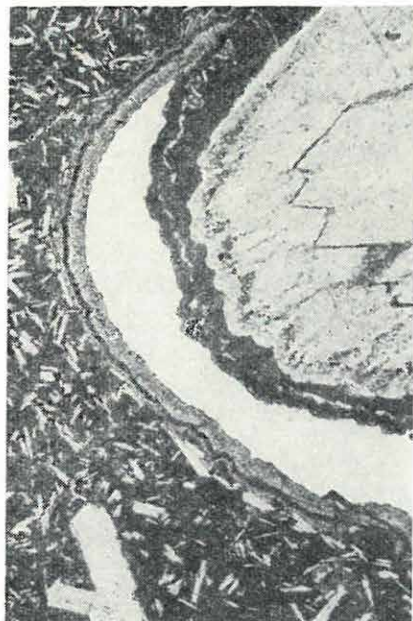
1. Андезит со стекловатой основной массой, флюидалной структурой и плагиоклазовыми агрегатами. — Чомосварская дайка. Параллельные николи; 22 ×
2. Пузырьчатый андезит с регулярно повторяющимися выделениями кальцита и хальцедона. — Дайка на горе Таришка. Параллельные николи; 22 ×
3. Андезит стекловатой, интерсертальной структуры с карбонатными и хальцедоновыми заполнениями пузырьков. Порядок выделений: лимонитистый карбонат → кальцит → лимонит → хальцедон. — Дайка на горе Таришка. Параллельные николи; 22 ×
4. Гиперстеновый андезит с интенсивной карбонатизацией. В породе видны выцветшие разновидности слюды. — Восточная дайка на горе Таришка. Скрещенные николи; 22 ×



1



2



3



4

II. Tábla — Tafel II. — Таблица II.

1. Interszertális szerkezetű andezit; a mikrolitok között üveg és karbonát góccok vannak. — Várhegy É-i telér. + Nic; 22 ×
2. Interszertális szerkezetű andezit, földpát-aggregátumokkal. — Várhegy É-i telér. + Nic; 22 ×
3. Erősen üveges andezit. A mikrolitok között a mellékkőzetből származó kisebb kvarcsemcsék. — Várhegy Ny-i telér. || Nic; 22 ×
4. Szillimanit-tűk a kovás andezit és a homokkő érintkezésén kialakult kontakt kőzetben. — Várhegy Ny-i telér. || Nic; 150 ×

* * *

1. Andesit von intersertaler Struktur; zwischen den Mikrolithen befinden sich Glas- und Karbonatherde. — Várhegy, N-Gang. + N; 22 ×
2. Andesit von intersertaler Struktur mit Feldspath-Aggregaten. — Várhegy N-Gang. + N; 22 ×
3. Äusserst glasiger Andesit. Zwischen den Mikrolithen sind kleinere Quarzkörner aus dem Nebengestein zu sehen. — Várhegy, W-Gang. || N; 22 ×
4. Sillimanit-Nadeln im Kontakt-Gestein, das sich im Kontakt des Andesits mit dem Sandstein gebildet hat. — Várhegy, W-Gang. || N; 150 ×

* * *

1. Андезит интерсертальной структуры; между микролитами имеются стеклянные и карбонатные узлы. — Гора Вархедь, северная дайка. Скрещенные николи; 22 ×
2. Андезит интерсертальной структуры с агрегатами полевых шпатов. — Гора Вархедь, северная дайка. Скрещенны николи; 22 ×
3. Сильно стекловатый андезит. Между микролитами находятся небольшие кварцевые зерга, происходящие из боковой породы. — Гора Вархедь, западная дайка. Параллельные николи; 22 ×
4. Силлиманитовые иглы в контактовой породе, образовавшейся на контакте кремнистого андезита с песчаником. — Гора Вархедь, западная дайка. Параллельные николи; 150 ×



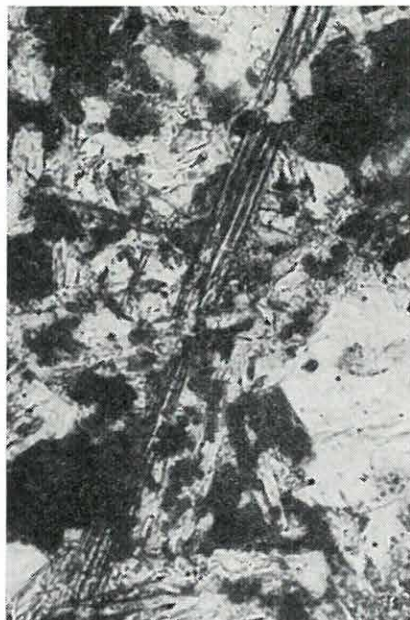
1



2



3



4

GESTEINSGÄNGE DES ZENTRALEN UND ÖSTLICHEN TEILES DES MÁTRA-GEBIRGES

VON
GY. VARGA

Im Aufsatz werden die petrographischen und petrochemischen Verhältnisse der im zentralen und östlichen Teil des Mátra-Gebirges bekannten oder durch neue Untersuchungen entdeckten Gesteinsgänge zusammengefasst. Es wurde festgestellt, dass das Material der Gesteinsgänge unter der Einwirkung der Nebengesteine äusserst grosse Umwandlungen erleiden konnte, da hier auf grosser Fläche ziemlich kleine Masse von Lavamaterial mit dem Nebengestein in Kontakt stand. Das Lavamaterial selbst kann Kontakt-Veränderungen im Nebengestein zustandebringen. Die Mächtigkeit des Kontaktsaumes hängt von der Masse des Gesteinsganges und dem Charakter des Nebengesteins ab. Eine Intrusion im Kontakt mit dem unteren Rhyolithtuff-Komplex produzierte zum Beispiel einen 1,5 m dicken Kontaktsaum, während im terrigenen Sandstein-Komplex die gleiche Intrusion nur ein paar cm dicke Brandzone geschaffen hat. Nach den Untersuchungsergebnissen lassen sich die in diesem Raum des Mátra-Gebirges bekannten Gesteinsgänge in fünf Gruppen einreihen, obzwar gelegentlich auch Übergänge anzutreffen sind.

- I. Glasiger—mikrolithischer—blasiger Andesit.
- II. Glasiger—porphyrischer—pilotaxitischer Hypersthen-Augitandesit.
- III. Feinkörniger Hypersthenandesit.
- IV. Grobkörniger karbonatisierter Pyroxenandesit.
- V. Andesit mit intersertaler Textur.

Die Gänge weisen (nach der Klassifikation von RITTMANN) im Tuffmilieu *rhyodazitischen*, im Falle kalkig-toniger Nebengesteine *andesitischen* und in Sandsteinen *trachyandesitischen* Charakter auf.

Beilage I. Übersichtskarte der Gesteinsgänge des NO—Mátra-Gebirges. —
Zusammengestellt von GY. VARGA

Zeichenerklärung: T o r t o n : 1. Hypersthenandesit, 2. Augitandesit, 3. Andesittuff, 4. Augit-Hypersthenandesit, 5. Dazituff, 6. Dazit, 7. Kalitrachyt, 8. Biotit-Amphibolandesit. H e l v e t : 9. Sandstein mit verkieselten Holzstämmen, 10. Sandstein-„Schlier“, 11. unterer Rhyolithtuff. B u r d i g a l : 12. Sandstein. O l i g o z ä n : 13. grobkörniger Sandstein, 14. Sandstein. — 15. Gesteinsgang, 16. Bruchlinie.

ДАЙКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ ГОР МАТРА

ДЬ. ВАРГА

В данной работе резюмируются петрографические и петрохимические условия даек, известных или открытых при новейших исследованиях в центральной и восточной частях гор Матра. Можно установить, что материал даек, под влиянием боковых пород, может подвергаться интенсивным изменениям, так как здесь лавовый материал небольшого объема находится в контакте с боковыми породами вдоль сравнительно большой поверхности. Лавовый материал может, в свою очередь, вызывать контактовые превращения в боковой породе. Мощностъ контактовой каймы зависит от объема дайки и от характера боковой породы. Например одна дайка, соприкоснувшись с толщей нижних риолитовых туфов, создала контактовую кайму мощностью 1,5 м, в то время как в толще континентальных песчаников около той же самой дайки наблюдается лишь спекание толщиной нескольких сантиметров. Судя по данным проведенных исследований, известные из района гор Матра дайки могут быть отнесены к пяти группам, хотя в неточных случаях встречаются и переходы.

- I. Андезит стекловато—микролитово—пузырьчатой структуры.
- II. Гиперстено-авгитовый андезит стекловато—порфиново—пилотакситовой структуры.
- III. Тонкозернистый гиперстеновый андезит.
- IV. Грубозернистый карбонатизированный пироксеновый андезит.
- V. Андезит интерсертальной стурктуры.

Рассматриваемые дайки обнаруживают в туфовой среде *риодацитовый*, при наличии известкисто-глинистых боковых пород — *андезитовый*, в континентальных же песчаниках — *трахиандезитовый* характеры (согласно классификации РИТТМАННА).

Приложение I. Обзорная карта даек Северовосточной Матры. — Составил: ДЬ. ВАРГА

Легенда: Гор то н: 1. гиперстеновый андезит, 2. авгитовый андезит, 3. андезитовый туф, 4. авгитовый гиперстен-андезит, 5. дацитовый туф, 6. дацит, 7. калиевый трахит, 8. биотитово-амфиболовый андезит. Г е л ь в е т: 9. песчаник с окремнелыми стволами деревьев, 10. песчаник типа „шлир“, 11. нижний риолитовый туф. Б у р д и г а л ь с к и й я р у с: 12. песчаник. О л и г о ц е н: 13. грубозернистый песчаник, 14. песчаник. — 15. Дайка, 16. линия разломов.

MÁTRAFÜRED ÉS MÁTRAHÁZA KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI VIZSGÁLATA

Írta: CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY FRIKA

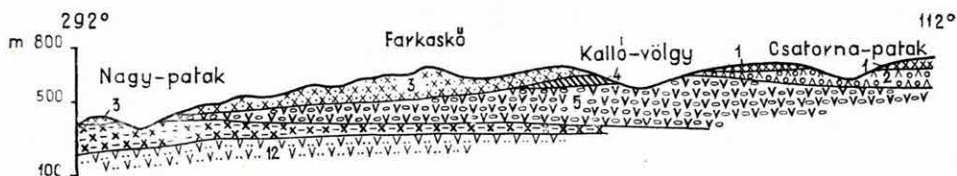
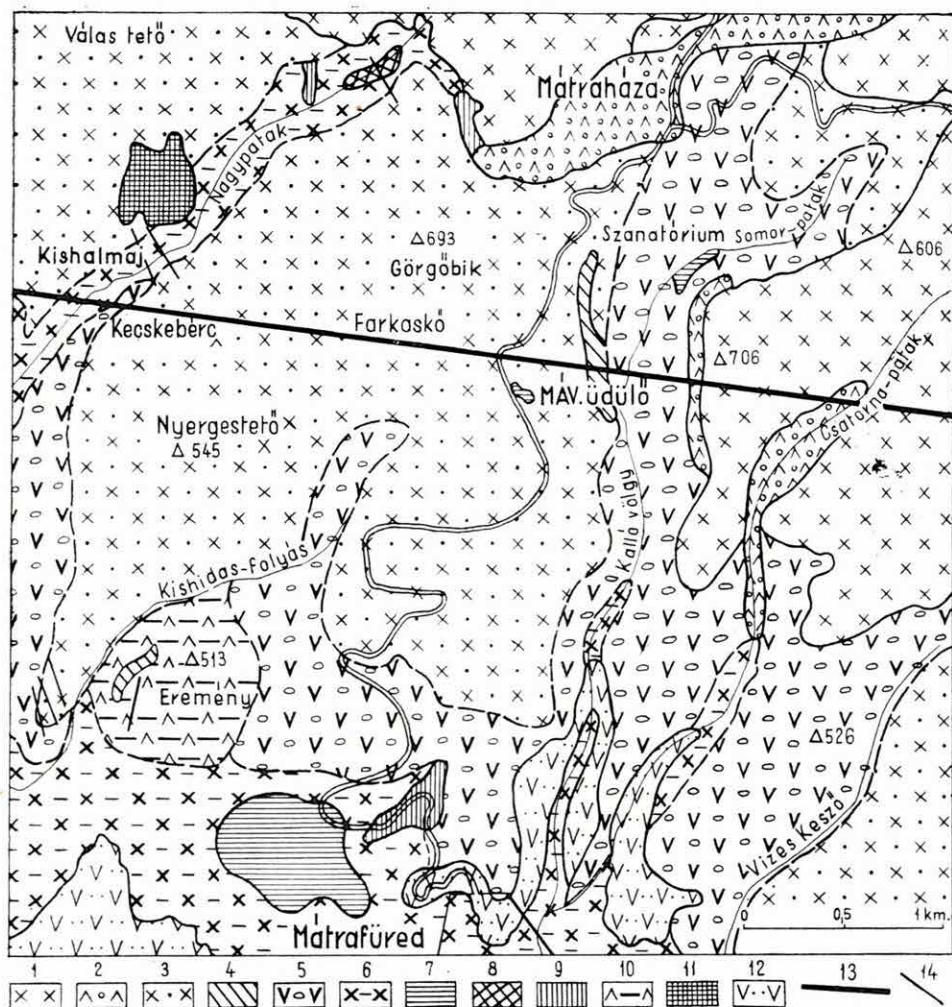
A Mátrahegység Mátraháza és Mátrafüred közötti területe a hegység középső részén az ún. Ny-i és K-i Mátra találkozásánál fekszik. Ez a helyzeti adottság rányomja bélyegét a terület közettani és tektonikai viszonyaira.

A Ny-i Mátrában két nagy, egymástól élesen elhatárolható andezitösszletet ismerünk, úgymint az idősebb, változékony, vegyes elváltozású andezitet és a fiatalabb, bazaltos andezitet. A vegyes elváltozású andezit egyes — többnyire felső — szintjeiben egy teljes anyagkicserélődést szenvedett, agyagásványosodott, kovásodott kőzet nyomozható. Az átalakult kőzet eredeti összetétele, anyaga az erős elbontás következtében nem határozható meg teljes biztonsággal. Valószínűleg egy számos tufaszintet tartalmazó, sztratovulkáni összlet volt.

A K-i Mátrában a regionális átalakulást szenvedett változékony, vegyes elváltozású andezit nem kerül felszínre, esetleg nem is fejlődött ki. A K-i hegységészlet változatos, láva-tufa és lávaagglomerátum — szintekből álló andezitösszlet építi fel. Közetei esetleg valamivel fiatalabbak a változékony, vegyes elváltozású andezitnél, vagy azzal egyidejűleg keletkeztek. Fő jellemvonása a kőzetek lyukacsossága. A rétegösszlet legfiatalabb tagja a Kékes környéki augitos hiperszténandezit, mely a Galyatető környékén kifejlődött bazaltos andezittel lehet egykorú, azonban annál savanyúbb és jobban kristályosodott.

A kétféle felépítésű hegységészlet a Mátraháza és Mátrafüred közötti területen található; így itt mindkét fácies, a részben erősen bontott, vegyes elváltozású és a lyukacsossággal jellemzett andezit megtalálható. Ez a tény alkalmat nyújt a kétféle andezitfácies kapcsolatának tanulmányozására (1, 2. ábra.)

A legidősebb képződmény a terület legalacsonyabb D-i részein, kb. 350—400 m tszf. magasságban követhető *lapillis andezittufa*. Legjobban Mátrafüredtől É-ra, a műút hajtúkanyarulatánál, mesterséges feltárás-



1. ábra. — Fig. 1. — Puc. 1.

ban figyelhető meg. A kőzet rétegzett, dőlése $305^\circ/32^\circ$. Itt különféle anyagú tufaszintek változatos ismétlődése tűnik szembe:

1. világosszürke, igen finomszemű, bontott, ritkán 1–5 mm-es fehér, salakos (horzsakőszerű) andezitlapilliket tartalmazó andezittufa
2. barnásszürke, durvábszemű, sok 1–6 mm-es fekete, lyukacsos andezitsalakdarabkát tartalmazó andezittufa
3. szürke, finomszemű, kötőanyagában igen sok sárgás, horzsakőre emlékeztető andezit-lapillit és ritkán kovatórmeléket tartalmazó andezittufa; végül
4. erősen bontott kötőanyagában kevés tömött szövetű, üveges andezit-lapillit tartalmazó andezittufa.

Kelet felé haladva a Kallóvölgyben a fenti tufaösszlet kifejlődése más. Felső szintje andezitlapillis bontott andezittufa, mely alatt kissé riolitos jellegű, kvarckristályokat és biotitpikkelykéket is tartalmazó andezit-tufa kerül a felszínre. Tovább K felé, a Csatorna-patak és a Vizes Kesző között ismét más kifejlődésben, 2–4 mm-es erősen bontott kőzetdarabkákból álló breccsaszerű piroklasztikum alakjában jelenik meg a valószínűleg összefüggő, nagy elterjedésű tufaszint. Ez utóbbi kőzetkifejlődés már a K-i Mátrára jellemző: Domoszló környékén gyakori az ilyen breccsaszerű, kevés kötőanyagot tartalmazó piroklasztikum.

A lapillis andezittufára települt a — Ny-i Mátrában nagy kiterjedésben és vastagságban kifejlődött — *változékony, vegyes elváltozású andezit* l e g i d ő s e b b l á v a p a d j a. A Ny-i Mátrához közelebb fekvő területre, vagyis Mátrafüredtől Ny-ra, a kőzet többnyire barnás árnya-

1. ábra. Mátraháza és Mátrafüred környékének földtani térképe és szelvénye. —
Térképezte: CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E.

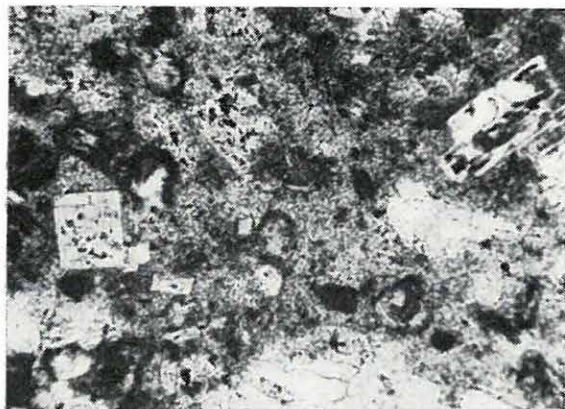
Jelmagyarázat: 1. kékesi típusú piroxénandezit; 2. felső agglomerátumos andezittufa; 3. változékony vegyes elváltozású andezit fiatalabb lávapadjai; 4. közbetelepült lapillis andezittufa; 5. lyukacsos andezit; 6. változékony, vegyes elváltozású andezit idősebb lávapadjai; 7. limonitosodott-hematitosodott andezit (oxiandezit); 8. kovásodott andezit (szilikoandezit); 9. agyagásványosodott andezit (hidroandezit); 10. szürke, tömött szövetű andezit (helyi kifejlődés); 11. riolittufa; 12. alsó, lapillis andezit-tufa. — 13. Szelvényirány, 14. litoklázis-irány

Fig. 1. Carte et coupe géologique des environs de Mátraháza et Mátrafüred.
Levée par E. CSILLAG — TEPLÁNSZKY

Légende: 1. andésite pyroxénique de type Kékes; 2. tuf andésitique supérieur à agglomérat; 3. bancs plus jeunes des laves andésitiques variables à altération mixte; 4. intercalation de tufs andésitiques à lapillis; 5. andésite poreuse; 6. bancs plus anciens des andésites variables à altération mixte; 7. andésite limonitisée—hématitisée (oxyandésite); 8. andésite silicifiée (silicoandésite); 9. andésite à minéralisation argileuse (hydroandésite); 10. andésite grise à texture compacte (faciès local); 11. tuf rhyolitique; 12. tuf andésitique inférieur à lapillis. — 13. Direction du profil, 14. direction de lithoclase

Рис. 1. Геологическая карта и разрез окрестности сс. Матрахаза и Матрафюред. —
Составила: Э. ЧИЛЛАГ—ТЕПЛАНСКИ

Легенда: 1. пироксеновый андезит типа Кекеш, 2. верхний аггломеративный андезитовый туф, 3. молодые лавовые пачки изменчивого андезита, со смешанными изменениями, 4. прослой андезитового туфа с лапилли, 5. ноздреватый андезит, 6. старые лавовые пачки преобразованного изменчивого андезита, 7. лимонитизированный-гематитизированный андезит (оксидandezит), 8. окремленный андезит (силикоandezит), 9. глинистый андезит (гидроandezит), 10. серый андезит плотной структуры (местное развитие), 11. риолитовый туф, 12. нижний андезитовый туф с лапилли. — 13. Направление разреза, 14. направление литоклазов



2. ábra. Barnásszürke, tömör, augitos hipersténandezit. (Változékony, vegyes elváltozású andezit legalsó lávapadja.) — Eremény D-i előtere. || Nic; 48 ×

Fig. 2. Andésite hypersthénique compacte gris brunâtre, à augite. (Banc basal de l'andésite variable à altération mixte.) — Avant-pays du S d'Eremény. || N, 48 ×

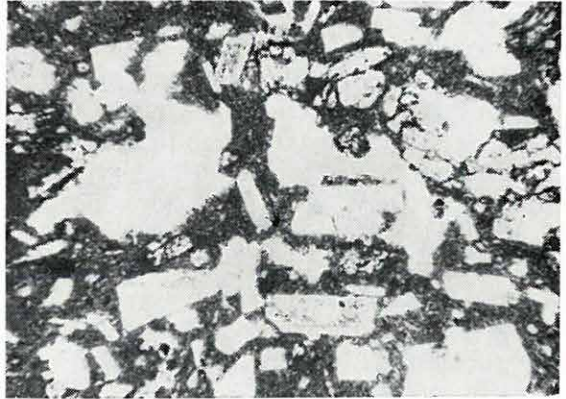
Рис. 2. Буровато-серый, плотный авгитовый гиперстеновый андезит. (Самая нижняя пачка изменчивого преобразованного андезита.) — Южное предполье села Эремень. Параллельные николи, 48 ×

más kifejlődésű, annak következménye, hogy a kétféle felépítésű hegység-rész találkozási helyén a kőzetet más-más hatások érték. Mátrafüredtől Ny-ra a lávapad kőzete helyenként nagyfokú átalakulást szenvedett. A Ny-i Mátrával ellentétben az elbontás ezen a területen nem regionális, hanem kis kőzetfoltokra korlátozódik. Hatása azonban változatlanul teljes anyagkicsérlődésben nyilvánul meg. A kőzet gyakran agyagásványosodott, kovásodott. A kőzetátalakulás Mátrafüredtől K-re már oly kis mértékű, hogy az alig néhány m²-es kőzetfoltok térképen nem rögzíthetők.

A fent említett, alsó lávapadra *lyukacsos andezit* települ. Ez a fiatalabb lávaár még a változékony, vegyes elváltozású andezitösszlethez tartozik. A K-i Máttra déli részét szinte teljes egészében ez az andezitváltozat építi fel, a Ny-i Mátrában viszont teljesen ismeretlen. Ennek megfelelően a lyukacsos andezit a szóban forgó terület Ny-i részén még alárendelt mennyiségben megtalálható. Felette a változékony, vegyes elváltozású andezit egyes fiatalabb, helyi kifejlődésű lávapadjai jelennek meg, melyek Mátraházától K-re hiányoznak, vagy csak kisebb, jelentéktelen foltokban találhatóak. E területen a lyukacsos andezit válik uralkodóvá és közvetlenül a legfiatalabb kékesi andezit települ rá. A lyukacsos

latú, átkristályosodott; túlnyomóan hipersztént, ritkábban kevés augitot tartalmaz. Jellemzője, hogy alapanyagában a mikrolitok orientációja foltokban, csomókban azonos (2. ábra). A terület középső részén, Mátrafüredtől É-ra más kifejlődésben jelentkezik. Szintén barnás árnyalatú, átkristályosodott, de alapanyagában az azonos orientációjú mikrolit-csomók nem észlelhetők. Jellemzője még, hogy benne az opak elegyrész (feltehetően magnetit) feldúsul. Ez a jelenség a K-i Máttra andezitjére általánosan jellemző. A terület további K-i részén a lávapad nem nyomozható a felszínen, valószínűleg kielelődik. Az a jelenség, hogy az alsó lávapad kőzete Mátrafüredtől Ny-ra és É-ra más-

andezit szürke, ritkán kissé vöröses árnyalatú, elválása tömbös. Anyaga változó mennyiségű üveganyagból és kristálykezdeményből, továbbá alárendelt mennyiségben földpátlécecskékből áll. Plagioklász földpátjai alacsonyagzárványokat tartalmaznak. A hipersztén és augit aránya változó, általában a hipersztén mennyisége nagyobb (3. ábra).



3. ábra. Lyukacsos, augitos hiperszténandezit. — Nyergestető Ny-i oldala. || Nic; 18 ×

Fig. 3. Andésite hypersthénique poreuse à augite. — Versant de l'W du Nyergestető. N ||, 18 ×

Рис. 3. Ноздреватый авгитовый, гиперстеновый андезит. — Западный склон горы Ньергештетё. Параллельные николи, 18 ×

A lyukacsok kioldásos eredetűek. A K-i Mátra nagy tömegű lyukacsos kőzetén a kioldás folyamata többé-kevésbé jól követhető. Az alapanyag először elsötétedik — az opak anyag feldúsul — majd ezt követően a sötét

alapanyagban világos (néha zöldes vagy barnás színeződésű), kovagéllal kitöltött foltok jelennek meg. A világos foltok határa nem éles, gyakran ujjasan benyúlik a környező alapanyagba. A végső elváltozási szakaszban a géllitöltés eltávozik a göcök közepéből és létrejön a lyukacsosság. Az így keletkezett üregek átmérője néhány mikrontól 1—2 mm-ig változik. Képződésük okának tisztázása még további vizsgálatra szorul. Feltehető, hogy az eredeti magma nagy gáztartalma a kihülés folyamán nem távozott el és nem is koncentráldott hólyagokban, hanem oldatban maradt és a kihülés után a már megszilárdult kőzet átalakulásának indítéka lett.

A kioldásos eredetű lyukacsos andeziten kívül Mátraháza környékén még egy lyukacsos kőzetű lávaár észlelhető. Ez szoros kapcsolatban van a kékesi legfiatalabb piroxénandezittel: annak alsó lávapadját alkotja. A lyukacsosság azonban ebben a kőzetben nem kioldásos eredetű, hanem elsődleges hólyagosság. A kőzet fluidális szerkezetű, az irányítottan elhelyezkedő földpátlécek az üregeket „megkerülik”. A lyukacsok átmérője 1—2 cm, sőt helyenként a 3—4 cm-t is eléri; gyakran egymással párhuzamosan, sávokban helyezkednek el.

A regionálisan elterjedt kioldásos eredetű lyukacsos andezittel körülbelül egykorúnak tekinthetjük az Eremény igen változatos felépítésű, tömött szövetű andezitjét, mely valószínűleg kis, helyi feltörésből származik. Mind makroszkóposan, mind mikroszkópos vizsgálattal megállapítható, hogy a kőzet anyaga szinte métereiken belül változik. Különbségek

állapíthatók meg az alapanyag mennyiségében, az üveg-kristálykezdemeny-mikrolitok arányában, a porfiros elegyrészek átlagos méretében, továbbá a hipersztén és augit egymáshoz való mennyiségi viszonyában.

A terület Ny-i részén a lyukacsos piroxénandezit felett a változékony, vegyes elváltozású andezit említett fiatalabb tagjai települnek, melyek K felé egyre csökkenő mennyiségben jelentkeznek. A kőzet tömör, tömött szövetű, gyakran pados piroxénandezit. Az alábbi változatai különíthetők el:

A Nyergestető—Farkaskő környékén a lyukacsos andezit felett települő piroxénandezit igen hasonló a legalsó lávapad kőzetéhez; többnyire barnás árnyalatú, alapanyagában foltokban azonos orientációjú mikrolitsomók vannak, de az alsó lávapad anyagánál jóval több augitot tartalmaz.

Az előbbivel kb. egykorú, de valószínűleg más mellékcentrumból származó Kecsebérc—Kishalmaj környéki augitos hiperszténandezit üde, sötét, tömött szövetű, sok opak elegyrészt tartalmaz.

A Válostetőt és Görgőbikket a változékony, vegyes elváltozású andezitösszletbe tartozó lávapad anyaga borítja. A kőzet barnássötét, tömött szövetű, gyakran kissé pados kifejlődésű, esetleg gyengén kloritosodott bontott, augitos hiperszténandezit.

A MÁV-üdülő és a Szanatórium között, továbbá a Somor-pataktól É-ra levő ormon kibukkanó kőzet összetétele és szövete a Kékes környéki fiatal andezitéhez hasonló, annál valamivel bontottabb. Alapanyaga foltokban elsötétedett, ami a lyukacsosodás kezdeti fázisát jelzi.

A nagy vastagságú, változékony, vegyes elváltozású andezitösszletben igen gyakoriak a néhány cm-es, esetleg m-es vastagságú lapillis andezittufa-közbetelepülések. Ezek követése a terep nagyfokú fedettsége és a kőzet kis ellenállóképessége miatt nehéz. A kőzetkibúvások nagyobb távolságokon keresztül nem nyomozhatók, valószínűleg kiemelkednek, helyi jellegűek. A változékony, vegyes elváltozású andezit több lávapadjában igen gyakran található vöröses színeződésű hematitos-limonitos andezitváltozatok (oxiandezit).

A változékony, vegyes elváltozású andezitösszlet és a legfiatalabb, kékesi piroxénandezit között több helyen észlelhető egy jelentős vastagságú (40—70 m) változatos kifejlődésű tufaszint. Mátraháza környékén erősen bontott, agyagásványosodott-kovásodott, andezit-lapilliket tartalmazó *andezittufa* nyomozható. Ez a kőzet szintben körülbelül azonosítható a Csatorna-patakban kibukkanó, durva — néha 50—60 cm átmérőjű — andezitdarabokat tartalmazó, *agglomerátumos andezittufával*.

A legfiatalabb *kékesi piroxénandezit* körülbelül azonos korú a Galyatető környéki bázisos, kevés olivint tartalmazó, fekete, finomszemű bazaltos andezittel. Összetétele és szövete azonban erősen eltér az utóbbtól. A kőzet sötét színű, pados kifejlődésű, esetleg palás. Porfiros elegyrészei nagyobbak, olivint nem tartalmaz. A piroxének közül a hiper-

sztén uralkodik, bár minden esetben tartalmaz több-kevesebb augitot is. SiO_2 -tartalma 54% körüli, tehát savanyúbb, mint a galyatetői legfelső andezit, mely 51—52%-os SiO_2 -tartalmú.

A vizsgált terület ÉNy-i részén, a Nagypatak jobbpartján erősen bontott riolittufa kis foltját térképeztük. Erről a — helyszínen kaolinos elváltozású andezittufának tűnő — kőzetről csak behatóbb mikroszkópi vizsgálat mutatta ki riolitos összetételét és tufa-jellegét. Hovatartozását a terepviszonyok miatt csak feltárásos kutatással lehet majd megállapítani.

A tektonikai viszonyok vizsgálata során — a kőzettani kifejlődéshez hasonlóan — a Ny-i és K-i Mátra tektonikai elemeinek keveredését tapasztaltuk e területen. Az átmenet Mátrafüred és Mátraháza környékén van. A Ny-i Mátrára a Ny—K-i törések mentén D felé való lépcsős lezökkenések jellemzők. A völgyek iránya általában É—D-i. A K-i Mátrában ilyen jellegű lezökkenések nem észlelhetők, a hegységészét É-ről D felé lejtő lávaarak építik fel. A völgybevágódások itt is É—D-i irányúak. A két területrész találkozásánál átmeneti helyzet alakul ki. Bár a terep nagymértékű fedettsége miatt részletes tektonikai megfigyelésekre nem ad alkalmat, néhány következtetést mégis levonhattunk.

Mátrafüred—Mátraháza vonalától K-re már a K-i Mátrára jellemző vonások uralkodnak. A terület Ny-i részén észlelhető törések, litoklázisok iránya nem K—Ny-i: a Nagypataknál ÉNy—DK-i irányúak (330° — 150° , illetve 340° — 160° körüliek); a Nyergestetőn ÉÉNY—DDK-i irányba fordulnak (340° — 160° és 350° — 170° közöttiek). Igen ritkán É—D-i irányú (10° — 190° -os) litoklázisok is észlelhetők. Megfigyelhető, hogy a patakok folyásiránya (Nagypatak, Kishidas-folyás, Nagy-Mérgecs) is más: nem É—D-i, hanem túlnyomóan ÉK—DNY-i, tehát a litoklázis-irányokra merőleges. A törésrendszer átfordulásával mintegy koszorúba fogja, K felől lezárja a nagyfokú átalakulást szenvedett, bontott nyugatmátrai andezitösszletet. Az ércföldtani kutatások eddigi megállapításai szerint ebben a bontott, idősebb andezitösszletben fejlődött ki a Gyöngyös-roszi környéki produktív hidrotermális ercesedés. Úgy látjuk, hogy a vizsgált átmeneti terület egyúttal a nyugatmátrai erces terület K-i határát is jelzi.

IRODALOM

- MAURITZ B. 1910: A Mátra-hegység eruptív kőzetei. — MTA. Math.—Term. tud. Közlemények. **30.** 3.
- NOSZKY J. ID. 1927: A Mátra-hegység geomorfológiai viszonyai. — A Debreceni Tisza I. Tud. Társ. Honism. Biz. kiadv. **3.** 8—10.
- SZÁDECZKY—KARDOSS E. 1958: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. — Földt. Közl. **88.** 2.
- VIDACS A. 1956: Jelentés az 1955. évi nyugatmátrai ércföldtani kutatásokról. — Földt. Int. Adattára. (Kézirat)

EXAMEN GÉOLOGIQUE DES ENVIRONS DE MÁTRAFÜRED ET MÁTRAHÁZA

par

E. CSILLAG — TEPLÁNSZKY

Le territoire étudié est situé dans la partie centrale de la Montagne Mátra, notamment dans le rayon où la Mátra Occidentale et la Mátra Orientale se joignent.

Sur le territoire de la Mátra Occidentale on peut distinguer en complexe d'andésites, pour la plupart, intensivement décomposées et une coulée relativement plus jeune de laves d'andésite, fraîche basaltique. Dans la Montagne Mátra Orientale, ne se sont pas développées de roches intensivement décomposées et le caractère principal des andésites est leur porosité. Dans la région étudiée on peut observer le rapport mutuel entre les deux massifs de la montagne, caractérisés par la différence de leur constitution. La formation la plus ancienne est représentée par des tufs andésitiques à lapillis. Dans la partie de l'W de la région elle est surmontée par des andésites fréquemment décomposées, plus répandues dans la partie occidentale de la Montagne Mátra, lesquelles s'amincissent en coin vers l'E. Au-dessus de ces dernières, se présentent des andésites avec des cavités dues à lixiviation, communes la dans le massif de l'E. Dans la partie de l'W de la région étudiée elles jouent un rôle subordonné, de même que plus loin vers l'W elles ne sont plus connues. Sur les andésites poreuses gisent les bancs plus jeunes des andésites décomposées, bien répandues dans la région occidentale. Leurs puissances et leur extension diminuent vers l'E. L'andésite la plus récente de la Montagne Mátra Orientale est plus acide, à cristallisation plus avancée, que celles plus jeunes de la Mátra Occidentale.

La différence entre la Mátra Occidentale et la Mátra Orientale se manifeste également en ce qui concerne les conditions tectoniques. La Mátra Occidentale se caractérise par des affaissements en gradins, orientés vers le S, ainsi que par des inclinaisons d'E—W. La Mátra Orientale, à son tour, est caractérisée par des coulées de laves continues qui s'allongent par une inclinaison vers le S. Sur le territoire examiné, la direction des fractures correspond au NW—SE, respectivement au NNW—SSE. Par conséquent, le complexe d'andésites décomposées et altérées de la Montagne Mátra Occidentale est bloqué de l'E par le système de fracture qui indique, à la fois, la limite de l'E de la métallisation développée dans le complexe d'andésites aux environs de Gyöngyösoroszi.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОКРЕСТНОСТИ СС. МАТРА- ФЮРЕД И МАТРАХАЗА

Э. ЧИЛЛАГ—ТЕПЛАНСКИ

Исследуемая область лежит в центральной части горного массива, на стыке Западной и Восточной Матра.

В Западной Матре можно обособлять одну более дренную, сильно разложенную андезитовую свиту и один более молодой, свежий базальтовый, андезитовый лавовый поток. В Восточной Матре сильно разложенные разновидности пород не развивались, главной характеристикой андезита является ноздреватость. Взаимные отношения упомянутых двух частей гор, различного строения, можно хорошо наблюдать именно на изученной территории. Самое древнее образование — это андезитовый туф с лапилли. Над ним, в западной части изучаемой области залегает известный из западной части гор Матра, часто разложенный андезит, который к востоку выклинивается. Над ним можно наблюдать всеобщее распространенный в восточной части гор ноздреватый андезит, возникший в результате растворения, развитие которого в западной части области играет только подчиненную роль, более того, дальше к западу совершенно неизвестен. Над ноздреватым андезитом можно встречать молодые лавовые пачки разложенного андезита, распространенного на западе. Мощность и развитие последних к востоку уменьшается. Самый молодой андезит Восточной Матры является более кислым, лучше перекристаллизованным, чем самая молодая порода Западной Матры. Между Восточной и Западной Матрой различия имеются и в отношении тектонических условий. Для Западной Матры характерны ступенчатые сбросы южного направления и падения восточно-западного направления, а для Восточной Матры отлого (спускающиеся) к югу связанные лавовые потоки. Направление разломов в изучаемой области — СЗ-ЮВ-ное, то есть ССЗ-ЮЮВ-ное. Тем самым система разломов закрывает с востока разложенную, преобразованную андезитовую свиту Западной Матры и означает вместе с тем и восточную границу оруденения, развитого в данной андезитовой свите в районе села Дьендешороси.

A GYÖNGYÖSSOLYMOS KÖRNYÉKI KOVÁSODOTT KÖZETEK EREDETÉRŐL

Írta: VARGÁNÉ MÁTHÉ KLÁRA

A gyöngyössolymosi szőlőkben a mátrafüredi műúttól Ny-ra 100 méternyire, szeszélyes alakú, lyukacsos felszínű, kovásodott sziklacsoport, a Bábakő (az új kiadású térképen „Rábakő”) bukkan felszínre. A kibúvás közepén elhelyezkedő szikla 165° – 345° -os csapásirányú, 3 m magasra emelkedik ki környezetéből. A tarajosan kiemelkedő sziklával párhuzamosan kisebb-nagyobb tömbök helyezkednek el (1. ábra). Ez a Gyöngyössolymostól K-re eső bábakői képződmény környezetének genezise szempontjából kulcs helyzetűnek látszik, így külön vizsgálatot érdemel.

Az irodalomban eddig gejzirit- vagy kvarcit-kibúvásokként ismertették az egymás mellett 165° – 345° -os irányban sorakozó telérszerű kovásodott sziklatarajokat, melyek 195° – 15° -os csapású folton bukkannak felszínre. A kiemelkedő tömbökkel azonos irányú a mellettük húzódó és D felé messzire kiterjedő 2–3 m mély árok, mely kaolinodott kőzetbe vágódott (2. ábra).

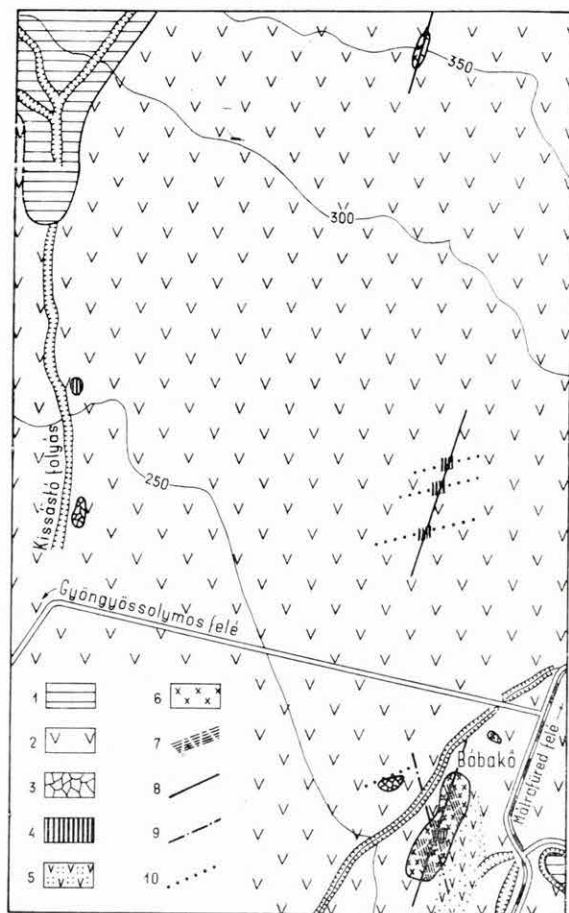
A kibúvások tüzetes vizsgálatakor az egyik tömbön határozott folyásirányt figyelhettünk meg (3. ábra). A folyásiránnyal párhuzamosan 75° – 255° csapású breccsás zóna húzódik. Ugyanezen iránnyal meg egyezően hatott mind a kristályos szerkezetet létrehozó, mind az ennél jóval erősebb, opálosodást okozó kovásodás. Az opálosodás másutt olyan



1. ábra. Gyöngyössolymosi Bábakő 3 m magas tömbje. Az előtérben jól látszik a vele párhuzamosan elhelyezkedő alacsonyabb kibúvás (Foto: VIDACS A.)

Abb. 1. Der 3 m hohe Block des Bábakő bei Gyöngyössolymos. Im Vordergrund ist der parallel liegende niedrigere Ausbiss

Рис. 1. Блок Бабакё, высотой в 3 м, у Дьёндёшшоймош. В переднем плане хорошо видно расположенное параллельно с ним более низкое обнажение



2. ábra. A Gyöngyössolymostól K-re eső terület vázlatos földtani térképe

Jelmagyarázat: 1. andezittuff, 2. andezit, 3. andezitbreccsa, 4. kovásodott andezit, 5. kaolinizált andezit, 6. kovásodott riolit; 7. sziklatarajok, 8. a 195°—15°-os csapásirány, 9. a 165°—345°-os csapásirány, 10. a 75°—255°-os csapásirány

Abb. 2. Schematische geologische Karte des Gebietes östlich von Gyöngyössolymos

Zeichenerklärung: 1. Andesittuff, 2. Andesit, 3. Andesitbreckzie, 4. verkiester Andesit, 5. kaolinisierter Andesit, 6. verkiester Rhyolith; 7. Felsengräte, 8. Streichung 195°—15°, 9. Streichung 165°—345°, 10. Streichung 75°—255°

Рис. 2. Схематическая геологическая карта области, расположенной к востоку от Дьёндьёшшой-мош

Легенда: 1. андезитовый туф, 2. андезит, 3. андезитовая брекчия, 4. окремнёный андезит, 5. каолинизированный андезит, 6. окремнёный риолит, 7. гребни скал, 8. прогибание 195°—15°, 9. прогибание 165°—345°, 10. прогибание 75°—255°

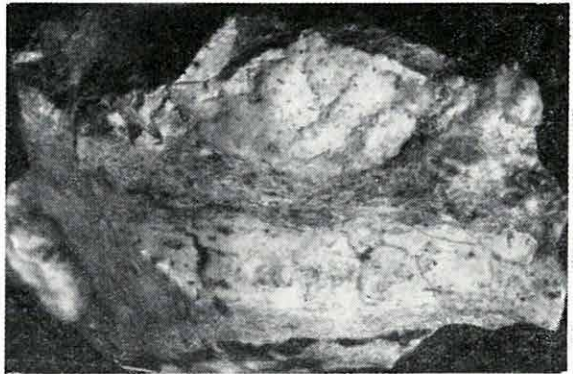
erőteljes, hogy az eredeti szerkezetet csaknem teljesen elnyomja. Érthető tehát, hogy eddig a térképezők kvarcitnak, vagy gejziritnek jelölték a kőzetet.

A kőzet mikroszkópos vizsgálatakor jól szembetűnik a riolitra jellemző, irányított, folyásos szerkezet és az ezzel párhuzamosan rendeződött porfiros elegyrészek helye (4. ábra). A nagyobb földpátok helyét jelző kristályos kovás kitöltések mellett opak hatszöges táblák tűnnek fel. Ezek örvénylő mozgás következtében csoportosult biotitkristályok pseudomorfózái lehetnek. Ezekon kívül a folyás irányába rendeződött opak sávokat is felismerhetünk. A kőzet előbb teljes egészében mikrokristályosan kovásodott, majd a későbbi opálodás többnyire teljesen kiszorította az eredeti kőzetet.

Hasonló szép textúrát mutat a Kissástó-folyástól K-re fekvő negyedik völgyben az andezit alól kibukkanó riolit. A 195°—15° irányú tektonikus völgy bevágódása által feltárt riolit vékonycsiszolatában a porfiros földpátok helyén kívül magmásan rezorbeált kvarcfenokristály helyét is jól felismerhetjük (5. ábra).

A Bábakő kőzetei rendkívül tarkák. A sárga, fehér és ibolyás-vörös színek több árnyalatát mutatják, látszó-

lag minden törvényszerűség nélkül. A különböző térszíni magasságban elhelyezkedő, változatos színű kőzetváltozatokból vett minták petrográfiai vizsgálata meglepő eredményt hozott. Megállapítottuk, hogy a térszínből legmagasabban kiemelkedő riolittömb tetejét kis andezit sapka borítja. Ez az andezit makroszkóposan már felismerhetetlen, kvarcszerűvé kovásodott kőzet, vékonycsiszolati képe azonban tökéletesen mutatja az andezit szövetét. Jól felismerhetők benne a nagy földpátfenokristályok, néha a hipersztén jellegzetes alakja, hasadási iránya és a hiperszténre jellemző repedezettség is (6. ábra). A kovásodás itt is ugyanolyan nagymértékű, mint a riolit esetében, tehát az andezitet ugyanaz a hidrotermális folyamat alakította át, mint a riolitot. A finomszemcsés kvarckristályokat és kalcedont eredményező folyamat után opálosodást okozó oldat járta át mindkét kőzettípust. Valószínű azonban, hogy a kovásodás folyamatát megelőzte egy erős vegyhatású, savanyú kőzetet oldó oldat, mely a földpátokon kívül a kvarcfehenokristályokat is kioldotta. Primér kvarcot csak egyetlen esetben sikerült felismerni, utólagos azonos orientációjú kvarc-ránóvéssel.



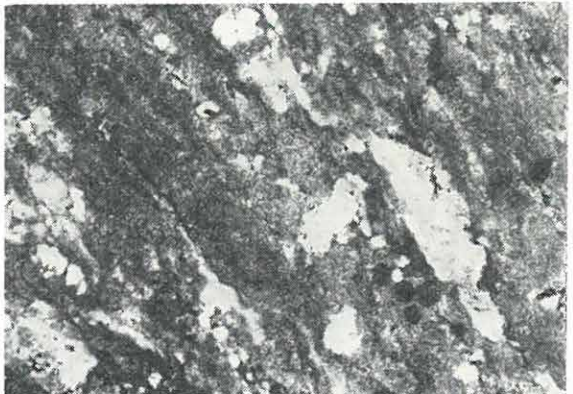
3. ábra. Bábakői kőzetminta. A riolit folyásos szerkezete az erős kovásodás mellett még makroszkóposan is felismerhető. 3 ×

(Foto: PELLÉRDYNÉ)

Abb. 3. Gesteinsprobe von Bábakő. Die Fliesstruktur des Rhyoliths ist neben der starken Verkieselung auch makroskopisch zu erkennen.

Vergr. 3 ×

Рис. 3. Образец породы из Бабакё. Флюидальную структуру риолита, при сильном окремнении, можно опознавать даже макроскопически. 3 ×

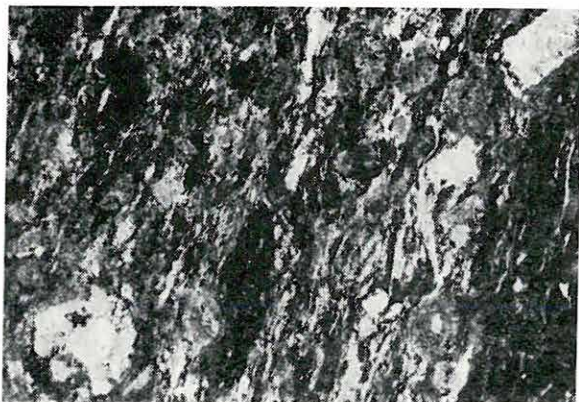


4. ábra. Bábakő; kovásodott riolit. A kőzet folyásos szerkezetű, a párhuzamosan rendeződött fenokristályok helyét kvarc tölti ki. || Nic; 24 ×

(Foto: PELLÉRDYNÉ)

Abb. 4. Verkieselter Rhyolith von Bábakő. Gestein mit Fliesstruktur, die Stelle der parallel geordneten Phenokristalle ist durch Quarz ausgefüllt. Nic. || Vergr. 24 ×

Рис. 4. Окремелый риолит из Бабакё. Риолит имеет флюидальную структуру, место параллельно устроенных фенокристаллов заполнено кварцем. Параллельные николи. 24 ×

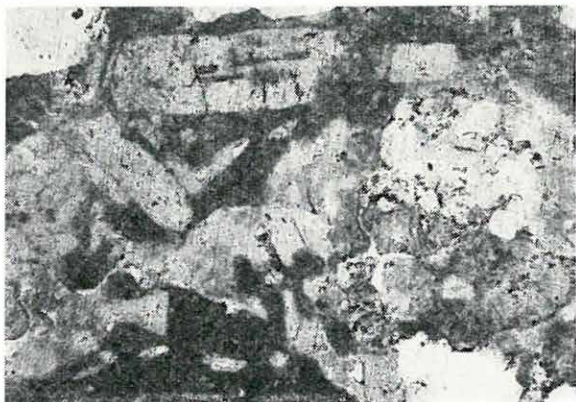


5. ábra. Kissástó-folyástól K-re fekvő negyedik völgyben felszínre bukkanó riolit vékonycsiszolati képe. A riolit folyásos szerkezete és a földpát fenokristályainak helye mellett a magmásan rezorbeált kvarc helyét is őrzi a kovásodás.

|| Nic; 24 × (Foto: PELLÉRDYNÉ)

Abb. 5. Dünnschliff eines Rhyoliths, der im vierten, von Kissástó östlich liegenden Tal an die Oberfläche erlangt. Die Verkieselung bewahrt ausser der Fliesstruktur des Rhyoliths und der Stellen der Feldspathphenokristalle auch die Stellen des magmatisch resorbierten Quarzes. Nic. || Vergr. 24 ×

Рис. 5. Тонкий шлир из риолита, выходящего на поверхность в лежащей к востоку от течения Кишашто четвертой долине. Окремнение сохраняет наряду с флюидальной структурой риолита и местом фенокристаллов полевого шпата также и место магматически ресорбированного кварца. Параллельные николи. 24 ×



6. ábra. Bábakői kovásodott andezit szöveti képe. A földpát fenokristályok helye mellett a hiperszténre jellemző alak, hasadási irány és repedezettség is jól felismerhető. || Nic; 48 × (Foto: PELLÉRDYNÉ)

Abb. 6. Textur des verkieselten Andesits von Bábakő. Man kann neben den Stellen der Feldspathphenokristalle die für das Hypersthen kennzeichnende Form, die Spaltrichtung und die Rissigkeit gut erkennen. Nic. || Vergr. 48 ×

Рис. 6. Картина структуры окремненного андезита с Бабакё. Наряду с местом фенокристаллов полевого шпата можно хорошо опознавать характерную для гиперстена форму, направление кливажа и трещиноватость. Параллельные николи. 48 ×

A Bábakő közöttömbjein mutatkozó kovásodás folytatását a Bábakőtől ÉK-re levő andezitkibúvásban észlelhetjük. A Bábakő felé eső oldalon az andezit breccásodott. Észak felé a breccásodás elmarad és a kovásodás mértéke is csökken. Itt az andezitben csak opálereket találunk. A max. 20 cm vastagságú opálerek iránya megegyezik az erősen kovásodott andezit breccásodását okozó szerkezeti iránnyal, vagyis 255° — 75° csapásúak.

A bábakői riolit K-i oldalán található kaolinosodott kőzetet szintén megvizsgáltuk. A DTA vizsgálatot SZÉKELY Á. végezte, szerinte a fehér, zsíros tapintású kőzet kaolinit-tartalmú. A kőzet makroszkópos jellegei és vékonycsiszolatban mért fénytörése igazolja e megállapítást. A kőzetben sikerült olyan részletet találnunk, amely aránylag épen maradt, s megőrizte eredeti kőzetszerkezetét. E kissé agyagásványosodott részlet jellegzetesen andezites szövetű (7. ábra). Benne — zónás plagioklász fenokristályok mellett — földpát-mikrolitok is felismerhetők.

Ö s s z e g e z v e a földtani megfigyelések és a kőzettani vizsgálatok eredményét, a következő megállapításra jutunk:

Az eddig kvarcitnak ismert bábakői sorozat erősen átkovásodott riolitja és andezitje, a riolitbenyomulással kapcsolatos hidrotermális hőmérsékleten, tektonikai irányok mentén létrejött metamagmatiként fogható fel (SZÁDECZKY-KARDOSS E.). Környezetük földtani helyzetéből adódik, hogy a riolit az andezittakaró áttörésével került felszínre. Az áttört andezittakaró alatt — az északabbra levő feltárások bizonyossága szerint — vízbe hullott lapillis andezittufa van, riolittufa közbetelepülésekkel. A kovásodást létrehozó hidrotermális tevékenység a riolitvulkanizmushoz kapcsolódik. Az idősebb andezit kaolinosodása ugyancsak ezzel hozható kapcsolatba. A tortónai andezit 195° — 15° csapású idősebb repedései, hasadécai mentén nyomult fel a riolit.



7. ábra. Bábakő melletti vízmosás kaolinjának mikroszkópi képe. Középen megőrzött, enyhébben bontott andezit-sziget ismerhető fel. || Nic; 48 ×
(Foto: PELLÉRDYÉ)

Abb. 7. Mikroskopisches Bild des Kaolins aus dem Wasserriss bei Bábakő. In der Mitte kann man eine wohlerhaltene, leicht abgebaute Andesitinsel erkennen. Nic. || Vergr. 48 ×

Рис. 7. Микроскопическая картина каолина из оврага близ Бабакё. В середине можно наблюдать хорошей сохранности, слегка разложенный андезитовый остров. Параллельные николи. 48 ×

A mátrahegységi riolitvulkanizmus — több szerző véleménye szerint — a szarmata emeletben zajlott (MAURITZ B., ID. NOSZKY J., VADÁSZ E., VIDACS A.).

Ez a fiatal riolitvulkanizmus kétféle típusú. A gyöngyössolymosi Kishegyen megfigyelhető változat nyitott hasadékrendszeren ömlött a felszínre. Ezzel ellentétben a bábakői riolitvulkanizmus zártabb, 195° — 15° -os irányú hasadékrendszeren nyomult a felszín felé és a felette elhelyezkedő andezitet megemelte. Az idősebb hasadékrendszeren felnyomult riolit-szubvulkán által megemelt andezittakaróban 165° — 345° -os és erősebb, kisebb hasadékok keletkeztek, melyek mentén a riolit néhol — telérszerűen — a felszínig jutott. E két irányt jelzik a Bábakő képződményeinek párhuzamosan kibukkanó tarajai, az andezit breccsásodási irányai és az andezit opállal kitöltött repedései. A zártabb hasadékrendszerhez kötött, részben szubvulkáni riolitok a hidrotermális hatást jobban tükrözik, mivel itt a posztvulkáni folyamat is „lefojtott” környezetben érvényesült.

A bábakői kovásodott képződményekhez hasonlók az Asztagkő É—D-i lefutású völgyeinek kvarcit-előfordulásai. Ezek 70° -os csapású kovásodott pásztáit JANTSKY B. (1956) vizsgálta. Szerinte — bár az eredeti kőzet riolit-, vagy andezittufa, illetve ennek tektonikus breccsája volt — az asztagkői kvarcit utóvulkáni hidrotermális kvarcosodás terméke lehet.

Összehasonlító petrográfiai vizsgálatunk alapján megállapítható az asztagkői kvarcit és a bábakői kovásodott riolit rokonsága. Ha ehhez hozzávesszük az azonos szerkezeti irányokat is, nem kétséges, hogy azonos korú és hatású hidrotermális folyamat termékeiről beszélhetünk.

Az említett szerkezeti irányok mentén mutatkozó, Gyöngyössolymos környéki riolitos eredetű kovásodás kapcsolatba hozható a VIDACS A. által Gyöngyösoroszi környékén kimutatott tektonikus fázisokkal. Ezek közül az ÉÉNy—ÉÉK-i és a NyÉNy-i vető- ill. hasadékrendszer meglepően egybevág a bábakői tömbökön mért irányokkal és a Gyöngyössolymos környéki kovásodás irányjaival.

Gyöngyössolymos távolabbi környékén riolitelőfordulásról nincs tudomásunk. Arra a kérdésre, hogy a Gyöngyössolymos környéki riolitvulkanizmus csupán erre a területre szorítkozott-e, csak mélykutatás útján kaphatnánk feleletet.

IRODALOM

- JANTSKY B. 1956: Asztagkő és környékének földtani felépítése. — Földt. Int. Adattár. (Kézirat)
- MAURITZ B. 1910: A Mátra-hegység eruptív kőzetei. — MTA Math. Term. tud. Közl. **30.** 3.
- NOSZKY J. ID. 1926—27: A Mátra-hegység geomorfológiai viszonyai. — A Debreceni Tisza I. Tud. Társ. Honism. Biz. Kiadv. **3.** 8—10.

- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958: Vulkáni hegységek kutatása. — Földt. Közl. **88.** 2.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — Budapest.
- VIDACS A. 1961: A gyöngyösorosi ércbánya hidrotermális telérei. — Földt. Int. Évi Jel. az 1957—58. évről.

ÜBER DEN URSPRUNG DER VERKIESELTEN GESTEINE DER UMGEBUNG VON GYÖNGYÖSSOLYMOS

VON

K. VARGA—MÁTHÉ

Die verkieselte rhyolithische und andesitische Bildung von Bábakő, östlich von Gyöngyössolymos, schien für die genetischen Verhältnisse ihrer Umgebung eine Schlüsselstellung eingenommen zu haben so, dass sie einer speziellen Untersuchung unterworfen werden musste. Aus der detaillierten geologischen und petrographischen Untersuchung der in der Literatur als Geysirit bzw. als Quarzit beschriebenen Ausbisse ging hervor, dass sie in Andesit eingedrungene Gesteine rhyolithischer Struktur sind, welche durch die den Rhyolithvulkanismus abschliessenden hydrothermalen Prozessen stark metamorphisiert, verkieselte wurden. Der Rhyolith ist auf dem nördlichen Teil des Gebietes durch das ältere Spaltsystem mit einer Streichung von 195° — 15° , der an tortonischen Andesittuf überlagernden Andesitdecke auf die Oberfläche gelangt. Bei Bábakő hat er dagegen als Subvulkan, durch Erhebung der Andesithülle, ein neues und auf das vorherige senkrechte Bruchsystem — Streichung 165° — 345° — ins Leben gerufen. Entlang der Spalten ist der Rhyolith gangartig bis in die Nähe der Oberfläche emporgestiegen.

Der Rhyolithvulkanismus und die daraufgefolgten postvulkanischen Erscheinungen haben NW von Bábakő im Andesit eine Brekzienbildung und eine Verkieselung, SO von Bábakő die Kaolinisierung des Andesits gezeitigt. NO von Bábakő sind im Andesit, als schwächste Folge des hydrothermalen Prozesses, nur Opaladern anzutreffen.

Die Verkieselungsrichtungen, die von B. JANTSKY bzw. von A. VIDACS auf den von den untersuchten Bildungen nördlich und östlich liegenden Gebieten nachgewiesen wurden, stehen den in der Umgebung von Gyöngyössolymos gemessenen tektonischen Richtungen sehr nahe.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ОКРЕМНЕЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ОКРЕСТНОСТИ С. ДЬЁНДЬЁШШОЙМОШ

К. ВАРГА-МАТЕ

Казалось, что встречаемое к востоку от Дьёндьёшшоймош у Бабакё окремнелое риолитовое и андезитовое образование имеет ключевое значение с точки зрения генезиса своей окрестности так, что оно было подвергнуто специальному изучению. В результате подробного геологического и петрографического изучения обнажений, описанных до сих пор в литературе как гейзириды, то есть кварциты, оказалось, что они являются породами риолитовой структуры, внедрившимися в андезит, которые были сильно окремнены гидротермальными процессами, завершившими риолитовый вулканизм. Риолит вышел на поверхность в северной части данной территории через более древнюю систему трещин (простираясь 195° — 15°) андезитового покрова, налегающего на торгонский андезитовый туф. В месте с тем у Бабакё он, в качестве субвулкана, путем поднятия андезитового покрова, создал систему трещин простираясь 165° — 345° и систему перпендикулярную к нему. Вдоль трещин риолит дайкообразно вышел вплоть до поверхности.

Риолитовый вулканизм и последовавшие за ним поствулканические действия к СЗ-у от Бабакё вызывали в андезите брекчирование и окремнение; к В-у от Бабакё они каолинизировали андезит. К СВ-у появляются в андезите, в качестве наиболее слабого действия гидротермального процесса, только опаловые жилки.

Доказанные Б. ЯНТШКИ и А. ВИДАЧ в областях, расположенных к С-у и к В-у от изученных образований, направления окремнения близки к тектоническим направлениям, измеренным в окрестности села Дьёндьёшшоймош.

Tokaji-hegység

A TOKAJI-HEGYSÉG FÖLDTANI VIZSGÁLATA, 1961

Írta: PANTÓ GÁBOR

Amikor négy évvel ezelőtt a Tokaji-hegység vizsgálatához fogtunk, úgy hittük, a földtani megismerés alapjait ott már a több mint 100 éves földtani kutatás során időálló módon lerakták, a mi feladatunk csak az lehet, hogy a képződmények ismeretét részletesebbé, pontosabbá tegyük. Rövidesen kitűnt, hogy többről van szó: ahhoz, hogy közzétani, szerkezeti, vulkanológiai megállapításainkat jól meg tudjuk alapozni, piroklastikum (ejektum) és effuzívum, közvetlen és közvetett magma-származék, felszínen és felszín alatt képződött vulkáni termékek, elsődleges jellegű és elváltozott kőzetek pontos és mindenkor következetes elkülönítését kell először megvalósítanunk. Ha vizsgálatainkat nem éppen ezekben az években kezdjük el, amelyekben SZÁDECZKY-KARDOSS E. a magma és víz, magma és mellékkőzet kölcsönhatásáról felállított új koncepciói forradalmasították eruptív petrológiánkat és vulkanológiánkat (1958, 1959a), valószínű, hogy — megszokásból, felületességből — sok tételt átvettünk volna változatlanul a régi kutatások adattárából. A rohamos és gyökeres átalakulás azonban nem enged meg félmegoldásokat és a modern szemlélet elfogadása egyik kérdésben kizárja a régi elképzelések fenntartását egy sor másikban. Anélkül, hogy céltudatosan termeltük volna a problémákat, oda jutottunk, hogy a legtöbb alaptételben is új meghatározás, értelmezés vált szükségessé.

Nehéz egy vulkáni hegység földtanát, közzettanát világosan értékelni, amikor önmagában az „andezit”, „riolit”, „láva”, „piroklastikum”, „lávaár”, „lakkolit” fogalma, vagy legalábbis annak körvonalai válnak bizonytalanná. Márpedig éppen abban áll a Tokaji-hegység földtani újvizsgálatának nehézsége, hogy az alapfogalmakat és alapjelenségeket kell az eddiginél pontosabban az új kőzetgenetikai és vulkanológiai szemléletnek megfelelően meghatározni, illetve újrahatározni. E munka fáradságos útvesztőit az okozza, hogy az új felfogás szerint először megfigyeltnek, egyedülállónak tűnő képződményekről, jelenségekről csak alkalmasszerű tapasztalatcsere, vagy hosszas irodalmi kutatás során derül ki, hogy a vulkánosságnak világszerte elterjedt gyakori megnyilvánulásával állunk

szemben, melyet máshol másképp — országonként, vagy nyelvterületenként ismét többféle módon — neveztek és értelmeztek. Minden fogalom fejlődését itt nem követhetjük nyomon, azonban törekszünk az egységes értelmű szó- és fogalomhasználatra, álláspontunk széleskörű megalapozására, rokon fogalmakkal, szinonimákkal való kapcsolatának megadására.

Vizsgálatunk mélységét és részletességét a begyűjtött és legalábbis vékonycsiszolatban megvizsgált kőzetmintáink számával igyekszem jellemezni. Ez kerekén 4000 db. Összehasonlításként legyen szabad a SZABÓ J. vezette, nyolc év alatt, három kutató (SZABÓ J., CSEH L. és GESELL S.) által végzett Selmec környéki földtani vizsgálatra hivatkoznom, mely a 307 km²-es terület első 28 800-as térképének kiadásáig 7000 dokumentált mintára terjedt ki (1886). A mi vizsgálatunk részletessége, figyelembevételével a hegység 1276 km²-es területét, emellett még mindig eltörpül.

Eddigi vizsgálataink eredményéről most az általános alapozó, ismeretre rendező munka előtérbe állításával kívánok rövid beszámolót adni. A vulkáni tevékenység megnyilvánulásait a riolitos és andezites vulkánosság — jellemvonásaik tekintetében élesen szembeállítható — csoportjaiban tárgyaljuk.

Riolitos vulkánosság

Fő jellemvonásai:

1. piroklasztikum-képzés túlsúlya;
2. csaknem kizárólag felszíni anyagszolgáltatás;
3. a határos területekkel közös, nagy kiterjedésű ártufa-összletek kivastagodása, új tagokkal bővülése, genetikai differenciálódása a hegységterületen;
4. hipomagmatitok (láva és habláva-termékek) szélsőséges kifejlődésbeli változékonysága, helyi elterjedése;
5. ortomagmatitok hiánya;
6. túlnyomóan nagy hőmérsékletű utóvulkáni hatások.

A riolitos vulkánosság felszínközeli magmatartóból táplálkozott, melynek anyaga a kéreg közepes mélységében („astenolith”-öv felső része, VAN BEMMELEN 1961) — főként transz vaporizációs mechanizmusú — szial-kontamináció útján vált savanyú (riodacit) vagy túlsavanyú (riolit) összetételű hipomagmává. Fejlődése ezentúl már határozottan a nagy illóanyag-tartalmú, savanyú szilikátolvadékokra érvényes fizikokémiai törvényszerűségeket követi. A hipomagma általában egyre növekvő víztartalmat gyűjtve magába, egységes tömegben éri el a néhány száz méteres kéregmélységet. A kéreg anyagi minőségétől és szerkezeti adottságától függ, hogy itt mennyire hirtelen és milyen pályán át következik be az illó alkatrészek kiszabadulása.

A kezdeti kitorések magmatömegét az ép fedő tartósan lefojtva tartja mindaddig, míg kolosszális robbanás a magmakamra teljes anyagát

(10—100 km³ nagyságrendben) egyszerre juttatja — felfújva, szétporlasztva — a felszínre. Ez a nagyszabású ár-tufa (flood-tuff, VAN BEMMELEN 1961) vagy haumár-tufa (ash-flow tuff, ROSS—SMITH 1961) forrása, mely egyszeri kitörés többnyire izzó, szilárd vagy olvadék-állapotú ejektumával gyakran több 10 000 km²-t teríti meg. A vulkánosság további fejlődése során a savanyú magma már több nyomon, különböző gyorsasággal találhat utat a felszínre, így kisebb tömegű, de merőben elütő vulkán-genetikai típusok között ingadozó feltörések sora következik, a vulkáni termékek legváltozatosabb kifejlődéseit hozva létre. A változékonyság rugója mindig a felnyomulás közben az olvadékba belépő víztartalom. Ez kémiai aktivitása révén a hipomagma összetételét riodacitosig, vagy riolitosig savanyítja, és lassú vagy hirtelen, részleges vagy teljes kiszabadulásával az olvadék láva, habláva, ill. piroklasztikum-ár alakjában való felszínre jutását szabja meg.

A Tokaji-hegység riolitos vulkánosságára éppen a feltörési módok változékonysága, szeszélyes összefonódása jellemző, ami a kőzetkifejlődés sokrétűségével nemcsak egyedülálló tarkaságú kőzetsorokat hozott létre, de a kőzetképző rendszerek jellegére, kapcsolatára, átmeneteire is jobban rávilágít, mint számos egyhangúbb felépítésű vulkáni terület képződményei. Úgy véljük, azt a — világjárt kutatók által is kiemelt — gazdag petrogenetikai tapasztalatot, melyet a hegység savanyú vulkanitjainak részletes helyszíni és mikroszkópi megfigyelése nyújtott, a transzaporizáció elvének következetes alkalmazásával helyesen értelmeztük. Az egynemű láva közvetlen megszilárdulásából származó kőzetek (riolit, obszidián) és valódi piroklasztikus üledékek (ár-tufa) között sajátos átmenetet jelző, sokszorosan félreismert és félremagyarázott habláva-termékek = igniszpunit-fajták fizikokémiai elvű fogalmi elhatárolásának bevezetésével (1. táblázat) egységes vonatkozási alapot teremtettünk (PANTÓ 1961b, 1963).

Az alapjelenségek átfogó értelmezésén túl célunk és tervünk, hogy a riolitos vulkánosság termékeit pontosan számba vegyük és a genetikai jellegek alapján különválasztást érdemlő fajtákat pontosan, a nemzetközi irodalmi szóhasználattal összeegyeztetve körülhatároljuk, fő kifejlődéseiben bemutassuk és vulkanológiai jelentőségében értékeljük (ILKEYNÉ—BARABÁSNÉ 1963).

A riolitos vulkánosság termékei között kell foglalkoznunk az ún. utó-vulkáni jelenségekkel, vagyis a vulkáni működés kapcsán termelt, vagy mozgósított illóanyagoknak a kőzetanyag felszíni megszilárdulása után érvényesülő hatásaival. Mint minden magmás működéshez kapcsolódó fogalom, ez is jelentős fogalmi módosításra szorul a transzaporizáció mérlegén. Ha a vulkáni kőzetképződés egységes folyamatát SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1959a, 1960) rendszerében vizsgáljuk, a hidrotermás jelenségek is még elválaszthatatlan részei az 1000 C° felett, folyós magmában megindult állapot-, illetve összetételváltozások összefüggő sorozatának.

Így az „útóvulkáni” jelenségek a fizikokémiai feltételek szerint nem határolandók el a kőzetképződéstől. Elválasztásuk inkább aszerint indokolt, hogy az illóalkatrészek hatása az aktiválást végző láva- (kőzet) tömegben belül érvényesülnek-e („autohidratáció” = hipo- + részben endometakőzetképződés), vagy azon kívül (nem-vulkáni, illetve idősebb, vulkáni eredetű mellékkőzeten).

A Tokaji-hegység riolitos vulkánosságával kapcsolatos vulkáni utóhatásokat így értelmezve, meg kell állapítanunk, hogy szerepük hegység-szerte igen általános és erősségük helyenként oly nagy, hogy hatalmas képződményösszletek teljes átforgalmát írhatjuk számlájukra. Legtöbb helyen vulkáni utóhatás (hőkezelés és vegyi bontás) áll az általánosan igen előrehaladott üvegtelenedés (devitrifikáció) hátterében, amit egyébként az átalakulás spontán sebessége szerint (MARSHALL 1961) a hegység kora és földtani multja nem indokolna. A riolitos vulkánossággal kapcsolatos vulkáni utóhatások fő jellemzője a nagy hőmérséklet s ennek következményeként a nagy agresszivitás és áthatolóképesség. A hatás nemcsak az átjárhatóság pályáin, hanem kőzetösszletek egészén, kiterjedt „udvarain” érvényesült, a szegélyek felé fokozatosan csökkenő erősséggel. Termékei (tridimit, K-földpát, zeolit, kaolin, illit) általában pneumatolitos—hidrotermás nagy hőmérsékletről tanúskodnak, kivételesen, helyileg mennek át a működés végén amorf kovasav szolgáltatásba (gejzirit).

Andezites vulkánosság

Fő jellemvonásai:

1. piroklastikum-szolgáltatás igen alárendelt;
2. jelentős szubvulkáni működés;
3. ortomagmatitok túlsúlya;
4. felszínközei kontamináció:

a) hipomagma képződés	}	útján
b) részolvadék hibridesedése		
c) prometaszomatózis		
5. metaszomatózis:

a) metavulkanitok	}	képződése
b) hidrotermalitok		
6. vulkáni utóhatások kis hőmérsékleten.

Az andezites vulkánosság mélyebb kéreghelyzetű magmatartóból ered és általában közvetlenebbül, kevesebb módosulással csapolja azt a „bazaltos” szima-olvadékot, melyet a teljes vulkáni működés fő forrásának kell tartanunk („astenolith”-öv alsó része, VAN BEMMELEN 1961). Eddigi vizsgálataink nyomán még el nem dönthető, hogy az andezites vulkánosság egyik vagy másik terméke — melyet a nálunk szokásostól eltérő rendszerezési elvek mellett nyugodtan neveznének bazaltnak (KOSZTJUK 1961), vagy tholeitnek (ELLIOTT 1956) — mennyiben tükrözi

az eredeti összetételt. A valamennyi andezitfajtában elterjedt, azonos „autolit” zárványok (PABST 1928) mindegyiknél bázisosabb kiindulási anyagból való közös leszármazásra utalnak.

Az andezites vulkánosság termékei savanyúságuk szerint rendezve felölelik a fokozatos átmenet minden tagját a legbázisosabb („bazaltos”) andezittől kiindulva a riolitos vulkánosság termékeiig. A szima-anyag növekvő arányú szial-kontaminációjából származó ún. „folytonos differenciációs sor” kettévágása 66% SiO_2 -tartalom táján önkényesnek tűnhet. Ez a felosztás, bár kétfelé vágja az amúgy is nehezen önállósítható dacit-tartományt, a telített és savanyú szilikátolvadék ellentétes fizikokémiai viselkedésére támaszkodik, ami egyben a geoszinklinális vulkánosság kettős arculatát adja meg. A kettéválasztást a vulkanológiai jellegnek megfelelően, rugalmasan végeztük el, földtani összefüggések szerint mindkét irányban engedményt téve a kémiai határértékeknél.

Független kérdés, hogy az ily módon különválasztott és *vulkanológiai*lag egységesen jellemezhető andezites vulkánosság termékei a kőzetrendszer szerint andezitnek minősülnek-e? Erről a kérdéstről GYARMATI 1961 évi előadása nyomán elindult vitában a végleges állásfoglalással andezitvizsgálataink befejezésére várunk. GYARMATI P. e kötetben megjelenő cikke ad tájékoztatást arról, hogy a D-i hegységész andezitfajtái kőzetkémiai, ásványtani és szöveti alapon milyen típusokba foglalhatók össze.

Kétségtelen, hogy a Tokaji-hegységnek az a kőzettársasága, melyet az andezites vulkánosság kerete foglal egybe, széles határok között változó kőzetkémiai sorozatot (nem egységes differenciációs, hanem összetett kontaminációs sort) állít elénk, melynek súlypontja sem esik a szigorúan vett andezites tartományba. Közöttük tömegre azok uralkodnak, amelyek egységes olvadékból, ortomagmatit módjára szilárdultak meg. A feltörés sorrendi helye, az áttört kéregész szerkezete és anyagi minősége szabta meg, hogy a magmaösszetétel a kőzetképződés megindulásáig — ami ortomagmatitok esetén a megszilárdulás zökkenésmentes, szabályszerű menetével számolva, megfelel a végleges kőzetösszetételnek — valódi andezitesig, dacitosba hajlóig, vagy riolitosba hajlóig tolódott-e el. Kőzetgenetikai — vulkanológiai értékelésünk számára azonban éppen a kőzetképződés zökkenői, kiugrásai érdekesek, mert a kialakulásuk folyamatában megzavart „andezit”-fajták árulnak el legtöbbet a kontamináció menetéről, módjáról. A „zökkenők” fajtáit tekintsük át érvényesülésüknek a kőzetképződés menetéhez viszonyított sorrendjében.

a) *Hipomagma-képződés* lép fel olyankor, amikor a transzvaporizáció még a kristályosodásnak alig indult olvadék normális (ortomagmás) fejlődését téríti el. Az andezites vulkánossághoz sorolható hipomagmatitok legtöbbször szegélyfáciesként jelentkeznek az ortomagmatit — tufa-érintkezéshez kötött slírek, vagy annak mentén sorakozó, kisebb szubvulkáni tömegek alakjában. Összetételük mindig andezitnél lényegesen savanyúbb,

gyakran riolitba hajló. Általános bennük a sávós szerkezet, ill. elkülönülés. Erősebb transzaporizáció kedvező (kezdeti) feltörési feltételek mellett riolitos hipoláva képződéséhez vezet (ILKEYNÉ PERLAKI E. 1961).

b) *Részolvadék hibridesedése* jóval a likvidus-hőmérséklet alá hűlt rendszerek egyensúlyvesztéséről tanúskodik. Az ortomagmás kőzetképződés folyamatát itt is transzaporizációs hatás zavarja meg, azonban az előbbinél kisebb intenzitással és jóval kisebb hőmérsékleten. A rendszer — gyakran 50%-ot kitevő — szilárd fázisa (fenokristályok több nemzedéke, illetve nagyságrendje) korábbi, bázisosabb múltjának öröksége. Egyedül az olvadék-állapotú diszperziós közeg hajlamos átalakulásra. Összetétele a transzaporizáció huzamos olvadáspont-csökkentő hatása mellett riolitosig is eltolódhat, azonban a rendszer egységes hipomagmává olvasztására már nincs sem hő-, sem kémiai energia. Az eredmény: kristályos kiválásaival össze nem vágó, üveg-alapanyagú „feno-andezit”, a kiegyensúlyozatlanság, hibridesedés világos ásványos és szöveti jeleivel. E kőzetcfácies igen nagy gyakorisága a hegység andezites vulkánosságának termékei között azt bizonyítja, hogy az effuzív működéssel kapcsolatban lépten-nyomon bekövetkeztek a kőzetképződés ilyen természetű zökkenői, eltérései sajátos alkatú slírt, szegélyt, vagy önálló kőzettestet hozva létre.

c) *Prometaszomatózis* ugyancsak megszilárdulófélben levő, „kása”-állapotú andezites kőzetképző rendszeren érvényesülhet (SZÁDECZKY-KARDOSS 1959b). Ez esetben sem alakul ki már hipoláva, azonban a transzaporizáció kémiai átalakító hatása olyan erős, hogy az nemcsak a köztes olvadék, hanem a már kivált földpátszemek összetételét is megváltoztatja, mégpedig a metaszomatózis mechanizmusával. A kőzetképződésnek — illetve csirájában való átalakulásnak — ez a módja lehet, hogy gyakoribb, mint eddig ismerjük. Klasszikus példája a telkibányai K-metaszomatózis, melyre SZÁDECZKY a prometaszomatózis fogalmát megalkotta.

Metaszomatikus folyamatoknak — vagyis már kialakult orto- (hemiorito-), vagy hipovulkanitoknak túlnyomórészt endogén eredetű, hidrotermális oldatok hatására történt átalakulásának — rendkívül gazdag példatárával szolgál a Tokaji-hegység andezites vulkánossága. Ezek kifejlődésével és nevezéktani kérdéseivel három év előtti vita-ülésünkön részletesen foglalkoztunk (PANTÓ 1961a), ezért itt nem látszik szükségesnek, hogy kitérjünk rájuk.

Az utóvulkáni hatásokat — a riolitos vulkánossággal kapcsolatban kifejtettek szerint, különválasztva a metavulkanit-képződéstől — általában a következőkkel jellemezhetjük: kishőmérsékletű, csekély áthatoló-képességű, csak az átjárhatóság pályáin, illetve annak közvetlen közelében érvényesülő lebontás. Termékei: montmorillonit (nontronit), kvarc, amorf kovásva, kalcit, pirit, markazit, melnikovit.

Szerkezeti és vulkanológiai viszonyok

A Tokaji-hegység földtani problémáinak megoldásánál erőnket eddig főként közettani térképezésre és közetgenetikai vizsgálatra összpontosítottuk, a szerkezeti és vulkanológiai értékelés még jelentős elmélyítésre vár. A kevés jó feltárással rendelkező hegység tektonikai képe a vulkáni képződmények bonyolult települési formái és változatos térbeli kapcsolódása miatt, a térképezés adataiból közvetlenül nem rajzolódik ki. Külön szerkezeti adatgyűjtésre és az adatok igen körültekintő feldolgozására volt szükség ahhoz, hogy a hegység részletes szerkezeti képének felvázolása felé a kezdő lépéseket megtegyük. Az alapos szerkezetelemzést eddig a hegység D-i felén vezette végig MOLNÁR J. (1963). A Végardó környéki felderítő kaolinkutatások az alaphegység elérésével és termálfázisokkal igen érdekes földtani adottságokra derítettek fényt. Ezeknek, s az elévített elektromos ellenállásmérések adatainak együttes értékeléséről FRITS J. (1963) számol be.

Reményünk van arra, hogy a vizsgálatok révén a fő hegységcsapást meghatározó É—D-i törésvonalakon belül a kisebb tömbök, rögök lehatárolását, differenciális mozgását az idő és a vulkánosság függvényében megismerjük (MOLNÁR 1961). Ehhez már eddig is fontos adatokat szolgáltatottak a hegységben mélyülő földtani alap- és sekély szerkezetkutató fúrások.

A szerkezeti értékelés rétegtani, közettani, vulkanológiai premisszákra támaszkodik, viszont az ősföldrajzi és vulkanológiai rekonstrukció csak szerkezeti alapon állva lehet hiteles és teljes. Valamennyi szempont erőszaktól és ferdítéstől mentes, egybehangzó találkozási az egységes földtani képhez szolgálhat a mindenirányú vizsgálat és értelmezés megnyugtató próbájául. A széles megalapozás érdekében a specialisták sorát vontuk be vizsgálatainkba, a helyel-közzel fellelhető ősmaradványok korszerű feldolgozása és egységes értékelése érdekében. Az ősnövénytan vizsgálatok — bennünket különösen érdeklő — faciológiai és rétegzononizációs eredményeiről HAJÓS M. és PÁLVALVY I. (1963) számol be. A törtónai idősebb harmadkori képződmények kimutatása és a törtónai—szarmata szintezés, illetve fáciesmegítélés tekintetében eddig is KORECZNÉ LAKY I. mikropaleontológiai és CSEPREGHYÉ MEZNERICS I., BÁLDI T., NYÍRÓ M. R. Foraminifera-vizsgálattal párhuzamos malakológiai eredményeire támaszkodtunk. Fontos részeredményeiket időszaki jelentésekben (1961) adták át számunkra, hogy azokat értékelésünkbe azonnal bevonhassuk.

Az üledékes és vulkáni kronológia összehangolásánál igen sok — kelőképpen országos, sőt nemzetközi szinten sem tisztázott — kérdésben kell állást foglalnunk. Petrogenetikai vizsgálataink e téren igen becses támpontul szolgáltak: az álpiroklasztikumok változatos kifejlődésének és gyakoriságának felismerése az andezites vulkánosság termékei között sok állítólagos „rétegvulkánról” rántotta le a leplet; az érintkezésminti

transz vaporizáció (részleges hipomagma képződés, ILKEYNÉ PERLAKI E. 1961) szubvulkáni benyomás hiteles bizonyítékának minősült; a riolitos vulkánosság termékeinek javarészt piroklasztikum-árakból, illetve hablávából származtatása sok kifejlődésbeli, települési sajátosság nyitját szolgáltatva és átmenetes kapcsolataikra is magyarázatot adott.

Mindez azonban még távolról sem elég problémáink felszámolásához. Számos esetben vitás egy-egy vulkanit test fedőjénél korábbi, vagy későbbi képződése. Itt a SZÁDECZKY-KARDOSS E. megfontolásai és kísérleti előírásai (1962) szerint felvett devolatilizációs görbétől várjuk a segítséget. Az összehasonlításhoz szolgáló alpméréseket néhány, hegységbeli érintkezésről a MTA Geokémiai Kutatólaboratóriuma el is végezte már számunkra, teljesen új módszer alkalmazásával.

Egy másik — hazánkban eddig kevésbé alkalmazott — kutatási módszert, a paleomágneses méréseket is igyekszünk felhasználni a hűbb vulkanológiai kép megrajzolásához. Annak ellenére, hogy a paleomágneses mérések már eddig is igen sok érdekes adatot nyújtottak a vulkáni kőzetek megszilárdulásának körülményeiről és utólagos elmozdulásairól, mindaddig, míg a mérések elvégzéséhez az egyedül Budapesten meglévő laboratóriumi felszerelés volt szükséges, kiterjedtebb alkalmazásukra nem gondolhattunk. EINARSSON, T. és SIGURGEIRSSON, TH. egyszerűsítése (1955), mellyel a mérések izlandi (EINARSSON 1957, SIGURGEIRSSON, 1957) és franciaországi (DEN BOER 1957) tapasztalatok szerint terepen, érzékeny mágnesűvel is elvégezhetőek, engedte meg, hogy kísérleti paleomágneses mérések elvégzését felvételi programunkba iktassuk. A céljainkra kiválóan megfelelő, BANAI Gy.—VARGA S. szerkesztette, mágneses szennyezettség-vizsgáló műszer prototípusának terepi méréseinkhez való átengedéséért őszinte köszönet illeti HAJDÚ J. igazgatót.

86 irányított mintán határoztuk meg a pólushelyzetet azzal a céllal, hogy vulkáni képződményeink korát megkíséréljük a vázlatosan kialakított „mágneses rétegtani” beosztáshoz (DEN BOER 1957) illeszteni:

<i>Kor</i>	<i>Pólushelyzet</i>
legfelső pliocén	fordított
pannon	normális
szarmata	fordított
tortónai	} normális
helvéti	
burdigáliai	
akvitáni	fordított

37 andezitfeltárás közül 18 normális és 19 fordított, 37 riolitfeltárás közül 14 normális és 23 fordított, 12 riolittufafeltárás közül 1 normális és 11 fordított pólushelyzetűnek adódott. Nem mernénk leszögezni, hogy hegységünkben a normális pólushelyzetű vulkanitok tortónai, a fordítottak szarmata korúak, mert ehhez a mérések hálózata nem eléggé sűrű és nem tisztán a vulkanológiai értékkelhető termoremanens mágnesség meg-

határozását szolgálta (nem stabil mágnesezettség zavaró hatásának kiszűrése nélkül történt) (ROCHE 1959). Épp ezért nem bocsátkozunk most a mérések területi és helyzeti megoszlásának ismertetésébe, azonban a paleomágneses mérések további finomításában vulkáni képződményeink fontos tagolási lehetőségét látjuk. Figyelemre méltó, hogy azonos földtani helyzetű és kifejlődésű vulkanitjaink legtöbbször hasonló eredményeket szolgáltatnak. Vulkanológiai tekintetben figyelmet érdemel a megvizsgált ár-tufa mintákon kapott igen csekély (a „riolit”-csoport értékeinél két nagyságrenddel kisebb) remanens mágnesség, ami bizonyítja a törmelék-szemek pólusainak rendezetlenségét és kizárja a kőzetanyag Curie-pont (670 C°) feletti rögzítődését (RUTTEN—EVERDINGEN 1961). A „habláva”-termékeknek tartott riolitminták között talált feltűnően csekély mágneses értékek ugyancsak egységes irányítottságú termoremanens mágnesség hiányára utalnak, ezért a megszilárdulási hőmérséklet-tartomány elhatárolása céljából indokoltnak látszik mágneses tisztítás útján való pontosabb vizsgálatuk.

A hegység új szerkezeti—vulkanológiai képének fő vonásai már eléggé kiforrottak, tiszták; a részletek teljesebb kidolgozására, az értelmezés zártabb összehangolására helyezük most a súlyt. Sok benne az új, korábbi-tól eltérő megállapítás, értelmezés. Amikor ezeket vitára bocsátjuk, észrevételt, kritikát várunk arra nézve, hogy a felvázoltak szerint helyes úton járunk-e. Vigyáztunk-e eléggé egyrészt arra, hogy az új szemlélet felé hajló elfogultság ne ragadjon túlzásba a régi elgondolások elvetésénél, másrészt hogy nem építettünk-e be olyan örökséget, ami általános elképzeléseinkkel már nincs összhangban?

IRODALOM

- ABICH, H. 1882: Geologie des Armenischen Hochlandes. Westhälfte. — Wien. Hölder. pp. 1—478.
- BEMMELEN, R. W. VAN 1961: Volcanology and geology of ignimbrites in Indonesia, North Italy and the U.S.A. — *Geologie en Mijnbouw*. **40**, pp. 399—411.
- BOER, J. C. DEN 1957: Étude géologique et paléomagnétique des Montagnes du Couron (Ardèche, France). — *Geologica Ultraiectina*. No. 1. pp. 1—64.
- BORDET, P. 1958: À propos des „ignimbrites”. — *Comptes Rendus des Séances de la Soc. Géol. de France*, No 4. pp. 77—80.
- COOK, E. F. 1957: Stratigraphic and structural utility of layered volcanic rocks. — *Congr. Geol. Internat. XX. Session. Seccion I*. 1. pp 189—203.
- CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. — NYÍRÓ M. R. — BÁLDI T. 1961: Előzetes jelentés a Tokaji-hegységi, 1961. V. 25 — VI. 2. közötti gyűjtőút anyagának feldolgozásáról és kiértékeléséről. — *Földt. Int. Adattár. Kézirat*.
- EINARSSON, T. 1957: Magneto-geological mapping in Iceland with the use of a compass. — *Advances in Physics*. **6**. pp. 232—239.
- EINARSSON, T. — SIGURGEIRSSON, TH. 1955: Rock magnetism in Iceland. — *Nature*. **175**. p. 892.
- ELLIOT, R. B. 1956: The Eskdalemuir tholeiite and its contribution to an understanding of tholeiite genesis. — *Min. Mag.* **31**. 245—254.

- FENNER, C. N. 1923: The origin and mode of emplacement of the great tuff deposit of the Valley of Ten Thousand Smokes. — Nat. Geogr. Soc. Contr. Techn. Papers. Katmai Series No. 1. pp. 1—74.
- FENNER, C. N. 1948: Incandescent tuff-flows in southern Peru. — Bull. Geol. Soc. Am. **58**. pp. 879—893.
- FRITS J. 1963: A végardói termális vonal. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. pp. 506—515.
- GRANGE, L. I. 1937: Geology of the Rotorua-Taupo subdivision. — Bull. New Zealand Geol. Survey. **37**. pp. 1—138.
- GYARMATI P. 1961: Vulkáni kőzetminősítés problematikája Tokaji-hegységi példákon. — Földt. Közl. **91**. pp. 374—381.
- GYARMATI P. 1963: A Tokaji-hegység D-i részének andezitfajtái. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. pp. 485—492.
- HAJÓS M. — PÁLFALVY I. 1963: A Tokaji-hegység harmadidőszaki mikro- és makroflórája. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. pp. 517—534.
- IDDINGS, I. P. 1909: Igneous rocks. — New York. Wiley. pp. 1—464.
- ILKEYNÉ PERLAKI E. 1961: Vulkáni hipo- és metaelváltozások andezit—riolittufa érintkezésén Tokaji-hegységi példákon. — Földt. Közl. **91**. pp. 382—390.
- ILKEYNÉ PERLAKI E. — BARABÁSNÉ SERÉNYI E. 1963: A horzsakő fogalma, szöveti jellege és genetikája. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. pp. 535—555.
- KOSZTJUK, V. P. 1961: Geologo-petrograficeszkij narisz magmatizmu Karpát. — Akad. Nauk. Ukrainszkoj SzSzR Inszt. Geol. Korisznik Kopolin. Kiiv. pp. 1—158.
- KÓZU, S. 1934: The great activity of Komagataké in 1929. — Tschermak's Min. u. Petr. Mitt. **45**. pp. 133—174.
- MARSHALL, P. 1935: Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. — Transact. Royal Soc. (New Zealand). **64**. pp. 323—366.
- MARSHALL, R. R. 1961: Devitrification of natural glass. — Bull. Geol. Soc. Am. **72**. pp. 1493—1520.
- MATUMOTO, T. — ISIKAWA, T. — MINATO, M. 1956: Some problems of welded lava and welded tuff related with sunken calderas in Japan. — Proc. VIII. Pacific Sc. Congr. Philippines. Part 1. pp. 130—138.
- MAUCHER, A. 1960: Der permische Vulkanismus in Südtirol und das Problem der Ignimbrite. — Geol. Rundsch. **49**. 2. pp. 487—497.
- MOLNÁR J. 1961: Tortónai és szarmata képződmények jellege és szerkezeti alakulása a Tokaji-hegység ÉK-i részén. — Földt. Közl. **91**. pp. 397—404.
- MOLNÁR J. 1963: A Tokaji-hegység D-i részének szerkezeti felépítése. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. pp. 493—503.
- PANTÓ G. 1961a: Beszámoló a vulkáni hegységek kutatásának időszerű kérdéseiről tartott vitautalásról. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58-ról, pp. 525—547.
- PANTÓ G. 1961b: Az ignimbrit-kérdés alakulása és magyarországi vetülete. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. **29**. pp. 299—332.
- PANTÓ G. 1963: Ignimbrites of Hungary with regard to their genetics and classification. — Bull. Vulc. **25**. pp. 175—181.
- PABST, A. 1928: Observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. — Bull. Dept. Geol. Sc. Univ. Calif. **17**. 10. pp. 325—386.
- RITTMANN, A. 1960: Vulkane und ihre Tätigkeiten. — 2. Aufl. Stuttgart, Enke. pp. 1—336.
- ROCHE, A. 1959: Volcans et magnétisme en Basse-Auvergne. — Revue des Sciences Nat. d'Auvergne. Nouv. Ser. **25**. pp. 147—158.
- ROSS, C. S. — SMITH, R. L. 1961: Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. — Geol. Surv. Prof. Paper. 366. pp. 1—81.
- RUTTEN, M. G. — EVERDINGEN, R. O. VAN 1961: Rheoignimbrite of the Ramnes volcano, Permian, Oslo Graben. — Geologie en Mijnbouw. **40**. pp. 49—57.

- SIGURGEIRSSON, TH. 1957: Direction of magnetization of Icelandic basalts. — *Advances in Physics*. **6**. pp. 240–246.
- SIRINYAN, K. G. 1961: Ignimbitü i tufolavü. — *Trudü Lab. Vulk. Vüp.* **20**. pp. 47–58.
- STEINER, A. 1960: Origin of ignimbrites of the North Island, New Zealand: a new petrogenetic concept. — *Bull. New Zealand Geol. Survey.* **63**. pp. 1–42.
- SZABÓ J. 1886: Selmecz környékének geológiai viszonyai. — *Selmecbánya. Joerges.* pp. 1–88.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. — *Földt. Közl.* **88**. pp. 171–200.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959a: A magmás kőzetek rendszerének új elvi alapjai. — *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.* **23**. pp. 385–410.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959b: A magmás kőzetek genetikai rendszere. — *MTA Geokémiai Konferenciája*. **1**. pp. 16–26.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1960: A genetical system of igneous rocks. — *Congr. Geol. Internat. XXI. Session. Rept.* **13**. pp. 287–294.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1962: Computation of the water-economy of hypo- and endometa-magmatites. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **7**. **2**.
- VLODAVEC, V. I. 1961: Problema tufolav i ignimbitov. — *Trudü Lab. Vulk.* **20**. pp. 11–23.
- WEYL, R. 1954: Die Schmelztuffe der Balsamkette (Beiträge zur Geologie El Salvadors). — *Neues Jahrb. Geol. Pal. Abh.* **99**. pp. 1–32.
- ZAVARITSKY, A. N. 1946: On the Quaternary volcanic tuffs of Armenia. — *Reports Acad. Sc. USSR.* **53**. **8**. pp. 729–737.

GEOLOGICAL INVESTIGATIONS IN THE TOKAJ MTS, 1961

[by]

G. PANTÓ

During the last four years a detailed petro-geological study has been accomplished on the southern part of the Prešov (Czechoslovakia)-Tokaj volcanic range (1276 sq. kms) called Tokaj Mts. In the course of these investigations it turned out that the comprehensive geological-volcanological evaluation of the mountain based on the concept of transvaporization introduced by E. SZÁDECZKY-KARDOSS necessitates a thorough delimitation and re-determination of volcanic phenomena and formations. In the following chief results of the Tokaj-group's recent work are summarized with special emphasis on clearing up basic concepts and principles.

Acid and intermediate volcanisms interchanging in time reveal antagonistic features. The former, *rhyolitic* one can be characterized as follows: 1. Preponderance of pyroclastic formations. 2. Dominance of superficial volcanic activity. 3. Increase of thickness connected with intercalation of new members of the flood-tuff sheets — common with adjoining territories — on the mountain's area. 4. Extreme variability of hypomagmatites (lava and foam-lava products) of local distribution. 5. Lack of orthomagmatites. 6. High-temperature postvolcanic alterations.

Features of intermediate, *andesitic* volcanism: 1. Inconspicuous quantity of pyroclastic formations. 2. Important rôle of hidden (subsurface) volcanism. 3. Dominance of orthomagmatites. 4. Sial-contamination of the andesitic magma in shallow depth through: a) formation of hypomagma, b) hybridism of partial rock-melt, c) prometasomatism. 5. Metasomatic alterations with formation of a) metavolcanites and b) hydrothermalites. 6. Low-temperature postvolcanic activity.

Differences between the two kinds of volcanism are due to different degrees of sial-contamination. Rhyolitic or rhyodacitic composition is reached only by hypomagmas yielding flood-tuffs by large-scale (incipient) explosions or restricted lava-, foam-lava or ash-shower formations by succeeding activity. Andesitic volcanism preserves more closely the original composition of the „buoyant blister” of magma. Local contamination due to transvaporization takes place only near the surface. Its kind depends on the phase of interaction: 1. near-contact hypomagma is formed if the chief crystallization did not start before transvaporization set in, 2. if the latter is acting in later stages, either hybridization of the liquid phase takes place producing a rock of ground mass incongruent with its phenocrysts, or 3. the composition of the half-way consolidated rock is entirely changed by prometasomatism.

The outlines of the new geological-volcanological reconstruction are based on stratigraphic, paleogeographic and tectonic analysis brought in complete agreement with petrogenetic data. In establishing age relations between igneous body and wall-rock devolatilization data (SZÁDECZKY-KARDOSS 1962) are employed. For a reliable detection of the volcanic edifices palaeomagnetic measurements are carried out.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ТОКАЙСКИХ ГОРАХ, В 1961 Г.

Г. ПАНТО

В течение последних четырех лет в южной части вулканической гряды Прешов (Чехословакия) — Токай, известной под названием „Токайские горы” (1276 км²), были проведены детальные петро-геологические исследования. При этих исследованиях выяснилось, что всеобъемлющая геолого-вулканологическая оценка Токайских гор, основанная на теории трансвaporизации, выдвинутой Э. САДЕЦКИ-КАРДОШШОМ, требует тщательного разграничения и повторного определения вулканических явлений и образований. В нижеследующем подводятся итоги работ, выполненных

в последнее время сотрудниками Токайской исследовательской партии, способным вниманием на выяснение основных концепций и принципов.

Кислый и средний вулканизмы, чередующиеся во времени, обнаруживают антагонистические признаки. Первый, *риолитовый* вулканизм может быть охарактеризован следующим образом: 1. Преобладание пирокластических образований. 2. Господство поверхностной вулканической деятельности. 3. Увеличение мощности, связанное со включением новых членов поточно — туфовых покровов — общих с совпредельными областями — на территории Токайских гор. 4. Необычайное разнообразие гипоматитов (продукты лавы и пенистой лавы) местного распространения. 5. Отсутствие ортомагматитов. 6. Высокотермальные поствулканические превращения.

Признаки среднего, *андезитового* вулканизма: 1. Незначительное количество пирокластических образований. 2. Важная роль скрытого (подземного) вулканизма. 3. Преобладание ортомагматитов. 4. Сиалическая контаминация андезитовой магмы в неглубоких впадинах: а) образование гипоматитов, б) гибридность частичного расплава пород, в) прометасоматизм. 5. Метасоматические превращения с образованием а) метавулкаников и б) гидротермалитов. 6. Поствулканическая деятельность низкой температуры.

Различия между обеими разновидностями вулканизма обусловлены разной степенью сиалической контаминации. Риолитового или риодацитового состава достигают только гипоматиты, доставляющие поточные туфы путем крупных (начальных) эксплозий или же, в подчиненной мере, образования лавы, пенистой лавы или бурных выбросов пепла в последующих фазах деятельности. Андезитовый вулканизм более четко сохраняет первоначальный состав легкоплавких пузырьков магмы. Локальная контаминация, обусловленная трансвапоризацией, имеет место лишь в близости поверхности. Характер ее зависит от фазы взаимодействия: 1) приконтактная гипоматит образуются, если главная кристаллизация не началась раньше начала трансвапоризации, 2) если последняя действует в более поздних стадиях, то либо имеет место гибридная жидкой фазы, создающая горную породу, основная масса которой не вяжется с ее фенокристаллами, либо 3) состав недоконсолидированной горной породы полностью изменяется прометасоматизмом.

Схема новом геолого-вулканогического реконструкции основана на стратиграфическом, палеогеографическом и тектоническом анализе, совершенно согласованных с петрогенетическими данными. Для установления возрастных соотношений между магматическим телом и вмещающей породой используются данные девольтилизации (САДЕЦКИ-КАРДОШШ, 1962). В целях надежного выявления вулканических сооружений выполняются палеомагматические измерения.



A TOKAJI-HEGYSÉG DÉLI RÉSZÉNEK ANDEZITFAJTÁI

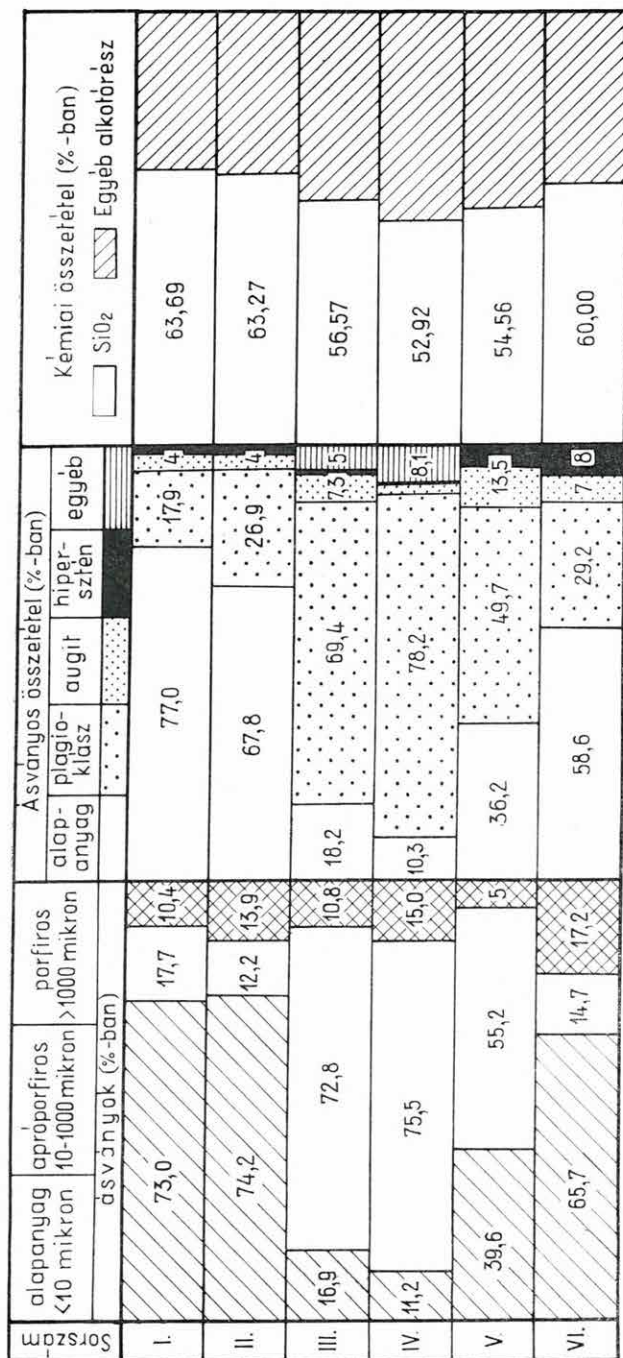
Írta: GYARMATI PÁL

A Tokaji-hegység déli részének fiatal harmadidőszaki vulkáni képződményei között nagy szerepet játszanak az átmeneti jellegű, dacitos és andezites összetételű kőzetek. Míg a Szerencsi Sziget-hegységben ezek csak egy kisebb foltban ismertek, addig a Tokaji-hegység déli részén (tehát a Bodrogolaszi—Komlóska—Baskó—Boldogkőváralja vonaltól délre fekvő területen) közel 200 km² területet borítanak. Néhány nagyobb mélységű fúrás adatai alapján valószínű, hogy felszín alatti kiterjedésük még jelentékenyebb.

E kőzetek képződése az említett területen kétségtelenül a szarmata emelet középső és felső részére tehető. Fekvőjük a hatalmas vízszintes elterjedésű és több száz métert meghaladó vastagságú, rendkívül változatos összetételű riolittufaösszlet, mely egyben a hegység bázisát is alkotja. A riolittufaösszletből az átmenetet a fedő andezit felé, változó vastagságú vegyes tufaszint jelzi, mely a riolitos és andezites vulkáni tevékenység egyidejű, párhuzamos működésére utal. A kétféle tufaanyag keveredésétől függően többször váltakozó, változatos összetételű vegyes tufa képződött. A hegység peremén ez a szint jól végigkövethető. Hercegkútnál a szarmata emeletbe tartozását kővületek igazolják. A hegység déli részén kissé kiemelt helyzetben megtalálható Erdőbényénél (Ösztvér, Sáreczky gödör), Szeginél (Cigányhegy, Nyerges), Tállyán (Köveshegy, Dobogó), Abaujszántón (Csipkés), mindenhol közvetlenül az andezit fekvőjeként. A vegyes tufa képződésével egyidejű és az azt követő erózió eredeti vastagságát jelentősen csökkentette. A rövid idejű tufaszórást követő andezitláva ugyanis gyakran nem a vegyes tufára, hanem közvetlenül a riolittufaösszletre települ.

Ez, a hegység jelenlegi felszínének kialakításában is döntő jelentőségű, hatalmas kiterjedésű lávaömlés közel egyidejű, nagyarányú vulkáni működéshez kapcsolódik és egyetlen magmakamra termékének tekinthető, változatos szöveti, ásványtani és kémiai összetétele ellenére is.

Szöveti, ásványos és kémiai összetétele szerint (közel 300 vékony-szolat vizsgálata és 70 kémiai elemzés alapján) nagyvonalúan három fő típusa különböztethető meg.



I. ábra. A tokaji-hegységi dácit- és andezitfajták összehasonlító diagramja

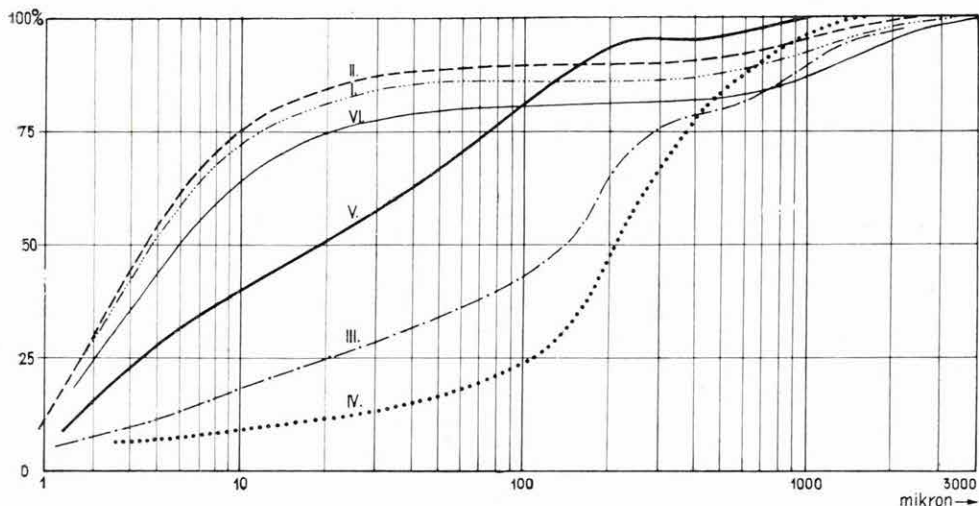
Jelmegjelölés: I. piroxéndácit — Tokajhegy (Nagyhegy); II. piroxéndácit — Gigányhegy; III. piroxéndácit — Tállyai Kopaszhegy; IV. piroxéndácit — Mád 23. furás; V. piroxéndácit — Szokolya; VI. általános típus

Fig. 1. Comparative diagram of the dacitic and andesitic rock varieties, Tokaj Mts.
Explanation: I. pyroxene dacite — Tokajhegy (Nagyhegy); II. pyroxene dacite — Gigányhegy; III. pyroxene andesite — Kopaszhegy near Tállyai; IV. pyroxene andesite — drilling No 23 of Mád; V. pyroxene andesite — Szokolya; VI. general type

Рис. 1. Сравнительная диаграмма разновидностей дациитов и андезитов Токайских гор

Легенда: I. пироксеновый дациит — гора Токай (Надьхедь); II. пироксеновый дациит — гора Циганьхедь; III. пироксеновый дациит — гора Копасхедь в с. Таллы; IV. пироксеновый андезит — скважина Мад 23; V. пироксеновый андезит — Соколья; VI. общий тип

A Tokajhegy (Nagyhegy) és Cigányhegy *piroxéndácitból*; a tállyai Kopaszhegy, az erdőbényei lakkolit, a Mád 23. fúrás 0—225 m-ig terjedő része és az erdőbényei Szokolya *bázisos piroxénandezitből*; délen a Pipiszetető, Hollóstető és Molyvás, Sima mellett a Nagykorsós tömege és a Tolcsvától keletre fekvő terület *savanyú piroxénandezitből* áll. A felsorolt típusok közötti összefüggéseket vázlatosan az 1. ábra szemlélteti. Ebből látható, hogy a legnagyobb kiterjedésű savanyú piroxénandezit („általános típus”) szövete, ásványos és kémiai összetétele igen közel áll a piroxéndácitához. Ugyancsak ez olvasható le a kristályossági-fok diagramról is (2. ábra).



2. ábra. Kristályossági-fok diagram. (Jelmagyarázatot l. az 1. ábránál)

Fig. 2. Diagrams of crystallinity (granulometry). (Explanation see fig. 1.)

Рис. 2. Диаграмма степени кристаллизации. (См. легенду к рис. 1.)

A piroxéndácit szemcsenagysági összetételében — hialopilites, pilotaxitos, vitro-porfíros alpanyagának és porfíros szövetének megfelelően — uralkodik az üveges, vagy mikrolitos alpanyag, alárendeltek az idiomorf fenokristályok. Általánosan érvényes szabályszerűség, hogy az utóbbiak mennyiségének növekedésével párhuzamosan nő egy vulkáni kőzet bázisossága. A bázisos piroxénandezitre a mikroholokristályos porfíros, interszertális szövet jellemző. A tállyai Kopaszhegy piroxénandezitjének pilotaxitos interszertális szövetében legnagyobb arányban (72,8 %) szerepel a 200, 400 és 800 mikronos szemnagyság; a mádi 23. fúrás piroxénandezitjének jól kristályosodott középső részében 75,5%-ot tesz ki a 200 és 400 mikronos szemnagyság; végül a Szokolya piroxénandezitjében az apróporfíros, 800 mikronos szemnagyság az uralkodó (55,2%). Mindhárom piroxénandezitben 5–15% a porfíros, 1000 mik-

ronnál nagyobb ásvány szemek mennyisége. A savanyú piroxénandezitben a hialopilités, pilotaxitos alapanyag aránya 65,7%, az apróporfíros ásványoké 17,2%. A savanyúbb, riódácitos típusoknál gyakori a szferolitos, perlites, fluidális üveges alapanyag. Ezek többnyire amfibolt is tartalmaznak.

Szemcsenagysági összetétele alapján, a Mád 23. fúrás bázisos piroxénandezitjének kivételével, az említett típusok mindegyike felszínre ömlött vulkáni kőzetet képvisel. Az erdőbényei andezitbánya klasszikusnak ismert lakkolítja és a Mád 23. fúrás piroxénandezitje – nagyobb kristályossági fokának megfelelően – szubvulkáni képződmény. A piroxéndácit, a savanyú és bázisos piroxénandezit hasonló ásványos összetétele e kőzetfajták azonos eredetére utal.

Plagioklász, augit, hipersztén, alárendelten amfibol, kvarc, biotit a porfíros, mikroszkóppal is meghatározható ásványok. A földpát bázisos labradorit (An 52–56) összetételű, zónás plagioklász, belső, bázisos maggal, savanyú szegéllyel (An 52–30); illetve savanyú oligoklász-andezin (An 28–32) összetételű. Gyakran zárványosak, albit-ikerlemezesek. A színes ásványokban gazdag kőzetfajták hiperszténje között gyakori a dúsabb vastartalmú, gyengén pleokróos, olivinszerű változat. Az amfibol közönséges zöld, alárendelten barna változata is ismert. Az ásványok közül a bázisos plagioklász, az augit és hipersztén ortomagma; a savanyú plagioklász, az amfibol, kvarc és biotit viszont hipomagma eredetű.

Mind a szemnagysági összetételben, mind az ásványos összetételben fokozatos átmenetek figyelhetők meg a bázisos andezit és a piroxéndácit között (1. ábra). A Szokolya piroxénandezitje képviseli az átmenetet a savanyú piroxénandezit általános, uralkodó típusán keresztül a Tokajhegy (Nagyhegy) kvarcot is tartalmazó piroxéndácitjáig.

A piroxéndácitban és az andezitben is igen gyakoriak a 800–1000 mikron nagyságú, labradorit-plagioklászából, hiperszténből és augitból álló csomók, melyek a kőzet intratellurikusan kivált ásványait képviselik. Ilyen autogén zárványokban különösen gazdag a Tokajhegy (Nagyhegy) kőzete. A gyakran 10–15 cm átmérőjű zárványok savanyú plagioklászából, amfibolból, magnetitből, augitból és hiperszténből állanak.

Az egyes kőzetfajták *kémiai összetételének* középértékei összhangban vannak a szemcsenagysági és az ásványos összetételből kapott eredményekkel (lásd a táblázatot).

A piroxéndácit és a piroxénandezit elkülönítését a kémiai elemzések is indokolják, bár közös eredetük, egyetlen magmakamrából való származásuk kétségtelen.

A kiinduló törzsmagma összetétele a bázisos piroxénandezit összetételéhez (52–54% SiO₂) állhatott közel. A mélységben, hosszas differenciációs érlelődés után, felszínre jutása közbeni kontamináció útján kémiai és ásványos összetétele savanyúbbá vált, szövete átváltozott.

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO ₂	63,69%	63,27%	56,57%	52,92%	54,56%
Al ₂ O ₃	16,25%	17,65%	18,65%	19,44%	17,52%
Fe ₂ O ₃	2,64%	3,26%	2,44%	1,21%	1,84%
FeO	2,41%	1,40%	5,85%	5,32%	4,90%
MnO	0,14%	0,08%	0,11%	0,17%	0,14%
MgO	1,81%	0,64%	2,42%	2,08%	5,82%
CaO	4,54%	3,84%	6,27%	7,71%	9,16%
Na ₂ O	2,98%	3,95%	3,35%	2,80%	2,37%
K ₂ O	3,11%	2,38%	1,87%	2,23%	1,39%
TiO ₂	0,55%	0,67%	1,23%	0,78%	0,77%
P ₂ O ₅	0,17%	0,30%	0,22%	0,28%	0,19%
CO ₂	0,04%	0,17%	0,98%	2,06%	0,14%
H ₂ O ⁺	1,30%	1,94%	0,66%	2,06%	1,01%
H ₂ O ⁻	0,64%	1,40%	0,16%	0,83%	0,59%

I. Piroxéndácit, Tokajhegy (Nagyhegy)

II. Piroxéndácit, Cigányhegy

III. Piroxénandezit, Tállya, Kopaszhegy

IV. Piroxénandezit, Mád 23. fúrás

V. Piroxénandezit, Erdőbénye, Szokolya

Savanyúbb kőzetek transzaporizációs beolvasztása mellett bizonyít a piroxéndácit elsődleges sávós (slíres) szerkezete is [Tokajhegy (Nagyhegy), Cigányhegy], melyben kétféle üvegfázis szételegyedése ismerhető fel. A kontaminációban valószínűleg döntő szerepe lehet a nagyvastagságú feké riolittufának. Ebből származhatnak a piroxéndácit gyakori rezorbeált kvarc- és savanyú földpát-töredékei, és egyes slírek törmelékes szerkezete is erre utal. A magmafejlődés irányát jelzi a plagioklászok összetétele is. A bázisosak az eredeti piroxénandezites, a zónások az átmeneti, a savanyú plagioklászok pedig a differenciáción, kontamináción keresztülment végső kőzetösszetételnek megfelelő állapotot rögzítették. A savanyú kőzetolvadék felszínrejutása megelőzte a bázisosét. A lávaárak alsóbb részei ugyanis savanyúbbak, üvegben gazdagabbak, porfíros ásványai nagyrészt savanyú plagioklászok, színes elegyrészei leginkább csak az amfibol és biotit, mint transzaporizációs, víztartalmú ásványok. A felsőbb részeken — a magmakamra mélyebb szintjeinek megcsapolása következtében — háttérbe szorult az üveg, s mikrolitokban, bázisos plagioklászokban, augitban és hiperszténben gazdagabb, bázisos andezit képződött.

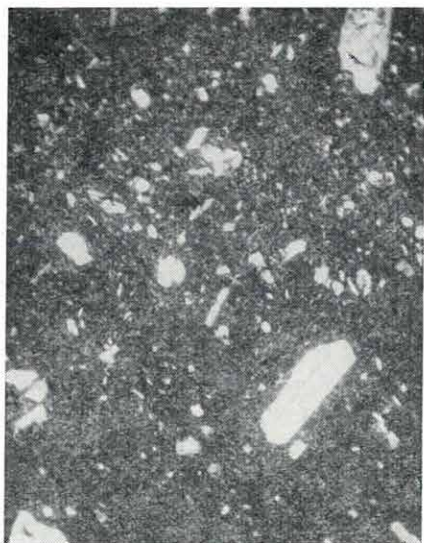
A bemutatott orto- és hemiortovulkáni kőzetfajták mellett igen gyakoriak a meta-elváltozáson keresztülment dácit- és andezitváltozatok, amilyen például a lávaárak aljának pseudoagglomerátumosodott része, az oxi- és hidrováltozatok.

I. Tábla — Plate I. — Таблица I.

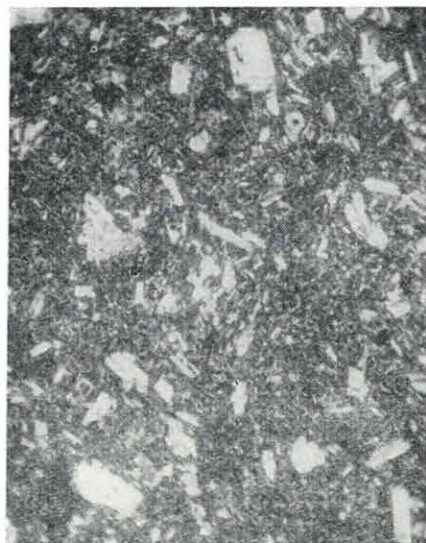
1. Piroxéndácit. Tokajhegy (Nagyhegy). (+ Nic; 15 ×)
2. Piroxénandezit. Tállya, Kopaszhegy. (+ Nic; 15 ×)
3. Piroxénandezit. Mád, 23. fúrás. (+ Nic; 15 ×)
4. Piroxénandezit. Erdőbénye, Szokolya. (+ Nic; 15 ×)

1. Pyroxene dacite. Tokajhegy (Nagyhegy). (+ nic. 15 ×)
2. Pyroxene andesite. Kopaszhegy near Tállya. (+ nic. 15 ×)
3. Pyroxene andesite. Drilling No 23 of Mád. (+ nic. 15 ×)
4. Pyroxene andesite. Szokolya near Erdőbénye. (+ nic. 15 ×)

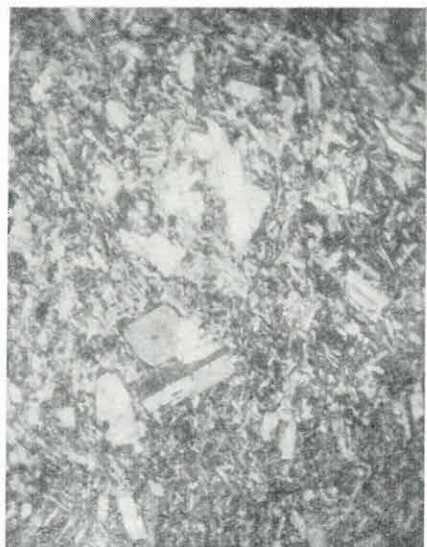
1. Пироксеновый дацит. Гора Токай (гора Надъхедь). (Скрешенные николи; 15 ×)
2. Пироксеновый андезит. Талья, гора Копасхедь. (Скрешенные николи; 15 ×)
3. Пироксеновый андезит. Мад, скважина 23. (Скрешенные николи; 15 ×)
4. Пироксеновый андезит. Эрдебенье, Соколья. (Скрешенные николи; 15 ×)



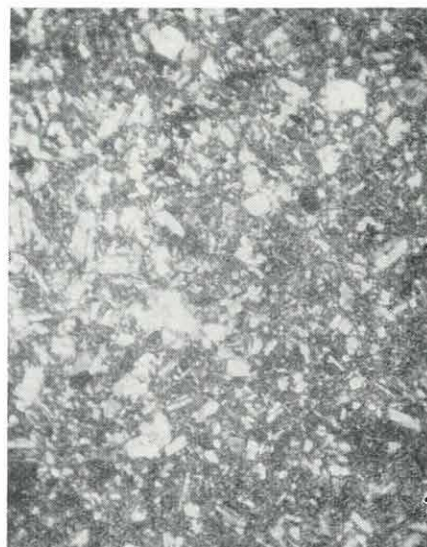
1



2



3



4

ANDESITE VARIETIES OF THE SOUTHERN PART OF TOKAJ MTS (NO-HUNGARY)

by
P. GYARMATI

On the base of the detailed mineralogical and chemical analyses of igneous rocks made in connection with the geologic mapping in the southern part of Tokaj Mts following 6 principal varieties of andesitic rocks have been distinguished (see fig. 1).

Gradual transitions from basic to acid types have been traced both mineralogically and chemically. Basic plagioclase, augite, hypersthene have been found characteristic of orthomagmatic processes, while hypomagmatic ones seem to be accentuated by presence of acid plagioclases, amphibole, quartz and biotite. Quantity of phenocrysts is greatest in the most basic members and decreases gradually with growing acidity.

РАЗНОВИДНОСТИ АНДЕЗИТОВ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТОКАЙСКИХ ГОР (СЕВЕРОВОСТОЧНАЯ ВЕНГРИЯ)

П. ДЪЯРМАТИ

В южной части Токайских гор, в связи с геологосъемочными работами было выделено 6 главных типов андезитовых пород, судя по данным детальных минералогических и химических анализов (см. рис. 1).

При этом наблюдаются постепенные переходы между основными и кислыми типами, как в минералогическом, так и в химическом отношении. Для ортомагматических процессов характерны основные плагиоклазы и гиперстены, в то время как гипомагматические процессы доказываются наличием кислого плагиоклаза, амфибола, кварца и биотита. Количество фенокристаллов является наибольшим в основных членах ряда и постепенно уменьшается по мере увеличения кислотности.

A TOKAJI HEGYSÉG DÉLI RÉSZÉNEK SZERKEZETI FELEPÍTÉSE

Írta: MOLNÁR JÓZSEF

A kárpáti közbenső tömeg É-i vulkáni rendszerének K-i határtagja az É—D-i szerkezeti megszabottságú Eperjes—(Prešov)—Tokaji-hegység. Ennek hazai területre eső déli tagja a Tokaji-hegység. Fontos tisztáznunk, hogy a túlnyomóan vulkáni képződményekből álló Tokaji-hegység időrendi és szerkezeti alakulása hogyan kapcsolódik, illetve miként kapcsolható össze környezetével? A kérdést elsősorban rétegtani vonatkozásban kell áttekintenünk, hogy az üledékfolytonosságot, illetve annak megszakadását a szerkezeti elemzés síkjára tudjuk vetíteni.

Mai ismereteink szerint a hegység karbon és triász aljzatú, homokkő-, agyagpala és csillámos pala (Felsőregmec), illetve mészkő és dolomit (Sárospatak 5. sz. fúrás) kifejlődésű. A triástól a középső-miocénig a földtani jelenségek nem nyomozhatók, valószínűleg a jelenkori aljzat kiemelkedett szárazulat volt. A tortónai emelet makro- és mikrofaunával igazolt, agyagos, homokos üledékei már a vulkánosság előhírnökeiként megjelenő vékonyabb-vastagabb andezites és riolitos anyagú rétegeket zárnak magukba. Az erősödő vulkánosság termékei fokozatosan elnyomták a tengeri üledékképződést, az egykori tortónai tenger lagunákra, öblökre tagolódva fokozatosan lefűződött, kiédesedett.

A vulkánosság paroxizmusa és térszínformáló hatásának maximuma már a szarmata emelet idejére esik. Az egykori vulkáni formák részben denudációs, részben pedig szerkezeti okok következtében eltűntek, és mai vizsgálatainkat csak a megmaradt hegységroncsokra korlátozhatjuk. Szerkezeti megfigyeléseink kizárólag a hegység területén megállapítható viszonyokra szorítkoznak, de végső fokon a további kapcsolatok keresését sem hanyagoljuk el.

A hegység szerkezetének alakulására a vulkánosság nyomta rá a bélyegét, amely részben a meglevő szerkezeti vonalak mentén tört utat, részben pedig új szerkezeti vonalakat alakított ki. Az egész hegység három andezit- és ugyanannyi riolitterületrésze tagolódik. E területrészek közt az általános elterjedésű riolitos piroklasztikum létesít kapcsolatot. A riolit- és andezittömegek mind az É-i, mind a D-i területen ÉNy—DK-i

csapást mutatnak. A D-i területen az É-i-hoz viszonyítva a lávatakarók sokkal tagoltabbak.

Beszámolóinkban a hegység D-i felében végzett megfigyeléseinkről kívánunk számot adni. Célkitűzésünk az volt, hogy felmérjünk és számba vegyünk minden olyan adatot, amely a szerkezeti kép kialakítását elősegíti. Miután határozott szerkezeti vonalak csak a legkritkább esetben észlelhetők, ezért a kevés konkrét adat mellett közvetett módszerek alkalmazásával kellett a kérdést megközelíteni.

Számba vettük minden jelentős természetes és mesterséges feltárás litoklázis-, vetődés- és dőlésadatait. A több ezer adatot feltárásonként kördiagramban ábrázoltuk, majd az átlagértékeket térképen rögzítettük. A mért vetődések egyértelműen értékelhetők. A vulkáni kőzeteken mért dőlési adatok azonban csak megfelelő mérlegelés után fogadhatók el szerkezeti adatként, mert pl. a riolittufában mért dőlés nem mindig a rétegek kibillenését tükrözi, hanem esetenként a szórásrészű rézsűjét. Erre tanít bennünket a füzérkumlósi tufafeltárás, ahol 15° – 20° -os dőlésű riolittufapadok — a bennük levő 8–10 m magas, függőlegesen álló, szenesedett fatörzsek tanúsága szerint — nem tektonikus helyzetűek, hanem a szórásrészűnek megfelelően helyezkednek el. Ezzel szemben az andezit-lávafolyásokban tapasztalható, vékony, sírű, közel párhuzamos elrendeződésű sávok tulajdonképpen lamináris irányok, s az eredeti folyási szerkezetet tükrözik. PHILIPP, H. (1936) ezeket a sávokat „vénáknak” nevezi és a Vezuv példáján mutatja be. E „vénák” a Tokaj-hegy (Nagyhegy) csaknem minden feltárásának kőzeteiben megjelennek, a lávafolyások irányának megállapítására nagyon jól felhasználhatók (1.



1. ábra. „Vénák” a tokaji Patkó-bánya piroxénandezitjében. (Foto: MOLNÁR J.)

Abb. 1. „Adern” im Pyroxenandesit der Tokajer Patkó-Grube

Рис. 1. „Вены” в пироксеновых андезитах токайского карьера Патко

ábra). A litoklázisok és dia-klázisok értékelése elsősorban magmatektonikai szempontból lényeges és csak másodszorban várhatunk belőle szerkezeti adatokat.

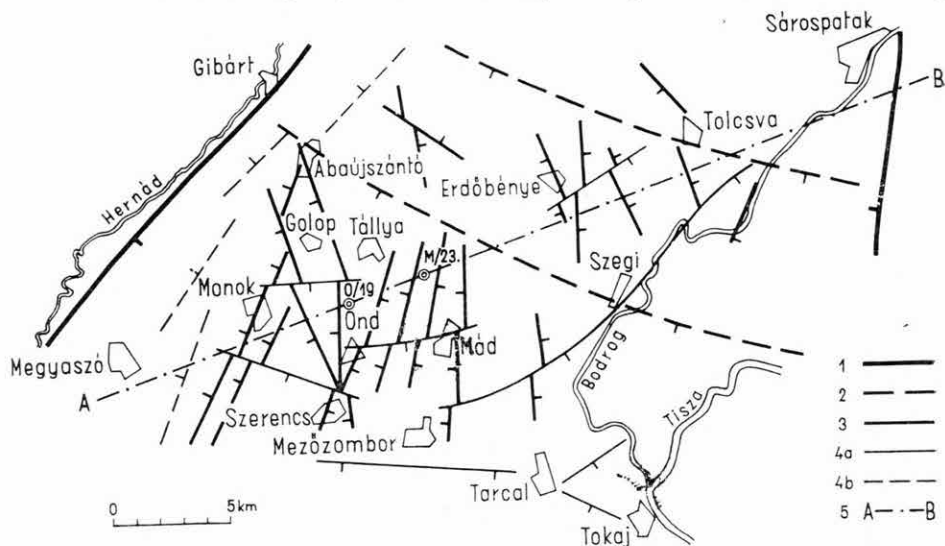
Csak menetközben alakult ki a kőzetrepedés-sűrűség vizsgálatának jelentősége. Ezen egy m^2 kiterjedésű számban álló kőzet felületén észlelhető lapos, illetve meredek dőlésű repedések számát értjük, ahol az előbbi horizontális (S_H), az utóbbi pedig vertikális (S_V) sűrűségnek neveztük. A repedés-sűrűség számszerű növekedése jól jelzi a tektonikai

igénybevétel mértékét. A szerkezeti elemzés keretében megvizsgáltuk azt a kérdést is, hogy a hegység peremén levő, részben negyedkori takaróval fedett kisebb andezitkúpok szubvulkáni formák-e vagy sem.

A hegység Ny-i oldalán a — már több szerző által kimutatott — Hernád-vonal, a K-i oldalon pedig a Zempléni Sziget-hegység Ny-i peremén húzódó gálszécsi törésvonal a két legfontosabb szerkezeti elem. Ez utóbbi szerkezeti vonal hazánk területére való átnyúlását eddig is feltételeztük, az 1961-ben lemélyített kisvárdai vízkutató fúrás által 1000 m mélységben, pannóniai képződmények alatt elért riolit-piroklasztikum valóban igazolta e feltevés jogosságát.

A Hernádtól Ny-ra a szendrő—rudabányai vonulatig pannóniai képződmények vannak a felszínen, ezek vastagsága és fekéje még ismeretlen. A K-i oldalon húzódó gálszécsi törésvonal a mai hegység határát s egyúttal mélybesüllyedését is jelzi (2. ábra).

A gálszécsi és a Hernád-vonal keletkezési idejét SENEŠ, J. (1956) a tortónai emelet elején jelöli ki és a stájer orogén szakasszal hozza kap-



2. ábra. A Tokaji-hegység D-i részének szerkezete

Jelmagyarázat: 1. Miocén előtti (legidősebb) szerkezeti vonalak. — Stájer fázis: 2. a vulkánosságot kiváltó tektonische vonalak; 3. a vulkánosság végén kialakult szerkezeti vonalak. — Rhodáni fázis: 4a. krájevi törések; 4b. feltételezett krájevi törések. — 5. Földtári szelvény iránya

Abb. 2. Bau des südlichen Teiles des Tokajer Gebirges

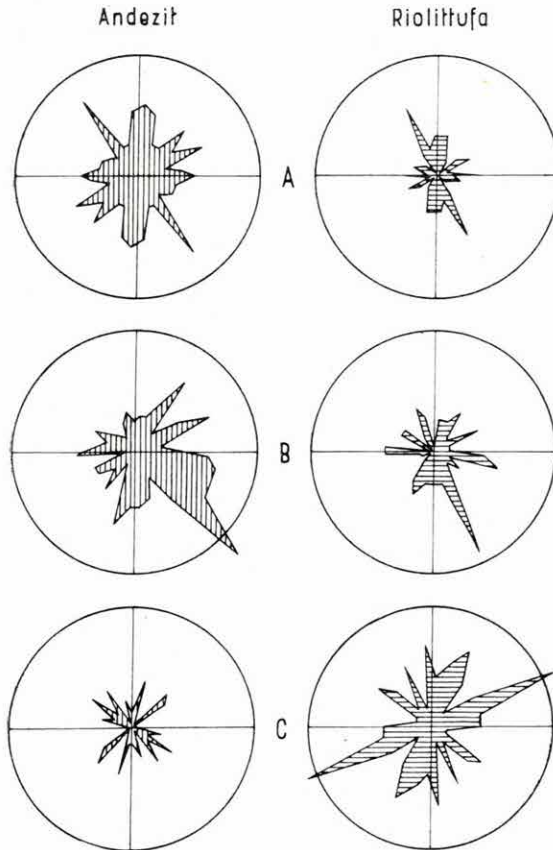
Zeichenerklärung: 1. Vormiocäne (älteste) tektonische Linien. — Steirische Phase: 2. den Vulkanismus auslösende tektonische Linien; 3. tektonische Linien, die sich am Ende des Vulkanismus ausgestaltet haben. — Rhodanische Phase: 4a. Randbrüche; 4b. vermutete Randbrüche. — 5. Richtung des geologischen Profils

Рис. 2. Структура Ю-ной части Токайских гор

Легенда: 1. Домiocеновые (древнейшие) структурные линии. — Штирийская фаза: 2. тектонические линии, обусловившие вулканическую деятельность; 3. тектонические линии, формировавшиеся в конце вулканизма. — Роданская фаза: 4a. краевые разломы; 4b. предполагаемые краевые разломы. — 5. Направление геологического разреза

csolatba. SZALAI T. (1960) a Hernád-törést az Alföldön áthúzódó és az Északi Kárpátokat is átszelő vonalként, ősi, prealpi eredetűnek tartja. Állítását a Keszthelytől a Hernád-vonalig ÉK—DNy-i irányba mutató gravitációs izogammáknak e vonaltól észak felé való elhajlásával támasztja alá. Ha figyelembe vesszük a hegység paleozóos és mezozóos aljzatának felépítését, továbbá azt a diszkordanciát, amely a mezozóikum és a miocén képződmények között fennáll, úgy SZALAI T. álláspontja a valószínűbb.

Véleményünk szerint a mai hegységet határoló két fontos szerkezeti vonal — eredetét tekintve — jóval miocén előtti lehet, de a földtani



3. ábra. Gyakorisági diagramok

Jelmagyarázat: A=kőzetrepedések csapásiránya; B=dőlési irány; C=vetődések csapásiránya

Abb. 3. Häufigkeitsdiagramme

Zeichenerklärung: A=Streichung der Gesteinsspalten; B=Fallrichtung; C=Streichung der Verwerfungen

Рис. 3. Диаграммы частоты

Легенда: А = простирания трещин в горных породах; В = направление падения; С = простирания сбросов

fejlődés folyamán többször feléledt. E két fontos szerkezeti vonalon kívül harántirányú elmozdulások is kialakultak, amelyek D felé irányuló süllyedést eredményeztek. E süllyedés változó ritmusa a szerkezeti vonalak megnyitásával, illetve összezárásával a vulkanizmus ütemét és hevességét hol fokozta, hol pedig lefékezte.

Amíg a hegység É-i és középső részén a szarmata üledékek felszínén vagy felszínközelségben vannak, addig dél felé Ondnál 218 m, Mádnál 523 m, Sajóhidvégnél 800 m, Nyíregyházánál 979 m; keleten Tisztabereknél 1212 m, Kisvárdánál pedig 1000 m mélységben található. (Bár az utóbb említett fúrások már messzebb esnek a hegységtől, ennek ellenére a süllyedést kétségtelenül bizonyítják.)

A szerkezeti vonalak — méréseink statisztikus értékelése szerint — három határozott csapásirányt követnek, ezek gyakorisági sorrendje: ÉÉK, ÉK és ÉNy (3. ábra).

Az ÉNy-i irányok gyakorisága — bár ezek a vul-

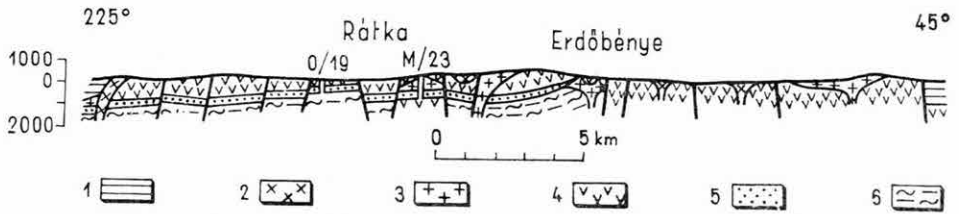
kánosságot kiváltó főirányok — csupán a harmadik helyen áll; ennek oka az, hogy kimutatásukhoz elfedettséjük miatt kevés a hozzáférhető, számszerű adat. Az ÉÉK-i irányok a leggyakoribbak, általában a vulkáni kitörések lezajlása után fellépő, utóvulkáni hatásokkal kapcsolatosak, aránylag kisebb elmozdulásokat eredményeztek. Gyakori e szerkezeti vonalak mentén a kovásodás, gejzirit- és kvarcítképződés. Az ÉK-i irányokat létrehozó mozgások már részben a pannóniai időszakra is átnyúlnak, különösen a peremi részekben uralkodók, a posztvulkáni hatás alárendelt vagy teljesen hiányzik.

Külön értékeltük az andezit és az alatta levő riolittufa szerkezeti helyzetét. A riolittufában mért vetődések csapásirányainak gyakorisága 10—20 fokos Ny felé mutató eltéréssel csaknem pontosan követi az andezittesteken átfutó vetősíkokat. A riolittufa szerkezetileg erősebben igénybe vett, mint az andezit. A vetőirányok megegyezése az andezittestek kialakulása utáni, újjáéledő tektonikájáról tanúskodik. A mérési adatokból mind a riolittufa, mind az andezit dőlési adatait külön is értékeltük. A riolittufa dőléseit a szórásrúpok rézsűjétől nem tudtuk szétválasztani, ezek tehát statisztikus értékeléseinket pozitív vagy negatív irányban némileg befolyásolhatják. A gyakorisági diagramon a DDK-i dőlésirány mutatkozik határozott maximumként, majd a K-i és a Ny-i irány jelentkezik mellékmaximumként. E statisztikus irányok főleg D, kisebb mértékben K és Ny felé mutató peremi töréseket jeleznek.

Az andezit padosságát, illetve lemezességének dőlési irányait is megmértük, ezek gyakorisága erősen kiugró maximummal DK, a mellékmaximumoké pedig D és ÉK felé mutat; jelezve a lávafolyások fő irányait. Ha e fő lávafolyási irányokat összevetjük az andezit fekjét képező riolittufa dőlésirányaival, azt látjuk, hogy az uralkodó irányok (kis eltéréssel) csaknem fedik egymást. Ebből az következik, hogy az andezit-lávafolyás általában a riolittufa lejtésirányait követte, tehát a riolitos és andezites vulkánosság között jelentősebb eróziós szakasz vagy tektonikai átrendeződés nem volt. A két képződmény együttmozgása a vetődések csapásait ábrázoló diagramok összevetéséből is kétségtelenül kiadódik. Az átvizsgált területen a riolittufa és az andezit dőlésszögei 10, illetve 30°-nál mutattak gyakorisági maximumot. Ez a különbség a láva és a tufa eltérő felhalmozódási mechanizmusából adódhat.

A vetőtípusok három fajtája uralkodik: lépcsős vetők a peremi részek felé, sashércék a hegység tengelyében, árkos vetődések pedig inkább a Ny-i oldalon lépnek fel (4. ábra).

Az árkos vetődés oldalnyomásának hatását az abaujszántói Fehérkőbánya riolittufájában kialakult Mohr-féle síkok tanúsítják (5. ábra). E közel É—D-i szerkezeti vonal mentén (mint ismeretes) Abaujszántónál és Szerencsnél langyosvizű artézi kutak vannak. E vonal különíti el a térszínileg és morfológiailag is erősen eltérő Szerencsi Sziget-hegység-részt a hegység fő tömegétől. A szerencsi rész a hegységnek az Alföld



4. ábra. Földtani szelvény az Ond 19. és Mád 23. sz. fúrásokon át

Jelmagyarázat: Pannon: 1. homok, agyag, kavics. — Szarmata: 2. riolit; 3. andezit; 4. riolituffa; 5. homok, agyag, tuffit. — Tortonai: 6. agyagmárga

Abb. 4. Geologisches Profil durch die Bohrungen Ond 19. und Mád 23.

Zeichenerklärung: Pannon: 1. Sand, Ton, Schotter. — Sarmat: 2. Rhyolith; 3. Andesit; 4. Rhyolituff; 5. Sand, Ton, Tuffit. — Torton: 6. Tonmergel

Рис. 4. Геологический разрез через скважины Ond 19. и Мад 23.

Легенда: Пannon: 1. пески, глины, гальки. — Сармат: 2. риолиты; 3. андезиты; 4. риолитовые туфы; 5. пески, глины, туффиты. — Тортон: 6. глинистые мергели

felé való leszakadását jelző első lépcső. Itt ugyan még a vulkáni termékek felszínén vannak, de Mezőzombornál — K—Ny-i vonal mentén — már mélyen a pleisztocén, illetve pannon képződmények alá süllyednek.



5. ábra. Mohr-síkok az abaújszántói Fehérkőbányában (Foto: MOLNÁR J.)

Abb. 5. Mohr'sche Flächen in der Grube Fehérkőbánya bei Abaújszántó

Рис. 5. Плоскости Мохра в карьере Фехеркőбánya в с. Абауйсанто

A szerkezeti kép kialakításához felhasználtuk az utóbbi években elvégzett mágneses mérések (ZSILLE A. 1961), az elektromos ellenállásvizsgálatok (SZABADVÁRI L.) adatait, valamint a M. Áll. Földtani Intézet szerkezetkutató alap- és sekélyfúrásainak eredményeit, továbbá az Érc- és Ásványbányászati Főosztály (VARJÚ Gy., ZELENKA T.) javaslatára végzett felderítő fúrások adatait.

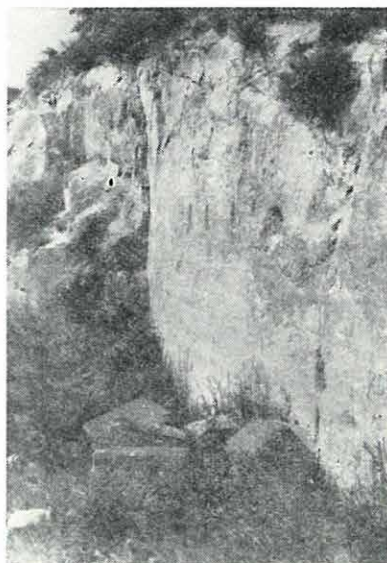
Két jelentős fúrást kell kiemelnünk, a Mád 23. sz. és az Ond 19. sz. fúrásokat, melyek a szarmata üledéksor különböző kifejlődéséről és mélységi elhelyezkedéséről szolgáltatnak becses adatokat. A Mád 23. és az Ond 19. sz. fúrásban harántolt szarmata üledékek helyzete között 183 m magasságkülönbség mutatkozik. A Mád 23. sz. fúrás a fúrómagok tanúsága szerint 242 m-nél tektonikus zónát harántolt. Mád—Koldu környékén a bentonit-kutatásoknál a MÁTYÁS E. által kimutatott ÉÉK—DDNy-i irányú szerkezeti vonalak jól egyeznek megfigyeléseinkkel. Az

erdőbényei andezitlakkolitot környező tufabányákban (Ravasz MÁJ) egymást különböző irányban átszelő vetődések mutathatók ki. A Tolcsvahegy oldalában levő felhagyott riolittufa-bányák szerkezeti tanulmányozása pedig arról győz meg, hogy a függőleges elmozdulások mellett vízszintes elmozdulások is voltak (6. ábra). A Szegi altáró végén a Bodrog folyásirányával közel megegyező csapású, vörös színeződésű, kaolinnal kitöltött — egészen fiatal és az Alföld felé mutató — elmozdulás a napjainkig tartó süllyedésre utal.

A hegység K-i peremén levő kisebb andezitkúpok (Kutyahegy, Manduláshegy, Páncélhegy) lakkolit jellegét LENGYEL E. (1955—56) hangsúlyozta. E kérdést a Sárospatak 7. sz. fúrással megvizsgáltuk. A Kutyahegy folytatásában, a sárospataki vár udvarán telepített 100 m-es fúrás közel 70 m vastagságú andezites láva- és tufaösszetet, majd vegyes tufitot, végül *Cardium vindobonense* és *Abra reflexa* fajokat tartalmazó riolittufitot harántolt.

A fúrással feltárt andezit anyaga és szövete teljesen azonos a kutyahegyi kifejlődéssel. A rétegsorból világosan látszik a több szakaszban lezajlott vulkáni működés menete.

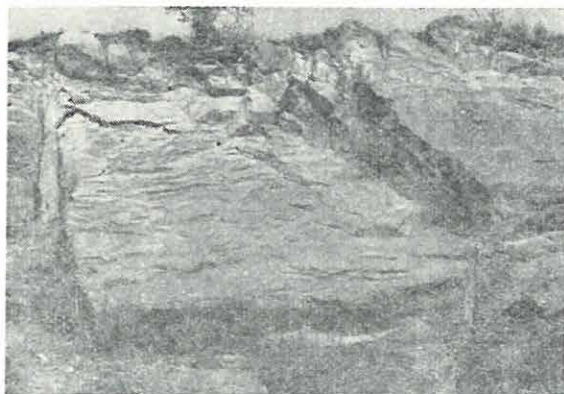
A Mandulás-kőbánya andezittömegét a kőzetrepedések széles tömbös, függőleges oszlopokra tagolják; az elválási formák semmiképpen sem ha-



6. ábra. Vízszintes elmozdulás síkja a Tolcsvahegy oldalában levő riolittufa bányában
(Foto: MOLNÁR J.)

Abb. 6. Fläche der Horizontalverschiebung in der Rhyolithgrube am Berge Tolcsvahegy

Рис. 6. Плоскость горизонтального перемещения в карьере для добычи риолитовых туфов на склоне горы Толчва



7. ábra. Láva-folyásos felszín a sárospataki Páncélhegyen
(Foto: MOLNÁR J.)

Abb. 7. Oberfläche mit Lavaströmungen am Berge Páncélhegy bei Sárospatak

Рис. 7. Поверхность с лавовыми потоками на горе Панцелхедь в с. Шарошпатак



8. ábra. Kitértített lávacsatorna a tarcali Nyíregyházi Útkarbantartó Vállalat bányájában. (Foto: GYARMATI P.)

Abb. 8. Aufgefüllter Lavakanal in Tarcal, in der Grube des Nyíregyházer VEB für Strassenerhaltung

Рис. 8. Заполненный лавовый туннель в с. Тарцаль, в карьере Предприятия по обслуживанию дорог

sonlitanak a lakkolitokra jellemző „hagymahéj”-szerkezethez. A Páncél-hegy egyik köfajtájában egy hatalmas andezittömbön a lávafolyás hullámos felszínének formáját véljük felismerni, ami a lakkolitjellegre cáfolná.

A Tokajhegyet (Nagyhegyet) FÖLDVÁRI A. (1936—38) tartja lakkolitnak. E véleményt vizsgálataink nem erősítették meg, sőt olyan részletmegfigyeléseink vannak, amelyek a lakkolitjellegre teljesen kizárják [pl. a Tokajhegy (Nagyhegy) K-i völgyében tömött szövetű andezit közé salakos láva települ]. Ha mást nem tekintünk, már ez is kizárná a lakkolitjellegre. Ezen túlmenően azonban a Tokajhegyen külföldi példákból jól ismert, lávafolyás alatti csatornákat sikerült kimutatni a tarcali oldalon lévő köfajtában (Nyíregyházi Útkarbantartó Vállalat kőbányája). E csatornák úgy jönnek létre, hogy a felszínre jutott láva kérgé a külső hűtő hatásra gyorsan megmerevedik és az alatta képződő „csatornában” a folyós láva tovább áramlik a lejtő irányába. A kérgé alatti lávafolyás a lejtő lábánál a csatornából kifolyik, szétterül. Ha a lávautánpótlás megszű-

nik, a csatorna teljesen kiürülhet, és ún. „lávaalagutak” képződnek. Ha a lávafolyás a csatornában valami oknál fogva megreked, a csatorna kitöltődik és a folyós láva benne megmerevedik. A megmerevedett lágában jellegzetes koncentrikus kihülési felületek keletkeznek. A lágacsatornák mérete a legkülönbözőbb lehet, a Tokaj-hegy (Nagyhegy) említett feltárásában egy 15—20 m-es átmérőjű, teljesen kitöltött lágacsatorna és tőle nem messze a Citrom-bányában egy nagyobb, 50—60 m-es átmérőjű, szintén kitöltött csatorna alsó része látható (ez utóbbi felső része már lepusztult). A tokaji andezitbányákban a kőbányászat által kedvelt „kártyakő” zöme ilyen lágacsatorna kitöltésének fogható fel.

IRODALOM

- DOBOS I.: 1951 évi felvételi jelentés a Tiszalk 4767/3 és Tokaj 4767/1 sz. térkép-lapokról. — Kézirat.
- FÖLDVÁRI A. 1945: Jelentés a m. kir. Földtani Intézet Igazgatóságának rendelete értelmében Sima, Erdőbénye és Szegilong között az 1937 évben végzett kaolinkutatásokról. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról.
- FÖLDVÁRI A. — CSAJÁGHY G. 1945: Az abaujszántói sportuszoda hidrológiai viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1941—1942-ről.
- FRITS J. 1959: Sárzasvány — Tolcsva — Vámosújfalú közötti terület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—1956-ról.
- HAJÓS M. 1959: Erdőhorvati környékének 5000-es földtani térképezése. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—1956-ról.
- HOFFER A. 1928: Szerencsi-sziget földtani viszonyai. — Debrecen.
- JUGOVITS L. 1959: A tállyai Kopaszhegy piroxénandezitje. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—1956-ról.
- KLÜPFEL, W. 1952: Basaltgeologie. — Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. B. 104. 2.
- KOZŁOWSKI, S. 1960: Cios termiczny w dajkach. — Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego. 30.
- LENGYEL E. 1959: Sárospatak környékének földtani újratérképezése. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—1956-ról.
- LENGYEL E. 1959: A Tokaji-hegység földtani felépítése Erdőbénye—Tolcsva—Erdőhorvati környékén. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—1956-ról.
- MAYERFELSI MAYER I. 1928: A Tokaj-hegység Tállya és Mád közé eső területeinek földtani leírása. — Debrecen.
- MOLDVAI L. 1961: Az 1956. évi Erdőbénye környéki térképezés. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—1958-ról.
- MOLNÁR J. 1961: Tortónai és szarmata képződmények jellege és szerkezeti alakulása a Tokaji-hegység ÉK-i részén. — Földt. Közl. **91**. 4.
- PANTÓ G.—SZÉKYNÉ, FUX V. 1960: A Tokaji-hegység harmadkori vulkáni tevékenysége. — Kézirat.
- PHILIPP, H. 1936: Bewegung und Textur in magmatischen Schmelzflüssen. — Geol. Rundschau.
- ROZŁOZNIK P. 1937: A Tokajhegység DNy-i részének s a vele D felől határos sík terület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1929—1932-ről.
- SENEŠ, J. 1956: Kelet-Szlovákia ősföldrajzi kifejlődése a neogénben. — Földt. Közl. **86**.
- SIMKÓ GY. 1928: A tokaji Nagyhegy effuzív kőzeteinek litoklázis rendszere és ennek morfológiai szerepe. — Földt. Közl. **57**. 1—9.

- SZALAI T. 1960: A Kárpátok keletkezése. Tisia. — Földrajzi Ért. 4.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. — Földt. Közl. 88. 2.
- VADÁSZ E. 1955: Magyarország földtana. — Budapest.
- VADÁSZ E. 1957: Földtörténet és földfejlődés. — Budapest.
- VARJÚ GY. 1959: Tolcsva környéki földtani térképezés. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—1956-ról.
- ZSILLE A. 1961: Jelentés a Tokaji-hegységben az 1960. év folyamán végzett áttekintő földmágneses mérések eredményeiről. — Kézirat.

TEKTONISCHER BAU DES SÜDLICHEN TEILES DES TOKAJ-GEBIRGES

VON
J. MOLNÁR

Der N—S orientierte Eperjes (Prešov)—Tokajer Gebirgszug stellt das östliche abgrenzende Glied des nördlichen vulkanischen Systems der karpatischen Zwischenmasse dar. Das Tokaj-Gebirge ist das südliche, auf ungarisches Gebiet fallende Glied dieses Gebirgszuges.

Der karbonische und triasische Untergrund des Gebirges besteht aus Sandstein, Ton- und glimmerführendem Schiefer, bzw. aus Kalkstein und Dolomit. In der Periode von Trias bis zum mittleren Miozän stellte dieser Untergrund vermutlich ein emporgetauchtes Festland dar.

Die tertiäre Sedimentbildung fängt im Torton an, zu dieser Zeit war der Vulkanismus nur eine sporadische Erscheinung. Der Paroxysmus des Vulkanismus hatte sich im Sarmat abgespielt und hauptsächlich Rhyolith, Rhyolithtuff und Andesit geliefert.

Das wichtigste tektonische Element des Gebirges ist im Westen die Hernád-Linie, im Osten die Gálszécser Bruchlinie. Das Alter dieser tektonischen Linien bleibt problematisch, sie sind jedoch älter als das Miozän und haben sich im Laufe der Erdgeschichte mehrmals erneuert.

Die ursprüngliche Streichung des Vulkanismus wurde durch die Querbrüche von NW—SO-Richtung bestimmt (steirische Phase). Die Brüche von NNO—SSW-Richtung kamen erst nach dem Ablauf des Vulkanismus zustande und werden meist von Quarzit und Geysirit begleitet. Die rändlichen Abbrüche stehen mit den rhodanischen Bewegungen in Verbindung.

Statistischen Auswertungen gemäss bewegten sich Rhyolithtuff und darüber gelagerte Andesitlava gemeinsam.

Im Andesitgestein des Berges Tokajhegy (Nagyhegy) haben wir einen dem des Vezuv ähnlichen Lavakanal nachgewiesen.

СТРУКТУРНО—ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ
ТОКАЙСКИХ ГОР

Й. МОЛЬНАР

В-ным пограничным членом С-ной вулканической системы Карпатского срединного массива является гряда гор Прешов-Токай, простирающаяся в меридиональном направлении. Расположенную же на территории Венгрии Ю-ную часть этой гряды представляют собой Токайские горы.

Фундаментом данного массива являются карбоновые и триасовые отложения, представленные глинистыми и слюдястыми сланцами, или соответственно известняками и доломитами. Начиная с триасового времени вплоть до среднего миоцена фундамент представлял собой, повидимому, приподнятую сушу.

Третичное осадкообразование начинается в тортоне, но в это время вулканическая деятельность была только спорадическим явлением. Пароксизм вулканизма происходил во время сармата, создавав в качестве своих продуктов главным образом риолитовые туфы, риолиты и андезиты.

Главными тектоническими элементами данного горного сооружения являются линия Хернада на З-е и Галсечская линия разломов на В-е. Возраст этих тектонических линий не уточнен, но в крайнем случае они являются древнее миоцена, причем в течение геологической истории в несколько раз возобновлялись.

Первоначальное простирание вулканизма определилось поперечными разрывами СЗ—ЮВ-ного направления (штирийская фаза складчатости). Разрывные нарушения ССВ—ЮЮЗ-ного направления возникли уже после завершения вулканизма, причем эти направления сопровождаются в большинстве случаев кварцитами и гейзиритами. Краевые сбросы связаны с роданскими движениями.

Судя по данным статистических оценок, риолитовые туфы и налегающие на них андезитовые лавы перемещались вместе.

В андезитовых породах Токайских гор (Надьхедь) было выявлено наличие лавового туннеля, известного из Везувия.

A VÉGARDÓI TERMÁLIS VONAL

Írta: FRITS JÓZSEF

A végardói ÉÉNY—DDK-i törésvonalról és az annak mentén több fúrásból külszínig feltörő féllangyos, szénsavas artézi vizről, mint az agyagásványképződés földtani tényezőiről, az 1954—55. években felderített végardói kaolin- és bentonitelőfordulásról szóló jelentésben történt az első említés (FRITS 1959). A törésvonal földtani korával, térbeli kiterjedésével, hegységszerkezeti kapcsolataival csak a terület további kutatására tett javaslatunkban (FRITS 1958a. 8. fejezet) foglalkoztunk. Az 1956—61. években mélyült 100 és 300—400 m-es felderítő fúrások, az 1958—59. évi bányászati kutatás, valamint a Geofizikai Intézet geoelektromos (SZABADVÁRY 1956—61) és karotázs (FABIANCSICS—DETRE 1960) csoportjainak vizsgálatai, munkahipotézisünk igazolásán kívül, új adatokat nyújtottak a terület vízföldtani, kőzettani és rétegtani viszonyaira is.

A legfontosabb földtani eredmények: 1. a végardó—sárospataki termálvíz középső-triász alaphegységéből származó mélykarsztvíznek bizonyult; 2. a hidrotermálisan bontott, kaolinosodott szanidintartalmú horzsaköves riolittufa és a riolitok egy része PANTÓ G. megállapítása szerint piroklastikum-árból eredő riolit-ártufának és hablávából származó igniszpumitnak, más része dacit-ártufának minősült (PANTÓ G. 1961. pp. 316—318); 3. az alaphegységre települt tufa—tufitösszletek korát SCHRÉTER Z., MEZNERICS—BÁLDI (FRITS 1958a, b, 1959) makrofauna és KORECZNÉ LAKY I. (1962) mikropaleontológiai vizsgálatai a felső-torton—alsó-szarmata alemeletekbe sorolták.

Rétegtani és kőzettani viszonyok

A terület felépítésére legtöbb adattal a 287 m mélységű S á r o s p a t a k 5. f ú r á s szolgált: a bontott (agyagásványosodott) és bontatlan tufa—tufitösszletet harántolva 224 m-ben (kb. 90 m tszf.) mezo-zóos alaphegységbe ért, bizonyítva a Tokaji-hegység fedőhegység jellegét. Rétegsora — több-kevesebb eltéréssel — egyezik a fedő képződ-

ményekben befejezett fúrások (34 db) megfelelő szintjeivel, ezért ún. „típus-szelvénynek” tekinthető:

a) az alaphegység korát elsősorban kőzettani analógiák alapján középső-triásnak állapította meg BÁRDOSSY Gy. és BALOGH K., a Földtani Intézet üledékes-kőzettani laboratóriumában végzett vizsgálatok alapján (BÁRDOSSY 1959). A 63 m vastagságban átfúrt tömött, üreges (karsztvizet szolgáltató), kalciteres, kovás mészkőből és meszes dolomitből álló képződményekben néhol Echinodermaták közelebről meg nem határozható váztöredékei, a vékonycsiszolatokban pedig néhány elmosódott Foraminifera- és alga-metszet mutatkozott, helyenként (241—243 m-ben) néhány kovaszivacstű volt felismerhető. A terrigén anyag teljes hiánya, a dolomítképződés, továbbá a gyér fauna jellege alapján partoktól távoli, sekélytengeri képződménynek minősül.

b) Az alaphegység lepusztult felszínére kb. 100 m vastag kavicsos, agyagos, tufás durvatörmelékes tufitösszlet települt (123—224 m-ig). E képződményt korábban — kőzettani analógiák alapján is — a tortónaiba helyezték. Újabbán a 201 m-es V é g a r d ó 2 4 . sz. f ú r á s kb. 152 m-éből SCHRÉTER Z. által „*Chlamys (Aequipecten) scabrellus* LAM. elég gyakori” és egy „*Chlamys* cfr. *malvinae* DUB. töredékes lenyomat”-nak meghatározott ősmaradványok alapján tortónai korát valószínűsítettnek is véljük (FRITS 1958b). Az összlet feltűnően nagy kavics- és homoktartalma, valamint „werfeni homokkő, guttensteini dolomit és ladini mészkőanyagú kavicsai” alapján feltehető, hogy a tortónai tufaszórás idején az alaphegység egyes részei kiemelkedtek és lepusztulási termékeiket — a távolabbi kitörési központból származó kőzetanyaggal együtt — felszíni vízfolyások, folyóvizek szállították e területre (BÁRDOSSY 1959).

c) A tortónai képződményeket (89,5—123,0 m-ig) bontott, kaolin-fészkes és hidrokvarcitos „riolitösszlet” fedi, melynek kora a tortónai és szarmata emeletek határára tehető. Ez eredetileg 1) a tortónai tufitösszletre ömlött „riolitláva”, vagy 2) a tortónai és szarmata tufaösszletek közé benyomult „riolit-teleptelér” feltételezésével volt magyarázható. A több fúrásban (Végárdó 7, 24, 26—28. sz., Sárospatak 6. sz.) azonosítható képződmény az újabb felfogás szerint ún. „ignimbrites-szint”, habláva vagy hidrotermálisan kovásodott, kaolinosodott „riolit-ártufa” kifejlődésű.

d) A rétegsort bezáró szarmata tufaösszlet (néhány m-es pleisztocén fedő alatt 89 m-ig) közeli tufaszórás eredményeként szárazföldi — de a tortónaihoz viszonyítva egyenletesebb — térszínen halmozódhatott fel, amire a folyóvízi eredésű kavics kis mennyiségéből, illetve teljes hiányából lehet következtetni. A tufaszórást helyenként rövid ideig tartó tengerelőntés szakította meg. A felsőbb szintekben (46—47 m-ben) *Nonion soldanii* d'ORB., *Ostracoda*- és *Mollusca*-héjtöredéket tartalmazó, kőzetlisztes mészkő faunája és litofáciése partközeli, csökkentsósvízi kifejlődést

jelez. Ezt bizonyítják a Végardó 4. sz. fúrásból már ismertetett ősmaradványok is (FRITS 1959: *Limnocardium* sp., *Abra reflexa*, *Mohrensternia* sp.) és a legutóbbi időben meghatározott apró, átkristályosodott Foraminiferák (*Quinqueloculina* sp., *Rotalia* sp.), melyek a makrofaunával együtt KORECZNÉ LAKY I. (1962) szerint az alsó-szarmata miliolinás szintjére jellemzők.

A szarmata tufaösszletet feltehetően már a felhalmozódás kezdetétől erős hidrotermális hatások érték, melyeket a tengerelőntés idején halmiro-lizis, majd epigén lebontás követett, szakaszos megisméltődésekkel. Ezek hatására főleg agyagosodás, kismértékű kovásodás, karbonátosodás, az összlet felsőbb részeiben a kőzetszövet teljes elbontásával bentonitosodás, sőt bentonitrétegek jöttek létre (BÁRDOSSY 1959).

A „típus-szelvény” alapján vázolt általános rétegtani, közettani és fejlődéstörténeti viszonyok a terület tényleges felépítésének csak szűkebb—tágabb keretét tükrözik, melyen belül a képződmények felhalmozódásai tetemes mennyiségi és minőségi (pl. vegyestufaszórás) eltérésekkel történtek, a fenékingadozás függvényében is. Az 1962-ben 440 m-ig mélyült Sárospatak 6. sz. (cirókanyaki) fúrásban mintegy 300 m vastagsággal harántolt dácit-agglomerátum és ár-tufaösszlet földtani és vulkanológiai szerepe még nem tisztázott, valamint a szarmata üledékképződés területi kifejlődésének értékelése sem egyértelmű. Az eddig alsó-szarmatába sorolt bentonitosodott tufaösszlet egyes tufitrétegeiből — a Végardó 11, 15, 17. sz. fúrások ERHARDT GY. által feldolgozott felső szintjeiből — legújabban olyan Foraminifera-társulást határozott meg KORECZNÉ LAKY I., mely a Bécsi-medencében, Nyugat- és Kelet-Szlovákia neogén medencéiben a felső-tortonai emelet buliminidaes zónáját képviseli. Az eltérő megállapítások további vizsgálatok szükségességére hívják fel a figyelmet.

Tektonikai és hidrogeológiai viszonyok

Legfontosabb hegységszerkezeti elemek: a „stájer—újtájer mozgások”-kal kapcsolatos ÉÉNy—DDK-i haránttörések és a hegységperemi elsődleges ÉÉK—DDNy-i hossz törések. A fiatalabb „rhodáni” K—Ny-i mellékhasadékrendszer térszínalakító szerepe alárendelt jelentőségű. A fő törések tágulásos résein és keresztvezésein nyomultak fel ÉÉNy-i csapással a szarmatakorai nagyobb andezittakarók (Sinka—Papaj) és a kisebb andezitfoltok (a Gombos, Páncél, Kutyahegy „lakkolitjai”). A vízszegény patakok (Suta-, Radvány-, Hotykapatak) lefutását is e fő szerkezeti vonal szabja meg (FRITS 1958b). A középső-szarmata határan — feltehetően az andezitvulkánossággal kapcsolatban — újraéledő kéregmozgás a terület tufa- (tufit) képződményeit saktáblaszerűen rögökre tördelte s eredeti helyzetükből kibillentette. A tufaösszletek uralkodó ÉÉK-i csapása, valamint a kövületes torton—szarmata üledékeknek (Kádasgödör, Kóporos, Gombos, Cinege) különböző — Végardó

felé egyre mélyebb — szintbeli megjelenése ÉÉK—DDNy-i vetőrendszerre utal. Ennek mentén a tufa—tufitképződmények részben kiemelkedtek (Királyhegy—Círókanyak—Megyer—Hajagos-vonulat), részben a Bodrogek—Alföld felé lépcsőzetesen lesüllyedtek — a fúrások tanúsága szerint — 90—200 m-t is elérő szintkülönbséggel.

A terület töréses, árkos—vetődéses szerkezetéről a jelenlegi morfo-

Víz

Minta száma	1.		2.		3.	
	mg/l	Than-féle egyenért. %	mg/l	Than-féle egyenért. %	mg/l	Than-féle egyenért. %
Kationok						
Anionok						
Nátrium	222,00	40,91	196,2	37,75	193,0	37,58
Kálium	24,20	2,62	23,2	2,62	23,5	2,69
Kalcium	193,10	40,84	196,7	43,43	192,7	43,06
Magnézium	44,70	15,58	44,5	16,19	45,2	16,64
Vas, Fe ⁺⁺	∅	—	nyom	—	∅	—
Ammónium	0,20	0,05	—	—	0,1	0,02
Mangán	∅	—	∅	—	∅	—
		100,00		99,99		99,99
Klorid	96,20	11,71	92,8	11,35	89,0	11,04
Hidrogénkarbonát	433,20	30,62	463,8	32,94	484,5	34,91
Szulfát	641,90	57,67	617,2	55,71	590,1	54,05
Nitrát	∅	—	∅	—	∅	—
Nitrit	∅	—	gy. nyom	—	∅	—
Metakovasav	1,30	—	2,6	—	2,6	—
Metabórsav						
Szabad szénsav						
Bromid						
Jodid						
Fluorid						
Összes oldott anyag:	1656,80	100,00	1637,0	100,00	1620,7	100,00
Lúgosság	7,10		7,60		7,94	
Összes keménység	37,35 N°		37,80		37,40	
Karbonát keménység	19,88 N°		21,84		22,23	
O ₂ fogyasztás	1,3 mg/l		1,60 mg/l		1,0 mg/l	
Kémiai hatás	savas		savas		savas	
pH	—		—		—	
Elemző	RAPP T.-NÉ MÁFI		RAPP T.-NÉ		RAPP T.-NÉ	
Beküldő (mintavevő)	FRITS 1959. V. 14.		FRITS—BARÁTOSI		FRITS—BARÁTOSI	
Vizhozam l/p	250 (kompresszor)		2000 (kompresszor)		840 (felszőkő)	
Víz hőmérséklete C°-ban	41,5		46		50	
Levegő hőmérséklete C°-ban	16		16		17	

Minták származási helye: 1. Sárospatak 5. sz. fúrás, 102 m-ből kompresszorozva; 2. Sárospatak 5. sz. fúrás, triász mészkő 235 és 287 m-es üregeiből kompresszorozva; 3. Végárdó 27. sz. fúrás 298—306 m-ből 2 atm nyomással felszőkő víz; 4. Végárdó 27. sz. fúrásból felszőkő víz (lefojtott állapotban), közegészségügyi vizsgálata 1960. X. 20-án; 5. Végárdói kutatóakna I. szint 1. sz. feltörésből külszíntől kb. 61 m-re; 6. Kékedfürdő Mátyásforrás; 7. Telkibánya: Csengőbánya 80 m-es szint, 335 m Af.

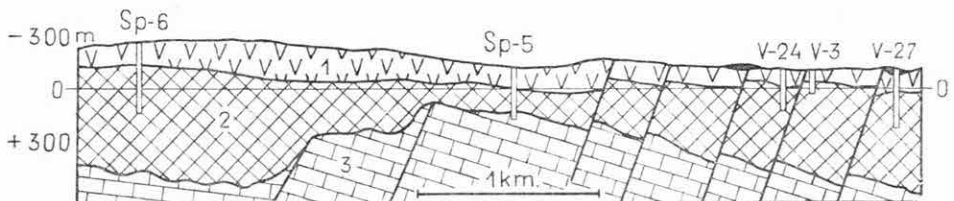
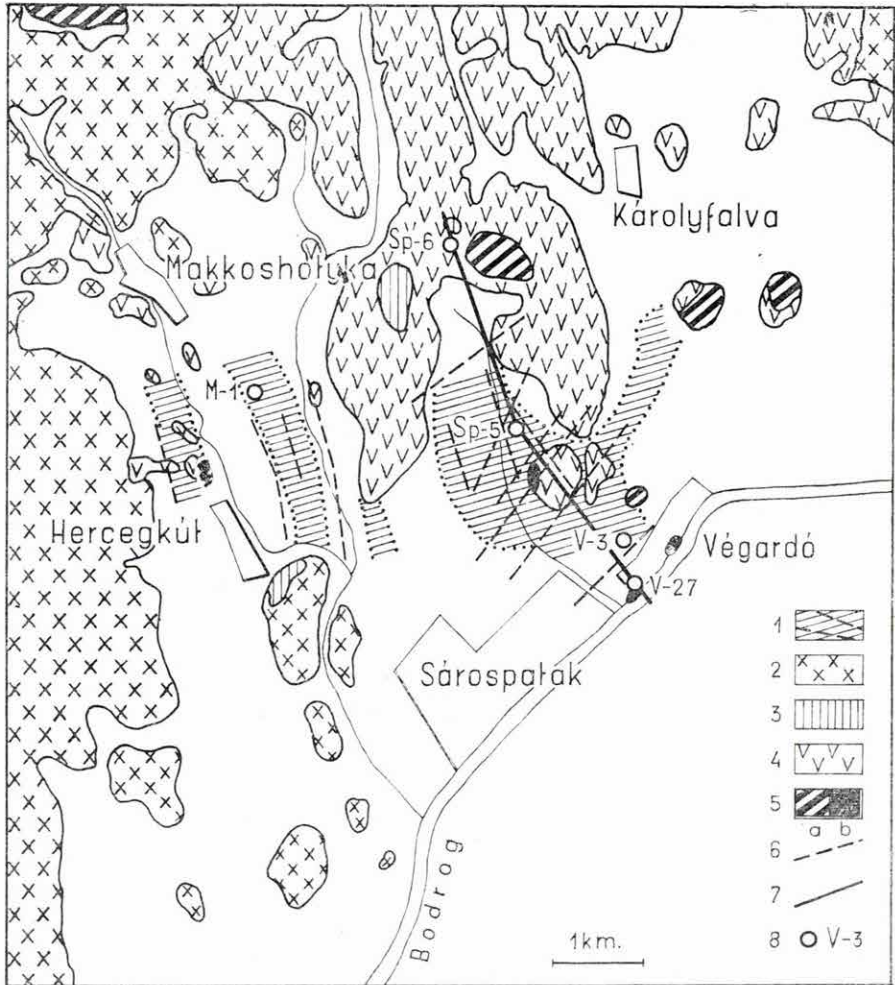
lógia kevés felvilágosítást nyújt. A végardói termális vonal külszíni nyomvonalát is csak a Sutapatak lefutása, illetve a két Botkő kovásodott, hidrokvarcitos tufafoltjai jelzik, pleisztocén geozirít környezetben. E hátránttörés még jelenleg is nyitott, amire a fúrások jelentős részéről (11 fúrásból) külszíning feltörő 26—50 C°-os termálvíz nyújt bizonyítékot. Elemzéseiket az 1. táblázat tartalmazza. Azonos összetételük (a hegység

elemzések

1. táblázat

4.		5.		6.		7.	
mg/l	Than-féle egyenért. %	mg/l	Than-féle egyenért. %	mg/l	Than-féle egyenért. %	mg/l	Than-féle egyenért. %
214,28	39,09	219,6	41,99	20,0	16,00	38,4	10,00
188,68	42,08	194,2	42,64	8,2	3,85		
47,66	17,58	42,1	15,23	51,9	47,70	147,4	44,03
7,55	1,21	∅	—	21,4	32,39	93,4	45,97
0,16	0,04	0,6	0,14	0,1	0,05	—	—
0,14	—	∅	—	∅	—	—	—
	100,00		100,00		99,99		100,00
94,00	11,81	88,4	10,96	4,3	2,28	1,9	0,32
445,30	32,65	472,3	34,02	256,3	79,15	73,2	7,18
595,70	55,50	600,8	55,01	47,3	18,57	742,3	92,50
∅	—	∅	—	∅	—	∅	—
∅	—	nyom	—	∅	—	—	—
34,58	—	19,5	—	13,0	—	3,9	—
11,00	—						
169,65	—						
0,19	—						
0,03	—						
0,25	0,04						
1809,17	100,00	1637,6	99,99	422,5	100,00	1100,5	100,00
Bakteriológiai coliszám: 50 ml-ben negatív		7,74 36,90 21,67		4,20 12,33 11,76		1,20 42,70 3,36	
1,20 mg/l vasra agresszív 6,78		1,7 mg/l savas —		0,4 mg/l savas —		— savas —	
SCHIEFNER K. OKI		RAPP T.-NÉ		RAPP T.-NÉ		RAPP T.-NÉ	
SCHIEFNER—CZIRÁKY		FRITS 1958. V. 22.		ERHARDT Gy.		SCHERF E. 1957. IV. 22.	
880 (felszökő) 42,5 (fojtva) 15		120—200 (bányavíz) 22 25 (bányában)		200—500 20 18,5 (IX. 2-án)		100—150 16,7 — (bányalevegő)	

„andezitvizeivel”, pl. a kékedzfürdői 6. sz. és a csengőbányai 7. sz. víz-
elemzésekkel szemben) közös származásra utal: eredetük helyét a Sáros-
patak 5. sz. fúrás a középső-triász alaphegység karsztjárataiban állapította
meg, ahonnan a törérendszer repedésein át tört fel és a fedőképződmé-
nyek kőzeteit elbontotta. A termális vonal eddig feltárt hossza (Bodrog—



Sárospatak 5. sz. fúrás között) kb. 3,5 km-re, szélessége pedig 80—100 m-re tehető. Ezen a töréses zónán belül a kőzetelbontás geoelektromos szelvényezéssel is megállapítható volt (SZABADVÁRY 1956—61). Az alaphegységet el nem ért 330 m-es Végardó 27. sz. (Bodrog-parti) fúrásból 2 atm. nyomással felszökő termásvíz hőfoka (50 C°), valamint a 4,5 km-re levő Cirókanyakon 440 m-ben dácittufában befejezett Sárospatak 6. sz. fúrás 32 C°-os talphőmérséklete a normális geotermikus gradienst jelentősen meghaladja. Ezt az anomáliát az itt is viszonylag kis mélységben elhelyezkedő alaphegység sashérces—árkos vetőrendszerén felszálló, termális mélykarsztvízzel hozzuk kapcsolathoz (1. ábra).

Hasznosítható anyagok

A földtani felépítés és a hegységszerkezeti viszonyok alapján a terület elsősorban finomkerámiai *nemes kaolin-* (kaolinit) és *bentonitelfordulások*, másodsorban *termásvíz-feltárási* lehetőségeivel érdemel figyelmet.

A termális vonalhoz kötött végardói kaolinit- és bentonitelfordulás jelentős nyersanyagkészletű, de a kutatóvágatokban is jelentkező termásvíz miatt ez az előfordulás a bányászat szempontjából csak „tartalékterület”-ként jöhet számba. A kaolinit-típusú előfordulás minőségi viszonyait GRICAJENKO, G. Sz. szovjet petrográfus elektronmikroszkópi felvételei (I. tábla 1, 2.) illusztrálják, melyek a DTA vizsgálatok (KOBLENCZ V.) szerint 60—90% kaolinittartalmú (FRITS 1958a) nyersanyagmintákról (I. sz. feltörés és a Végardó 22. sz. fúrás) készültek.

Bentonitelfordulás (és alatta feltehetően „nemes kaolin”) tárható fel Makkoshotyka határában is, ahol az egyik fúrás (LENGYEL E. vizsgálatai szerint) 30 m-es összletet harántolt. SZABADVÁRY L. (1956) geoelektromos felvétele alapján az ÉÉNy—DDK-i csapású törésvonalakkal határolt területen kb. 150 m mélységben kimutatott, kis ellenállású (2—10 Ohm) réteg végardói analógiára utal.

1. ábra. Sárospatak—Végardó környékének vázlatos földtani térképe és szelvénye
Térkép jelmagyarázata: Szarmata: 1. kaolinizáció, 2. piroxénandezit, 3. vegyes tufa, 4. riolittufa.
 Tortónai: 5. a: riolit, b: gejzirit — 6. Törésvonal, 7. szelvény iránya, 8. fúrás jele és száma
Szelvény jelmagyarázata: 1. szarmata riolittufa, tuffit; 2. tortónai riolit, riolittufa, tuffit; 3. középső-triász mészkő, dolomit. — Feketével jelölve a pleisztocén gejzirit

Fig. 1. Geological map and section of the surroundings of Sárospatak—Végardó
Explanation of the map: Sarmatian: 1. kaolinization, 2. pyroxene andesite, 3. rhyolitic-andesitic mixed tuff, 4. rhyolitic tuff, Tortonian: 5. a: rhyolite, b: geysirite. — 6. Fracture line, 7. direction of the section, 8. symbol and number of drillings
Explanation of the section: 1. Sarmatian rhyolitic tuff, tuffite; 2. Tortonian rhyolite, rhyolitic tuff, tuffite; 3. Middle Triassic limestone, dolomite. — Black spots: pleistocene geysirite.

Рис. 1. Схематическая геологическая карта и разрез района Шарошпатак—Вегардо
Легенда к карте: Сармат: 1. каолинизация, 2. пироксеновый андезит, 3. смешанные туфы, 4. риолитовые туфы. Тортон: 5. а: риолиты, б: гейзириты. — 6. Линия разломов, 7. направление разреза, 8. знак и номер скважины
Легенда к разрезу: 1. сарматские риолитовые туфы, туффиты; 2. тортонские риолиты, риолитовые туфы, туффиты; 3. среднетриасовые известняки и доломиты. — Чёрные пятна: плейстоценовые гейзириты

A termálvíz hasznosítására már megtörténtek a kezdeményező lépések; 1961-ben Végárdón termálfürdő létesült.

IRODALOM

- BÁRDOSSY GY. 1959: Sárospatak 5. sz. fúrás anyagvizsgálata. — Földt. Int. Adattár. (Kézirat)
- FABIANCSICS L. — DETRE L. 1960: Sárospatak 5. sz. fúrás karotázis szelvényeinek adatai. (Kézirat)
- FRITS J. 1958a: Összefoglaló- és zárójelentések a végárdói kutatásokról. — Földt. Int. Adattár. (Kézirat)
- FRITS J. 1958b: A Tokaji-hegység gazdaságföldtani viszonyai. — Földt. Int. Adattár. (Kézirat)
- FRITS J. 1959: A végárdói bentonit- és kaolinelőfordulás. — Földt. Int. Évi Jel. 1955–56-ról. pp. 47–54.
- FRITS J. 1960: Felvételi jelentés Rudabányácska, Végárdó, Sárospatak stb. térségeiben 1959. évben végzett térképezésről. — Földt. Int. Adattár. (Kézirat)
- KORECZNÉ, LAKY I. 1962: Végárdó 11, 15, 17. számú fúrások mikropaleontológiai vizsgálata. (Kézirat)
- PANTÓ G. 1961: Az ignimbit kérdés. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. **29.** 1–4. pp. 299–332.
- SZABADYÁRY L. 1956, 1961: Jelentés a Tokajhegyalja geofizikai méréseiről. — Földt. Int. Adattár. (Kézirat)

I. Tábla — Plate I. — Таблица I.

1. Kaolinit elektronmikroszkópi képe 15 000 × -es nagyítással 27°-os ferde sugárzásban. — Végárdó feltörés 47,5–49,5 m
2. Kaolinit elektronmikroszkópi képe 32 000 × -es nagyítással 27°-os ferde sugárzásban. — Végárdó 22. fúrás 64,4–67,0 m
Felvételek a SzU Tud. Akadémiája Földtani — Teleptani Intézetében készültek

* * *

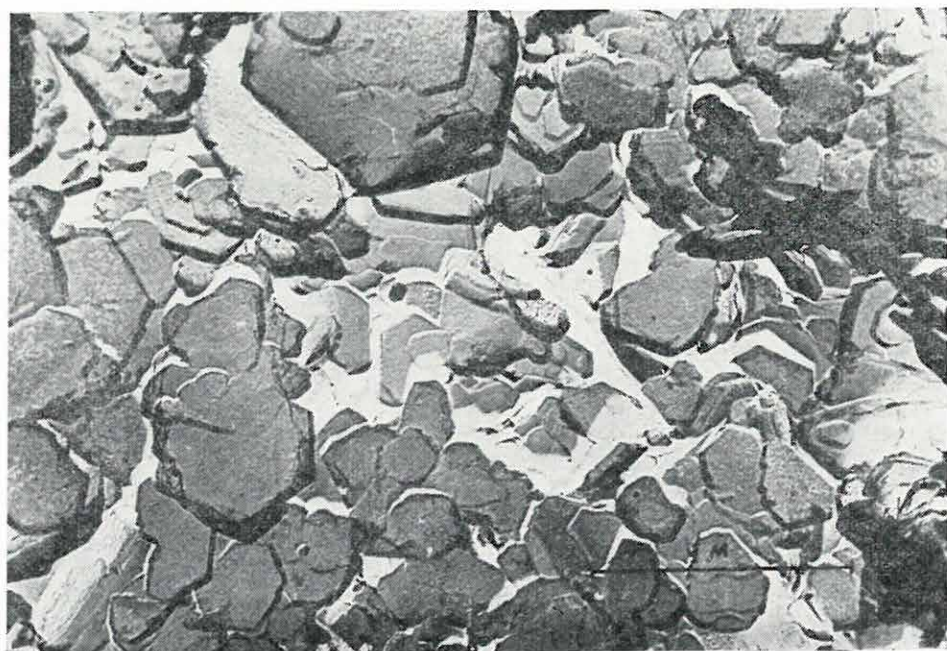
1. Kaolinite from 47,5–49,5 m of the prospecting shaft, Végárdó, under electron microscope in oblique radiation (27°) 15 000 ×
2. Kaolinite from 64,4–67,0 m of the drilling N° Végárdó 22 under electron microscope in oblique radiation (27°) 32 000 ×
Photographs taken in the Institute of Economic Geology, Academy of Sciences Moscow, USSR

* * *

1. Вид каолинита под электронным микроскопом при увеличении в 15 000 × и наклонном просвечивании под углом 27°. — Восстающая выработка, 47,5–49,5 м, Вегардо
2. Вид каолинита под электронным микроскопом при увеличении в 32 000 × и наклонном просвечивании под углом 27°. — Скважина Вегардо № 22, 64,4–67,0 м
Снимки сделаны в ИГЕМ АН СССР, Москва



1



2

THE VÉGARDÓ THERMAL LINE NEAR SÁROSPATAK

by

J. FRITS

In the vicinity of the village Végardó a thermal line having a breadth of 80—100 m has been traced on a 3,5 km long section (see fig. 1). It follows the direction of the principal structural (fracture) lines of the Tokaj Mts. According to the data of the prospecting drillings executed along the Végardó thermal line, controlling structure reached the Mesozoic basement of the Upper Tertiary volcanic complex and provoked considerable dislocations of both.

Mesozoic basement is built up by Middle Triassic (Ladinian) limestones and dolomites very similar to those exposed on the adjoining part of Slovakia (Zemplinsky Ostrov). Lower part of the volcanic complex is built up by rhyolitic flows, flood tuffs, air-fall tuffs and tuffites as well as dacitic flood tuffs and conglomerates. On the basis of molluscs found in drilling cores of the rhyolitic tuffite [*Chlamys (Aequipecten) scabrellus* LAM. and *Ch. cfr. malvinae* DUB.] this complex is held for Tortonian. The uppermost section of the volcanic complex (rhyolitic air-fall tuffs and redeposited tuffs with andesitic admixture, tuffites and tufaceous pelitic sediments) is characterized by Sarmatian micro- and macrofossils.

Surging thermal water up to 50 C° temperature has been tapped by drillings and mining operations along the thermal line. The chemical composition of the thermal water (see Table 1.) proves its karstic origin. This continuous activity having its thermal source in volcanism is responsible for the alteration of the Tortonian rhyolites and rhyolite tuffs to kaolinite (see Plate I.). Bentonitic tuffs and tuffites belonging to the Sarmatian series are of halmirolitic origin.

ТЕРМАЛЬНАЯ ЛИНИЯ ВЕГАРДО В БЛИЗОСТИ Г. ШАРОШПАТКА

Й. ФРИЧ

В окрестностях с. Вегардо была прослежена термальная линия шириной 80—100 м на участке длиной 3,5 км. (см. рис. 1.). Она следует направлению главных структурных (разломных) линий Токайских гор. Судя по данным геологоразведочных бурений, проведенных вдоль термальной линии Вегардо контролирующая структура достигла мезозойского фундамента верхнетретичного вулканического комплекса и вызвала значительные дислокации этих двух образований друг относительно друга.

Мезозойский фундамент сложен среднетриасовыми (ладинскими) известняками и доломитами, очень сходными с породами, которые выходят

на дневную поверхность на соседней территории Словакии (Землински Остров). Нижняя часть вулканического комплекса представлена риолитовыми потоками, поточными туфами, туфовыми выбросами и туффитами, а также дацитовыми поточными туфами и конгломератами. На основании моллюсков, найденных в буровых ядрах риолитовых туффитов [*Chlamys (Aequipecten) scabrellus* Lam. и *Ch. cfr. malvinae* Dub.] данный комплекс относится к тортонскому ярусу. Верхи вулканического комплекса (риолитовые туфовые выбросы и переотложенные туфы с андезитовой примесью, туффиты и туфогенные пелитовые осадки) характеризуются сарматскими микро- и макрофоссилиями.

Вдоль термальной линии буровыми скважинами и горными выработками были вскрыты восходящие термальные воды температуры до 50 °С. Химический состав термальных вод (см. таблицу I) доказывает их карстовое происхождение. Превращение тортонских риолитов и риолитовых туфов в каолинит (см. таблицу I) обусловлено этой непрерывной деятельностью, тепловым источником которой служил вулканизм. Принадлежащие к сарматской толще бентонитовые туфы и туффиты имеют гальмиролитическое происхождение.

A TOKAJI-HEGYSÉG SZARMATA ÜLEDÉKEINEK ŐSNÖVÉNYTANI ÉRTÉKELÉSE

Írta: HAJÓS M. — PÁLFALVY I.

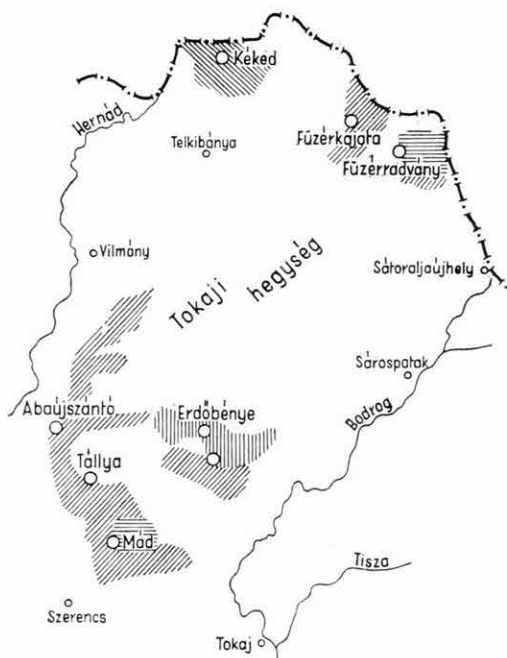
Az 1961. évi feladatunk a Tokaji-hegység szarmata növénymaradványos rétegeinek beható vizsgálata volt, szorosan csatlakozva a területi geológusok munkájához. Őslénytani vizsgálataink alapja az ősmaradványok százalékos, azaz mennyiségi értékelése. Az eredeti flórákép, ősföldrajzi tájkép és az őségajlati körülmények vizsgálata, valamint a rétegtani összefüggések megállapítása a finomrétegtani vizsgálatokhoz szükséges részletességgel gyűjtött minták alapján történt.

A szóbanforgó szarmata üledékek a hegység DNy-i, ÉK-i és É-i peremén bukkannak felszínre. DNy-on Erdőbénye, Mád, Tállya, Abaujszántó, Cekeháza, Aranyos; ÉK-en Füzérradvány, Füzérkajata; É-on Kéked környékének feltárásait vizsgáltuk meg (1. ábra).

1. ábra. A Tokaji-hegység áttekintő térképe. (Az azonos fáciesű területeket azonos vonalkázás jelöli; ○ = növénymaradványos lelőhelyek)

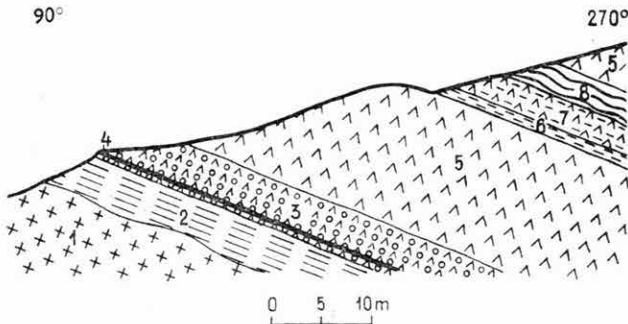
Abb. 1. Übersichtskarte des Tokajer Gebirges. (Mit gleicher Schraffierung sind Gebiete mit gleicher Fazies angegeben; ○ = Fundorte mit Pflanzenresten)

Рис. 1. Обзорная карта Токайских гор. (Области одинаковой фации обозначаются тождественной штриховкой; ○ = местонахождения растительных остатков)



Erdőbénye

A hegység D-i peremének legidősebb felszíni üledékes képződménye az a kövületes tufitos agyagréteg, melyet az erdőbényei Barnamáj andezit-lakkolitja emelt meg (2. ábra). Kőzettanilag e szürke, kövületes agyag több mint 80%-a montmorillonit.



2. ábra. A Barnamáj földtani szelvénye

Jelmagyarázat: 1. andezit; 2. kövületes, tufitos agyag; 3. perlites, lemezes riolittufa; 4. kovásodott, üvegesedett tufa; 5. riolittufa; 6. lemezes, diatomás riolittufa; 7. diatomás riolittufa; 8. kovásodott tufa

Abb. 2. Geologisches Profil von Barnamáj

Zeichenerklärung: 1. Andesit; 2. fossilführender, tuffitischer Ton; 3. perlithaltiger Plattenriolithtuff; 4. verkieselter, vitrifizierter Tuff; 5. Rhyolithtuff; 6. Plattenrhyolithtuff mit Diatomen; 7. Rhyolithtuff mit Diatomen; 8. verkieselter Tuff

Рис. 2. Геологический разрез Барнамайя

Legenda: 1. андезиты; 2. тuffитовые глины с окаменелостями; 3. перлитовые, плитчатые риолитовые туфы; 4. окремненные, остеклованные туфы; 5. риолитовые туфы; 6. плитчатые риолитовые туфы с диатомовыми водорослями; 7. риолитовые туфы с диатомовыми водорослями; 8. окремненные туфы

BODA J. e rétegekből a szarmatára jellemző makrofaunát határozott meg (*Cardium* sp., *Ervilia dissita podolica* EICHW., *Maetra vitaliana eichwaldi* LASK.). Mikrofaunája szegényes, csak néhány ostoros egysejtű cisztáját, kovaszivacsok tüit és sterraszter-maradványait tartalmazza; Diatoma-flórája csökkentsósvízre utal. E maradványegyüttes fajban aránylag gazdag, egyedszámban szegény. Uralkodnak a csökkentsósvízi *Nitzschia frustulum* (Kütz.) GRUN. és a *Navicula troglodytes* PANT., *N. bimaculata* PANT. fajok. Jelentős még az ugyancsak csökkentsósvízben élő *Fragilaria bituminosa* PANT. faj is. Partmenti, víz alá merülő növényeken él az epiphyta *Cocconeis californica* GRUN. és a *C. thumensis* A. MAY faj. Néhány tengerparti forma töredékét is tartalmazza: *Raphoneis* sp., *Coscinodiscus* sp., *Grammotophora* sp. A *Cystoseirites* és a kovamoszatok nagy mennyisége is partközeli, mélyebb üledékgyűjtőre utal. Valószínű, hogy ez a társulás, kedvező életfeltételek mellett, melegebb vízben élt (4. ábra és I. tábla 1, 2, 3).

E rétegek makroflórájában a keménylevelű *Quercus mediterranea* UNG., a *Qu. urophylla* UNG., a kislevelű *Podogonium oehningense* (KOENIG)

KIRCH., továbbá a *Zelkova ungeri* Kov. és a *Sapindus falcifolius* A. BR. a leggyakoribbak. Az említett agyagrétegekre jelentős vastagságú tufaösszlet települ diatomás, kővületes, agyagos közbetelepülésekkel.

A tufaösszlet alsó, agyagos-tufitos rétegeinek felszíni kibukkanásával találkozunk az erdőbényei Kővágóoldal árokfőjében. Közettanilag ez a réteg a barnamájival azonos. Makrofaunájában a *Cardium subcarpaticum* GRISCHK. faj a leggyakoribb. Mirkofaunát nem tartalmaz. Diatoma- és makroflórája lényegében a barnamájival megegyező, de annál fajgazdagabb. Az előzőekben felsorolt fajok mellett jelentősek itt a fenyőfélék és a *Sapotaceae*, *Leguminosae*, *Aceraceae* család tagjai.

A tufaösszlet főtömege kővületmentes, durvaszemű, szárazföldi tufa. Legfelső szintjét — a térszín süllyedésével párhuzamosan — a szarmata tengerből kiédesülő vize helyenként ismét elöntötte és álréteges vulkáni homokként áthalmazta. Az egyenetlen felszín mélyedéseiben az átmosás során halmozódott fel a ligetmajori diatomaföldtelep is. Ennek fedőjében a *Phragmites*- és *Typha*-lenyomatokat tartalmazó, több köbméteres tömbökre szétesett kvarcit a szarmata vulkáni tevékenység utóműködésének terméke.

A diatomaföld algái aligsós-édesvízi fajok. Az epiphyta formák (*Epithemia subsalsa* PANT., *E. erucaeformis* PANT.) uralkodnak (48%). Gyakoriak a *Cymbella*, *Navicula*, *Nitzschia* nemzetségek csökkentsósvízi példányai, s jelentősek a *Fragilaria*, *Melosira* és *Stephanodiscus* nemzetségek képviselői is. Az alगतársulás bizonyítja, hogy az üledékgyűjtő eutroph, sekélyvizű volt, vizinövényekkel sűrűn benőtt, széles parti zónával (I. tábla 4.).

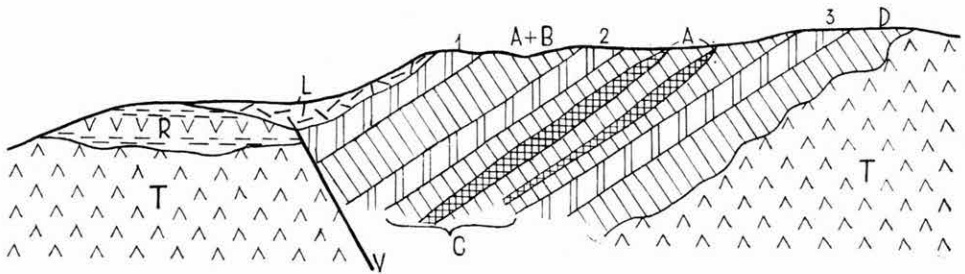
A tufaösszlet felső szintjében diatomaföldrétegek betelepülése gyakori. A Nagymondoha D-i lejtőjén Mogyorós-dűlő, Palánkos és Eresztvény alगतársulásai a ligetmajori előforduláshoz hasonlóak. E rétegekben az algamaradványokon kívül *Polamogeton* és *Alnus*, a dongói kőfejtő kovásodott tufarétegeiben pedig *Acer*, *Ulmus*, *Quercus*, *Carpinus*, *Corylus* és *Fraxinus* levelek találhatók. A Hidegoldal barnakőszenes közbetelepüléseiben a *Glyptostrobos*, továbbá *Tsuga* és egyéb — főként hegyvidéki — formák uralkodnak. A lombos fák közül a *Fagus*, *Carya*, *Eucomia*, *Ostrya* és *Betula* levélmaradványai jellemzőek.

Mád—Rátka

A Hercegköveshegy ÉNy-i lábánál a riolittufaösszlet felsőbb szintjének agyagos, lemezes, pados rétegeit tárja fel a szőlőkhöz vezető útbevágás (3. ábra). Növénymaradványai között leggyakoribbak a *Parrotia*, *Podogonium* és *Carpinus* nemzetség képviselői. Szórványos a *Quercus kubinyii* (Kov.) Cz. faj és a *Carya* levele. Egyes réteglapok mentén felhalmozódott töredékes *Pinus* tűk, *Abies* stb. maradványok a beágyazódás helyétől távolabbi, hegyvidéki termőhelyre utalnak.

A Diatoma-maradványok között a csökkentsósvízi és partmenti állóvizekben élő formák [*Nitzschia parvula* LEW., *N. frustulum* (KÜTZ.) GRUN., *Navicula mutica* KÜTZ.] mellett feltűnő a *Pinnularia borealis* EHR. faj viszonylag nagy száma. Ez a faj főként hegyvidékek édesvízeiben él. Feltehető, hogy ezek a partmenti hegyekből kerültek a beágyazódás helyére.

A Hercegekőveshegy É—ÉNY-i oldalán a durva horzsaköves riolittufa mintegy 200 m-es elvetési magasságú vető mentén érintkezik a fiatalabb kaolin-, bentonit- és kvarcitrétegekkel. A település körülményeit MÁTYÁS E. fúrási adatai felhasználásával, helyszíni vizsgálatok alapján szerkesztett földtani vázlatunk magyarázza (3. ábra).



3. ábra. Koldu-Hercegekőves szarmata összetételének földtani szelvényvázlata

Jelmagyarázat: T = durvaszemű, horzsaköves riolittufa; R = lemezes, réteges, agyagos riolittufa; L = lejtőtörmelék; A+B, C, D = bentonittelepek; 1, 2, 3 = kvarcitrétegek; A = agyagos közbetelepülések; V = vető

Abb. 3. Schematisches geologisches Profil des sarmatischen Komplexes von Koldu-Hercegekőves

Zeichenerklärung: T = grobkörniger Rhyolithuff mit Bimsstein; R = geschichteter, toniger Plattenrhyolithuff; L = Abhangsschutt; A+B, C, D = Bentonitlager; 1, 2, 3 = Quarzitlager; A = tonige Zwischenlagerungen; V = Verwerfung

Рис. 3. Схематический геологический разрез сарматской толщи Колду-Херцегкёвеша

Легенда: T = грубозернистые пемзоносные риолитовые туфы; R = плитчатые, слоистые, глинистые риолитовые туфы; L = осыпь; A+B, C, D = бентонитовые залежи; 1, 2, 3 = кварцитовые залежи; A = глинистые прослои; V = сброс

Ősnövénytanilag a koldui kaolin, a bentonit „C” és „B” telepe és a kettő közötti „2. sz.” kvarcitlep értékelhető.

A kaolintelep pirités, szürke agyagos közbetelepülése szenesedett *Glyptostrobis*-, sás- és nádtörmelékeket, utólag kovásodott faágdarabokat tartalmaz. A felhagyott újhegyi kaolinbánya kovásodott rétegeiből az eddigieknél nagyobb méretű — nedvesebb termőhelyekre utaló — levélmaradványok kerültek elő (*Magnolia*, *Liquidambar*, *Platanus*, *Ulmus* stb.).

A kaolintelep fedőjében a limnokvarcit helyenként 10—12 m vastagságot is elér. Az alsó, pados kifejlődésben főleg sásfélék, a felső lemezes részben száraz, mezofil, vegyes erdők fáinak levéllenyomatai találhatóak. A *Quercus kubinyii* (Kov.) Cz., az *Acer decipiens* A. BR. és a

Zelkova ungeri Kov. uralkodnak. Ugyanezt a flóraegyüttest a Pádi és Istenhegyi kőfejtők kvarcitrétegeiben is megtaláljuk.

Az eddig vizsgált összes „menilit, limnoopalit és kvarcit” mintákhoz hasonlóan e kvarcit teljesen *Diatoma*-mentes.

A bentonit-telepet fedő, 1—2 m vastag „tavi agyag” gazdag flóraanyaga eltér a fekü kvarcitetől. A mezofil vegyes erdők képviselői itt sokkal kisebb százalékos értékkel szerepelnek. Uralkodik a *Glyptostrobus*, jelentősek az *Osmunda*, *Carpinus*, a *Juglandaceae* és *Abietaceae* család képviselői. A maradványegyüttesben mediterrán keménylevelű tölgyeket már nem találunk. A tölgyek közül a nagyobb levelű *Quercus pontica miocenica* KUBÁT, továbbá az *Ostrya* említésre méltó. Itt nagyobb kiterjedésű mocsárerdők voltak. A maradványegyüttesben távolabbról behordott flóraelemek is vannak.

Diatoma-társulása fajszegény. A *Nitzschia frustulum* PANT. és *Synedra* sp. hosszú, keskeny tüalakú csökkentsósvízi formái (86,1%) uralkodnak. A *Melosira bituminosa* PANT. és az *Amphiprora* sp. alárendelt szerepű.

Tállya—Abaújszántó

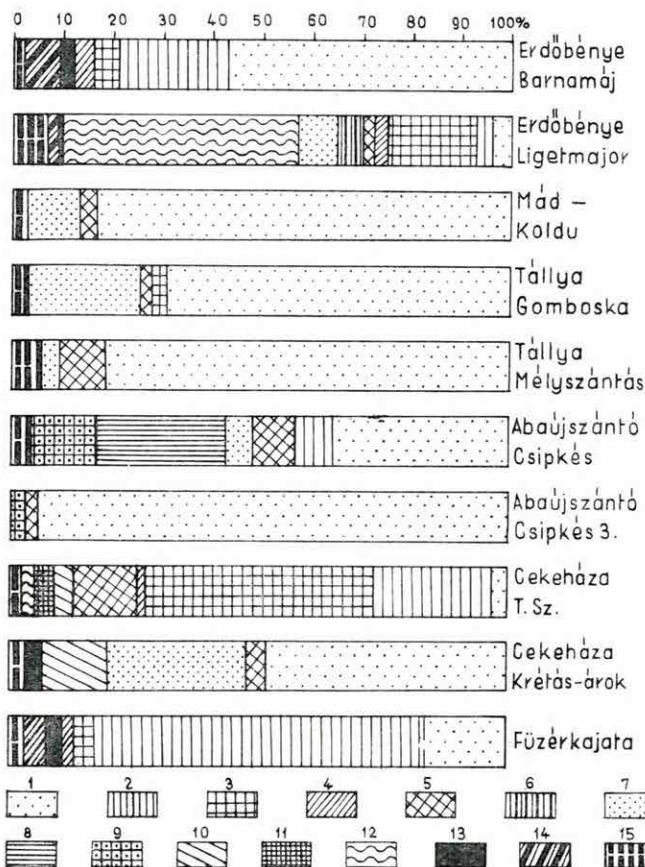
A tufaösszlet felső, kovapalás, növénylenyomatos rétegei Tállya környékén sok helyen bukkannak felszínre.

A lemezes tufarétegek gyakran vékony karbonátos és diatomás mikrorétegekkel tagoltak. E rétegek felszíni kibúvási a Nyergeshegy, Sasalja, Sas-forrás, Palotahegy és a hidegkúti erdészház közelében, az erdei és szőlőhegyi útbevágásokban, vízmosásokban mindenütt megtalálhatók.

Sasaljáról NEUPAUER J. (1867) tömött, növénymaradványos kőzetből *Melosira* és *Synedra* édesvízi fajokat határozott meg. A mikrorétegzett „kovapalában” *Diatoma*-maradványokat nem talált. Szerinte ezeknek kora nem egyezik meg a gomboskai kovaföldösszletével, hanem „bizonyára más időből való”.

A lemezes elválású, diatomaszegény, kovásodott rétegekből terméseket, levellenyomatokat gyűjtöttünk. A *Podogonium* és az örökzöld tölgyek a leggyakoribbak. A *Myrsine*, *Koelreuteria*, *Zizyphus* maradványok előfordulása szórványos.

Tállyától É-ra a hegység peremén Abaújszántó, Cekeháza, Aranyos vonalán a durva horzsaköves, perlitlapillis riolittufaösszlet végig követhető. E tufaösszlet felső szintjének kovásodott, növénymaradványos rétegei diatomás közbetelepülésekkel váltakoznak. A diatomás rétegek lényegében a tállyai összlettel azonos flóratársulást mutatnak. Kisebb-nagyobb ingadozások, eltérések vannak ugyan, de a képződés körülményeinek nagyjából azonos voltát ősnövényntani vizsgálataink is igazolják. Eszerint a területet eutroph állóvíz szegélyezte, melyben a csökkentsósvízi *Nitzschia*



4. ábra. A tokaji-hegységi szarmata lelőhelyek *Diatoma*-flórájának százalékos megoszlása

Jelmagyarázat: 1. *Nitzschia*, 2. *Navicula*, 3. *Fragilaria*, 4. *Cocconeis*, 5. *Synedra*, 6. *Stephanodiscus*, 7. *Melosira*, 8. *Amphora*, 9. *Amphiprora*, 10. *Caloneis*, 11. *Achnantes*, 12. *Epithemia*, 13. *Chrisomonadaceae* és szivacsvázelemek, 14. *Grammatophora*, *Raphoneis*, *Podosira*, *Coscinodiscus*, 15. egyéb *Diatoma* fajok

Abb. 4. Prozentuelle Verteilung der Diatomen-Floren der sarmatischen Fundorte des Tokajer Gebirges

Zeichenerklärung: 1. *Nitzschia*, 2. *Navicula*, 3. *Fragilaria*, 4. *Cocconeis*, 5. *Synedra*, 6. *Stephanodiscus*, 7. *Melosira*, 8. *Amphora*, 9. *Amphiprora*, 10. *Caloneis*, 11. *Achnantes*, 12. *Epithemia*, 13. *Chrisomonadaceae* und Skelettelemente von Schwämmen, 14. *Grammatophora*, *Raphoneis*, *Podosira*, *Coscinodiscus*, 15. andere *Diatomen*-Arten

Рис. 4. Процентное распределение диатомовой флоры сарматских местонахождений в Токайских горах

Legenda: 1. *Nitzschia*, 2. *Navicula*, 3. *Fragilaria*, 4. *Cocconeis*, 5. *Synedra*, 6. *Stephanodiscus*, 7. *Melosira*, 8. *Amphora*, 9. *Amphiprora*, 10. *Caloneis*, 11. *Achnantes*, 12. *Epithemia*, 13. *Chrisomonadaceae* и скелетные элементы губок, 14. *Grammatophora*, *Raphoneis*, *Podosira*, *Coscinodiscus*, 15. другие виды диатомовых водорослей

frustulum PANT. faj uralkodott. Az állóvíz mélyebb részein a lebegve élő *Melosira bituminosa* PANT. faj és a *Stephanodiscus* formák változó mennyiségben szaporodtak el (4. ábra; II. tábla 1, 2, 3, 4). Az üledékgyűjtő sekélyvízzel borított, erősen tagolt volta miatt földrajzi körülményeinek legcsekélyebb változása (parttávolság, csapadékmennyiség, beszállított üledékmennyiség) lényegesen megváltoztatta az ökológiai körülményeket. A maradványegyüttes képe ennek megfelelően változhatott. Ezzel az elsőkélyesedési folyamattal magyarázható, hogy Tállya, Abaújszántó, Cekeháza környékéről a tengeri algamaradványok vagy teljesen hiányoznak vagy csak szórványosak.

MENDLIK GY. szerint a gomboskai diatomás rétegekből gyűjtött *Alosa* aff. *nordmanni* ANT. halmaradványok Fekete-tengeri sósvízi alakokhoz hasonlóak, melyek időszakosan folyóvizekbe vándorolnak.

Kéked

A hegység északi peremén, a Felső-Kéked felé vezető útbevágás vastag, horzsaköves, perlitlapilliss portufarétegeire sűrű, kövületes, sás- és nádmaradványos agyagrétegek települnek. A maradványegyüttesben a sajókazai szarmata andezittufából gyűjtött flórához hasonlóan uralkodnak a *Büttlneria* levelek (PÁLFALVY 1961). Az agyagrétegekből csökkentsósvízi puhatestű maradványokat [*Cardium vindobonense* (PARTSCH) LASK., *Mohrensternia inflata* ANDRZ., *Hydrobia* sp., *Cardium* sp.] gyűjtöttünk.

Füzérkajata

A Füzérkajata határában lemélyített kutatóaknák kövületes, növénymaradványos, tufás agyagrétegeket tártak fel. BODA J. innen a *Cardium vindobonense* (PARTSCH) LASK., *Cerithium pictum* FÉR., *Abra reflexa* (EICHW.), *Abra* sp., *Modiola* sp., *Trochus* sp., *Mohrensternia inflata* ANDRZ., *Irus gregarius* (PARTSCH), *Bulla* sp., *Hydrobia stagnalis* BAST., *Musculus sarmaticus* (GAT.) fajokat határozta meg. A kőzet iszapolási anyagából *Foraminifera*- és *Bryozoa*-maradványok is előkerültek.

Az agyagos rétegek helyenként bentonitos és tiszta diatomaföldközbetelepüléseket tartalmaznak. A mélyebb szintekből részben plankton, részben partmenti növényzetre tapadó epifita és fenéklakó csökkentsósvízi *Diatoma*-fajok kerültek elő (4. ábra; III. tábla 4). Füzérkajata határában a makrofauna alapján szarmatába sorolt üledékes képződmények korát a Diatomák is igazolják. A *Pinnularia jarrensis* (GRUN.) JUR. var. *sussexdana* JUR. fajt, mely Füzérkajátán is előfordul, JURILJ a Zágráb környéki alsó-szarmatából írta le.

E rétegek fedőjében kistermetű, csökkentsósvízi *Nitzschia* maradványok uralkodnak. A tengerparti planktonformák teljesen hiányoznak.

Az üledéksor tehát csökkentsósvízi, sekély, nyugodt vízjárású, lefűződött, majd kiédesülő állóvízben képződött (III. tábla 1, 2, 3.).

Az agyagos képződményekben kevés makroszkópos növénymaradvány található: *Sassafras*, *Ulmus*, *Zelkova ungeri* Kov., *Quercus kubinyii* (Kov.). Cz. fajok.

Füzérradvány

Füzérradvány területén a szarmata kövületes agyagrétegre kaolin és kvarcit közbetelepülésekkel horzsaköves riolittufa következik. A kaolin- és kvarcitrétegek gazdag maradványegyüttese (PÁLFALVY 1953, 1959) lényegében a Mád—Rátka környéki kvarcit előbb közölt flórájával azonosítható. Jellemző az *Acer decipiens* A. BR., *Quercus kubinyii* (Kov.) Cz., *Zelkova ungeri* Kov. fajok nagy száma. A meghatározott fajok uralkodóan mezofil, hegylábi erdők növényei.

Összefoglalás

Vizsgálataink alapján megállapítható, hogy a terület üledékgyűjtő medencerészeit a szarmata elején csökkentsósvízü sekélytenger borította. Az egyre erősödő vulkáni tevékenység kapcsán a térszín helyenként megemelkedett, szigetekkel tagolt tóvidék alakult ki. A kis medencerészek az egyre fokozódó vulkáni anyagszolgáltatás következtében fokozatosan feltöltődtek, sótartalmuk egyre csökkent. A szárazulatot kezdetben nyíltabb, makroterm fajokból álló erdővegetáció borította. A partmenti öv sekélyvízi biotópjában csökkentsósvízi, főként partmenti, fenéklakó algatársulás élt. Ide soroljuk Erdőbénye—Barnamáj, Kővágóoldal, Tállya, Abaújszántó, Cekeháza és Füzérkajata szarmata üledékeinek alga-maradványait.

Ebben az üledékképződési szakaszban a szárazulaton örökzöld és lombhullató (részben keménylevelű és félörökzöld) vegyes erdők uralkodtak, kislevelű *Leguminosákkal*. [Ide soroljuk a *Quercus mediterranea* UNG., *Qu. urophylla* UNG., *Qu. kubinyii* (Kov.) Cz., *Podogonium* stb. fajokat.] A lombhullató, mérsékelt nedves termőhelyet igénylő fanemek maradványai alárendeltebbek. Helyenként kisebb mocsártársulások, ligeterdők is voltak. A fajok legnagyobb része mediterrán rokonságú, száraz, szubtrópusi éghajlatot jelez.

Az egyre fokozódó vulkáni tevékenységgel kapcsolatos kéregmozgások helyi jellegű süllyedést eredményeztek. Az előzőleg szárazulattá vált területek nagy részét ismét elárasztotta a víz. A szárazföldre hullott tufa borította térszín laza kőzetanyagát a víz áthalmazta. E sekély vízben az üledékgyűjtő aljzatának és a helyi körülményeknek megfelelően diatomaföld-, kaolin-, bentonit- és kvarcittlepek keletkeztek, illetve halmozódtak fel. E képződmények vékonyabb-vastagabb tufa- vagy

tufitrétegekkel váltakozva települnek. Az üledékképződésnek ezt a szakaszát kismélységű, csökkentsős állóvizek és a parti területek mezofil vegyeserdői jellemzik. A mádi kaolinösszlet meglehetősen zárt flórája a nagyméretű *Magnolia*, *Büttneria*, *Ulmus* levelekkel nedvesebb vegyes erdőre utal.

A kvarcittelpek *Diatoma* nélküliek. Sás- és nádmaradványai sekély, édesvízi területre utalnak. Az uralkodó *Quercus kubinyii* (Kov.) Cz., *Acer decipiens* A. BR., *Zelkova ungeri* Kov. levélmaradványok alapján a környező területeken száraz, hegylábi erdőkre következtethetünk.

A kaolinit- és bentonitösszlet maradványegyütteséből a keménylevelűek hiányoznak, a szárazerdők jellemző formáinak száma is kevesebb. Jelentős kiterjedésű mocsári és ligeterdei társulásokra mutat a nagyszámú *Osmunda*, *Glyptostrobos*, *Liquidambar* maradvány. A bentonitos-kaolinos tufarétegek csak szórványosan tartalmaznak *Diatomá*kat (csökkentsősvízi *Nitzschia*t és más formákat).

A mádi és füzérradványi növénymaradványos kaolinit és bentonit keletkezése idején az éghajlat szubtrópusi volt. Az erdőbénye-tályai rétegösszlet maradványegyüttesének száraz, mediterrán éghajlatához viszonyítva a klíma tehát fokozatosan kiegyenlítettebb, csapadékosabb lett.

Erdőbényén a Ligetmajor és a Nagymondoha D-i lejtőjének tufitösszlete, barnakőszenes közbetelepülései s a fedő diatomaföld- és kvarcitrétegek e terület legfiatalabb, növénylenyomatos üledékei. A területet az üledékképződés idején csak sekély víz borította, melynek széles parti övében sűrű vízinövényzet élt. A *Diatoma*-maradványok közül a *Nitzschia*, *Fragilaria*, *Navicula* és *Cymbella* nemzetségek képviselői mind partmenti formák. Az állóvizek sűrű növényzetét igazolja az *Epithemia* és *Cocconeis* maradványok uralkodó mennyisége. E rétegekben az algamaradványokon kívül *Potamogeton* és *Alnus* található; a barnakőszenes közbetelepülésekben főként fenyőfélék és a *Fagus*, *Carya*, *Ostrya*, *Betula* maradványai uralkodnak.

Ligetmajor, Mád—Koldu (1. sz. réteg) és Fony nád- és sásmaradványos, kovásodott ágdarabokat is tartalmazó opálosodott kvarcitrétegei feltehetően azonos időszakban keletkeztek. NAGY L.-NÉ az erdőbényei Hidegoldal barnakőszenes agyagrétegeiből *Tsuga*-polleneket határozott meg. Nagyszámú előfordulásuk már a pliocénre utal. E megállapítások még további vizsgálatot igényelnek.

Vizsgálataink szerint a tanulmányozott maradványegyüttesek az egykori biofáciések pontos megállapítására alkalmasak, de a szarmatán belüli pontosabb szint meghatározására való felhasználhatóságuk még korlátozott.

IRODALOM

- ANDREÁNSZKY, G. 1959: Die sarmatische Flora von Ungarn. — pp. 1–360, T. 1–68. Budapest.
- HAJÓS M. 1958: A Tokaji-hegység kovaföld, kovapala és diatomás tufa előfordulásai. — T. 1–12. Földt. Int. Adattár. (Kézirat)
- HAJÓS M. 1959: Az erdőbénye—ligetmajori kovaföldelőfordulás. — Földt. Int. Évi Jel. 1955–56-ról, pp. 65–70. V. sz. mell.
- KOVÁCS GY. 1856: Erdőbényei ásatag virány — Tállyai ásatag virány. — Magyarhoni Földt. Társ. Munk. 1. pp. 1–51. T. I.
- NEUPAUER J. 1867: Az ásatag diatomaceák a rhyolithesiszpalában és egyéb kőzetekben. — Math. Term. Tud. Közl. 5. pp. 183–206. T. I-III.
- PANTOCSEK, J. 1886, 1889, 1892–1905: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Bacillarien Ungarns. — I. pp. 1–74, T. 1–30, Fig. 1–320; II. pp. 1–123, T. 1–30, Fig. 1–129; III. pp. 1–118, T. 1–42, Fig. 1–584. Nagy—Tapolcsány, Pozsony.
- PÁLFALVY I. 1953: Fiatal harmadidőszaki növénymaradványok Füzérradvány környékéről. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről. pp. 167–173. T. I.
- PÁLFALVY I. 1961: Növénymaradványok Sajókaza szarmata rétegeiből. — Földt. Int. Évi Jel. 1957–58. évről. pp. 427–434. T. I-II.
- PÁLFALVY I. 1962: Növénymaradványok a Tokaji-hegységből. — Földt. Int. Évi Jel. 1959-ről.
- RÁSKY K. 1958: Die obermiozäne Flora von Tállya. — Paleont. Zeitschr. 32. 1–2, p. 11; 3–4, pp. 181–188. T. 16, 17. Stuttgart.

Diatoma-asszociációk — Diatomen-Assotiationen — Сообщества диатомей

680×

I. Tábla — Tafel I. — Таблица I.

- 1–3. Erdőbénye—Barnamáj
4. Erdőbénye—Ligetmajor

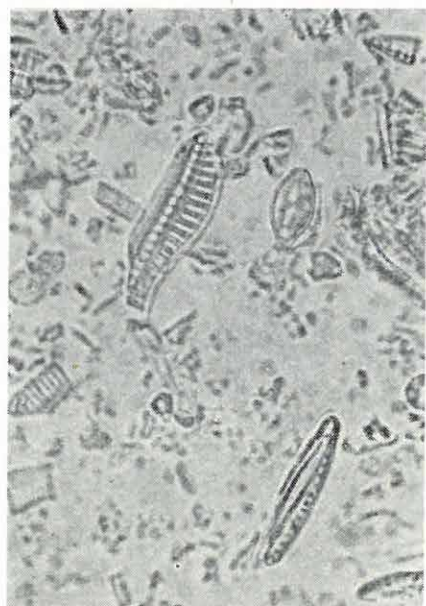
II. Tábla — Tafel II. — Таблица II.

1. Tállya—Gomboska
2. Abaújszántó—Csipkés
3. Cekeháza—Nagyárok
4. Cekeháza—Krétságárok

III. Tábla — Tafel III. — Таблица III.

- 1–4. Füzérkajata

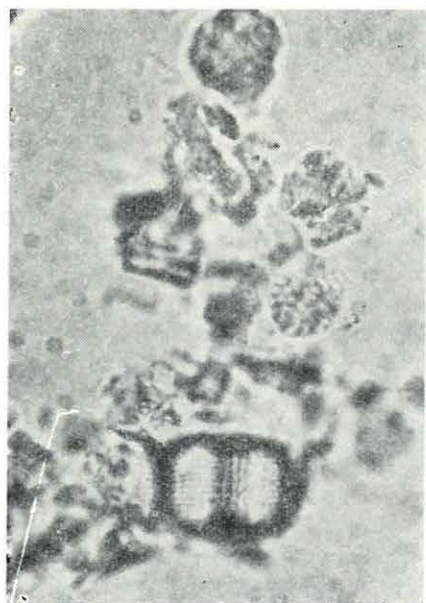
I. Tábla — Tafel I. — Таблица I.



1



2

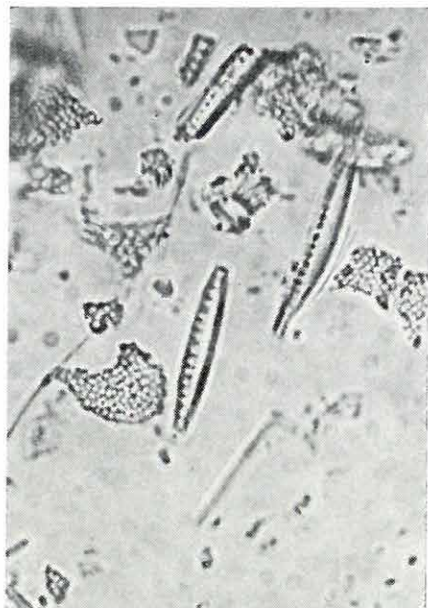


3

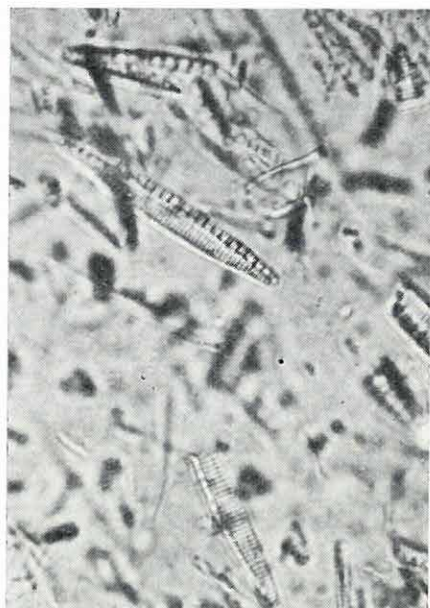


4

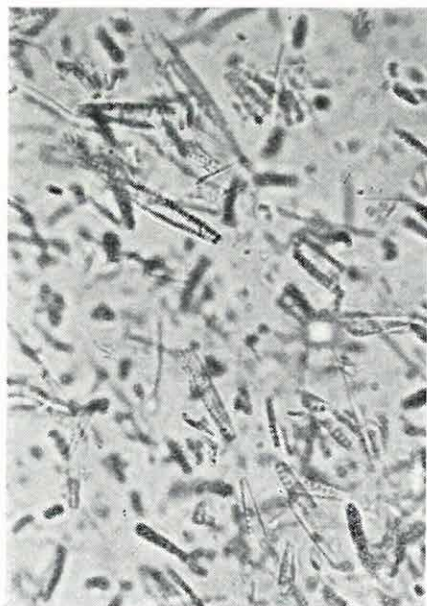
II. Tábla — Tafel II. — Таблица II.



1



2



3



4

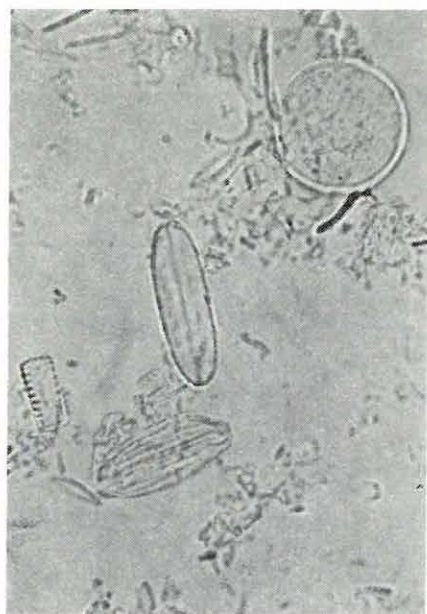
III. Tábla — Tafel III. — Таблица III.



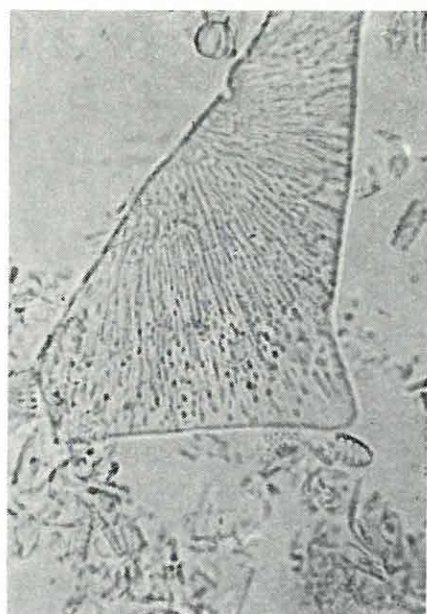
1



2



3



4

PALÄOBOTANISCHE AUSWERTUNG DER SARMATISCHEN
ABLAGERUNGEN DES TOKAJ-GEBIRGES

von

M. HAJÓS — I. PÁLFALVY

Auf Grund unten besprochener Untersuchungen kann es festgestellt werden, dass die einzelnen Teile des Sedimentationsbeckens des Gebietes am Anfang des Sarmat durch seichtes Brackwasser bedeckt waren. In Zusammenhang mit der allmählich zunehmenden vulkanischen Tätigkeit hat sich das Terrain stellenweise gehoben und es gestaltete sich ein durch Inseln zergliedertes Seengebiet. Die kleinen Beckenteile wurden, als Folge der immer mehr zunehmenden vulkanischen Materialzufuhr, allmählich aufgefüllt und ihr Salzgehalt nahm immer mehr ab. Das Festland wurde anfangs durch eine offenere, aus makrothermen Arten bestehende Waldvegetation bedeckt. Im Seichtwasserbiotop der Küstenzone lebte eine küstennahe, benthonische brackische Algengemeinschaft; es kommen aber auch Reste von einigen (auf Küstennähe hinweisenden) marinen Arten vor. Hierzu rechnen wir die Algenreste der sarmatischen Ablagerungen von Erdőbénye—Barnamáj, Kővágóoldal, Tállya, Abaújszántó, Cekeháza und Füzérkajata.

In dieser Sedimentationsphase herrschten auf dem Festland immergrüne, teilweise hartlaubige und halbimmergrüne, trockene Mischwälder mit kleinblättrigen Leguminosen. [Hierzu gehören die Arten *Quercus mediterranea* UNG., *Qu. urophylla* UNG., *Qu. kubinyii* (KOV.) Cz., *Podogonium*, usw.] Die Anzahl der Reste der laubwerfenden, mässig feuchten Standorts bedürftigen Holzarten ist untergeordnet. Es gaben stellenweise auch Sumpfassoziationen und Auenwälder. Die Mehrzahl der Arten weist auf ein mediterranähnliches, trockenes, subtropisches Klima hin.

Die an der stets steigenden vulkanischen Tätigkeit verknüpften Krustenbewegungen zeitigten eine Senkung von lokaler Bedeutung. Grosse Teile der früher trockengelegten Gebiete wurden abermals mit Wasser überflutet. Das lockere Gesteinsmaterial des durch auf das Festland gefallenen Tuff bedeckten Terrains wurde durch das Wasser umgelagert. In diesem seichten Wasser sind, dem Untergrunde des Sedimentationsbeckens und den örtlichen Bedingungen gemäss, Lagen von Kieselgur, Kaolin, Bentonit und Quarzit entstanden, bzw. angehäuft. Diese Bildungen weisen eine Wechsellagerung mit mehr oder weniger mächtigen Tuff- oder Tuffitschichten auf. Diese Sedimentationsphase wird durch nicht tiefes, brackisches Stillwasser und mesophile Mischwälder des Küstenstriches gekennzeichnet. Die ziemlich geschlossene Flora des Máder Kaolinkomplexes mit den grossen *Magnolia*-, *Büttneria*- und *Ulmus*-Blättern weist auf einen feuchteren Mischwald hin.

Die Quarzitlager enthalten keine Diatomen. Die Rohr- und Schilf-

reste weisen auf seichtes Süßwassergebiet hin. Aus den Blattresten der dominanten Arten *Quercus kubinyii* (Kov.) Cz., *Acer decipiens* A. BR., *Zelkova ungeri* Kov. kann darauf geschlossen werden, dass auf den umliegenden Gebieten an den Bergfüßen trockene Wälder gedeihten.

In der Fossilienassoziation des Kaolin- und Bentonitkomplexes fehlen die Hartlaubgewächse, auch die charakteristische Formen der Trockenwälder kommen nur in weniger Zahl vor. Die zahlreichen Überreste der *Osmunda*-, *Glyptostrobus*-, *Liquidambar*-Arten usw. zeigen auf eine größere Verbreitung der Sumpf- und Auenwaldassoziationen. Die Bentonit- und Kaolin-führenden Tuffschichten enthalten Diatomen nur vereinzelt (die Brackwasserform *Nitzschia* und andere).

Zur Zeit der Entstehung des Pflanzenreste-führenden Kaolinitis und Bentonitis bei Mád und Füzérradvány herrschte subtropisches Klima. Mit dem trockenen, mediterranen Klima der Fossilienassoziation des Erdőbényeer-Tályaer Schichtenkomplexes verglichen ist das Klima allmählich ausgeglichener und regenreicher geworden.

Die jüngsten Pflanzenabdrücke liefernden Ablagerungen dieses Gebietes sind: der Tuffitkomplex, die Lignit-führenden Zwischenlagerungen und die Kieselgurz- und Quarzitschichten des südlichen Hanges von Nagymondoha und von Ligetmajor bei Erdőbénye. Das Gebiet war zu Zeiten der Sedimentablagerung nur von seichtem Wasser bedeckt, dessen dichte Wasserflora in der breiten Küstenzone lebte. Von den Diatomenresten sind die *Nitzschia*-, *Fragilaria*-, *Navicula*- und *Cymbella*-Arten alle küstennahe Formen. Die dichte Bewachsung der Stillgewässer bestätigt die dominierende Menge der *Epithemia* und *Cocconeis*-Reste. Neben den Algenresten sind in diesen Schichten auch *Potamogeton*- und *Alnus*-Formen zu finden; in den Lignit-führenden Zwischenlagerungen dominieren hauptsächlich die Überreste der Nadelhölzer sowie Arten der Gattungen *Fagus*, *Carya*, *Ostrya*, *Betula*.

Zu selber Zeit sind vermutlich auch die opalisierten Quarzitschichten von Ligetmajor, Mád-Koldu (Abb. 3, No 1.) und Fony mit Rohr- und Schilfresten, die auch verkieselte Astbruchstücke enthalten, entstanden worden. E. NAGY hat aus den Lignit-führenden Tonschichten des Hidegoldal bei Erdőbénye Pollen der Gattung *Tsuga* bestimmt, deren massenhaftes Auftreten schon auf das Pliozän hinweist. Diese Fragen bedürfen aber noch weiterer Untersuchungen.

Nach unseren Untersuchungen sind die untersuchten Fossilienassoziationen zur genauen Bestimmung der einstigen Biofazies geeignet; zur Bestimmung einiger genaueren Horizonte innerhalb der sarmatischen Stufe können sie aber nur in beschränktem Masse verwendet werden.

ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА САРМАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ТОҚАЙСКИХ ГОР

М. ХАЙОШ — И. ПАЛФАЛЬВИ

На основании проведенных авторами исследований можно установить, что участки осадконакопительного бассейна данной области в начале сармата были покрыты солоноватоводным мелким морем. В связи со все более и более усиливавшейся вулканической деятельностью рельеф местами поднимался и образовалась озерная область, рассеченная островами. Вследствие постепенной интенсификации накопления вулканического материала небольшие бассейновые участки стали медленно заполняться, причем соленость воды в них постепенно понижалась. Суша была вначале покрыта сравнительно более открытой лесной вегетацией, состоявшей из макротермических видов. В мелководном биотопе прибрежной зоны произрастала сообщество солоноватоводных, главным образом прибрежных водорослей, ведших донный образ жизни. Здесь встречаются также остатки нескольких морских видов (указывающих на близость берега). Сюда относятся водорослевые остатки сарматских отложений районов сс. Эрдёбенье—Барнамай, Кёвагоольдаль, Талья, Абауйсанто, Цекехаза и Фюзеркаята.

В этом этапе осадкообразования на суше преобладали смешанные леса, сложенные отчасти вечнозелеными, отчасти твердолиственными и полувечнозелеными, аридными растениями с участием мелколиственных *Leguminosae*. [Сюда относятся представители видов *Quercus mediterranea* UNG., *Qu. urophylla* UNG., *Qu. kubinyii* (Ков.) Cz., *Podogonium* и т. п.] Остатки листопадных древесных пород, требующих умеренно-влажной среды обитания, играют более подчиненную роль. В некоторых местах существовали также небольшие болотные сообщества и рощи. Подавляющее большинство видов является близким ко средиземноморским видам, указывая на существование аридного, субтропического климата.

Движения земной коры, связанные со все более и более усиливавшейся вулканической деятельностью, привели к опусканию местного характера. Подавляющая часть превратившихся раньше в сушу областей снова была затоплена. Рыхлый материал туфов, выпавших на поверхность суши, был переотложен этими водами. В мелководе, соответственно местным условиям и характеру дна осадконакопительного бассейна, образовались залежи диатомита, каолинита, бентонита и кварцита. Эти образования переслаиваются более или менее мощными пластами туфов или туффитов. Для данного этапа осадкообразования характерны неглубокий стоячий солоноватоводный водоем и мезофильные, смешанные леса прибрежных областей суши. Довольно закрытая флора свиты каолиновых пластов в с. Мад, представленная крупными листьями *Magnolia*, *Büttneria* и *Ulmus*, указывает на существование более гумидного смешанного леса.

Залежи кварцитов не содержат диатомовых водорослей. Встречаемые в них остатки рогозов и камышей указывают на мелко-пресноводную территорию. На основании преобладающих остатков листьев *Quercus kubinyii* (Ков.) Cz., *Acer decipiens* A. Br., *Zelkova ungeri* Ков. можем заключить о том, что в окружающих районах произрастали аридные подгорные леса.

В комплексе ископаемых растительных остатков свит каолинитовых и бентонитовых пластов отсутствуют твердолиственные, и характерные формы аридных лесов также встречаются в меньшем количестве. Многочисленные остатки форм *Osmunda*, *Glyptostrobus*, *Liquidambar* и т.п. являются, по-видимому, представителями широко распространенных болотных и рощных сообществ. Бентонито-каолиноносные туфовые пласты содержат диатомовые водоросли только спорадически (солонатоводные *Nitzschia* и другие формы).

Во время образования каолинитов и бентонитов с растительными остатками в сс. Мад и Фюзеррадвань климат был субтропическим. Следовательно, по сравнению с комплексом ископаемых растительных остатков свиты пластов в сс. Эрдёбень-Талья, обладавшим аридным, средиземноморским климатом, климат стал постепенно более умеренным с увеличением атмосферных осадков.

В районе с. Эрдёбень туффитовая толща с буроугольными пропластками, а также диатомитовые и кварцитовые слои кровли у фермы Лигетмайор и на Ю-ном склоне горы Надьмондоха представляют собой наиболее молодые отложения с отпечатками растений в пределах данной территории. Последняя во время осадкообразования была покрыта лишь мелководьем, в широкой прибрежной зоне которой произрастала густая водная растительность. В комплексе диатомовых остатков представители родов *Nitzschia*, *Fragilaria*, *Navicula* и *Cymbella* являются прибрежными формами. Существование густой растительности стоячих водоемов доказывается преобладанием ископаемых остатков *Epithemia* и *Cocconeis*. В этих слоях, кроме водорослевых остатков, встречаются *Potamogeton* и *Alnus*. В буроугольных пропластках преобладают главным образом остатки сосновых и формы *Fagus*, *Carya*, *Ostrya*, *Betula*.

Опализированные кварцитовые слои, содержащие остатки камышей и рогозов, а также кусочки кремневых ветвей у фермы Лигетмайор, Мад—Колду (рис. 3, № 1) и Фонь предположительно образовались в то же самое время. На основании ксилотомических исследований, проведенных Э. ХОРВАТ, растительные остатки Фоньских кварцитов были отнесены к нижнему паннону. Э. НАДЬ определила пыльцу *Tsuga* из буроуглистых глин склона Хидеголда. Многочисленное нахождение пыльцевых зерен этой группы ознаменовывает уже плиоцен. Эти вопросы требуют проведения дальнейших исследований.

Судя по данным проведенных авторами исследований, изученные комплексы ископаемых растительных остатков являются годными для

уточнения биофаций соответствующих веков, однако пока ограничена возможность использования их для более дробных стратиграфических определений в пределах сарматского яруса.

A HORZSAKŐ FOGALMA, SZÖVETI JELLEGE ÉS GENETIKÁJA

Írta: ILKEYNÉ PERLAKI E. — BARABÁSNÉ SERÉNYI E.

A szakirodalom áttekintése után nyilvánvalóvá vált, hogy a fontos genetikai következtetésekre alkalmas horzszakő fogalma a szóhasználat és elnevezés lazasága miatt nem egyértelmű. A ma használatos magyar *horzszakő* (régies elnevezése *tajtkő*, *habkő*), a német *Bimsstein*, az angol *pumice*, a francia *ponce*, az olasz *pomice* és az orosz *pemza* elnevezés egyaránt a latin *pumex*-ből származik, de nem minden esetben használják a szó szerinti fordítás — *habkő* — értelmében. Az angol szakirodalom például horzszaköves tufát ért alatta (ha porszem nagyságú, akkor *pumicite*-nek hívja). Nincs elhatárolás a horzszakövesedett kőzetek és a hólyagos kőzetek felé sem. Még zavarosabbá teszi a fogalmat, hogy egyes szerzők *közetsalakként* értelmezték (ISHIKAWA et al. 1957). Szükségesnek látszott tehát a fogalom tisztázása.

A horzszakő szerkezete és fizikai tulajdonságai révén már régen magára vonta a figyelmet. Irodalmi adatok alapján a szálak THEOPHRASTUS-hoz vezettek, aki már időszámításunk előtt 325-ben foglalkozott az általa „féregrágtá fának” nevezett horzszakövel, sőt genetikai értelmezését is megadta, mely szerint a horzszakő egy része „tenger habjából” származik, más része viszont „tűztől kapta mai alakját”. Az ókori írók közül a természeti jelenségekre figyelő PLINIUS (i. u. 78) használta először a *habkő* nevet, ezenkívül már felhasználásáról is írt, mert megjegyezte „a horzszakő használata lággyá teszi a nők és férfiak arcát és CATULLUS szerint könnyvek fényesítésére is megfelelő”.

WALLERIUS (1750) már a *Bimsstein* elnevezést használta és „egy kőszén fajtából földalatti tűz” által létrehozott terméknek tekintette.

A múlt századtól napjainkig megjelent kézikönyvek és egyes cikkek a genetikát illetően megegyeznek abban, hogy a láva habformájáról van szó, mely a kiszabaduló gázoktól fúvódott fel és ezen a módon alakult kis térfogatsúlyú és nagy felületű anyaggá (VON LEONHARD, 1824). Tapasztalati megfigyelések és leírások alapján a horzszakő anyagának kémiai összetételére vonatkozóan a különböző szerzők nincsenek egy véleményen. Számszerűen legtöbbször azok vannak, akik szerint savanyú — tehát riolitos, illetve legfeljebb dacitos — összetételű magmából képződhet

horzsakő. COTTA (1846) 61—71% SiO_2 -tartalmat adott meg, s a horzsakövet felfújt obszidiánnak, illetve trachitnak tartotta. DANA (1890) trachitos vagy ortoklász tartalmú láva salakjaként értelmezte és megállapította a jellemző lineáris hólyagosságot. ZIRKEL (1867) írta le először igen részletesen az üveges vulkáni kőzeteket, közöttük a horzsakövet is. Összetételét az obszidiánéval megegyezőnek tartotta; a hólyagok alakjával és hosszanti kihúzottóságával is foglalkozott. (Részünkről külön érdeklődésre tarthat számot, mert Tokaji-hegységbeli — telkibányai — anyagot is vizsgált). A részletes horzsakő-vizsgálatokban lényeges fejlődést jelentett ABICH (1840, 1841) munkája. Szöveti jellegek alapján — a hólyagok kerek, habszerű, ill. szálas, hajszerű megjelenése szerint — két csoportra osztotta őket. Ennek jogosultságát a kémiai összetétel és a fajsúly adataival támasztotta alá. Az előbbi csoport kovasavtartalma kisebb (60% körüli), fajsúlya nagyobb (2,41), az utóbbi csoport esetében a kovasavtartalom 71% körüli, a fajsúly pedig kisebb (2,37).

SZABÓ JÓZSEF (1875) szerint a tajtkő szintén savanyú összetételű. ROSENBUSCH (1901) csak 70%-os SiO_2 -tartalom mellett tartotta lehetőnek a horzsakő-képződést. Ugyancsak szigorúan riolitos összetétel mellett maradt WEINSCHENK (1902), LAPPARENT (1923) és FRITSCH—REISS (1868) Teneriffa szigetről írt munkájában. Általában — számszerű adatok megadása nélkül — savanyú lávából alakult képződménynek tartotta TRÖGER (1935) az *Új Magyar Lexikon* (1961) és a *Glossary of Geological and Related Sciences* (1957) is. A *Bolsaja Szovjetszkaja Enciklopedija* (1955) már 68—73% SiO_2 -t adott meg, tehát a dacitos összetétel felső határát érintette. A *Naučný Geologický Slovník* (1961) határozottan horzsakőképződésre alkalmasnak tartja a riolit mellett a riodácitot és dácitot is.

A horzsakő fogalmának az egészen savanyú magmákra korlátozása mellett akadtak olyan szerzők is — szám szerint ugyan kevesebben — akik a horzsakő-képződés mechanizmusát az intermedier magmákra, vagyis andezites összetételűekre is kiterjesztették. NASZEDKIJ (1961) véleménye — mely szerint az andezites üveg, bár képes a felfúvódásra, de nehezebben és kisebb mértékben, mint a riolit — az átmenetet képviseli. ERDMANNSDÖRFER (1924) liparitos, trachitos, illetve andezites horzsakőről tett említést. Képződését a viszkozitás csökkenésével hozta kapcsolatba. WENTWORTH és WILLIAMS (1930—1932) munkája a piroklasztikumok osztályozásáról és terminológiájáról igen jelentős összefoglalás; ők a horzsakövet savanyú és intermedier magmák termékének tekintették. WILLIAMS már előző cikkében (1926) összehasonlította a horzsakövet és a salakot külső megjelenés tekintetében, idézve a szélsőséges véleményeket és arra az álláspontra jutott, hogy az elkülönítés igen önkényes és így széles skálájú.

ROSS és SMITH közös munkája (1961) riolitos összetétel mellett andezites összetételű ár-tufáról („ash-flow tuff”) is beszámolt, mely horzsakövet tartalmaz. Szerkezetét tekintve — a fényképekről szerint —

e horzsakő az összesült tufa képződésekor hasonlóan viselkedik, mint a savanyúbb fajtaké, tehát az összesülés erősségétől függően részben vagy egészen elvesztheti horzsakő-szerkezetét. Az andezites összetétel bizonyítására azonban elemzési adatot nem közöl.

Külön csoportot alkotnak azok a kutatók, akik a bazaltos összetételű salakot „bázisos horzsakő”-nek tartják. LASAULX (1886) nem tartozik egyértelműen ebbe a csoportba, mert a horzsakő SiO_2 tartományát 60% alatt és 73% felett adta meg. Ugyanakkor elismerte, hogy bazaltos összetételű kőzetben valódi horzsaköves kifejlődést igen szórványosan találni. Egyetlen példának említette a Kilauea vulkán 51—53%-os SiO_2 -tartalmú — *Pelé hajá*-nak nevezett — üvegszálaikat. LOEWINSON-LESSING (1893) megállapította, hogy régebben csak a trachitos magma származékának tekintették a horzsakövet, pedig általában a lávák habos megjelenési formája.

RINNE (1921) már határozottan kijelentette, hogy a horzsakő nem kémiaileg meghatározott kőzetet, hanem inkább struktúrát jelent, mely egészen eltérő anyagú eruptívumoknál is létrejöhet. STINY (1929) szintén a salak megfelelő savanyú módosulatának tartotta; a különbség a lyukacsok számában és a horzsakő kisebb sűrűségében mutatkozik. LACROIX (1930) a horzsakő eltérő szerkezetét összetétel-különbséggel hozza kapcsolatba. A hosszanti hólyagos, rostos benyomást keltő megjelenés a riolitos horzsakőre, míg a szferikus üregek a fonolitos horzsakőre jellemzők. Ennek megfelelően oszlanak meg a világos és sötét színváltozatok is. JOHNSTON-LAVIS (1886) megállapítása szerint eleinte csak savanyú kőzetekre alkalmazták — hólyagosság esetén — a horzsakő nevet, de ez nem lényeges megkülönböztetés, mert szerinte minden fajta kőzetösszetétel mellett létrejöhet ilyen szerkezet. A régi megkülönböztetés oka valószínűleg az, hogy a savanyú kőzetekben jóval gyakoribb a horzsakő, mint a bázisos kemizmusúakban. A fajsúlybeli eltérést és a hólyagok méretében mutatkozó különbséget nem tekintette lényegesnek és a képződési módra jellemzőnek, sőt a sötét, tehát bázisos változatra a salakos horzsakő nevet ajánlotta. Az *Encyclopedia Britannica*-ban (1929—1932) FLETT határozottan kijelentette, hogy minden látatípus megfelelő feltételek mellett képes horzsakő-képzésre, legfeljebb a bazalt és az andezit ritkábban. Képződése a vízgőz hirtelen kiszabadulása folytán a lávaanyag felhabzásával magyarázható.

A *Der grosse Brockhaus* (1953) szintén liparit-, trachit-, bazaltfajták gázok által felfújt horzsakövet említi. A *Webster's Imperial Dictionary* likacsos vulkáni salaknak nevezte. PIRSSON (1958) túlnyomó részben savanyú összetételt tulajdonított a horzsakőnek, sőt az erősen savanyú obszidián megfelelőjének tartotta. Ugyanakkor azonban a salakot szinonim néven bazaltos horzsakőként említi, elismerve azt, hogy ilyen igen kevés van. A hólyagok alakja és mérete szerint különböző változatokat különített el.

LINDGREN (1898) a Mono Lake riolitos összetételű horzsakövének leírásával kapcsolatban megjegyezte, hogy ennek képzésére bármely magma képes. A mérnöki gyakorlatban igen használatos VENDL A.: *Geologia* c. kézikönyv (1957) a Kilauea szálás üveges lávaanyagát bazalt-horzsakőként említi.

A horzsakő képződését tekintve a szerzők általában megegyeztek abban, hogy nagy hőmérsékleten, nyomáscsökkenés esetén a gázok expanziója hozza létre ezt a szerkezetet. Közvetlen megfigyelés hiányában azonban ez a vélemény csak igen általános és csupán gondolatban végigvezetett folyamat eredménye volt. Kétségtelen, hogy a törekvés — a természeti folyamatokat közelről, mesterséges körülmények között megfigyelni — igen régi keletű. Már THEOPHRASTUS is próbálkozott az obszidián izzításával (BERGEAT 1899). ENDELL (1915) platinatégelyben izzította az obszidiánt és már 850—900 foknál duzzadást tapasztalt. További hevítésnél az anyag összesült. ABICH (1841) kvantitatív megoldásra is gondolt. Bemért mennyiségű obszidián és trachitanyag horzsakövesedésének mértékét vizsgálva megállapította, hogy a kis SiO_2 -tartalmú kőzetek horzsakő-képződési hajlama nagyobb és hogy ezt az alkáliák jelenléte kedvezően befolyásolja. Az igen savanyú obszidián a kísérlet során fehér üvegtömeggé olvadt össze.

A horzsakő-képződés azonban több tényezőtől függ. Ezek összefüggéseinek elméleti és kísérleti vizsgálatával, a lehetőség szerinti mérésével és számszerű megadásával több kutató is foglalkozott. Legfontosabb tényezőnek a viszkozitás bizonyult. BOWEN (1934) végzett vizsgálatokat ennek mérésére. A riolitos láva összetételét megközelítő albitolvadék 1150 fokon 10^8 poise viszkozitású, az 51%-os SiO_2 -tartalmú anyag — szerinte andezitolvadék — viszkozitása 1200 fokon $3,1 \times 10^4$ poise. Egyáltalán nem vette azonban figyelembe a víz, illetve a könnyen illók hatását. SHEPHERD (1938) szoros kapcsolatot tételezett fel a könnyen illók és a viszkozitás között. Szerinte a hólyagosodás még folyós állapotban megy végbe; a felhabzás és a könnyen illók eltávozása után az anyag hirtelen nyúlóssá válik. HAWKES viszkozitás-hőmérséklet diagramja (1. ábra) jól mutatja, hogy a viszkozitás a hőmérséklet csökkenésével eleinte lassan, majd, jóval a likvidusz-pont elhagyása után, rohamosan növekszik. Átlagos szilikátüveg szilárdulási hőmérséklete $550\text{ }^\circ\text{C}$, a likvidusz hőmérséklet pedig $1200\text{ }^\circ\text{C}$. Ha a görbét megpróbáljuk beszorítani a két hőmérsékleti határ közé, azt az eredményt kapjuk, hogy kb. $900\text{ }^\circ\text{C}$ körüli tartomány alatt hirtelen a növekedés. Ezt kivetítve a vulkáni működés területére, az $1000\text{—}1200\text{ }^\circ\text{C}$ -os kitörési hőmérséklettel rendelkező láva viszkozitásváltozása nem nagy. Ugyanakkor a kitörési hőmérsékletről a gyors viszkozitásnövekedés hőmérsékletére való csökkenés igen rövid idő alatt mehet végbe, mivel e különbség nem több $100\text{—}200\text{ }^\circ\text{C}$ -nál. Az obszidián viszkozításával a horzsakő-képződés szempontjából részletesen foglalkozott VOLAROVICS és LEONTJEVA (1937). Vizsgálataik eredménye

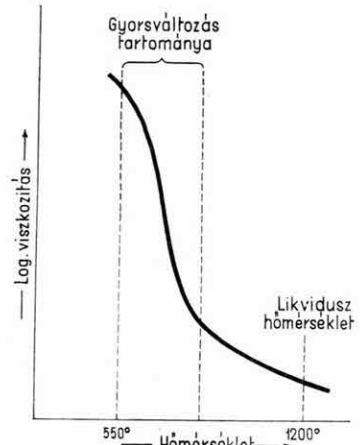
szerint 1000—1200 C° hőmérsékleti tartomány a legmegfelelőbb a horzsakőképződés szempontjából; az olvadék viszkozitása 10^9 — 10^8 poise, obszidiános összetétel mellett. Ennél kisebb hőmérsékleten az anyag obszidiánüveggé szilárdul meg.

A nyomás szerepével — VOLAROVICS és CSEPURIN (1944) adatainak felhasználásával — PETROV és BORSZJUK foglalkozott részletesen. Mindkettőn 15 atm határértéket kaptak, melynél nagyobb nyomáson a hőmérséklet emelkedése sem válthat ki horzsakőképződést. Ez a nyomásérték 50 m felszín alatti mélységben uralkodik.

Igen érdekes és a horzsakő-képződés folyamatát megvilágító kísérleteket végzett КИТАРОВ gránitos és bazaltos olvadékokkal, melyek során a két olvadék ellentétes viselkedést mutatott. Míg ui. a bazaltos olvadék oldott vizének nagy része mélyebb szinten — 1000 C° hőmérsékleten és 2000 atm nyomáson — távozik el, addig a savanyú láva esetében a nehezebben felszabaduló oldott víz csak a magasabb szintek elérésekor robban ki. Ez a kísérleti tény a horzsakő-képződés lehetőségét a savanyú magmatartományra korlátozza.

A horzsakő keletkezését befolyásoló tényezőnek tekinthető még a magmatömeg legfelső hártájának felületi feszültsége is. МАРНИН (1957) számszerűen is megadta a felületi feszültség változását: 1100—1400 C°-os, 63—77% SiO₂-tartalmú és ennek megfelelő viszkozitású olvadék esetében ez 298—343 din/cm². Ha a különbség abszolút számértékét nézzük, az valóban nem nagy, de ha a változás arányát tekintjük, akkor kitűnik, hogy a viszkozitás egészének kb. 1/6-át képezi, amely már befolyásolhatja a buborékképződést. УСЪТИЈЕВ (1961) a hólyagos bazaltokkal foglalkozva megjegyzi, hogy a hólyagok szferikussága a láva viszkozitásától és a külső nyomástól függ. A bazaltoknál éppen a kisebb viszkozitás miatt nagyobb lehetőség van szferikus hólyagok képződésére, mint a nagy viszkozitású savanyú láváknál. Ezt a tényt megfigyelések is igazolják.

НАСЗЕДКИЈ (1961) — a kőzetüvegek vízleadó képességével kapcsolatos — vizsgálataiból azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a hólyagosodási képesség első feltétele a savanyúság, mivel a savanyú üveg viszkozitásának csökkenésekor minden víz hirtelen, hólyagokként különül el, míg a bázisos üveg a viszkozitás hirtelen csökkenésekor — a 900—1000



1. ábra. Viskozitás-hőmérséklet diagram (HAWKES után)


Fig. 1. Changes of viscosity as a function of temperature (after HAWKES)

Рис. 1. Диаграмма изменения вязкости в функции температуры (по HAWKES)

Sorszám	Minta	Térf. %-os megoszlás mikroszkóp alatt	Térfogat-súly	Fajsúly	Fénytörés	SiO ₂	TiO ₂
1.	Lipari-sziget	üveg: 20,8 pórus: 79,2 krist.: —	0,72	—	1,498 <n <1,5065	71,9*	
2.	Fony — Répáshegy	28,8 70,1 1,1	0,75	2,40	—	69,58	0,19
3.	Boldogkőváralja tufabánya	41,0 59,0 —	0,85	2,21	1,498 <n <1,5065	72,12	0,12
4.	Vízolyi tufabánya	43,6 55,3 1,1	0,91	2,32	1,498 <n <1,5065	70,39	0,17
5.	Bodrogkeresztúri tufabánya	20,8 79,2 —	0,91	2,65	1,546 <n <1,549	51,23	0,07
6.	Erdőbénye Sajgóhegy	40,5 57,7 1,8	1,20	2,21	1,4802 <n <1,493	73,85	0,04
7.	Erdőbénye Tolcsvahegy lábánál levő tufabánya	41,5 57,0 1,5	1,25	2,21		76,05	0,04
8.	a. Nagybózsva — Kőbérc	62,5 35,5 2,0	1,32	2,55	1,498 <n <1,5065	72,15	0,46
9.	b. Nagybózsva — Kőbérc	47,2 51,4 1,4	1,33	2,22	1,498 <n <1,5065	70,92	0,05
10.	Nagybózsva Szarukő D-i orra	52,1 45,1 2,8	1,44	2,47	1,498 <n <1,506	71,9*	
11.	Telkibánya 3. sz. fúrásból	60,0 40,0 —	1,63	2,34	1,498 <n <1,5065	71,9*	
12.	Pálháza — Szárhegy D-i oldala (zöld)	43,1 40,0 16,9	1,68	2,47	1,498 <n <1,5065	71,9*	
13.	Pálháza — Szárhegy D-i oldala (fehér)	53,0 46,9 0,1	1,74	2,34	1,498 <n <1,5065	71,9*	
14.	Nagybózsva Berenáshegy	74,3 24,7 1,0	1,88	2,28		67,06	0,04
15.	Nagybózsva — Szarukő DK-i része	71,9 27,3 0,8	1,91	2,26	1,498 <n <1,5065	69,93	0,04
16.	Megyaszóí kőbánya	77,5 21,7 0,8	1,91	2,56	1,498 <n <1,5065	71,9*	
17.	Abaújszántó — Sulyom	61,6 33,7 4,7	1,94	2,44	1,507 <n <1,513	67,4*	

1. táblázat

Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	-H ₂ O	+H ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	Kőzet
14,43	1,10	0,82	0,05	0,01	1,48	2,90	4,25	0,49	4,76	—	0,01	Horzsakövek
12,01	1,87	0,95	0,14	0,26	1,42	1,96	4,31	1,01	4,01	—	0,05	
13,81	1,12	0,95	0,12	1,33	0,13	2,22	4,85	0,63	4,32	—	0,04	
23,50	4,20	0,45	0,12	1,78	1,05	1,23	3,07	7,11	6,67	—	0,05	
11,56	1,11	0,31	0,14	0,09	0,85	1,47	4,32	1,11	5,02	—	0,04	
10,47	0,65	0,46	0,10	0,64	0,06	1,24	4,32	0,70	5,31	—	0,04	
13,43	0,77	0,49	0,07	0,07	1,17	2,59	4,19	0,77	3,80	—	0,15	
13,97	1,01	0,10	0,17	0,37	1,26	2,33	3,93	1,60	4,27	—	0,02	
12,74	0,88	0,12	0,15	0,10	2,19	0,10	4,42	5,39	7,10	—	0,02	Horzsakővesedett kőzetek
12,94	0,95	0,08	0,19	0,01	1,18	1,43	3,93	3,08	6,40	—	0,02	

Sorszám	Minta	Térf. %-os megoszlás mikroszkóp alatt	Tér- fogat- súly	Faj- súly	Fénytörés	SiO ₂	TiO ₂
18.	Golop — Somoshegy	68,0 31,5 0,5	1,99	2,22		76,46	0,06
19.	Abaújszántó — Krakóhegytől K-re	60,0 31,5 8,5	2,03	2,37	1,498 <n <1,5065	75,38	0,12
20.	Mád — 283 	59,8 33,8 6,4	2,05	2,53		76,09	0,05
21.	Megyaszó — Nagyrépashegy	32,7 16,1 51,2	2,11	2,39	1,522 <n <1,536	60,91	0,03
22.	Abaújszántó — perei út mentén	67,5 31,8 0,7	2,18	2,40		71,50	0,08
23.	Stromboli (Olaszország)	30,1 65,5 4,4	1,24	2,74	1,570 <n <1,581	50,71	0,60
24.	Celldömölki Sághegy	20,0 40,0 40,0	1,73	2,83	1,553 <n <1,570	52,0*	
25.	Erdőbénye — Szokolya	35,3 20,7 44,0	1,62	2,78	1,546 <n <1,553	54,0*	
26.	Új-Zeeland, andezitsalak	40,0 43,0 17,0	1,52	3,07	1,507 <n <1,516	67,6*	
27.	Nagybózsva Nagyteremkő	35,0 65,0 —	1,99	2,56		78,18	0,05

* = a GEORGE-féle diagramról leolvasott érték

A kémiai elemzéseket BARABÁSNÉ SERÉNYI E. végezte

C° közötti hőmérsékleti tartományban — nem hirtelen, hanem fokozatosan veszt el könnyen illó tartalmát és így nem hólyagosodik. A víztartalom mennyisége szintén befolyásolja a hólyagosodási képességet. Nem a teljes víztartalom, hanem csak a likvidusz-pont alatt hirtelen távozó könnyen illó anyag okozza a viszkozitás ugrásszerű megnagyobbodását és így ez elsőrendű anyagi feltétele a horzsakő-képződésnek.

Összefoglalva tehát, az eddigi eredmények alapján a horzsakő-képződéshez szükséges feltételek: savanyú összetételű magma, mely nagy mennyiségű könnyen illó anyagát (főleg vizét) 15 atm nyomási határértéknek megfelelő felszín alatti mélységig meg tudja tartani és az a 10⁸—10⁹ poise viszkozitásnak megfelelő 1000—1200 C° hőmérsékleten robbanásszerűen szabadul ki.

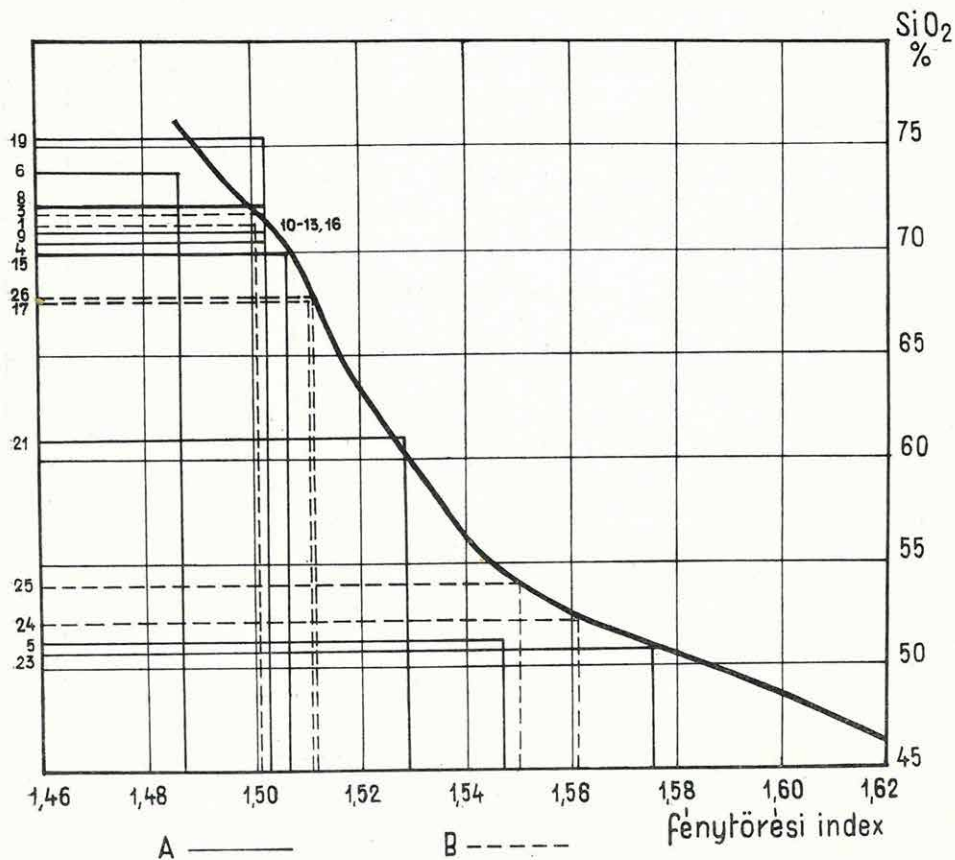
Tokaji-hegységi horzsakő-mintákon végeztünk vizsgálatokat abból a

I. táblázat folytatása

Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	-H ₂ O	+H ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	Kőzet
12,82	0,53	0,06	0,15	nyom	0,31	1,53	7,67	0,03	0,51	—	0,05	Horzsa kövesedett kőzetek
12,92	1,03	0,28	0,00	0,08	0,88	2,56	4,16	0,65	1,63	—	0,04	
12,89	0,64	nyom	0,00	0,04	0,34	1,90	4,67	1,34	1,79	—	0,03	
18,61	3,73	1,69	0,19	0,85	4,24	2,70	2,52	1,35	3,27	—	0,15	
13,88	0,68	0,28	0,17	0,01	1,00	2,58	5,03	0,20	4,74	—	0,02	
17,35	2,99	4,38	0,29	7,21	11,23	2,24	1,85	0,82	0,47	—	0,40	Hólyagos kőzetek
11,15	0,64	0,79	0,00	nyom	0,46	2,69	3,46	0,46	1,82	—	0,03	

célből, hogy azok fizikai jellemzői (fajsúly, térfogatsúly, pórustérfogat), kémiai összetétele és alaki tulajdonságai alapján megvonhassuk a határt a valóságos horzsakő, horzsa kövesedett lágakőzetek és hólyagos kőzetek között. A 17 db minta teljes kémiai elemzését BARABÁSNÉ SERÉNYI E. készítette el. Ezeket az adatokat az 1. táblázatban foglaltuk össze. A horzsakő általánosan ismert tulajdonsága, hogy úszik a vízen. Ez szigorúan véve egynél kisebb térfogatsúlyt jelentene. Miután azonban szerkezetük és kristályosságuk alapján ennél nagyobb térfogatsúlyú fajtákat is horzsa kőnek kell neveznünk (WASHINGTON 1920), a határ megvonása a mérések alapján 1,4 térfogatsúlynál látszik indokoltnak. Mikroszkóp alatt, pontszámlálóval végzett hólyag—üveg—ásványtartalom térfogatszázalékos mennyiségi kimérése alapján az ásványtartalom felső határaként 2%, míg a pórus-

térfogat alsó határaként 35% tekinthető. Ha az e határok közé eső minták elemzéseinek SiO_2 -adatait összevetjük a CSÁNK E.-NÉ által mért törésmutatók alapján a GEORGE-féle diagramról leolvasható hozzávetőleges SiO_2 értékekkel (2. ábra), arra az eredményre jutunk, hogy a megfelelő szöveti jellegekkel és fizikai tulajdonságokkal rendelkező horzsakövek kivétel nélkül dácitos-riolitos összetételűek. A DALY-féle dácit-átlagot véve alsó határnak, 65% SiO_2 -tartalom lenne a horzsakő legkisebb savanyúsága. Az 1,4-nél nagyobb térfogatsúlyú mintákhoz tartozó ásvány-



2. ábra. SiO_2 -tartalom és a törésmutató összefüggése (GEORGE-féle diagram)
Jelmagyarázat: A = elemzett érték, B = leolvasott érték. 1—26: mintaszám

Fig. 2. Relation of SiO_2 -content and refraction index (after GEORGE)

Explanation: A = values taken from chemical analyses, B = interpolated data. 1—26: number of samples

Рис. 2. Взаимосвязь между содержанием SiO_2 и показателем преломления (диаграмма GEORGE)

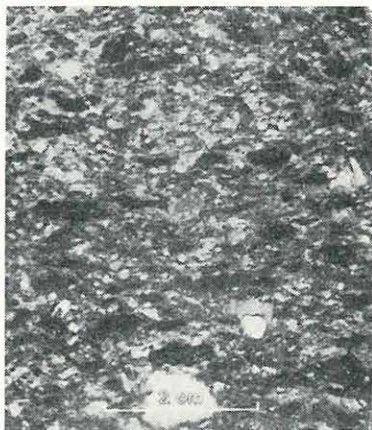
Легенда: A = величины, полученные путем химанализов, B = отсчитанные величины. 1—26: №№ образцов

tartalom felső határa 20%, pórustérfogatuk alsó határa szintén 20%. A rájuk vonatkozó szilíciumdioxid-érték alsó határa 60,9%, mely már andezitnek felel meg. Ha DALY andezit-átlagát fogadjuk el, akkor a horzsakővesedésre még képes kőzetek savanyúságának alsó határa 59,59 % SiO_2 -tartalomnál vonható meg.

A horzsakő legszemetűnőbb tulajdonsága a szerkezete. Az irodalmi leírások nagy része hólyagos, rostos, szálas jelzöt használ egyszerre. Ha a megnyúlás irányával párhuzamos hosszmetsetben nézzük, valóban szálas, rostos. Ha viszont a megnyúlás irányára merőleges harántmetsetben vizsgáljuk, likacsos, mert a szálak és rostok tulajdonképpen csövek. Képződésmódját tekintetbe véve, a nyomáscsökkenés irányában kiszabaduló gázok párhuzamos csöveket hoznak létre. A gyakorlatban azonban ezek természetesen nem tökéletesen egyirányúak, eltérő szögben állnak, ezért a legtöbb esetben a hosszmetset csiszolatában is találunk likacsokat és a harántmetsetben is hosszanti csöveket (I. tábla 1, 2). Ezenkívül — mivel a nagy viszkozitás miatt a gáztartalom nem tud maradéktalanul eltávozni — gyakran hólyagok maradnak vissza. Ezzel kapcsolatban külön is meg kell említenünk az összeült tufák horzsakövet, melyre jellemző az erős plasztikus deformálódás és az alapanyag felé éles határ nélkül való elvégződés (I. tábla 3). Ross és SMITH (1961)

kitért a horzsakő — a többi üvegtörmeléknél nagyobb — plaszticitására és azt éppen a bentrekedt könnyen illó tartalomnak a rétegyomás és a még mindig elég nagy (600—700 C° körüli) hőmérséklet hatására történő oldatba jutásával magyarázta. Ennek hatására ugyanis a horzsakőüveg kisebb viszkozitásával válik és könnyebben enged a nyomásnak, eredeti szerkezetét részben vagy egészen elveszti, erősebb deformációt szenved és gyakran fekete obszidián-üveggé olvad össze (3. ábra). A horzsakővesedett andezit mellett a vizsgált minták között horzsakővesedett riolit, illetve perlit is található, mint a könnyen illókban már szegényebb és kisebb hőmérsékletű savanyú láva terméke (I. tábla 4; II. tábla 1, 2).

A hólyagos kőzetek szöveti jellegzetessége, hogy kihúzódás, megnyúlás, csöves szerkezet nem figyelhető meg rajtuk, bármilyen irányú csiszolatban likacsos képet mutatnak (II. tábla 3, 4). Gyakori, hogy a mikroszkóp alatt kimért pórustérfogat már a horzsakővekre



3. ábra. Ár-tufa (Ross, C. — SMITH, R. után)

Fig. 3. Flood (ash-flow) tuff (Ross—SMITH 1961, fig. 85)

Рис. 3. Поточный туф (образовавшийся из пепельного потока) (Ross—SMITH 1961, fig. 85)



4. ábra. „Pelé haja”

Fig. 4. „Pelée's hair”

Рис. 4. „Волосы Пеле”

jellemző tartományba esnek, de a térfogatsúly nagyobb annál, éppen a kisebb üvegtartalom és nagyobb ásványtartalom miatt. Bazaltos összetétel esetén az ásványtartalom [térfogatszázaléka általában nagyobb az üveg térfogatszázalékánál. Andezites összetétel esetén is gyakran nagyobb, illetve megegyező. A hólyagos riolitok esetében viszont az ásványtartalom mindig kisebb, a láva viszkozitásától függő kristályosodási képesség csekély volta miatt. A hólyagos kőzetek képződése tehát a kémiai összetételtől függetlennek látszik és feltehetően közös oka van. Az ipari perlitduzzasztási vizsgálatokból kitűnt (ALBERT 1957), hogy a felfúvódás oka az erősen kötött víztartalom, a lazán kötött víz már alacsonyabb hőmérsékleten eltávozott. Feltehető tehát, hogy a gáz- és illóanyag nem robbanásszerű eltávozásából eredő hólyagosodás a lazán kötött víz eredménye, melyet bázisos és savanyú magma

egyaránt tartalmazhat. KLÜPFEL (1952) megfigyelései szerint bazaltos láva vizes környezettel érintkezve felforr és salakot képez.

Különleges képződési módot képvisel a sokak által bazalt-horzsának nevezett „Pelé haja” (4. ábra), amely látszólag valóban mutat némi alaki hasonlóságot a valódi horzsakőhöz. Képződése azonban a bazalt-vulkánosságra jellemző lávató-tevékenységgel kapcsolatos (RITTMANN 1960, és WENTWORTH—WILLIAMS 1930—32). Az állandó lassú mozgás és buborékképződés közben kisebb-nagyobb olvadt darabok kivetődnek és azokat a szél nyújtja ki szálszerűvé. A lényeges különbség tehát a kétféle képződési mód között a következő: míg a nagyviszkozitású savanyú láva kötött víztartalma a felszínhez közel robbanásszerű távozásával felfújja és kihúzza a kőzetüveget és a hirtelen megszilárduló horzsakő mintegy negatívja a gáz útjának, addig a kisebb viszkozitású bazaltüveget nem a belső gáztartalom, hanem a külső levegőmozgás nyújtja ki szálakká.

IRODALOM

- ABICH, H. 1840: Beiträge zur Kenntnis des Feldspaths. — Poggendorf's Annal Physik. Chem. 50 (126) I. pp. 125—148. II. pp. 341—362.
- ABICH, H. 1841: Über die Natur und den Zusammenhang der vulkanischen Bildungen. — Braunschweig.
- ALBERT I. 1957: A perlit expandálásánál végbemenő folyamatok. — Építőanyag 6. pp. 284—287.
- BERGEAT, A. 1899: Von den aeolischen Inseln. — Zeitschrift für prakt. Geol. *Bol'saja Szovjetskaja Enciklopedija*. 1955.
- Der grosse Brockhaus* 1952. — Wiesbaden. 16. kiadás.
- CHESTERMAN, L. W. 1957: Volcanic lightweight aggregates of Western United States. *in: Vulcanologia del Cenozoico.* — Congreso Geologico Internacional XX^a Sesion, Mexico 1956. Seccion I. pp. 205—230.
- COTTA, B. 1846: Geognosie und Geologie. — Dresden, Leipzig.
- COTTA, B. 1855: Die Gesteinslehre. — Freiberg.
- DALY, R. A. 1933: Igneous rocks and the depths of the earth. — New York, London.
- DANA, J. 1890: Characteristics of Volcanoes. — London.
- BORSZUK, A. M. 1960: Ob intruzivnoj prirode granodiorit-porfirov Tuapszinszkogo rajona. — Izv. Akad. Nauk SzSzSzR szer. geol. pp. 94—104.
- ENDELL, K. 1915: Zur Demonstration der Bimssteinbildung. — Zentralblatt für Min. pp. 69—72.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. 1924: Grundlagen der Petrographie. — Stuttgart.
- FLETT, I. S. 1929—32: The Encyclopedia Britannica. — 18, pp. 763—764.
- FRITSCH, K. — REISS, W. 1868: Geologische Beschreibung der Insel Tenerife. — Winterthur.
- GEORGE, W. O. 1924: The relation of the physical properties of natural glasses to their chemical composition. — Journ. of Geol. **32**. 5.
- Glossary Geology and Related Sciences* 1957. — Washington.
- GOLDSCHLAG, M. 1915: Notiz „Zur Demonstration der Bimssteinbildung“. — Zentralblatt für Min. pp. 665—666.
- HITAROV, N. I. 1960: O szootnosenijah mezdu vodoj i magmaticeszkimi raszplavami. — Geohimija, 7. pp. 586—589.
- IDDINGS, I. P. 1909: Igneous rocks. — New York.
- Industrial Minerals and Rocks* 1960. — Am. Inst. of Min. Met. and Petr. Engineers.
- ISHIKAWA, T. — MINATO, M. — KUNO, H. — MATSUMOTO, T. — YAGI, K. 1957: Welded tuffs and deposits of pumice flow and nuée ardente in Japan. *in: Vulcanologia del Cenozoico.* — Congreso Geologico Internacional XX^a Sesion, Mexico 1956. Seccion I. pp. 137—150.
- JOHANNSEN, A. 1931: A descriptive petrography of the igneous rocks. — Chicago.
- JOHNSTON-LAVIS, H. I. 1886: On the fragmentary ejectamenta of volcanoes. — Proc. Geol. Assoc. 9, p. 421.
- JOHNSTONE, S. I. 1954: Minerals for the chemical and allied industries. — London.
- KENNGOTT, A. — LASAULX, A. — ROLLE, F. 1885: Handwörterbuch der Mineralogie, Geologie und Palaeontologie. — Breslau.
- KLÜPFEL, W. 1952: Basaltgeologie. — Zeitschrift der Deutsch. Geol. Ges. 104. pp. 326—353.
- LACROIX, A. 1930: Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent. — Soc. Géol. de France, Livre Jubilaire du Centenaire, Paris.
- LAPPARENT, I. 1923: Leçons de Petrographie. — Paris.
- LASAULX, A. 1886: Einführung in die Gesteinslehre. — Breslau.
- LEBEDEV, P. I. 1931: Mesztorozsdenija pemzü Alageza. — Trudü Petr. Inszt. AN SzSzSzR. Vüp. I. 21—39.

- ZALESZKIJ, V. B. — PETROV, V. P. 1931: Materialü k izucseniju Ainszkogo mesztorozsdenija pemzü. — Trudü Petr. Inszt. AN SzSzSzR. Vüp. I. pp. 41—52.
- ZIRKEL, F. 1866: Lehrbuch der Petrographie. — Bonn.
- ZIRKEL, F. 1867: Mikroskopische Untersuchungen über die glasigen und halbglasigen Gesteine. — Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 19. pp. 737—802.
- ZIRKEL, F. 1873: Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine. — Leipzig.

I. Tábla — Plate I — Таблица I.

1. Horzsakő megnyúlási iránnyal párhuzamos metszete — Lipari sziget. (48 ×)
2. Horzsakő megnyúlási irányra merőleges metszete — Lipari sziget. (24 ×)
3. Horzsakő, összesült riolittufában — Bodrogkeresztúr. (24 ×)
4. Horzsakövesedett perlit — Nagybózsva — Berenáshegy. (48 ×)

* * *

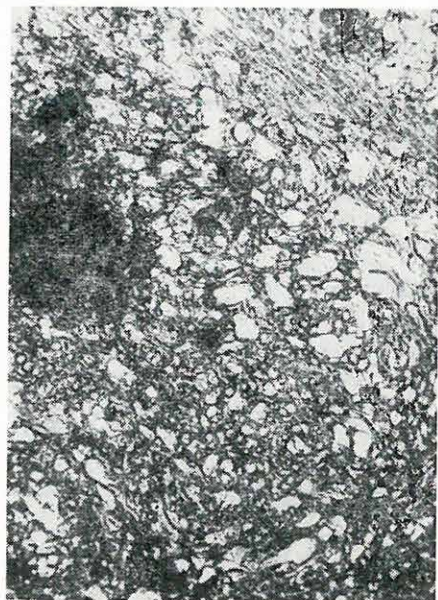
1. Pumice in section parallel to the elongation — Lipari, Island. (48 ×)
2. Pumice in section perpendicular to the elongation — Lipari, Island. (24 ×)
3. Pumice fragment on slightly welded flood tuff — Bodrogkeresztúr. (24 ×)
4. Pumiceous perlite — Nagybózsva, Mt. Berenás. (48 ×)

* * *

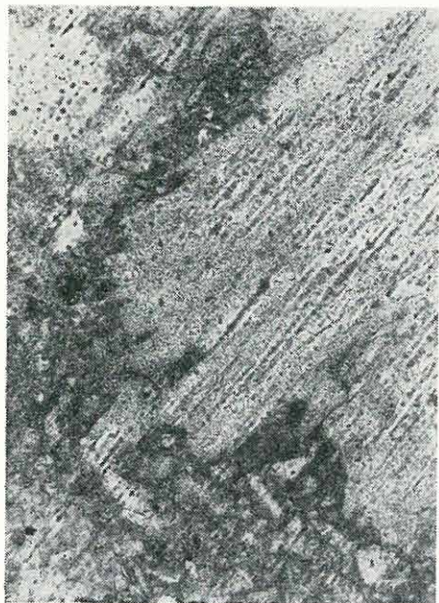
1. Сечение пемзы, параллельное направлению растяжения — Липарские острова. (48 ×)
2. Сечение пемзы, перпендикулярное направлению растяжения — Липарские острова. (24 ×)
3. Пемза в спекшихся риолитовых туфах — Бодрогкерестур. (24 ×)
4. Пемзовый перлит — Надьбожва, гора Беренаш. (48 ×)



1



2



3



4

II. Tábla — Plate II — Таблица II.

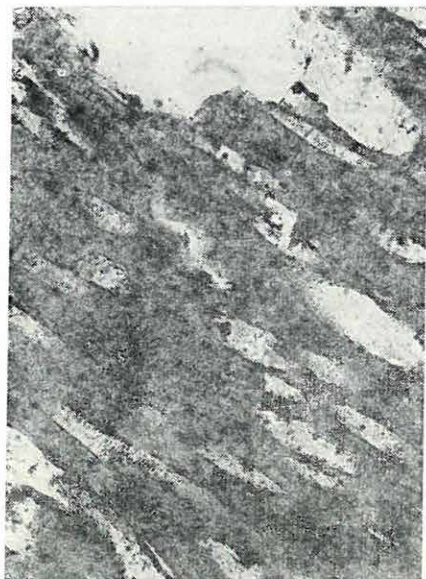
1. Horzsakövesedett riolit hosszanti metszete — Golop—Somoshegy. (48×)
2. Horzsakövesedett andezit — Makkoshotyka, Sóhelygödör. (20×)
3. Hólyagos bazalt — Stromboli. (24×)
4. Hólyagos riolit — Abaújszántó, Krakóhegytől K-re. (48×)

* * *

1. Pumiceous rhyolithe in longitudinal section — Golop, Somoshegy. (48×)
2. Inflated („pumicified”) andesite — Makkoshotyka, Sóhelygödör. (20×)
3. Vesicular basalt — Stromboli, Italy. (24×)
4. Vesicular rhyolite — Abaújszántó, Krakóhegy. (48×)

* * *

1. Продольное сечение пемзового риолита — Голоп, гора Шомош. (48×)
2. Пемзовый андезит — Маккошхотька, Шохельгёдёр. (20×)
3. Пузырчатый базальт — Гора Стромболи, Италия. (24×)
4. Пузырчатый риолит — Абауйсанто, гора Крако. (48×)



1



2



3



4

NOTION, TEXTURAL CHARACTERISTICS AND GENETICS OF PUMICE

by

E. ILKEY—PERLAKI and E. BARABÁS—SERÉNYI

The general survey of the literature showed that the notion „pumice” is used in widely different meanings. Its morphological characteristics are extended sometimes to vesicular-scoriaceous rocks, consequently trials for explanation of mechanism of formation did not reach unanimity. First of all clearing of the concept itself was necessitated.

Morphological characteristics (tubular inflation) and important physical properties (density, specific gravity, pore space) were investigated as a function of chemical composition. By serial analyses (see table 1) true pumice has been characterized by density below 1,4, pore space above 35 vol. per cent and crystal content below 2 vol. per cent. Grouping of properties allowing qualification of true pumice occur generally only in case of rocks of SiO_2 -content higher than 65% (products of dacitic—rhyolitic magmas). This is in complete agreement with experimental data obtained in laboratory: pumice formation is only possible if tightly bonded watercontent of the silicate melt is set free instantaneously (explosively) in the temperature-range of 1000—1200° C at pressures not exceeding 15 atm. Convenient viscosity is reached in the softening range only by melts of above mentioned acidity.

For the rocks similar to pumice but characterized by lower pore space and higher density and crystal content the attribute „pumiceous” has been employed. Chemical composition ranges in this category to the andesitic average. Their formation reflects a magma less capable for tubular inflation or inadequacy of physical conditions at consolidation (resting below optimum of pumice formation).

Vesicular-scoriaceous rock types are to be found equally among basic as well as acid rocks their formation being a consequence of the escape of loosely attached water content.

ПОНЯТИЕ, СТРУКТУРА И ГЕНЕТИКА ПЕМЗЫ

Э. ИЛКЕИ—ПЕРЛАКИ и Э. БАРАБАШ—ШЕРЕНЬИ

При широком изучении литературы выяснилось, что понятие „пемза” употребляется в самых различных смыслах. Морфологические характеристики пемзы иногда распространяются и на пузырьчато-шлаковидные породы, вследствие чего в объяснении механизма образования пемзы получились

разногласия. И так, оказалось необходимым выяснить прежде всего само понятие.

Морфологические особенности (трубчатое вздутие) и важные физические свойства (объемный вес, удельный вес и объем пор) были изучены в функции химического состава. При этом было установлено, что объемный вес породы, которая может быть и практически принята за пемзу, меньше 1,4, объем пор ее превышает 35% и ее допускаемое содержание кристаллов не является больше 2%. Такая группировка факторов, позволяющих считать породу настоящей пемзой, обычно имеет место в породах, содержание SiO_2 которых превышает 65% (продукты дацито-риолитовых магм). Данные, полученные при лабораторных физико-химических экспериментах, дали полное обоснование этого явления: пемза может быть продуктом только такого силикатного расплава, который внезапно, взрывоподобно освобождает при температурах 1000—1200° С свою воду, сильно связанную при давлении, не превышающем 15 атмосфер, то есть соответствующем приповерхностному давлению. Подходящей вязкости в провинции размягчения достигают лишь расплавы, обладающие вышеупомянутой кислотностью.

Для пород, структура которых еще напоминает структуру пемзы, но которые характеризуются меньшим объемом пор и большим объемным весом и содержанием кристаллов, был применен атрибут „пемзообразные”. В этой категории химический состав распространяется вплоть до среднего состава андезитов. Образование этих пород указывает на магму, менее способную к трубчатому вздутию и на недостаток физических условий, оптимальных для образования пемзы при консолидации.

Типы пород пузырчато-шлаковидной структуры встречаются как при наличии основного состава, так и при наличии кислого состава, так как причиной их образования является выделение слабосвязанной воды.

TARTALOM — TABLE DES MATIÈRES — СОДЕРЖАНИЕ

<i>A Magyar Állami Földtani Intézet tevékenysége az 1961. évben</i>	3
---	---

Mecsekhegység

HETÉNYI R.: A Mecsekhegység részletes földtani vizsgálata	15
NAGY E.: A Mecsekhegység werfeni képződményeinek üledékföldtani vizsgálata	23
NAGY E.: A Pécs környéki alsó-liász kőszénösszlet kifejlődési típusai az Andrásknai alapszelvényben	35
BÁRDOSY GY. — NOSKENÉ FAZEKAS G.: A Pécs környéki alsó-liász kőszénösszlet alapszelvényeinek üledékkőzettani vizsgálata	41
PAÁL Á.-NÉ.: A Pécs környéki liász feketekőszén optikai vizsgálatának lehetőségei	61
BÁRDOSY GY.: A pécsi kőszén röntgendiffraktométeres vizsgálata	81
NAGY I.: A Zengővárkonynál feltárt malm rétegösszlet mikrobiofácies-vizsgálata	97
HÁMOR G.: A K-i Mecsek miocén képződményeinek vizsgálata	109
RAVASZNÉ BARANYAI L. — NAGYNÉ MELLES M.: A Mecsekhegység helvétitufái	121
KORECZNÉ LAKY I.: A K-i Mecsek miocén Foraminifera faunájának vizsgálata	143
BÁLDINÉ BEKE M.: Coccolithophorida vizsgálatok a mecseki miocénben ..	161
BARTHA F.: A Mecsekhegység és tágabb környéke pannon üledékeinek biosztratigráfiai vizsgálata	175
PÁLFALVY I.: A Mecsekhegység helvét — torton flórája	185

Bakonyhegység

NOSZKY J.: A Bakonyhegység északi részének földtani vizsgálata	203
VÉGH S.: A Szentgál 7. sz. kutatófúrás (Bakonyhegység) felső-triász rétegsora	209
KONDA J.: A Bakonyhegység júra időszaki képződményeinek üledékföldtani vizsgálata	217
FÜLÖP J.: A bakonyhegységi alsó-kréta	227
GÓCZÁN F.: A bakonyi szenon palynológiai standardje	253
BENKŐNÉ CZABALAY L.: A sümegi felső-kréta malakológiai vizsgálata	273
KOPEK G.: Kifejlődési különbségek okai a Délnyugati- és Északkeleti-Bakony eocén képződményeiben	295

Dorogi-medence

GIDAI L.: A Dorogi-medence részletes földtani vizsgálata	309
NAGY G.: A Dorogi-medence K-i peremének hegység szerkezeti kérdései	315

KRIVÁNNÉ HUTTER E.: A Dorogi-medence paleogén képződményeinek palynológiai vizsgálata	323
VITÁLISNÉ ZILAHY L.: Operculina-jellegű paleogén Foraminiferák az Esztergomi-medencéből	337
SÁRKÖZINÉ FARKAS E.: A Dorogi-medence eocén képződményeinek üledékkőzettani vizsgálata	343
SIPOSS Z.: A Dorogi-medence oligocén képződményeinek kifejlődési típusai	355
NAGYNÉ GELLAI Á.: A Dorogi-medence oligocén képződményeinek Foraminiferái	369
CSÁNK E.-NÉ: A Piliscsév 4. sz. fúrás oligocén képződményeinek üledékkőzettani vizsgálata	383
IHAROSNÉ LACZÓ I.: A Dorogi-medence oligocén barnakőszéntelepeinek kőszénkőzettani vizsgálata	393
BARTHA F.: Biosztratigráfiai vizsgálatok a Dorog—Esztergomi-medence pleisztocén kori képződményein	407

Mátrahegység

VIDACS A.: A Mátrahegység részletes ércföldtani vizsgálata	419
VARGA GY.: A Mátrahegység középső és keleti részének kőzettelerei	431
CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E.: Mátrafüred és Mátraháza környékének földtani vizsgálata	451
VARGÁNÉ MÁTHÉ K.: A Gyöngyössolymos környéki kovásodott kőzetek eredetéről	461

Tokaji-hegység

PANTÓ G.: A Tokaji-hegység földtani vizsgálata, 1961	471
GYARMATI P.: A Tokaji-hegység déli részének andezitfajtái	485
MOLNÁR J.: A Tokaji-hegység déli részének szerkezeti felépítése	493
FRITS J.: A végardói termális vonal	505
HAJÓS M.—PÁLFALVY I.: A Tokaji-hegység szarmata üledékeinek ősnövényntani értékelése	517
ILKEYNÉ PERLAKI E.—BARABÁSNÉ SERÉNYI E.: A horzsakő fogalma, szöveti jellege és genetikája	535

* * *

<i>Activité de l'Institut Géologique de Hongrie en 1961</i>	5
---	---

Montagne Mecsek

HETÉNYI, R.: Étude géologique détaillée de la Montagne Mecsek	21
NAGY, E.: Étude sédimentologique des formations werfeniennes de la Montagne Mecsek	33
NAGY, E.: Types faciaux du complexe houiller liasique inférieur des environs de Pécs dans le profil fondamental du puits András (Montagne Mecsek)	39
BÁRDOSSY, GY. et NOSKE—FAZEKAS, G.: Examen sédimentologique des profils fondamentaux du complexe houiller liasique inférieur des environs de Pécs (Montagne Mecsek)	57
PAÁL—SOLT, M.: Möglichkeiten einer optischen Untersuchung der liassischen Schwarzkohle der Umgebung von Pécs (Mecsek-Gebirge)	80
BÁRDOSSY, GY.: Investigation of coals from Pécs (Mecsek Mts.) with X-ray diffractometer	90

NAGY, I.: Examen microbiofacial du complexe du Malm en affleurement à Zengővárkony (Montagne Mecsek)	108
HÁMOR, G.: Untersuchungen an miozänen Bildungen des östlichen Mecsek-Gebirges	117
RAVASZ—BARANYAI, L. and NAGY—MELLES, M.: Helvetian tuffs of the Mecsek Mountains	140
KORECZ—LAKY, I.: Untersuchung der miozänen Foraminiferen-Fauna des östlichen Mecsek-Gebirges	158
BÁLDI—BEKE, M.: Untersuchungen an Coccolithophoriden aus dem Miozän des Mecsek-Gebirges	170
BARTHA, F.: Biostratigraphische Untersuchung der pannonischen Ablagerungen des Mecsek-Gebirges und seiner weiteren Umgebung	182
PÁLFALVY, I.: Die helvetisch—tortonische Flora des Mecsek-Gebirges ...	191

Montagne Bakony

NOSZKY, J.: Examen géologique de la région septentrionale de la Montagne Bakony	205
VÉGH, S.: Série triasique supérieure du forage de recherche Szentgál N° 7 (Montagne Bakony)	214
KONDA, J.: Examen sédimentologique des formations jurassiques de la Montagne Bakony	223
FÜLÖP, J.: Le Crétacé inférieur de la Montagne Bakony	241
GÓCZÁN, F.: Standard palynologique du Sénonien de la Montagne Bakony	259
BENKŐ—CZABALAY, L.: Examen malacologique du Crétacé supérieur du Sümeg (Montagne Bakony)	290
KOPEK, G.: Causes des différences de faciès dans les formations éocènes des Montagnes Bakony SW et NE	305

Bassin du Dorog

GIDAI, L.: Ausführliche geologische Untersuchung des Doroger Beckens	312
NAGY, G.: Tektonische Probleme des östlichen Randes des Doroger Beckens	321
KRIVÁN—HUTTER, E.: Palynological investigation of the Paleogene beds of the Dorog Basin	332
VITÁLIS—ZILAHY, L.: Paleogene foraminifera of Operculina character from the Esztergom Basin	342
SÁRKÖZI—FARKAS, E.: Sediment-petrographische Untersuchung der eozänen Bildungen des Doroger Beckens	351
SIPOSS, Z.: Faziestypen der oligozänen Bildungen des Doroger Beckens	366
NAGY—GELLAI, Á.: Die Foraminiferen des Oligozäns im Doroger Becken	382
CŠÁNK, E.: Examen lithologique des formations oligocènes du forage Piliscsév N° 4	391
IHAROS—LACZÓ, I.: Kohlenpetrographische Untersuchung der oligozänen Braunkohlenflöze des Doroger Beckens	403
BARTHA, F.: Biostratigraphische Untersuchungen an pleistozänen Bildungen des Dorog—Esztergomer Beckens	415

Montagne Mátra

VIDACS, A.: Ausführliche erzgeologische Forschung im Mátra-Gebirge	428
VARGA, GY.: Gesteinsgänge des zentralen und östlichen Teiles des Mátra-Gebirges	448
CSILLAG—TEPLÁNSZKY, E.: Examen géologique des environs de Mátrafüred et Mátraháza	458

VARGA—MÁTHÉ, K.: Über den Ursprung der verkieselten Gesteine der Umgebung von Gyöngyössolymos	467
---	-----

Montagne Tokaj

PANTÓ, G.: Geological investigations in the Tokaj Mts, 1961	481
GYARMATI, P.: Andesite varieties of the southern part of Tokaj Mts (NO-Hungary)	492
MOLNÁR, J.: Tektonischer Bau des südlichen Teiles des Tokaj-Gebirges	502
FRITS, J.: The Végardó thermal line near Sárospatak	514
HAJÓS, M.—PÁLFALVY, I.: Paläobotanische Auswertung der sarmatischen Ablagerungen des Tokaj-Gebirges	530
ILKEY—PERLAKI, E. and BARABÁS—SERÉNYI, E.: Notion, textural characteristics and genetics of pumice	554

* * *

<i>Деятельность Венгерского Геологического Института в 1961 г</i>	8
---	---

Горы Мечек

ХЕТЕНЬИ, Р.: Детальное геологическое изучение гор Мечек	21
НАДЬ, Э.: Литологическое изучение верфенских отложений гор Мечек	33
НАДЬ, Э.: Фациальные типы нижнелейасовой угленосной толщи района г. Печ, представленные в опорном разрезе шахты „Андраш” (горы Мечек)	39
БАРДОШШИ, ДЬ. и НОСКЕ—ФАЗЕКАШ, Г.: Осадочно-петрографическое изучение опорных разрезов нижнелейасовой угленосной толщи района г. Печ (горы Мечек)	58
ПААЛ—ШОЛТ, М.: Возможности оптического изучения лейасового каменного угля из окрестности г. Печ (горы Мечек)	80
БАРДОШШИ, ДЬ.: Изучение каменных углей из района г. Печ при помощи рентгенодиффрактометра	95
НАДЬ, И.: Микробиофацциальное изучение мальмской толщи, обнаженной в окрестности с. Зенгёварконь	108
ХАМОР, Г.: Изучение миоценовых отложений Восточного Мечека	118
РАВАС—БАРАНЬЯИ, Л. и НАДЬ—МЕЛЛЕШ, М.: Гельветские туфы гор Мечек	140
КОРЕЦ—ЛАКИ, И.: Изучение фауны фораминифер миоценовых отложений Восточного Мечека	158
БАЛЬДИ—БЕКЕ, М.: Исследования по кокколитофоридам миоценовых отложений гор Мечек	171
БАРТА, Ф.: Биостратиграфическое изучение паннонских отложений гор Мечек и окружающих областей	182
ПАЛФАЛЬВИ, И.: Гельветско—тортонская флора гор Мечек	195

Горы Баконь

НОСКИ, Й.: Геологическое изучение северной части гор Баконь	206
ВЕГ, Ш.: Верхнетриасовая толща разведочной скважины Сентгал № 7 (горы Баконь)	215
КОНДА, Й.: Литологическое изучение юрских образований гор Баконь	225
ФЮЛЁП, Й.: Нижний мел гор Баконь	246
ГОЦАН, Ф.: Палинологический стандарт сенонских отложений гор Баконь	260
БЕНКЁ—ЦАБАЛАИ, Л.: Малакологическое изучение верхнемеловых отложений в с. Шюмер (горы Баконь)	291

КОПЕК, Г.: Причины фациальных различий в эоценовых образованиях Югозападной и Северовосточной Бакони	306
--	-----

Дорогский бассейн

ГИДАИ, Л.: Детальное геологическое изучение Дорогского бассейна	312
НАДЬ, Г.: Тектонические вопросы В-ной окраины Дорогского бассейна	321
КРИВАН—ХУТТЕР, Э.: Спорово-пыльцевой анализ палеогеновых отложений Дорогского бассейна	333
ВИТАЛИШ—ЗИЛАХИ, Л.: Фораминиферы типа Operculina из Эстергомского бассейна	342
ШАРКЁЗИ—ФАРКАШ, Е.: Осадочно—петрографическое изучение эоценовых образований Дорогского бассейна	353
ШИПОШЦ, З.: Фациальные типы олигоценовых образований Дорогского бассейна	366
НАДЬ—ГЕЛЛАЙ, А.: Фораминиферы олигоценовых образований Дорогского бассейна	382
ЧАНК, Е.: Литологическое изучение олигоценовых образований скважины Пилишчев № 4	392
ИХАРОШ—ЛАЦО, И.: Углетрографическое изучение пластов олигоценовых бурых углей Дорогского бассейна	404
БАРТА, Ф.: Биостратиграфические исследования по плейстоценовым образованиям Дорогско—Эстергомского бассейна	416

Горы Матра

ВИДАЧ, А.: Детальное рудно-геологическое изучение гор Матра	429
ВАРГА, Дь.: Дайки центральной и восточной частей гор Матра	449
ЧИЛЛАГ—ТЕПЛАНКИ, Э.: Геологическое исследование окрестности сс. Матрафюред и Матрахаза	459
ВАРГА—МАТЕ, К.: О происхождении окремнелых горных пород окрестности с. Дьёндёшшоймош	468

Токайские горы

ПАНТО, Г.: Геологические исследования в Токайских горах, в 1961 г.	482
ДЬЯРМАТИ, П.: Разновидности андезитов в южной части Токайских гор (Северо-восточная Венгрия)	492
МОЛЬНАР, Й.: Структурно—тектоническое строение южной части Токайских гор	503
ФРИЧ, Й.: Термальная линия Вегардо в близости г. Шарошпатак	514
ХАЙОШ, М. — ПАЛФАЛЬВИ, И.: Палеоботаническая оценка сарматских отложений Токайских гор	532
ИЛКЕИ—ПЕРЛАКИ, Э. и БАРАБАШ—ШЕРЕНЬИ, Э.: Понятие, структура и генетика пемзы	554