

FÖLDTANI KÖZLÖNY

A MAGYAR FÖLDTANI TÁRSULAT FOLYÓIRATA
БЮЛЛЕТЕНЬ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА
BULLETIN DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
ZEITSCHRIFT DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT
BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY

LXXXV. KÖTET

1. FÜZET



FÖLDTANI KÖZLÖNY LXXXV. kötet 1. füzet, 122 oldal

Budapest, 1955. január—március

TARTALOM — СОДЕРЖАНИЕ — CONTENU

Szádeczky Elemér: A 70 éves Vadász Elemér Семидесятилетний Элемер Вадач Le 70-ième anniversaire de naissance du prof. E. Vadász	3—6
Értekezések — Научные статьи — Mémoires	
Szádeczky Elemér—Földváriné Vogl Mária: Geokémiai vizsgálatok magyarországi kőszeneken Геохимические исследования на пепла венгерских углей Geochemische Untersuchungen auf Aschen ungerischer Kohlen	7—43
Egyed László: A földkéreg egyensúlya К вопросу равновесия земной коры The Isostasy of the Earth Crust	44—69
Bacsák György: A pliocén és a pleisztocén az égi mechanika megvilágításában Эпохи плиоцена и плейстоцена в свете небесной механики Das Pliozän- und Pleistozänzeitalter im Lichte himmlischer Mechanik	70—105
Horusitzky Ferenc: Geokronológiánk mai problémái К вопросу геохронологии On the Problems of Geochronology	106—121

FÖLDTANI KÖZLÖNY

A MAGYAR FÖLDTANI TÁRSULAT FOLYÓIRATA
БЮЛЛЕТЕНЬ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА
BULLETIN DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
ZEITSCHRIFT DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT
BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY

LXXXV. KÖTET

1. FÜZET



FÖLDTANI KÖZLÖNY LXXXV. kötet, 1. füzet. 122 oldal
Budapest, 1955. január – március

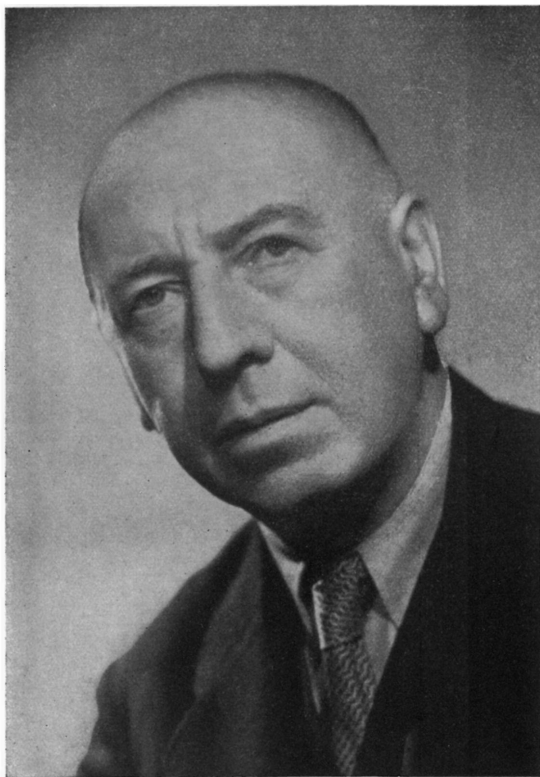
A kiadásért felelős: az Akadémiai Kiadó igazgatója

Műszaki felelős: Szöllősy Károly

A kézirat beérkezett: 1954. XII. 6. — Peldányszám: 1000 — Terjedelem: 10¹, (A/5) ív,
30 ábra + 3 melléklet

34623/55 — Akadémiai nyomda, V., Gerlőczy u. 2. — Felelős vezető: ifj. Puskás Ferenc

*EZT A KÖTETET
SZERETETTEL ÉS NAGYRABECSÜLÉSSSEL
VADÁSZ ELEMÉRNEK
AJÁNLIJA A MAGYAR FÖLDTANI TÁRSULAT*



VADÁSZ ELEMÉR

kétszeres Kossuth-díjas akadémikus,
a Földtani Társulat elnöke

A 70 ÉVES VADÁSZ ELEMÉR

A magyar földtan, az egyetemi oktatás, egész tudományos életünk egyik legki-
tűnőbb képviselője V a d á s z E l e m é r 1955. március 1-én lesz 70 éves. Ha szellemi
és testi erőt sugárzó alakját látjuk, ha mindent észrevető friss, meglepő és epigramma-
szerűen tömör észrevételeit halljuk, ha törhetetlen fiatalosságát eláruló humorát élvezzük,
alig tudjuk elhinni, hogy már 70 éves. De ha alkotásainak tömegét és hatását tekintjük
át, ha a magyar és nemzetközi élet sok évtizedét egyenlő intenzitással átfogó szellemét
elemezzük, csaknem hihetetlennek látszik, hogy ilyen hatalmas alkotáshoz, ilyen komp-
lex, sokoldalúan eredményes egyéniség kialakulásához elég volt 70 év.

V a d á s z E l e m é r rendkívüli eredményességének talán legfőbb rugója az
ellentétek töretlen dialektikus egységbe való összefogására, a szintézisre való kivételes
képessége. Széles átfogó műveltségű és érdeklődésű intellektus és ugyanakkor specialista
szaktudós; elmélyedő gondolkodó, bűvár és egyszersmind a legaktívabb szervező;
érzelmekkel tele lírikus személyiség, de emellett a legjózanabb realista, acélosan tömör
író és metszően határozott kritikus; meghatóan jószívű, együttérző emberséges ember
és kitartó örök harcos. Jellemzően két, talán legkedvesebb írója is ilyen ellentétet kép-
visel: a borongó, sokat üldözött perzsa költő, matematikus és szabadgondolkodó Omár
Khájjám és a józan, fanyarhumorú Mark Twain.

Ezek az ellentétek jellemzik V a d á s z E l e m é r eddigi életét is. A legnemesebb
és legkorszerűbb értelemben lett tanárrá: a szabad egyéniség kifejlődését munkáló
nevelő-oktatóvá lett, mert félreismert, rossz tanulónak minősített, elnyomott gyermek
volt. A székesfehérvári szegény fehértimársegéd fiát szülővárosának »előkelő«
cisztercita főgimnáziumába még csak fel sem vették volna. A város főreáliskolájában tanult,
amelynek hazafias szellemű, szabadságszeretetet fejlesztő 48-as irányzata, de adatközlő és
a gondolkodó egyéniséget meglehetősen kizáró tanítási rendszere korán megérlette benne
az egész emberré nevelve oktatás szükségességének és módszereinek eszméit. A javítás
céljából választotta tehát az akkori Magyarországon nem sokat ígérő tanári pályát.
Így lett 1902-ben saját keresetéből éppen csak megélő földrajz-termeszetráj tanárszakos
hallgató a budapesti egyetemen. Kötelező tantárgyai közül gyorsan megkedvelte azt a
tudományt, amelynek később annyi értéket adott: a földtant és őslénytant.

Rendkívüli tehetsége már 21 éves korában közölt első önálló tudományos vizs-
gálatairól szóló tanulmányaiban megmutatkozott. Így az egyetemen maradhatott segéd-
tanszemélyként és ugyanakkor megbízásokat kapott budapesti és kolozsvári tudományos
intézményektől őslénytani gyűjtésekre és földtani megfigyelésekre. Az erdélyi ribicei
felső mediterrán rétegek szintjei és fáciái sikeres elkülönítésével egyik első dolgozatában
már elmélyült földtani szemléletről tett tanúságot. Rövid néhány év alatt megszülettek
Magyarország és Erdély földtanára alapvető fontosságú első földtani felismerései; a

Dunán inneni rögök addig jurának tartott rétegei triász korának és a Bükkhegység permokarbonjának kimutatása, a Persányi-hegység és különösen a Nagybagmási vidékének rétegtani felépítését új megvilágításba helyező, később a Keleti-Kárpátok tektonikájára döntő fontosságúnak bizonyult tanulmánya és a bakonyi triász foraminiferákra vonatkozó alapvető munkája. A középhegységi jura kifejlődések új megvilágítását az általa már ekkor tudatosan alkalmazott eljárással éri el, az őslénytani vizsgálatot az üledékes közettni mikroszkópiái vizsgálattal kapcsolja össze. Megkezdi a Mecsek-hegység földtani felvételét is, ami sok évi kitartó munkával kitűnő szakmai monográfiájának és mintaszerű ismeretterjesztő tanulmányainak szolgál alapul. A Mecsek ősműltjáról szóló írásában teszi jellemző önvallomását: »A pusztulva épülés magasztos földtani megnyilvánulásainak láttán mindenkor megnyugtatólag, biztatóan hatott rám a teljes kiegyenlítődé. Sohasem éltem ezt át az emberek között, honnan a keserűségek árja fokozottan hajtott vissza hozzátok, mecseki hegyek«.

Közben rendszeresen tanulmányozza a hazai és külföldi egyetemek földtan-tanítási módszereit és a kérdésnek világviszonylatban is egyik első szakemberévé érlelődik. Első pedagógiai dolgozatainak összefoglalásaként 1915-ben saját költségén kiadja »A földtan-tanítás elmélete« c. munkáját, kifejtve a csak 30 év múlva, a felszabadulás után elismertté lett elvet, hogy az egyetemi földtan-oktatás célja nem egyszerűen az ismeretközlés, hanem a tudomány művelésére való nevelés, az önálló gondolkodásra, a földtani tények értelmezésére és megfigyelésére való serkentés, hogy az ásvány-, közet- és őslénytan anyagát már a középiskolában is földtani beállításban, genetikai szempontból kell tárgyalni. Rámutat, hogy a földtan különösen alkalmas a hazaszeretet ápolására, mert nemzetgazdasági teendők kivételére is rávezet. Már ekkor, K o c h Á n t a l 40 éves professzori jubileumára írt dolgozatában hirdeti azt a fontos oktatási alapelvét is, hogy »sikeresen tanítani csak szeretettel lehet«. Érdeklődése még távolabbi területekre is kiterjed: aktív munkása a földtani szakszótár, a hazai hidrológiai, valamint a barlang- és a tenger-kutatás ügyének. Még a Filozófiai Társaságnak is tagja.

Tudományos eredményeit és sokirányú nemes harcát a közoktatásért azonban az akkori kapitalista, klerikális Magyarországon nem kísérhette elismerés. 1912-ben magántanári képesítését a budapesti egyetemi kar személyi okokból elutasította, és azt 1918-ban újból megakadályozta. Ekkor minősítette felháborodottan E ő t v ö s L ó r á n d a Vadással szembeni eljárást »Justizmord«-nak.

Az 1919. évi Tanácsköztársaság dicső forradalmi időszakában jutottak egyes eszméi először, egyelőre rövidéletű megvalósuláshoz. Felveti a magyar földtani élet átalakításának gondolatát, részt vesz a Marx-Engels Munkásegyletem szervezésében és annak egyik előadója. A Tudományegyletemen pedig az őslénytan nyilvános rendes tanárává nevezik ki.

De a forradalom gyors bukása az ő sorsát is megpecsételi. Elveszti katedráját, a különböző tudományos egyesületek kizárják soraikból. A hivatalos magyar tudományos életből való száműzetésének hosszú évtizedei kezdődnek. A forradalom utáni első években valóságos anyagi nyomorban él.

Meghurcoltatásaira V a d á s z E l e m é r, az ellentétek dialektikus összefogója, fokozott munkával válaszol. Az egyetemi oktatástól teljesen elszakítva sem szűnik meg írásaival harcolni a haladőbb szellemű oktatás megvalósításáért. Kenyerét most magángéológusként mint vállalati szakértő keresi meg és itteni feladataival kapcsolatban végzi hazánk legnagyobb ásványi kincseire, a kőszénre és a bauxitra vonatkozó, gyakorlatilag és tudományosan egyaránt döntő fontosságú vizsgálatait. A pontos helyszíni megfigyelés laboratóriumi vizsgálattal, a tudományban elért legújabb módszerek alkalmazásával párosulva most már a nagyvonalú oknyomozó, szintetikus szemlélet kialakításának szolgál szilárd alapul. Ez jellemzi ez időben alkotott nagyobb, alapvető munkáit, többek

közt a borsodi szénmedencé bányaföldtani viszonyairól (1929) szóló monográfiáját, a magyarországi szénképződés, hegyképződés és bauxit keletkezéséről (1930) írt dolgozatát és Kőszénföldtani tanulmányait (1940). Helyszínen megismeri Déleurlópa csaknem valamennyi bauxit-előfordulását és Európa egyik elismert bauxitspecialistájává válik. 1932-ben Dél-Egyiptomban végez eredményes vasérc-kutatókat. Figyelemmel kíséri a Nagyalöld köölajkutatóit is. — A hivatalos Magyarország életéből való kizárását azonban nemcsak ezekkel a legnagyobb ásványi kincseink új szemléletét jelentő alkotásokkal viszonyozza, hanem azzal is, hogy nagyértékű gyűjtéseit az egyetemnek, az Állami Földtani Intézetnek és Nemzeti Múzeumnak ajándékozza. — A nyilas üldözések idején egy budapesti gyárban meghúzódnva munkásként dolgozik.

E mélyponton következik be azután V a d á s z E l e m é r életének is a legnagyobb fordulata: a felszabadulás. A számos keserű és meg nem érdemelt mellőztetés után a szocialista építés szelleme és hatalmas lendülete teret ad sokoldalú képességei kifejtésére. Alkotóképessége valósággal szárnyakat kap az ország általános fejlődésével. Amikor 27 éves száműzetés után visszakerül fiatalkori egyetemi működésének színhelyére a földtan vezető professzoraként, végre korszerűen megszervezheti polgárjogot nyert eszméi jegyében egyetemi intézetét. Kidolgozza tárgyilag a legkorszerűbb, felépítésben tökéletes dialektikus logikájú, kritikai szellemű és filozófiai mélységű egyetemi előadásait, megszervezi az önálló egyetemi geológus szakoktatást. Új világunk szellemében átalakítja a Magyar Földtan Társulatot, több ízben vállalva annak elnökségét is. Irányítja és helyszíni kiszállásokon ellenőrzi a magyar földtani kutatást és azt a Magyar Tudományos Akadémia földtani főbizottságán keresztül hivatalosan is vezeti, állandó készséges szaktanácsaival támogatja a kutatók egész seregét, hatalmas tárgyi tudásával egyaránt segíti fiatalabb és idősebb geológusok munkáját, szívén hordja a magyar földtani könyv- és folyóiratkiadás helyesebb megszervezésének ügyét, csodálatos nyelvrézkével pedig valósággal átalakítja, magyarabbá teszi földtani szaknyelvünket. A latin nagyok tömörségét idéző írói stílusa, mázsás súlyú mondatai esztétikai példát nyújtanak a gondolat magyar harcosai számára.

Emellett intenzív tudománypolitikai munkásságot fejt ki, az írásoknak és beszédeknek egész tömegével száll síkra a szocialista építés minden nagy ügyéért és szakmai célkitűzéseinek helyes megvalósításáért. Vezeti a Tudományos Akadémia Műszaki Tudománytörténeti főbizottságát, nagy részt vállal az Akadémia egész műszaki osztályának fejlesztésében. Közreműködik az egyetem ügyintézésében, egyik tanévben (1950—51) a budapesti tudományegyetem rektora. A Tudományos Minősítő Bizottság felelősségteljes munkáját is végzi az egész tudománycsoportban. A természetvédelmi tanács elnökeként pedig jelentékeny részt vállal a természetvédelmi ügyek szervezésében.

Mindezt betetőzi szakmai tudományos munkássága. Egyetemi előadásainak anyagát önálló könyvekké fejleszt; egymás után jelennek meg tudományos irodalmunkban alapvetővé vált könyvei: a Bauxitföldtan 1951, a Kőszénföldtan 1952, a Földtan fejlődésének vázlata 1953, legutóbb pedig egész tudományos munkásságát betetőző ragyogó főműve: Magyarország földtana (1954). De már csaknem elkészült az »Elemző földtan« is. Részletvizsgálatait is folytatja: a mangánércnek eredetének tisztázásával lerakja ezek eredményes továbbkutatásának alapjait, kimutatja a hazai bauxitnak bonyolult földtani folyamatokkal kapcsolatos, részben szilikátos kőzetek mélyreható lebomlásából való származását is.

Ezeket a tudományos alkotásait is, mint egész egyéniségét, az ellentétek dialektikus egysége jellemzi: óriási tudással párosuló és a legtávolabbi kérdésekre is kiterjedő roppant fantázia és ugyanakkor felfogásának tökéletes józansága: sokoldalúság és a minden kalandos feltevéstől (hazai tektonikai takaró stb.) való tartózkodás adja főművének nagyszerűségét is.

Pillanatra sem áll meg, az étellel együtt fejlődik, mindig korszerű marad. — Mindenre van ideje. Az egész hazai szakirodalmat előzetesen áttanulmányozza és javítja, emellett a teljes külföldi termést is figyelemmel kíséri és fontosabb eredményeit ismerteti. A szovjet földtani tudománynak és szervezésének legfőbb hazai propagálója. Képessége hogy az új eszmékről pillanatok alatt helyes áttekintést szerezzen, gyors, alkotó és tökéletes kifejezőképességgel és emellett rendkívüli szorgalommal, céltudatossággal és minden fáradságot legyőző vasakarattal párosul. Feledhetetlen példája volt ennek, amikor az alföldi kongresszus általa vezetett több napos, reggeltől éjszakáig tartó ülésézeinek legvégén pihenés nélkül, percek alatt, tökéletes megfogalmazásban, végérvényes szövegében összefoglalta az eredményeket és helyes további irányítást adott a hazai földtani kutatásnak.

Pedig »csak a szovjet módszerek szerinti közvetítő tanító és földtani nevelő«, népének hű segítője kíván lenni. Ily szellemben ajánlja »Magyarország földtanát népgazdaságunk érdekében, a tárgyhoz fűzött szeretettel, örök hálája jeléül a dolgozó magyar népnek«.

V a d á s z E l e m é r rendkívüli mértékű és minőségű aktivitása rendkívüli mértékű aktiváló hatással kapcsolódik. Sokoldalú meglátásai, egész lényé állásfoglalásra kényszerít, tényei új küzdelemre serkentenek. Hatalmas, markáns, színes egyénisége lüktetően jelen van az egész magyar értelmiség életében. Nemcsak nevét, hanem írásait, gondolatait is ismeri és becsüli a magyar kutatók és természetbarátok serege, az egész magyar ifjúság, maga a munkásosztály is. Az ilyen egyéniségnek lehetnek ellenfelei, de nincsenek olyanok, akik roppant képességeit és alkotásainak értékét el ne ismernék.

Hatalmas munkaerejét és szaktudását kormányzatunk is rendszeresen igénybeveszi és elismeri. A legelső sorában kapta meg a Kossuth-díj aranyfokozatát, majd 4 év múlva újra az első közt a második aranykoszorús Kossuth-díjat. Ő az egyik első tulajdonosa a »felsőoktatás kiváló dolgozója« kitüntetésnek is.

A felszabadulás haladó tudományos szellemében 1949-ben ujjaalakult Magyar Tudományos Akadémia is az első közt választotta levelező, majd 1950-ben rendes tagjai sorába. Azóta a Műszaki Osztálynak osztályvezetőségi tagja, valamint több fontos bizottságnak vezetője lett és általában az Akadémia életének egyik legagilisabb vezető személyisége.

Forró szeretettel és minden magyar geológus, minden magyar kutató, az igaz magyar emberek egész táborának nagyrabecülésével köszöntjük nagy hazánkfiát, a 70 éves V a d á s z E l e m é r t, és kívánunk neki a további nehéz feladatok végzéséhez töretlen munkakedvet és erőt!

Szűcs ELEMÉR

ÉRTEKEZÉSEK

GEOKÉMIAI VIZSGÁLATOK MAGYARORSZÁGI KÖSZENEK HAMUIN

SZÁDECKZY ELEMÉR—FÖLDVÁRINÉ VOGL, MÁRIA*

1. Bevezetés

A kőszén nyomelemeinek nagy gyakorlati és tudományos jelentőségére való [1] tekintettel rendszeres vizsgálatokat végeztünk magyarországi fekete-, barnakőszén és tőzeg hamutartalmának nyomelemeire vonatkozóan. Az összehasonlítás céljából kiegészítettük ezeket néhány külföldi, főleg karbonkorú feketekőszén és antracit vizsgálattal. Feldolgoztunk: 6 külföldi karbonkorú antracitot és feketekőszén, 4 permkorú mecseki, ill. liászkorú mecseki és 1 stájerlakaninai feketekőszén-mintát s 9 krétakorú ajkai, 52 eocénkorú dunántúli, 58 alsó miocén nógrád-hevesi—borsodi, 9 középi, ill. felső miocén főleg dunántúli (Pernyepusztá, algapala), 11 petőfibányai és dunántúli pliocén barnakőszén-mintát, valamint 10 hazai pleisztocénkorú tőzeget, összesen 271 mintát, egyenként többnyire 23—24 elem meghatározásával.

Így a jelen tanulmány az első nagyobb rendszeres kőszénnyomelem-vizsgálat, amely több mint 6000 adatával összefüggő területet öle fel s különböző korok és szénülésszintű szelvények skálájára terjed ki. Vizsgálataink egyrészt kiindulásul szolgálnak számos gyakorlatilag is fontos elem hazai előfordulásának ismeretéhez, amelynek előfordulásáról vizsgálataink megkezdése előtt szó sem volt hazánkban (4. fejezet). Másrészt így módon óhajtottuk megindítani az ország geokémiai viszonyainak rendszeres vizsgálatát, adatokat szolgáltatva a jelenleg részben eltartott, részlegesen lepusztult hegységek közötti felépítésére, a lepusztulás időpontjának és irányának, általában az ösdomborzatnak, valamint a hegység szerkezetnek nyomonkövetéséhez (4. és 5. fejezet). Ehhez nagy segítséget nyújtott V a d á s z E l e m é r akadémikus alapvető új műve, amelyben Magyarország földtanának hatalmas szintézisét adta.

Vizsgálataink egyszersmind hozzájárulnak a kőszénbeli nyomelemdúsulás sokat kutatott mechanizmusának megvilágításához is (3. fejezet).

A táblázatok összeállításainak és középérték-számításainak rendkívül nagy figyelmet igénylő munkáját D e á k n é T h o m a B l a n k a végezte.

2. Módszertani rész

A megvizsgált szénmintákat az egyes szénbányáknál 1951—1953-ban működő geológusok: B a r t k ó L., K ó k a y J., R a d n ó t h y E., S ó l y o m F., S z a l a i T., S z ó t s E., W e i n G. y. küldték be. A rendszerint több kg-nyi mintadarabot porítottuk, amiből nyomelemvizsgálatainkkal egyidejűleg N e m e s n é V. S., E m s z t. K., G u z y K.-né, S e r é n y i E., T o l n a y V. hamutartalomra, kalorikus értékre és a hamu alkáliatartalmára vonatkozó vizsgálatokat készítették.

* Bemutatva a Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Szakbizottságának 1953. ápr. 27-én tartott ülésén.

Szinképvizsgálatra a szénminták hamuját használtuk. Az elhamvasztást különös gonddal végeztük, nehogy elveszítsük az illékonyabb alkatrészeket (As, Sb, Ge stb.). Az elhamvasztás hőmérsékletét úgy szabályoztuk, hogy az ne haladja túl a kezdődő sötétvörös (600—700 C°) izzást. A hamvasztás a vörösizzás hőmérsékletének elérése után általában fél órán át történt, ami a hazai barna- és feketeköszének esetében teljesen elegendőnek mutatkozott. Az összehasonlítással vizsgált külföldi antracitok esetében azonban a teljes elhamvasztáshoz ilyen hőmérsékleten mintegy két és fél órára volt szükség. Az antracitra vonatkozó adatok tehát nem hasonlíthatók össze közvetlenül a közszenekre és tőzegekre vonatkozókkal. Az antracitban nemcsak azért mutatkozott kisebbnek a nyomelemek mennyisége, mert valóban kevesebb van bennük, hanem azért is, mert izzításuk nagyobb mérvű volt.

Hogy a hőmérsékleti különbségnek a spektrográfiai eredményre gyakorolt hatását közelebbről megismerjük, megvizsgáltuk egy feketeköszén (Komló, VII. telep, 7. szint) és 3 külföldi antracit esetében a 2½ órai 600—700 C°-os és másrészt ½ órai 800—900°-os izzítással nyert spektrogrammokat. Az eredményeket az 1. táblázatban foglaltuk össze, amelynek rovataiban az első szám a 600—700°-os 2½ órai, a második a 800—900°-os ½ órai izzítás eredménye. A 0—6-ig terjedő számok fokozódó szinképvonalerősségeket jelentenek egy következő bekezdés szerinti értelemben.

1. táblázat

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	As	Sb
Antracit												
Karaganda	1.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	1.0	0.0
La Motto.....	3.2	2.1	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	1.1	1.0	2.0	1.0
Pennsylvania ..	1.0	1.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.1	1.0	1.0	0.0
<i>Δ</i>	1	1	2 (1)	—	—	—	—	(1)	0	1	2 (1)	(1)
Feketeköszén												
Komló VII. telep, 7. szint ...	3.3	1.1	1.1	1.1	0.0	2.2	0.0	3.3	1.1	3.3	2.1	0.0
<i>Δ</i>	0	0	0	0	—	0	—	0	0	0	1	—
	Be	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B	P	Sr	Ca
Antracit												
Karaganda	0.0	1.0	1.1	1.2	1.0	0.0	0.0	1.0	2.1	1.0	0.0	Kevés Kevés
La Motto.....	2.0	0.0	3.3	3.3	3.3	0.0	0.0	1.0	2.2	1.0	0.0	
Pennsylvania ..	1.0	2.1	3.3	2.1	2.2	0.0	0.0	1.0	1.0	0.0	0.0	
<i>Δ</i>	2 (1)	1	0	1,0	1,0	—	—	1	1 (0)	—	—	—
Feketeköszén												
Komló VII. telep, 7. szint ...	1.0	3.3	3.3	1.0	3.3	0.0	0.0	4.4	3.4	0.0	2.1	
<i>Δ</i>	1	0	0	1	0	0	0	0	1	—	1	

A táblázat szerint a feketeköszén esetében az ellenőrizhető elemek túlnyomó részénél — Ni, Co, Ag, Zn, Ga, Ge, Sn, Pb, Ba, Ti, Cr, Mn — a kétféle hőmérsékleten kapott vonalerősségek közt nincs különbség. Csak az As, Be, Sr, B és V mutatkozott érzékenynek az említett 200°-os izzítási hőmérsékletkülönbséggel szemben. Ezeknek

az elemeknek az esetében a nagyobb hőfokú izzítás csekélyebb időtartama ellenére is, gyengébb spektroszkópiai nyomot eredményezett.

Az antracitok esetében ugyanazon hőmérséklet-különbséggel szemben sokkal nagyobb érzékenység mutatkozott.

A közzénél is érzékenynek kiadódott néhány elem kivül a Ni, Co, Ag (részben 2 fok), Pb, (Sb), Ba, Mn, sőt néha a Ge és Cr vonalai is gyengültek vagy eltűntek nagyobb hőmérsékletű izzításkor. Azoknak az elemeknek a vonalai, amelyek a 200°-kal nagyobb hőmérsékletű izzításkor már a közzén esetében is gyengültek, az antracitok esetében helyett átlag 2 érzékenységi fokozat különbséget adtak. Hőérzéketlenek az antracitok esetében mindössze az Sn, Ti és némileg a Cr adódott. Sajátságos módon a vanádium vonalai részben erősödtek, feltételezhetően azért, mert az erősebb izzításkor az összes hamu mennyisége oly módon csökkent, hogy abban a V feldűsült.

2. táblázat

Elem	Használt szinképvonal (Å)	Becsült maximális érzékenység (%)
Ni	3051	ezred
Co	3453	ezred
Ag	3280 és 3383	tízezred
Zn	3345	több ezred
Cd	3261	ezred
Sc	2943	ezred
Tl	2767	ezred
Ge	2651 és 3039	több tízezred
Sn	2839	(több ?) ezred
Pb	2833	ezred
As	2349	több ezred
Sb	2878	(több) ezred
Be	2348	(több) ezred
Sr	4607	kb. ezred
Ba	4554	kb. ezred
Ti	3242	kb. ezred
V	3185	kb. ezred
Cr	4254	több tízezred
Mo	2816	ezred
W	4008	kb. század
Mn	triplett 4030 körül	5 tízezred
B	2498	ezred
P	2553	század

Az antracitok nagyobb hőérzékenysége azt a benyomást kelti, mintha a nyomelemek itt kevésbé erősen volnának megkötve, mint a köszenekben. E kérdésre a következő fejezetben visszatérünk.

A szinképfelvételek Zeiss gyártmányú »Qu24« jelzésű kvarcprizmás spektrográfon készültek. A gerjesztés Pfeilsticker-féle váltóáramú szakított ívvel történt. Elektrodul általában tiszta vörösérz szolgál, de kontrollképpen több esetben Zeiss-féle »spektralrein« szén-elektrodon is történt felvétel. Az elektrodok tisztaságáról esetenként meggyőződünk.

Többnyire, különösen az igen kis mennyiségben jelenlevő elemek esetében, lehetőleg a legerősebb szinképvonalait (»utolsó vonal«) használtuk. Az olyan elemeknél, amelyek utolsó vonala a vörös szinképterületre — vagy esetleg a távolabbi ultraibolyára — esik, kénytelenek voltunk egy kevésbé érzékeny vonalnak a megkeresésével beérni.

A megtalált szinképvonal erősségét becslés útján különböző erősségi fokozatokkal jeltük: 0 = nincs szinképvonal, 1 = bizonytalan szinképvonal, 2 = gyenge nyomok,

3 = nyomok, 4 = középérés, 5 = igen erős, 6 = kivételesen erős szinképvonal., — = = nincs meghatározva.

Ezek az intenzitásfokok természetesen mindig egy elemen belül a különböző szénhamuban való előfordulások összehasonlítását célozzák és nem alkalmasak arra, hogy a különböző elemek koncentrációit egymással hasonlítsuk össze. Nyilvánvaló például, hogy ugyanaz az erősségi fokozat a könnyen gerjeszthető Co vagy Ag esetében sokkal kisebb abszolút értéknek felel meg, mint pl. a nehezen gerjeszthető foszfor esetében. A 2. sz. táblázatban azonban hozzávetőleg megadtuk — főleg A h r e n s vonatkozó adatai alapján — hogy pl. a »gyenge nyomelemek fokozata rendszerint milyen nagyságrendű (abszolút) koncentrációnak felel meg. Ahol nem az A h r e n s által megadott legérzékenyebb vonallal dolgoztunk, ott ezt a különbséget is figyelembe vettük. Végül figyelembe vettük azt a különbséget is, hogy A h r e n s egyenáramú ivgerjesztése helyett váltóáramú P f e i l s t i c k e r-féle ívet használtunk.

3. A kőszén nyomelemei a szénüléssok függvényében.

A kőszénbeli nyomelemek dúsulásának mechanizmusa

Magyarország viszonylag kis területe ellenére is a permtól a pleisztocénig terjedő sokféle korú kőszén, ill. tőzegképződésével különösen alkalmas annak vizsgálatára, van-e hatása a kőszénnyomelemek mennyiségére a földtani korak, ill. a szénülési foknak. A kőszénhamu rendkívüli nyomelem-tartalma származásának ez az alapvető kérdése.

Az összehasonlítás lehetővé tételére az egyes földtani korok, illetve kőszénterületek nyomelemei vonalerősségi fokozatának »középpértékeit« számítottuk és használtuk fel összehasonlításra. Ezek a vonalerősségi középpértékek matematikailag nem tekinthetők a kérdéses elem %-os mennyiségi értékével szigorúan párhuzamos adatoknak, hiszen a középpértékeket olyan mennyiségileg nem definiálható adatokból számítottuk, amelyek nem jelentenek aritmetikailag vagy geometriailag egyenlő közű sorozatot. Szükséges esetben tehát megtörténhet, hogy az ilyen adatokból nyert vonalerősségi középpértékek közül nem a ténylegesen nagyobb mennyiségű adódik számszerűen nagyobbak. Egyelőre azonban nincs pontosabb lehetőség az ismeretlen mennyiségi átlagértékek változásainak azemléltetésére.

Az így nyert diagramok azért sem adhatnak kiegyenlített görbékét; mert az egyes korokon belül gyakran meglehetősen kisszámú és lokális tényezők által erősen befolyásolt adatok szerepelnek.

Az így nyert adatok szerint a vizsgált elemek mindegyikének vonalerősségi középpértéke és így hozzávetőleges mennyisége a képződés korával, illetőleg szénülési fokával kezdve — ti. a pleisztocén és pliocén korban, ill. a tőzeg és földesbarnaszen állapotban — növekedik. E szabályosságtól látszólag mindössze a Ba és a Zn tér el némileg, ami azonban pleisztocén tőzegeinknek a következő fejezetben ismertetett helyi viszonyai által meghatározott — tehát nem általános jellegű — dúsulására vezethető vissza.

A földtani kor, ill. szénüléssok további növekedésével — miocéntől a permig, illetve a fénytelen barnakőszéntől mintegy a zsírkőszén-állapotig — a vizsgált elemek túlnyomó része még kissé, de többnyire már csak elmosódottan tovább dúsul és rendszerint a lászban éri el a maximumot. Végül a legnagyobb szénülési fokon, többnyire az antracit-állapotban a vizsgált elemek túlnyomó részének vonalerősségi középpértéke csökken, tehát részben feltételezhetőleg mennyisége fogy. Ezt a csökkenést ugyan részben nyilván az antracit vizsgálatához szükséges erősebb izzítás eredményezte, azonban annak hatásánál nagyobb mérvű és olyan elemeknél is jelentkezik, amelyek az alkalmazott izzításnál egyébként még hőre érzéketleneknek mutatkoztak.

	Karbon	Perm	Lidsz	Felső- kréta	Eocén és oligocén	Miocén	Pliocén	Pleisztocén
Elemzett min- tők száma:	6	4	111	9	56	79	11	10
Ni	0,5	1,75	0,31	0,29	0,23	0,22	0,172	0,01
Co	0,2	1,0	0,4	0	0,5	(0,4)	0	0
Ag	0,2	0,25	1,1	1,0	0,95	(1,4)	0	0
Zn	0	0,5	0,5	0	0,02	(0,2)	0,2	0,9
Cd	0	0	0,01	0	0	(0)	0	0
Ga	0	0	2,1	1,0	0,6	(1,3)	0,3	0
Tl	0	0	0,07	0	(0)	(0)	0,1	0
Ge	0	0,5	3,3	0,2	0,95	1,2	0	0
Sn	0,5	0,5	(0,6)		(0,4)	(2,0)	(0,4)	0,2
Pb	0,7	2,5	2,4	1,0	1,1	1,5	1,2	0
P	0	0,33	(0,5)		(0,5)	0	(0)	0
As	0	1,5	3,3	1,1	2,4	3,1	1,4	0
Sb	0	1,0	1,8	0,2	1,6	1,6	0,5	0
Be	0	0,75	3,1	0,35	0,9	(0,7)	0	0
Ca	2,7	3,7	3511		(2,8)	(0)	(3,2)	3,3
Sr	0	0,5	(0,75)		(0,6)		(0)	0,2
Ba	0,5	1,75	1,4	0,2	0,8	(0,85)	0,3	1,2
Ti	1,8	2,2	3,1	3,4	3,1	2,9	(1,0)	0,5
V	1,3	2,2	3,7	3,7	2,8	2,9	1,7	0,8
Cr	1,5	3,2	3,8	3,6	3,3	(3,2)	2,5	0,9
Mo	0	1,5	1,4	0,8	0,5	(0,5)	2,0	0
W	0	0,25	0		(0)	(0)	0	0
Mn	0,7	2,5	3,1	3,4	3,1	2,4	2,0	1,8
B	1,3	2,5	4,0	3,8	3,8	4	2,7	0,3

1. ábra

Pel kell tehát tételezni, hogy az antracit-állapotban vizsgált elemek túlnyomó részére az eddigi szénülési fokokra jellemző dúsulási folyamattal ellentétes hígulás (szétszóródás) áll be. Kétségtelen azonban, hogy egyrészt a kezdeti dúsulás és másrészt a nagy szénülésfokoknál jelentkező hígulás nem egyenlő mértékű a különböző vizsgált elemek esetében és a dúsulás és hígulás határa, ill. a dúsulás maximuma sem mindenütt egyformán a feketeköszén-állapotban jelentkeznek.

Az ún. nyomelemek köszénbeli jellemző rendkívüli mértékű dúsulása tehát túlnyomóan a szénülés kezdeti szakaszában, a tőzegesedés és a kezdeti szénülés, vagyis a diagenézis folyamán és nyilvánvalóan annak hatására ment végbe. A nyomelemeknek dúsulása így azzal a jelenséggel kapcsolatos, hogy a köszén diagenézise az összes kőzetek közül a legnagyobb anyagvesztéssel jár: eltávozik belőle a fiatal tőzegen anyagának mintegy 90%-át kitevő víz nagyrésze, továbbá az eredeti organikus anyagot felépítő C, O és H jelentékeny része is. A tőzegesedő növényi anyag mintegy 1/7-ére zsugorodik, míg a feketeköszén-állapotba jut [3]. A rendkívül mobilis víznél, valamint szerves anyagoknál rendszerint sokkal kisebb mértékben távoznak el a tőzegtől és a köszénből a hamutadó fő alkotórészek és a nyomelemek. Ezek az elemek tehát a köszénben viszonylag felhalmozódnak. Minthogy legnagyobb méretű a zsugorodás a tőzegesedés idején, ezért a legtöbb elem csak ennek befejezése után vagy folyamán válik spektroszkópiailag kimutathatóvá. A nyomelemek köszénbeli feldúsulása, majd antracit-állapotbeli hígulása így nagyjából párhuzamos a hamu mennyiségének változásával.

Míndez mutatja, hogy a köszén rendkívüli nyomelemfelhalmozó képessége nem az organikus anyagnak valamely különleges nyomelemmegkötő-képességével áll kapcsolatban, mint ahogy azt elsősorban Goldschmidt megfontolásaiból [4, 5] kiinduló elméletek feltételezték, hanem a diagenézis folyamán rendkívüli mértékben fogyó organikus anyaghoz képest jelentkező viszonylagos diagenetikus és epigenetikus dúsulást képvisel. Ily módon a diagenetikusan legnagyobb mértékben zsugorodó kőzetben: a köszénben van a legnagyobb méretű nyomelemdúsulás.

Nem minden elem köszénbeli dúsulásának és későbbi hígulásának mértéke, ill. vonalerősségi változásának amplitúdója egyenlő. A Mn, Ti és Cr, valamint kisebb mértékben talán a V és Ba vonalerősségi ingadozása a többi elemnél kisebb méretű. Ezek az elemek egyszersmind az átlagosnál nagyobb mennyiségben jelentkeznek a köszénhamuban. Éppen ennek következtében a nagyobb %-os mennyiségekkel szemben kevésbé érzékeny spektrográfiai eljárás ingadozásukat kevésbé mutatja. Másrészt különösen a Mn kisebb ingadozása azzal is kapcsolatos lehet, hogy ez az elem eredetileg is már csak kismértékben kipuhtuló törmelékeny anyaghoz kötődik, s így az elsősorban a szerves anyagokkal kapcsolatos diagenetikus kioldódási, elemvándorlási folyamatokban kevésbé vehet részt.

A nyomelemeknek az antracit-állapotban észlelhető vonalerősségi csökkenése részben a változott kísérleti körülményekre, ti. az erősebb izgatásra, részben azonban a nyomelemek többségének a hamutadó anyagok legellenállóbb részénél kissé nagyobb mozgékonyására, a kezdődő metamorfóziskor növekvő kioldhatóságára vezethető vissza. Figyelemre méltó, hogy diagramunk szerint az egyetlen vizsgált szedimentofil nyomelem, az átlagos nyomelemeknél mobilisabb bór, hamarabb, kb. a fényesbarnaköszén-állapotban éri el a maximumát, tehát úgy látszik kb. már a feketeköszén-állapotban megkezdődik nagyobb mérvű elszállítása.

A köszénbeli nyomelemdúsulás diagenetikus jellege tekintetében legújabbban egészen hasonló eredményre jutott Otte is [6]. Ő azt találta, hogy a köszénhamu nyomelemei nagy részének mennyiségi maximuma kb. megfelel annyi növényi anyag jelenlegi flórából ismert maximális elemtartalmának, amelyből a köszén keletkezett. Ge-ot például a mai növényekben maximálisan 0,0005%-os mennyiségben találtak.

Az eddig ismert kőszénbeli 0,1%-os Ge-maximum a 2% hamutartalmúnak tekintett teljes kőszénanyagra számítva 0,002%-nak, az eredeti növényanyagra vonatkoztatva pedig 0,0003%-nak felel meg. Az ilyen levezetésekben mindenesetre bizonytalanságot jelent, hogy a mai növényekben talált nyomelemértékek csak fenntartással vihetők át pl. a karbonkorú növényekre és a maximumaik tekintetbe vétele kevésbé meggyőző, mint az átlagoké volna.

O t t e nyomelemvizsgálatait a fajsúly szerint elkülönített szénközöttani »sávféleségek« szerint végezte. Vizsgálatai szerint az 1,3-nál kisebb fajsúlyú, tehát vitrit és kláritnak vehető sávféleségekben dúsulnak a Ge, Ga és a Be, továbbá rendszerint a Ni, V, Cr és Zr. Az 1,5 fajsúlyig terjedő, tehát különböző organikus sávféleségekből álló részben eloszolva dúsul a Ti, Mo és Cu. Az organikus sávféleségekben és az 1,5-nél nagyobb fajsúlyú, túlnyomóan »ásványos meddő«-nek tekinthető részben egyaránt dúsulnak : a Co, Zn, Sn és a Pb. Végül kizárólag az 1,5-nél nagyobb fajsúlyú meddőben jelentkezik a Mn. A következő fejezet szerint ezek a megállapítások nem mindenben párhuzamosíthatók N o r t o n és A u b r e y [7] adataival. Ez valószínűleg arra vezethető vissza, hogy a sávféleségeknek fajsúly szerinti elkülönítése a nyomelemeket illetően nem egészen kifogástalan eljárás. Ha ugyanis valamely elem durvább kristályos ásvány alakjában jelenik meg, pl. az ólom galenitsemcsékként, úgy jelenléte szükségképp a nagyobb fajsúlyú osztályok, tehát a fuzitnak, ill. meddőnek minősített sávféleségek felé tolódik el, függetlenül eredeti, esetleg pl. vitrites dúsulásától.

Ezért helyesebbnek láttuk a közvetlenül, mechanikailag szétválasztott tisztább sávféleségeket vizsgálni, elkülönítve nyomelemeire. Ez eljárást eddig egyetlen esetben, a nagybányai barnakőszén (Szorospaták II. telep) esetében próbáltuk ki, és azt találtuk, hogy

a vitritben dúsulnak : B, As és Ge,

a meddős duritban dúsulnak : Ca, Sr, Ba, Mn, Cr, Ti, Sn,

mindkettőben egyaránt megjelenik : Ni.

Ez adatok és O t t e megállapítása közt nincs teljes összhang. A Cr O t t e szerint a vitrites-kláritos, az általunk vizsgált esetben a meddős duritban dúsul.

4. Részletes rész

Az egyes elemeket geokémiai sorrendben tárgyaljuk : sziderofil (Ni, Co), kalkofil (Ag ; Zn, Cd ; Ga, Ti ; Ge, Sn, Pb ; P, As, Sb, Bi), litofil (Li, Na, K ; Be, Mg, Ca, Sr, Ba), pematofil (Ti, V, Cr, Mo, W, Mn) és szedimentofil (B) elemek szerint.

A kőszének nyomelemeire vonatkozó jelentékeny irodalomból rendszeres összehasonlításra felhasználtuk G o l d s c h m i d t [4, 5] több helyen is összefoglalt adatain kívül K a c s e n k o v n a k a szovjet anyagra [8], H e a d l e e n e k és H u n t e r n a k [9] a nyugatvirginiai kőszénekre és O t t e n a k [6] főleg a németországi kőszénekre vonatkozó adatait.

A n i k k e l G o l d s c h m i d t mérései szerint átlagban 700, maximálisan 8000 g/t (= 0,8%) mennyiségben található a kőszénhamuban. A kőszénhamubeli ilyen átlaga 9-szeres dúsulást jelent a földkéregbeli átlag Ni-mennyiséghez képest. H e a d l e e és H u n t e r a nyugatvirginiai kőszénekben valamivel kisebb, 3,6-szeres dúsulásnak megfelelő átlag és maximális értékeket nyertek. Az irodalomban található adatok összevetéséből és saját vizsgálatainkból kiderült, hogy a Ni a kőszénnek főleg vitrites részeiben dúsul, noha egyéb sávféleségeiben is megjelenik.

A nyert vonalerőségek alapján feltételezhetjük, hogy a leggyakoribb hazai erősségi fokozat (2—3) már kb. század %-os nagyságrendnek felel meg, a 4-es erősségi fokozat pedig a tized %-os mennyiséget közelíti meg. Egyikünk tanácsára a veszprémi egyetem

analitikai tanszéke S. t. r. a. u. b. G. y. professzor vezetésével a kőmlői és vasasi kőszeken mennyiségi meghatározásokat végzett a Ge, Mo, V, Ni, Cr és Ga elemeket illetően. A Ni-tartalmat valóban többnyire 0,005—0,05%-nak találták. A többi gyakoribb értékeik: Ga: 0,004—0,01%, Ge: 0,002%-ig, Mo: 0,001—0,01%, V: 0,001—0,05%, Cr: 0,05—0,1%-ig.

A hazai kőszemek túlnyomó részében nikkell legalább is nyomokban jelentkezik, ami természetes is, mert nyomelemként más kőzetfajtákban is általánosan elterjedt elem. Mennyisége az ultrabázisos magmás kőzetektől kezdve a savanyúak felé fokozatosan fogy kb. 3000 g/t átlagról 2 g/t-ás átlagra. Másodlagosan a Ni az agyagos kőzetekben, a Cr és Co pedig egyes oxiditokban is kissé (átlag 100—500 g/t) felhalmozódik.

A nikkell a hazai kőszemek közül maximális mennyiségben található: 1. Mecsek É-i felében Komló, Máza, Szászvár, Nagymányok kőszeneiben. 2. A móri árok ÉNy-i vége táján Kisgyón, Pusztavám, Oroszlány vidékén. 3. A Bükk É-i peremén Sajókaza és Bánfalva vidékén. Kisebb centrumnak látszik Petőfibánya is.

A Ni-nek ilyen erősebb dúsulásai kőszeneinkben a Co-éval és Cr-éval együtt jelennek meg. Ez az együttes leginkább főleg az ultrabázisos magmás kőzetekből származtatható. Ez elem-társulás alapján három fontosabb ultrabázisos magmatit-tömeg egykori szerepének lehetősége merül fel fő származtatási központként: 1. a Mecsek É-i pereme közelében talán valahol a Mecsektől távolabb É-ra, például a Scheffer és Kántás által kimutatott geofizikai maximumon [10], melynek hatása a liászban meglehetősen közvetlen lehetett. A dunántúli kőolajfúrások tovább Ny-ra Inkén és Kilmánon találtak szerpentin kőzetet, ezek azonban a liásznál fiatalabbnak minősültek [2] a fruska-goraj analógiák alapján. 2. A pusztavám-kisgyóni eocén kőszénbeli Ni, Co és Cr maximum alapján talán a Kisalföld DK-i peremén gyanítható egyelőre teljesen hipotetikus bázisos-ultrabázisos tömeg. Figyelemre méltó, hogy Ni kivételesen kérdéses nyomként már a közeli marcalvölgyi (Szelmező pusztá) tőzegen is megjelenik. 3. A bánfalvi-sajókazai kőszénhamubeli Ni-dúsulás részben a Bükkhegység Ny-i felének bázisos-ultrabázisos tömegeivel hozható kapcsolatba. Ennek lepusztulása az említett barnakőszénbeli Ni-dúsulás szerint az alsó miocénban legalábbis részben ÉK-felé irányult. Ugyanílyen lehordási irányra következtethetünk abból is, hogy az alsó miocén telepek a Bükk É-i peremén túlnyomóan paralikusak, a Bükk-től Ny-ra viszont limnikusak, tehát a mélyebb terület túlnyomó része ÉK-en feküdt.

Egyébként a nikkell és a többi kőszén-nyomelem esetében is a felsorolandó lehetséges elsődleges »elemforrásokon« kívül számolni kell az ezek környezetében levő külön fel nem sorolandó másodlagos, üledékes kőzetbeli szórt forrásokkal is.

A kobalt-nak kőszénhamubeli és földkéregbeli átlaga a nikkelnél sokkal kisebb: a kőszénhamubeli átlag Goldschmidt szerint 300, maximuma 1500 g/t, s ezeket az értékeket nagyságrendileg a későbbi kutatók is megerősítették. A hazai kőszénhamuban többnyire nyomokban sem mutatható ki, noha az általunk használt Co-vonalra vonatkoztatva a kimutathatósági határ kb. ezred %-os nagyságrendű.

Főleg csak azokban a hazai kőszemekben volt kimutatható, amelyekben a Ni is viszonylag erősebben jelentkezett: 1. Mecsekben Komló, 2. Vértes ÉNy-i peremén Kisgyón-Pusztavám-Oroszlány vidékén és 3. a Bükkhegység É-i és K-i peremén Bánfalva és a Barossakna táján. A Co esetében is tehát a Ni-nél említett 3 centrum jöhet elsősorban számításba. Ezenkívül erősebben jelentkezik kobalt a salgótarjáni szén hamujában is.

A Co és Ni párhuzamossága nem teljes. A Co-nak a Ni-nél sokkal kisebb átlagértékei ellenére, van olyan lelőhely, ahol a Co néha erősebben jelentkezik, mint a Ni. Ilyen a Mecsek DNy-i részén a perm alsó tagozatbeli hetvehelyi kőszének hamujának egyrése. Ez talán azzal áll kapcsolatban, hogy a Co a természetben a 3 vegyértékű

alakig oxidálódhat, a Ni többnyire csak 2-értékűg. Ezért a Co az oxiditokban, Ni a hidrolititokban dúsul. A permii vöröshomokkő-terület oxidites jellegű és noha ez túlnyomóan fiatalabb a kérdéses kőszénnél, esetleg epigenetikusan is a Co viszonylagos dúsulását segítheti elő. Komlón, ahol a permterület közel van, van kevés Co is a túlnyomóan 3-as erősségű Ni mellett. A perm területtől távolabb fekvő Szászváron-Mázán-Nagymányokon a 3—4 erősségű Ni mellől azonban a Co csaknem teljesen hiányzik. Ugyanez az inverzió jelentkezik az úrkuti mangánércekben; ezek oxiditesebb részein a Co van túlsúlyban a Ni-lel szemben, de kimutatható, hogy annak reduciotes (zöld) részeiben a Ni jut túlsúlyra.

Az ezüst igen érzékenyen kimutatható spektrográfiailag. A hrens szerint a kimutathatóság határa 0,0001—0,00003% (1—0,3 g/t). Ez az oka annak, hogy az ezüst a hazai kőszénekben viszonylag gyakran jelentkezik. Goldschmidt átlag 2 g/t, Healdlee és Hunter mintegy 10 g/t ezüstöt talált kőszénhamukban, de ez már a földkéreg átlagához képest 20-, ill. 100-szoros dúsulásnak felel meg. A jelentékenyebb másodlagos ezüst-dúsulások tehát inkább hidrotermális értelepekből származtathatók.

A vizsgált hazai kőszénmintáknak mintegy a felében jelentkezett ezüst nyom alakjában, ami tehát ugyancsak maximálisan néhány g/t mennyiséget jelenthet. Leg erősebben mutatkozik a brennbergi miocén, az észak-mecseki liász és miocén, a várpalotai miocén, a kisgyón-pusztavám-oroszlányi eocén, a terenye-mátranovák-egercsehibánfalvai és lyukó-diósgyőri miocén kőszénben. A várpalotai és a móri árok torkolata, mellett sorakozó kisgyón-pusztavámi »dúsulás« a velencei-hegységi gránit ma már túlnyomóan lepusztult hidrotermális ércesedésre utalhat. A mátranovák-egercsehi (és bánfalvai?) dúsulás esetleg a recski ércesedéssel lehet kapcsolatos. Itt ui. az alsó miocénban a lefordás — mint említettük — uralkodóan ÉÉK-i irányú, vagyis Mátranovák-Egercsehi területén hozhat létre dúsulást. Ennek megfelelően viszont nincs ezüst-dúsulás a Recskhez közelebbi, de tőle DNy-ra fekvő Petőfibányán és Ny-ra fekvő Nagybatónyban.

Az ezüst erősségi fokozatainak egyenletes eloszlását egyes jellemző területeken belül a következő adatok szemléltetik. (Az 1. fokozat hiánya ill. kis gyakorisága nem jelent törést az egymaximumos G a u s s-görbékben, mert ez a rendszerint kikerülhető »kérdéses nyom« fokozatot képviseli).

Ezüst	0	1	2	3	4	5	Középtérték
Komló	12	3	13	1	—	—	1,1
Nagymányok	39	5	14	10	1	—	0,9
Ajka	3	—	3	1	—	—	1,3
Közép-Nógrád	5	—	5	1	—	—	1,2

Az ezüst gyakoriságával szemben feltűnő a cink ritka kimutathatósága a hazai kőszénhamukban. Pedig ezt az elemet Goldschmidt általában 200, maximálisan mintegy 10.000 g/t (1%) mennyiségben találta kőszeneiben, ami átlag kb. másfélszeres dúsulásnak felel meg a földkéreg átlagos Zn-tartalmához képest. Healdlee és Hunter átlaga még nagyobb, kb. 10-szeres dúsulásnak felel meg. Legtöbb magmás és agyagos kőzetben is kimutatható kb. 100—200 g/t mennyiségben. Dúsulása az eddigi adatok szerint nem korlátozódik határozott sávféleségekre. Az üledékes ciklusban általában inkább szétszóródásra válik hajlamossá.

A cink hazai látszólagos ritkasága részben a 3345 Å-os vonal használatára vezethető vissza, amelynek érzékenysége A hrens szerint mindössze néhány ezred%. Ultraibolyára érzékenyített lemezen a 2138 Å-os vonal használatával elérhető volna 0,0002% érzékenység is. A cink ritka kimutathatósága másrészt nagy mozgékonyásával kapcsolatos, aminek következtében az üledékekben és a talajokban nagy területre szétterjedve rendszerint mindenütt csak viszonylag kisebb mennyiségben jelenhet meg.

A hazai kőszenek közül nagyobb koncentrációjának a cink főleg a Mecsek vidékén, annak is leginkább a déli részein látszik. Annál feltűnőbb, hogy a nyomelemekben egyébként rendkívül szegény pleisztocén korú tőzegeink közül főleg az eddig vizsgált nyugat-magyarországiakban (Hanság és Marcalvölgy) volt határozott mennyiségben kimutatható. Ez feltételezhetően egyrészt a Grác-vidéki Zn-Pb telepekből (Rabenstein, Arzwald stb.) ered a Répce—Rába-rendszer útján, másrészt az Aspangtól K-re fekvő krumbachi Zn-Pb telepből származhat a Lajta folyó útján. A Hanságot úi. a pleisztocénben a Duna—Lajta-és Répce—Rába-rendszer egyenlően táplálták [11]. A nagyecsed-i tőzeg is tartalmaz Zn-et, ami pedig talán a Gutin értelepeiből származik.

A cink a szapolitos jellegű pernyepusztai (Petőfibánya) miocén algalapában is biztosan kimutatható, de Petőfibánya pliocén humolitos anyagában már nem jelentkezik. Ez arra utalhat, hogy a Zn inkább a szapolitos kifejlődés erősen redukciós viszonyai közt dúsul. Alátámasztja ezt az a körülmény is, hogy a Zn egyébként is csak egyes agyagos és foszfátos, tehát ugyancsak redukciós, kis vasoxidációs értékű üledékekben szaporodik fel; erősebb oxidációs viszonyok közti dúsulása nem ismeretes. Itt csak röviden utalunk arra a körülményre, hogy a leggyakoribb lápi kifejlődés, a humolitos sekélylápi öv, az általános elképzeléssel szemben nem képvisel különösen redukciós lerakódási közeget. A redukciós jelleg ezekben a kőzetekben inkább utólagos, diagenetikus hatás eredménye és a szerves anyag anaerob lebomlásával kapcsolatos. A cink ilyen kifejlődésben tehát feltételezhetően nem dúsul nagyobb mértékben. Ezért főleg csak az eredetileg is erősebben redukciós szapolitos kifejlődésben jelentkezhet nagyobb mennyiségben.

Kadmium eddig a hazai kőszénhamukban mindössze két nagymányoki és a pécsi hányóban egy esetben bizonytalan nyomként jelentkezett. Ritkasága kis klarkján és nehezebben gerjeszthetőségén kívül arra is visszavezethető, hogy a Zn-hez hasonlóan valószínűleg főleg az erősebben redukciós szapolit kifejlődésben dúsul. Mennyiségére következtethetünk abból, hogy G o l d s c h m i d t kőszénhamú mintáiban 5 g/t átlagos Cd-tartalmat, vagyis a földkéreg átlag Cd-tartalmához képest 33-szoros dúsulást talált.

Galliumot is főleg redukciós körülmények között — hidrolititekben és egyes szénkőzetekben — dúsuló elemnek minősíthetjük. G o l d s c h m i d t mintái átlagában 100, maximálisan 400 g/t-t talált, ez átlag 7-szeres dúsulásnak felel meg a földkéreg átlagához képest. Ez az újabb átlagadatoknak is kb. megfelel. A hazai átlag nem egészen éri el a 2. erősségi fokozatot. Ez a fokozat G o l d s c h m i d t adatait tekintetbe véve kb. a század %-os nagyságrendet közelítené meg. A hazai kőszenek közül a legnagyobb mennyiségben az északi Mecsekben, különösen Szászváron, Mázán és Komlón jelentkezett. Kisebb dúsulás van Kisgyón felső kréta (fűrési anyag) és eocén, valamint a Bánfalva-Lyukó-Diósgyőr miocén barnakőszénvidékén is. Tekintetbe véve, hogy a gallium főleg szórtan a szilikátos kőzetekben és azok közül is nagyobb mennyiségben inkább a savanyú magmatitokban és az agyagos kőzetekben, valamint a biolitokban jelentkezik, az említett térbeli eloszlásból kivehetőnek látszik 3 fő »galliumforrás«: 1. a fazekasboda-mórágyi gránitos; 2. a velencei-hegységi gránitos kőzetek és 3. a bükkhegységi kvarcpalás és főleg régi bitumenes kőzetek.

A **tallium** hazai kőszénbeli megjelenése hasonlít a kadmiuméhoz: igen ritkán, mindössze a pécsi hányóban és a komlói, valamint nagymányoki kőszénben jelentkezett 100 itteni minta közt összesen 4-szer gyenge, sőt részben bizonytalan nyomként. A tallium a savanyú és utómagmás képződményekben, az üledékes kőzetek közül pedig főleg az agyagos üledékekben és az evaporitokban dúsuló elem. G o l d s c h m i d t kőszénhamumintáiban 1 g/t átlagot, 5 g/t maximumot talált, ami a földkéreg átlagához képest lényeges dúsulást nem jelent. Ez a mennyiség kb. 1 nagyságrenddel kisebb, mint az A h r e n s által megadott kimutathatósági határ.

A **germánium** úgy látszik az egyetlen nyomelem, amely a kőszéntelepekben nem oszlik el egyenletesen, hanem főleg a telepek fekvő- és főleg fedőközeli részeiben dúsul; He a d l e e feltevése szerint valószínűleg azért, mert a szerves anyagot kimosó talajvízből válik ki. Egyébként a germánium a Ni, Ga, V, Cr, Zr és Be-mal együtt főleg a vitritben jelentkezik. Goldschmidt a kőszénhamuban a földkéreg átlagánál 70-szer nagyobb: 500 g/t-ás átlagos és 11.000 g/t maximális mennyiségben találta. Valamivel kisebb He a d l e e és H u n t e r átlaga. A nálunk leggyakoribb 2—3-as erősségi fokozatot tehát század % körüli koncentrációnak tételezhetjük fel. Ezt az újabb kvantitatív vizsgálatok hozzávetőleg igazolják is. A fontosabb kőzetek közül éppen a kőszénhamuban van a legnagyobb mennyiségben.

A hazai kőszénhamuban erősen változó mennyiségben, erős »reliefek« jelentkezik. Legnagyobb mennyiségben a komlói és nagymányoki mintákban fordul elő. Ezenkívül felismerhető egy, a Bükkhegység É-i és K-i oldaláról származtatható kisebb — bánfalva-barossakna-lyukói — és egy még kisebb dúsulás a Velencei-hegység vidékén, valamint a Kisalföld K-i peremén: Várpalota, Pusztavám, Oroszlány. Germániumban meglehetősen szegény eddigi adataink szerint a Bakony kisalföldi pereme. Ez az eloszlás főképpen a diagenetikus viszonylagos szaporodásra, vagyis mennyiségének a szénüléssel való növekedésére látszik visszavezethetőnek. Ezért lehet viszonylag gazdag a liász kőszén germániumban. Hozzájárulhat ehhez a mecsekvidéki gránitok és fonolitos kőzetek viszonylagos Ge-gazdagsága is.

Meg kell jegyeznünk, hogy a pécsi hányóból kikerült anyag Ge-tartalmát a kőszén elégetésének hőmérséklete nagymértékben befolyásolhatja.

A dunántúli karsztkőszének átlagos Ge-vonalerőssége kisebb, mint a közönséges szilikátos hamujú kőszéneké.

A hazai kőszénhamuból valószínűleg a germánium hasznosítható majd elsőként. Az erre vonatkozó vizsgálatok a legelőrehaladottabbak, amennyiben már sorozatos elemzések is rendelkezésre állanak. Kvantitatív meghatározásával az általunk megadott kiindulási adatok alapján a NEVIKI és a veszprémi egyetemi analitikai tanszék foglalkozott és az előbbi a komlói kőszénhamuban első jelentése szerint többnyire

Telep	Földváriné Komló, Kossuth-akna déli főkeresztvágot	NEVIKI	
		Komló, Kossuth-akna déli főkeresztvágot	Pécsi András-akna
XXI.	3, 2, 3, 3, 3, 3	—	—
XIX.	2	—	—
XIV.	—	—	3
XIII.	—	1	4
XII.	4	∅	∅
XI.	3	—	∅
X.	2	4, 4, 3	—
IX.	3, 4, 3, 4, 3, 3, 3	5, 5	—
VIII.	3, 3	∅	—
VII.	—	—	2, ∅
VI.	3	5	1, ∅, 1
IV.	3	1	—
III.	4, 3	—	3
II.	4, 4	—	—
I.	4, 4	—	—

0,005 %-ot, maximálisan század % körüli mennyiséget (0,007%), az utóbbi maximálisan 0,002%-ot mutatott ki. A NEVIKI-vizsgálatok szerint a vékony kőszénpadok átlagban gazdagabbak Ge-ban mint a vastagok, a meddő palák pedig Ge-ban szegények.

A táblázatbeli NEVIKI erősségi fokozatok kb. a következő Ge-mennyiségeknek felelnek meg: 5. fokozat 42—56 g/t, 4. fokozat 5—25 g/t, 3. fokozat 10 g/t.

Az **ón** a vizsgált hazai kőszénminták közül biztosan 1. Egercsehi-Özd, Bánfalva és Diósgyőr vidékén, vagyis a Bükkhegység közvetlen szélein és Nagybátony mintáiban, továbbá 2. a Velencei-hegység körzetében (Várpalota, Kisgyón, ahol a nyomelemekben egyébként rendkívül szegény tőzeg, ti. a sárréti nádasladányi előfordulás is tartalmaz Sn-t kétes nyomként), valamint 3. helyenként a Mecsek peremein úgy a liász, mint a hidas miocén kőszénben megjelenik. Mínthogy az **ón** elsődlegesen főleg a savanyú kőzetekben, ezeknek is főleg pneumatolitos képződményeiben dúsul, forrásként (a fenti sorrendben) 1. a Bükk vagy a Rudabányai hegység valamilyen közelebből még nem ismert kőzete és esetleg a recski ércterület, ahonnan nyomokban ismerünk ónt, továbbá 2. a nyomokban ugyancsak ónt is mutató velencei-hegységi gránitos kőzetek és 3. a fazekasboda-mórági gránitterület jöhetnek számításba. Mennyiségének nagyságrendjére hozzávetőleg abból következtethetünk, hogy Goldschmidt átlagban 200, maximálisan 500, Otte maximálisan 6000 g/t Sn-t talált kőszénhamukban. A Goldschmidt-féle átlag 5-szörös dúsulásnak felel meg a földkéreg átlagához képest.

Az **ólom** viszonylag gyakran, de ugyanazon területen belül is erősen változó mennyiségben jelentkezik a hazai kőszénhamuban. A Goldschmidt-féle kőszénhamubeli ólom-átlag 100 g/t, hatszorosa a földkéregbeli átlagnak: a maximum 1000 g/t. Heale és Hunter ennél is nagyobb, 28-szoros átlagos dúsulást talált. Norton és Aubrey pedig egy yorkshirei telep vitrites sávjaiban 0,02—0,08% (200—800) g/t Pb-ot határozott meg. Az ólom azonban nemcsak a vitrites és egyéb kőszénásvókban, hanem azok meddő ásványában is feldúsulhat Otte megfigyelései szerint. Az önálló hidrotermális előfordulásain kívül a földkéregben főleg a savanyú magmás kőzetekben nyomelemként, az üledékes kőzetek közül pedig ugyancsak nyomelemként az agyagos és Ca-Mg-Fe-karbonátos kőzetekben, valamint a természetben is elérhető 4 vegyértékének megfelelően a mangánoxiditekből, főképp azonban (2-értékűen) a kőszénhamuban található. Hazai kőszénhamubeli mennyiségének átlagai a 3-as erősségi fokozat fölé alig emelkednek. Pedig egyes mintákban gyakran 4-es, sőt 6-os (sigen erős) fokozat is van (Tatabánya VIII. akna, főtelep, fedőpad, 501. munkahely), mellette ugyanazon lelőhelyen más minták Pb-mentesek. Az alábbi táblázat ezt az ingadozást jól szemlélteti:

Ólom	0	1	2	3	4	5	6	Középtérték
Nagymányok	17	2	9	24	21	—	—	2,4
Tatabánya	8	1	3	1	1	—	1	1,3
Egercsehi—Özd—Királd ..	3	—	2	1	4	—	—	2,3
Lýukó, Barossakna	—	1	2	2	2	—	—	2,7
Szászvár, Máza	—	—	1	—	4	—	—	3,6

Az ólom mennyiségeinek ez az erős ingadozása talán a kőszénbeli galenites fő megjelenési formájának durvaszeműségével, diagenetikusan létrejövő egyenetlen eloszlásával áll kapcsolatban.

A diagramból egy mecsekvidéki perm-liász, a miocénben (Hidas) gyengülő dúsulási terület, egy gyengébb Velencei-hegység-vidéki eocén és miocén, továbbá egy gyenge nyugat-mátraaljai (Petőfibánya), észak-nógrádi és végül egy bükkperemi miocén ólomdúsulási terület tűnik ki. A két dunántúli gránitos terület gránitjainak és hidrotermális ólomérces képződményeinek megfelelő üledékes ólomprovinciák mellett tehát kiadódik a nyugatmátrai (Gyöngyösoroszi) hidrotermális ércesedéssel kapcsolatba hoz-

ható petőfíabányai pliocén ólomdúsulási körzet, továbbá valamilyen bükkhegységi ólomforrás. Recsk és Gyöngyösoroszi ércterületéhez közelfekvő nagybátonyi kőszén csaknem teljesen Pb-mentes. Ez arra utallhat, hogy a miocénben a mátrai ércesedés ólmot tartalmazó mélyebb részei még nem kerültek az erősebb lepusztulás övezetébe. A Bükkvidéki dúsulás a hegység gabbróidális, porfirites és karbon-triász szerves anyagokban gazdag palás kőzeteivel hozható kapcsolatba. A rudabányai, ill. a Szepes-Gömöri-Érc-hegység délibb részeinek (Pelsőcárdó stb.) ólomszolgáltató hatása nem tűnik ki az eddigi kőszén-nyomelemzésekből.

Az antimon a Headlee és Hunter által vizsgált kőszénekben átlag 42 g/t mennyiségben jelentkezett. Ez csaknem 50-szeres dúsulásnak felel meg a földkéreg átlagához képest. Eddig ismert kőszénbeli maximuma 0,3% (O t t e). Az arzéntől eltérően, de pl. az ólomhoz hasonlóan a hazai kőszénekben ugyanazon területen belül is szeszélyesen ingadozó mennyiségben található (lásd a következő táblázatot). Az ingadozás oka is valószínűleg hasonló a Pb-éhoz, ti. részben változó szennyezősúlyú szulfidok ásványkénti (antimonit, tetraerit, részben galenitben) megjelenésére vezethető vissza. Az Sb ugyanis a Pb, Sn, Zn és Co-tal együtt úgy látszik a különféle fajsúlyú kőszénosztályokban egyaránt megjelenik.

Antimon	0	1	2	3	4	5	Középtérték
Komló	6	2	11	4	6	—	2,1
Nagybányok	35	1	8	11	18	—	1,7
Pusztavám-Oroszlány	3	—	4	3	2	—	2,1
Tatabánya	10	—	—	3	2	—	1,1
Dorog, Tokod	1	—	1	4	4	—	3,0
Egercsehi—Özd—Királd	—	1	6	1	2	—	2,4
Barossakna stb.	1	1	1	1	3	—	2,6

Az antimon hazai kőszénbeli fő dúsulási területei a Mecsek (Hidas, helyenként a hetvehelyi perm kőszéncsikban is), Dorog-Tokod (eocén), Brennberg (miocén), Nagybátony (miocén), kisebb mértékben a Bükk ÉNy-i és ÉK-i peremei (miocén). A dúsulás származtatása szempontjából a hidrotermális ércképződményeken kívül főleg csak agyagos kőzetek és talán bauxitos és vasas oxiditek jöhetnek számba. A hidas dúsulás azonban végeredményben kapcsolatban állhat a Mecsek trachidolerites-fonolitos kőzeteivel is, amelyekben a mecseki gránitokhoz hasonlóan valamivel gyakrabban jelentkeznek Sb nyomok az ország vizsgált többi magmás kőzetéhez képest. Itt egyébként a permi oxidites rezisztitek is viszonylagos Sb-As megkötők lehetnek. A brennbergi dúsulás feltételezhetően a schlainingi (Szalónak) antimonit-előfordulással kapcsolatos: az itteni miocénkorú fő áramlási irány ennek kb. meg is felel. A nagybátonyi dúsulás pedig nyilván végeredményben a szomszédos recskvidéki ércterületből származik. A Bükk-hegység ÉNy-i és ÉK-i peremei Sb-dúsulásainak értelmezését illetően az arzénnél mondtakra utalunk. Teljesen kérdéses a dorog-tokodi antimon-dúsulás eredete.

Az arzén Goldschmidt szerint a földkéregbeli átlaghoz képest a kőszénhamuban egyik legerősebben, mintegy 100-szorosan — Headlee és Hunter szerint mintegy 26-szorosan — dúsuló elem. Átlagmennyiségét a kőszénhamuban Goldschmidt 500 g/t-nak, maximálisan 8000 g/t-nak, Headlee és Hunter 136 g/t-nak találta. Az üledékes kőzetek közül nemcsak a humolitokban és agyagos kőzetekben, hanem úgy a ferro- mint a ferrivas üledékekben dúsul. Általában az arzén az antimonnal együtt inkább a kissé nagyobb redoxpotenciálú kőzetekben, a kőszének közt is inkább a humolitokban halmozódik fel. A kisebb redoxpotenciálú szapolitos pernyepusztai algalapában nyomokban sem jelentkezik. A hazai kőszénhamukban többnyire kb. 3-as

erősségi fokozattal mutatható ki és ugyanazon területen belül rendszerint egyenletes (egy maximumos) eloszlású. Eloszlását a következő adatok szemléltetik:

Arzén	0	1	2	3	4	5	Középpérték
Komló	—	—	5	24	—	—	2,8
Nagymányok	—	—	2	31	39	1	3,5
Tatabánya	1	—	3	10	1	—	2,7
Sajókazinc, Sajószentpéter, Berente, Alacska	—	—	1	3	2	3	3,8

Legnagyobb mennyiségben Nagybátony vidékén és a Bükk ÉK-i részén (főleg Sajókazinc, Alacska) található kőszekben jelentkezik, de általában is a borsod-nógrádi miocén barnakőszén-területen viszonylag bőven van. A mecseki perm és liász fekete-kőszében valamivel kisebb mennyiségben található. Jólal ritkább a dunántúli eocén karsztbarnakőszekben, és legritkább az ajkai krétakori karsztkőszében, a karbonátos kőzetek csekély As-tartalmának megfelelően.

A nagybátonyi dúsulást elsősorban nyilván a recski érctelep közelségével lehet összefüggésbe hozni. A recski ércesedésnek a mozgékonyabb arzént tartalmazó magasabb övei ekkor nyilván már lepusztulóban voltak. A Bükk ÉK-i permekéi arzén-dúsulásai több más elemével (Ag, Sn, Sb) együtt esetleg ugyancsak a recski ércesedéssel állhatnak kapcsolatban, de egy ismeretlen, valószínűleg hidrotermális Bükkhegység-vidéki ércesedésből is származhatnak. E kérdés többek közt azzal is tisztázható, hogy pontosabb mérésekkel meghatározzuk, vajon folyamatosan csökken-e a kérdéses elemek mennyisége a Recsk-Egercsehi-Arló-Bánfalva-Sajókaza-Edelény DNY-ÉK-i vonal mentén.

A karsztkőszeneink arzén-szegénysége elsősorban nyilván a környező karbonátos kőzetek As-szegénységének következménye.

A foszfor spektrográfiailag csak viszonylag nagy, legalábbis kb. század %-nyi koncentráció esetében mutatható ki. Diagramjából elsősorban is szembetűnik bizonyos antagonizmusa a kalciummal (és így a stronciummal is): a karsztkőszekben — amelyek hamujára tudvalevően a Ca nagy mennyiségben jellemző — a foszfor spektrográfiailag alig mutatható ki. Viszont a nem karsztos kőszekben, pl. a Mecsek liász és különösen perm kőszeneiben a foszfor spektrográfiailag is erősebben jelentkezik. Ugyancsak felismerhető sok helyen a nógrád-heves-borsodi miocén barnakőszekben. Ez az antagonizmus első pillanatra meglepő lehet, mert a foszfor megjelenését többnyire éppen a Ca-hoz (apatit, foszforit stb.) kötik. Azonban tényleges párhuzam csak akkor jelentkezne, ha a Ca-nak is főásványa az apatit-csoport (nem pedig a kalcit) volna. A magyarországi kőszénhamu foszfor-mennyiségében a közvetlen leholdási terület P-mennyisége tükröződik: sok a magmás-kőzetekben (átlag kb. 1200 g/t), kevesebb az agyagos kőzetekben (kb. 700 g/t), igen kevés a karbonátos kőzetekben (kb. 170 g/t). A karsztkőszének P-hiánya tehát végeredményben karsztkőszén-jelenség. Ha a karsztkőszén egykori leholdási területén nagyobb foszfortartalmú kőzet is van, pl. gránit, úgy a karsztkőszén is nagyobb foszfortartalmú lehet, pl. a velencei-hegységi gránit közvetlen vagy közvetett lepusztulási övezetében (Kisgyón, Várpalota).

A nátrium és kálium hazai kőszénhamubeli mennyiségeiről és esetleges műtrágyakénti felhasználásának kérdéséről másutt [3] szoltunk.

A berillium Goldschmidt szerint a kőszénhamuban viszonylag erősen — a földkéreg átlagához képest 50-szeresen — dúsul: kőszénhamubeli átlaga 300 g/t, maximuma 1000 g/t. Healdlee és Hunter viszont sokkal kisebb értékeket kaptak és az átlagos Be-dúsulást csak négyszeresnek találták. Otté szerint főleg a vitritben jelenik meg. Noha ezt a feltevést Norton és Aubrey adatai nem erősítik meg,

telnyomóan mégis ez a valószínű, mert a Be már a növényekben is kimutatható, ha azok Be-tartalmú talajon élnek.

A hazai kőszenekben a Be éles relieffel jelentkezik. Feltűnő maximuma mutatható ki a mecseki perm-liász kőszenekben, tehát a pécs-fazekasboda-mórágryi gránitterület egykorú lehordási területe körül, nyilván azzal származási kapcsolatban. A Be mennyiségét a liász kőszenekben, pl. Nagymányokon a vonalerősségi adatok alapján század %-os nagyságrendűre becsülhetjük. Itt dúsulóg társelemeitől eltérően azonban a szomszédos hidasi miocén barnakőszénben a Be már nem mutatható ki. Ekkor ui. a gránit már erősebben a Be-ben szegényebb szintekig lepusztult. (A Be ui. főleg a gránittömegek felső pegmatitos részeiben dúsul).

A fiatalabb kőszenek közül csak egyrészt a Velencei-hegység gránitterülete egykori lehordási körzeteiben van genetikailag nyilván azzal kapcsolatban kisebb maximuma (Várpalota, Móri-árok, Kisgyón). Másrészt Dorog-Tokod kőszenterületén is van kisebb maximuma, aminek alapján gyanítani lehet egy savanyú magmatit-tömeget a Kisalföld K-i felében, ill. Budapest vidékén. Ez adhatta Dorog-Tokod vidékének nemcsak nagyobb Be, hanem Ba és esetleg Sb-tartalmát is; egy ilyen tömeg a nézsai bauxit Kiss János által kimutatott berill-tartalmának [12] forrásaéént is számba jöhet. Ugyancsak erre vezethető vissza Földvári és Szalay vizsgálatai szerint a pilis-vörösvári barnakőszén nagyobb uránium-tartalma is [13]. Az U nyilván előbb, a lehordási területhez közelebb válik ki, mint a Be. Egyébként a karsztkőszenekben a Be mennyisége minimális, megfelelően a karbonátos lehordási területek Be-szegénységének.

Vitrites dúsulásának megfelelően a berillium eloszlása az egyes telepekben meg lehetőségen egyenletes, amint azt a következő táblázat mutatja:

Berillium	0	1	2	3	4	5	Középtérték
Nagymányok	4	2	4	19	39	5	3,4
Dorog—Tokod	—	—	4	3	2	—	2,5
Észak-Nógrád	3	2	1	—	—	—	0,7

A **stronciumot** nem vizsgáltuk rendszeresen, de a megfigyelt esetekben mennyisége hozzátétőleg arányosnak mutatkozott a Ca mennyiségével, ahogyan e két elem geokémiai rokonsága alapján várható is. Viszonylag nagy mennyiségben tehát főképp a karsztkőszenekben: Ajka, Pustavám, Tatabánya stb. és karszttözegekben: Sárét jelentkezik. A gránitos lehordási területű kőszénelfordulásokban (Hetvehely) azonban a Sr mennyisége némileg nagyobb lehet, kisebb Ca-tartalom esetében is, mert a stroncium inkább a savanyú magmatitokban, míg a Ca a bázisosakban dúsul. Ennek megfelelően a bázisos magmatit-tömeg lehordási körzetében fordítva: sok Ca mellett kevesebb Sr várható. Erre példaként a szarvaskői tömegeből is táplált bálnfalvai minta említhető. A Sr-vonalak viszonylagos erőssége arra enged következtetni, hogy mennyisége a hazai kőszenek némelyikében eléri a tized %-os nagyságrendet is.

A **bárium** dúsulását a kőszénhamuban többször megfigyelték, de maximumként Engelhardt, ill. Rankama és Sahama csak 0,9—2,7 g/t-t adtak meg, viszont Headlee és Hunter legújában a nyugatvirginiai kőszenekben átlagban 2900, ill. 6200 g/t, tehát csaknem 0,7%-ig emelkedő bárium-tartalmat mutattak ki. A hazai kőszénhamuban mennyisége területenként erősen változik, de az egyes területeken belül többnyire — noha nem mindig, pl. Tatabánya — meglehetősen egyenletesen oszlik el.

Bárium	0	1	2	3	4	5	Középtérték
Tatabánya	6	1	—	—	1	—	0,6
Dorog—Tokod	—	1	6	3	—	—	2,2
Közép-Nógrád	5	2	1	—	—	—	0,5
Észak-Nógrád	2	1	2	1	—	—	1,3

Fő dúsulási területei: Hetvehely (perm), Nagymányok (liász) és Hidas (miocén), Várpalota, Dorog—Tokod és a tatabányai terület É-i bánhidai XV. aknai része, Salgótarján és Egercsehi-Ozd vidéke, végül talán Brennberg is. Főforrásaiként számításba jöhetnek többek közt a gránitok a Velencei-hegységből: Várpalota, ill. az ezekből is táplálkozó vörös oxidites permi durva üledékek (Hetvehely), különösen az alkáli jellegű savanyú magmatitok (bátapáti bosztonit előfordulás: Hidas), továbbá a Ba-ot is gyakran tartalmazó ásványvizek báziskicséréléssel, különösképpen a Budai-hegység Ba-ban gazdag teletermális ásványtársulása a dunántúli Középhegység északi részének Ba-ban feltételezhetően gazdagabb karbonátos kőzetei (Dorog—Tokod). A báriumnak a kőszénhamubeli eloszlását mindenestre több tényező befolyásolja. Kőszénre számítva a tized %-os nagyságrendet a hídasi barnakőszén is valószínűleg eléri.

Az egyébként nyomelemekben szegény pleisztocénkorú tőzegek is főleg a gránit-területek közelében tartalmazzak több Ba-ot: Velencei-hegység közelében Sárrét és a Mecsek ÉK-i előterében levő alkálimagmatitos-gránitos terület közelében a Kalocsa melletti Kecel. A zalazántói és marcali tőzegek is viszonylag gazdagok báriumban; ezek Ba-forrása még bizonytalan.

A **titán** kőszénhamubeli mennyisége eddig különlegesebb kérdéseket nem vetett fel. Headlee és Hunter a nyugatvirginiai feketekőszénnek hamujában átlag 1,5%, maximálisan 2,3% TiO_2 -ot, Otte az osterwaldi kőszénben 3,0%-ot talált. Mennyiségének túlnyomó része nem a vitritben, hanem egyéb kőszén és meddő sávkban halmozódik fel. Csaknem minden hazai kőszénben nyomként vagy közepes mennyiségben kimutatható. Gyakorisági középtékei a hazai kőszénhamuban mindössze 2,3 és 4,0 vonalerősség közt ingadoznak, megfelelően a spektrográfiai módszer kisebb érzékenységének nagyobb %-os mennyiségek esetében. A legnagyobb Ti-vonalerősségi középtékek az É-Mecsekben és Bánfalván, a legkisebbek Hidas, Dudar, Sajókánc, Berente vidékén találhatók. Csekély reliefje elsősorban arra vezethető vissza, hogy a primér folyós-magnás kőzetekben meglehetősen egyenletes mennyiségben jelenik meg és valószínűleg a szapolit-humulitos kifejlődés különbsége sem befolyásolja dúsulását. Csak a legfiatalabb (pliocén és pleisztocén) barnaszenekben, ill. különösen a tőzegekben jelenik meg kisebb mennyiségben, megfelelően a kőszénnyomelemek tőzegesedéssel kapcsolatos dúsulásának.

A **vanádium** változó vegyértéke miatt a különböző redoxviszonyokhoz alkalmazkodni képes és így a magmás kőzetekben is meglehetősen egyenletes mennyiségben szórva jelenik meg. Átlagmennyisége a kőszénhamuban 0,05 (maximum 4,4%) K a c s e n k o v szerint, ami a földkéregbeli átlaghoz képest 3-szoros dúsulásnak felel meg. Ezzel nagyságrendileg jól egyezően H e a d l e e és H u n t e r nál is az átlag 0,028%-kal szerepel. A kőszénen belül főleg a vitritben dúsul. A vanádium erősen biofil elem. Legerősebb dúsulásai a szapolitos kőzetekben, főleg a kőolaj hamuból és a patronitból ismeretesek. Az agyagos üledékek közül is a szerves anyagokat tartalmazókban több V van (pl. 1000 g/t), mint akár a szerves anyagokban szegény agyagokban (120 g/t), akár az átlagos bauxitokban (600 g/t).

A szapolitos felhalmozódása vizsgálataink szerint nem mutatkozott állandónak. A pernyepusztai (Petőfibánya) algalapában például valamivel gyengébben jelentkezik mint a szomszédos petőfibányai pliocén humolitos kőzetekben.

A hazai kőszénhamukban a Ti-hoz hasonlóan mindenütt főleg 3—4-es vonalerősséggel jelentkezik, hasonlóan gyenge relieffel, mint a Ti. Átlagos vonalerőssége kb. század, néha tized %-nak felel meg. Bár a vizsgált tőzegek nagyobb részében is kimutatható az általunk használt kb. ezred %-os érzékenységi vonallal. Szélső vonalerősségi középtékek 2,4—4,0. Mennyisége ugyanazon lelőhelyen belül is egyenletesen oszlik el:

Vanádium	0	1	2	3	4	5	Középérték
Komló	—	—	—	10	19	—	3,7
Nagymányok	—	—	2	16	51	4	3,8
Ajka	—	—	—	3	4	—	3,6
Tatabánya	2	—	5	4	1	1	2,4
Sajókazinc, Sajósztpéter, Berente, Alacska	1	—	—	6	2	—	2,9

A króm a kőszénhamuban Goldschmidt szerint 0,1, sőt utolsó adatai szerint 0,5%-ra is feldúsulhat. A nyugatvirginiai kőszénhamu átlagban kb. 0,01% Cr-ot tartalmaz.

A hazai kőszénekben a Ti- és V-hoz hasonlóan mindenütt meglehetősen egyenletes, kb. közepes vonalerősséggel jelentkezik és ugyanazon területeken belül is gyakoriságai egyenletesen, egymaximumus Gauss-görbéként oszlanak el:

Króm	0	1	2	3	4	5	Középérték
Komló	—	—	—	12	16	1	3,6
Nagymányok	—	—	—	13	58	2	3,8
Tatabánya	—	—	—	4	8	3	3,9
Sajókazinc, Sajósztpéter, Berente, Alacska	—	—	—	6	3	—	3,3

A hazai kőszénhamu átlagos Cr-tartalma eme vonalerősségek szerint század, helyenként esetleg tized%-os nagyságrendű. Kiugróan nagy érték jelentkezik kivételesen egy pusztavámi mintában: É-i mező, IV. telep, 5. síkló, alapkőzet, elővágás, amelynek nyomelem-sorozata egyébként nem kiugró. Nincs kizárva, hogy itt valamilyen utólagos szennyezés játszott közre. Felismerhető egy É-mecseki és É-bükki króm-maximum; ezek részben a nikkelnél említett két ultrabázisos lehordási területtel állhatnak kapcsolatban.

Króm a hazai pleisztocén tözegeknek több mint a felében megjelenik, de ezekben és a legfiatalabb (pliocén) barnakőszénekben mennyisége a kifejtett általános kőszén-nyomelem-dúsulási törvényszerűségnek megfelelően kevesebb, mint az idősebb barna-és feketekőszének átlagában.

A molibdén a kőszénhamuban a földkéreg átlagához képest nagymértékben, a különböző szerzők szerint átlagosan 6—15-szörösen dúsul. Kőszénhamubeli átlagmennyisége kb. 130—200, maximális mennyisége a legújabb adatok szerint 6000 g/t. Főleg a kőszén szerves anyagú sávjaiban, néha egyenesen a vitritben dúsul.

A pernyepusztai algapala molibdén-dúsulást egyáltalán nem mutat.

Az előbbi 3 elemről eltérően hazai kőszénbeli eloszlásában éles területi különbségek, határozott relief jelentkezik. Jelentékenyebb felhalmozódása észlelhető a DNY-mecseki, hetvehelyi perm kőszén-síkbán, kisebb maximum az É-mecseki lász, a várpalotai miocén és a petőfibányai pliocén előfordulásokban. Feltételezhetőnek látszik tehát — a Mo magmás ciklusának megfelelően — a pécs-fazekasboda-mórággyi és a velencei-hegységi gránitos terület erősebb molibdén-szolgáltató hatása.

Érdekes a petőfibányai Mo-maximum: itt a Ni- és a Cr-nak, valamint gyengébben a Pb-nak is jelentkezik dúsulása, ugyanakkor a Zn, Ag, Sb és P minimális. Ha ez a N és Cr a pliocénben már a maihoz hasonló domborzatnak megfelelően a Mátra déli peremének megkerülésével az eger-szarvaskői ultrabáziskumból származna, úgy a gyöngyösvisonta-abasári földesbarnakőszén hamujában még nagyobb erősséggel kell jelentkeznie, tehát ezek vizsgálatával e feltevést eldönthető lesz. A petőfibányai molibdén eredete egyelőre problematikus, talán a gyöngyösoroszi ércterület molibdén-nyomaival áll összefüggésben, amire a Pb párhuzamos felhalmozódása is utalhat. (Cinkfelhalmozódást azonban itt már kevésbé kell várnunk, tekintettel a cink említett üledékes szétszóródási hajlamára és a cinknek az ólomnál mélyebb hidrotermális övekbeni maximumára).

Molibdén	0	1	2	3	4	5	Középérték
Komló	18	2	7	1	1	—	0,8
Nagymányok	23	11	16	19	4	—	1,6
Tatabánya	9	2	2	1	—	—	0,6
Dorog—Tokod	7	1	2	—	—	—	0,5
Petőfibánya	—	—	3	2	1	—	2,7
Edelény vidéke	5	—	3	1	1	—	1,3
Sajókazinc, Sajósztpéter, Berente, Alacska	6	1	—	2	—	—	0,8

A molibdén mennyisége a nyert spektrográfiai vonalerőségek szerint az É-mecsek liász és petőfibányai plicén kőszenek hamujában a század %-os nagyságrendet is elérheti.* Ez megfelelne a Mo-kinyerésre felhasznált mannsfeldi rézpala és onegai sungit Mo-tartalma nagyságrendjének. Ezek az előfordulások tehát gyakorlati szempontból is figyelemre méltóak.

Wolfram a szapolitos kőzetekben dúsul, a sungitban pl. kb. 100 g/t WO_3 van, kétszer annyi, mint MoO_3 . A nyugatvirginiai kőszén hamujában is átlag kb. 100 g/t mennyiségben találták. A hazai kőszenekben eddig spektrográfiai nyomok sem mutatkoztak, noha a vizsgálatok ez irányban is rendszeresek voltak. Egyetlen kérdéses nyoma a pécsi gránittal szomszédos hetvehelyi permkorú kőszénben jelentkezett. A wolfrám azonban viszonylag nehezen gerjed, spektrográfiai kimutatásához legalább mintegy század %-os mennyiség szükséges.

A **mangán** a kőszénhamuban a földkéregbeli átlaghoz (0,1—0,2%) képest G o l d s c h m i d t szerint kissé dúsul, H e a d l e e és H u n t e r szerint kissé hígul (0,046%). Kétségtelen, hogy a kőszénen belül inkább az anorganikus hamutató elegyrészekben, mint a szervesanyagú kőszén-sávokban szaporodik fel. Eddigi adataink átlagai szerint a nagyobb földtani korral, az erősebb diagenézis után kezdődő metamorfózissal mennyisége csökkenni látszik, vagyis ekkor már viszonylag gyaníthatóan inkább kimosódik, mintsem felhalmozódik. A túlnyomóan 4-értékűen kiválott Mn ui. a kausztobiolitoknak viszonylag csekélyebb és a diagenézissel még inkább csökkenő redoxpotenciálja következtében redukálódhat, ami azt mindinkább oldhatóvá és a régebbi kőszenekből némileg kimoshatóvá teheti, annál is inkább, mert főleg meddőbb sávokban halmozódva, az organikus anyag előző diagenetikus kimosódásakor viszonylag megkímélődött. A plicén barnaszenekben és főleg a pleisztocén tőzegekben azonban a mangán átlagos vonalerősége is feltűnően kisebb, ami azt idősebb kőszenekben, megfelelően a kezdeti diagenetikus viszonylagos nyomelem-dúsulás általános jellegének.

A hazai kőszenekben a mangán is mindenütt nagyon egyenletesen, 3—4-es erősségi fokozattal jelentkezik. Ez elsősorban a változó vegyértékűségéből következő különféle redoxpotenciálokhoz alkalmazkodására vezethető vissza, aminek következtében a különböző primér folyósmagmás kőzetekben éppúgy egyenletesen jelenik meg, mint a humolitokban és szapolitokban, ill. túlnyomóan azok meddőjében. Az átlagnál erősebb Mn-dúsulás főleg csak az oxiditekben jelentkezik.

Mangán	0	1	2	3	4	5	Középérték
Komló	—	—	—	27	2	—	3,1
Nagymányok	—	—	—	65	8	—	3,1
Ajka	—	—	—	5	2	—	3,3
Berente, Sajósztpéter, Sajókazinc, Alacska ..	—	—	—	2	7	—	3,8

* Amint azt a veszprémi egyetemi analitikai tanszék említett adatai is mutatják.

A hazai kőszénhamuk közül néhány főleg fiatalabb előfordulásban mutatkozott gyenge maximuma: Hidas, Várpalota, (Tatabánya), Petőfibánya, Sajókaza-Ormospuszta.

A bór Goldschmidt szerint a kőszénhamuban a földkéreg közepes összetételéhez képest legerősebben (200-szor), de az újabb szerzők szerint is legalább 100-szorosán dúsuló elem. Kőszénhamubeli átlag mennyisége 600 (H e a d l e e n é s H u n t e r n á l 300), maximális mennyisége 3000 g/t. Rendkívül erős dúsulása főleg biofil és egyszerűsminő szedimentofil jellegével áll kapcsolatban. A nagybányai barnakőszén különböző sávféleségein végzett vizsgálataink szerint a bór inkább a vitritben, mint a hamugazdag duritban halmozódik fel, tehát anyaga túlnyomóan organikus, nyilván növényi eredetű. Ennek megfelelően Y a z u m i t s u U z u m a s a [14] szerint a hamuban gazdag kőszénekben kevesebb bór van.

A hazai kőszénhamubeli elterjedéséből feltételezhetőnek látszik, hogy mennyiségi ingadozását részben a szaproilit-humulit jelleg határozza meg: a szaproilitosabb jellegű pernyepusztai algalapában és a hetvehelyi barnakőszénben a bór mennyisége a közönséges humolitos kőszénekhez viszonyítva minimálisnak adódott spektrográfiailag. K a c s e n k o v adatai szerint is a bór a kőolajhamuban a kőszénhamuhoz képest kisebb mértékben (átlag «csak» 17-szeresen) dúsul. G u l j e v a szerint a tengeri szaproelit több bórt tartalmaz, mint az édesvízi.

A különböző korú, ill. szénülésfokú hazai kőszének bór-vonalerősségeinek összehasonlítása azt mutatja, hogy a bórtartalom a tözegesedés, ill. kezdeti szénülés folyamán a többi nyomelemhez hasonlóan hirtelen növekedik, majd a szénülés folyamán a keménybarnakőszén állapottól kezdve átlagmennyisége változatlan, sőt esetleg lassanként csökken. Az antracit-stádiumban jelentkező erősebb vonalerősségi csökkenésnek elvi jelentőséget tulajdonítani kvantitatív meghatározás nélkül nem szabad, mert ez a csökkenés — mint említettük — részben a hamukivonás céljából történt, nagyobb hőfokra hevítés következménye.

A pliocén barnakőszének bórtartalmában sajátságos ellentmondás mutatkozik egyrészt a 6 petőfibányai, másrészt a többi lelőhely mintái között, amennyiben a petőfibányaiak mind erős bórvonalakat mutattak (középtérték 4,5), a többiek viszont legfeljebb kérdéses nyomot (középtérték 0,7).

A hazai kőszénekben átlag 4-es (közepes) erősséggel, nem nagyon ingadozó mennyiségben jelenik meg. Az 1. ábra alapján az átlagos bórmentenyiségek némi csökkenése mutatkozik a karsztkőszénekben, ami kapcsolatban állhat a karbonátos kőzetek csekélyebb bórtartalmával.

5. A nyomelemek gyakorisági és területi eloszlása

A hazai kőszénhamubeli nyomelemeket térbeli gyakoriság-változásai alapján három csoportba oszthatjuk: 1. erősen változó mennyiségű, erős «reliefű» elemek: Ni, Co, Ag, Zn, Ga, Ge, Sn, Pb, As, Sb, Be, Sr, Ba, Mo. 2. Kevéssé változó, gyenge reliefű elemek: Ti, V, Mn és kisebb mértékben a Cr és B. Itt főleg olyan elemek szerepelnek, amelyek a spektroszkópiai kimutathatóság határánál jóval nagyobb mennyiségben és így általában spektroszkópiailag kevésbé érzékeny tartományban jelentkeznek a kőszénben. 3. A spektrográfiai kimutatáshoz is túl kis mennyiségben mutatkozó, ill. hiányzó elemek: Cd, Tl, W. Ezek egyenletes eloszlása az állandó, kb. nulla-erősségi fokozat következménye.

A relief tehát nagyjából a földi gyakoriság és a gerjeszthetőség függvénye: az első csoportban főleg a ritkább elemek, nevezetesen az elemek gyakorisági sorrendjében a középtájon állók (23—51), a másodikban főleg a viszonylag gyakoribbak (a gyakorisági sorrendben 10—20. helyen állók), a harmadikban főleg az igen ritkák (48—69. helyen állók) szerepelnek.

Egyébként az erősen változó mennyiségűek túlnyomóan a szidero- és kalkofil, valamint a szorosabb értelemben vett ritka litofil elemek: gyenge reliefűek pedig a túlnyomóan pegmatofil elemek. A szulfofil Mo a többi szulfofil, ti. a kalko- és sziderofil elemekkel együtt az erősen változó elemekhez tartozik.

Az elemek térbeli eloszlásában feltűnik az ismert felszíni primér eleműdúsulások maradéktalanul kimutatható hatása a kőszén-nyomelemek eloszlására. Egyik ilyen nyomelem-szolgáltató főcentrum a pécs-fazekasboda-mórágnyi gránitterület, ami a környéki barna- és feketekőszének Ga, (Ge), Sn, Pb, Mo, és talán Zn-tartalmának egy részét, különösen pedig É-i alkália-gazdagabb provincia-jellegű részéből a Ba és Be nagy részét szolgáltatja. Másik fontos centrum a Velencei-hegység, amelynek gránitjára vezethető vissza a várpalotai, móri árokbeli (Kisgyón) és pusztavámi kőszének egynémelyikének — a karsztkőszénekéhez képest nagyobb — Mo, Ga, Ge, Sn, Pb, Be és a nádasladányi tőzeg Ba, Sn tartalma. Lehetséges, hogy a gránittal kapcsolatba hozható hidrotermális ércesedés hatása mutatkozik egyes említett mecseki és Velencei-hegység közeli kőszén-lelőhelyek nagyobb Sb- és As-tartalmában is.

Fiatal bazaltjaink jellemző elemei csak a legfiatalabb (pleisztocén) tőzeges képződményekre gyakorolhatnak hatást, így a zalaszántói tőzeg viszonylag nagy Ti, Cr (V), Mn és talán Ba tartalma nagy részben bazaltos eredetű lehet.

Az andezit-dacitos vulkáni koszorú hatása főleg a recki hidrotermális ércesedés közelében (Nagybátony) feldúsuló As, Sb és talán Sn, és távolabb (Kisterenye) feldúsuló Zn-tartalmában, továbbá az ecseদি tőzeg Zn-tartalmában nyilvánul meg. Ezekből az adatokból is kiviláglik, hogy a Zn különösen nagy területre terjed szét, azaz könnyen szállítható. Feltételezhetően alpi hidrotermális ércesedésből származó Zn van egyes nyugatmagyarországi (Hanság, Marcalvölgy) tőzegenekben is.

A Bükkhegységi bázisos-ultrabázisos tömeg anyagszolgáltatása közvetlen hatásának tekinthetjük a bánfalvai és egyéb É-bükki peremi barnakőszének nagy Ni, Cr, V, Mn tartalmát. A bánfalvai erős Ge és Ga vonalak magyarázatra szorulnak.

Minden esetben természetesen számolni kell az üledékes kőzetekből való közvetett átrakódás lehetőségével, amikor is a kőszénbeli kérdéses nyomelem nem közvetlenül a primér magmás kőzetekből származik, hanem annak közelében lerakódott üledékes kőzetbeli feldúsulás másodlagos átrakódásából.

A nyomelemek alapján másrészt számolni lehet a következő, jelenleg eltakart hegységekkel, egykorú lehordási területekkel is: 1. A Mecsektől É-ra egy ultrabázisos tömeg, amely talán a S c h e f f e r — K á n t á s-féle geofizikai maximummal lesz azonosítható. 2. A Kisalföld K-i szegélyén (talán már Budapest közelében) a dorog-tokodi kőszén Be, Ba és talán Sb-tartalmát szolgáltató, feltételezhetően tehát savanyú magmatit-tömeg, esetleg apomagmás ércesedéssel. 3. Egy vagy több ultrabázisos-bázisos magmatit-tömeg valahol a Bakony és a Vértes kisalföldi pereme közelében. Ezt az ajkai, kisgyóni, pusztavámi nikkel, a kisgyóni és az urkúti (Mn-érces) kobalt, valamint a kisgyóni és a tatabányai króm-dúsulás miatt lehet feltételezni. 4. Egy ismeretlen szálbanállóan feltételezhetően hidrotermális és pneumatolitos ércesedés a Bükkhegység vidékén, amiből a bánfalvai, lyukói, baross-aknai, diósgyőri Ag, Zn, As, Pb, Sn és Mo dúsulások táplálkoztak. Ezekben az esetekben a recki vagy akár a szepes-gömöri déli ércesedésből kiindulni is aligha lehet. 5. A petőfibányai sajtáságos Ni-Cr-Pb-Mo dúsulás egyrészt egy bázisos-ultrabázisos magmatit-tömeget (Szarvaskő?), másrészt egy pneumatolitos ill. hidrotermális ércesedést (Gyöngyösoroszi?) valószínűsít.

Az alaphegységek, ill. a fő lehordási területek közelében általában a nyomelemek túlnyomó többsége nagyobb koncentrációban jelentkezik, mint ezektől távolabb. Ilyen nyomelemekben gazdagabb peremi előfordulások az É-mecseki liász kőszén, továbbá a Bükk közvetlen környezetében Egercsehi-Ózd-Bánfalva, Barossakna, Lyukó, Diósgyőr

miocén szénterülete. Az É-mecseki kőszének nyomelem-gazdagságát azonban amellet az is növelheti, hogy ez a terület egy savanyú és egy esetleges ultrabázisos lehordási terület közt fekszik és így mindkét típus nyomelemeit bőven felveheti.

Az ilyen közvetlen alaphegységi hatást azonban elhomályosíthatja az, hogy néha az édesvízi kőszéntelep a lehordási területtől távolabb átmegy tengeri jellegű kifejlődésbe. A tengeri paralikus telepben ui. nagyobb távolságból, a tenger felől is bekerülhetnek egyes elemek, miáltal a parttól távolabb ismét több elem dúsulhat. Részben ilyen módon dúsulhatott nyomelemekben a paralikus mecseki liász feketekőszén. Ugyancsak ennek megfelelően a miocénkorú inkább limnikus Salgótarján-Kazár-Kisterenye-vidéki barnakőszénél gazdagabb nyomelemekben az azonos korú, de paralikusabb Egercsehi és Sajó-vidéki barnakőszén. Ez a viszonylat azonban nem állandó, sőt a fordított eset észlelhető: az inkább limnikus dorog-tokodi kifejlődés gazdagabb nyomelemekben, mint a paralikus tatabányai kőszén.

A vizsgált elemek időbeli eloszlását mutató 1. ábrán egy fontos térbeli, a lehordási terület köztetani felépítésével kapcsolatos szabályszerűség is felismerhető. Míg az elemek túlnyomó részének átlagos mennyisége, közepes vonalerőssége a pleisztocéntól a liászig, többé-kevésbé fokozatosan növekedik, azután csökken (liász-maximumos típus), addig egyes elemek ettől a típustól eltérnek és a felső kréta-eocénban minimumot mutatnak. Minthogy ez utóbbi barnakőszének hazánkban a viszonylag legtisztább karsztkőszének, nyilvánvaló, hogy az e korokra eső minimum a kérdéses elemeknek a mészkőben található csökkent mennyiségével áll kapcsolatban (karsztkőszén-minimumos típus). Ilyen elemek a Ge, kisebb mértékben az As, Pb, Be és talán a B. Ezek kisebb átlagértéke a kőszénben tehát egy újabb karsztkőszén jellemvonásnak tekinthető [3].

Liász-maximumos elemek elsősorban a Ni, Cr, V, Ti, továbbá részben az adatok kisebb száma miatt elmosódottabban a Co, Ag, Zn, Ga, Sb, Ba és némileg a karsztkőszén-minimumos típus felé hajlók közül a Pb és B is. A liász-maximumnak nyilván két oka van: a 3. fejezetben leírt szénülésfok növekedésével párhuzamos dúsulás és a lehordási területek közelsége. A két főtypus egyikébe sem sorolhatók eddigi adataink alapján a kisszámú adat miatt bizonytalan Cd, Tl és Sn-en kívül a Mo és Mn.

Külföldi karbon feketekőszén és antracit

1. Újbánya (Krassó-Sz. vm.) Dunatelep
2. Kőszén, Gorujas, Spanyolo.
3. Antracit (?), kőszén (?), Pennsylvania
4. Antracit, Karaganda
5. Antracit, La Motto
6. Antracit, Lehigh County, Pennsylvania

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	4	0	1	1	1	2	0	0	2	1
2.	0	0	1	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	4	0	2	1	1	1	0	0	1	1
3.	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0	0	2	0	1	0	0	1	3
4.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	2	0	0	0	0	1
5.	2	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0	0	3	3	3	0	0	0	2
6.	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0	1	3	1	2	0	0	0	0
	0,5	0,2	0,2	0	0	0	0	0	0,5	0,7	0	0	0	0	2,7	0	0,5	1,8	1,3	1,5	0	0	0,7	1,3

Perm

1. Hetvehely. Korbaci völgy felső szakaszán. Mecsek. Kőszén (2—5 cm-es zsinór) középső perm.
2. Kővágószőlőstől Ny-ra. Mecsek. Kőszén
3. Kővágószőlőstől Ny-ra. Mecsek. Kőszenes agyag
4. Cserkút. Mecsek. Kovásodott famaradvány

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	2	3	1	2	0	0	0	2	0	3	—	3	4	3	—	2	2	3	3	3	5	1	3	2
2.	2	0	0	0	0	0	0	1	2	0	1	0	0	4	0	2	2	2	3	0	0	3	3	3
3.	3	1	0	0	0	0	0	1	3	1	2	0	0	5	0	3	3	3	4	1	0	4	4	1
4.	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	2	0	0	1	1	3	0	0	0	1	1
	1,75	1,0	0,25	0,5	0	0	0	0,5	0,5	2,5	0,33	1,5	1	0,75	3,7	0,5	1,75	2,2	2,2	3,2	1,5	0,25	2,5	2,5

Liász

Pécs

1. Friss mosópala, amint az a szénmosóból kikerül
2. Előzőnek hamuja
3. 1 éve palahányón állt mosópala
4. Sok éve a hányón heverő mosópala, teljesen kiégett

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	2	1	2	2	0	2	1	0	0	2	0	2	0	3	—	2	2	4	3	3	1	0	4	3
2.	3	0	2	3	1	2	0	2	0	3	2	2	0	1	—	1	0	3	3	4	0	0	3	4
3.	2	0	2	2	0	2	0	0	0	2	0	0	0	2	—	0	0	3	2	3	0	0	3	3
4.	3	0	2	3	0	2	0	0	0	3	0	2	0	1	—	0	0	3	2	4	1	0	2	3
	2,5	0,25	2	2,5	0,25	2	0,25	0,5	0	2,5	0,5	1,5	0	1,75	—	0,75	0,5	3,3	2,5	3,5	0,5	0	3	3,3

K o m l ó

1.	Kossuth-akna	V.	Déli főkeresztvágot	I. sz. telep	5. K.
2.	»	»	V. »	II. sz. »	9. K.
3.	»	»	V. »	III. sz. »	24. K.
4.	»	»	V. »	IV. sz. »	42. K.
5.	»	»	V. »	VIII. sz. »	45. K.
6.	»	»	V. »	IX. sz. »	57. K.
7.	»	»	V. »		268. K.
8.	»	»	V. »		256. K.
9.	»	»	V. »		245. K.
10.	»	»	V. »		233. K.
11.	»	»	V. »		213. K.
12.	»	»	V. »		212. K.
13.	»	»	V. »	XIX. (8) telep	164. K.
14.	»	»	V. »		142. K.
15.	»	»	V. »	XXI. telep	103. K.
16.	»	»	V. »	XXI. »	107. K.
17.	»	»	V. »	XXI. »	113. K.
18.	»	»	V. »	XXI. »	118. K.
19.	»	»	V. »	XXI. »	120. K.
20.	»	»	V. »	XXI. »	122. K.
21.	»	»	VI. Déli fővágat	1. »	
22.	»	»	VI. »	2. »	
23.	»	»	VI. » főkeresztvágot	3. sz. telepcsoportból	
24.	»	»	VI. »	6. telepcsoport	
25.	»	»	VI. »	8. sz. telep	
26.	»	»	VI. »	9. sz. telep	
27.	»	»	VI. »	10. sz. telepcsoport	
28.	»	»	VI. »	11. sz. telep	
29.	»	»	VI. »	12. sz. telep	

K o m l ó

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P*	As	Sb	Be	Cu	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	3	2	3	0	0	3	0	4	—	3	—	3	2	3	—	—	0	4	4	4	2	0	3	4
2.	2	2	2	0	0	2	0	4	—	0	—	3	2	3	—	—	0	3	3	3	0	0	3	4
3.	3	2	2	0	0	3	0	4	—	2	—	3	4	3	—	—	0	3	4	4	0	0	3	4
4.	3	0	2	0	0	3	0	3	—	3	—	3	1	0	—	—	0	3	4	4	0	0	3	4
5.	3	1	2	0	0	3	0	3	—	2	—	3	3	3	—	—	0	4	4	4	2	0	3	4
6.	3	2	2	0	0	3	0	3	—	3	—	3	2	3	—	—	0	3	4	4	2	0	3	4
7.	4	3	2	0	0	3	0	4	—	2	—	3	2	4	—	—	0	3	4	4	2	0	3	4
8.	3	1	2	0	0	3	0	3	—	2	—	3	2	3	—	—	0	3	4	4	0	0	3	4
9.	3	2	2	0	0	3	0	4	—	4	—	3	2	3	—	—	0	4	4	4	0	0	3	4
10.	3	2	2	0	0	2	0	3	—	2	—	3	0	3	—	—	0	3	3	4	2	0	3	4
11.	4	3	2	0	0	4	0	3	—	4	—	3	2	2	—	—	0	4	4	5	2	0	3	4
12.	2	0	2	0	0	2	0	3	—	0	—	3	0	3	—	—	0	3	3	4	1	0	3	4
13.	3	2	0	0	0	2	0	2	—	2	—	3	4	3	—	—	0	3	4	3	0	0	3	4
14.	3	2	0	0	0	3	2	4	—	3	—	3	2	4	—	—	0	4	4	3	0	0	3	4
15.	2	0	0	0	0	3	2	3	—	2	—	3	4	3	—	—	0	3	4	3	1	0	3	4
16.	3	2	1	0	0	2	0	2	—	2	—	3	3	2	—	—	0	3	3	3	0	0	4	4
17.	3	2	2	2	0	4	0	3	—	4	—	2	4	3	—	—	0	4	4	4	4	0	3	4
18.	4	3	2	2	0	4	0	3	—	4	—	3	1	3	—	—	0	4	4	4	0	0	3	4
19.	3	2	1	0	0	3	0	3	—	3	—	3	0	3	—	—	0	4	4	4	3	0	3	4
20.	3	1	0	0	0	3	0	3	—	3	—	3	4	3	—	—	0	3	3	3	2	0	4	4
21.	2	1	0	0	0	4	1	4	—	0	—	3	3	4	—	—	0	2	4	3	0	0	3	4
22.	2	0	0	0	0	0	0	4	—	0	—	2	3	3	—	—	0	3	3	3	0	0	3	4
23.	3	2	1	0	0	2	0	3	—	3	—	2	4	2	—	—	0	4	4	4	0	0	3	4
24.	3	2	0	0	0	3	0	3	—	2	—	3	2	3	—	—	0	3	4	3	0	0	3	4
25.	3	3	0	0	0	2	0	3	—	2	—	3	2	3	—	—	0	3	3	3	0	0	3	4
26.	3	2	0	0	0	2	0	3	—	2	—	3	0	4	—	—	0	3	4	3	0	0	3	4
27.	2	0	0	0	0	2	0	2	—	0	—	3	0	2	—	—	0	3	3	3	0	0	3	4
28.	3	1	0	0	0	3	0	3	—	3	—	2	0	0	—	—	0	3	3	4	0	0	3	4
29.	3	2	0	0	0	3	0	4	—	2	—	2	2	3	—	—	0	3	3	4	0	0	3	4
	2,9	1,6	1,1	0,1	0	2,6	0,2	3,2	—	2,2	—	*2,8	2,1	2,8	—	—	0	3,3	3,7	3,6	0,8	0	3,1	4

Szászvár—Máza

S z á s z v á r

1. szint I. mélyszint, Adalbert telep, II. Ny-i vágat
2. I. mélyszint, Franciska telep II. Ny-i vágat
3. I. mélyszint, 9. telep csapásvágat, aknaszén.

M á z a

4. II. szint, IV. telep, 10 haránt, 4. t. vágat, aknaszén
5. II. szint, 3. telep, 5. sz. sikló 3. t. vágat, aknaszén

N a g y m á n y o k

1. Antal bányamező, szint V/a 10 telep, vágat, aknaszén
2. Rezső IV. szint III. telep, főkeresztvágat 3 telepi csapásvágat, aknaszén
3. Antal szint, V/a 9. telep III. haránt, csapásvágat, aknaszén
4. Rezső t. IV. szint, 7. telep, főkeresztvágat, 7. telep csapásvágat, aknaszén
5. V. a. sz. II. har. 41. m.
6. Rezső t. sz. 895. m. 9. a. t.
7. Rezső t. III. fővg. 114. m.
8. Rezső t. VII. sz. É-i fővg. 23 m. (0,50—2).
9. Rezső t. sz. 1007 m. (M. XI.)
10. Rezső t. sz. 9,70 m (M VII)
11. Szarvas t. sz. 629 m (M 3)

* Utólagos átlagolásból 0,4.

12. Antal vg. 19 m. 10 t. (M 1)
13. Szarvas t. V. sz. fővg. 863 m. (M 3)
14. Rezső t. sz. 930 m (M VI)
15. Rezső t. IV. sz. főkv. 89 m. (M 5)
16. Szarvas t. sz. 700 m (M 8)
17. Rezső t. sz. 9,29 (M V)
18. Szarvas V. sz. fővg. kanyar után 104 m (M. 6)
19. Rezső VI. sz. légvágat, 592 m
20. Szarvas t. V. sz. fővg. 54 m (M 2)
21. Szarvas t. sz. 728 m (M 6)
22. Rezső t. VII. sz. Ny-i vágat 111 m
23. Rezső t. sz. 1009 m (M 12)
24. Rezső t. sz. 7 t. vg. 64 m (M IV)
25. Rezső t. szint 10,16 m (M XIII)
26. Antal V. a. sz. II. har. 10 t.
27. Szarvas t. V. sz. fővg. kanyar után 118 m (M 7)
28. Antal, V. sz. IV. haránt. 25 m IX. t.
29. Rezső VIII. Bukovszky vágat 149 m. (0,50 m)
30. Rezső t. sz. 995 m. (M VIII.)
31. Rezső VIII. sz. irányvágat 716 m. (L. 60 m) 10 t.
32. Rezső t. VI. sz. légvg. 400 m.
33. Rezső t. IV. sz. fővg. 48 m (M 1)
34. Rezső VI. sz. 383 m.
35. Rezső t. sz. 989 m. (M IX)
36. Rezső t. 7. telepvg. I. har. É felé 16 m.
37. Rezső I. v. sz. fővg. 67 m. (M 4)
38. Rezső VIII. sz. irányvágat 827 m, (0,90 m.) 10 t.
39. Rezső t. sz. 982 m. (M IX).
40. Rezső t. sz. 923 m. (M IV).
41. Szarvas t. sz. 582 m. (M 2)
42. Szarvas t. sz. 655 m. (M 4)
43. Rezső t. sz. 900 m (M II.)
44. Rezső t. sz. 7 t. vágat I. har. D-re 37 m (M 1)
45. Rezső t. sz. 7 t. vágat II. har.
46. Szarvas t. szint 678 m. (M 3)
47. Rezső t. sz. 908 m. (M III)
48. Szarvas t. sz. 577 m (M I)
49. Antal VIII. Antalvágat 19 m. (M II.) 10 t.
50. Antal VIII. sz. irányvágat. 237 m. 9 t.
51. Antal VI. sz. légvágat 26 m. (1 m szén)
52. Rezső IV. fő lv. 100 m. (M 6) 7 telep
53. Szarvas t. V. fővg. kanyar után 40 m.
54. Szarvas t. sz. 723 m. M 7.
55. Rezső t. IV. sz. fő lv. 131,50 m; 3 telep
56. Antal t. V. a sz. fő irányvágat légvágattól 20 m. 10 t.
57. Rezső t. III. sz. fő lv. 44 m.
58. Rezső t. IV. sz. fő lv. 53 m.
59. Rezső t. III. sz. fővg. 66 m.
60. Rezső t. III. sz. fő lv. 54 m.
61. Rezső t. irányvágat 679 m (0,50—0,80 m)
62. Rezső t. IV. sz. fő lv. 101 m.
63. Rezső t. IV. fő lv. 105 m.
64. Szarvas t. V. sz. fő vg. 50 m. (0,0—0,50 m)
65. Rezső t. IV. sz. fő lv. 64 m.
66. Szarvas t. V. sz. fő lv. kanyar után 52 m.
67. Rezső t. III. sz. fővj. 60 m.
68. Antal t. V. a. sz. IV. lv. 43 m. 9. a. t.
69. Rezső t. III. sz. fővj. 151 m. 3. telep
70. Rezső t. VI. sz. lv. 625 m (1,20 sz.)
71. Rezső t. VIII. sz. Bukovszky vj. 149 m. kanyarban.
72. V. a. sz. kv. vége 9 b. telep
73. Rezső t. VIII. sz. irányvágat 672. m. (0,60 m.)

S z á s z v á r

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Bc	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	4	0	3	2	0	3	0	3	—	4	—	4	3	0	—	—	0	4	4	5	3	0	3	4
2.	4	0	3	2	0	3	1	3	—	4	—	4	1	3	—	—	2	4	4	4	3	0	3	4
3.	3	0	0	0	0	2	0	0	—	2	—	4	3	3	—	—	0	4	4	4	0	0	3	4

M á z a

4.	4	0	3	2	0	3	0	3	—	4	—	4	2	2	—	—	0	4	4	4	2	0	3	4
5.	4	0	3	0	0	3	0	3	—	4	—	3	1	4	—	—	0	4	4	4	3	0	3	4
	3,8	0	2,4	1,2	0	2,8	0,2	2,4	—	3,6	—	3,8	2	2,4	—	—	0,4	4	4	4,2	2,2	0	3	4

N a g y m á n y o k

1.	2	0	0	0	0	3	0	3	*	2	—	3	0	4	—	—	0	4	4	4	2	0	3	4	
2.	2	0	2	0	0	3	0	3	—	2	—	3	0	3	—	—	0	4	3	4	1	0	3	4	
3.	2	0	0	0	0	3	0	3	—	3	—	3	0	3	—	—	0	3	3	4	2	0	3	4	
4.	4	2	2	0	0	2	0	4	—	4	—	3	3	4	—	—	0	4	4	4	1	0	3	4	
5.	4	0	0	—	0	3	0	3	—	0	—	4	4	4	—	—	—	4	4	4	0	0	4	4	
6.	0	0	2	—	0	0	0	3	—	0	—	4	0	3	—	—	—	3	3	3	0	0	3	4	
7.	4	0	0	—	0	3	0	3	—	2	—	4	0	4	—	—	—	4	4	4	0	0	3	5	
8.	3	0	1	—	0	0	0	3	—	0	—	4	0	4	—	—	—	4	3	4	0	0	3	5	
9.	3	0	2	—	0	0	0	3	—	0	—	4	0	4	—	—	—	4	4	4	2	0	3	5	
10.	3	0	3	—	0	1	0	5	—	1	—	4	0	5	—	—	—	4	5	5	3	0	4	5	
11.	3	0	2	—	0	0	0	3	—	0	—	4	0	5	—	—	—	4	4	4	2	0	3	4	
12.	4	0	3	—	0	3	0	3	—	1	—	4	0	3	—	—	—	4	4	4	0	0	4	5	
13.	3	0	2	—	0	0	0	4	—	0	—	4	0	5	—	—	—	3	4	4	0	0	3	4	
14.	2	0	2	—	0	1	0	3	—	0	—	4	0	4	—	—	—	3	4	4	2	0	3	5	
15.	2	0	3	—	0	0	0	3	—	0	—	4	0	3	—	—	—	4	4	4	1	0	3	5	
16.	0	0	4	—	0	0	0	4	—	0	—	4	4	4	—	—	—	3	4	3	3	0	4	5	
17.	4	0	0	0	0	3	0	2	—	3	—	4	0	4	—	—	—	4	4	4	3	0	3	4	
18.	4	0	0	0	0	0	0	0	—	0	—	3	0	4	—	—	—	3	3	3	0	0	3	4	
19.	3	0	0	0	0	1	0	3	—	0	—	3	3	4	—	—	—	3	4	4	1	0	3	4	
20.	4	0	0	0	0	3	0	4	—	3	—	4	3	4	—	—	—	4	5	4	3	0	3	5	
21.	4	0	0	0	0	1	0	4	—	3	—	4	0	5	—	—	—	4	4	4	0	0	3	4	
22.	4	0	0	0	0	1	0	3	—	2	—	4	0	3	—	—	—	4	4	4	0	0	3	5	
23.	4	0	0	2	0	4	0	4	—	4	—	4	0	3	—	—	—	4	4	4	0	0	3	5	
24.	1	0	0	0	0	0	0	3	—	0	—	4	4	3	—	—	—	3	2	3	0	0	3	5	
25.	3	0	3	0	0	4	0	4	—	4	—	5	3	1	—	—	—	3	3	3	4	0	0	4	5
26.	3	0	0	0	0	3	0	3	—	3	—	4	0	2	—	—	—	4	3	4	0	0	4	5	
27.	4	0	0	0	0	1	0	4	—	0	—	3	0	4	—	—	—	4	3	4	0	0	3	4	
28.	1	0	0	0	0	1	0	4	—	2	—	3	3	0	—	—	—	3	2	4	0	0	4	4	
29.	3	0	0	0	0	0	0	4	—	3	—	4	4	4	—	—	—	0	3	4	4	3	0	3	4
30.	4	0	2	3	0	3	0	5	—	0	—	4	3	4	—	—	—	0	4	4	4	3	0	3	4
31.	4	0	3	2	1	4	0	5	—	4	—	4	4	4	—	—	—	0	4	4	4	2	0	3	4
32.	4	0	3	0	0	3	0	4	—	4	—	4	4	4	—	—	—	0	4	4	4	3	0	3	4
33.	3	0	0	3	0	0	0	3	—	4	—	4	4	3	—	—	—	3	4	3	4	1	0	4	4
34.	3	0	0	0	0	0	0	4	—	3	—	4	3	4	—	—	—	3	3	4	4	3	0	3	4
35.	3	0	0	0	0	1	0	4	—	3	—	4	0	4	—	—	—	3	4	4	4	2	0	3	4
36.	3	0	3	3	0	3	0	4	—	4	—	4	0	4	—	—	—	3	3	4	4	2	0	3	4
37.	3	0	0	0	0	4	0	4	—	4	—	4	2	4	—	—	—	3	4	4	4	2	0	3	4
38.	4	0	0	0	0	4	0	4	—	4	—	4	2	4	—	—	—	3	4	4	4	2	0	3	4
39.	4	0	0	0	0	3	0	4	—	4	—	4	3	4	—	—	—	3	4	4	3	2	0	3	4
40.	4	0	0	—	0	4	0	4	—	4	—	3	3	5	—	—	—	3	4	5	4	4	0	3	4
41.	3	0	1	—	0	3	0	4	—	3	—	3	0	4	—	—	—	3	4	4	5	2	0	3	4
42.	2	0	1	—	0	0	0	3	—	3	—	2	4	4	—	—	—	3	3	4	4	1	0	3	4
43.	3	0	0	—	0	3	0	4	—	3	—	4	3	4	—	—	—	3	4	5	4	3	0	3	4

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Ti	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
44.	3	0	2	—	0	3	0	4	—	3	—	3	4	3	—	—	3	4	4	4	0	0	3	4
45.	4	0	1	—	0	3	0	4	—	4	—	3	0	0	—	—	3	4	4	4	1	0	3	4
46.	4	0	3	—	0	3	0	4	—	4	—	4	0	4	—	—	3	4	4	4	2	0	3	4
47.	2	0	0	—	0	2	0	4	—	3	—	3	4	4	—	—	3	4	4	4	3	0	3	4
48.	0	0	0	—	0	0	0	4	—	0	—	3	4	4	—	—	3	3	3	3	3	0	3	4
49.	3	0	0	—	0	3	0	3	—	0	—	3	4	3	—	—	3	4	4	4	3	0	3	4
50.	3	0	0	—	0	3	0	3	—	3	—	3	4	3	—	—	3	4	4	4	3	0	3	4
51.	3	0	1	—	0	3	0	3	—	3	—	3	4	3	—	—	3	3	3	3	3	0	3	4
52.	4	0	0	—	1	4	0	4	—	4	—	4	3	3	—	—	3	4	4	4	4	0	3	4
53.	4	0	0	1	0	2	0	3	—	4	—	4	0	3	—	—	—	4	4	4	2	0	3	4
54.	3	0	0	0	0	2	0	4	—	3	—	4	0	4	—	—	—	4	4	4	2	0	3	4
55.	4	0	0	0	0	0	0	3	—	3	—	3	0	4	—	—	—	3	4	4	3	0	3	4
56.	3	0	0	0	0	0	0	3	—	3	—	3	4	1	—	—	—	4	4	4	4	0	3	4
57.	3	0	2	0	0	0	0	4	—	2	—	3	4	2	—	—	—	4	4	4	4	0	3	4
58.	4	0	2	0	0	3	0	4	—	3	—	3	2	0	—	—	—	4	4	4	0	0	3	4
59.	4	0	0	2	0	3	2	5	—	4	—	4	2	4	—	—	—	4	4	4	1	0	3	4
60.	4	0	2	2	0	3	0	5	—	4	—	4	2	4	—	—	—	4	4	4	3	0	3	4
61.	4	0	2	0	0	3	0	4	—	3	—	3	0	4	—	—	—	4	4	4	0	0	3	4
62.	4	0	2	0	0	0	0	4	—	3	—	3	0	4	—	—	—	4	4	4	1	0	3	4
63.	4	0	0	0	0	0	0	4	—	4	—	3	0	4	—	—	—	4	4	4	0	0	3	4
64.	3	0	0	0	0	1	0	3	—	2	—	3	0	4	—	—	—	4	3	3	0	0	3	3
65.	3	0	3	3	0	4	0	4	—	4	—	4	2	3	—	—	—	4	4	4	3	0	3	4
66.	3	0	0	1	0	2	0	3	—	2	—	3	0	2	—	—	—	4	3	3	1	0	3	4
67.	3	0	0	0	0	0	0	3	—	3	—	3	1	3	—	—	—	4	3	3	0	0	3	4
68.	3	0	0	0	0	2	0	3	—	2	—	3	4	2	—	—	—	4	3	3	0	0	3	4
69.	2	0	0	0	0	0	0	3	—	0	—	2	4	3	—	—	—	3	3	3	0	0	3	4
70.	4	0	2	0	0	3	0	4	—	3	—	4	2	4	—	—	—	4	4	4	3	0	3	4
71.	4	0	3	0	0	3	0	4	—	4	—	3	2	0	—	—	—	4	4	4	2	0	3	4
72.	4	0	2	0	0	3	0	4	—	4	—	3	0	3	—	—	—	4	4	4	1	0	3	4
73.	4	0	0	0	0	1	0	3	—	3	—	3	0	4	—	—	—	4	4	3	3	0	3	4

3,20,03 0,90,50,03 1,90,03 3,5 * 2,4 — 3,5 1,7,3,4 — — 2,1,3,8 3,8 3,8 1,6 0 3,1,4,1

Felsőkréta

A j k a

1. Felső Csinger, légközletelep, Gizella táró ÉK-i lejtőmező, 3-as keresztvágat kezdése. Barnakőszén
2. Felső Csinger, Gizella táró, ÉK-i lejtőmező, 3-as keresztvágat
3. V. Ármin akna
4. V. Jolán akna
5. Jolán akna II. sz. telep
6. Jolán akna II. sz. telep
7. III. szint

P a d r a g

8. Táncsics akna, D-i bányamező

K i s g y ó n

1. 19. sz. fúrás

* Eredetileg nem volt meghatározva, utólag 10 minta vizsgálata 0,6 átlagot adott.

Ajka és Padrag

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	3	0	0	0	0	0	—	2	—	1	—	2	0	0	—	—	2	3	3	3	3	—	4	4
2.	4	0	3	0	0	1	—	0	—	1	—	2	0	0	—	—	0	3	4	4	2	—	4	4
3.	3	0	2	0	0	0	0	—	1	—	1	0	0	—	—	—	0	4	4	4	0	—	3	3
4.	3	0	2	0	0	2	0	0	—	2	—	0	0	0	—	—	0	4	4	4	0	—	3	3
5.	2	0	2	0	0	0	0	0	—	0	—	0	0	0	—	—	0	4	3	3	0	—	3	4
6.	2	0	0	0	0	0	0	0	—	0	—	1	0	0	—	—	0	3	4	3	0	—	3	4
7.	2	0	0	0	0	0	0	0	—	0	—	1	0	0	—	—	0	3	3	3	0	—	3	4
8.	4	0	0	0	0	3	—	0	—	2	—	2	2	3	—	—	0	3	5	4	2	—	4	4
	2,9	0	1,1	0	0	0,75	0	0,25	—	0,9	—	1,1	0,25	0,4	—	—	0,25	3,4	3,8	3,5	0,9	—	3,4	3,8

Kisgyón

1.	3	0	0	0	0	3	0	0	—	2	—	1	0	0	—	—	0	3	3	4	0	—	3	4
----	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Eocén

Dudar és Balinka

1. Dudar É-i mező, I. telep, I. szint, irányvágat siklóhajtásból. Barnakőszén
2. Dudar. Alsó széntelep, VI. szint, 6-os haránt
3. Dudar. Felső széntelep, IV. szint
4. Dudar. É-i szint I. telep, I. irányvágat, siklóhajtás. Barnakőszén
5. Balinka. Szártott

Kisgyón

1. András lejtakna DNy-i mezejében kihajtott végnélküli kőtélpálya stb.
2. András lejtakna, II. sz. alsó telep
3. Újtáró szint 228 m telep I. Újtáró alapvágat, barnakőszén

Dudar és Balinka

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	4	2	3	0	0	3	0	3	—	3	—	3	4	2	—	—	0	4	4	4	3	0	2	4
2.	3	0	0	0	0	0	0	0	—	0	—	2	0	0	—	—	0	2	2	3	0	—	3	3
3.	0	0	0	0	0	0	0	0	—	0	—	1	0	0	—	—	0	3	3	3	0	—	3	3
4.	0	0	0	—	0	0	0	1	—	0	—	1	4	0	—	—	0	2	0	0	0	—	4	4
5.	3	—	0	0	—	—	—	0	—	0	—	2	0	—	—	—	—	4	—	4	0	0	3	3
	2	0,5	0,6	0	0	0,75	0	0,8	—	0,6	—	1,8	1,6	0,5	—	—	0	2,6	2,8	2,8	0,5	0	2,8	3,4

Kisgyón

1.	4	1	3	1	0	3	—	1	—	2	—	2	0	3	—	—	1	3	4	4	0	—	4	4
2.	4	3	0	0	0	3	—	0	—	3	—	3	0	3	—	—	0	4	5	4	3	—	4	4
3.	3	1	3	0	0	0	0	1	—	2	—	3	0	0	—	—	0	4	4	4	0	—	3	4
	3,7	1,7	2	0,33	0	2	0	0,7	—	2,3	—	2,7	0	2	—	—	0,33	3,7	4,3	4	1	—	3,7	4

Pusztavám—Oroszlány

Pusztavám

1. Dara
2. É-i mező, IV. telep. 5-ös sikló, alapközle elővágásból
3. Déli bányamező szint + 111—117 m, I. telep, 4-es sikló, jobboldali betöréstől véve. Barnakőszén.
4. É-i bányamező; szint + 130 m. II. telep, 5-ös sikló alapközle, elővágatból. Barnakőszén

Oroszlány

5. XVIII. akna, Ny-i (V. osztó) bányamező, szint + 137, főtelep-felsőpad V. osztó, I. alapközle, 52. sz. csapat munkahelye, jó minőségű barnaszén
6. XVI. akna, déli bányamező, szint + 110, főtelep, alsópad 23. front ballégvárat. 6-os sz. csapat munkahelye, palás szén.
7. XVI. akna, D-i bányamező, szint + 112, főtelep, felsőpad, 23. front jobbszárny, 13-as sz. csapat munkahelye. Jó minőségű barnaszén.
8. XVII. akna, centrális bányamező, szint + 132, főtelep alsó pad, alapközle, frontfejtés, jobboldali légvárat, palás szén.
9. XVIII. akna, Ny-i (V. osztó) + 135 főtelep, alsó pad I. alapközle 52. sz. csapat, palás szén.
10. Bányamező szint + 135, főtelep, felső pad, alapközle 114-es sz. frontfejtés, jó minőségű barnaszén.
11. XIX. akna, légakna, főtelepes felsőpad, légakna oldala. Barnakőszén.
12. Dara.

Pusztavám

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	2	1	1	—	—	—	—	2	—	0	—	3	4	—	—	—	0	2	—	3	0	—	2	3
2.	4	1	3	0	0	3	0	3	—	3	—	3	2	0	—	—	0	4	4	5	2	0	3	4
3.	2	0	3	0	0	1	0	2	—	1	—	3	3	0	—	—	2	4	3	4	0	0	3	4
4.	4	2	3	0	0	3	0	2	—	3	—	3	2	0	—	—	0	4	4	4	2	0	3	4

Oroszlány

5.	2	0	2	0	0	0	0	1	—	2	—	3	0	0	—	—	2	3	3	3	0	0	4	4	
6.	4	2	2	0	0	3	0	2	2	3	—	3	2	0	—	—	0	4	4	4	0	0	3	4	
7.	2	0	3	0	0	0	0	3	1	0	—	3	4	0	—	—	2	2	3	3	0	0	4	4	
8.	4	3	2	0	0	3	0	3	—	3	—	4	2	3	—	—	—	4	4	4	1	0	3	4	
9.	3	0	0	—	0	0	0	1	0	—	3	0	0	—	—	—	—	4	3	4	0	0	—	4	
10.	1	0	2	—	0	0	0	1	—	0	—	3	3	0	—	—	—	3	0	3	0	0	—	4	
11.	2	0	2	—	0	0	0	2	—	2	—	3	0	0	—	—	—	3	3	4	0	0	—	4	
12.	2	—	0	—	—	—	—	1	—	3	—	3	3	—	—	—	—	3	3	—	4	2	—	4	4

2,7,0,8,1,9 0 0 1,3 0 1,8,0,5,1,7 — 3,1,2,1,0,3 — — 1 3,3,3,1,3,8,0,6 0 3,2,3,9

Tatabánya

1. XII. akna, É-i bányamező + 38 szint, fedőtelep, alsópad (kéktelep) beágyazásos telep II. É-i szállító ereszke légvárgata. Jó minőségű szén beágyazásokkal.
2. XII. akna (129) É-i bányamező, + 33 szint, felsőpad (piros telep) É-i alapközle. Jó minőségű szén.
3. Síkvölgyi akna D-i bányamező XII. sikló, II. szint, felsőpad, jó minőségű szén.
4. VIII. akna, É-i II. sikló pillér, I. szint telep alsópad 529-es munkahely, porlás.
5. Síkvölgyi akna, D-i bányamező, szint XII. sikló, II. főtelep, alsópad.
6. XII. akna, É-i bányamező, + 30 szint, főtelep, alsópad, barna telep.
7. Dara.
8. XIV. akna, É-i határsikló, alapközle
9. VIII. akna, főtelep, felsőpad, 501. sz. munkahely.
10. XIV. akna, VI. aknahatár mellett, kistelep.
11. XV. akna, É-i bányamező. Főtelep, felsőpad.
12. XIV. akna, I-DNy-i sikló pillér, + 58 szint, alsópad. I. szint.
13. XII. akna, D-i bányamező, közép telep
14. XV. akna, D-i bányamező, alapközle, — 110 m szint, alsópad
15. Felsőgallai dara

Tatabánya

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B	
1.	0	0	0	—	0	0	0	0	—	0	—	2	0	0	—	—	—	4	2	4	0	0	—	4	
2.	0	0	0	—	0	0	0	0	—	0	—	3	0	2	—	—	—	4	2	4	0	0	—	4	
3.	3	0	0	—	0	2	0	2	—	2	—	3	0	0	—	—	—	4	3	5	0	0	—	5	
4.	3	0	0	—	0	0	0	0	—	0	—	3	3	0	—	—	—	4	4	4	2	0	—	4	
5.	1	0	0	—	0	0	0	1	—	0	—	3	0	0	—	—	—	2	2	3	0	0	—	4	
6.	0	0	4	—	0	0	0	2	—	0	—	3	0	0	—	—	—	3	2	4	1	0	—	4	
7.	1	—	0	0	—	—	—	0	—	0	—	2	0	—	—	—	—	2	—	3	—	—	—	4	
8.	3	0	3	0	0	0	0	0	—	4	—	3	0	0	—	—	—	0	—	0	4	0	0	4	5
9.	3	0	0	0	0	0	0	0	—	6	—	0	4	0	—	—	—	0	—	3	4	1	0	4	5
10.	4	0	0	0	0	0	0	0	—	2	—	3	3	3	—	—	—	0	—	3	4	3	0	4	5
11.	0	0	0	0	0	0	0	0	—	2	—	3	0	0	—	—	—	4	—	0	3	0	0	4	5
12.	4	0	3	0	0	0	0	2	—	0	—	3	3	0	—	—	—	0	—	5	5	2	0	4	5
13.	4	0	0	0	0	0	0	2	—	3	—	4	0	2	—	—	—	0	—	3	5	0	0	4	5
14.	3	0	0	0	0	0	0	2	—	0	—	3	0	2	—	—	—	1	—	2	4	0	0	4	5
15.	2	—	2	0	—	—	—	2	—	1	—	2	4	—	—	—	—	0	2	—	3	0	—	2	3
	2,1	0	0,8	0	0,0	15,0	0,9	—	1,3	—	2,7	1,1	0,7	—	—	—	—	0,6	3,1	2,4	3,9	0,6	0	3,8	4,5

Dorog, Tokod.

1. Dorog XIV. fornai telep
2. Tokod, fornai telepből, 634. csapatról.
3. Annavölgy, X. akna. Paula mező felső részéből
4. Ebszönybánya, VIII. sikló, + 127 szint, A telep alja
5. Tokodi dara
6. Tokod, altáró, IV/C ereszke
7. Erzsébet akna, Tokod
8. VIII. akna, 7. haránt, fekütelep — 220 szint, Dorog
9. II. akna 9. haránt, 10. ereszke, + 65 szint
10. I. akna, Augusztá mező, + 6-os szint

Dorog, Tokod

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B	
1.	3	2	3	0	0	0	—	3	0	2	—	3	3	2	—	—	—	2	3	3	4	2	0	3	4
2.	3	0	1	0	0	0	—	1	0	2	—	3	4	4	—	—	—	3	3	3	3	1	0	3	4
3.	2	0	0	0	0	0	0	0	—	0	—	3	3	2	—	—	—	2	3	3	2	0	0	3	4
4.	2	0	0	0	0	0	0	0	—	0	—	3	4	2	—	—	—	2	3	3	2	0	0	2	4
5.	2	—	0	0	—	—	—	0	—	0	—	2	0	—	—	—	—	2	3	—	3	0	—	4	3
6.	3	1	0	0	0	0	0	2	0	0	—	3	3	3	—	—	—	3	4	3	3	0	0	3	5
7.	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	—	3	2	3	—	—	—	3	4	4	3	0	0	3	4
8.	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	—	3	3	2	—	—	—	2	4	3	3	0	0	3	4
9.	2	0	0	0	0	0	0	0	0	1	—	2	4	3	—	—	—	2	4	3	2	2	0	2	4
10.	3	0	0	0	0	0	0	1	0	1	—	2	4	4	—	—	—	1	4	2	2	0	0	2	4
	2,4	0,5	0,4	0	0	0	0	0,7	0	0,6	—	2,7	3,0	2,5	—	—	—	2,2	3,4	3,0	2,7	0,5	0	2,7	4,0

Pilisszentiván

1. 1. telep fedő
2. 1. telep fekütlől 3 m-re
3. 1. telep fekütlől 5 m-re
4. 1. telep fekü
5. 1. telep fekütlől 80 cm-re felfelé («Blaustein»)
6. 2. telep fedő
7. 2. telep közepe
8. «Blaustein» feküje
9. 0. telep teteje
10. 1. telep közepe

Pilisszentiván

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	2	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	2	0	0	6	4	1	3	2	3	0	0	3	2
2.	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	3	2	3	0	0	2	3
3.	3	1	0	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	3	0	0	3	3	3	0	0	2	3
4.	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	0	0	3	2	2	0	0	2	3
5.	2	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	2	2	0	2	0	0	3	1	2	1	0	2	3
6.	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	2	4	2	0	2	2	2	1	0	2	3
7.	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	3	0	0	3	2	2	0	0	2	3
8.	2	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	2	0	0	3	3	3	0	0	2	3
9.	2	1	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	1	2	0	0	3	3	3	0	0	2	2	2
10.	2	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	2	1	0	2	0	0	3	3	3	0	0	3	3
	1,9	0,40	1 0	0	0	0,4	0	0	0	0,2	0,5	1,1	0,8	0,3	2,8	0,6	0,1	2,9	2,3	2,6	0,2	0	2,2	2,8

Oligocén

Dorog

1. XIV. oligocén telep

Dorog

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	2	0	3	0	0	2	—	3	0	2	—	3	0	2	—	—	2	3	3	4	2	0	3	4

Miocén

1. Brennberg

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	2	2	3	—	—	—	—	2	—	2	—	3	3	2	—	—	2	3	3	3	2	—	3	5

Hidas

1. (106. sz.) szint: táró, 5-ös telep, tárorszint I. sz. ereszke, aknaszén
2. Tárorszint, 3. telep, 5-ös csapásvárat, aknaszén
3. Tárorszint, 4. telep, I. sz. ereszke, aknaszén
4. Mélyszint fő kv. VI. t./IV. t. vájattól 40 m.
5. Mélyszint fő kv. VII. t./IV. t. vájattól 58,5 m.
6. Mélyszint fő kv. V. t./7 m IV. t. vájattól
7. Tárorszint IV. t.
8. Nyers lignit

Hidas

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	2	0	3	0	0	2	0	0	1	3	—	4	4	0	—	—	3	2	4	4	0	0	4	4
2.	2	0	3	0	0	2	0	2	2	2	—	4	3	0	—	—	3	3	3	3	0	0	4	4
3.	3	0	3	0	0	2	0	2	2	3	—	4	3	0	—	—	4	2	3	3	0	0	4	4
4.	2	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	4	—	—	—	—	1	—	3	—	—	—	4	—
5.	2	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	3	—	—	—	—	3	—	3	—	—	—	4	—
6.	2	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	3	—	—	—	—	1	—	3	—	—	—	4	—
7.	2	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	3	—	—	—	—	1	—	3	—	—	—	4	—
8.	2	—	1	2	—	—	—	2	—	1	—	3	4	—	—	—	3	2	—	2	1	—	4	4
	2,1	0	2,50	0,5	0	2	0	1,25	1,7	2,3	—	3,5	3,5	0	—	—	2,4	2,3	3,1	3	0,25	0	4	4

Várpalota

1. Alsópád telep, »hajdú« sikkó párhuzamosának alsópadi csapás vágatából,
2. Ernő mező, 35-ös szint, É-i fejtés, frontkezdet.

Petőfibánya

1. Algapala
2. Szénpala finoman réteges része
3. Szénpala szemcsés része

Várpalota

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	3	1	2	0	0	2	—	2	—	2	—	3	0	2	—	—	0	3	3	4	2	—	4	4
2.	2	0	2	0	0	2	—	2	—	2	—	3	2	2	—	—	3	4	3	3	2	—	4	5
	2,5	0,5	2	0	0	2	—	2	—	2	—	3	1	2	—	—	1,5	3,5	3	3,5	2	—	4	4,5

Petőfibánya

1.	—	—	—	3	—	0	—	0	0	0	0	0	0	—	0	—	—	2	2	—	—	—	2	2
2.	—	—	—	2	—	0	—	0	0	0	0	0	0	—	0	—	—	2	2	—	—	—	2	2
3.	—	—	—	4	—	0	—	0	0	2	0	0	0	—	0	—	—	4	3	—	—	—	3	2
	—	—	—	3	—	0	—	0	0	0,7	0	0	0	—	0	—	—	2,7	2,3	—	—	—	2,3	2

Délnógrád

1. Nagybátony, Tiribes akna, II. sikkó, I. főereszke
2. Nagybátony, Tiribes akna, II. sikkó mezeje, Ny-i frontfejtés
3. Nagybátony, Tiribes akna, I. főereszke, VII. jobb osztó, II. sikkó
4. Délnógrádi akna

Délnógrád

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	2	0	0	—	0	2	0	2	—	1	—	4	2	2	—	—	0	3	3	3	0	0	3	4
2.	2	0	0	—	0	1	0	2	—	0	—	4	4	1	—	—	0	3	2	2	0	0	3	4
3.	2	0	0	—	0	2	0	2	—	0	—	4	4	0	—	—	0	3	3	3	0	0	3	4
4.	0	—	0	0	—	—	—	0	—	0	—	1	0	—	—	—	0	2	—	0	0	—	0	2
	1,5	0	0	0	0	1,7	0	1,5	—	0,25	—	3,2	2,5	1	—	—	0	2,8	2,7	2	0	0	2,2	3,5

Középnógrád

1. Szurdoki lejtősakna (Mátraszele) I. telep
2. Mátranovák Dél II. lejtős akna
3. Mátranovák Déli II. bánya, II. telep
4. Mizserfai dara
5. Mizserfa, III. telepi bánya (Homokterenye) III. telep
6. Mizserfai dara
7. Pálhegyi bánya (Homokterenye) II. telep
8. Csigakúti lejtősakna (Kisterenye) III. telep (Fővölgyi terület)
9. Kisterenyei akna
10. Kazár II. sz. lejtős akna, II. alapközlezi ereszke
11. Vizslás, újlaki bánya

Középnógrád

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	Fe
1.	1	0	2	0	0	0	0	0	—	2	—	3	0	2	—	—	1	3	3	2	0	0	3	5
2.	2	0	0	—	0	0	0	2	—	0	—	2	0	0	—	—	0	3	2	3	0	0	4	4
3.	2	0	3	0	0	3	0	2	—	3	—	2	0	2	—	—	0	3	3	3	0	0	3	4
4.	1	—	0	0	—	—	—	0	—	0	—	2	0	—	—	—	—	4	—	2	0	—	2	3
5.	0	0	2	0	0	2	0	1	—	2	—	2	2	2	—	—	0	3	3	3	0	0	3	4
6.	0	—	0	0	0	—	—	0	—	0	—	2	0	—	—	—	—	3	—	2	0	—	1	3
7.	0	0	2	0	0	0	0	0	—	2	—	2	4	2	—	—	1	3	3	2	0	0	3	4
8.	1	0	2	0	0	1	0	1	—	2	—	3	0	2	—	—	2	3	3	3	0	0	3	4
9.	1	0	0	0	—	—	—	0	—	3	—	2	3	—	—	—	—	2	—	2	0	—	2	3
10.	3	2	2	—	0	3	0	2	—	0	—	2	0	0	—	—	0	4	3	4	0	0	3	4
11.	2	0	0	—	0	0	0	2	—	0	—	2	0	0	—	—	0	3	2	3	0	0	4	4
	1,2	0,2	1,2	0	0	1,1	0	0,9	—	1,3	—	2,2	0,8	1,25	—	—	0,5	3,1	2,8	2,6	0	0	2,8	3,8

Északnógrád

1. Salgó-rónabánya, Salgótarján—Somoskőújfalu, salgó-rónai szénmező, III. telep átlagminta csilléből.
2. Margit III. lejtőakna (Zagyvaróna) Inászó bányamező
3. Salgótarján, Új József lejtős akna III. telepi szén, felső pad
4. Salgótarján, Förgách lejtős akna, »A« ereszke
5. Polyostáró, I. bal osztó
6. Salgó-rónai szén III. telep

Északnógrád

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	2	2	2	0	0	1	0	0	—	3	—	3	0	1	—	—	2	3	3	3	0	0	3	4
2.	3	2	2	0	0	0	0	0	—	2	—	3	2	2	—	—	0	3	3	3	0	0	3	4
3.	4	2	2	—	0	2	0	2	—	1	—	4	2	0	—	—	2	3	3	4	1	0	4	4
4.	3	0	0	—	0	0	0	2	—	2	—	3	2	1	—	—	3	3	4	3	3	0	3	4
5.	2	3	0	—	0	0	0	2	—	0	—	2	2	0	—	—	1	3	2	3	0	0	4	4
6.	3	1	0	—	0	2	0	2	—	0	—	4	4	0	—	—	0	4	2	3	0	0	4	4
	2,8	1,7	1	0	0	0,8	0	1,3	—	1,3	—	3,2	2	0,7	—	—	1,3	3,2	2,8	3,2	0,7	0	3,5	4

Királd—Ózd—Egercsehi

1. Egercsehi szb. Beniczky akna II. telep, léghőzse, barnaköszén
2. Egercsehi szb. Beniczky akna, szint I. főszikló, 3. szint jobbra, I. (kistelep) főszikló, gúmszalagvágat előkészítése, barnaköszén, erősen pirités
3. Ózdi szb. Királdi bányauzem, Zsigmond lejtős akna, I. szint, I. telep 16 szikló fővonal légvágata, barnaköszén
4. Ózdi szb. Zsigmondi lejtős akna, szint I. II. telep, frontelőkészítő vágat, barnaköszén
5. Ózdi szb. Putnoki bányauzem, telep I... szint I. (100-as) II. bal
6. Királdi Ózdi szb. b. ü. Géza lejtős akna, I. szint, I. telep, I. balereszke, barnaköszén
7. Ózdi szb. Pécs Antal bányau. II. ereszke, I. telep, 14-es balnyílású barnaköszén
8. Ózdi szb. Nyeste völgyi táró, I. telep, ereszke tető, barnaköszén
9. Ózdi szb. Somsályi b. ü. É-i oldal II. sz. segédereszke, 2. nyílású jobbra irányvágat, barnaköszén
10. Somsályi dara

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Su	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	3	0	2	0	0	2	0	3	—	3	—	3	4	0	—	—	3	3	4	4	1	0	4	4
2.	3	0	3	0	0	3	0	1	3	4	—	3	2	0	—	—	4	3	3	4	0	0	4	4
3.	2	0	2	0	0	3	0	2	—	0	—	4	2	2	—	—	0	4	1	3	0	0	3	4
4.	4	2	2	0	0	3	0	3	—	4	—	4	2	0	—	—	0	4	3	5	0	0	3	4
5.	2	0	2	0	0	1	0	3	—	0	—	3	1	0	—	—	0	3	2	4	0	0	3	4
6.	3	0	1	0	0	2	0	3	—	4	—	4	2	0	—	—	3	3	3	3	0	0	3	4
7.	2	0	1	0	0	2	0	1	—	2	—	3	2	0	—	—	0	3	3	3	0	0	3	4
8.	3	0	3	0	0	1	0	1	3	4	—	3	3	0	—	—	2	2	3	3	0	0	4	4
9.	2	0	0	—	0	0	0	0	—	0	—	3	4	0	—	—	—	2	3	3	0	0	—	4
10.	3	—	0	0	—	—	—	1	—	2	—	3	2	—	—	—	3	3	—	4	0	—	4	4
	2,7	0,2	1,6	0	0	1,9	0	1,8	3	2,3	—	3,3	2,4	0,2	—	—	1,7	3	2,8	3,6	0,1	0	3,4	4

Sajóvölgy

1. Bánfalva, jobboldali déli V. telep IV.-es ereszke, 10-es elővágás, barnaszén.
2. Sajókazinci bányauzem, Kakucsai táró II. telep
3. Sajókazinci 124-es bányauz. Terv táró, IV. telep, D-i ereszke, I. sz. osztó, vájvég, barnaköszén.
4. Sajókazinci 124-es bányauz. Kakucsai táró, III. telep, ereszke, vájvég, barnaköszén.
5. Alacska bányauz. IV-es akna, I. telep IV. ereszke
6. Alacska bányauz. IV-es akna, III. telep ereszke
7. Sajószentpéteri bányauz. X-es ereszke mező, III. telep jobboldali 2. osztó.
8. Sajószentpéteri 121-es bányauz. XXIV. sikló.
9. Berentei bányauz. III. telep, 28-as munkahely.
10. Berentei bányauz. II. telep, 26. munkahely.
11. Baros akna II. szint, D-i fővonal, Adriányi telep II. sz. II. nyílású osztóvágat, barnaköszén.
12. Lyukói aknák. Weisner szint II. W. középtelep, légakna mellett kutatóvágat, barnaköszén, gipszkristályos
13. Lyukói akna, Mátyás telep I. szint, 1-es sikló, I. szint barnaköszén.
14. Lyukói akna, Adriányi telep (alsó) III. telep, III. szint, első szintű csapásvágat, barnaköszén
15. Diósgyőr szb. Anna bánya D-i fővonal, szint II. vastag telep, II-es siklóból kiágazó elővágás.
16. Diósgyőr Anna bánya, D-i fővonal, szint I. vékonytelep, sikló felső végén, elővágás.
17. Pálinkás táró
18. Ormospusztai dara
19. Ormospusztai 131-es bányau. (19. sz.) I. sz. lejtőszakna, IV. telep, Makalia féle gurító IV. telepi elővágás, barnaköszén.
20. Ormospusztai 131-es bányau. II. akna, felsőpad, V. telep. Új frontelőkészítés az akna baloldali mezéjében. Fazekas-féle munkahelyen, barnaköszén
21. Ormospusztai 131-es bányau. (24.) II. akna, alsópad, V. telep, az új robbanózerraktárnál, barnaköszén.
22. Sajókazai 135-ös bányau. lejtős akna, V. telep, baloldali feltáróvágat, barnaköszén.
23. Sajókazai 135-ös bányau. (20.) Szeles lejtakna, IV. telep, aknavédpillér, barnaköszén.
24. Felsőnyárádi dara

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B	
1.	4	2	2	1	0	3	0	3	—	3	—	3	2	0	—	—	0	4	3	4	0	—	3	4	
2.	0	0	0	0	0	0	0	0	—	0	—	3	1	0	—	—	0	—	3	3	0	0	4	4	
3.	0	0	0	—	0	0	0	0	—	0	—	5	0	0	—	—	—	2	3	4	3	0	3	4	
4.	0	0	0	—	0	0	0	0	—	0	—	5	0	0	—	—	—	2	3	3	3	0	3	4	
5.	0	0	0	0	0	0	0	0	—	0	—	3	0	0	—	—	—	0	—	3	3	0	0	4	4
6.	0	0	0	0	0	0	0	0	—	0	—	5	0	0	—	—	—	0	—	4	4	0	0	4	4
7.	3	0	0	0	0	0	0	0	—	0	—	4	0	0	—	—	—	0	—	4	4	1	0	4	5
8.	3	0	2	0	0	0	—	2	—	3	—	2	0	3	—	—	—	0	3	3	3	0	—	4	4
9.	0	0	0	0	0	0	0	0	—	0	—	4	0	0	—	—	—	0	—	3	3	0	0	4	5
10.	3	0	2	0	0	0	0	0	—	0	—	3	3	0	—	—	—	0	—	0	3	0	0	4	5

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Ma	B	
11.	4	2	3	0	0	3	0	2	—	3	—	3	4	0	—	—	1	3	4	4	2	0	4	4	
12.	4	1	3	2	0	3	0	3	—	4	—	4	1	0	—	—	1	4	4	4	0	0	3	4	
13.	2	0	3	0	0	2	0	3	—	2	—	4	4	0	—	—	0	2	3	3	1	0	4	4	
14.	4	1	3	0	0	3	0	3	—	3	—	4	2	0	—	—	2	3	4	4	0	0	4	4	
15.	3	0	3	—	0	0	0	3	—	1	—	4	0	0	—	—	—	3	3	4	0	0	—	4	
16.	1	0	0	—	0	0	0	3	—	4	—	3	3	0	—	—	—	3	1	3	0	0	—	4	
17.	1	0	2	0	0	0	0	2	—	2	—	3	4	0	—	—	0	3	3	3	3	0	3	4	
18.	2	—	2	0	—	—	—	0	—	4	—	3	4	—	—	—	0	2	—	3	2	—	—	3	4
19.	3	0	3	0	0	0	0	0	—	0	—	3	0	0	—	—	0	3	3	4	0	0	4	4	
20.	3	0	3	0	0	0	0	3	—	0	—	3	0	0	—	—	0	3	4	5	0	0	4	5	
21.	3	0	0	0	0	0	0	0	—	0	—	4	3	0	—	—	0	2	3	4	0	0	4	5	
22.	5	0	0	0	0	1	0	0	—	0	—	4	0	2	—	—	0	3	3	5	0	0	4	5	
23.	5	0	0	0	0	1	0	4	—	0	—	4	0	1	—	—	0	2	4	5	0	0	4	5	
24.	2	—	0	0	—	—	—	0	—	0	—	3	0	—	—	—	2	3	—	4	0	—	4	4	
	2,3	0,3	1,3	0,15	0,07	0,1,3		1,3	—	1,2	—	3,6	1,3	0,3	—	—	0,3	2,8	3,1	3,7	0,6	0	3,7	4,3	

Edelény vidéke

1. Kurittván, csereterületi bányamező, 1. munkahely.
2. Rudóftelep száraz pala
3. Rudóftelep 16. ereszei IV. telep
4. Szuhakálló I. mélyszint V. telep, frontfejtés
5. Szuhakálló II. mélyszint VI-os eresze IV. telep
6. Szuhakálló bányauzem IV. telep É-i eresze pillére
7. Szuhakálló bányauzem, végállomás V. telep, frontelőkészítő vágat
8. Edelényi bányauzem (95. sz.) II. akna D-i fővonal
9. Edelényi bányauzem I. akna X. eresze, É-i fővonal, I. telep pillérfejtés, barnaköszén
10. Alberttelep, 5-ös munkahely, IV. telep

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	4	0	0	0	0	2	—	0	—	3	—	3	2	2	—	—	0	3	4	4	4	—	4	4
2.	2	—	0	0	—	—	—	0	—	2	—	4	0	0	—	—	—	4	—	3	0	—	4	4
3.	2	0	0	0	0	0	0	0	—	0	—	2	0	0	—	—	0	3	2	3	0	—	3	4
4.	0	0	2	0	0	0	0	0	—	0	—	3	0	0	—	—	0	2	2	1	0	—	3	4
5.	2	0	0	0	0	0	0	0	—	0	—	4	3	0	—	—	3	2	2	2	0	—	3	4
6.	3	0	2	0	0	3	—	2	—	3	—	4	0	3	—	—	0	3	3	3	3	—	4	4
7.	4	2	2	0	0	3	—	2	—	3	—	2	0	2	—	—	0	3	4	4	2	—	4	4
8.	3	0	2	0	0	3	—	2	—	3	—	3	0	3	—	—	0	4	3	4	2	—	4	5
9.	4	2	2	0	0	3	—	2	—	2	—	3	1	3	—	—	0	4	4	4	2	—	4	4
10.	3	0	1	0	0	3	0	2	—	2	—	3	2	0	—	—	0	3	2	4	0	—	3	4
	2,7	0,4	1,1	0	0	1,9	0	1	—	1,8	—	3,1	0,8	1,4	—	—	0,3	3,1	2,9	3,2	1,3	—	3,6	4,1

Pliocén

Petőfibánya

1. Petőfibánya D/2 mező déli gyűjtővágat, 2-es front.
2. Petőfibánya D/1 mező 2. sz. É-i frontelőkészítő vágat
3. Petőfibánya D/2 mező 2. sz. frontelőkészítő K-i légvágat
4. Petőfibánya É/2 mező 1. sz. frontelőkészítő vágat
5. Rózsaszentmárton IX. aknamező fővonal vége
6. Rózsaszentmárton IX. aknamező, robbanóanyagraktár 2. sz. fülke 4 m-ből

Dunántúl

1. Torony, pontusi szén III. minta
2. Torony, pontusi lignit, felső telep felső fele
3. Lovászi, Maort 51/b fúrás 409—410, pontusi szén
4. Ditró, Orotva dacien főtelep közepe
5. Budafapusztai völgy felszíni felső pannon barna szén

Petőfibánya

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	0	0	0	0	0	0	0	0	—	2	—	0	0	0	—	—	0	—	3	4	2	0	4	4
2.	4	0	0	0	0	1	0	0	—	2	—	3	0	0	—	—	0	—	3	4	3	0	4	4
3.	4	0	0	0	0	1	0	0	—	0	—	3	0	0	—	—	0	—	3	4	3	0	4	4
4.	4	0	0	0	0	0	0	0	—	3	—	3	0	0	—	—	0	—	3	4	4	0	4	5
5.	3	0	0	0	0	1	0	0	—	3	—	3	3	0	—	—	1	—	2	4	2	0	4	5
6.	3	0	0	0	0	0	1	0	—	3	—	3	0	0	—	—	2	—	3	4	2	0	4	5
	3	0	0	0	0	0,5	0,2	0	—	2,2	—	2,5	0,5	0	—	—	0,5	—	2,8	4	2,7	0	4	4,5

Dunántúl

1.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	1	1	0	0	1	0
2.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	1	1	0	0	0	3	1
3.	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	2	0	0	2	0	0	3	1	1	0	0	1	1
4.	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5.	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	1	0	1	0	0	3	1
	0,2	0	0	0,4	0	0	0	0	0,4	0	0	0	0,4	0	3,2	0	0	1	0,4	0,8	0	0	1,6	0,6

Pleisztocén — Holocén

1. Hansági tőzegterület vegyes tőzege
2. Sopron megyei Hanság Kapuvár határa (1905)
3. Marcalvölgy, Szélmezőpuszta 68/a fúróluk 30—130 cm
4. Marcalvölgy, Szélmezőpuszta 68/b fúróluk 130—230 cm
5. Nádasladányi (Sárrét) tőzegterület vegyes tőzege
6. Zalasántói T. K. É. 1011. sz. fúrás, 1906.
7. Fonyódi tőzegterület vegyes tőzege
8. Kéthely, Somogy m. tőzegtalaj
9. Keceli (Kalocsa mellett) tőzegterület vegyes tőzege
10. Nagycsed, 57/4-a fúróluk 45—95 cm, mélységből

	Ni	Co	Ag	Zn	Cd	Ga	Tl	Ge	Sn	Pb	[P	As	Sb	Be	Ca	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	W	Mn	B
1.	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	1	0	0	0	0
2.	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	1	0	2	0	0	0	2	0
3.	1	0	0	2	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	4	0	2	0	2	1	0	0	3	1
4.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0	0	2	0
5.	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	5	2	3	1	1	1	0	0	3	1
6.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	3	2	1	2	0	0	3	1
7.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	1	0	0	0	0
8.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	1	0	0	0	1	0
9.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	2	2	0	2	0	0	3	0
10.	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	1	1	0	0	1	0
	0,1	0	0	0,9	0	0	0	0	0,2	0	0	0	0	0	3,3	0,2	1,2	0,5	0,8	0,9	0	0	1,8	0,3

IRODALOM — LITERATUR

1. Szádeczky-Kardoss E.: Geokémiai irányelvek a nyersanyagkutatásban (elnöki megnyitó). Földt. Közl. IX—XII. 1951. — 2. Vadász E.: Magyarország földtana, Budapest, Akadémiai Kiadó, 1953. — 3. Szádeczky-Kardoss E.: Szénközettan, Budapest, Akadémiai Kiadó, 1952. — 4. Goldschmidt, V. M. und Peters, C.: Über die Anreicherung seltener Elemente in Steinkohlen. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen 371. 1933. — 5. Goldschmidt, V. M.: Occurrence of rare elements in coal ashes, Lecture 1943, reprinted in Bangham: Coal Sciences, 238—247. London, 1950. — 6. Otte, M. U.: Spurenelemente in einigen deutschen Steinkohlen, Chemie d. Erde, 16. 239—294. 1952. — 7. Ahrens: Spectrochemical analysis, Camb-

ridge, 1950. — 8. Kacsenkov, S. M.: A kémiai elemek kőolaj- és kőszénbeli dúsulásának néhány törvényszerűségéről (oroszul). Dokl. Akad. Nauk. (2). 86. 805—808. 1952. — 9. Headlee, A. J. W. and Hunter, R. G.: Elements in coal ashes. Ind. and Eng. Chem. 45. 548. 1953. — 10. Scheffer V. és Kántás K.: A Dunántúl regionális geotizikája. Földt. Közl. LXXIX. 1949. — 11. Szádeczky-Kardoss E.: Geologie der Kleinen Tiefebene, Sopron, 1938. — 12. Kiss J.: La constitution minéralogique de la bauxite de Néza. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. I. 113—122. 1952. — 13. Szalay S.: Hazai kőszének radiológiai vizsgálata. M. T. A. Műsz. Oszt. Közl. V—3. 167—180. 1952. — 14. Yazumitsu Uzumasa: Minor organic constituents of coals. Chem. Researches (Japan). S. Inorg. and Anal. Chem. 1—17. 1949. — 15. Mukherjee, B.: Detection of rare earths in the ashes of Indian coals, Fuel 29. 264—266. 1949. — 16. Mukherjee, B. and Dutte, R.: Note on the constituents of the ashes of Indian coals. Fuel, 39. 190—192. 1950. — 17. Zilbermintz, V. A. és Ruszanov, A. K.: A berillium előfordulása fosszilis kőszénekben (oroszul). Ref. Chem. Abs. Vol. 30. col. 7072. 1936. — 18. Winogradov, A. P.: Geochemie seltener und nur in Spuren vorhandener chemischer Elemente in Boden, Akad. Verlag, Berlin, 1954.

Геохимические исследования на пеплах венгерских углей

Э. Садецки—М. Фёльдвари-Фогд

Авторы определили приблизительное содержание следующих элементов: Ni, Co, Ag, Zn, Cd, Ga, Tl, Ge, Sn, Pb, As, Sb, Be, (Ca, Sr), Ba, Ti, V, Cr, Mo, W, Mn, B и P в различных образцах отечественных бурых углей, т. е. торфов, также как и в некоторых образцах иностранных каменных углей, т. е. антрацитов, путем кварцево-спектрального анализа, с различием 5 степеней интенсивности линии.

В сопоставлении содержания примесных элементов при углях разного возраста выяснилось, что обогащение в примесных элементах происходит существенно в связи с образованием торфа и началом углеобразования.

При высших фазах углеобразования дальнейшее существенное обогащение больше не проявляется, наоборот, в процессе образования антрацита содержание примесных элементов немного уменьшается. Таким образом, значительное содержание примесных элементов в углях является результатом относительного, диагенетического обогащения и тем самым следствием торфообразования, значительной потери материала, связанной с началом углеобразования, также как и ухода воды и значительной части элементов C, H, O.

В распределении элементов отражается преимущественно распределение элементов близ олежских, старших, большей частью магматических горных пород, при соедении некоторых, еще неизвестных, но локализуемых близко к данной угленосной области, частью покрытых масс горных пород. Такими элементами являются Ni, Co, Sn, Pb, Be, Sr и Mo. Другие, как, например, Ag, Zn, Cd?, Tl?, Sb, As, P и особенно Ge и Ga являются более подвижными, распространяющимися на более далекие территории элементами, которые вполне рассыпаются.

Содержание примесных элементов, особенно P, As и Ge при карстовых углях меньше, чем при обычных силикатных.

Geochemische Untersuchungen auf Aschen ungarischer Kohlen

E. SZÁDECZKY—M. FÖLDEVÁRI-VOGL

265 Aschenmuster ungarischer Braunkohlen und weitere Muster ausländischer Steinkohlen und Anthrazite wurden auf Quarzspektrographischem Wege untersucht, und ihr Gehalt an den Elementen Ni, Co, Ag, Zn, Cd, Ga, Tl, Ge, Sn, Pb, As, Sb, Be, (Ca, Sr) Ba, Ti, V, Cr, Mo, W, Mn, B und P durch Unterscheidung von fünf Linienintensitätsgruppen annähernd festgestellt.

Es hat sich mittels Vergleich der Ergebnisse für die Kohlen von verschiedenem Alter herausgestellt, dass die Häufung von Spurenelementen im wesentlichen während

der Vertorfung und der initialen Inkohlung vor sich geht. Auf den höheren Stufen der Inkohlung gibt es schon keine wesentliche Anhäufung mehr; der Gehalt an Spurenelementen nimmt sogar bei dem Entstehen des Anthrazits etwas ab. Die aussergewöhnliche Menge von Spurenelementen in der Kohle ist also ein Ergebnis relativer, diagenetischer Akkumulation; es ist die Folge des überaus grossen Verlustes an Wasser und am Grossteil der Elemente C, H, und O.

In der Verteilung der Spurenelemente wird grösstenteils die Elementenverteilung der naheliegenden älteren, meistens magmatischen Gesteine gespiegelt; mit der Mitwirkung gewisser unbekannter, aber in der Nähe der fraglichen Kohlengebiete feststellbaren, verdeckten Gesteinsmassen. Das steht besonders für die Elemente Ni, Co, Sn, Pb, Be, Sr und Mo fest. Andere Elemente jedoch, wie Ag, Zn, Cd?, Tl?, Sb, As, P und hauptsächlich Ge und Ga sind aber beweglicher: sie verbreiten sich über grössere Gebiete und werden zum Teil vollkommen zerstreut.

Die Karstkohlen enthalten weniger Spurenelemente, und besonders P, As und Ge, wie die gewöhnlichen silikatischen Kohlen.

A FÖLDKÉREG EGYENSÚLYA

EGYED LÁSZLÓ

A Föld alakjának kérdése szükségessé tette annak tisztázását, hogy milyen erők hatása alatt alakult ki a Föld anyagi elrendezése és a külső felszínének formái.

A Föld alakját meghatározó erők között a leglényegesebb a nehézségi erő.

A Föld alakja és a nehézségi erő közötti kapcsolat felderítéséhez az első közelítés annak feltételezése, hogy a Föld folyadékszerűen viselkedik. A folyadékszerű viselkedés azt jelenti, hogy a tömeg részei az erők hatására maradandóan és lényegesen elmozdulhatnak egymáshoz képest, de össztérfogatuk nem változik.

Az elméleti vizsgálatok tehát először azt igyekeztek tisztázni, hogy milyen egy forgó folyadékszerű alakzat felszíne és anyagi eloszlása a saját nehézségi erőterének hatása alatt.

Az elméleti vizsgálatok eredményeképpen az adódott, hogy az ilyen alakzat minden nivófelülete azonos sűrűségű és azonos nyomású felület és a felszíne maga is nivófelület.

Ez az elméleti tény adja meg az elvi alapját annak, hogy a Föld alakját a nivófelülettel határozzák meg.

A valóságos Föld természetesen nem tekinthető folyadékszerűnek, amint erről a közvetlen megfigyelés is meggyőz, azonban nem kerülünk messze a valóságtól, ha a Föld első felépítéséről azt tesszük fel, hogy az közel áll a teljesen folyadékszerű Földhöz. A geofizikai és földtani kutatások alapján ugyanis valószínű, hogy volt a Földnek egy folyadékszerű állapota, amikor a fenti elméleti anyageloszlás kialakulhatott. Ezt a felszínen észlelhető megszilárdulás nem változtatta meg lényegesen. De ettől eltekintve, a Földet alkotó tömegek csak addig tekinthetők szilárdnak az állandó erőhatások szempontjából, amíg a nagyobb mérvű alakváltozásnak ellenállni tudnak, amíg a külső hatásból származó nyíróerők nem lépik túl a nyírási szilárdságot.

Mivel pedig a Föld belsejében a nyomásértékek ezt az értéket az összes ismert köztetre vonatkozólag meghaladják, az elmozdulásnak a nyírófeszültségek nem állnak ellen, akárcsak a folyadékok belsejében. Így a Föld belseje mechanikai egyensúly szempontjából teljesen folyadékszerűnek tekinthető.

Tehát a valóságos Földre is jó közelítéssel fennállnak a következő megállapítások :

A Föld belsejében a nivófelületeken a nyomás és a sűrűségértékek állandóak, a Föld öves felépítésű.

Bizonyos határon innen azonban a szilárd anyag még a deformáló erők nyíróhatásának is ellenáll, tehát szilárdként viselkedik. A szilárdszerű részeknek a mélyebben fekvő folyadékszerű tömegekhez való viszonyát nyilván azok a törvényszerűségek határozzák meg, amelyek a folyadékszerű tömegekbe belemélyedő szilárd testek helyzetét is meghatározzák : a hidrosztatikus egyensúly törvényei.

Természetes feltevés tehát az, hogy a Föld legfelsőbb, szilárd részeinek a mélyebben lévő folyadékszerűnek tekinthető tömegekhez való helyzetét az úszás törvényei adják meg.

A Föld felszínén lévő tömegek eloszlásának azt a közelítését, hogy a felszíni magasságok s a kéreg helyzete az úszás törvényei szerint történik, izosztatikus felépítésnek nevezzük. Az úszási egyensúlynak a kéreg és a mélyebb részek közötti helyzet kialakulására való alkalmazása az izosztázia elvénél fogadandó jelenti.

Az izosztatikus egyensúly feltételezése azonban csak durva közelítés, mert nem veszi figyelembe, hiszen legfeljebb közelítéssel veheti csak figyelembe, a szilárd kéregnek rugalmas viselkedését. Hasonlóképpen a tektonikai erők hatását sem veszi számításba, pedig a földkéreg esetében ezek a tényezők ugyanolyan szerepet játszhatnak, mint maga az izosztatikus egyensúly.

A valóságban a kéreg helyzetét, egyensúlyát és mozgását három tényező határozza meg: 1. a magma felhajtó ereje; 2. a kéregre ható belső erők; 3. a kéregben fellépő rugalmas feszültségek.

Az első csoporthoz az izosztatikus egyensúlyt létrehozó erők, a másik csoporthoz a tektonikai erők tartoznak, a harmadik erőcsoport a kéreg szilárdságát jellemzi. Általában mindhárom erő együttesen hat, de a terület jellegét az határozza meg, hogy melyik van túlsúlyban.

Ha a magma felhajtó ereje mellett a másik két erő elhanyagolható, akkor a területet izosztatikus egyensúly jellemzi. Itt nemigen észlelhetők lényeges mozgások, legfeljebb azok, amelyek a terület tömegeinek áthelyeződése folytán fellépő terhelésváltozásból adódnak.

Posztorogén területeken a felhajtó erő igen nagy lehet — s a kéreg rugalmas viselkedése is előtérbe kerül. Ennek következménye azután az, hogy a hegységek tömegét nem csupán a hegység gyökere, de egyúttal az egész terület közösen viseli. Ilyenkor részleteiben a hegység egyes területei elég nagy anomáliákat mutathatnak, míg az egész tömeg átlagosan közel egyensúlyban van, mert a kéreg, mint rugalmas lemez viselkedik, s a rugalmas lemezen lévő terhelést részben a felhajtóerő, részben pedig a lemezben lévő feszültségek viselik. Hogy a feszültségeknek lényeges szerepük van, s hogy lényeges feszültség alatt áll ilyen területeken a kéreg, mutatja az a tény is, hogy általában a fiatalabb lánchegységek szeizmicitása viszonylag nagy a környező területekhez képest, de ez a földrengéstevékenység elsősorban a sekély rengésekre korlátozódik.

Azokon a területeken, amelyeken a tektonikai erők működésben vannak, a kéreg egyensúlyát elsősorban ezek az erők befolyásolják. Ilyen helyen nem lehet izosztatikus jellegű egyensúlyról beszélni. A tektonikailag aktív területeket nagy izosztatikus anomáliák jellemzik. Az alábbiakban azokat a területeket vizsgáljuk meg, amelyeket izosztatikus anomáliák jellemeznek. Látni fogjuk, hogy egy-egy ilyen területen a többi fizikai és földtani jelenségek milyen szoros összefüggésben vannak egymással.

A következő területeket vizsgáljuk meg:

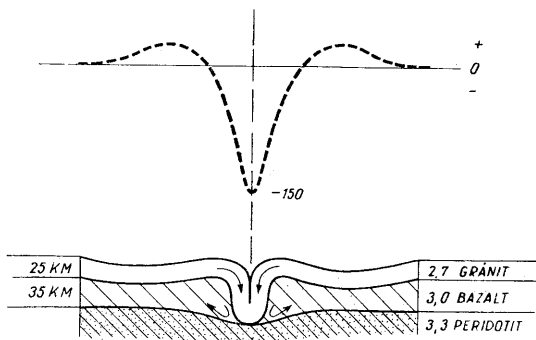
1. a mélytengeri árkokkal jellemzett területek,
2. az alpi orogén izosztatikus anomáliákkal jellemzett területei,
3. az afrikai árkok területe,
4. India területén lévő »Hidden Range« kérdése,
5. az eljegesedési területek.

A mélytengeri árkok legnagyobb része a Csendes-óceán szegélyén helyezkedik el. Az Aleuti-szigetek, Kamcsatka, Kurilli-szigetek, Japán, Riu-Kiu szigetek, Fülöp-szigetek, a Keletindiai szigetvilág területén, a Tonga és Kermadek szigetek területén, valamint Dél-Amerika nyugati partjain s a nyugatindiai szigetvilág területén találjuk a mélytengeri árkok több mint 90%-át.

A mélytengeri árok az átlagos tengermélységnél nagyobb mélységű hosszú és keskeny tengerfenékrész, s a környezetét általában a következő geofizikai jelenségek kísérik:

I. A mélytengeri árok kontinentális oldalán vagy még inkább a kontinens felé eltolódva nagy negatív izosztatikus anomáliásáv van, amelyet két oldalról ugyancsak elnyúlt két pozitív anomáliásáv kísér.

II. A mélytengeri árok szárazulat felőli oldalától a kontinens felé eső terület erős szeizmicitást mutat s a rengések mélysége a kontinensek irányába egyenletesen növekszik s elérheti a 700 km-t.



1. ábra. A Vening Meinesz-féle kéregbetüremlési elv

Рис. 1. Принцип изгиба коры по Венинг-Мейнес

Fig. 1. The «buckling hypothesis» of Vening Meinesz

III. Általában a mélytengeri árkot párhuzamos szigetsor övezi, amelynek tengelyvonalában tűzhányóvonalat van. A szigetsorra az íves elhelyezkedés jellemző. A tűzhányóvonalat a gravitációs maximumvonalat tengelyébe esik.

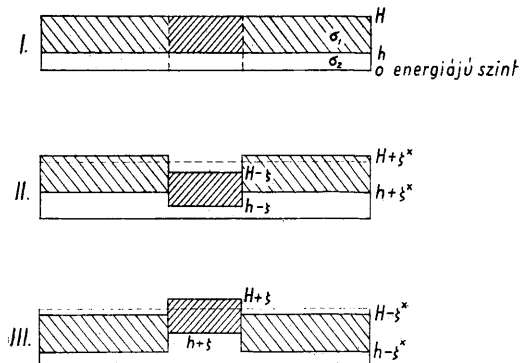
Milyen módon függenek össze ezek a jelenségek? Ahhoz, hogy erre feleletet adhassunk, felelnünk kell először arra, hogy milyen módon jöhet létre az ilyen mélytengeri árok és környéke.

Erre vonatkozólag több elképzelés van. A legtöbbször azonban a fentemlített jelenségek igen laza kapcsolatban állanak egymással, másik részük rendkívül összetett s gyakran ellentmondásokkal terhelt. Az elméletek közül egyik leglényegesebb, amelynek a többi elképzelés tulajdonképpen csak bizonyos változatát jelenti, Vening Meinesz-é származik. Ez a híres Vening Meinesz-féle betüremlési elmélet (buckling hypothesis).

Szerinte a mélytengeri árkok környékén a földkéreg vízszintes irányú erőket követően benyomódott a nagyobb sűrűségű magába s a benyomódás következtében «kéreggyökér» jött létre. A benyomódott kéreggyökér kisebb sűrűségű tömegének következményeképpen lép fel a nagy negatív anomália s kétoldalt való felboltozódásban lehet a pozitív anomáliákat észlelni. A benyomódás helyét jelöli ki a mélytengeri árok. Azt a tényt, hogy a negatív izosztatikus anomália tengelye nem esik egybe a mélytengeri

árok tengelyével, Vening Meinesz ún. aszimmetrikus gyökérrel magyarázza, a benyomódásnál a benyomott rész aszimmetrikusan helyezkedik el.

Ennél az elképzelésnél először felmerülő kérdés, hogy miért hajlik a földkéreg befelé és miért nem kifelé. Vening Meinesz erre a következő magyarázatot adja: Az adott tömegnek h magasságával való felemeléséhez szükséges energia értéke a tömeg súlyának és a h magasságának a szorzatával lesz arányos. Ahhoz, hogy a tömeget h mélységre benyomjuk, mintán itt csak a felhajtóerővel szemben kell munkát végeznünk, a kiszorított tömeg és a kiszorító tömeg közötti súlykülönbséggel és a magasságnak a szorzatával arányos energiamentiség szükséges [13]. Ez pedig kisebb az előző értéknél.



2. ábra. Energiaviszonyok befelé és kifelé türemlő kéreg esetén

Рис. 2. Отношения энергий в процессе вытеснения внутри и наружу земной коры
 Fig. 2. Energy relations in the mutual cases of inward and outward buckling

Vening Meinesz nek azonban ez az elgondolása hibás, amit a következő elemi megfontolás igazol:

Legyen F a kéregnek az a területe, amely ilyen behajlításban résztvesz. Jelöljük F_1 -gyel azt a területrészt, amely benyomódik, míg F_2 az a terület, amely — éppen a magma kiszorítása miatt — felemelkedik. Számítsuk ki $F = F_1 + F_2$ területű kéreg-rész helyzeti energiáját H mélységű szintre behajlítás előtt és behajlítás után. A kérdést egyszerűsítsük le úgy, hogy a benyomódó rész mindenütt ugyanannyit nyomódik be míg a felemelkedő rész is mindenütt ugyanannyit emelkedik fel. (Ez a megszorítás tulajdonképpen nem jelent elvileg megszorítást, mert az egész behajlás ilyen jellegű részek összegeként fogható fel.) Végül számítsuk ki az energiaváltozást ugyanilyen leegyszerűsített feltételek mellett, ha az F_1 területű kéreg-rész benyomódás helyett felemelkedik, míg az F_2 terület mélyebbre kerül.

A helyzeti energia az I. helyzetben a O szintre vonatkoztatva:

$$E_h^I = g \sigma_2 \frac{h^2}{2} (F_1 + F_2) + g \sigma_1 \frac{H^2 - h^2}{2} (F_1 + F_2)$$

A helyzeti energia a II. helyzetben a O szintre vonatkoztatva :

$$E_h^{II} = g \sigma_2 \frac{(H + \zeta^*)^2}{2} F_2 + g \sigma_1 \frac{(H + \zeta^*)^2 - (h + \zeta^*)^2}{2} F_2 + \\ + g \sigma_2 \frac{(h - \zeta)^2}{2} F_1 + g \sigma_1 \frac{(H - \zeta)^2 - (h - \zeta)^2}{2} F_1$$

A helyzeti energia a III. helyzetben a O szintre vonatkoztatva :

$$E_h^{III} = g \sigma_2 \frac{(h - \zeta^*)^2}{2} F_2 + g \sigma_1 \frac{(H - \zeta^*)^2 - (h - \zeta^*)^2}{2} F_2 + \\ + g \sigma_2 \frac{(h + \zeta)^2}{2} F_1 + g \sigma_1 \frac{(H + \zeta)^2 - (h + \zeta)^2}{2} F_1$$

Ha most megnézzük az energiaváltozást, akkor azt kapjuk, hogy

$$E_h^{III} - E_h^I = \\ = E_h^{III} - E_h^I = \\ = \frac{\sigma_2 F_2 \zeta^{*2} + \sigma_2 F_1 \zeta^2}{2} g$$

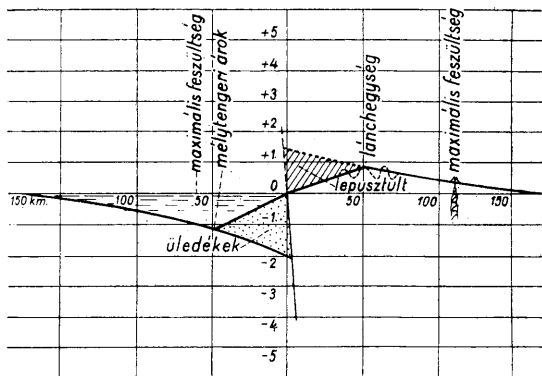
Tehát a kéreg befelé hajlását energiakülönbséggel nem lehet magyarázni, mivel mindkét esetben ugyanakkora energiára van szükség.

A másik tényező, amit a Vening Meinesz-féle elmélet nem magyaráz meg az, hogy miért tolódik el a negatív anomália tengelye mindig a szárazulat felé. Az aszimmetrikus gyökér elgondolás szerint az eltolódás éppenúgy lehetséges az óceáni terület felé, mint a szárazulat felé.

A kérdésnek a befelé hajlásra vonatkozó részét magmaáramokkal lehetne magyarázni, bár Vening Meinesz ezt a magyarázatot elutasítja [13]. De nem lel magyarázatot semmi esetre ebből a probléma másik része. A felemlített kérdéskomplexum egyik legérdekesebb magyarázatát Gunn R. adja [5], akinek elmélete, néhány geológiai és geofizikai ellentmondás és önkényes feltevés ellenére nagyon sok helyes gondolatot tartalmaz. Feltevése szerint a rugalmas kéregben a horizontális erők következtében mély törés állott elő, amelynek mentén a kéreg egymásra tolódtott és részben hajlítást, részben pedig meggyűrődést szenvedett. A rátolódtott rész a gyors erózió következtében lepusztult, s a hatalmas üledéktömeg a törés mentén rakódott le. A szerző önkényes feltevése szerint a törésvonal helye a hegységvonulat és a mélytengeri árok helyének felező vonalába esik. A tűzhányóvonulat a kéreg legnagyobb feszültség alá került részén helyezkedik el a szárazulat meghajlított részén.

Ennek az elképzelésnek is nagy hibája, hogy a mélytengeri árkoktól kontinentális irányba eső területeknek nincs kitüntetett szerepük, holott a megfigyelések ezt bizonyítják. Másrészt a mélytengeri árok területéről azt tételezi fel, hogy az is kontinentális jellegű, holott ez sem érvényes.

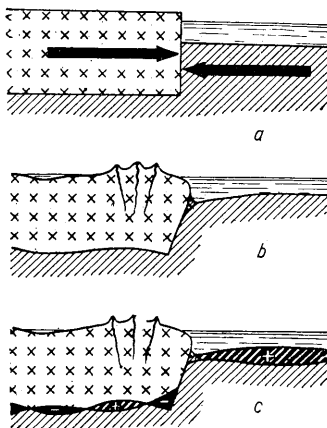
Az alábbiakban rendkívül egyszerű és egységes magyarázatát adjuk a mélytengeri árok keletkezésének s az azokat kísérő jelenségek összességének, s adatokkal bizonyítjuk, hogy a magyarázat kiindulási alapja, valamint az abból adódó következmények a megfigyelésekkel igen jól egyeznek.



3. ábra. Ross Gunn-féle elgondolás elve

Рис. 3. Принцип гипотезы Рос Гона

Fig. 3. The principle of the Ross Gunn hypothesis



4. ábra. A mélytengeri árkok keletkezésének mechanizmusa

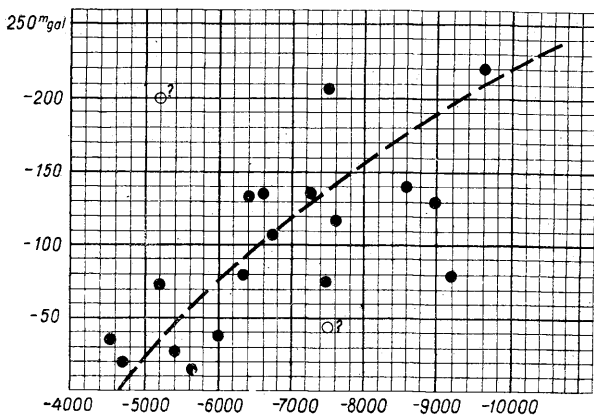
Рис. 4. Механизм возникновения глубоководных грабенов

Fig. 4. The mechanics of the evolution of Deep Sea Troughs

Az első állításunk az, hogy a mélytengeri árok a földkéregben fellépő horizontális erőhatások folytán jöttek létre és minden, a bevezetésben említett kísérő jelenség ennek a folyománya.

Az árok keletkezésének a mechanizmusa a következő:

A kontinentális tömegek az izosztázia elve szerint az úszás törvényeinek megfelelően merülnek bele a nagyobb sűrűségű szimába. Ennek következménye az, hogy az óceáni területek legnagyobb gyakoriságú mélységi szintje kerekén 4.800 m-rel van a legnagyobb gyakoriságú kontinentális szint alatt. A szialikus kontinentális tömegek



5. ábra. Negatív anomália-maximum és árokmélység közötti összefüggés

Рис. 5. Взаимноотношения между максимумом отрицательной аномалии и глубиной грабенов

Fig. 5. Relation between maximum of negative anomaly and depth of trough

átlagvastagsága 30 km. A partszegélyek területén a földkéreg elméletileg a mellékelt ábra szerinti keresztmetszetet mutatja. Világos, hogy minden, a szial és szima között fellépő horizontális erő hajlítását hoz létre, mivel az akció- és reakcióerők együttesen erőpárt adnak. Minden ilyen erőhatás a kéreg behajlását eredményezi, s kvalitatíve a mellékelt 4/a. ábra szerinti szelvényt kapjuk.

A kép világosan mutatja, hogy a mélytengeri árok az egykori kontinentális szegély és mélytenger határán jöttek létre. Magának az ároknak a területe már óceáni jellegű terület volt. A kéreg behajlásának a mértékét az árok mélységének a leggyakoribb óceáni mélységtől való eltérése adja.

Az izosztatikus egyensúly fennállására vonatkozó elvek azt kívánják, hogy a mélyebben fekvő kontinentális részek vékonyabbak, s a magasabban fekvők vastagabbak legyenek. Ott azonban, ahol a kéreg felszínének az alakulását, nemcsak az izosztázia, hanem elsősorban a fellépő feszültségek deformációja szabja meg, az előző feltételezésből származó eredményektől eltérések kell mutatkozzanak. Ebben keresendő ezen a terü-

leten a gravitációs anomáliák oka. Elvileg a mellékelt 4/c. ábra mutatja az izosztatikus feltevésekből származó tömegeloszlás közötti eltérést. Az eltérésnek az izosztázia szempontjából mutatkozó hatását előjellel láttuk el. Látható, hogy ennek a mechanizmusnak az alapján a negatív izosztatikus anomáliát az árok kontinens felé eső oldalán kell kapnunk s azt kétoldalt pozitív anomália kell kísérje. Ez teljesen megfelel a megfigyeléseknek.

A most elmondott mechanizmusból az is következik, hogy a mélytengeri árok mélységével az izosztatikus anomália, mégpedig elsősorban a negatív anomália maximumának növekednie kell. Miután pedig azt állítottuk, hogy a mélytengeri árok már óceáni jellegű, az anomália maximuma és a mélytengeri árok mélysége közötti összefüggésnek ott kell zérusnak lennie, ahol az árokmélység a leggyakoribb tengermélység, tehát 4.700 m.

A mellékelt 5. ábra a negatív anomáliák minimumait ábrázolja, az árok mélységének a függvényében *Vening Meinesz* mérési adatai alapján.

A görbe világosan mutatja, hogy az anomália-maximum az árokmélységnek monoton függvénye és a 4.700 m-es árokmélység körül az értéke zérus, ami fenti állításainkat és feltevéseinket nagyon szépen igazolja és egyúttal alátámasztja az árok keletkezésének fenti elméletét.

A behajlított kéreg egyes részeit húzóigénybevétel érte. Miután a kőzetek húzás esetén sokkal kisebb erőhatásra is tönkremennek, mint nyomás esetén, másrészt, mint a konkrét vizsgálatokból kiderült, a kéregnél nagyobb vastagságú rész veszi fel mechanikailag a nyomóerők hatását, igen mély törérendszer jön létre a legnagyobb nyomóerők helyén és ezen keresztül kialakul az aktív vulkáni zóna.

A vulkáni öv mögötti sekélyebb medence közepe táján mechanikailag ismét igénybe van véve. Azonban itt a kéreg felső része nyomásra van igénybevéve, és az alsóbb részek húzásra. Itt tehát legfeljebb csak a plutónizmus jelenségei észlelhetők. Az utóbbiak realitására utal valamennyire pl. a Jáva-környéki mágneses anomáliák eloszlása [12].

A deformációt létrehozó nyomás a kéregben és az alatta lévő magmában nyírófeszültségeket hoz létre. Egy feszültségtrajektória-rendszer alakul ki a kéregben és a magmában. A nagy nyomás miatt a kéreg alatti magmatömeg szilárd test tulajdonságát mutatja. A szilárdsági adatok a mélységben teljesen a nivófelületek szerint kell alakuljanak, hiszen azokat nagyobb mélységben a nyomás határozza meg. Bizonyos mélység alatt az anyagi összetételt azonosnak vehetjük. Az azonos nyomású felületek pedig a nivófelületekkel esnek össze. Rúdban fellépő nyírófeszültség a P erő irányával α szöget bezáró felületben

$$\tau = \frac{P}{2h} \sin 2\alpha$$

lesz, ahol h a rúd (vagy lemez) vastagsága.

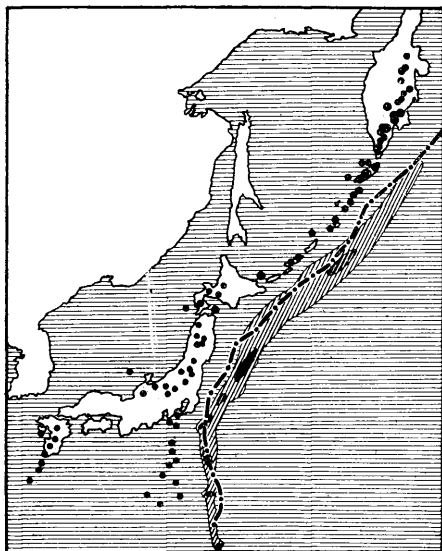
Ez a legnagyobb értéket ott veszi fel, ahol $\alpha = \pm 45^\circ$ és h minimum. Világos, hogy h a mélytengeri ároknál minimum. Az α értékének két lehetőségét figyelembevéve is az adódik, hogy τ értéke annál az α -nál lesz nagyobb, amely a kontinens alá futó síkot jelöli ki.

A fellépő feszültségek kioldódása ott fog megtörténni, ahol a nyírófeszültségek annyira növekszenek, hogy a felületelemek egymáshoz képest elmozdulhatnak. Ez pedig elsősorban a τ_{\max} síkjában várható. Valóban a τ_{\max} síkja mentén helyezkednek el a terület földregézési epicentrumai.

Állításunk alátámasztására bemutatjuk a Japán-környéki rengések síkjának a felszínnel alkotott metszsvonalát. Ez csaknem pontosan összeesik a mélytengeri árok kontinensfelőli szegélyével.

Hogy ilyen törési felület létrejön a szimában, rámutatnak *Benioff* vizsgálatai is [2].

Az elméletnek a megfigyelésekkel való alátámasztása céljából lássuk, elméletileg kvantitatíve mi várható. Az óceáni területtel határolt kontinentális tömeg lényegileg plasztikus anyagon nyugvó lemeznek tekinthető. Egyenes partvonalal határolt kontinentális blokk tárgyalása kétdimenziós feladatra vezethető vissza. Az izosztázia miatt a mechanikai problémát vissza lehet vezetni elasztikus anyagon nyugvó, egyik irányban végtelen rúd deformációjának kérdésére. E probléma pedig, miképpen az R. G u n n [5] vagy V e n i n g M e i n e s z [13], ill. végeredményben T i m o s h e n k o [11] ered-



----- Hypocentrumok síkjainak metszésvonala

6. ábra. A földrengésfészkek síkjának a felszínnel alkotott metszésvonala

Рис. 6. Линия сечения земной поверхности с плоскостью очагов землетрясений
Fig. 6. Line of intersection of the plane of earthquake foci and the surface of the Earth

ményeiből következik, a következő negyedrendű differenciálegyenletre vezethető vissza :

$$E J \frac{d^4 y}{dx^4} + p h \frac{d^2 y}{dx^2} + y g \delta = 0,$$

ahol E a Young-modulus, J a keresztmetszeti nyomaték, p a horizontális nyomás, h a lemezvastagság, g a nehézségi gyorsulás, δ pedig a magma és az óceán vize közötti sűrűségkülönbség. ($\delta = 2,3$)

A felírt differenciálegyenletnek az $y \doteq C e^{-\lambda x}$ helyettesítés alapján p -től függően lesz periodikus és nem periodikus megoldásrendszere.

A periodikus megoldás $p > \sqrt{\frac{4 E J g \delta}{h^2}}$ esetén lép fel és ilyen alakú:

$$y = C_1 \cos \mu_1 x + C_2 \cos \mu_2 x + C_3 \sin \mu_1 x + C_4 \sin \mu_2 x.$$

A nem periodikus megoldás:

$$y = C e^{-\mu x} \sin(v x + \Delta) = C_1 e^{-\mu x} \sin v x + C_2 e^{-\mu x} \cos v x,$$

ahol

$$\mu = \sqrt{\sqrt{\frac{g \delta}{4 E J} - \frac{p h}{4 E J}}}; \quad v = \sqrt{\sqrt{\frac{g \delta}{4 E J} + \frac{p h}{4 E J}}}$$

A kéreg maximális igénybevétele, tehát a legnagyobb húzás ott lesz, ahol a nyomtérk állandó kéregvastagság esetén maximumot vesz fel.

Miután

$$M = - E J \frac{d^2 y}{d x^2}$$

szélső értéket ott kapunk, ahol

$$\frac{d^2 y}{d x^2} = 0$$

Ez bekövetkezik, ha

$$\operatorname{tg} \gamma \pi_v = \frac{v (3 \mu^2 - v^2) C_1 + \mu (3 v^2 - \mu^2) C_2}{v (3 \mu^2 - v^2) C_2 - \mu (3 v^2 - \mu^2) C_1}$$

Az így kapott x_v érték lesz a vulkáni öv távolsága a mélytengeri árok szélétől (a koordináta rendszer kezdőpontjától).

Alkalmazzuk ezeket az elméleti eredményeket a Jáva-környéki területre, mégpedig konkrétan a V e n i n g M e i n e s z féle 7. sz. szelvény esetére [13]. Lássuk, mennyire egyeznek meg a megfigyelési adatok az elméleti megállapításokkal.

Legyen a deformált felület egyenlete:

$$y = C e^{-\mu x} \sin(v x + \Delta) = C e^{-\mu x} \sin v(t - x),$$

ahol a koordináta rendszer kezdőpontja a kontinentális rész széle és a pozitív irány a kontinens felé mutat. A V e n i n g M e i n e s z-féle 7. sz. szelvény alapján egy hullám átlagolt hossza 600 km-nek adódik, amiből $v = 10,4 \cdot 10^{-8}$ cgs.

Ha bevezetjük a

$$\xi = x_0 - x = l + \frac{2\pi}{\nu} - x$$

transzformációt, akkor a koordináta-rendszer kezdőpontja Borneo partjára esik és iránya megfordul.

A függvény alakja most

$$y = C e^{\mu\xi - \mu x_0} \sin \nu \xi.$$

Ebből

$$\eta = \log \frac{y}{\sin \nu \xi} \quad \text{és} \quad A = \log C - \mu x_0 \log e$$

helyettesítéssel az

$$\eta = (\mu \log e) \cdot \xi + A$$

lineáris egyenletet kapjuk.

Miután y és $\sin \nu \xi$ értékei minden ξ -re a szelvényből kiolvasható adatok, hányadosuk logaritmikusan ordinátaként felvive éppen a fenti egyenletet adja, amiből $\mu = 6,1 \cdot 10^{-8}$ cgs-nek adódik.

A fenti adatokból és a diagramból kiolvasható még a

$$C = 2,9 \cdot 10^5 \text{ cm}$$

és

$$A = 87^\circ + 1,51$$

érték is, úgyhogy a jelenlegi szelvényt legjobban megközelítő görbének az egyenlete:

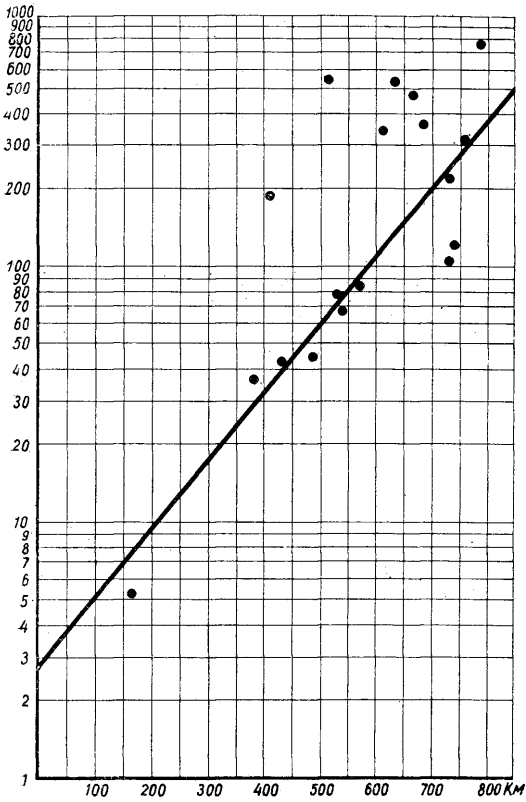
$$y = 2,9 \cdot 10^5 \cdot 6,1 \cdot 10^{-8} x \cdot \sin(10,4 \cdot 10^{-8} x + 1,51)$$

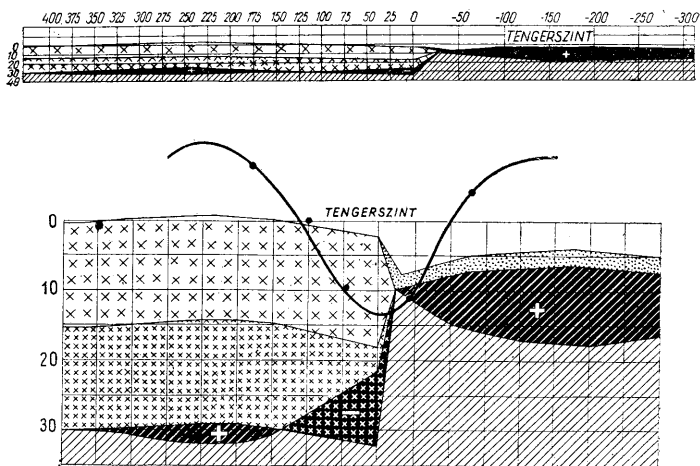
lesz.

Ennek alapján szerkesztettük meg a mellékelt szelvényt és számítottuk ki az izosztatikus anomáliákat feltételezve, mint az másirányú vizsgálatokból adódott [3], hogy a kéreg kettős tagozottságú, mégpedig $2,7$ és $3,0 \text{ gcm}^{-3}$ sűrűségű két részből áll, míg az óceáni területeken mintegy 2 km -es üledékréteg alatt már $3,3 \text{ gcm}^{-3}$ sűrűségű, a magma összetételével azonos réteg következik. Az anomáliát a deformáció által meghatározott szelvény és az izosztatikus egyensúly feltételezéséből adódó szelvény tömegeloszlásának az eltérése alapján számoltuk. A számított görbének az észlelési adatokkal való egyezése rendkívül jónak mondható.

A vulkáni öv helyzetének megállapításához azt kell meggondolnunk, hogy az első tönkrement rész maradt a további erőbehatások esetében is a leggyengébb.

A vulkáni sorral jelzett mélytörésvonal Gerber-tartó csuklójaként tekinthető. A deformáció időben tovább folytatódott, és most már a kontinentális résznek a tűzhányó sortól a mélytengeri árok felőli része függetlenné vált a másik oldaltól és csak

7. ábra. $\eta = f(\xi)$ Рис. 7. $\eta = f(\xi)$ Fig. 7. $\eta = f(\xi)$



8. ábra. Egy Jáván keresztülhaladó kéregszelvény az izosztatikus anomáliák észlelt és számított értékeivel

Рис. 8. Правильный и искаженный профиль земной коры, проходящий через остров Ява; вычисленный с наблюдаемыми и расчетными значениями изостатической аномалии

Fig. 8. Section of the Earth's Crust through Java as prepared on the basis of observed and computed values, respectively, of isostatic anomaly

»csuklón« keresztül érintkezett. Erte mutat az, hogy a szelvény valóságos félhullámai nem egészen egyenlők. A kéreg zavartalan deformációja a tűzhányó soron túli részen jelentkezik. Ez közelíti meg tehát jobban a kezdeti állapotot. A kezdeti félhullámhosszat legjobban megközelítő értékét a Borneo és Jáva közötti távolság adja. Ez 360 km, ami viszont

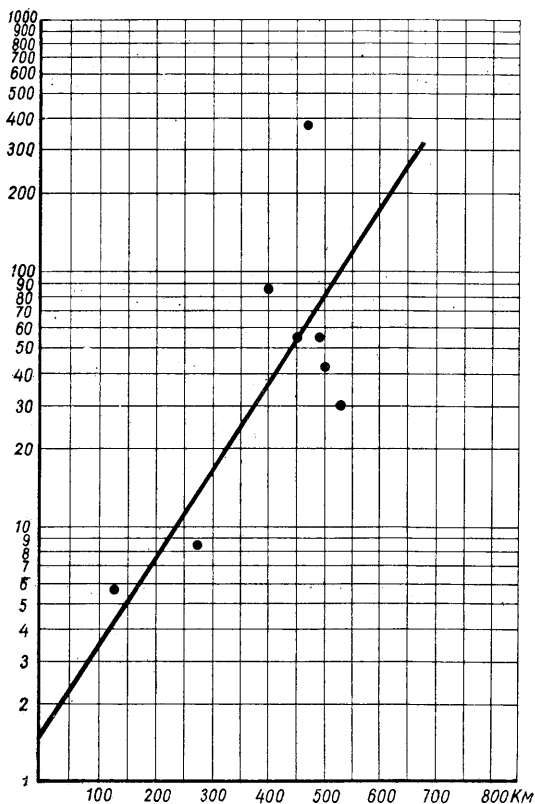
$$\gamma = 8,8 \cdot 10^{-8} \text{ cgs-nek}$$

felel meg.

Ha a μ meghatározására az előbbi esetben alkalmazott eljárást használjuk fel,

$$\mu = 7,7 \cdot 10^{-8} \text{ cgs-nek}$$

adódik. A számításnál azonban az γ -nak csak a tűzhányó soron túli részét vehetjük figyelembe.



9. ábra. $\eta = f(\xi)$. a vulkáni sor kialakulása után

Рис. 9. $\eta = f(\xi)$, после формирования вулканической цепи

Fig. 9. $\eta = f(\xi)$ after the development of the volcanic belt

A két értékből $\Delta = 164^\circ$ és így $\operatorname{tg} \nu x_v = 1,17$. A legnagyobb keresztmetszeti nyomatékkal bíró hely távolsága a mélytengeri árok szélétől

$$x_v = 258 \text{ km}$$

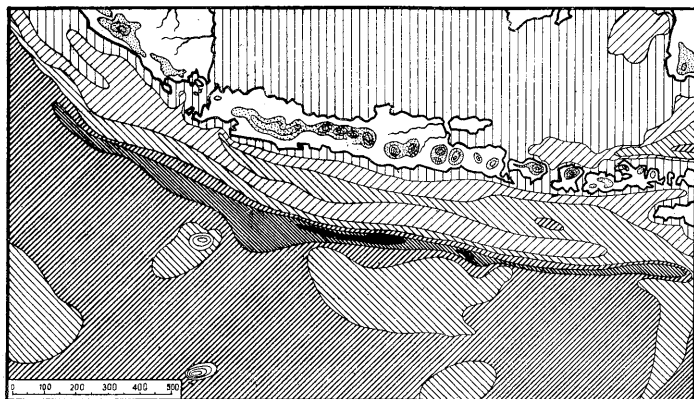
lesz. Ez a távolság valóban megfelel a tűzhányó-öv és a mélytengeri árok széle közötti távolságnak (10. ábra.)

μ és ν elméletileg levezetett értékeiből a következő összefüggéseket írhatjuk fel :

$$E \cdot J = \frac{g \delta}{(\mu^2 + \nu^2)^2}$$

$$\rho \cdot h = \frac{2 g \delta (\nu^2 + \mu^2)}{(\mu^2 + \nu^2)^2}$$

$$E = \frac{3 (\mu^2 + \nu^2)^4}{2 g^2 \delta^2 (\nu^2 - \mu^2)} \cdot \rho^3$$



10. ábra. A vulkáni sor és a mélytengeri árok helyzete

Рис. 10. Положение вулканической цепи и глубоководного грабена

Fig. 10. Relative location of the deep sea trough and the volcanic belt

Ha a képletekbe a meghatározott és ismert értékeket behelyettesítjük

$$(\mu = 7,7 \cdot 10^{-8}; \nu = 8,8 \cdot 10^{-8} \text{ cgs}; \delta = 2,3 \text{ gcm}^{-3}, g \sim 10^8 \text{ cm sec}^{-2})$$

$$E = 1,64 \cdot 10^{-18} \rho^3$$

összefüggés adódik.

A kéreg anyagára ismeretes, hogy 33 km mélységre

$$E = 1,60 \cdot 10^{12} \text{ din cm}^{-2}$$

Ez azt jelenti, hogy

$$\rho = 10^{10} \text{ din cm}^{-2}$$

Ha a fentebb közölt képletek alapján kiszámítjuk a szorzat értékét,

$$\rho \cdot h = 4,47 \cdot 10^{16} \text{ cgs}$$

numerikus összefüggést kapjuk a ρ és h között, amiből

$$h = 45 \text{ km.}$$

Ez az érték a földkéreggel nagyságban eléggé egyezik.

Mellékelten bemutatunk két szelvényt (11. ábra). Az egyik az É s z a k k e l e t i K á r p á t o k b a n [9], a másik J a p á n o n megy keresztül [6].

Feltűnő mindenekelőtt a két gravitációs anomália teljes hasonlósága. Még érdekesebb az, hogy a Kárpátok miocénkori vulkánosságának a területe az izosztikus anomáliához viszonyítva ugyanott jelentkezik, ahol a jelenkori vulkánosság a japáni területen. Ebből legalábbis azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a kéreg deformációja mindkét esetben hasonlóképpen ment végbe. A Kárpátok főtömege a vulkáni-sor és a mélytengeri árok közé eső területtel kerül egy helyre, míg a szigetsor mögött lévő sekélytenger (vagy beltenger) területének az üledékekkel borított Alföld északkeleti része felel meg. A kárpáti területen tehát a geoszinklinális fázis területe a kéregréz leginkább lehajlott részére került.

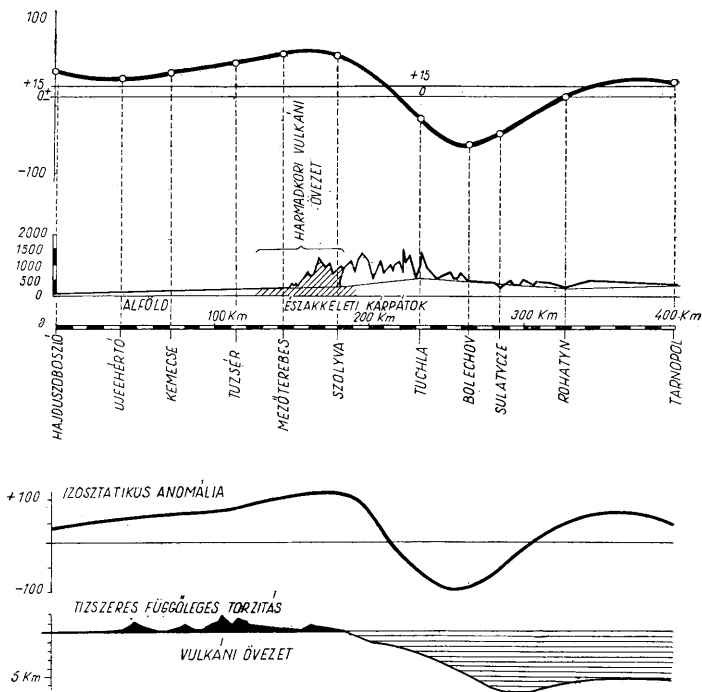
A mélytengeri árok és a szigetsor közötti öv maga is erősen üledékgyűjtő területnek tekinthető. Az üledékfelhalmozódás további lehajlást hoz létre a súlynövekedés miatt.

Elképzelhető tehát, hogy elég vastag üledékfelhalmozódás után a tektonikai erők megszűnnek s túlsúlyba jut ismét az izosztázia, aminek következtében a benyomódott üledéktömegek kiemelkednek. A behajlított kéregréz ismét eredeti vonalához közelebb kerül. Ez azonban a később települt rétegek szempontjából vízszintes erő fellépését jelenti, amely a felső rétegeket a leginkább benyomott rész, tehát az izosztikus anomália minimuma felé tolja el. A rétegekben fellépő gyűrődések iránya, a vergencia, tehát az izosztikus depresszió felé fog fordulni, amint azt K o s s m a t [7] elvileg hasonló észrevétele után S c h e f f e r V. is észrevette [10], bár a jelenség magyarázatát más okokra vezette vissza.

Az alpi orogén területén az izosztikus anomáliák középpértéke 30 km-es alapkéregvastagság feltételezése mellett gyengén negatív értékű. Itt tehát területileg gyenge túlkompenzációról beszélhetünk. A gyenge túlkompenzáltság abban is jelentkezik, hogy a területek emelkedőben vannak. Ez mondható a Svájci Alpokról, Keleti Alpokról, Kárpátokról és a Himalája területéről. Ezzel szemben a Kaukázus területén az anomáliák középpértéke 30 milligal felett van.

Ha pontosabban megnézzük az alpi orogén egyes területein az anomáliaszelvényeket, akkor igen érdekes észrevételt tehetünk. A középpértékben zérust adó anomáliák tekintélyes negatív és pozitív értékeket vehetnek fel, mint azt a kárpáti szelvény esetében láttuk is.

Amint előzőleg kimutattuk, mechanikailag következik, hogy a lánchegység főtömegéhez képest a terület izosztatikus anomáliáinak a minimum-sávjá el van tolva. (a gyűrődések iránya is ebbe az irányba mutat). Ez a jelenség egyes geológusokban



11. ábra. Gravitációs szelvény a Kárpátokon és Észak-Japánon keresztül

Рис. 11. Гравитационный профиль, проходящий через Карпаты и Северную Японию

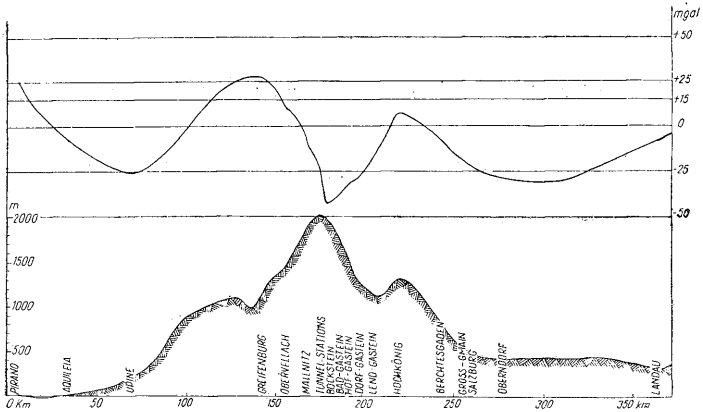
Fig. 11. Gravimetric profile through the Carpathians and trough the North of Japan

(K o s s m a t [8]) azt a gondolatot keltette, hogy a hegység tömegét nem annyira az alatta lévő gyökér hordozza, mint inkább a lánchegységet szegélyező kéregszél. (Peremi sülyedék vagy »Randsenke« elgondolás).

Az elképzelés szerint a hegység területén a kéreg éppen a merevsége miatt nem süllyed le olyan mélyre, mint azt a hegység gyökere kíváná, ezért itt főleg pozitív ano-

máliákat észlelünk, míg a hegység előterében a kéreg mélyebbre kerül, mint ahogy helyileg szükséges volna s ennek következménye a negatív anomália.

Az elképzelés annyiban helyes, hogy a kéreg egyensúlya nem tisztán a magma felhajtó ereje és a kéreg súlyának a hatása alatt jön létre, hanem ezek mellett igen fontos szerepe van a kéreg rugalmasságának is. Itt azonban nem egyszerűen a hegység tömegének a hordozásáról van szó, hanem az egész kéreg meg van hajlítva s a legnagyobb behajlás a lánchegységek külső peremére esik. A lánchegységek területén nincs tehát helyi kiegyenlítődség, hanem regionális kiegyenlítődségről beszélhetünk csak. A kéreg alkotó



12. ábra. Topográfiai és izosztatikai anomáliaszelvény a Keleti-Alpokon. keresztül
Рис. 12. Топографический и изостатический профиль аномалии, проходящий через Восточные Альпы

Fig. 12. Topographic section and isostatic-anomaly profile through the Ostalpen

közetek és a magma viszkozitásától függően azonban megvan a helyi kiegyenlítődségre való törekvés is. Ennek az erőssége azonban lényegesen kisebb a globális kiegyenlítődség értékénél.

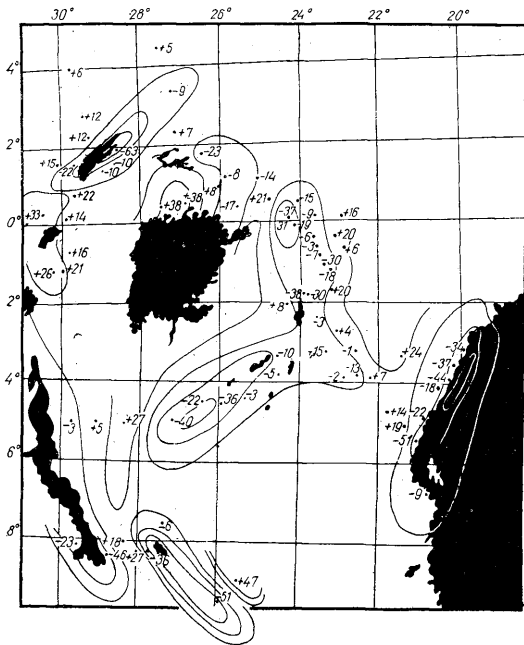
A harmadik területszoport, ami a kéreg egyensúlya szempontjából érdekes, az afrikai árkok területe. Az afrikai árkok területe a Nilus forrásvidéke környékére esik s a Viktória-tó körül mintegy centrálisan helyezkednek el azok a tavak, amelyek ezt az árokrendszert kijelölik. Már maga az árkok elhelyezkedése is igen érdekes. Az Albert-tó, Edward-tó és a Tanganyika-tó körív mentén helyezkedik el, amelynek középpontja a Kilimandzsáró csúcsa közelébe esik. Ehhez hasonló a Viktória-tótól keletre lévő árkok elhelyezkedése. Ez az íves elrendeződés a mélytengeri árkok környékére is jellemző. Gondoljunk pl. az Aleuti-szigetekre, Riu-Kiu szigetekre, a Szumatra-Jáva-Timor ívre.

Mi jellemzi a kéreg egyensúlyát ezeken a területeken?

A viszonylag ritka (összesen 87 állomás) ingamérési hálózatból számított izosztatikai anomáliák jellegzetes eloszlását észlelhetjük a területen. A terület anomáliáinak

a középértéke közel áll a zérushoz. Az árkok területén azonban jellegzetesen mindenütt negatív izosztatikus anomáliák vannak, míg ezeket két oldalról gyengébb pozitív izosztatikus rendellenességek szegélyezik.

Az árkok területe erősen szeizmikusnak mondható. A földrengések epicentrumai elsősorban az árkok szélén, a törésvonalak mentén helyezkednek el. A műszeres mérések



13. ábra. Az afrikai árkok területének izosztatikus anomáliái

Рис. 13. Изостатические аномалии в области африканских грабенов

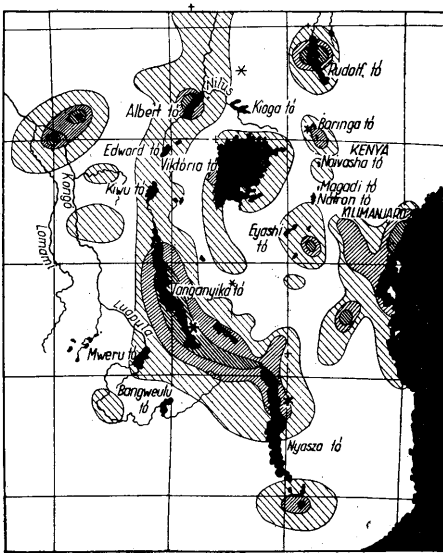
Fig. 13. Isostatic anomalies of the African rift region

szerint a területen csak sekély rengések vannak ($h < 70$ km). A műszeres mérések alapján adódó földrengéshézagok az árkok szélén mélyebb törésvonalakra utalnak és arra, hogy a terület tektonikai erők hatása alatt áll.

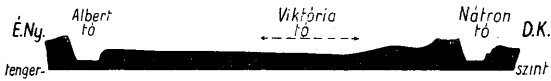
A területen tűzhányótevékenység észlelhető.

A jelenségek egységes magyarázata kézenfekvő, ha a Viktória-tavat keresztező hosszabb szelvényt megnézzük.

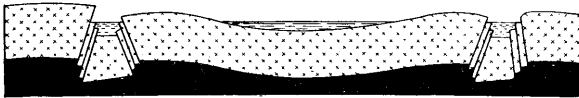
A meglehetősen merev terület a földkéregben fellépő vízszintes irányú erők hatására behajlítódott. Ennek a behajlított résznek a közepe a Viktória-tó. A legerő-



14. ábra. Az afrikai árkok területének szeizmicitási térképe
 Рис. 14. Карта сейсмичности в области африканских грабенов
 Fig. 14. Seismic map of the African Rift region

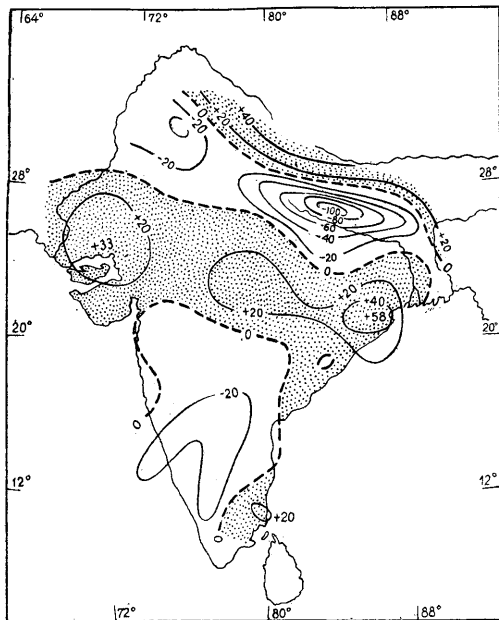


15. ábra. Szelvény az afrikai nagytavakon keresztül
 Рис. 15. Профиль через великие озера Африки
 Fig. 15. Hypothetical section through the Great African Lakes



16. ábra. Mechanikai elvi szelvény az afrikai nagytavakon keresztül
 Рис. 16. Профиль, проходящий через великие озера Африки
 Fig. 16. Section through the Rift Valleys of Africa

sebben igénybevett rész azonban az árkok területére került. Itt az igénybevétel már olyan nagy volt, hogy a kőzetek nyírási szilárdságát meghaladta és igen mély vetődések mentén a kéreg tönkrement s a tönkrement rész benyomódott a magmába. Ennek a következménye azután, hogy itt találjuk a legnagyobb negatív anomáliákat. A törések mentén a mozgás most is folyamatban van, vagy legalábbis az árkok területén a kéreg igen nagy feszültség alatt áll. A feszültségek részleges kioldódása hozza létre a földrengéseket.



17. ábra. India izosztikus térképe

Рис. 17. Изостатический профиль Индии

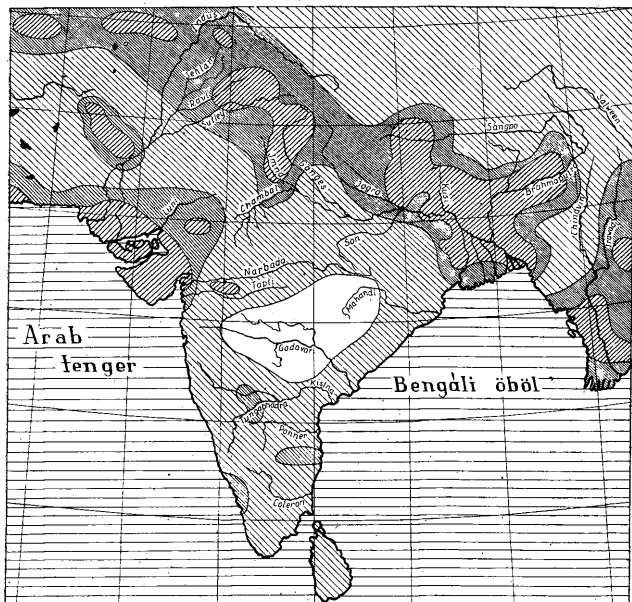
Fig. 17. Isostatic map of India

Miután az elmozdulás a vetődési síkok mentén lehetséges, hiszen itt leggyengébb a kéreg a földrengésszékek erre a területre kerülnek.

A kétoldalt feltolódott kéregrészt alatt a magma feljebb kerül s nagyobb sűrűsége révén pozitív izosztikus anomáliákat hoz létre. A meghajlított kéreg közepén elhelyezkedő Viktória-tó mélysége elméletileg is lényegesen kisebb kell legyen, mint a magmába benyomódott kéregtömbök helyén előálló Albert-, ill. Natron-tó.

A földrengések gyakorisága és erőssége szintén nagyobb az árkok helyén, mint a Viktória-tó területén. (Az utolsó negyven év legnagyobb földrengéseit a Tanganyika-tó déli részén észlelték).

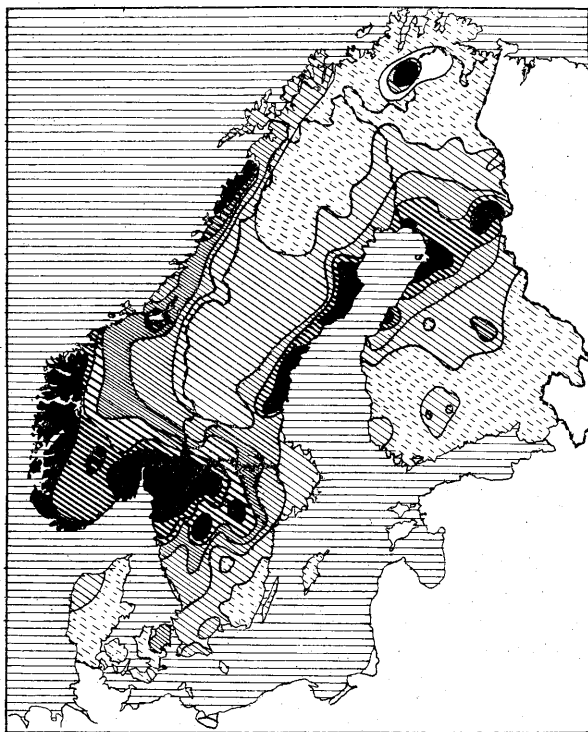
Kvantitatíve a fentiek is a magmán úszó horizontális erőhatás alá került kéreglemez mechanikájára vezethetők vissza. Hogy a kéreg tényleg hasonló erőhatások alatt hasonló mechanikai viselkedést is mutat, arra utal az is, hogy a Natron- és Albert-tó közötti távolság fele, amely az elvi keresztmetszet szerint éppen félhullámnak felel meg, 370 km, míg a Borneo—Jáva között számolt félhullámhossz 360 km. A vulkánosság legtöbb esetben itt is a maximális nyomaték helyén alakult ki. Ez azonban legtöbbször az árkokkal esik egy vonalba (Albert-tó környéke).



18. ábra. India szeizmicitási térképe
 Рис. 18. Профиль сейсмичности Индии
 Fig. 18. Seismic map of India

Az izosztázia szempontjából külön érdekességű India területe. India izosztatikus térképét a Himalája vonulatával párhuzamosan futó több száz km széles pozitív és negatív anomáliásávok jellemzik. A jelenségek magyarázatára — többek között — azt tételezték fel, hogy a pozitív anomáliásávot nagyobb sűrűségű eltemetett hegységvonulat (Hidden Range) hozza létre. Ha azonban figyelembe vesszük, hogy széles kiterjedésű területen, egyensúly esetén — amint azt másutt kimutattuk [4] — a sűrűségkülönbségekből származó hatás nem jelentkezhet, akkor ezt a magyarázatot el kell vetnünk, s arra kell következtetnünk, hogy ott, ahol nagy negatív anomáliák van-

nak, a kéreg jobban benyomódott a magmába, míg a pozitív rendellenességek éppen a magma felemelkedését jelölik. Az India területén kialakult egyensúlyi helyzet tehát szintén a kéreg behajlásával magyarázható és szintén horizontális erőhatások érvénye-



19. ábra. Fennoskandia szeizmicitási térképe

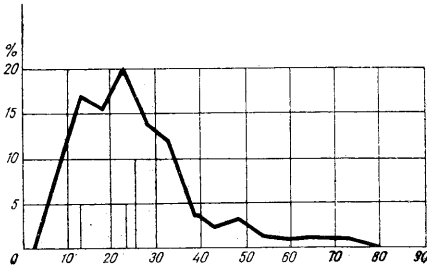
Рис. 19. Карта сейсмичности Фенноскандии

Fig. 19. Seismic map of Fennoscandia.

sülését jelzi. Az anomáliák szerint a legerősebben meghajlított rész a Gangesz síkság területére esik, míg India közepe és délibb része kisebb igénybevételnek van alávetve. Ezt a képet teljesen megerősíti a terület szeizmicitásának a térképe. A legerősebb szeizmicitást a Gangesz síksága mutatja, míg a pozitív anomália területe részben aszeizmikus. Az egész kép azt a benyomást kelti, hogy a Himalája tömegei nekinyomódtak az indiai

félszigetnek s ennek hatására jött létre az izosztatikus anomáliaképben, valamint a geoidban is látható kéregdeformáció.

Végül még néhány szót az eljegesedett területek emelkedésének kérdéséről. A Skandináv-félsziget emelkedésének ismeretes a következő magyarázata : a legutolsó jégkorszak alatt kb. 2 km vastag jégpáncél került erre a területre. E hatalmas súly alatt a kéreg besüllyedt a magmába. A jég elolvadása folytán ez a terhelés megszűnt s az izosztatikus egyensúly helyreállása lehetségessé vált, tehát emelkedik.



20. ábra. Fennoskandia földrengéseinek mélységszerinti gyakorisága.

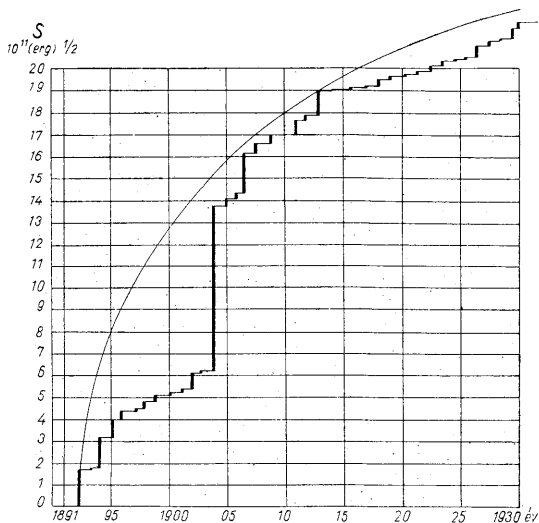
Рис. 20. Распространенность землетрясений Фенноскандии по глубине.

Fig. 20. Frequency of earthquakes versus depth of foci in Fennoscandia.

Azonban a terület gravitációs anomáliái egyáltalán nem teszik indokolttá azt az erős emelkedést, ami itt folyamatban van. A magyarázat abban keresendő, hogy a területen a jég súlytöbbletét a magma hidrosztatikus felhajtóereje mellett a kéreg rugalmassága vette fel. A felhalmozott rugalmas energia a besüllyedés alatt nagyrészt nem oldódott ki, hanem a jégtakaró elolvadásával felhajtóerő mellett egyenlő nagyságrendű vagy talán nagyobb energiát képviselt. A kéreg azonban a magma is tartja. Ennek a nagy viszkozitása csak lassú utánfolyást tesz lehetővé. Ezért van az, hogy viszonylag hosszú ideig tartó emelkedésről van szó. Ezt az elgondolást azon a negatívumon kívül, hogy a gravitációs anomália nem mutat nagyon erős összefüggést a terület emelkedésével, több tény megerősíti. Az egyik tény az izobázisok térképe, amelynek nullavonalán túl süllyedés észlelhető, megfelelően egy megterhelt rugalmas lemez deformációjának.

A másik alátámasztása az elgondolásnak a terület szeizmicitási térképe. Ez meglehetősen híven követi az emelkedések sebességeloszlását. A legerősebb szeizmicitást ott észleljük, ahol a legnagyobb az emelkedés. Másrészt azonban a terület Benioff-számainak összegezése rugalmasan plasztikus feszültségkioldódási menetet mutat [1]. Végül a földrengések, amelyek felhalmozott rugalmas energia-felszabadulást jeleznek, statisztikusan a kéregből származnak ($h < 40$ km).

Az előzők igazolják azokat az alapfeltevéseket, amelyeket előljáróban elmondtunk : A kéreg egyensúlyát három tényező határozza meg : a magma felhajtó ereje, a kéregre ható vízszintes irányú erők és a kéregben fellépő rugalmas feszültségek. A kéregre



-1. ábra. Fennoskandia földrengéseinek Benioff-számai.

Рис. 21. Величины землетрясений по Бенёву.

ig. 21. Benioff numbers of Fennoscandian earthquakes.

alkalmazhatók a szilárd testek mechanikájának törvényei s a rajta észlelhető mozgások irányát az határozza meg, hogy a fenti tényezők milyen eloszlásban szerepelnek.

IRODALOM — LITERATURE

1. Bath, M.: Seismicity of Fennoscandia and Related Problems. Gerlands Beiträge zur Geophysik. 63, 19... — 2. Benioff, H.: Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps. Bull. Geol. Soc. Am. 60., 1949. — 3. Eged I.: Some notes concerning the question of isostasy. Acta Technica Academiae Scientiarum Hungaricae. IV., 1952. — 4. Gunn, R.: Quantitative aspects of juxtaposed ocean deeps, mountain chains and volcanic ranges. Geophysics, XII., 1947. — 5. Gutenberg, B.: Seismicity of the earth and associated phenomena Princeton. 1949. — 6. Kossmat, F.: Die Mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abh. d. Math.-Phys. Klasse der Sächsischen Akad. der Wissenschaften. XXXVIII., Leipzig, 1921. — 7. Scheffer, V.: Izosztázia. Magyar Tud. Akad. Műsz. Oszt. Közl. V. I—2., 195... — 8. Scheffer, V.: Az izosztatikus anomáliák és a hegy ségképződési vergenciák összefüggése. Magyar Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl. VII. 4., 19... — 9. Timoschenko, S.: Résistance des matériaux. T. I—II., Paris Liège 1947. — 10. Van Bemmelen: The Geology of Indonesia. I. A. 1949. 11. Vening Meinesz, F. A.: Gravity expeditions at sea. 1924.—38. IV. Delft. 1948.

К вопросу равновесия земной коры

Л. Эдьед

В настоящей статье автор изучает и выясняет проблему равновесия земной коры. Он подробно показывает несостоятельность гипотезы Венинг-Мейнеса и дает объяснение как количественно, так и качественно, совпадающее с физическими и геологическими наблюдениями, об образовании глубоководных грабен и связанных с ними явлениях.

На основании этих явлений выясняются связи изостатических явлений Альпийской области с горообразованием Альпийского типа. В ином аспекте наблюдения Косматта получают соответствующее объяснение. На основании вышеуказанных установлений можно делать выводы о подробностях горообразования и развитии направленности складок. Развитие африканских грабен объясняется на основе тех же принципов, если принимать во внимание суммарное действие сил тектоники, изостации и упругости.

Механическая гипотеза, предложенная автором, соглашается с геофизическими и геологическими наблюдениями в этой области.

Гипотеза «Hidden Range», касающаяся геологического строения Индии, считается несостоятельной. С другой стороны изостатические и сейсмические явления выясняются в целом, если принимать во внимание, кроме выталкивающей силы магмы, и тектонические и упругие силы в процессе деформации земной коры.

В заключение речь идет о движениях земной коры в скандинавской области. Скорость изменений уровня вовсе не обоснована изостатическими аномалиями. Однако, если принимать во внимание, кроме гидростатической силы выталкивания, упругую энергию, накопленную в прогибающей коре вследствие ледяных масс, быстрое поднятие этой области сразу становится вполне понятным.

Соображения автора опираются на геодезические и сейсмические данные, касающиеся этой области.

On the Equilibrium of the Earth's Crust

L. EGYED

The problem of the equilibrium of the Earth's Crust is discussed and a comprehensive interpretation is attempted.

The «buckling hypothesis» of Vening Meinesz and its interpretation is proved to be false on the hand of detailed examination. On the other side, an overall explanation in good agreement quantitatively and qualitatively with physical and geological evidences is offered for the formation of deep-sea troughs and related phenomena.

On the basis of phenomena connected with deep-sea troughs the relations of Alpine tectonics to the isostatical phenomena of the Alpen area become clear and the observations of Kossmatt obtain proper explanation.

From the above stated the details of mountain building and the evolution of folding directions may also be deduced.

The evolution of the African rifts may be explained on the same principles by considering the effect of forces resulting from tectonic, elastic and isostatic components. The mechanical hypothesis proposed is in very fair agreement with geophysical and geological evidence concerned.

The Hidden Range hypothesis of the geological structure of India is shown to be untenable. On the other hand, isostatic and seismological facts become generally clear by admitting the tectonical forces and elasticity and tectonics beside the ones of the buoyancy of the magma to the deformations of the Earth's crust.

Finally the crustal movements of the Scandinavian area are treated. The velocity of the uplift of Fennoscandia can by no means be explained on the basis of isostatic anomalies alone. If, on the other hand, the elastic energy of the crust bent by the weight of inland ice is added to the hydrostatical buoyancy, the rapid elevation of the region at once becomes intelligible. The hypothesis offered is entirely corroborated by geodetical and seismological evidence concerning the region studied.

A PLIOCÉN ÉS A PLEISZTOCÉN AZ ÉGI MECHANIKA MEGVILÁGÍTÁSÁBAN

BACSAK GYÖRGY

I.

Az elmélet, melyet Milankovics alkotott a jégkorszakok okai és időbeli sorrendjére vonatkozóan nem támaszkodik semmiféle hipotézisre [6]. Egyik pillére az égi-mechanika háborgatási számítása, másik pillére egy tény, melyet Penck és Brückner [11] az Alpokban ismertek fel. Az Alpok hógyűjtő medencéiben ui. sohasem gyűlt össze nagyobb vastagságú gleccserjég mint ma. A jégárak kiterjedése viszont a negyedkorban százszor, sőt ezerszer is nagyobb volt a mainál. Ez a jelenség az időszakosan bekövetkező hűvös nyarak passzív hatásával s a kivételesen enyhe telek hócsapadék felhalmozásával magyarázható. A negyedkorkutatók nagy többsége magáévá tette ezt az eljegesedés létrejöttéhez szükséges követelményt, de mivel ugyanakkor a periglaciális övön minden jégkorszaki emlékünkhöz az egész évre kiterjedő szárazságról és hidegről tanúskodik: az elméleti negyedkorkutatók olyan nehéz kérdés előtt álltak, melyet hamarjában egyikük sem tudott megfejteni.

Még legtöbbször vitte Pilgrim, aki [12] művének »Inlandeiswirkung« című fejezetében világosan kifejtette, hogy az egész évre terjedő szárazság és hideg nem a pályaelemek változandóságának közvetlen következménye, hanem a skandináv jégtakaró éghajlattani hatása és nincs ellentétben Penck posztulátumával: addig tart, míg egy anti-glaciális kilengés el nem söpri a skandináv jégtakarót: De mind a glaciális, mind az anti-glaciális oka, mégis csak a Föld pályaelemeinek változandóságában rejlik.

Milankovics hogy megbirkózzék ezzel a nehéz kérdéssel, ketté osztotta.

Először csak azt vizsgálta, hogy a Napból érkező hőenergián a pályaelemek változásával légkörünk legfelső színén miképpen osztozkodtak a különböző szélességű földrajzi övek. Mikor a besugárzási görbe már kezei között volt, akkor kezdett a kérdés második részével foglalkozni, hogy ti. a légkörünk mennyiben módosítja ezt a fiktív besugárzási görbét: mennyi jut el a Nap hőenergiájából hozzánk a troposzféra legalsó rétegeibe, melyekben az eljegesedéseket okozó jelenségsorozatok lefolytak. Mennyi ment veszendőbe a Nap melegéből reflexió és abszorpció által? Ez még nehezebb kérdés, mert hisz a légkörünk összetételéről, magasságáról, szennyezettségéről általában még igen keveset tudunk. Milankovics erre vonatkozó erőfeszítéseit az 1930-ban megjelent [7] Math. Klimalehre című művének 2. részében hozta nyilvánosságra. (Die Beeinflussung der Erdbestrahlung durch die Athmosphäre). E szerint a Föld felszínén a Nap energiájának csak kb. 60%-a érvényesül.

Milankovics a Pilgrim-féle táblázat alapján, már az 1924-ben megjelent [4] Köppen-Wegener műben nyilvánosságra hozta besugárzási görbéjét. Ebben mutatta ki, hogy az utolsó 600,000 év alatt 9-szer fordult elő olyan eset, mikor a pályaelemek változandósága miatt egyenként 10—11,000 évre hideg nyarak következtek be, anélkül, hogy a télis hidegebbé vált volna. Ez ugyan nem egyezik teljesen

a Penck-féle tagolással, amely csak 4 jégkorszakot és egy központi, hosszú interglaciális ismert: Günz, mindél, »nagy« interglaciális, Riss és Würm, de viszont nagy rokonságot mutat vele, ha a Penck első 3 jégkorszakát ikertagozatúvá, a Würmöt pedig hármasker-tagozatúvá bontjuk. A párhuzamosítást a második és harmadik eljegesedés között mutatkozó majdnem 200,000 éves nagy interglaciális nagymértékben megkönynyítette és alátámasztotta.

Az elméleti és gyakorlati eredmények egybehangzása következtében a Köppen-Wegener-féle [4] mű megjelenése után Milankovics egyszerre világhírűvé lett. Százával kapta az elismerő leveleket, csak éppen Penck nem volt hajlandó elméletét elfogadni, mert így okoskodott: a Föld pályaelemeinek változása idézte elő az eljegesedéseket; a Föld pályaelemei mindig egyformán változandók voltak; tehát akkor a mezozoikum és harmadidőszak során is kellett volna jégkorszakoknak bekövetkezniük ezeknek pedig semmi nyomuk.

Sem Milankovics, sem Köppen nem tudtak erre a mindenképpen logikusnak látszó ellenvetésre kielégítő választ adni s azt »új problémának« nevezték el.

Más oldalról ellenben a Milankovics-elmélet, — mielőtt még a Köppen-féle mű a könyvpiacra megjelent volna —, már előzetesen megkapta az elképzelhető legszebb természetmegfigyelési igazolást. Eberl 1924 januárjában a müncheni földtani társulat ülésén előadást tartott arról, hogy megfigyelései szerint a Penck-féle négyes tagolás csak úgy felel meg a valóságnak, ha a Günz, mindél és a Riss jégkorszakokat egy-egy rövidebb »interstadiálissal« ketté osztjuk, a Würmöt pedig két interstadiálissal három részre tagoljuk. Vagyis ugyanazt a tagolást követelte mint Milankovics elméleti alapon. Erről viszont Eberl, felismerései idején nem értesült. Betetőzésként: Eberl megfigyelési területe a Lech-Ilzer-köz volt, vagyis azonos Penckével.

A 9 jégkorszak azok megszakadása 18 egymástól különböző részre tagolja a negyedikort. De 18 nem egyenlő részletből 18! = 6402 billió különböző teljes tagolást, különböző sorrendet lehet létrehozni. Milankovics és Eberl tagolásának teljes egybehangzását tehát nem lehet véletlenszámra tekinteni. Ez a megegyezés csak úgy magyarázható, hogy mindkettő a valóságot ismerték fel! S ez valóság marad még akkor is, ha az »új problémát« Milankovics nem tudta megfejteni, sőt akkor is, ha annak kivédése közben egészen hamis vágyára terelődött [7, 8, 9].

2.

Milankovics besugárzási törvénye így hangzik:

$$\Delta W_s \Delta \varepsilon - m \Delta (e \sin \pi)$$

ahol $\Delta \varepsilon$ és $\Delta (e \sin \pi)$ az időtől függő égimechanikai változók, ΔW_s és m pedig az idővel szemben konstans tényezők, melyek csak a földrajzi szélességgel változnak. ΔW_s észak felé növekszik, m pedig észak felé csökken [7]. A hideg nyarak létrejöttét a $\Delta \varepsilon$ és $\Delta (e \sin \pi)$ jelenségörvének megfelelő interferenciái szabták meg, amikor is mind a két összetevő egy irányban dolgozott.

Ha tehát azt akarjuk, hogy az »új probléma« megoldásához közelebb jussunk, helyezzük a teljes tagolás egyformátlan 18 elemi részlete mellé először hullámvölgyeinek kulminációs időpontjait, melyeket igen könnyű akár fejből is felírni, mert a $\Delta \varepsilon$ periódusa majdnem mindig pontosan 40,000 év s így a 18 nem egyenlő részlet helyett 30 egyenlő részletet kapunk, mint azt az 1. sz. táblázat mutatja:

I. táblázat

Az s hulláma	A	B		C	D
	A Δs hullám- völgy tetőzése (az üres sorok hullámhegy- tetőzések)	A teljes tagolás részei		A Δs és a Δ (e sin π) inter- ferenciája	A θ hossza
15		18	holocén		
	—30,000	17	würm ₃	—25,000	45°
14		16	W ₂ —W ₃ interstadiális		
	—70,000	15	würm ₂	—71,000	135°
13		14	W ₁ —W ₂ interstadiális		
	—110,000	13	würm ₁	—116,100	135°
12		12	Nem sikerült RW interferencia = RW interglaciális	—150,000	270°
	—150,000				
11		11	riss ₂	—187,000	135°
	—190,000	10	R ₁ —R ₂ interstadiális		
10		9	riss ₁	—234,000	45°
	—230,000	8	Nem sikerült MR ₄ interferencia « « MR ₃ « « « MR ₂ « « « MR ₁ «	»magy« interglaciális	135°
9	—270,000				
8	—310,000				
7	—350,000				
6	—390,000				
5		7	mindel ₂	—435,000	45°
	—430,000	6	M ₁ —M ₂ interstadiális		
4		5	mindel ₁	—470,000	135°
	—470,000	4	Nem sikerült GM interferencia = GM interglaciális		90°
3	—510,000				
2		3	günz ₂	—550,000	135°
	—550,000	2	G ₁ —G ₂ interstadiális		
1		1	günz ₁	—590,300	90°
	—590,000				

Kezdő időpontunkkal, — 600,000 évvel, — majdnem egybeesik az első $\Delta\epsilon$ hullám-völgy kezdete s azért az első hullám-völgy kulminációs évének sematikusan a 590,000 évet írjuk be. Következétesen levonunk belőle 40,000 évet. Így kapjuk a többi évszámot. Az üresen hagyott sorokba jönnének a hullámhegyek kulminációs évei, melyeket jobb áttekinthetőség végett elhagytunk. Ezek mindig 20,000 évvel a két hullám-völgy évszáma közé esnek. Ezáltal a 600,000 év 30 egyenlő részre oszlik s kitéjük, hogy mi volt az oka az interglaciálisoknak. A B rovat adja a teljes tagolás 18 nem egyenlő hosszú tagját. A C rovat az A rovat évszámainak helyesbítését a Δ ($e \sin \pi$)-vel való interferencia miatt. (Az évszámok a »Skandináv eljegesedés« című [1] dolgozathól származnak.) A D rovat a felszálló csomópont hosszát adja az illető kilengés időpontjára, amire később még sokszor fogunk hivatkozni.

A $\Delta\epsilon$ hullámhegyeit is számítva ezzel a táblázattal a negyedkort 18 egyformátlan része helyett 30 egyenlő hosszú 20,000 éves szakaszra tagoltuk. Ezek lesznek a negyedkor »quasi« hónapjai.

3.

Ezen a nyomon haladva nehézség nélkül még »quasi« heteket is lehet bevezetni. Mint láttuk Milankovics besugárzási törvénye:

$$\Delta W_s \Delta \epsilon - m \Delta (e \sin \pi)$$

Szoláris klimaváltozás tehát mindannyiszor bekövetkezik, valahányszor a két összetevő jelenségörbéi az időtengelyt metszik. A $\Delta\epsilon$ az I. táblázat tanúsága szerint 30-szor metszette a tengelyt, mikoris értéke $23^{\circ}17'$ volt. Ez az az ekliptikai ferdeség, mikor az ekliptika síkja egybeesik a Naprendszer alapsíkjával. A második összetevő jelenségörbéje a $\sin \pi$ zérusértékei miatt annyiszor metszette a tengelyt, ahányszor a π értéke 180° vagy 360° volt. Az $e \sin \pi$ zérusértéke fizikailag azt jelenti, hogy ilyenkor az excentricitásnak befolyása a klímára a nyári és téli féléveken belül kiegyenlítést nyer, az egyik félévnek eleje lesz a perihéliumban, vége aféliumban, a másiknak egyik fele lesz aféliumban, a másik fele perihéliumban. Ilyenkor tehát az $e \sin \pi$ összetevő a nyári és téli félévek között nem okoz a besugárzásban különbséget.

A π -t a perihélium hosszát, a tavaszponttól mérik, vagyis

$$\pi = \tilde{\omega} + \psi'$$

ahol $\tilde{\omega}$ az apsisvonal forgását jelenti direkt irányban. Ezt a perihélium pontjának a tavaszponttól mért szögével határozzák meg. A ψ' pedig a tavaszpontnak hátráló irányú forgását jelenti a precesszió miatt. A $\tilde{\omega}$ -nek a negyedkor alatt $4\frac{1}{4}$ teljes körfordulata volt, a tavaszpont pedig 25,685 éves periódussal $23\frac{1}{4}$ teljes körfordulatot végzett hátráló irányban. A π tehát együttvéve $27\frac{1}{2}$ teljes fordulatot végzett s e közben 55-szor metszette a tengelyt. Mindkét besugárzási összetevő tehát $30 + 55 = 85$ -szor okozott szoláris klimaváltozást.

Ha a két hullám-völgy interferál* glaciális kilengés jön létre, — — előjellel jelöljük. Ha a két hullám-hegy találkozik antiglaciális interferencia áll elő + + előjellel. A $\Delta\epsilon$

* Szerző a hullám-hegy-hullám-hegy, hullám-völgy-hullám-völgy interferencia kedvéért, didaktikus szempontból az egyik besugárzási összetevő ábrázolásánál az előjelket megcseréli. Így adódik ki a glaciális — —, s az antiglaciális + + interferenciája. (Szerkesztő.)

hullámhegyének a Δ ($e \sin \pi$) hullámvölgyével való találkozása lesz a szubtrópusi kilengés $+$ — előjellel és a $\Delta \varepsilon$ hullámvölgyének a Δ ($e \sin \pi$) hullámhegyével való találkozása lesz a szubarktikus kilengés $- +$ előjellel. Így jön létre az egyáltalában lehetséges 4-féle szoláris klímátípus, melyeket ugyanazon sorrendben a hideg nyár — enyhe tél, meleg nyár — hideg tél, az átmeneti típusoknál pedig átlagos nyár — átlagos tél jellemez. A negyedkor 600,000 éve alatt a 4 szoláris klímátípus 85-szörös változását szemléltethetjük.

A csillagászatban a Föld pályaelemeinek szekuláris, vagyis hosszuperiódusú váltakozásait általában 5000 évről 5000 évre szokták kiszámítani s azután közbeiktatják azokat a nem kerek évszámokat, amikor a $\Delta \varepsilon$ vagy Δ ($e \sin \pi$) hullámhegyei kulmináltak. Ha e csillagászati táblázatot mindazokkal a nem-kerek évszámokkal is kiegészítjük, amikor $\Delta \varepsilon$ vagy Δ ($e \sin \pi$) most tárgyalt 85 zérus-értéküket átszaladták, úgy eljutunk a negyedkor szoláris klímátípus-kalendáriumához.

Az ilyen típuskalendáriumot eljegesedési görbével kell kiegészíteni. A belföldi jégthatas tartama alatt ugyanis a gyengébb típusok nyomtalanul eltűnnek, s az erősebbek nyomai is csak nehezen figyelhetők meg.

Célszerű a lösz rozsdás öveinek keletkezési időpontjait is bejegyezni a zsebnaptárba, mert ezek a terepmunkánál a természetes és mesterséges löszföltárásoknál sokszor jó segítséget nyújtanak a kormeghatározásban.

A szoláris klímátípus-kalendáriumot a II. táblázatban mutatjuk be.

A szoláris klímátípus-naptár táblázatos bemutatása után természetes volna, hogy azt grafikus alakban is bemutassuk, de ettől eltekintünk, mert ez a Földtani Intézet kiadásában megjelent 1944. évi előadásunk [2] 1. sz. mellékletén megtalálható. Az ott közölt eljegesedési görbén csak a M_0 jégtakaró tartósságát kell valamennyire megnyújtatunk, de erre a Köppen-féle küszöbérték tárgyalásánál úgyis bővebben kitérünk.

Nem zárhatjuk le a fejezetet anélkül, hogy $P e n c k$ posztulátumára mégegyszer vissza ne térjünk. $P e n c k$ ugyanis a $M i l n k o v i c s$ által kiszámított glaciális kilengések amplitudóit nem tartotta elegendőnek az eljegesedések létrejöttéhez, mert ezek a $g r$ kal/cm^2 min-ban, vagy kánoni egységekben megadott amplitudók C° -okra átszámítva csak 6—10 C° csökkenést eredményeztek mai nyári féléveink középértékéhez képest. Ez a hőmérsékletcsökkenés szerinte nem elegendő alpi eljegesedés kifejlődéséhez. 100—200 m tengerszín fölötti magasságon jogosult $P e n c k$ aggálya, +6 C° nyári középhőmérsékletű területen azonban 6°—10 C° hőmérsékletcsökkenés már meggátolja a téli hócsapadék pusztulását; megindul a firnmezők növekedése kölcsönhatásban a reflexió megnövekedésével.

Skandináviában, ahol a Golf áram párája rövidesen ezer méteres szintkülönbségeket győz le, a firnmezőgyarapodási folyamat sokkal gyorsabban megy végbe, mint az Alpokban. Nem lehet kétséges, hogy $M i l n k o v i c s$ amplitudóit nemcsak helyesen számították ki, de elegendők is voltak eljegesedések létrehozására. Nagy vastagságú belföldi jégtakarók létesültek, nagy kiterjedésű jégfennsíkok. A glaciális kilengések hatása tehát «vaióssággal» «orogén» jellegű.

Mint ismeretes, a Pilgrim-féle táblázat 400,000 évre belenyúlik a pliocénbe. Ennek a táblázatnak a kiegészítésével tehát a pliocén végső szakára is kiterjeszthetjük a szoláris klímátípus-kalendáriumunkat. Ébbe a táblázatba csak azokat a nem kerek évszámokat kell betoldani, mikor $\varepsilon = 23^\circ 17'$, $e \sin \pi = 0$, vagyis $\pi = 180^\circ$, vagy 360° volt. Az ε számára 20, az $e \sin \pi$ számára 38. Összesen tehát 58 betoldás szükséges. Ezeket az interpolációkat lineárisan lehet elvégezni, mert ahol a $\Delta \varepsilon$ vagy Δ ($e \sin \pi$) görbéje a tengelyt metszette, ott az 5000 éven belül egyenesnek vehető.

A nagy időtávolságtól nem szabad visszariadni, mert ha némileg torzulnak is a $\Delta \varepsilon$ és Δ ($e \sin \pi$) görbék, mind a két összetevőt egyformán éri a torzulás. Így a szoláris

II. táblázat

A klimatípus kezdete	Szoláris klimatípus	Száraz hideg nyár	Jégszűnet	A klimatípus tartama	Amplitudó kánoni egységben	A lösz rozsdás övének száma
— 5,700	szubtrópusi jégmentes.....			5,700	136	
— 11,300	antiglaciális „.....		11,300	5,600	428	
— 16,300	antiglaciális eljegesedve.....			5,000		
— 17,500	szubarktikus „.....			1,200	45	
— 22,900	W ₃ glaciális „.....			9,400	456	
— 39,700	szubarktikus „.....			12,800	46	
— 40,300	glaciális „.....			600	0	
— 53,900	szubtrópusi „.....			13,600	107	
— 57,200	antiglaciális „.....			3,300	0	
— 66,500	szubarktikus „.....			9,300	109	
— 72,700	W ₂ glaciális „.....			6,200	546	
— 77,900	W ₂ glaciális jégmentes.....			5,000		
— 80,800	szubarktikus „.....			3,100	0	1
— 82,800	antiglaciális „.....			2,000	468	
— 88,200	antiglaciális eljegesedve.....			5,400		
— 99,700	szubtrópusi „.....			11,500	187	2
— 100,400	antiglaciális „.....			700	0	
— 110,600	szubarktikus „.....			10,200	187	
— 117,000	W ₁ glaciális „.....			6,400	644	
— 122,000	W ₁ glaciális jégmentes.....			5,000		
— 122,600	szubarktikus „.....			600	0	
— 133,800	antiglaciális „.....			11,200	529	
— 140,500	szubtrópusi „.....			6,700	190	
— 146,000	RW glaciális „.....			5,500	234	3
— 158,300	szubarktikus „.....			12,300	138	
— 159,800	glaciális „.....			1,500	0	
— 170,200	szubtrópusi „.....			10,400	248	
— 179,200	antiglaciális eljegesedve.....			9,000	528	
— 182,000	szubarktikus „.....			2,800	0	
— 192,800	R ₂ glaciális „.....			10,800	643	
— 201,900	szubarktikus „.....			9,100	399	
— 203,800	antiglaciális „.....			1,900	170	
— 215,800	szubtrópusi „.....			12,000	344	4
— 221,300	antiglaciális „.....			5,500	518	
— 226,500	szubarktikus „.....			5,200	170	
— 232,000	R ₁ glaciális „.....			5,500	676	
— 237,500	R ₁ glaciális jégmentes.....			5,500		
— 243,200	szubarktikus „.....			5,700	60	
— 249,200	antiglaciális „.....			6,000	250	
— 261,600	szubtrópusi „.....			12,400	200	
— 263,700	glaciális „.....			2,100	0	
— 276,200	szubarktikus „.....			12,500	150	
— 284,500	MR ₄ glaciális „.....			8,300	395	
— 287,500	szubtrópusi „.....			3,000	0	
— 297,900	antiglaciális „.....			10,400	550	
— 303,800	szubtrópusi „.....			5,900	200	
— 308,000	glaciális „.....			4,200	387	
— 318,300	szubarktikus „.....			10,300	139	
— 325,800	MR ₃ glaciális „.....			7,500	339	
— 328,700	szubtrópusi „.....			2,900	0	5
— 337,500	antiglaciális „.....			8,800	413	

(A II. táblázat folytatása)

A klímatispus kezdete	Szoláris klímatispus	Százaz hideg nyár	Jégcsúnc	A klímatispus tartama	Amplitudó kánoni egységben	A lész rozsdás övének száma
—342,500	szubtrópusi jégmentes	105,900		5,000	0	
—346,700	glaciális			4,200	50	
—355,300	szubarktikus			8,600	100	
—362,600	MR ₂ glaciális			7,300	300	
—364,700	szubtrópusi			2,100	0	
—370,800	antiglaciális			6,100	405	
—374,700	antiglaciális eljegesedve			3,900		
—382,600	szubtrópusi			7,900	200	
—384,700	glaciális			2,100	270	
—394,600	szubarktikus			9,900	270	
—404,000	MR ₁ —M ₂ glaciális	9,400	331			
—405,800	szubarktikus	1,800	0			
—411,300	antiglaciális	5,500	214			
—419,200	szubtrópusi	7,900	200			
—426,200	antiglaciális	7,000	235			
—428,500	szubarktikus	2,300	0			
—438,800	M ₂ glaciális	10,300	529			
—447,600	szubarktikus	8,800	207			
—449,000	antiglaciális	1,400	0			
—460,700	szubtrópusi	11,700	216			
—466,400	antiglaciális	5,700	481			
—470,300	szubarktikus	3,900	50			
—476,700	M ₁ glaciális	6,400	601			
—480,700	M ₁ glaciális jégmentes	4,000				
—488,500	szubarktikus	7,800	339			
—491,800	antiglaciális	3,300	100			
—562,900	szubtrópusi	11,100	145			
—507,800	antiglaciális	4,900	150			
—517,500	szubarktikus	9,700	200			
—528,400	GM glaciális	10,900	200			
—531,000	szubtrópusi	2,600	0			
—538,000	antiglaciális	7,000	409			
—543,000	antiglaciális eljegesedve	5,000				
—546,100	szubtrópusi	3,100	0			
—548,100	G ₂ glaciális	2,000	479			
—553,700	G ₂ glaciális jégmentes	5,600				
—564,200	szubarktikus	10,500	365			
—567,400	glaciális	3,200	460			
—574,900	szubtrópusi	7,300	498			
—579,700	antiglaciális	5,000	715			
—585,000	antiglaciális eljegesedve	5,300				
—587,500	szubtrópusi	2,500	0			
—590,100	G ₁ glaciális	2,600	550			
—595,100	G ₁ glaciális jégmentes	5,000				
—600,000	szubarktikus	4,900	200			

klímatispusok sorrendje nem lesz hibás. Az amplitudók területén is más körülmények kerülnek előtérbe s az esetleges kisebb hibák elhanyagolhatók lesznek.

A III. táblázatban közöljük a Pilgrim-féle kiegészített táblázatot. Ebből a szoláris klímatispus-naptár egyszerűen levezethető oly módon, hogy kiemeljük mindazokat az évszámokat, ahol Δe , vagy Δ ($e \sin \pi$) az előjelét változtatta, vagyis az időtengelyt met-

III. táblázat

Pilgrim táblázata a pliocénvégi 400,000 évről kiegészítve az $\varepsilon = 23^{\circ}17'$ -hez és a $\pi = 180^{\circ}$ és 360° -hoz tartozó évszámokkal

Évszám 0 = i. u. 1800	ε	$\Delta \varepsilon$		e	π	$\Delta (e \sin \pi)$	
		-	+			-	+
—600,000	22°46'	—		0,0270	252°	—	+
—603,200		—			180°	—	+
—604,900	23°17'	—	+			—	
—605,000	23°18'		+	0,0208	154°	—	
—608,100	23°37'		+	0,0177	90°	—	
—610,000	23°48'		+	0,0159	51°	—	
—612,900			+		360°	—	+
—615,000	23°55'		+	0,0135	298°	—	+
—616,200	23°54'		+	0,0134	270°	—	+
—620,000	23°47'		+	0,0146	183°	—	+
—620,900			+		180°	—	+
—624,400	23°22'		+	0,0177	90°	—	
—624,800	23°17'	—	+			—	
—625,000	23°19'	—		0,0181	72°	—	
—628,600		—			360°	—	+
—630,000	22°52'	—		0,0229	337°	—	+
—633,500	22°47'	—		0,0263	270°	—	+
—635,000	22°47'	—		0,0278	241°	—	+
—638,400		—			180°	—	+
—640,000	22°55'	—		0,0320	148°	—	
—643,200	23°10'	—		0,0335	90°	—	
—644,900	23°17'	—	+			—	
—645,000	23°18'		+	0,0343	57°	—	
—647,900			+		360°	—	+
—650,000	23°39'		+	0,0356	328°	—	+
—653,300	23°49'		+	0,0362	270°	—	+
—655,000	23°42'		+	0,0363	239°	—	+
—657,900			+		180°	—	+
—660,800	23°17'	—	+	0,0361	150°	—	
—663,900	22°20'	—		0,0356	90°	—	
—665,000	22°19'	—		0,0354	59°	—	
—667,800		—			360°	—	+
—670,000	22°54'	—		0,0340	327°	—	+
—673,100	22°59'	—		0,0322	270°	—	+
—675,000	22°52'	—		0,0312	238°	—	+
—677,800		—			180°	—	+
—680,000	23°01'	—		0,0281	138°	—	
—682,500	23°13'	—		0,0270	90°	—	
—683,000	23°17'	—	+			—	
—685,000	23°25'		+	0,0259	41°	—	
—687,000			+		360°	—	+
—690,000	23°47'		+	0,0244	303°	—	+
—691,700	23°49'		+	0,0242	270°	—	+
—695,000	23°49'		+	0,0241	203°	—	+
—696,500			+		180°	—	+
—700,000	23°39'		+	0,0252	104°	—	
—700,700	23°35'		+	0,0256	90°	—	
—702,000	23°17'	—	+			—	
—705,000	23°09'	—		0,0276	6°	—	
—705,600		—			360°	—	+
—710,000	22°42'	—		0,0306	270°	—	+
—714,600		—			180°	—	+
—715,000	22°37'	—		0,0335	176°	—	

(A III. táblázat folytatása)

Évszám 0 = i. u. 1800	ε	$\Delta \varepsilon$ - +	c	π	$\Delta (c \sin \pi)$ - +
-719,700	22°49'	—	0,0360	90°	—
-720,000	22°50'	—	0,0362	83°	—
-724,300	23°17'	— +			—
-724,900	23°15'	+ +	0,0370	360°	— +
-725,000	23°22'	+ +	0,0385	354°	— +
-729,800	23°51'	+ +	0,0402	270°	— +
-730,000	23°52'	+ +	0,0402	266°	— +
-734,900		+ +		180°	— +
-735,000	23°58'	+ +	0,0411	179°	—
-740,000	23°49'	+ +	0,0409	93°	—
-740,200	23°49'	+ +	0,0409	90°	—
-745,000	22°38'	+ +	0,0398	5°	—
-745,400		+ +		360°	—
-747,500	23°17'	— +			— +
-750,000	22°53'	—	0,0376	278°	— +
-750,500	22°52'	—	0,0373	270°	— +
-755,000	22°40'	—	0,0343	190°	— +
-755,900	22°29'	—		180°	— +
-760,000	22°40'	—	0,0300	103°	—
-760,800	22°43'	—	0,0292	90°	—
-765,000	23°01'	—	0,0247	17°	—
-765,900		—		360°	— +
-770,000	23°17'	— +		350°	— +
-770,200	23°29'	+ +	0,0186	288°	— +
-771,000	23°33'	+ +	0,0169	270°	— +
-775,000	23°50'	+ +	0,0103	200°	— +
-776,000		+ +		180°	— +
-780,000	23°59'	+ +	0,0044	96°	—
-780,100	23°58'	+ +	0,0043	90°	—
-782,300		+ +		360°	—
-784,500	23°41'	+ +	0,0023	270°	— +
-785,000	23°39'	+ +	0,0048	248°	— +
-788,500		+ +		180°	— +
-790,000	23°12'	+ +	0,0128	145°	—
-791,000	23°17'	— +			—
-792,800	22°59'	—	0,0173	90°	—
-795,000	22°49'	—	0,0206	47°	—
-798,100		—		360°	— +
-800,000	22°38'	—	0,0295	326°	— +
-803,200	22°50'	—	0,0348	270°	— +
-805,000	22°58'	—	0,0378	238°	— +
-806,000	23°17'	— +			— +
-808,300		+ +		180°	— +
-810,000	23°25'	+ +	0,0455	152°	—
-813,700	23°37'	+ +	0,0501	90°	—
-815,000	23°41'	+ +	0,0517	67°	—
-818,200		+ +		360°	— +
-820,000	23°46'	+ +	0,0568	343°	— +
-824,300	23°31'	+ +	0,0605	270°	— +
-825,000	23°28'	+ +	0,0611	257°	— +
-827,900		+ +		180°	— +
-828,100	23°17'	— +			— +
-830,000	23°06'	—	0,0641	170°	—
-834,400	22°58'	—	0,0653	90°	—
-835,000	22°57'	—	0,0654	84°	—
-839,900		—		360°	— +

(A III. táblázat folytatása)

Évszám O = i. u. 1800	ε	$\Delta \varepsilon$		e	π	$\Delta (e \sin \pi)$	
		-	+			-	+
-840,000	22°57'	—		0,0653	287°		+
-845,000	23°10'	—		0,0635	271°		+
-845,100	23°11'	—		0,0634	270°		+
-847,000	23°17'	—	+				+
-850,000	23°28'		+	0,0600	185°		+
-851,100			+		180°	—	+
-855,000	23°38'		+	0,0550	100°	—	
-855,600	23°29'		+	0,0542	90°	—	
-860,000	23°40'		+	0,0486	15°	—	
-861,300			+		360°	—	+
-865,000	23°27'		+	0,0409	290°		+
-866,200	23°22'		+	0,0387	270°		+
-868,000	23°17'	—	+				+
-870,000	23°08'			0,0321	206°		+
-872,000		—			180°	—	+
-875,000	22°49'	—		0,0216	117°	—	
-876,900	22°42'	—		0,0182	90°	—	
-880,000	22°40'	—		0,0127	44°	—	
-885,000	23°00'	—		0,0043	8°	—	
-888,000	23°17'	—	+			—	
-890,000	23°28'		+	0,0099	7°	—	
-890,700			+		360°	—	+
-895,000	23°54'		+	0,0196	294°		+
-896,000	24°03'		+	0,0226	270°		+
-900,000	24°07'		+	0,0291	214°		+
-902,500			+		180°	—	+
-905,000	23°41'		+	0,0378	131°	—	
-907,500	23°24'		+	0,0417	90°	—	
-909,000	23°17'	—	+			—	
-910,900	23°05'	—		0,0456	46°	—	
-912,700		—			360°	—	+
-915,000	22°38'	—		0,0521	320°		+
-917,900	22°27'	—		0,0550	290°		+
-920,000	22°26'	—		0,0572	232°		+
-922,200		—			180°	—	+
-925,000	22°50'			0,0607	145°		
-928,200	23°11'	—		0,0619	90°	—	
-929,000	23°17'	—	+			—	
-930,000	23°23'		+	0,0626	58°	—	
-933,500			+		360°	—	+
-935,000	23°49'		+	0,0629	333°		+
-938,600	24°01'		+	0,0621	270°		+
-940,000	24°02'		+	0,0617	247°		+
-944,900			+		180°	—	+
-945,000	23°49'		+	0,0592	162°	—	
-949,300	23°29'		+	0,0559	90°	—	
-950,000	23°25'		+	0,0554	78°	—	
-953,000	23°17'	—	+			—	
-954,100		—			360°	—	+
-955,000	22°59'	—		0,0504	351°		+
-959,600	22°40'	—		0,0448	270°		+
-960,000	22°39'	—		0,0444	263°		+
-964,700		—			180°	—	+
-965,000	22°43'	—		0,0377	174°	—	
-969,700	22°59'	—		0,0308	90°	—	
-970,000	23°00'	—		0,0305	85°	—	

(A III. táblázat folytatása)

Évszám 0 = i. u. 1800	ϵ	- J s +		e	π	$\Delta (e \sin \pi)$	
		-	+			-	+
-972,000	23°17'	-	+			-	
-974,900			+				+
-975,000	23°30'		+	0,0228	360°		
-979,600	23°53'		+	0,0161	270°		+
-980,000	23°55'		+	0,0156	263°		+
-983,500			+		180°	-	+
-985,000	23°53'		+	0,0093	145°	-	
-987,200	23°46'		+	0,0069	90°	-	
-990,000	23°36'		+	0,0059	21°	-	
-993,400	23°17'	-	+	0,0059	360°	-	+
-994,200	23°09'	-		0,0084	270°		+
-995,000		-			248°		+
-998,600	23°03'	-		0,0095	180°	-	+
-1.000,000	22°37'	-		0,0150	145°	-	

IV. táblázat

Pliocénvégi szoláris klimatípus-kalendárium -600,000-től -1,000,000 évig

A klimatípus kezdete	Szoláris klimatípus	A klimatípus tartama	A klimatípus kezdete	Szoláris klimatípus	A klimatípus tartama
-603,200	szubarktikus (töredék)	3,200	-788,500	antiglaciális	6,200
-604,900	glaciális	1,700	-791,500	szubtrópusi	3,000
-612,900	szubtrópusi	8,000	-798,100	glaciális	6,600
-620,900	antiglaciális	8,000	-808,000	szubarktikus	9,900
-624,800	szubtrópusi	3,900	-818,200	szubtrópusi	10,200
-628,600	glaciális	3,800	-827,900	antiglaciális	9,700
-638,400	szubarktikus	9,800	-839,900	glaciális (staufenbergi)	12,000
-644,900	glaciális (dunai ₁)	6,500	-847,000	szubarktikus	7,100
-647,900	szubtrópusi	3,000	-851,100	antiglaciális	4,100
-657,900	antiglaciális	10,000	-861,300	szubtrópusi	10,200
-660,000	szubtrópusi	2,100	-868,000	antiglaciális	6,700
-667,800	glaciális (dunai ₂)	7,800	-872,100	szubarktikus	4,100
-677,800	szubarktikus	10,000	-888,000	glaciális	15,900
-683,000	glaciális	5,200	-890,700	szubtrópusi	2,700
-687,000	szubtrópusi	4,000	-902,500	antiglaciális	11,800
-696,500	antiglaciális	9,500	-909,000	szubtrópusi	6,500
-702,000	szubtrópusi	5,500	-912,700	glaciális	3,700
-705,600	glaciális	3,600	-922,100	szubarktikus	9,400
-714,600	szubarktikus	9,000	-929,600	glaciális (otto-beureni)	7,500
-724,300	glaciális (dunai ₂)	9,700	-933,500	szubtrópusi	3,900
-724,900	szubtrópusi	600	-944,900	antiglaciális	11,400
-735,000	antiglaciális	10,100	-953,000	szubtrópusi	8,100
-745,400	szubtrópusi	10,400	-954,100	glaciális	1,100
-747,500	antiglaciális	2,100	-964,700	szubarktikus	10,600
-755,900	szubarktikus	8,400	-972,000	glaciális	7,300
-765,900	glaciális (dunai ₁)	10,000	-974,900	szubtrópusi	2,900
-772,000	szubarktikus	6,100	-983,500	antiglaciális	8,600
-776,000	antiglaciális	4,000	-993,000	szubtrópusi	9,500
-782,300	szubtrópusi	6,300	-1,000,000	szubarktikus	7,000

szette. Ezeknek az évszámoknak kikeresését segíti elő az előjelek külön rovata. Így jön létre a IV. táblázat, mely a pliocénvégi szoláris klímátípus-naptárt mutatja.

Pliocénvégi szoláris klímátípus-naptárunk sorrend szempontjából teljesen egyezik Milankovicsnak a Math. Klimalehrében [7, 150. o. 16. ábr.] közölt besugárzási görbéjével, de az amplitudók értékében különbségek mutatkoznak. Milankovics ugyanott az előző lapon be is ismeri, hogy ezen a területen már kevésbé pontosak számítási eredményei. Mi csak Pilgrimre támaszkodtunk, eredményeink valószínűleg közelebb esnek a valósághoz.

Ennél sokkal lényegesebb Milankovics felismerése a gүнzi szakasz előtti besugárzási görbére vonatkozóan. Ez a görberész egészen más jelleget vesz föl a negyedkori [7, 149. o.] besugárzási görbéhez képest: »Mit dem Fortschreiten über das Gүнzstadium nimmt die Strahlungskurve ein verändertes Aussehen an«.

De hogy miben áll ez a nevezetes változás, azt részletesebben nem közli és valószínűleg nem is foglalkozott vele tovább, különben már régen felismerte volna az »új probléma« megoldásához vezető utat.

5.

Ha először azt vizsgáljuk, hogy a négyféle szoláris klímátípus a negyedkor, illetve a pliocénvégi időszak alatt milyen kulcs szerint osztozkodott az egész időtartamon, nem találunk semmi különbséget. Itt is, ott is körülbelül egyenlő időtartammal részesedett a négyféle klímátípus.

A negyedkor 600,000 évének megoszlása a 4 szoláris klímátípus között

22 glaciális klimakilengés	összesen	156,500 év időtartammal,		
20 szubtrópusi	»	150,500 »	»	»
20 antiglaciális	»	134,900 »	»	»
23 szubarktikus	»	158,100 »	»	»
85 típus	összesen	600,000 »	»	»

A pliocénvégi 400,000 év megoszlása a 4 szoláris klímátípus között

15 glaciális klimakilengés	összesen	102,400 év időtartammal		
18 szubtrópusi	»	100,800 »	»	»
13 antiglaciális	»	102,200 »	»	»
12 szubarktikus	»	94,600 »	»	»
58 típus	összesen	400,000 »	»	»

A négyféle klímátípusnak megközelítőleg egyöntetű részesedése az egész időtartamban érthető is, mert sem az ϵ , sem az $(e \sin \pi)$ periódusában változás nem állt be. Előjeleik tehát egyforma ritmussal váltogatták egymást.

Ha azonban a glaciális kilengések amplitudóit hasonlítjuk össze, vagyis a hideg nyarak sorozatai után kutatunk, nagy különbség mutatkozik a negyedkor és a pliocénvégi időszak glaciális kilengései között.

A negyedkorban létrejött 22 glaciális klímakilengés közül 9 ütötte meg a Köppen-féle küszöbértéket. A kialakult jégtakaró peremén, Európa nyugati partjaitól az Uralig létrejön a periglaciális és az álperiglaciális öv, végbemegy a köppeni klímaforradalom. Száraz-hideg klíma alakul ki. Az álperiglaciális övet száraz-hideg sztyepp, mezőség borítja. A klímaforradalom mindaddig tart, míg egy megfelelő erősségű antiglaciális kilengés a skandináv jégtakarót el nem pusztítja. Az antiglaciális kilengés jégpusztító hatását egyrészt forró nyarai, másrészt hideg telei magyarázzák.

Ezzel szemben a pliocénvégi 15 glaciális klímakilengés közül egyetlenegy sem ütötte meg a Köppen-féle küszöböt. Így, a csak belföldi jégthatásra előálló klímaforradalom nem jöhetett létre.

Az senkit se hozzon zavarba, hogy az irodalomban az 5 legjellemzőbb pliocénvégi alpi eljegesedésnek is »jégkorszak« nevet adnak — ottobereuni, staufenbergi, dunai₁, dunai₂, dunai₃ szakaszok — mert ezek valójában csak »alpi« eljegesedések voltak. Klímaforradalmat, tehát »jégkorszakot« egyik sem idézett elő.

Az Atlanti-óceán felől áramló nedves légtömegek a negyedkori jégkorszakokban a Földközi-tenger vidékére szorultak le (»pluviális öv«). Az északkelet felől érkező száraz-, hideg levegőtömegek pedig ettől északra állandósították uralmukat s száraz-hideg klímát alakítottak ki (»álperiglaciális«) öv.

A negyedkor és a pliocénvége közötti nagy különbség abból tűnik ki, hogy a negyedkor 600,000 évéből 270,000 év belföldi jégthatás alatt állt, s csak 330,000 éven át volt az Atlanti óceán nedves levegőjének szabad bejárata Európában. Ezzel szemben a pliocénvégi 400,000 év alatt szabad út állt az Atlanti-óceán nedves levegőtömegei előtt.

6.

A pliocénvége és a negyedkor között mutatkozó nagy különbségnek fizikai magyarázata abban áll, hogy a negyedkorban a Nap sugárzásából származó hőmennyiségnek jelentékeny hányada veszendőbe ment a skandináv jégtakaró sok millió köbkilométerének fölépítésére, majd annak elolvasztására. Amíg a nagy északi jégtakaró fennállt, hatását a nehézségi erővel karöltve fejtette ki, s ez a periglaciális övön körülbelül háromszor olyan erős volt, mint a Nap melege. A glaciális kilengés tízezer éven át nagy területen gyűjtögette össze azt az erőtartalékot, melyből a belföldi jégthatás kis területen táplálkozott. A nagy jégtakarók elpusztításánál a napsugárzásnak újból tekintélyes hányada ment veszendőbe.

A napsugárzási energiának efféle elpazarolása a pliocénben ismeretlen volt. Ha a pliocénvégi flórát és faunát összehasonlítjuk a negyedkorival, olyan benyomást kapunk, mintha a pliocénvége melegebb időszak lett volna. Ha a troposzféra alsó rétegére ez helytálló is, mégsem szabad ebből olyan következtetést vonni, hogy a szoláris állandó — 2 gr kal/cm² min — nagyobb érték lett volna, mert az bizonyosan sokkal hosszabb időkre is változatlan mennyiség volt és lesz.

Az enyhébb klíma benyomását a pliocén végén jórészt az teszi, hogy nem lévén belföldi jégthatás a glaciális és szubtrópusi kilengések, különösen, ha egymást követték, egymást támogatták is. Mind a két típusra nézve jellemző, hogy a nyaruk nem volt túl forró, a telük pedig nem volt túl szigorú. Kettőjük között a különbség csak abban áll, hogy a glaciálisnál a nyár hűvössége nagyobb volt, mint a tél enyhésége, — a szubtrópusi kilengésnél ellenben a tél enyhésége felülmúlta a nyár hűvösségét. A glaciális és szubtrópusi típusok együttműködése 20,000 éven át fokozza azt a benyomást, mintha a pliocénvégi klíma általában melegebb lett volna a mainál.

7.

Mi volt az oka annak, hogy a pliocénvégi glaciális kilengések közül egy sem érte el a Köppen-féle küszöbértéket?

Ha erre a kérdésre választ akarunk kapni, vissza kell nyúlnunk a háborgatási számítás alapjai közé.

Milankovics 1930-ban [10] a negyedkorról tartott előadásában feltette a kérdést, »vajon a bolygók pályasíkjainak egymáshoz képest való fekvése a távoli csillagászati múltban ugyanaz volt-e mint ma?« Feltette a kérdést, de nem felelt rá, mert — 650,000 évnél abbahagyta a számítását. Addig viszont nem juthatunk előbbre, míg ezt a kérdést kielégítően meg nem válaszoljuk.

Véleményünk szerint a helyes válasz a következő:

A Naprendszer a negyedkor előtt »normális« állapotban leledzett. A bolygók pályasíkjai egymáshoz képest kevésbé hajlottak el, a felszálló csomópontok nem voltak egy, ún. »kedvezményes« körnegyedbe összsűfolva. Ennek megfelelőleg a Földpálya síkjának ingadozása is kisebb volt s a háborgatási erőből több esett a középpontkívüliségben előálló változásokra.

A negyedkor kezdetével a Naprendszer »abnormális« állapotba került. A bolygók pályasíkjainak a Naprendszer alapsíkjához képest való elhajlásai felényivel megnöttek, a felszálló csomópontok egy meghatározott »kedvezményes« negyedbe tömörültek s minthogy ez a háborgató erőnek nagyobb hányadát vette igénybe, kevesebb jutott belőle középpontkívüliségünk változtatására.

A Naprendszeren belül észlelhető két állapotnak azért adtuk a »normális« és »abnormális« nevet, mert az elsőnek időtartama sokkal hosszabb volt, mint amilyen a második állapot időtartama lesz; azonkívül pedig a Föld felszálló csomópontja jelenséggörbéjének a távoli múltban fogalmához, $tg \theta = \frac{p}{q}$, képest tangens-görbe alakja volt, míg a negyedkor kezdete óta ez a jelenséggörbe fűrészvonal alakot öltött, mely egy meghatározott körnegyedre keletkezett s ezáltal a jégkorszakok létrejöttét biztosítja.

A glaciális kilengések sikere attól függ, hogy azok megütötték-e a Köppen-féle küszöbértéket, tehát most erre a kérdésre kell áttérnünk.

8.

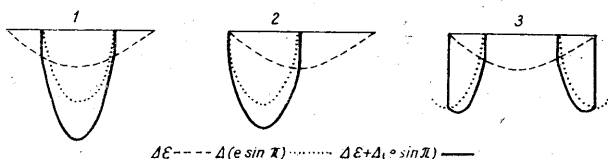
Ha ezt a kérdést helyesen akarjuk megoldani, mindenekelőtt nehezményoznünk kell azt a módszert, ahogyan Milankovics a Math. Klimalehre [7] című művében ezt a küszöbértéket kiszámította és ábrázolta. Milankovics először gr kalóriákra számította ki a határértéket, később ezt a szélességi körökre redukálta. A 65° földrajzi szélességre a Köppen-féle küszöbérték jelenséggörbéje az időtengellyel párhuzamosan a 68° szélességen szalad mint egyenes. [7, 140—141. o.] Ezt a felfogást nem lehet elfogadni.

A Köppen-féle küszöbérték Penck-féle alappillérünk miatt elsősorban attól függ, hogy az illető glaciális kilengés kezdetekor Skandináviában mekkora tartalék jégtakaró állott mint »ugródeszka« rendelkezésünkre. Ha akkora jégtakaró feküdt ott, amely a klímaforradalom fönntartására már nem volt elegendő, de azt megközelítette, már gyengébb glaciális interferencia is elég eljegesedett állapot felidézésére. Ha jégtartalék nem létezett, akkor a $\Delta \varepsilon$ és $\Delta (e \sin \pi)$ hullámvölgyeinek jól kellett találkozniok s különösen a $\Delta \varepsilon$ -nak elég jó értékkel kellett bírnia, hogy ebből egy új jégkorszak keletkezhesék.

A küszöbérték görbéje tehát semmi esetre sem lehet az időtengellyel párhuzamosan futó egyenes. Soergel [13] számításai a jégtakaró kiterjedését a jégmentes időszakban is nyomonkövették. Ilyen alapon ezt az első feltételt pontosan meg lehetne adni. Soergel azonban csak ígérte, hogy majd nyilvánosságra hozza számítási módszerét, de adós maradt vele [13]. Pedig helyes úton járhatott, mert leközölt eljegesedési görbéje a günz-inindel-riss és würm szakaszon hibátlan, a »nagy« interglaciálisra és a R-W interglaciálisra vonatkozó görberész ezzel szemben teljesen hibás.

A köppeni küszöbérték elérése másodsorban az interferencia módjától függ. A $\Delta\varepsilon$ hullámzása általában igen szabályos lefolyású. Teljes periódusa 40,000 év, a hullámvölgye hossza 20,000 év. A $\Delta(e \sin \pi)$ periódusa nem ilyen egyenletes, hullámvölgyei többnyire 10—11,000 évre rúgtak.

Ha a $\Delta(e \sin \pi)$ hullámvölgye a $\Delta\varepsilon$ hullámvölgyével egybeesett, jó interferencia létesült; mind a két összetevő maximális értékeivel érvényesült benne.



1—3. ábra. 1: jó, 2: közepes, 3: rossz interferencia.

1: Хорошая интерференция, 2: Средняя интерференция, 3: Нехорошая интерференция
Fig. 1—3. 1: Günstige Interferenz, 2: durchschnittliche Interferenz, 3: ungünstige Interferenz

Ha a $\Delta(e \sin \pi)$ hullámvölgye a $\Delta\varepsilon$ hullámvölgyének szélére esett, bár az interferencia időtartama ugyanolyan hosszú lett, mint az előbbi esetben, a $\Delta\varepsilon$ már csak felényivel érvényesült, mivel a magas északon a $\Delta\varepsilon$ a döntő tényező, a létrejött interferencia általában már nem üthette meg a köppeni küszöbértéket, (hacsak a skandináv »ugródeszka« nem volt igen jelentékeny).

Ha a $\Delta(e \sin \pi)$ hullámvölgye csak részben esett a $\Delta\varepsilon$ völgyébe, akkor már az interferencia időtartama is lecsökkent s az összetevők amplitudójának javarésze kárba veszett.

Az interferenciák háromféle típusát sematikusán az 1—3. ábra mutatja

Mind a három ábra ugyanolyan értékű $\Delta\varepsilon$ és $\Delta(e \sin \pi)$ völgy interferenciáját mutatja. A vonalkázott görbe a $\Delta\varepsilon$ hullámvölgye, a pontozott görbe a $\Delta(e \sin \pi)$ hullámvölgye. A két görbe ordinátáinak összege adja a besugárzási görbét, melyet a kihúzott vonal ábrázol.

Az első ábra jó interferenciát mutat, ahol mind a két összetevő teljes amplitudójával érvényesült; időtartama $e - e' = 10,000$ év volt. Hogy a küszöbértéket megütötte-e, az attól függ, elég volt-e főleg a $\Delta\varepsilon$ amplitudója, mert északfelé ennek a tényezője, ΔW_s növekszik. A $\Delta(e \sin \pi)$ amplitudója kevésbé fontos, mert annak földrajzi tényezője, m , észak felé csökken s a skandináv jégtakaró kifejlésztésénél kevésbé hatékony mint a $\Delta\varepsilon$.

1,000,000 éven belül a legjobb glaciális interferencia a —234,000 évben kulminált R_1 volt, ahol a $\Delta\varepsilon$ értéke $-1,315^\circ$, az interferencia időtartama pedig 11,000 év volt. A pliocén végének legerősebb interferenciája a staufenbergi volt: —840,000-ben kulminált, 12,000 év időtartammal, de mégsem érte el a köppeni-küszöbértéket, mert a $\Delta\varepsilon$ értéke csak $-0,333^\circ$ volt, azonkívül még ez is csak gyengén érvényesült, mert az interferencia módja a 2. ábrára emlékeztetett.

Igen gyakori a 3. ábrán szemléltetett interferálási mód, ahol a $\Delta\epsilon$ hullámvölgyén két Δ ($e \sin \pi$) hullámvölgy osztózkodott, pl. MR_2 , MR_3 , MR_4 .

Azzal, hogy Milankovics a ΔW_s -nek és az m -nek más és más értéket adott, a jó, közepes és rossz interferencia még nem nyert mérlegelést, mert a fenti 3 esetben azonos hatásfokú $\Delta\epsilon$ és $\Delta(e \sin \pi)$ interferál, mégis jobb, közepes és gyenge lett az interferencia eredménye. Az interferenciáknak a küszöbérték szempontjából való megítélésénél tehát a gyengébb interferenciák hatékonysági fokát bizonyos százalékkal még külön csökkenteni kell.

Végül a légkör szennyezettségét is tekintetbe kell venni. A »normális« időkben az interglaciálisok után, mikor a beerdősödött földrészek fölött kevésbé és ritkábban voltak a magas légrétegek beszennyezve, nehezebb volt valamely glaciális interferenciának a Köppen-féle küszöbértéket elérnie, mint a negyedkori jégkorszakok második-harmadik tagozatának, mikor ezek kifejlődésének a szennyezett magas légrétegek is segítettek.

Mindez azt bizonyítja, hogy a Köppen-féle küszöbérték gr kalóriákban vagy kánoni egységekben kifejezve esetről-esetre változó érték s azt esetről-esetrel külön kell elbírálni. A glaciális interferenciának általában 450—500 kánoni egységre volt szüksége, hogy a köppeni küszöböt elérhessék.

9.

A pliocén végével a Naprendszerben rendellenesség következett be. Valamennyi főbolygó felszálló csomópontja egy környegyedbe csoportosult. Kifejlődött az úgynevezett »kedvezményes« környegyed.

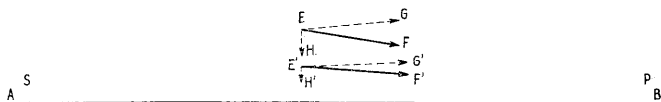
Ha a Naprendszerről olyan áttekintési táblázatot nézünk, mint amilyen a csillagászati tankönyvekben vagy lexikonokban általában használatos, azonnal feltűnik, hogy a főbolygók felszálló csomópontjai mind egyetlen környegyedben fekszenek. Ez a környegyed a tavaszponttól mérve a 45° — 135° hosszúságok közé esik, ami az állatöv csillagképei között a Bika, Ikrek és Rák környegyedét jelenti.

Ezt a feltűnő tényt a legjobb csillagászati tankönyvek is agyonhallgatják, mintha valami semmitmondó véletlenség volna. Pedig ezzel áll összefüggésben, hogy a negyedkor kezdete óta a főbolygók pályasíkjai ma felényivel nagyobb elhajlásokban fekszenek egymáshoz képest, mint korábban. Ennélfogva a háborgatási erőnek az az összetevője, mely az ekliptika síkjára merőlegesen hat, nagyobb lett, az az összetevője, mely az ekliptika síkjában hat és a középpontkivüliség változandóságát okozza, megfoghatkozott.

Ha csak a 8 főbolygót tekintjük, a Naprendszer egy igen lapos alakú képződmény, melyet kicsinyítve egy tortásdobozba be lehetne csomagolni. Ha ennek a tortásdoboznak sugarát 20 cm-re vesszük, magasságul elég lenne 1—2 cm, mert a Neptun inklinációja csak $1^\circ 47'$, s a többi főbolygó középtávolsága a Naptól már annyival kisebb, hogy a háborgatás folytán elérhető legmagasabb inklinációikkal is kényelmesen elférnének benne.

Ha a Naprendszer alapsíkjára egy merőleges rajzsíkot fektetünk, úgy hogy az keresztülmenjen a Napon és a Földet háborgató 7 főbolygó közös súlypontján, és megvárjuk, míg a Föld évi keringése közben ezt a rajzsíkot metszi, akkor a háborgató erőnek a Föld pályasíkjára gyakorolt hatásáról a következő képet nyerjük:

Legyen AB az az egyenes, amelyben a mi rajzsíkjunk a Naprendszer alapsíkját metszi. A-felé nagy távolságban fekszenek a Nap, S, és B felé P, a többi 7 főbolygó közös súlypontja. Akkor a háborgatási erő, amely az E pontban levő Földre hat, EF lesz.



4. ábra. A háborgató erőnek a Föld pályáskjára gyakorolt hatása

Риз. 4: Влияние зилы возмущения на орбиту Земли.

Fig. 4. Wirkung der Störungskraft auf die Bahnebene der Erde

Ezt az EG és EH összetevőkre lehet bontani, mikoris EG a Föld pályájának excentricitását akarja növelni, EH pedig a Föld pályájának eredeti inklinációját fogja megváltoztatni.

A háborgatás folytán egyszer a Föld E' pontba fog kerülni s itt a háborgató erő E'G' és E'H' összetevőkre bomlik. Minthogy a G'E'F' szög kisebb mint a GFH szög, azért az E'H' összetevő kisebb lesz mint az EH volt. Az E'G' összetevő pedig valamivel nagyobb lesz, mint az EG volt.

Ha felrajzoljuk a $\Delta \varepsilon$ és Δ ($e \sin \pi$) jelenséggörbéjét külön a pliocénvégi 400,000 évről és a negyedkor 600,000 évről, ezek összehasonlítása szemlátomást mutatja, hogy a $\Delta \varepsilon$ játéka a negyedkorban megnőtt, a Δ ($e \sin \pi$) játéka ellenben lecsökkent.

10.

Vannak tehát olyan időszakok, mikor a háborgató erőn való első osztozkodásnál kevesebb jut az ε -ra és több az e-re, és vannak más időtájak, hol az első osztozkodásnál

V. táblázat

Az ε maximális és minimális értékei			
a pliocén végéről		a negyedkorból	
maximum	minimum	maximum	minimum
23° 55'	22° 37'	24° 06'	22° 34'
24° 02'	22° 39'	24° 06'	22° 25'
24° 07'	22° 26'	23° 53'	22° 37'
23° 40'	22° 40'	24° 05'	22° 38'
23° 46'	22° 57'	24° 15'	22° 22'
23° 59'	22° 38'	24° 16'	22° 18'
23° 58'	22° 39'	24° 11'	22° 18'
23° 49'	22° 37'	24° 02'	22° 31'
23° 43'	22° 51'	24° 28'	22° 22'
23° 55'	22° 47'	24° 26'	22° 00'
238° 54'	226° 51'	24° 06'	22° 23'
		24° 18'	22° 24'
átlag	23° 53'	24° 18'	22° 15'
alapérték	23° 17'	24° 15'	22° 14'
játék	+ 0° 36'	24° 14'	22° 10'
		363° 08'	335° 31'
		átlag	24° 12'
		alapérték	23° 17'
		játék	+ 0° 55'
			—0° 55'

ε -ra jut több és az e -re marad kevesebb. Ezt a különbséget a III. sz. táblázatunkból, a Pilgrim-féle táblázatból is igazolni tudjuk.

Az ε periódusa, mint tudjuk, 40,000 év, tehát a pliocénvégi 400,000 évből 10 maximum és 10 minimum áll rendelkezésünkre. Éppen így a negyedkorból 15 maximumunk és 15 minimumunk van, melyek értékét a következő táblázatban hasonlítjuk össze.

Mint láthatjuk, a $\Delta\varepsilon$ játéka a pliocén végén csak $\pm 36'$ volt, míg a negyedkorban ez a játék $\pm 55'$ tett ki, vagyis a felényivel több lett.

A középpontkivüliségnek soha sincs negatív értéke. Itt csak a maximális értékeket tudjuk összehasonlítani. A pliocén végéről 4, a negyedkorból 7 maximumérték áll rendelkezésünkre :

VI. táblázat

A középpontkivüliség	
pliocénvégi maximumai	negyedkori maximumai
—	0,0522
—	0,0403
—	0,0221
0,0629	0,0360
0,0654	0,0462
0,0411	0,0407
0,0363	0,0196
0,2057, átlag 0,0514	0,2601, átlag 0,0371

Az excentricitás átlagos értéke tehát a pliocénvégi 0,0514-ről a negyedkorban 0,0371-re csökkent.

P e n c k új problémájának az az állítása, mintha a Föld pályaelemei mindig egyforma mértékben ingadoztak volna, tehát nem áll. A $\Delta\varepsilon$ játéka a negyedkorban felényivel nagyobb mint a pliocén végén. Az e játéka a pliocénben erősebb, a negyedkorban 514 : 371 arányban lecsökkent. Ez azt jelenti, hogy a ΔW s és m tényezők kapcsolatában, a pliocénban nehezebb lett volna egy glaciális kilengésnek a Köppen-féle küszöbértéket elérnie, mint a negyedkorban.

Ha P e n c k állítását úgy szövegezzük, hogy a mezozoikumban és harmadidőszak folyamán is ugyanolyan sűrűségben kellett glaciális kilengéseknek előfordulniuk, mint a negyedkorban, akkor elfogadható. Akkor azonban nem áll ellentétben a M i l a n k o v i c s elméletével. Glaciális kilengések a negyedkor előtt is voltak csakhogy ezek sohasem érték el a Köppen-féle küszöbértéket, ártatlan »alpi« eljegesedések voltak. Ugyanakkor Skandináviában is jelentkezett jégárelőnyomulás, de ezek kiterjedése klímaforradalom előidézéséhez nem volt elegendő.

Amerikáról szándékosan nem emlékezünk meg, mert ami Európára áll, az érvényes oda is s ha eljegesedési görbéje némileg más jelenséggörbét mutat, annak megvan a maga földrajzi oka.

Most áttérhetünk arra a csillagászati aggodalomra, melyet sokan hangoztattak a M i l a n k o v i c s-elmélet ellen, főleg a Köppen-Wegener-féle publikáció után, mivel az a Pilgrim-féle táblázatokra volt alapítva. P i l g r i m, S t o c k w e l l művében [14]

közzétett állandók és formulák alapján dolgozott, melyeknek epokája 1850. Stockwell a bolygók tömegeit és középtávolságait az 1860. évi tudásunk alapján használta. Ezek az értékek mai tudásunk szerint sok esetben kiigazításra szorulnak. Ezért Milankovics rávette Miskovicsot, hogy vezesse le a Föld változó pályaelemeit a modern bolygó-tömegek alapulvételével. Az 1930-ban megjelent Math. Klimalehre[7] már a Miskovics-féle táblázatok segítségével született meg.

Hogy a bolygók tömegére vonatkozó ismereteinket áttekinthessük, közöljük a Stockwell-, Miskovics- és a Strömgreen-féle tankönyv adatait (reciprok értékek, Nap = 1).

VII. táblázat.
A főbolygók tömegei

	Merkur	Vénusz	Föld	Mars	Jupiter	Sza- turnusz	Uránusz	Neptu- nusz
Stockwell	4,865.750	390.000	368.689	2,680.637	1.047	3.501	24,905	18.780
Miskovics	7,500.000	404.000	328.000	4,085.000	1.047	3.501	22.869	19.380
Strömgreen	10,000.000	408.000	332.270	3.093.500	1.047	3.501	22.869	19.700

Nem lehet tagadni, hogy a Merkúr tömegénél a Stockwell-féle érték valóban igen hibásnak látszik. Nem szabad azonban elefelejteni, hogy a Merkúr keringési ideje 88 nap s szinodikus találkozása a Földdel is csak 116 nap. Az a hiba tehát, ami ebből keletkezhet, csak egy 116, illetve 58 napos tremulációt jelent. Ezt a Merkúr tömegének csekély volta következtében, bátran elhanyagolhatjuk, ha százezerévekkel dolgozunk. A $\Delta \epsilon$ és Δ ($e \sin \pi$) hullámhegyei és hullámvölgyei is csak egy 116, illetve 58 napos ritmussal hamisodnak meg föl és le. A háborgatást jelenségörbén ábrázolva, legfeljebb a görbe vonal lesz valamivel vastagabb, de sem periódusa, sem amplitudója nem változik.

A többi bolygó tömegére vonatkozó eredmények között már távolról sincs olyan nagy különbség, mint a Merkurnál, sőt a legfontosabb Jupiter és Szaturnusznál teljes a megegyezés.

Megfontolásra késztet a Föld tömegének értéke. Ez természetesen sokszorosan érvényesül a saját pályaelemeinek kiszámításánál. A Föld tömegére vonatkozó adatok 12%-ig terjedő bizonytalanságot tartalmaznak.

Összehasonlításként csatoljuk az 1840 óta használatos értékeket:

VIII. táblázat

A Föld tömege viszonyítva a Nap tömegéhez

Időrendben			Csökkenő érték szerint		
1843	Leverrier	354.936	1891	Harzer	319.500
1850	Stockwell	368.680	1929	Spencer, Miskovics	328.000
1891	Harzer	319.500	1919	Bauschinger	329.350
1904	Pilgrim	335.172	1933	Strömgreen	332.270
1919	Bauschinger	329.350	1904	Pilgrim	335.172
1929	Spencer, Miskovics	328.000	1843	Leverrier	354.936
1933	Strömgreen	332.270	1850	Stockwell	368.680

Pilgrim Stockwell hibás értékét egy aránylag igen jó közepes értékre helyesbítette s ezért táblázata adatai, ha nem is tökéletesek, de ma is használhatók. Végleges érték még nem alakult ki, mert Miskovics 1929. évi értékét Strömgreen 1933-ban ismét változtatta! Ha a pliocén végét akarjuk vizsgálat alá venni, Miskovics táblázatát nem használhatjuk, mert az csak —650,000 évig terjed. Így érthetővé válik, hogy a pliocénvégi szoláris klímátípus-naptárt, mind a $\Delta\varepsilon$ és Δ (e sin π) értékeinek összehasonlítását (IV. és V. VI. tábl.) a Pilgrim-táblázat alapján szerkesztették.

Mindézek az összehasonlítások egybehangozón csak azt a tényt bizonyítják, hogy a negyedkorral változás állt be a Naprendszerben, amely a háborgatás jellegének módosulásában nyilvánult meg, de a változás okára nem vetnek világosságot. Nehézzé tette a kérdés boncolását a negyedkor alsó határának abszolút időpontban történő megjelölése. Mi a —600,000 év mellett döntöttünk, s a negyedkort a gúnzi eljegesedéssel kezdjük.

A negyedkor beköszöntésével a Naprendszerben beállt »abnormális« változást úgy jellemezhetjük, hogy azt a képzeletbeli lapos tortásdobozt, amelyet hasonlóképpen használtunk, magasabbra kellett alakítani, mert nemcsak a Földnél, hanem a többi bolygónál is nagyobb lett a háborgatás miatt az inklinációban megnyilatkozó ingadozás. A felszálló csomópontok egy körnegyedbe tömörültek. Ezt a jelenséget csak D e t r e említi, ugyanakkor bevallja, hogy okát nem ismerjük, hatása viszont ismert: jégkorszak csak olyankor keletkezett, ha a felszálló csomópont hossza 45° és 135° között volt (I. tábl. D. rovat).

12.

Ha ennek a negyedkori rendellenességnek fizikai oka felől tájékozódást akarunk szerezni, legelőször is a precessziót kell kiemelnünk a besugárzási görbe összetevőiből ε -ből és e -ből. Mert a precesszió nem sajátképpen való háborgatás, hanem luniszoláris jelenség. Csak a Hold és a Nap okozzák, a háborgató főbolygóknak ebbe alig ezreléknyi beleszólásuk van.

Ha a Föld alakja mértani gömb volna, nem pedig forgási ellipszoid, úgy precesszió nem is látszanék, de a háborgatás ugyanúgy folyna.

Az e sin π összetevőnél a precesszió kiemelése nem nehéz, mert $\pi = \bar{\omega} + \psi'$, ahol $\bar{\omega}$ az apsisvonal forgását jelenti, ψ' pedig a precessziót. A π periódusát és lefolyását ismerjük a Pilgrim-féle táblából. A ψ' periódusa is ismeretes. Stockwell és Pilgrim szerint 25,694 év, Miskovics szerint 25,685 év. A 9 év különbség elhanyagolható s így $\bar{\omega} = \pi - \psi'$. Vagyis megkaptuk az összetartozó e és $\bar{\omega}$ jelenséggörbéit.

Egészen más a helyzet ε -nál. Ebből a ψ' -t nem lehet ilyen egyszerűen kiemelni. Ha a ψ' jelenséggörbéjét direkt és retrográd irányban vonalkázva fölrajzoljuk 25,685 éves periódussal, melléje az ε jelenséggörbéjét pontozva és az ε' segédváltozó görbéjét kihúzva, annyit láthatunk, hogy mind az ε , mind az ε' jelenséggörbéi sokszor és hosszú ideig párhuzamosan vagy majdnem párhuzamosan futnak a ψ' görbéjével, de a Θ -hoz tartozói, vagyis az inklináció jelenséggörbéjét ebből még nem tudjuk felrajzolni.

Hogy ezt megszerkeszthessük, ahhoz a Lagrange-féle transzformációkhoz kell folyamodnunk. E szerint a p és q segédváltozók fogalma

$$p = \text{tgi sin } \Theta$$

$$q = \text{tgi cos } \Theta$$

amiből következik, hogy

$$\operatorname{tg} i = \sqrt{p^2 + q^2}$$

$$\operatorname{tg} \Theta = \frac{p}{q}$$

Nehézséget okoz, hogy Stockwell csak 8,000 évre számolt visszafelé, Pilgrim pedig egyáltalán nem közölte a p és q segédváltozók táblázatát. Így kénytelenek vagyunk a Miskovics-féle táblázathoz folyamodni. Miskovics más bolygó tömegekkel számolt s így éppen az ε -nál kisebb-nagyobb eltérések mutatkoznak Pilgrim-mel szemben, akihez nekünk lehetőleg ragaszkodnunk kell, mert csak az ő táblázata nyúlik bele a pliocénbe. Ha tehát az amplitudóknál itt-ott némi eltérés mutatkozik is, azon nem szabad fennakadni, mert a földolgot a »kedvezményes« környedet a Miskovics-féle táblázat is hiven mutatja, mint azt a 6. ábrából láthatjuk, ahol az i és Θ jelenség-görbéit közöljük.

Ugyanezen a mellékleten az i és Θ görbéit poláris koordináta-rendszer segítségével egyetlen görbévé egyesítettük, hol a Θ mutatja az irányt, az i a távolságot az epokális kezdőponttól. Az i és Θ ilyen ábrázolása igen tanulságos, mert a poláris jelenség-görbén mely a könnyebb áttekinthetőség kedvéért nyolc részletben lett lerajzolva, azonnal észre lehet venni, hogy sem a »kedvezményes«, sem a »megvetett« környegyedben magán a megtett úton semmiféle rendellenesség nincsen. Csak az epokális kezdőpont helye abnormális: nem áll a nagyjából kör alakú görbének középpontjában. A Θ -nak azok a feltűnő szakaszai, melyek mint »direkt« irányú szakaszok a »kedvezményes« környedet »létrehozták«, valójában nem is voltak »direkt« irányúak, mert a 6. ábrán I. részletnél az i értéke nem az XO hossz, hanem az 566—0 hossz felel meg; éppen úgy a II. részletnél az i értéke nem YO, hanem a 458—0 hosszának felel meg, s ugyanúgy érvényes ez a megállapítás a III. IV. V. és VIII. részletre vonatkozólag is.

Az i és Θ egyesített jelenség-görbéjét úgy is felfoghatjuk, mint az ekliptika sarkának a háborgatások folytán megtett útját, ahol a precessió mint külön jelenség szerepel.

A tavaszpont a precessió folytán az éggömb legnagyobb körén, az állatövön, 25,685 év alatt hátráló irányban ír le egy kört, mely alulról nézve direkt irányúnak látszik. Ennek a legnagyobb körnek a sarka az éggömbön a Sárkány csillagképben fekszik $23^{\circ}27'$ -re az Északisaroktól 18^h hosszúság irányában (körülbélül a Véga-felé a Sárkány nagy kanyarulatában). Ennek ábrázolására célszerű azt a gömbsüveget választani, melynek sarka az ekliptika pólusa s amelynek sugara $23^{\circ}27'$. Ezt a felületet nagyobb torzítás nélkül le lehet vetíteni a saját talpsíkjára. Az Északisark a precessió folytán éppen ennek a gömbsüvegnek alapkörein fog végigszaladni, mint azt az 5. ábra mutatja.

Az Északisark helye ezen a térképen a $-4,000$, $-2,000$, 0 , $+4,000$ és $+6,000$ évre be van rajzolva. Ennek a körnek sugara ma $23^{\circ}27'$, átlagos értéke $23^{\circ}17'$ s a háborgatás folytán a negyedkor 600,000 éve alatt elért szélső értékei: $24^{\circ}36'$, illetve $21^{\circ}58'$, az egész játék tehát $2^{\circ}38'$, a középértékhez képest $\pm 1^{\circ}19'$. Ha erről a körrel a sugár mindenkor hosszát abban az irányban mérjük le, amerre a precessió és magának a csomópontnak mozgása előírják, megkapjuk az ekliptika pólusának helyét a keresett időpontra.

Az 5. ábrán az ekliptika pólusát jelző P pont körül néhány foknyi eltéréssel az ekliptikus pólus 600,000 év alatt $8\frac{1}{2}$ teljes fordulatot végzett, mint azt a 7. ábra mutatja.

De azt is láthatjuk a 6. ábra alapján, hogy azok a ritka esetek, mikor Θ a »megvetett« körnegyedét fölkereste ($-420,000$, $-210,000$ és $-150,000$ év) az i mindig igen kicsiny volt, ami nyilván pliocénkori reminiscencia. Ilyenkor a Θ jelenséggörbéje

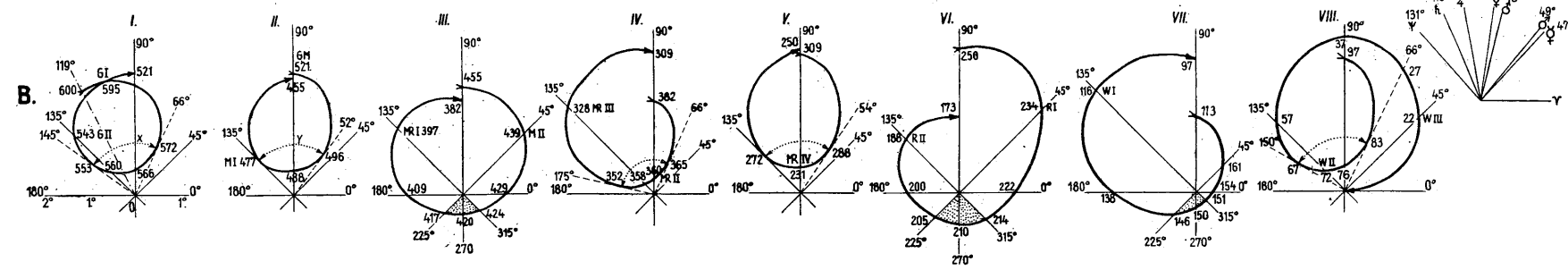
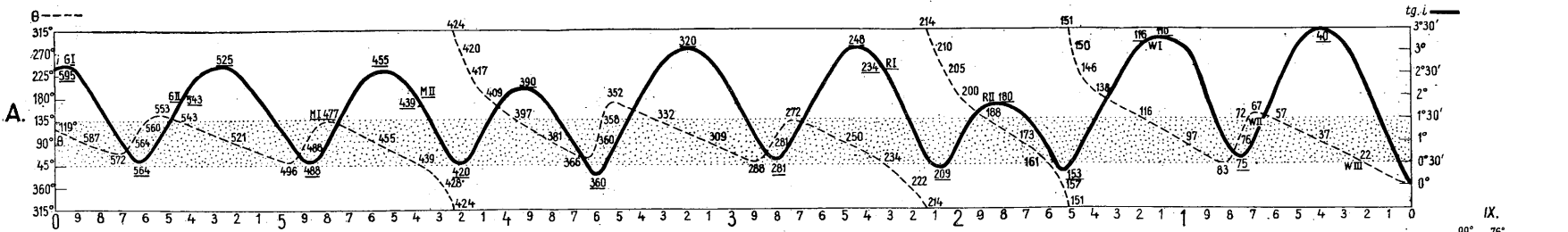
IX. táblázat

Az i és Θ értékei Miskovics szerint (t = idő évezrekben)

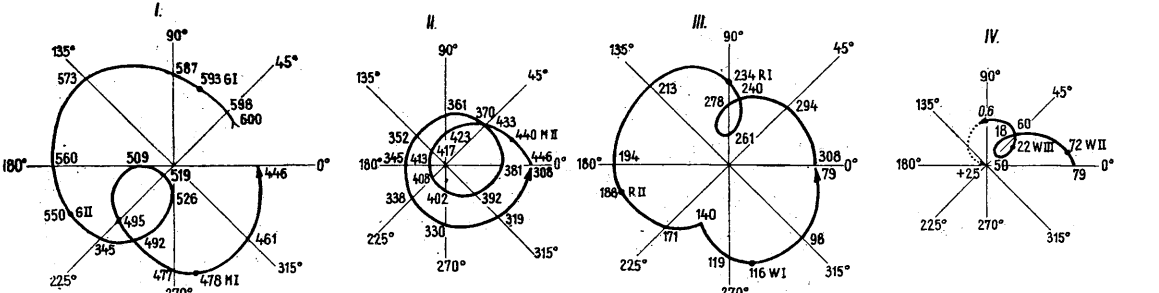
t	i	Θ	t	i	Θ	t	i	Θ
5	0°38'21"	10°30'22"	205	0°55'09"	218°02'53"	405	2°00'40"	159°29'08"
10	1°20'32"	20°08'21"	210	0°48'34"	273°34'58"	410	1°32'21"	178°33'51"
15	2°01'42"	31°49'40"	215	1°08'39"	323°17'49"	415	1°00'21"	154°55'05"
20	2°39'36"	44°05'23"	220	1°41'26"	352°11'41"	420	0°35'23"	270°09'46"
25	3°12'03"	56°37'34"	225	2°15'57"	13°42'04"	425	0°45'55"	331°06'27"
30	3°37'01"	69°18'49"	230	2°47'13"	31°42'03"	430	1°18'26"	6°57'02"
35	3°52'48"	82°03'58"	235	3°12'11"	47°57'49"	435	1°51'51"	28°44'24"
40	3°58'08"	94°47'41"	240	3°28'42"	63°11'52"	440	2°20'27"	46°10'29"
45	3°52'19"	107°22'59"	245	3°35'18"	77°41'44"	445	2°41'36"	61°42'15"
50	3°35'21"	119°38'52"	250	3°37'16"	91°32'21"	450	2°53'49"	76°07'40"
55	3°07'58"	131°15'22"	255	3°16'36"	104°39'19"	455	2°56'22"	89°42'31"
60	2°31'43"	141°29'14"	260	2°52'07"	116°45'51"	460	2°49'14"	102°28'28"
65	1°49'13"	148°23'43"	265	2°19'21"	127°09'13"	465	2°33'07"	114°15'17"
70	1°05'55"	144°49'22"	270	1°40'56"	133°49'51"	470	2°09'21"	137°34'24"
75	0°42'18"	105°35'44"	275	1°02'10"	129°40'22"	475	1°39'55"	132°13'04"
80	1°08'38"	69°49'14"	280	0°41'38"	92°31'07"	480	1°08'02"	133°32'41"
85	1°51'15"	67°37'19"	285	1°04'39"	58°10'18"	485	0°41'27"	115°42'19"
90	2°31'59"	74°51'02"	290	1°43'13"	54°49'08"	490	0°42'02"	72°10'27"
95	3°06'03"	85°07'53"	295	2°20'58"	60°55'05"	495	1°08'31"	55°02'32"
100	3°31'16"	96°41'34"	300	2°53'11"	70°04'04"	500	1°39'35"	55°39'02"
105	3°46'27"	108°52'34"	305	3°18'34"	80°25'24"	505	2°08'29"	61°46'24"
110	3°51'13"	121°23'18"	310	3°35'00"	91°17'33"	510	2°32'54"	69°57'56"
115	3°46'52"	134°05'25"	315	3°43'03"	102°21'46"	515	2°51'40"	79°04'24"
120	3°31'13"	146°55'34"	320	3°42'27"	113°28'27"	520	3°04'00"	88°37'25"
125	3°08'31"	159°54'26"	325	3°33'35"	124°32'07"	525	3°09'25"	98°23'09"
130	2°39'20"	173°07'45"	330	3°17'05"	135°28'36"	530	3°07'37"	108°12'42"
135	2°05'27"	186°51'11"	335	2°53'49"	146°12'54"	535	2°58'29"	117°57'08"
140	1°28'45"	201°48'29"	340	2°24'46"	156°35'07"	540	2°42'09"	127°22'47"
145	0°51'23"	220°46'47"	345	1°51'09"	166°10'07"	545	2°19'09"	136°03'03"
150	0°18'15"	267°09'15"	350	1°14'26"	173°36'23"	550	1°50'32"	142°56'35"
155	0°27'37"	19°19'16"	355	0°37'06"	171°50'57"	555	1°18'28"	145°11'07"
160	0°57'38"	48°07'24"	360	0°17'49"	98°47'31"	560	0°48'55"	132°51'58"
165	1°24'22"	65°18'50"	365	0°47'59"	62°57'52"	565	0°42'12"	91°39'13"
170	1°45'26"	80°15'59"	370	1°22'03"	66°58'11"	570	1°07'40"	68°39'21"
175	1°59'42"	94°41'19"	375	1°51'57"	76°37'30"	575	1°41'36"	68°03'23"
180	2°06'22"	109°13'58"	380	2°15'28"	88°11'16"	580	2°13'41"	74°50'00"
185	2°05'00"	124°21'37"	385	2°31'01"	100°46'35"	585	2°40'04"	84°28'00"
190	1°55'38"	140°39'09"	390	2°37'33"	114°07'19"	590	2°58'27"	95°27'03"
195	1°38'57"	159°11'59"	395	2°34'30"	128°11'37"	595	3°07'25"	107°08'16"
200	1°16'58"	182°37'36"	400	2°21'56"	143°09'07"	600	3°06'12"	119°10'12"

felvette az érintővonal alakját, mint hogy fogalmából kifolyólag $tg i = \frac{p}{q}$ jelenség-

görbéjének állandónak ilyen alakúnak kellett volna lennie. Az abnormális jele, hogy nyolc eset közül ötször megcsúfolta a Θ saját mivoltát.



6. ábra. A. A $tgi = p^2 + q^2$ és a $tg \theta = \frac{p}{q}$ jelenséggörbéi Descartes-féle koordináta-rendszerben. A »kedvezményes körnegyed« pontozva.
 B. Az i és jelenséggörbéi poláris koordináta-rendszerben ábrázolva, ami egyszerűs mind az ekliptika pólusának ingadozását adja az 1800.0 évi helyzetéhez képest. A megvetett körnegyed pontozva.
 Рис. 6. А. Кривые $tgi = p^2 + q^2$ и $tg \theta = \frac{p}{q}$ в декартовых координатах. «Предпочитанный квадрант» — пунктирная линия.
 В. Кривые i и θ в полярных координатах. Дано колебание полюса эклиптики в сравнении с положением её в 1800.0 Г.
 Fig. 6. A. Die Bildkurven der Funktionen $tgi = \sqrt{p^2 + q^2}$ und $tg \theta = \frac{p}{q}$ in kartesischen Koordinaten Punktirt; der »bevorzugte Kreisquadrant«.
 B. Bildkurven der Variablen i und θ in Polarkoordinaten. Diese Kurven geben zugleich die Schwankungen des Ekliptikpols im Verhältnis zur Situation des Jahres 1800.0 n. Z. Punktirt: der »verachtete Kreisquadrant«.



7. ábra. A föld pályájának excentricitása és perihélium irányának változása az utolsó 600,000 év alatt. (0.0 év = 1800.0) I. 600,000-től 446,000 évig = 154,000 év, II. 446,000-től 308,000 évig = 138,000 év, III. 308,000-től 79,000 évig = 229,000 év, IV. 79,000-től 0,0 évig = 79,000 év.
 Рис. 7: Эксцентрисность орбиты Земли и изменение направлений перигелия в последних 600,000 лет.
 Fig. 7. Die Veränderung der Erdbahnexcentricität und der Richtung des Perihelium während den letzten 600,000 Jahren (0-Punkt der Zeitrechnung bei 1800.0 n. Z.)

Az abnormalitás jellemzésére szolgáljanak a következő statisztikai táblázatok is. A 6. ábrán a Θ jelenséggörbéje a Descartes-koordináta-rendszerben csak $3\frac{1}{4}$ körfordulatot mutat, a poláris koordináta-rendszerben pedig $8\frac{1}{2}$ körfordulata volt. Ennek a látszólagos ellentmondásnak elsimítására szolgáljon a X. táblázat.

X. táblázat

Ezer év		A 0 retrográd szakai a «kedvezményes» körnegyedben	Tartam ezer években	Ezer év		A látszólagos direkt szakaszok és azok kiegészítése teljes körré	Tartam ezer években
-től	-ig			-től	-ig		
0 = i. u. 1800				0 = i. u. 1800			
- 27	0	retrográd szakasz	27	-67	- 27	látsz. dir. szakasz és annak kiegészítése	40
				-83	- 67	„ „	16
-237	-83	„ „	154	-272	-237	„ „	35
				-288	-272	„ „	16
-298	-288	„ „	10	-352	-298	„ „	54
				-370	-352	„ „	18
-442	-370	„ „	72	-477	-442	„ „	35
				-496	-477	„ „	19
-509	-496	„ „	13	-553	-509	„ „	44
				-572	-553	„ „	19
-600	-572	„ „	28				
600,000 év	ebből retrográd		304,000			látsz. direkt szakasz és annak kiegészítése	296,000

Ha a X. táblát átszámítjuk szögokra, úgy a XI. táblát kapjuk, ebből látható, hogy a negyedkorban a csomópont összesen 2999° fordulatot tett meg, melyből 1199° esett a «kedvezményes» körnegyedbe retrográd irányban és 1800° a látszólagos direkt szakaszokra és azoknak teljes körré való kiegészítésére.

XI. táblázat

Ezer év		A θ »kedvezményes« környezedei	Szögfok	Szögfok		Látszólagos direkt szakaszok és azok kiegészítése	Szögfok
-től	-ig			-től	-ig		
O = i. u. 1800							
-27	0	66°—360°	66°			teljes kör	
-83	-27	54°—66°	708°	66°	66°	« «	360°
-237	-83						
-288	-237	66°—54°	12°	54°	54°	« «	360°
-298	-288						
-370	-298	52°—66°	346°	66°	66°	« «	360°
-442	-370						
-496	-442	66°—52°	14°	52°	52°	« «	360°
-509	-496						
-572	-509	119°—66°	53°	66°	66°	« «	360°
-600	-572						
600,000 év			1199°			öt teljes kör	1800°
		áthozat	1800°			
		összesen	2999°			

XII. táblázat

A θ évezredek		I.	II.	III.	IV.	A felszálló csomópont hossza az egyed- szakok kulminá- ciójakor	A »kedvezményes« környezed tája, melyben θ fekvűt			
-től	-ig	»Kedvezm- nyes« kör- nyezed 45°—135°	»Közömbös« környezed 135°—225°	»Megvetette környezed 225°—315°	»Közömbös« környezed 315°—45°		ezer év	45°	90°	135°
-22	0				22°					
-57	-22	35°				W ₃	-25	45°		
-72	-57		15°			W ₂	-71		135°	
-116	-72	44°				W ₁	-116		135°	
-146	-116		30°							
-152	-146			6°						
-159	-152				7°					
-188	-159	29°								
-206	-188		18°							
-214	-206			8°		R ₂	-188		135°	
-234	-214				20°					
-336	-234	102°				R ₁	-234	45°		
-347	-336		11°							
-397	-347	50°								
-417	-397		20°							
-424	-417			7°						
-439	-424				15°	M ₂	-439	45°		
-543	-439	104°				M ₁	-477		135°	
-560	-543		17°			G ₂	-543		135°	
-600	-560	40°				G ₁	-595	90°		
600,000 év = 404°		111° +	21° +	64°		9 =	3 +	1 +	5	

Ha a következőkben a XI. táblázatot úgy alakítjuk át, hogy abból kivehessük : a négy környedet külön-külön mennyi ideig szállta meg felszálló csomópont, továbbá : hol feküdt a csomópont a 9 jégkorszak kulminációs időpontjában, XII. táblázatot nyertük.

14.

Annak magyarázatához, hogy miért keletkezett a negyedkor beálltával a most tárgyalt rendellenesség a naprendszeren belül, a p és q Lagrange-féle segédváltozók felé kell figyelmünket irányítani.

Fogalmuk szerint :

$$p = \operatorname{tg} i \sin \Theta$$

$$q = \operatorname{tg} i \cos \Theta$$

amiből következik, hogy

$$\operatorname{tg} i = \sqrt{p^2 + q^2} \text{ és}$$

$$\operatorname{tg} \Theta = \frac{p}{q}$$

A 6. ábra alatti poláris koordináta rendszerben ábrázolt görbéhez, a p-hez tartozik a $180^\circ - 360^\circ$ -os tengely, mely alá a p mindössze háromszor került a $-420,000 - 210,000$ és $-150,000$ nevezetes időtájokban és akkoris mindössze 42,000 év tartamára. Ez tette lehetővé a Θ számára, hogy összesen 21,000 évre meglátogathatta a »megvetett« környedet. A p segédváltozónak ebből az aszimmetrikus fekvéséből keletkezett a negyedkor abnormális klímája.

A q segédváltozóhoz tartozik a 6. ábra $90^\circ - 270^\circ$ -os időtengelye s mivel a q a p-nek első derivátuma ennél nem jut kifejezésre ma az abnormalitás. A q jelenségörbéje elég részarányosan fekszik az időtengelyhez képest a jégkorszakokban is.

Mínt hogy a p és q-nak ilyen hosszú periódusa van, mindenekelőtt az a benyomásunk, hogy a »kedvezményes« környedet még földtani értelemben is hosszú éltű lesz. Annak lehetősége, hogy időnként a földtani jövőben még további jégkorszakok fognak következni, még sokáig fennmarad. Mi sem volna tévesebb felfogás, mint azt gondolni, hogy a W_3 -mal végeszakadt a negyedkornak. A háborgató erőn való első osztozkodásnál még igen sokáig Δe lesz előnyben a $\Delta (e \sin \pi)$ -vel szemben.

Attól azonban nem kell tartani, hogy a közeljövőben, 100,000 éven belül, újabb jégkorszak keletkezzék, mert felszálló csomópontunk, a tavaszpont máris 45° -kal kiszabadult a »kedvezményes« környedéből s mínt hogy periódusa 75,000 év körül van, még sokáig fog tartani, míg a »megvetett« környededen keresztül hátulról, a 135° -nál ismét eléri a »kedvezményes« környedet. Az az interglaciális, amelynek elején mi élünk egy hosszú interglaciális lesz, mégpedig belföldi jégthástól mentes interglaciális, ahol az egymást váltogató szoláris klímatispusok mind érvényesülni fognak. Ami glaciális kilengés előfordul, az nálunk kellemes éghajlatban nyilatkozik meg, hűvös nyarakkal, enyhe telekkel, rendes csapadékmennyiséggel.

15.

Az abnormalitás élettartamára bizonyos megközelítéssel becslést is adhatunk anüiből a »normális« idő nagyságrendben való hosszára is következtetést lehet vonni. Vegyük először a p segédváltozó összetételét vizsgálat alá. A háborgatási elmélet szerint :

$$P = P_0 + P_1 + P_2 + \dots + P_6$$

vagyis 7 összetevőből áll, ahol bármelyik tag

$$p_n = \operatorname{tg} i_n \sin \Theta_n = N'_n \sin (g'_n t + \beta'_n).$$

A N , g és β állandókról közöljük M i s k o v i c s táblázatát.

XIII. táblázat
A háborgatási állandók

Az e összetevője		$\bar{\omega}$ értéke egy évre	Az $\bar{\omega}$ fázisa i. u. 1800-ra		
N'_0	0,000.441	g_0	2,27076"	β_0	124°52'29"
N'_1	0,016279	g_1	3,66746"	β_1	27°50'50"
N'_2	0,002343	g_2	22,35486"	β_2	126°54'33"
N'_3	0,005122	g_3	5,44801"	β_3	86°03'55"
N'_4	0,014099	g_4	7,34614"	β_4	19°47'01"
N'_5	0,010565	g_5	17,31308"	β_5	331°55'49"
N'_6	0,015016	g_6	17,98361"	β_6	314°58'20"
e max:0,063865		együtt :	76,38392"		
A tg i összetevője		θ értéke egy évre	A θ fázisa i. u. 1800-ra		
N'_0	0,027660	g'_0	-0,00000"	β'_0	103°22'55"
N'_1	0,001722	g'_1	-2,46388"	β'_1	126°33'08"
N'_2	0,002785	g'_2	-25,81905"	β'_2	126°05'50"
N'_3	0,010501	g'_3	-5,11444"	β'_3	20°12'15"
N'_4	0,006397	g'_4	-6,64128"	β'_4	301°29'56"
N'_5	0,004367	g'_5	-17,61019"	β'_5	295°33'59"
N'_6	0,024595	g'_6	-18,73458"	β'_6	73°59'16"
tg i max 0,078027		együtt :	-76,38342"		

Mint a táblázatból látható az

N'_n a tg i-nak részletértéke ;

g'_n a csomóvonal elfordulásának egy évi részlete, azért kell azt az évek számával, t-vel szorozni ;

β'_n pedig a g'_t -nek fázisát jelenti az i. u. 1800 évi epokális időpontra vonatkozólag, vagy úgy is mondhatjuk, hogy ez a β'_n azt határozza meg, hogy a 7 alkotó szinuszgörbét, illetve annak koordinátáit milyen fázissal kell egymás alá rajzolni és összeadni.

Ha a XIII. táblázatot megvizsgáljuk, feltűnik, hogy g'_0 állandó értéke a másodperc törtrészeit tizedesekben fejezve ki, az 5-ik tizedesig zérus. A g'_t értéke tehát nem fog változni, akármilyen nagy értéket adunk is a t -nek. Ez az érték független marad az időtől, ami ellentétben áll a saját fogalmával (egy évi elfordulás).

Ezt a bajt még növeli, a hozzátartozó $\beta'_0 = 103^\circ 22' 55''$. Ennek szinusza ugyanis megközelíti az egységet : 0,98762. A hozzátartozó N'_0 érték pedig a legnagyobb a saját rovatában 0,027660. Háromféle mennyiség fatális találkozása!

A $N'_0 \sin(g'_0 t + \beta'_0)$ tehát az időtől függetlenül mindig $0,027660 \times 0,98762 = = 0,027317$ marad. A p_0 jelenséggörbéje az időtengely felett azzal párhuzamosan 0,027317 magasságban futó egyenes lesz.

A többi 6 összetevőnek $p_1 \dots p_6$ -nak jelenséggörbéi \sin -görbék 50,000—500,000 évi periódusokkal. Összegük szinoida, mely elég hosszú időt véve, részarányosan fekszik az időtengelyhez képest. Ha most ehhez a 6 összetevőből alkotott részletösszeghez hozzáadjuk a 7-ik összetevőt p_0 -t, akkor a 6 összetevőből alkotott szinoida, anélkül, hogy alakját változtatná, az időtengelyhez képest 0,027317 magasságba emelkedik s a p jelenséggörbéje a tengelyhez képest aszimmetrikus helyzetbe kerül. Ez hozza létre a negyedkor abnormalitását.

De miért nem tapasztaltunk a pliocén végi 400,000 év alatt abnormalitást?

Ezt nem lehet másképpen magyarázni, mint azzal, hogy a $g'_0 = 0,00000''$ érték-megállapítás hamis, ellentmond a saját fogalmának. Lehet, hogy több tizedesre számítva, s ezt a helyes értéket még elég nagy $-t$ értékkel szorozva már szimmetrikus helyzetbe kerülne a $\sin(g'_0 t + \beta'_0)$ jelenséggörbéje, természetesen igen hosszú periódussal.

Ugyancsak csökkenthetné az abnormalitást, ha a β'_0 értéke egy más epokára vonatkozólag, más lenne, nem állna olyan közel 90° -hoz s a szinusza kisebb lenne.

Mindenesetre különös az, hogy a XIII. táblázat szerint a $\Sigma_6^0 g$ és $\Sigma_6^0 g'$ nem egyenlő az előjeltől eltekintve, mert hiszen a perihélium pontját a tavaszponttól mérjük, ami maga is felszálló csomópont. A XIII. tábla szerint :

$$\begin{aligned} \Sigma_6^0 g &= 76,38392'' \\ \Sigma_6^0 g' &= -76,38342'' \\ \hline \text{a különbség} &= 0,00050'' \end{aligned}$$

Kézenfekvő lenne, hogy a g'_0 értékül 0,00000'' helyett 0,00050''-et vegyünk fel. Így azonban igen hosszú periódust kapnánk (2595 millió évet). Ez pedig nem volna összehangbahozható azokkal a földtani megfigyelésekkel, melyeket a földtani őskor végmorénaiban lelt rádióaktív ásványok felezési ideje alapján állapítottak meg.

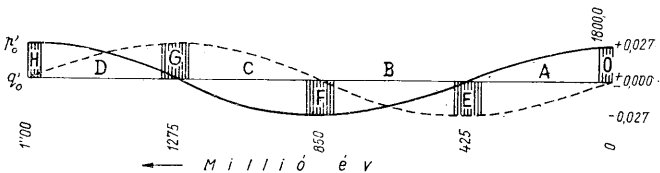
Az sem lehetetlen, hogy a 0,00050'' hiba két más hibának az egyenlege s már sokkal jobb csatlakozást nyernék a rádióaktív ásványok felezési idejére alapított földtani kormeghatározásokhoz, ha a bennünket érdeklő hibaérésletét 0,00076''-ra vennék fel.

A p_0 periódusa ilyen számítás szerint 1700 millió év lenne, mely teljes periódus a p_0 és q_0 hullámhegyeinek és hullámvölgyeinek hatása alatt négy egyforma hosszú 4,250.000 éves időszakra tagozódnék mint azt a következő ábra mutatja.

A 8. ábrán a negyedkor hossza 1 m m volna ott, ahol 1800 van bejegyezve. Az O, E, F, G, H időtájokban kulminált a két görbe valamelyike, s ott fekvésük az időtengelyhez képest részaránytalanná vált. Ez okozta a Θ látszólagos direkt periódusait, s az i értékének megnövekedését. Így jött létre a »skedvezményes« körnegyed az állatöv hol egyik, hol másik részén, ahol a főbolygók felszálló csomópontjai összetömörültek. Ennek következtében a glaciális interferenciák a másik összetevővel a Köppen-féle küszöböt megütötték, klímaforradalmakat, jégkorszakokat okoztak.

Ezek az O, E, F, G, H időtájak periódusai sokkal rövidebbek, mint az A, B, C, D periódusok, mely utóbbiak a »normális« időszakok tartamát szabták meg. Ha helyes a $g'_0 = 0,00076''$ feltevés, akkor a »normális« időszakok hossza 400 millió év s az »abnormális« időszakok hossza 25 millió évet tenne ki.

M i l a n k o v i c s teljes tagolását a negyedkor »abnormális« időszakára számította ki. Ebből tehát olyan »normális« időszakokra mint a 8. ábrán az A-val jelölt szakasz volt,



8. ábra. A p_0 és q_0 összetevők jelenséggörbéi 1700 millió éves periódussal.

Рис. 8. Кривые составляющих p и q Период = 1700 Милл лет.

Fig. 8. Bildkurven der Komponenten p_0 und q_0 . Periode = 1700 Millionen Jahre

ami magában foglalná a permet, mezozoikumot és a harmadidőszakot, együttvéve 400 millió évet, nem lehet az eljegesedések dolgában semmiféle következtetést vonni. Keletkeztek »normális« időkben is glaciális interferenciák. Ezek alacsonyabb földrajzi szélességeken, pl. az Alpokban eljegesedést, morénákat, terraszkokat hoztak létre klímaforradalom nélkül. Nyomaik a távoli múlttal együtt elmosódtak.

Maradtak az ottobeureni, stauferbergi, dunai fázisoknál idősebb nyomok is. Eberl levélbeli értesítése szerint talált svábföldön olyan morénákat, melyek korát a geológusok egy része pliocén eleinek, más része miocénkorúnak becsülte. A magasabb földrajzi szélességeken hátrahagyott eljegesedési nyomokat a negyedkori jégkorszakok jégárai a felismerhetlenségig lepusztították.

»Normális« időkben az e és $\bar{\omega}$ került fölénybe a háborgatási erőn való első osztozkodásnál az i és Θ -val szemben, de ezeknek segédváltozóinál a h és l-nél nincsenek a XIII. táblázatban olyan veszedelmes összetevők, mint a g'_0 . Az e és $\bar{\omega}$ -hoz tartozó állandók sorában $N_0 = 0,000441$ alacsony érték, de a hozzátartozó $g_0 = 2,27076''$; így a β_0 már lehet bármilyen értékű, abnormalitás ebből már nem származhat.

A 8. ábrával szemléltetett hipotézis csak nagyságrendben való igazolásra számíthat s így elég jól vág az ausztráliai prekambriumi morénák radioaktív kőzetanyaga alapján számított 1500–1700 millió éves abszolút kormeghatározásokhoz, nem kevésbé a délafrikai karbon-perm határáról származó anyagok radioaktív felezési idők alapján, adott kormeghatározásával. Az senkit se riasszon vissza, hogy a 8. ábrán F-nél 850, és G-nél 1270 milliós évtájuknál mutatkozó »abnormális« időkben eddig még semmiféle radioaktív módszerrel alátámasztott eljegesedési nyomunk nincs. Ennek oka a földrajzi adottságok hiánya. Ha a negyedkor időszakokonként periglaciálissá váló öve helyén

köröskörül mély tenger van, mint ma a déli féltekén, akkor onnan jégkorszaki emlékeket nem is várhatunk. Milankovics egyenesen azzal kezdi a Math. Klimalehre 42. fejezetét, hogy jégkorszakok csak akkor keletkezhetnek, ha a megfelelő interferencián kívül a földrajzi adottságok is megvannak.

16.

Vajon szabad-e vizsgálatainkkal ilyen távoli múltba elkalandozni? Ennek a kérdésnek a felvetésénél ne feledjük el, hogy mi csak azt a tapasztalati tényt akarjuk extrapolálni, hogy úgy mint ma, »kedvezményes« körnegyed létezett-e máskor is, illetve »normális« állapot, mint azt a pliocén végén tapasztaltuk létezett-e korábban is és milyen tartós volt? A fáról lehullott almánál észlelhető tömegvonzást ki lehetett terjeszteni mindjárt a Holdra is. Nekünk is ez irányban kell tapogatóznunk. Ezt megtehetjük, mert a csillagászati táblázatoknak a múltba való meghosszabbítása megadja a módját, hogy elgondolásunk helyes vagy téves voltát számításokkal ellenőrizhessük.

Jeffreys már régóta sürgeti a csillagászokat, hogy a Föld pályaelemeinek változásait Stockwell állandóinak segítségével 10 millió évre a múltba visszamenőleg számítsák ki, vagy ha a modern állandókat jobbnak ítélik, számítsanak ilyen alapon. A hibás állandókból előálló torzulás sokszor automatikusan elsimul, ha interferenciákról van szó, mint számításainknál. A Δe amplitudói dolgában Pilgrim és Miskovics számításai között is elég nagy eltérések mutatkoznak. Nem nőnek azonban az idővel arányosan. Még a klímatípusok sorrendjében sem mutatkozik különbség a kétféle alapon számított szoláris klímatípus-naptárak között. Tartam és amplitudó dolgában vannak eltérések, de azok elhanyagolhatók.

A földpálya-elemeinek kiszámítását 10 millió évre a múltba és a jövőbe mindenképpen meg kellene kockáztatni. Ezáltal 20 millió évet éreznénk lábaink alatt s bátrabban beszélhetnénk. Ha kiderülne, hogy a múltba számítva 10 millió évig ugyanúgy nem voltak sikerült jégkorszakok, mint a pliocén végén tapasztaltuk, a jövő 10 millió éve pedig egyre-másra hozná a jól sikerült glaciális interferenciákat, akkor már senki sem riadna vissza attól, hogy a Milankovics-elméletből levont következtetéseket harmadidőszakra is kiterjesszük.

Ha pedig mást mutatna a ± 10 millió évre történt számítás, akkor is megérné a fáradságot, mert legalább biztosan tudnánk, hogy más irányba kell az új problémás megoldását keresnünk. A nagy csillagászati intézetek ma már korszerű számológépekkel rendelkeznek. Ezekkel talán néhány hét alatt el lehetne végezni a megadott képletek alapján azokat a számításokat, melyekkel logaritmuskönyv használata útján évtizedekig sem készülnék el. A bolygók tömegeinek ismereténél mutatózó bizonytalanság nem lehet ok ilyen számítás halogatására, mert a bolygótömegeket később újabb és újabb módszerekkel ismételtelen helyesbíteni fogják. Ha szabad az asztrofizikában tízmillió fényévvél számolni, akkor a pályaelemek táblázatát is ki lehet számolni ± 10 millió évre különös veszély nélkül.

IRODALOM—LITERATUR

1. Bacsák Gy.: A skandináv eljegesedés hatása a periglaciális övön. Meteor. és Földmágnességi Int. kisebb kiadványa. Új sorozat 13. sz. Budapest, 1942. — 2. Bacsák Gy.: Az utolsó 600,000 év földtörténete. M. kir. Földt. Int. vitaülései 1944-ről. Budapest, 1944. — 3. Bacsák Gy.: A Milankovics elmélet védelme. Kézirat. Budapest, 1954. — 4. Köppen, W.—Wegener, A.: Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin, 1924. — 5. Leverrier, V. J.: Inegalités sécu-

lares ... Paris, 1856. — 6. Milanković, M.: Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Paris, 1920. — 7. Milanković, M.: Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. Berlin, 1930. — 8. Milanković, M.: Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate. Berlin, 1938. — 9. Milanković, M.: Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Belgrad, 1941. — 10. Miskovics: Jelentés a szerb kir. tudományos Akadémiához a Földpálya eleminek szekuláris változásairól. Belgrad, 1931. — 11. Penck, A. — Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, 1901—1909. — 12. Pilgrim, L.: Versuch einer rechnerischen Behandlung des Eiszeitalters. Jahresber. d. Ver. für vaterländ. Naturkunde in Württemberg. 60. kt. 1904. — 13. Soergel, W.: Die Vereisungskurve. Berlin, 1937. — 14. Stockwell, J. N.: Memoir on the secular variations of the elements of the eight principal planets. Smiths. Contr. Knowledge 18. kt., Washington, 1873.

Эпохи плейстоцена и плейстоцена в свете небесной механики

Дь. Бачак

В введении автор излагает теорию, не требующую никакой гипотезы, Миланковича по четвертичному оледенению.

1. Первая связанная публикация теории Миланковича появилась в книге Коппена и Вегенера под заглавием «Die Klimate der geologischen Vorzeit», в конце 1924 г. Подтверждение ее, основано на природных наблюдениях, получилось уже заранее, в докладе Эберла, прочитанном в январе 1924 г. в Мюнхене, когда излагалось то же самое полное разделение, то и вычислил, на основе астрономии, Миланкович. Оба последователя — без того, чтобы знать один о другом — установили 9 ледниковых периодов и 9 прорывов, разделяя таким образом четвертичный период на 18 элементарные промежутки времени, длительность которых вовсе не одинаковой. Однако, при 18 неодинаковых частях $18! = 6402$ билл. последовательности являются возможными, при этом аналогия этих двух результатов не слепого случая, а объясняется тем, что оба соответствуют действительности.

2. Как отмечалось выше, плейстоцен был расчленен Миланковичем на 18 неодинаковых элементарных частей. В развитие теории Миланковича, автор заключает из 4 возможностей интерференции орбитальных элементов существование 4-х климатических типов. Он определил 4 солнечных климатических типа, чередующегося 85 раз в течение 600,000 лет четвертичного периода. Миланкович, в его «Каноне» согласился с дальнейшим, совершенным автором, развитием теории.

3. Составленный автором календарь содержал изменения и длительности 4-х солнечных климатических типов четвертичного периода. Вместо ошибочной «Vereisungskurve» Соергеля (Soergel) необходимо было составление кривой оледенений.

4. В календарь климатических типов автор включил и номер по порядку погребенных почвенных горизонтов ласкского обнажения. Таким образом, применимость его обобщений плейстоцена была доказана в практике.

5. Теория Миланковича распространялась по всей мире, однако не получила всеобщее признание со стороны исследователей-четвертичников. Возражение четвертичников заключилось в том, что получило название «Новая проблема» в литературе. В составлении Пенка (Penck) это гласит так: «Как бы теория Миланковича была красива, она не может быть правильной. Если в самом деле ледниковые периоды возникли бы в результате изменений элементов орбиты земли, то ледниковые периоды существовали бы как в мезозойе, так и в третичном периоде. Элементы орбиты земли чередовались всегда одинаково, все-таки ни следов не встречаются ранних ледниковых периодов.»

Миланкович, в последнем абзаце своей книги «Mathematische Klimalehre» направил в неправильное русло дискуссию о «Новой Проблеме».

6. Понятие о «предпочитанном» квадранте привелось автором в 1942 г. Давно известно, что все восходящие узлы возмущающих планет, измеряя с точки весны, попадают между 45 и 135 градусами. Это явление, которое не объясняется руководствами по астрономии. В 1944. г. привелось автором понятие «избегаемого» квадранта. Однако, в течение 600,000 лет четвертичного периода восходящий узел Земли, т. е. точка весны,

лежала только 21,000 лет в так называемом «избеганном» квадранте, попадающем между 225 и 315 градусами. В остальные 579,000 лет точка весны попадала вне «избеганного» квадранта, между тем она пребывала, в течение 404,000 лет, в «предпочитанном» квадранте. Автор выяснит это явление ненормальным состоянием, наступающим 600,000 лет тому назад в солнечной системе. Выяснения автора признались и Миланковичем.

7. Автор изображает наглядным способом кривые « ϵ » и « Θ », как в декартовой, так и в полярной системе координат. В последней, « ϵ » дает амплитуду и « Θ » направление. Таким образом перегрузка «предпочитанного» и пустога «избеганного» квадранта бросаются в глаза. Если изобразить таким же образом нормальное состояние, то каждый квадрант нагружен равным образом и, что важнейшее всех, кривая « Θ » примет, соответствующую свою понятию, по формуле

$$\operatorname{tg} \Theta = \frac{p}{a},$$

форму тангенциальной кривой при каждом периоде.

К сожалению, нельзя установить все это на основании таблиц Пилгрима, так как они обозначают только готовое значение ϵ , без возможности отделения прецессии. Нормальное и ненормальное состояния определяются кратко в следующем: при рас-пределении сил возмущения, в нормальное время преобладает « ϵ », в ненормальное не « ϵ ».

8. Таблицы Пилгрима оказывают хорошие услуги тем, что, вычислены на 1,010,000 лет, распространяются до нормальной эпохи конца плиоцена.

Из таблиц Пилгрима видно, что в течение 400,000 лет конца плиоцена среднее отклонение $\Delta \epsilon$, в сравнении с основным значением $\Delta \epsilon_0 = 23^\circ 17'$, равно $36'$. При 600,000 лет четвертичного периода указанное отклонение достиг $55'$, т. е. полтора раза больше, чем в нормальное время.

9. Ввиду того, что « ϵ » не имеет минимума, только сопоставление максимумов может быть осуществлено.

Значение « ϵ », между 400,000 лет конца плиоцена и 600,000 лет четвертичного периода, было в соотношении 501 : 371, следовательно представляется собой также неодинаковым. Утверждение «Новой проблемы» об одинаковом изменении опровергается и на этом месте.

10. Таблицы Пилгрима вычислились на основании 42 констант Штокведа и содержат также массы планет на основе наших знаний, происходящих от 1860. г. г.

В результате ошибочных данных в отношении масс планет, некоторые исследователи не питают доверие к таблицам Пилгрима. Однако, существенная ошибка встречается лишь у массы Меркура. Так как период кружения его — 88 дней, вследствие ошибки в крайней мере возникает тремулация 116 дней, которой можно пренебрегать, если имеем ввиду вековые периоды.

Гораздо большая ошибка представляется относительно массы Земли. Величина ее у Штокведа (1860) равно 368, 680, у Мишковица (1927) 328,000, а в учебнике Штормгрена (1933) 332,270. Сравнивая наиболее значительные вычисления последних 100 лет, проявится ошибка 15 процентов. Значение равно 335,172 Пилгрима приближается к современному наилучшим оценкам. Если найдется и ошибка в его таблицах, то не соответствует действительности то, что ошибка увеличивается пропорционально к времени. В сопоставлении с результатами Мишковица при четвертичных периодах $\Delta(\epsilon \sin \pi)$, разница всего лишь 27 лет, которая составляет ничтожную величину. У величины $\Delta \epsilon$ проявляются большие различия, но они также не увеличиваются пропорционально к времени.

11. Ввиду того, что независимый от времени географический фактор $\Delta \epsilon$ увеличивается к северу, и тот $s(\epsilon \sin \pi)$ уменьшается, очевидно, что в нормальное время создается подаром хорошая интерференция между $\Delta \epsilon$ и $s(\epsilon \sin \pi)$; такое глациальное отклонение никогда не достигло порожного значения Коппена в Скандинавии и не было в состоянии вызвать климатическую революцию в периглациальной зоне.

12. Наоборот, в широте Альп, эта глациальная интерференция вызвала более крупные ледниковые образования, чем четвертичные, вследствие преимущества $\Delta s(\epsilon \sin \pi)$ равно 501 : 371 и его высокого географического фактора. Естественно, что «альпийское» оледенение никогда не вызвало сухо-холодного климата, продолжающегося вес год. Значения амплитуды «альпийских» оледенений при плиоцене можно вычислить на основании таблиц Пилгрима. Их последовательность и помер совпадают с результатами геологических наблюдений (фазы Ottobeuren, Staufenberg, Дуная Ю I, II и III).

Э бер л указал и на ранние «альпийские» оледенения плиоцена, даже и миоцена (письменное сообщение). Установление «Новой проблемы», по которому ранние оледенения совсем не существовали, соответствует действительности только в том, что в то время не было оледенений, достигших предельных значений К о п п е н а.

13. Естественно, что вместе с таким разрешением «Новой проблемы» возникает вопрос о причинах ненормального состояния начинающегося 600,000 лет тому назад в солнечной системе. Автор ставит себе целью искать ответа в интернальном строении вспомогательных переменных h, l, p и q .

14. Сильно бросается в глаза, что значение ежегодного, среднего вращения линий апсиды и узлов, в случае констант М и л а н к о в и ч а, не согласуются между собой, не смотря на то, что долгота перигелия измеряется исходя из точки весны, которая сама является узлом.

$$\Sigma_6^0 g = 76'' 38 392$$

$$\Sigma_6^0 g' = 76'' 38 342$$

$$00'' 00 050$$

разница, или ошибка.

Если взять вышеуказанное значение вместо значения $g_0' = 0'' 00000$, которое противоречит собственной дефиниции и создает ненормальность, то результирует период 2598 милл. лет для p_0 и q_0 . Этот период гораздо длинее, чем период, вычислен на основании полураспада радиоактивного материала, происходящего из морен докамбрийских оледенений. Правильный результат получается только в том случае, если подставить значение $g_0' = 0'' 00076$; когда период p_0 и q_0 был бы 1700 милл. лет, из которых 4 раза 25 милл. лет падает на ненормальную обстановку и 4 раза 400 милл. лет на нормальную.

Эти периоды хорошо согласуются с сроками, начинающимися от оледенений карбо-перма до наших дней, также как и с ранними гляциальными периодами, вычисленными на основе радиоактивного полураспада. Можно делать вывод, что нельзя считать четвертичный период конченным периодом, так как он был начало ненормального периода, продолжающегося 25 милл. лет, преобладающая часть которого скрывается в недрах геологического будущего.

При этом голоцен представляет собой начало крупнейшего межледникового периода 100,000 лет.

15. Естественно, что подобное разрешение «Новой проблемы» — первый опыт, так как 400,000 лет конца плиоцена слишком короткий срок для того, чтобы утвердить экстраполяцию на тысячи миллионов лет. Наоборот, нельзя забыть, что для сторонников «Новой проблемы» обязательно было бы, по правилам дискуссии, подтверждать их положения. Даже и опытки вычисления не делалось в этом направлении. В настоящей статье автор опровергает „Новую проблему“ и утверждает теорию М и л а н к о в и ч а.

Das Pliozän- und Pleistozänzeitalter im Lichte himmlischer Mechanik

Von G. BACSÁK

In der Einführung wird die vollkommen hypothesenfreie quartäre Vereisungstheorie von Milanković erörtert.

1. Die erste zusammenhängende Publikation der Milanković-Theorie hat 1924 im Köppen-Wegener'schen Werk «Die Klimate der geologischen Vorzeit» die Presse verlassen. Ihre Bestätigung durch Naturbeobachtungen hat die Theorie schon früher erhalten, als Eberl in seinem Vortrag zu München im Jänner 1924 eine analoge vollständige Gliederung des Quartärs bekanntgab. Beide haben, ohne voneinander Kenntnis genommen zu haben, 9 Vereisungen und 9 Interstadiale verzeichnet, also die Zeit des Quartärs auf 18 elementare Zeitspannen geteilt, die einander alle ungleich sind. Aus 18 verschiedenen Elementen lassen sich jedoch $18! = 6402 \cdot 10^{12}$ verschiedene Reihenfolgen herstellen; die Übereinstimmung der Endresultate beider Forscher kann auch nicht ein Werk des Zufalls sein, sondern nur dadurch erklärt werden dass beide die Wahrheit festgestellt haben.

2. Das Pleistozän ist von Milanković auf 18 ungleiche Zeitelemente gegliedert worden. Verfasser hat in seiner Weiterentwicklung der Milanković-Theorie aus den 4 verschiedenen Interferenzmöglichkeiten der Erdbahnelemente 4

grundsätzliche Klimatypen abgeleitet. Er hat für diese 4 solaren Klimatypen einen 85-fachen Wandel während den 600,000 Jahren des Quartärs festgestellt. Diese Weiterentwicklungen sind von Milanković im »Kanon« anerkannt worden.

3. Um den vom Verfasser entworfenen Kalender über den Wandel der 4 solaren Klimatypen nutzbar zu machen, war es nötig, anstatt der falschen Soergel'schen Vereisungskurve eine richtige zu konstruieren.

4. Der Verfasser hat die Serialnummern der begrabenen Bodenzonen der Pakser Lösswand zusätzlich in den Klimatypenkalender aufgenommen, und dadurch die Nutzbarkeit seiner Pleistozänsynthese auf einem praktischen Exempel bewiesen.

5. Die Milanković-Theorie war schon in der ganzen Welt bekannt und es konnte doch nicht die allgemeine Anerkennung von seiten der Quartärforscher erfochten werden. Das war die Folge des Einwandes, der in der Literatur den Namen »Neues Problem« erhielt. Im Wortlaut von Penck lautet das »Neue Problem« folgendermassen: »So schön die Milanković-Theorie auch erscheinen mag, richtig kann sie doch nicht sein: denn wenn das Eiszeitalter durch die Variation der Erdbahnelemente verursacht wurde, so sollte es wohl auch im Mesozoikum und Tertiär Vereisungen gegeben haben. Die Bahnelemente waren immer gleichmassen veränderlich, aber von früheren Vereisungen gibt es keine Spur«. In dem letzten Paragraph der »Mathematischen Klimalehre« hat Milanković die Verteidigung gegen diesen neuen Einwand auf ganz irre Wege geführt.

6. Verfasser hat in 1942 den Begriff des »bevorzugten Kreisquadranten« eingeführt. Es ist seit langem bekannt, dass die aufsteigenden Knotenpunkte der störenden Planeten vom Frühlingspunkte gemessen alle im Winkel von 45° bis 135° liegen. Für diese Erscheinung finden wir in astronomischen Lehrbüchern keine Erklärung. Ein weiterer Begriff, dasjenige des »verachteten Kreisquadranten«, wurde vom Verfasser 1944 eingeführt. Der aufsteigende Knotenpunkt der Erde, der Frühlingspunkt lag nämlich während der 600.000 Jahren des Quartärs nur für 21.000 Jahre im »verachteten« Kreisquadranten zwischen 225° – 315° , in den restlichen 579.000 Jahren aber in den übrigen dreien, und zwar für 404.000 Jahre im »bevorzugten« Quadranten. Verfasser hat diese Erscheinung auf einen seit 600.000 Jahren dauernden abnormalen Zustand des Sonnensystems zurückgeführt. Seine Erkenntnisse wurden auch von Milanković angenommen.

7. Zur Veranschaulichung der genannten Abnormität hat Verfasser die Bildkurven von i und θ in kartesischen und Polarkoordinaten nebeneinander dargestellt. Im letzteren gibt i den absoluten Betrag, θ dagegen den Atimth des Radiusvektors an. Die Überhäufung des »bevorzugten« und die Leere des »verachteten« Quadranten wird dadurch klar. Wenn mit den obigen Mitteln der normale Zustand dargestellt würde, so wären alle vier Quadranten gleich dichtbesetzt, und was wesentlich ist,

würde die Bildkurve θ definitionsgemäss: $\left(\text{tg } \theta = \frac{p}{q} \right)$ die Form der Tangentenkurve in jeder Periode annehmen.

Leider sind diese Ausführungen aus den Pilgrim'schen Tabellen nicht sofort ersichtlich, da dort die fertigen ε -Werte angegeben sind, ohne Möglichkeit für die Separation des Präzessionsfaktors.

Der normale und abnormale Zustand wird kurz im folgenden definiert: in der Verteilung der Störungskräfte hat zu normalen Zeiten e , in abnormalen dagegen ε den Vorteil.

8. Die Pilgrim'schen Tafeln erweisen überaus nützliche Dienste dadurch, das sie, auf 1,010.000 Jahre berechnet, 400.000 Jahre in die normale Epoche des Spätpleistozäns hineinreichen.

Es wird aus den Pilgrim'schen Tabellen gesehen, dass die durchschnittliche Schwankung von Δe um den Grundwert $\Delta e = 23^\circ 17'$ während den 400.000 Jahren des Spätpleistozäns $36'$ betrug, während den 600.000 Jahren des Quartärs aber zu $55'$ zunahm, also das Anderthalbfache des Wertes für normale Zeiten erreichte. Die Periode von ε blieb unverändert 40.000 Jahre, die Amplitude erwies aber wesentliche Schwankungen zwischen normalen und abnormalen Zeiten.

9. Da e kein Minimum besitzt, so lassen sich nur die Maxima vergleichen. Der Wert e zeigt für die 400.000 Jahre des Spätpleistozäns bzw. für die 600.000 Jahre des Quartärs das Verhältnis 501 : 371; es benimmt sich daher ziemlich ungleichmässig. Die Feststellung des »Neuen Problems« über die gleichmässige Veränderung wird auch hier für nichtig erwiesen.

10. Die Pilgrim'schen Tafeln wurden auf Grund der 42 Konstanten von Stockwell berechnet. Diese enthalten jedoch auch die Masse der Planeten mit

Angaben von 1860. Die Pilgrim'schen Tafeln fanden bei vielen, infolge der Fehlermöglichkeiten in den Massenangaben der Planeten, kein Vertrauen. Ein nennenswerter Fehler lässt sich aber nur in dem Massenwerte des Merkurs finden. In Ansicht der 88-tägigen Umlaufperiode des letzteren kann aber dieser Fehler höchstens eine Tremulation von 116 Tagen verursachen, die sich neben den sekulären Perioden vernachlässigen lässt.

Bei der Masse der Erde meldet sich schon ein viel wesentlicherer Fehler. Sie wird von Stockwell (1860) mit 368.683, von Miskovics (1927) mit 328.000, im Stormgreen'schen Lehrbuch (1933) aber mit 332.270 angegeben. Die bedeutendsten Berechnungen der letzten hundert Jahre weisen untereinander Verschiedenheiten von 15% auf. Der Wert 335,172 von Pilgrim steht unseren besten modernen Schätzungen nahe. Wenn es auch einen Fehler in seiner Tabelle gibt, so ist es doch sicherlich nicht richtig, dass dieser Fehler mit der Zeit zunimmt. Im Vergleich zu Miskovics ergeben sich bei den quartären Perioden von $\Delta(e \sin \pi)$ nur Unterschiede von 27 Jahren, die ruhig vernachlässigt werden können. Bei Δe zeigen sich schon grössere Abweichungen, die aber auch nicht mit der Zeit zunehmen.

11. In Anbetracht der nördlichen Zunahme des zeitunabhängigen geographischen Faktors von Δe und der nördlichen Abnahme desselben von $\Delta(e \sin \pi)$ ist es verständlich, dass zu normalen Zeiten trotz geeigneter Interferenzen von Δe und $\Delta(e \sin \pi)$ die glazialen Schwankungen in Skandinavien niemals den Köppen'schen Grenzwert überschritten und eine Klimarevolution zustandegebracht haben konnten.

12. In der geographischen Breite der Alpen sind im Gegenteil durch diese glaziale Interferenz, infolge der Übermacht von $\Delta(e \sin \pi)$ im Verhältnis 501 : 371 und des hohen geographischen Faktors manchmal mächtigere Gletscherbildungen verursacht worden, als im Quartär. Die entstandene »alpine« Vereisung hat aber nie ein trocken-kaltes Klima über das ganze Jahr verursacht. Die spätpliozänen Amplitudenwerte der »alpin« gearteten Vereisungen können auf Grund der Pilgrim'schen Tabellen berechnet werden. Ihre Reihenfolge und Zahl stimmt mit den Ergebnissen geologischer Beobachtungen überein (Ottoberenev, Stauffenberger Phasen und Donauphasen I.—II.—III.). Es wurden auch noch frühere pliozäne und sogar auch miozäne Vereisungen in den Alpen von Eberl bewiesen (briefliche Mitteilung). Die Feststellung des »Neuen Problems«, laut deren es keine frühere Vereisungen gab, ist nur in dem Sinne richtig, dass zu diesen Zeiten keine, den Köppen'schen Grenzwert erreichende Vereisungen zustandegekommen sind.

13. Mit der derartigen Lösung des »Neuen Problems« wird sich natürlich die Frage über die Ursachen des vor 600.000 Jahren beginnenden abnormalen Zustandes ergeben. Verfasser nimmt vor, eine Antwort in der internalen Struktur der Hilfsveränderlichen h, l, p und q zu suchen.

14. Es ist auffallend, dass die Summen der jährlichen durchschnittlichen Rotationen der Apsis- und Knotenlinie im Falle der Miskovics'schen Konstanten nicht übereinstimmen, obgleich die Länge des Perihels von dem Frühlingspunkt aus gemessen wird, der ja selber ein Knotenpunkt ist.

$$\Sigma_6^0 g = 76^{\circ} 38' 392$$

$$\Sigma_6^0 g' = 76^{\circ} 38' 342$$

Fehler oder Differenz 00° 00 050

Wenn nun anstatt des Wertes $g'_0 = 0'' 00 000$, das seiner eigenen Definition widerspricht und die Abnormität verursacht, der obige Wert in Betracht genommen wird, so ergibt sich für p_0 und q_0 eine Periode von 2598 Jahren, die aber wesentlich länger ist, als die auf Grund der Halbierungszeiten radioaktiver Substanzen aus den Moränen der präkambrischen Vereisungen berechnete Dauer. Das richtige Ergebnis wird erzielt, wenn wir den Wert $g'_0 = 0'' 00 076$ einsetzen. Es würde sich so für die Periode von p_0 und q_0 eine Zeit von 1,700 Millionen Jahren ergeben, aus der viermal 25 Millionen Jahre auf abnormale und viermal 400 Millionen Jahre auf normale Zustände entfallen würden. Diese Zeitspannen stimmen mit dem Alter der karbon-permischen Vereisung und mit den auf Grund radioaktiver Halbierungszeiten berechneten früheren Vereisungsperioden recht gut überein. Es folgt daraus, dass das Quartär keineswegs als eine abgeschlossene klimagesichtliche Periode betrachtet werden darf, da es nur den Anfang einer 25 Millionen Jahre dauernden abnormalen Periode darstellt, dessen

überwiegender Teil noch im Schosse geologischer Zukunft schlummert. Andererseits ist der Holozän als der Beginn einer 100.000 Jahre langen grösseren Interglaziale zu betrachten.

15. Die Lösung des »Neuen Problems« auf diesen Richtlinien ist natürlich nichts weiter als ein erster Versuch: die 400.000 Jahre des Spätpliozäns sind nämlich nicht lang genug, um eine Extrapolation auf Tausende von Millionen Jahren berechtigt zu machen. Es sei aber wohl gemerkt, dass die Anhänger des »Neuen Problems« nach den Regeln der Diskussion ihre Feststellungen begründen hätten sollen. Sie haben aber nicht einmal einen Berechnungsversuch angestellt. Verfasser hat im Vorangehenden das »Neue Problem« entkräftet und die Bestätigung der *Milankovič*-Theorie gegeben.

GEOKRONOLÓGIÁNK MAI PROBLÉMÁI

HORUSITZKY FERENC

Nem véletlen az, hogy a sztratigráfiában nálunk is, külföldön is a határkérdések végeláthatatlan boncolgatása került az érdeklődés előterébe. Tudománytörténeti okai vannak annak, hogy sztratigráfiai nevezéktanunkban és rendszeralkotásunkban is hovatovább már egymás megértését veszélyeztető nyelvzavar alakult ki. A mindinkább fokozódó sokértelműségben és bizonytalanságban a magam optimizmusával mégis a fejlődés és tisztulás előjeleit látom. A tudományfejlődés dialektikájának szükségszerű következménye ez. A többi testvértudományhoz képest fiatal tudományunk területén fejlődést jelentő ugrás már több ízben jelentkezett, midőn a sztratigráfiai rendszeralkotásunk alapjait alkotó ideák, mint a diaszτροφizmus, aktualizmus és evoluconizmus, a szakaszosság és folytonosság, az anyag-történet és élettörténet szempontjai tértek a tudományfejlődés ciklusai során újra és újra magasabb síkon vissza.

A kutatók gondolkodását, különösen tudományunk fejlődésének legutóbbi szakaszában többnyire tudományos beállítottságukból érthető bizonyos szakmai egyoldalúság jellemezte, vagy legalább is nézőpontjuk tolódott aránytalanul egyoldalra, aszerint, hogy melyik oldalról való megvilágítás szolgált számukra a földtörténet útján rendszerezésre alkalmas határkövekkel. Ilyen határkövekre pedig már módszertani okból is szükségünk volna, még akkor is, ha a földtörténeti skálában nem törvényszerű összefüggések visszatükrözését, hanem pusztán konvenciót látnánk.

A legutóbbi években a sztratigráfiai rendszeralkotás elvi kérdéseiben mereven egymással szembenálló szempontok ütköztek össze. Részben a biológiai szempontokat tartották a történeti földtani rendszeralkotás terén egyedül üdvözítőeknek, részben a diaszτροφikus szempontok kértek mind sürgetőbben méltánylást. E két szempont között ellentmondások jelentkeztek, mely ellentétek azonban szerintem tárgyunk belső lényegében jelenek s nem gátolják, hanem feloldásukkal elősegíthetik problémáink tisztázását.

A földtörténet egészében a fejlődés egyes állomásai lehetnek biológiai és diaszτροφikus mozzanatok egyaránt. A biológiai kép változása lehet részben geológiai értelemben endogén, vagy exogén hatások közvetlen reakciója és lehet részben a szervezetekben preformált, de a valóságban csupán az időben messzebb gyökeredző változások kiváltódása is. Ezek a tényezők azonban egymástól elvonatkoztatva nem értékelhetők, dialektikus összefüggésüket tükrözi vissza a glóbusnak mint egésznek az élete s helytelenül járnánk el, ha szakmai sovinizmusból az egyik vagy másik összefüggéssorozatot kívánnánk sztratigráfiai rendszerezésünk kizárólagos vezérfonalául a tények összefüggéséből kiszakítani. Határvitáink nagyrésze pedig erre az egyoldalú szemlélési módra vezethető vissza.

Másik oka sztratigráfiai bizonytalanságainknak, hogy sztratigráfiai rendszerünk elvi alapjai is csak fokozatosan tisztulnak. Kortáblánk még ma is nagyrészt formális, voltaképpen csak tudománytörténeti emlékeket őriz, mely formális kereteket különböző kutatók különböző tartalommal kisélelnek meg kitölteni. Nem tartjuk eléggé szem előtt, hogy a sztratigráfia gyökerei egyaránt térbe és időben nyilvának, s a történések és materiális eredményeit egyaránt rögzítik. A történetesség, mi pedig rendszertani kategóriáinkat túlságosan sztatikusán kezeljük s emellett kategóriáinkban az időbeli térbeli és materiális tartalom a szóhasználat során gyakran összekeveredik. Sztratigráfiai rendszerünk alapjait alkotó kortáblánk születésénél fogva nem egyértelmű, nem tükrözi vissza a történést, a fejlődést és az összefüggést, noha a sztratigráfiai rendszernek és kortáblának a fejlődés egészének lényegét és összefüggéseit kellene összesűrítenie és visszatükröznie.

Sztratigráfiai beosztásunk alapja bölcsőjében a közettartalom (litológia) volt, Wernernél éppen úgy, mint Cuviernél, bár a Steno-féle települési törvények szemszögéből nézve beosztásuk nem nélkülözte a viszonylagos időfogalmi tartalmat sem. Cuvier bár izzig-vérig biológus volt, s a kővületek korjelző értékét felismerte, a kővületartalom változásának értelmét mégsem a biológiai fejlődés törvényszerűségeiben kereste, hanem az azonos faunákkal jellemzett földtörténeti szakaszokat a földi élet nagy színjátékának világhatáskörűségétől függőnyével elválasztott új felvonásaiként értelmezte. A párizsi medence rétegtanát a litológiai tartalom szerint talogva mutatja be, sztratigráfiai szemlélete tehát korántsem biológiai, hanem a maga kezdetleges módján diastratigráfikus.

A sztratigráfia atyjának elnevezett Smith W. felismerte ugyan, hogy bizonyos kővületartalom bizonyos rétegekre jellemző s a rétegek kővületartalmuk alapján párhuzamosíthatók, a kővületekben azonban csak valamely rétegre, vagy rétegcsoportra jellemző zárványokat látott, anélkül, hogy a kővületek igazi értelmével és zoológiai jelentőségével törődött volna. Csak szabályszerűségekre és nem törvényszerűségekre bukkant voltaképpen rá s módszerét alig lehetne »biosztratigráfiai módszernek« nevezni.

Az élővilág változásainak s a kővületek korjelző szerepének felismerése csak Darwin leszármazási tanának szemszögéből nézve nyerhetett tudományos értelmet, s kortársának Lyellnek harmadkorbeosztása már az így kialakult élettörténeti szemléletet tükrözi vissza.

A geológia fejlődése csakhamar túljutott a tudományfejlődés leíró állapotán és kirajzolódott tudományunk arculatának jellemző és lényeges összetett vonásai. E vonások egyrészt természettudományosak, másrészt történettudományiak. Tudományunk feladata a felismert folyamatok és jelenségek összefüggéseinek megállapítása s a tudományos fogalom és rendszeralkotás, másrészt a folyamatoknak és jelenségeknek az időben való elhelyezése és követése. Többetként jelentkezik még a szintézis, a fiziko-materiális tartalom globális összefoglalása.

Mindezek a feladatok sürgősen követeltek valamilyen rendszert, amelyben a felduzzadt történeti földtani dokumentáció anyaga térben és időben elrendezhető és áttekinthető. A rendszerhez azonban egységes szemléletre, egységes rendszerezési elvek megérlelődésére lett volna szükség. Ehhez azonban tudományunk sürgető gyakorlati és módszertani igénye nem adott időt. Kortáblánk smithi, lyelli és egyéb örökségekből kiindulva az éppen kéznél levő heterogén elemekből épült rohamosan ki, s összetételében litológiai, élettörténeti, paleontológiai, s tér- vagy időfogalmi elemek keveredtek a többi között földrajzi, önkényes törzsi és helyi bányász- és más elvezésekkel. Kortáblánk szerkezetének ez a szempontonlküli tarkasága és esetlegessége mindenekelőtt a térbeli és

materiális tartalom, illetve értelem és az időfogalmi (kronológiai) tartalom, illetve értelem közti logikailag lényegbe vágó különbség elmosódásával zavarta a megértést és tette nehézessé a tudomány alapvető igényeként jelentkező pontos fogalomalkotást.

Egységeit, mint minden természettudományos rendszer, természetesen a sztratiográfiai rendszer is különböző nagyságrendű és egymás alá rendelt kategóriákba igyekezett besorolni. Ezek a kategóriák is ugyanazokban a hiányokban szenvedtek, mint sztratiográfiai kortáblánk egész szerkezete, melyből mindenekelőtt az idő és térfogalom, másrészt az idő és a materiális tartalom összekeveredése ütközött ki.

Az említett taxonómiai lazaságok hátrányait s az ebből keletkező konfúzió veszélyét már az 1891. évi bolognai nemzetközi geológiai kongresszus megérezte, mikor mindenek előtt a rendszer elvont, tisztán időfogalmi tartalommal rendelkező kategóriáit a konkrét tartalommal rendelkező sztratigráfiai kategóriáktól különválasztotta. Az időfogalmi egységeknek nincsen anyagi tartalmuk, határai mondhatnánk csak elképzelt izokrón felületek, melyek rekonstrukcióját megközelíthetjük, de tökéletesen soha el nem érhetjük.

A közismert séma, melynek végleges formáját az 1901. évi párizsi nemzetközi geológiai kongresszuson fogadták el, magyaros alakjában a következő:

I. táblázat

Időfogalmi egységek	Rétegtani egységek	Példák
Éra	Csoport	Mezozoikum.
Periódus	Szisztéma	Jura
Epoka	Sorozat (Széria)	Liász
Kor	Emelet	Hettangi em.

A bolognai kategóriák és rendszerezés alapelvei egy ideig többé-kevésbé kielégítőnek látszottak és nagyjából átmentek a használatba. Újabbban azonban mind nagyobb ütemben megindult a bolognai rendszer boncolgatása is, mert tartalmi szempontból a kategóriák egyértelműségének biztosítása a rendszer további felbontását kívánja meg. Ez az igény jelentkezik a geokronológiai rendszertan nevezéktanának már-már aggasztónak látszó túlburjánzásában is, midőn taxonómiánk lassan a klasszika-filológia egész szótárát kiaknázza. Hogy csak egy csokrot mutassunk be ebből az új termésből, a bio-periódus, bioepoka, pletozóna, heméra, zooheméra, pletoheméra, auróra, momentum, epizód, köteg, helikie, szekulum, epibola, chron, geochron, aeon, tag, szekvencia, és még sok más sztratigráfiai, illetve kronológiai egységeket jelölő új terminust köthetnénk csokorba.

Seitz O. [17] és Schindewolf O. H. [15] az utóbbi években élénken szót emeltek a terminusgyártási buzgóság ellen és még a térbeli és időbeli fogalmak éles különválasztását is feleslegesnek tartják. Schindewolf szerint a hajszállhasogató széttagolás következménye a nagyrészt nélkülözhető nevek felduzzadása, melyek között alig ismerjük ki magunkat, melyekkel szerinte, senkisen dolgozik. Ezek a terminusok részben ugyanazt jelentik, részben különböző értelemben használatosak és csak zavart okoznak.

Mint látni fogjuk Schindewolf éles kritikájával erősen túllő a célon. A terminusok egyrészével szemben tagadó álláspontja teljesen indokolt, másrésze azonban korántsem hullott át a bírálat és gyakorlat rostáján, hanem hasznos eszközként illeszkedett bele nomenklaturánkba. A szókincs növekedését véleményem szerint éppen az okozza, hogy szakkifejezéseink fogalmi körülhatárolása még mindig nem érte el a kívánatos egzakttságot.

A fent említett negatív állásfoglalással szögesen szemben áll az amerikai iskola, melyen belül az Amerikai Sztratigráfiai Nomenklatura Bizottság (American Commission on Stratigraphic Nomenclature) igen termékeny vitát kezdeményezett egyrészt a nevezéktan megrostálására és egységesítésére, másrészt a jelentkező újabb igények kielégítésére is. A bizottság végül a bolognai rendszer két osztálya helyett a kategóriák három osztálya bontását javasolta [21]. Ezek: 1. az eredeti angol megjelölés szerint a »time units« osztálya, amit kronológiai egységek, vagy időfogalmi egységek néven ültethetünk át szóhasználatunkba. 2. a »time-rock units«, vagy az előbbi módon átültetve kronolitológiai, vagy idő-kőzetfogalmi egységek, végül 3. a »rock units« melyeket egyszerűen litológiai egységeknek, vagy kőzetfogalmi egységeknek nevezhetünk. Elnézést kell kérnem az átültetésnek idegenszerűsége vagy erőltettségé miatt s örömmel vennék bármely találébb és helyesebb megjelölést. (II. táblázat)

II. táblázat

Am. Strat. Commiss. 1947.		
Kronológiai egység	Kronolitológiai egység	Litológiai egység
Éra	Szisztéma	Csoport
Periodus	Sorozat (szériás)	Formáció
Epoka	Emelet	Rétegtag
Kor	Zóna	stb.

Az időfogalmi egységek ebben a tagolásban teljesen a bolognai rendszer egységeinek felelnek meg. Ezeknek az egységeknek kőzetfogalmi, anyagi tartalmuk nincsen. Az idő-kőzetfogalmi egységek sem jelentenek új kereteket, csak a hármas csoportosítás révén exkluzívakban fogalmazták meg őket. Miután azokat a képződményeket, rétegeket, vagy rétegcsoportokat foglalják egybe, melyek bizonyos kronológiai egységek keretében képződtek, fogalmi tartalmuk világosabbá vált. Tartalmuk idő- és kőzetfogalmi, kronológiai és litológiai tartalom-egyaránt és ezáltal az osztályozás kiárja ezeknek a kategóriáknak a keretéből azokat az egységeket, melyeknek az anyagi tartalom mellett időfogalmi tartalmuk nincsen. Ez utóbbiak számára tartja fenn a rendszer harmadik osztályát, a litológiai egységeket.

A litológiai egységek definíciója az időfogalomnak semmiképpen sem függvénye. Megkülönböztetésükre olyan tárgyi bélyegeket használunk, melyek oldalirányban is követhetők és elsősorban genetikusan jellemzők. A litológiai egységek kiválasztása a bolognai sztratigráfiai egységektől nagyobb jelentőségű, a kronológiai és kronolitológiai egységek kiválasztásánál, mert a földtani leírásokhoz térképezéshez és szelvényezéshez többnyire éppen a litológiai egységek szolgáltatják a fizikai alapot. A gyakorlatban a legtöbb zavart és félreértést az okozta, hogy a litológiai egységek elhatárolható időértéket is tulajdonítottak. Példaként glaukonitos homokkövünket, a slirt, vagy akár a dachstein mészkövet, vagy a chlamiszos homokkővet említhetjük meg. Az első lenyúlhat a rupéli emeletbe és felhúzódhat a miocén aljág a helyi körülmények szerint, a második lenyúlhat a burdigalai emeletbe, de felhúzódhat a tortonai emelet aljára is, a dachsteini mészkő képviselheti a nóri, vagy réciai emeletet egyedül, vagy mindkettőt együttesen, de lenyúlhat, mint éppen Budapestén a karni emelet magasabb szintjéig is. Természetesen itt értelmetlen a glaukonitos homokkő, a slir, vagy a dachsteini mészkő földtani korát illetve, kronológiailag megszabott határait vitatni, mert ilyen elhatárolható kronológiai tartalom a litológiai

egység fogalmából hiányzik. Hasonló az eset hazai viszonylatban a miocén chlamiszos homokköveivel is, mely az éppen ilyen bizonytalanul elhatárolható miocén slir rováására fejlődhetik ki helyenként és viszont. Ez utóbbi világosan kitűnik V a d á s z borsodi szelvényéből [18] és J a s k ó egercsehi környéki adataiból is [9]. Ezt azért tartom célszerűnek kiemelni, mert a legutóbb nálunk éppen a chlamiszos homokkő «korának» revízióját látták szükségesnek [12].

A litológiai egységek nem kívánnak meg közzétteni egyöntetűséget sem (pl. flis), de mindenesetre legalább is genetikailag jellemző rétegösszletet fognak össze. Ilyen esetben a litológiai egységek alegységekre is tagolhatók. Rangsoruk: a legmagasabb rendű egység a csoport, alacsonyabb rendű a formáció, végül a rétegtag (membre), melyeket néha még kisebb helyi érdekű egységekre osztanak, mint rétegtelep, lencse stb. Példaként itt a bakonyi «felső márga csoport»-ot lehet megemlíteni, mely már B ö c k h J á n o s beosztásában szerepel így először, s melyen belül a w e n g e n i p a l á k formáció értékű litológiai kategóriát képviselnek. A hárshegyi homokkőhöz, mint formáció értékű litológiai egységhez tartoznak a homokkő összletben esetleg elkülöníthető konglomerátumos, illetve finomszemű rétegek, sőt a formációval genetikusan összefüggő tűzálló agyagok is, mint alacsonyabb rendű litológiai egységek, rétegtagok, vagy lencsék.

A litológiai egységek mindig formális neveket is kapnak, melyek mindig különböznek a kronológiai és kronolitológiai egységek neveitől. Amerikában az elnevezések földrajzi megjelölésekhez kapcsolódnak. (pl. Leonard formation, Missouri csoport, vagy közzétteni megjelöléssel együtt Oryskani homokkő, Tully mészkő stb.) Nálunk Európában is gyakran földrajzi megjelölést kapcsolunk a jellemző közzétteni bélyeghez (hárshegyi homokkő, dachsteini mészkő). Esetleg a leggyakoribb kövülettartalom szolgál az egység jellemzésére (cerithiumos mészkő, turilliteses márga).

A sztratigráfiai rendszer osztályainak széttagolása még ezzel a jelentős lépéssel sem ért véget. W h e e l e r H. E. és társai [20] a rendszer további bővítését javasolták. Az előbb tárgyalt hármas beosztás kategóriáit magukévá teszik, rámutatnak azonban arra, hogy a kronolitológiai egységek osztályának legkisebb egységeként tekintett «zóna» kronológiai tartalma eltolódhat. A zónák indexfajainak kétségtelenül időre volt szűkségük, míg kialakulási helyükről kiindulva elfoglalták egész elterjedési területüket. Ezáltal a zónák bélyegei az időben laterálisan eltolódhatnak, tehát nem fejeznek ki elvileg feltétlen egyidejűséget, szinkronizmust. 1948-ban W h e e l e r H. E. és B e e s l y E. M. [20] a bélyegek laterális eltolódását az időben «temporal transgression»-nak nevezte. Itt megint olyan kifejezéssel van dolgunk, amit magyarul alig lehet hűen visszaadni. Körülbelül az «időbeli túlterjedékenységre» fejezheti ki a fogalmat, ami azt jelenti, hogy a zónabélyegek túlterjedhetnek a típushelyükön nekik tulajdonított időkereteken, akárcsak a tengeri transzgresszió során a térben és időben eltolódó fáciesbélyegek.

W h e e l e r é k azokat az egységeket, melyekre az «időbeli túlterjedés» lehetősége jellemző kiemelik a rendszer «idő-kőzetfogalmi» (kronolitológiai) osztályából és egy új osztályba helyezik, melynek egységeit «para time-rock units»-nek nevezik el. Ha következetesen akarunk lenni a szófordításban ezeket az egységeket «para-idő-kőzetfogalmi» (para-kronolitológiai) egységeknak kell neveznünk. Ilyenek a faunizónák, a florizónák s a litizónák, amelyeket az említett szerzők izobiolitikus, illetve izogeolitikus egységeknak neveznek. Amíg a kronolitológiai egység geológiai értelemben a b s z o l ú t e g y i d e j ű s é g e t, a para-kronolitológiai egység csak m e g k ö z e l i t ő e g y i d e j ű s é g e t fejez ki. Véleményem szerint ebben az osztályozásban a zónafogalom lényegének az «időbeli túlterjedékenységre» a tudatosítása már rést üt a sztatikus szemléleten, a m o z g á s l e h e t ő s é g é t h a g y j a n y i t v a s m i n t l á t u i f o g j u k a d i a s z t r o f i k u s beosztás felé ver hidat (III. táblázat).

III. táblázat

Wheeler, stb. 1950.			
Para-kronolitológiai egység	Kronológiai egység	Kronolitológiai egység	Litológiai egység
Erelet Faunizóna Lítizóna stb.	Eon Éra Periodus Epoka	Szisztéma Szériés	Csoport Formáció Rétegtag Stb.

A sztratigráfiai kortábla rendszertani vázának mind terjedelmesebbé válása kétségtelenül fejlődést tükröz vissza s ezért inkább biztató, mint aggasztó. Az eddigi fejlődés irányában még további lehetőségek rejlenek s meg fogom kísérlni ezen az úton még egy lépéssel továbbhaladni. Ehhez azonban még néhány fogalom további tisztázására s a kronológiai probléma más oldalainak megvilágítására is szükségünk lesz.

Alapvetően szükség van néhány vonatkozásban a szóhasználat egységességének biztosítására. A litológiai egységek osztályának alapegységeként a »formációt« határoztuk meg. A szó ilyen értelmű használata nálunk eleinte szokatlan lehet, mert a formáció szót Németországban gyakran a »szisztéma« szó értelmében használják és ilyen értelemben szívdótt fel sok helyen a német említkön nevelkedett hazai földtanunk szóhasználatában is. A formáció szót azonban kizárólag térbeli és litológiai értelemben használta már a werner és cuvieri iskola is és ilyen értelemben foglalt állást a bolognai kongresszus és így honosodott meg francia és angol szaknyelvben, annak ellenére, hogy ott bizonyos kétértelműséget okoz a szónak a képződésre utaló használata is. (Formation fluviatile, marine, lacustre stb.) Nálunk az ilyen többértelműséget elkerülhetjük, ha az utóbbira a magyar »képződmény« szót használjuk s a formáció szót eredeti latinos formájában a litológiai egységek számára őriznénk meg.

Nagymértékű bizonytalanság uralkodik a »zóna« fogalom értelmezésének tekintetében is. A zónafogalom a sztratigráfiai rendszeralkotás első gyermekei közé tartozik, amennyiben d'Orbigny használta először, midőn az angol Smith-féle kezdeményezés után a 19. század közepén hazája júra képződményeit az angol júrával összehasonlítva kidolgozta a francia júra rétegtani skáláját. A skála egységei a faunák összetételének azonosságán, vagy a nemek és családok kihalásán alapultak. Skálájának legkisebb egységét »zónának« nevezte. D'Orbigny kutatási irányát Oppel folytatta és délnémet júrában a zónáknak megfelelő 33 »horizontot« állapított meg és valamennyinek a megfelelőjét megtalálta az angol és francia rétegsorban is. D'Orbigny és Oppel, bár zónabeosztásukat nem egyes fajokra, hanem jellemző faunák egymásutánjára alapították, rendszerük vizát gyakorlatilag mégis az Ammonitesek alkották. A zónafogalom továbbfejlesztője Kleinpell a zónát, mint »rétegcsoportot« határozza meg [10], melyet a szerves maradványok bizonyos együttese jellemez, melyek közül az egyik gyakorisága és jellegzetessége miatt indexként használható. Ez a meghatározás a zónát világosan, mint litológiai egységet mutatja be. Wagen szerint [20, 1864] ezzel szemben a zóna »valamely elterjedt faj mutációjának időtartama«. Ilyen értelemben mai meghatározásunk szerint a zóna tisztán időfogalmi egység volna s így foglal állást Pompeckij [13] és Freebold [7] is. Az amerikai bizottság meghatározása szerint a zóna olyan alárendelt rétegtani egység, melynek képződési ideje valamely flóra, vagy fauna egzisztálása idejében üledtek le. Ilyen értelemben tehát a zóna világosan kronolitológiai egység volna, melyet azonban Wheelerék a para-kronolitológiai egységek keretébe helyeztek át.

A fogalmin értelmezés nagymértékű fenti eltérése mellett a másik bizonytalanság a zónák kronológiai értékét illetően jelentkezik, akár a faunákat, akár az egyes fajokat választjuk a zónák jellemzésének alapjául.

A zónák jellemzésére a »faunák« nehezen használhatók. Valamely fauna ugyanis biológiai és törzsfajlódási szempontból is igen különböző értékű elemekből tevődik össze. Egyrésze olyan fajokból áll, melyek a képződmény kialakulását meghatározó fizikai és kémiai, tehát ökológiai viszonyokhoz vannak kötve. Ezeknek a viszonyoknak az uralma a területek helyi ösföldrajzi adottságai szerint korábban, vagy későbbben kezdődhetik s hosszabb, vagy rövidebb ideig tarthat; az ilyen alakok tehát nem szolgálhatnak azonos időtartamok, vagy időmomentumok meghatározásának alapjául. Más fajok között, vagy kevésbé érzékenyek lehetnek a környezet változásaival szemben. Mivel ezek a földtörténeti változásokra is kevésbé érzékenyen reagálnak, ezek sem lesznek alkalmasak élesebb földtörténeti elhatárolásra. Találhatunk a faunában alakokat, melyeknek kialakulása és eltűnése a vizsgált áréában vagy képződménysorban követhető nyomon, tehát fejlődésük ortogenetikus, mások bölcsőjét viszont időben és térben másutt kell keresni. Így mindenesetre megkülönböztetést kell tennünk az egyes fajok »holobiotikus« és »phaenobiotikus« élettartama között. A fauna alakjai emellett törzsfajlódási szempontból is gyorsabb és lassúbb fejlődésű alakokat foglalnak össze. A »fauna«, mint olyan tehát ebben a laza értelemben túl tág fogalom ahhoz, hogy geokronológiai korrelációhoz, zónajellemzéshez közvetlenül felhasználható legyen. Természetesen ez nem jelenti azt, hogy a faunák nem tesznek hasznos gyakorlati szolgálatot korlátozott területen a képződmények párhuzamosítása céljaira, ha az egyes fajok eltérő értékének figyelemmel tartásával dolgozunk, és ha nyugodtak lehetünk afelől, hogy a vizsgált területen belül a fauna nem migrál a fáciessel (időbeli túlterjedékenység). Hazai sztratigráfiai vitáinkban éppen a faunák ilyen elemző elbírálásával nem találkozunk.

A faunák nehéz és bizonytalan kronológiai kiértékelése miatt biosztratigráfiai szempontból kétségtelenül helyesebbnek látszik, ha iparkodunk a kronológiai skálát egyes fajokkal, vagy nemekkel alátámasztani. Gyakran azonban az egyes fajokra alapított zónakorreláció is okoz nehézségeket és vet fel problémákat. A faj megjelenése két távolabbi területen csak akkor biztosítja az egyidejűséget, tehát akkor tükrözi vissza a környezetváltozástól közvetlenül független »autonom« biológiai fejlődést, ha az új alak valóban ortogenetikus fejlődés eredményeképpen jön létre. Ha a törzs elődeit az új megjelenés területén nem ismerjük, hosszabb, vagy rövidebb migrációval lehet számolnunk, ami a kronológiai párhuzamosítást már bizonytalanná teheti.

Fiege, aki 1951. év végén a legbehatóbban foglalkozott a zóna-fogalom körüli visszasságok kérdésével [6] a zónafogalmat szilárd biológiai alapra kívánja helyezni. Szerinte a zóna a törzsfajlódás egyik láncszemének (fajának) az élettartama (kronológiai egység!) Az élettartalom szerinte akkor elhatárolt, ha a faj megjelenése előtt és kihalása után a törzsnak más fajai éltek. Nem feltétel azonban, hogy az előd az új faj kialakulásakor nyomtalanul kihaljon.

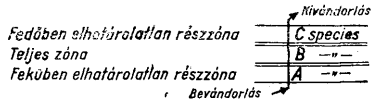
Véleményem szerint a zónafogalom ilyen tisztán időfogalmi értelmezése gyakorlatilag csak fokozná a bizonytalanságot s ezért a Wheeler-féle értelmezést kell helyesnek tartanunk. Éppen Fiege ábrája (1. ábra) mutatja be, hogy az üledékképződés megszakadhat valamely zónafaj élettartama folyamán. Ebben az esetben a rétegek közötti hiány felel meg az ábrán feltüntetett B zónának, noha a lézág a faj élettartamán belülre esik. Ily módon egy sztratigráfiai negatívumot kellene kronológiai értelemben a zónafosszília természetes hiánya mellett zónaként megjelölnünk, noha a szerzők nagyrésze a zónamegjelölés használatát éppen a zóna indexfajának tényleges jelenlétéhez köti. Kronológiai értelemben valamely faj tényleges és teljes élettartamának megjelölésére javasolta B u c k m a n n [3.], félreértések elkerülése végett a »heméra« szót.

Ha a zónajelző faj olyan fajtól származik törzsfajlódásileg, mely nem élt valamely áréában, fel kell tételeznünk, hogy más áréából vándorolt be. Példaként említhetjük meg a Tethys Lithoceras és Phylloceras sarjainak ÉNY-Európa epikontinentális tengereibe való bemigrálását a júra folyamán. A bevándorolt faj ilyenkor csak teljes élettartamának egy részét tölti új életterületén, ahol csak »részzóna« kialakulását észlelhetjük, mely a f e k ü b e n e l h a t á r o l a t l a n. A faj éltetett valami területen, ahol kialakult, anélkül, hogy ugyanott utódokat hagyott volna hátra. Ebben az esetben más életterbe vándorolhatott, ahol tovább élt. Ilyenkor a f e d ő b e n e l h a t á r o l a t l a n r é s z z ó n á v a l állunk szemben (2. ábra). Ha viszont a faj előd nélkül jelent meg és utód nélkül tűnik el, a bevándorlás és kivándorlás tényével egyaránt számolnunk kell, tehát a részzóna a f e k ü b e n és f e d ő b e n e g y a r á n t e l h a t á r o l a t l a n. A fekéiben és fedőben elhatárolt teljes zóna megnyugtatóan csak akkor határozható meg, ha a zónafosszília ortogenetikusan igazolható, hogy más életterekben sem élt tovább. A gyakorlatban ez a ritkább eset.

Az új alakok gyakran gyökértelen megjelenése és nyomtalan eltűnése többnyire a közettani és biológiai fációk határaihoz van kötve, s a kövület ezért »vezérvösvény«



1. ábra



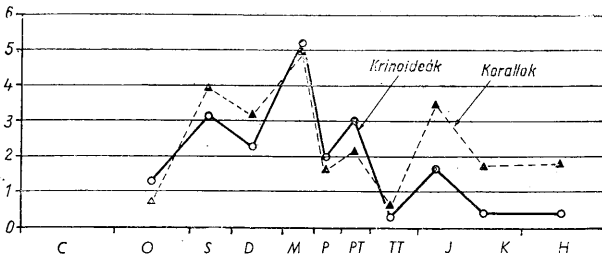
2. ábra

szerepét látszik betölteni, holott éppen ebben az esetben kronológiailag kisebbértékű kövülettel van csak dolgunk, mely együtt migrálhat a fációssal. A veszélyt kronológiai értékelés szempontjából éppen az jelenti, hogy az ilyen fajokat azért tekintik könnyen »vezérvösvényeknek«, mert rövid időre jelennek meg és gyakori előfordulásúak. Az ilyen fekéiben és fedőben egyaránt elhatárolatlan részzónákra alkalmazhatjuk a leghelyesebben a csak helyi értékű »horizont« nevet, ami az ősföldrajzi változások szemmel tartásával korlátozott területre való párhuzamosításra azért természetesen minden elméleti aggály mellett is jól felhasználható lehet.

Meg kell itt említenem, hogy a fent meghatározott »részzónáknak« semmi közük sincs a B r i n k m a n n [1] által felállított »szubzónákhoz«, melyek a szubspeciések élettartamát jelentik. Ez a kategória már csak azért sem megnyugtató, mert a »szub-species« fogalma és keretei is bizonytalanok.

A földtörténeti rendszertani keretek szempontjából a paleontológiai anyag kiértékelésénél jelentkező elvi és gyakorlati nehézségek következtében a kutatók egy részében bizalmatlanság támadt az egész paleontológiai-kronológiai rendszerrel szemben. Földtörténeti kortáblánk egységeinek elhatárolásánál az é l e t t ö r t é n e t. elem az uralkodó s úgy érezték, hogy a földtörténeti összefüggések mai ismeretében ez a tudományfejlődés mai szakaszának már nem felel meg. Az élővilág változásában a földtörténeti események reakcióját és visszatükröződését látva, megkísérelték a biosztratigráfiai elvet a ciklikusnak és ritmikusnak felismert, vagy legalábbis felfogott anorganikus-fizikai fejlődés elvével helyettesíteni s a biosztratigráfiai módszer fölé a diasztrófikus módszert helyezni. A diasztrófikus módszer nagyobb mértékben iparkodik a földtörténeti kortáblát a tényleges földtörténeti eseményekkel összehangolni s a föld-

tani szakaszok elhatárolásánál is ennek a földtörténeti elvnek nyújt előnyt. A diasztrifikus iskola nem tagadja a kővületek használhatóságát a sztratigráfiai gyakorlatban, de az elhatárolás, az egyidejűség megállapítása és a párhuzamosítás szempontjából a paleontológia által szolgáltatott bizonyítékokat egymagukban nem látja mindig meggyőzőknek. Már Suess E. azt írja az Antlitz der Erde-ben, hogy: »bár a fauna időnkinti karaktere igen nagy értékű passzív ismertetőjegye az időszakok elhatárolásának, majd ha a változások fizikai okai pontosabban felismerhetővé válnak, ezek fognak egyedül természetes határokkal szolgálni az időszakok elhatárolásához.«



3. ábra

Chamberlin szerint [5] »a diasztrifikus korreláció végső alapja«. Ennél is szélsőségesebb álláspontot foglal el Swiner [18], aki szerint, »bár a földtan időszámítását az élővilág fejlődésére alapozták, ez véletlenségből adódott így és nem is lényeges«.

A diasztrifikus iskola különösen Amerikában terjedt el, de számos kiváló képviselője van Európában is, mint éppen a legnagyobb összehasonlító regionális anyag ismerője és feldolgozója Bubnoff [2] s Csehszlovákiában Zapletal [23].

A diasztrifikus szemlélet levonja a tanulságát annak, hogy mint láttuk, a biosztratigráfia alapegysége, a zóna, nem nyújthat megnyugtató időmértéket, tehát a biológiai fejlődés nem szolgáltathat elég pontos órát a földtani időszámítás számára. Az élővilág fejlődése autonóm elemei mellett is feltételezhetően összefüggésben van a külvilág változásaival. Ezt tükrözi vissza, ha az összefüggések bonyolultsága miatt nem is rendszeresen, az, hogy a jelentősebb élettörténeti változások az epirogen fázisokkal és az orogenezis nagyobb arányú eseményeivel esnek egybe.

Minden kronológiai bélyeg alapfeltétele, hogy világszerte elterjedt és felismerhető legyen, másrészt valóban egyidejű mozzanatokot jegezzen fel. E követelmények kielégítéséhez Európában Stille H. szintetikus munkássága szolgáltatta az elméleti alapot két alapvető tételének a felállításával, melyek közül az egyik az orogenetikus időtörvény, a másik pedig az epirogenetikus egyidejűség szabálya. Az orogenetikus időtörvény az orogén fázisok világérvényességére és viszonylag rövid tartamára mutat rá, az epirogenetikus egyidejűség szabálya pedig a nagy epirogen mozgások, transzgressziók és regressziók egyidejű egyértelműségét, tehát a transz-

gressziókkal jellemzett »talattokrát« és regressziókkal jellemzett »geokrát« időszakok váltakozását emeli ki. Az epirogén idôszakok a hosszabb fejlődésnek, a feszültségek halmozódásának megfelelő »evolúciós« idôszakok, az orogén idôszakok viszont »revolúciós idôszakok, midôn, a dialektikus materializmus nyelvén azt mondhatnánk, hogy a mennyiségi változások halmozódása a földkéreg szerkezetét megváltoztató minôségi változásokba csap át. Stille az idôben is rögzítette az orogén fázisokat melyek száma már eléri a felismerhetô paleontológiai zónák számát, mely különbözô nagyságrend szerint rangsorolt fázisok alkalmasaknak látszhatnak arra, hogy a konvencionális korlátlához korrekcióval szolgáljanak.

A biosztratigráfiai alapon felállított kortáblát elméleti megfontolások miatt is szükségszerûen össze kell a diasztrófizmussal, tehát a glóbus életének természetes ritmikájával hangolni, mert nyilvánvaló, hogy a nagy orogén mozgások hozzájárulnak létre földünkön a legmélyrehatóbb változásokat, melyek az élvilágot befolyásoló környezet megváltozásával is járnak, melyek véget vetnek a változásokhoz rugalmasan alkalmazkodni nem tudó fajok életének, stimulálják a fajok differenciálódását, a transzgressziók és regressziók pedig a szárazföldi és tengeri összekötô utak megváltoztatásával s a parteltolódások aktív szerepével közvetlen meghatározói a fajok vándorlásának és elterjedésének. A földtörténet ciklicitása és az életfejlődés ciklicitása közötti összefüggés gyakran igen szembevetôen jelentkezik. Példaként az azonos életmódot folytató korallok és krinoideák differenciálódása közötti párhuzamos ciklicitást mutatja be (Nevill szerint) a 3. ábra, ami a külsô változásokra való azonos értelmű reakció nélkül alig volna értelmezhetô s nehezen volna pusztán véletlennek tekinthetô. Az abszcisszán levô jelzések a földtani korokat jelentik, az amerikai beosztás szerint, az ordináta számai az új genuszok számát jelentik millió évenként. Kétségek merültek fel az orogén fázisok megnyugtató egyidejűségével kapcsolatban is. Nincs terem itt részletebben belebocsátkozni az egyidejűség kérdésének vitatásába, de logikusan feltételezhetônek tartom, hogy ha valahol a földkéreg egyensúlya megbomlott ez az azonos okok vagy következmények folytán érzeteti hatását a glóbus egész területén. A talattokrát és geokrát idôszakok váltakozása is globális okokra vezethetô vissza, s valószínűleg a glóbus periodikus formaváltozásait magyarázható. Erre vall a nagy transzgressziók irányítottága meridionális és ekvatoriális irányúival, ahogy azt korát meghaladva Oroszország földtanára Karpinszkij, É.-Amerikára később Schuchert, s K.-Európára újabban Bubnoff paleográfiai szintézisei s Quiring, nálunk Schmidt Eligius és mások elméleti megfontolásai kimutatták. Diasztrófikus szemlélet nélkül egyáltalában nem volna érthetô az élettörténetnek a földtörténeti kortáblában visszatükrözôdô szakaszossága sem, mert enélkül az élvilág fejlődése nemcsak lineáris, hanem folyamatos is volna s a sztratigráfiai határok valóban csak konvencionálisan volnának megvonhatóak.

Európa geológiájának kiváló összefoglalója, Bubnoff a földtörténeti mozzanatok szabályosságából adódó szabályosságra, ciklicitására helyezve a fôszólyt, iparkodott Európa földtanának szintézise során alapot nyújtani, ahogy ô írja: »az idô szisztematikája« számára. A kambriumtól kezdve, tehát amióta biosztratigráfiai alapon pontosabb idômeghatározás lehetséges, 6 nagy ciklust különböztet meg, melyek mind, egyikét transzgressziós, inundációs, regressziós és emerziós fázisokra osztja. Az egyes fázisok beosztásában még további szakaszokra tagozódik. Így a transzgressziós fázis két szakaszra, s az inundációs fázis két alfázisra (inundáció s. str. és differenciáció) oszlik. Minden fázist bizonyos, és ciklusonként visz a t ér ô közettani és biológiai fációs tûlsúlya, (nem egyeduralma) jellemez. A ciklusok végén többnyire világszerte elterjedt orogenetikus, illetve tektonogenetikus fázis helyezkedik el. Bubnoff skémáját a IV. táblázatban mutathatjuk be:

IV. táblázat

	I. ciklus	II. ciklus	III. ciklus	IV. ciklus	V. ciklus
1. Transzgresszió	Kambrium	Alsó devon	Triasz-liasz	Neokom	Paleoc.-eocén
2. Transzgresszió	Alsó ordo- vicium	Középső devon	Dogger	Gault- Cenomán	Alsó oligocén
Inundáció	Felső Ord.	Felső devon	Oxfordi	Turon	—
Differenciáció	Gottlan- dium	Alsó kar- bon	Kimmeridgi	Emscher a. szenon	Középső oli- gocén
Regresszió	Downtoni	Felső karbon	Portlandi	Felső szenon	Felső oligocén
Tektogenezis	Kaledoni	Variszkuszi	Kimmériai	Larámiai	Szávai
Emerzió	Gedinni	Permi	Purbeck- Weald	Dániai	Akvitáni

B u b n o f f egyes ciklusainak az urán-ólom módszer szerinti abszolút időtartamát is lemérte. Eszerint az ópaleozóos, vagy prekaledóniai ciklus 175—180, a fiatal paleozóos prevariszkuszi 120—135, az ómezozóos- prekimmériai 70—85, a fiatal mezozóos 50—60, az ókainozói (preszávai) 35—40, az újkainozói 20—25 millió esztendősi időtartamot mutat. E számok azt a meglepő szabályszerűséget mutatják, hogy minden fiatalabb ciklus eléggé pontosan 2/3 része a megelőzőnek. Ebből B u b n o f f a földtörténet ütemének tényleges és szabályszerű gyorsulására következtet.

A ciklusfejlődés felismerése most már még további bővítését teszi lehetővé kronológiai rendszerünknek. Mint fejtegetéseink első részében láttuk, a W h e e l e r-féle para-idő-közefogalmi (para-kronológiai) egységek már bizonyos értelemben kinetikus természetűek, mert az »időbeli túlterjedékenység« (temporális transzgresszió) következtében már nem abszolút, hanem a túlterjedésnek, mint mozgásnak a mértékétől függően csak megközelítő egyidejűséget fejeznek ki. Éppenúgy csak megközelítő időtartalma van a ciklus fogalomnak is, mert a ciklusok kezdete és vége az időben eltolódhat, tehát szintén a temporális transzgresszió függvénye. Míg azonban a para-kronológiai egységek nem fejezik ki a változást magát, a főciklusok, ciklusok, fázisok és alfázisok rendszeréből, hozzátartozva még az egyes ciklusokon belül is fellépő oszcillációkat, felállíthatjuk a diasztrófikus egységek vázát, melyet a W h e e l e r és társai által felbontott sztratigráfiai rendszer újabb osztályaként az alábbiakban kísérek meg felvázolni. Ennek az újabb taxonómiai osztálynak az egységeit, az idők egymásutánjában elhelyezett diasztrófikus mozzanatok lévén, kronodiasztrófikus egységeknek nevezhetjük. Ezt az elnevezést azonban nem tudnám hirtelen megmagyaráítani, mert egyelőre a földtörténet nagy változásait és következményeit egybefoglaló »diasztrófa« szónak sem ismerem a magyar megfelelőjét (V. táblázat).

A fent bemutatott rendszer tehát diasztrófikus alapokra épült, és mozgásállapotokat rögzít s tényleges földtörténeti változásokat választott alapjául. A rendszer egységeit nagyjából a B u b n o f f-féle kategóriák alkotják, a B u b n o f f-féle ciklusokat »főciklusokká« emelve, ciklusokra tagolva s az osztályozást a ciklusokon belül fellépő oszcillációkkal bővítve. A kronodiasztrófikus rendszer alkalmazásával kapcsolatban az egyértelműség megőrzése végett még néhány konvencióban kellene megállapodni.

V. táblázat

Kronodiasztrófikus egységek		Példák a kronológiai párhuzamosításra
Főciklus		Ókainozóos = preszávai
Ciklus		Sztampi
Fázis	Transzgresszióss	Rupéli
	Regressziós	Katti
	Emerziós	Oligo – miocén
Alfázis	Transzgresszió eleji	Alsó rupéli
	Transzgresszió végi	Felső rupéli
	Regresszió eleji,	Alsó katti
	Regresszió végi	Felső katti
Oscilláció	Az alfázison belül	Betelepülés (interkaláció)

Ezek a következők volnának: 1. A kronodiasztrófikus megjelölések egyrészt a kronológiai tartalmat, másrészt a diasztrófikus mozzanatot fejezzék ki, pl. »sztampi ciklus«. 2. A főciklusok nevei több ciklust összefoglaló gyűjtőnevek. Pl. ópaleozóos, újpaleozóos, ómezozóos, újmezozóos, ókainozóos, újkainozóos főciklusok. 3. A főciklusokat elválasztó orogén fázisokat a főciklusnév szinonimájaként lehet érzékeltetni B u b n o f f példájára. Pl. prekaledoni, prevariszkuszi, prekininériai, prelarámi, preszávai főciklusok. 4. Ha az üledékképződési ciklus a használatos kortábla több szakaszát foglalja egybe, akkor a megjelölésben mindegyik nevét egybe kell kapcsolni. Pl. a Keleti Középhegységben ilyen a burdigalai-helvéciai ciklus. 5. Emerziós fázisok esetében, mivel ezek két ciklus között bizonyos sztratigráfiai »senki földjét« képviselhetik, ha más tárgyi bélyegek pontosabb hovatartozását nem döntik el, mindkét határidőszak megjelölendő. Pl. oligo-miocén, vagy maestrichti-galliai (dániai-monszi) emerziós fázisok. 6. Ha valamely ciklus új ősföldrajzi állapot kialakulását vezeti be, akkor azt az új főciklusba kell helyezni. Így pl. a dániai és aktíván ciklusok B u b n o f f t ő l eltérően már az ókainozóos, illetve újkainozóos ciklusokba kerülnek. 7. Ha az emerziós fázis az előző ciklustól orogén fázissal van elválasztva, csak a fiatalabb ciklus nevével jelölendő. Pl. latorfi emerziós fázis mely nálunk a pireneusi mozgások főfázisát követi. 8. A diasztrófikus ciklusok elnevezéséül csak olyan földtörténeti szakaszok neveit használjuk, melyek másutt túlnyomóan vagy legalább típusos területeiken valóban jól elhatárolható ciklusokként jellemezhetők. 9. A kronodiasztrófikus egységek mindig litológiai egységekként jelentkező rétegtani fáciesek, vagy faciessorok földtörténeti helyét rögzítik.

Mutassuk már most be példaként, hogy milyen játszai könnyedséggel és egyértelműséggel s emellett földtörténetileg sokatmondóan tudnánk megjelölni valamely egészen kis egységnek, pl. az oligocén slirfáciesbe esetleg betelepülő bryozoós padnak megfelelő földtörténeti mozzanatot is rendszerünkben. megállapítva, hogy az ókainozóos = preszávai főciklus sztampi ciklusa regressziós (katti) fázisában, a regresszió eleji alfázisban bekövetkezett oszcillációt tükrözik vissza. Nem lesz

értelme határvitáinknak, ha valahol a miocén slir és a chlamysos homokkő határa táján észlelt chlamysos homokkő által képviselt földtörténeti mozzanatot mint *burdigalalihalvéciai ciklus* transzgresszív fázisát jelölöm meg, s a slirt ugyanezen fázis transzgresszióvégi alfázisának üledékeként tekintem. Nem fogja zavarni a kronológiai elhelyezést a kronodiasztrófikus rendszer szerint, ha az »időbeli túlterjedékenység« (temporális transzgresszió) a cikluson belül éles határ meghúzását, abszolút egyidejűség megállapítását lehetetlenné is teszi.

Első, javítható és kiegészíthető, sőt kiegészítendő kísérletként mutattam csak a fenti rendszerezést be. A beosztás dinamikus s valóban visszatükrözi a földtörténeti fejlődés lényegét. Akkor is alkalmazható, ha a ciklikus fejlődés különböző területeken nem teljesen párhuzamosan ment végbe. Természetesen rendszerünk sem mindentudó. Elsősorban epikontinentális területeken és a labilis self területén alkalmazható, ahol a »diasztrófikus óra« a legpontosabban működik. Kevésbé szembetűnő a rétegsorok földtörténeti tagolódása a tartásan süllyedő üledékgyűjtők, gecszinklinálicsek területén. A diasztrófikus elv alkalmazása a jövőben azonban valószínűleg itt is megfogja a rendszerezéshez a kulcsot találni. Többek közt *Pruvost* mutat rá arra [14], hogy a süllyedő üledékgyűjtő terek epirogén mozgása sem folytonos, hanem lökésszerűen, szakaszosan megy végbe, ami az üledékképződés ritmicitásában jut kifejezésre. A szedimentológia újabban nagy súlyt helyez az üledékképződési ritmusok gyakran egész aprólékos vizsgálatára is, és az üledékképződés ilyen elemző vizsgálata *Vadász* E. Magyarország földtanában is kiemelkedő helyet foglal el. Meggyőződésem, hogy mindezek a vizsgálatok a diasztrófikus elv használhatóságának kiterjesztésére fognak vezetni.

Mídon a geokronológiában a diasztrófikus szempontok nagyobb mértékű érvényesítése mellett foglalkozni állást, nem mehetek el megjegyzés nélkül azok mellett az ellenvetések mellett sem, melyek a diasztrófikus osztályozással szemben elvi síkon paleontológusi oldalról felmerültek.

Ezeket az ellenvetéseket főleg *Schindewolf* foglalta több munkájában össze [15, 16]. Annál is inkább kell ellenvetéseivel foglalkoznom, mivel egyik dolgozatomban [21] diasztrófikus szemléletét külön is bírálta.

Fő ellenvetése, hogy a diasztrófikus jelenségek szerinte nem viselik magukon az idő bélyegét, szinkronizmusuk bizonytalan, s főleg nem jellemzi e változásokat az egyirányú fejlődés és az irreverzibilitás, mely a kronológiai osztályozásra egyedül a paleontológiai változásokat teszi alkalmassá. Mivel a tektonikai diszkordanciák kronológiai elhelyezése is biosztratigráfiai alapokon nyugszik, *Schindewolf* szerint logikátlan mert két különböző elvet kever össze.

A súlypont *Schindewolf* érvelésében a szinkronizmuson és a rendszerezési illetve kormeghatározási elvek keveredésén és a paleontológiai elv prioritásán nyugszik. A szinkronizmussal kapcsolatban a zónafogalom tárgyalása során már jelentkeztek a bizonytalanságok a paleontológiai módszerrel kapcsolatban is. Semmi garanciánk nincs arra nézve, hogy valamely faj első megjelenése vagy kihalása különböző áréakban tökéletesen egyidejű volna. Bár mint posztulátumot gyakorlatilag az egyidejűséget kénytelenek vagyunk elfogadni, ha korrelációra törekszünk. Az ellenkezőre is akad példánk. *Camp* [4] mutat rá a gerinces világ fejlődésének eltérő ütemére az északi és a déli féltekén. Messze vagyunk még attól is, hogy faunáink egyes alakjainak biosztratigráfiai értékét valóban ismerjük. Nem ismerjük reakcióképességük mértékét a külső hatásokkal szemben s nem tudjuk legtöbbször megnyugtatóan elbírálni, vertikális fácies-változások következtében, hogy alakjaink ortogenetikus fejlődés eredményei-e, vagy migráció útján kerültek életterükbe. Faunáinkat típusfaunákra vonatkoztatjuk, ilyen szempontból azonban többnyire még típusfaunáink kiértékelése is hátralevő feladat, sőt sokszor még a típusfaunák klasszikusleőhelyei is eltolódnak a földtörténeti skálában

a különböző szerzők kezében. Gondoljunk csak az ottnagyi sírre, melynek korát eredetileg mint burdigalait határozták meg, ma viszont a helvéciai emelet egyik típusaként tekintik. A faunák vertikális elterjedésének ismeretében is mindig várhatók meglepetések, annyira, hogy Klüpfel találóan azt írja [11], hogy »vezérvölveteknek voltaképpen azokat a kövületeket nevezzük, melyeknek vertikális elterjedését még nem ismerjük». A szinkronizmus megbízhatósága szempontjából tehát a paleontológia sem vethet sokat a diasztrófizmus szemébe.

Nem áll egyébként az sem, hogy a diasztrófikus mozzanatok belső időbélyeggel nem rendelkeznek. Ilyen sajátos időbélyeg éppen a változás módja és természete a maga földtörténeti keretében, s nincs két mozzanat, melyben ezek a változások tökéletesen egyveretűek volnának. A fejlődés egyirányúságát és irreverzibilitását illetően nem áll az, hogy a földfejlődés ezekkel a kellékekkel nem rendelkezik. A szialkoncentráció és a kontinensek növekedése pl. végeredményben irreverzibilis s együttesen éppen az egyirányú, cél felé törekvő irreverzibilis folyamatot tükrözik vissza.

A paleontológiai és diasztrófikus elv alkalmazhatósága közötti ellentmondás, a diasztrófikus módszernek tulajdonított »circulus viciosus« csak látszólagos, s csak akkor láthatunk nehézséget benne, ha nem vagyunk tisztában a sztratigráfiai gondolkodás természetével. A sztratigráfiai gondolkodás nem szillogisztikus, hanem kifejezetten dialektikus. A tárgyban rejlő ellentéteket feloldva, az egyik oldalon nyert eredményeket a másik oldal eredményeivel vetjük össze, s az eredményeket így kölcsönösen korrigálva ezt az eljárást mindaddig folytatjuk, míg a két oldal közötti hézag mindjobban elszűkül s az igazságot mindjobban meg nem közelítjük. E dialektikus szemlélet nélkül a földtörténetnek nincs értelme, mert nincs értelme a földtörténetnek az élet története és az élettörténetnek a föld története nélkül sem.

Dolgozatomban a geokronológia mai problémáinak csak töredékét tudtam érinteni. Időszorúnak látnám a fentiek után, ha számos külföldi állam példájára mi is minél előbb tető alá hoznánk a magunk sztratigráfiai és nomenklatura bizottságát, mely Akadémiánk magas égisze alatt segiténé elő fogalmaink tisztázását, kronológiai módszereink tökéletesítését és mai kronológiai nyelvzavarunk megszüntetését.

IRODALOM – LITERATURE

1. Brinckmann, R.: Statistisch biostratigraphische Untersuchungen an mitteljurassischen Ammoniten etc. Abhandl. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Physik. Klasse. Neue Folge 13., 1929. — 2. Bubnoff, S.: Rhythmen, Zyklen u. Zeitrechnung in der Geologie. Geol. Rundsch. 35., 1, 1947. és Osteuropa u. die zyklische Gliederung der Erdgeschichte. Geol. Rundsch. 37., 1949. — 3. Buckmann, S. S.: The term Hemera. Geol. Mag. Dec. IV, Vol. 9—10, 1902—1903. — 4. Camp, Ch. L. Geological Boundaries. in relation to faunal changes and Diastrophism. Journal of Paléontologie 26, No 3, 1952. — 5. Chamberlin, T. C.: Diastrophism as the ultima basis of correlation. Journ of Geol. 17., 1909. — 6. Fiege, K.: The zone, base of Biostratigraphy. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 35., No. 12, 1951. — 7. Freebold, H.: Ammonitenzonen und Sedimentationcyklen in ihrer Beziehung zueinander. Centralblatt f. Min. etc. 1924. — 8. Horusitzky, F.: A kréta-harmadkori határkérdések természetes megoldása (Über die natürliche Grenze der Kreide-Terziärwende) Math. és Termud. közlemények. (Math. naturwiss Anzeiger Ung. Akad. Wiss.) 49. 1932/1933. — 9. Jaskó S.: Szilvászárád és Bélapátfalva környékének geológiája. Földtani Int. Évi jel. 1951. — 10. Kleinpell M.:ocene Stratigraphy of California. Am. Ass. of Petr. Geol. 1938. — 11. Klüpfel W.: Über die natürliche Gliederung des Hessischen Tertiärs u. den Bewegungsmechanismus in tektonischen Senkungsfeldern. Geol. Rundsch. 17., 1928. — 12. Csepregyhé Meznics I.: A salgótarjánvidéki sír és pectenese homokkő faunája. Földt. Közl. 1951. — 13. Pompeckij, J. F.: Die Bedeutung des schwäbischen Juras für die Erdgeschichte. Stuttgart, 1914. — 14. Pruvost, P.: Sedimentation et subsidence. Livre Jubilaire. Soc. Geol. de Fr. 1930. — 15. Schindewolf, O. H.: Der Zeitfaktor

in Geologie u. Paleontologie. Stuttgart, 1950. — 16. Schindewolf, O. H.: Grundlagen u. Methoden der paleontologischen Chronologie. III. kiadás. Berlin-Nikolassee, 1950. — 17. Seitz, O.: Über Raum- u. Zeitvorstellung in der Stratigraphie und deren Bedeutung für die stratigraphischen Grundprinzipien. Sitz. Ber. Preuss. Geol. Landesanst. 3., 1931. — 18. Swinner, R.: Grundsatz u. Praxis in der geologischen Zeitrechnung. Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Ges. 96., 1944. — 19. Vadasz, E.: Magyarország földtana. Budapest, 1951. — 20. Waagen, W.: Die Formenreihe des Ammonites subradiatus. Geognost.-Paleont. Beiträge 2., 1869. — 21. Wheeler, H. e. et al.: Stratigraphic classification. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 34., 1950. — 22. Wheeler, H. E. et Beesley E. M.: Critique of the Time-Stratigraphic Concept. Bull. Geol. Soc. America. 59., 1948. 23. Zapletal, K. Geochemie, Rythmus der Sedimentation und organischen Entwicklung im Lichte der Tektogenese. Internat. Geol. Congr. 18. Sess. 1948., 1950.

К вопросу геохронологии

Ф. Хорушицки

В статье обсуждаются некоторые основные проблемы стратиграфической таксономии. Решения Международного Геол. Съезда в г. Болонья не удовлетворяют уже требованиям нашего времени. Поэтому «Комиссия США по Стратиграфической Номенклатуре» предложила в 1947/48 г. г. дальнейшее различение стратиграфических категорий. Чисто хронологические категории отделяются от категорий, включающие в себе и литологические элементы (time-rock units), также как и от тех, при которых нет хронологических элементов (rock units). Уилер и другие, разбивая дальше расчленение классов системы, причислили в отдельный класс категории системы, выражающие не абсолютный, а лишь приблизительный синхронизм.

Хронологическое содержание этих категорий может переместиться в пространстве и во времени, подобно характерным чертам фаций в процессе морской трансгрессии. Это называется, по Уилер и Бисли «трансгрессией во времени» (temporal transgression). Все систематические категории, которые характеризуются «трансгрессией во времени» (как, например, зоны, фаунистические, флористические и литологические), причисляются по предложению упомянутых авторов, в класс пара-хроно-литологических единиц (para time-rock units). Некоторые авторы, в противоположность вышеуказанному методу, приписывают зонам исключительно хронологическое содержание.

В настоящей статье указывается на то, что нельзя придать зонам чисто хронологическое содержание. Без материально-стратиграфического, итак литологического содержания термина «зона» не имеет смысла, кроме того, четкое хронологическое ограничение зон затрудняется. В случае миграции наблюдаются лишь неограниченные части зон соответственно в кровле и в подошве. По определению Уилера и Бисли зона является пара-хроно-литологической единицей.

Ввиду того, что стратиграфия ставит себе целью выразить и зафиксировать изменения в пространстве, во времени и в материи, исторические элементы этих изменений, — вследствие особенного характера геологии, — играют решительную роль. Таким образом, желательно развивать более динамическую, диастрофическую систему. Нет сомнения, что этот взгляд, по сравнению с расчленением на основе эволюции, поддерживается первенством и влиянием на эволюцию диастрофизма.

Дано критическое сопоставление обеих систем. Вступая против взглядов Шиндewolf [15, 16] автор доказывает, что фазы диастрофической эволюции считаются независимыми показателями времени. Невозвратимая направленность эволюции, являющаяся главным критерием с точки зрения хронологии и считающаяся важнейшим преимуществом палеонтологической системы, является характерной чертой также и диастрофической эволюции. Хотя диастрофическая эволюция имеет циклический характер, все же она представляет собой фазы эволюции, возвращающиеся на все высшей степени развития.

Для системы диастрофического различения циклы Бубнова создают применяемую основу. «Крупные циклы», согласуемые с крупными орогеническими фазами, могут быть расчленены на «циклы», отвечающие «пульсациям Грабу». Последние могут быть подразделены дальше на «фазы» трансгрессии, и регрессии, прилива и поднятия. Внутри фаз трансгрессии и регрессии начальные «субфазы» в большинстве случаев легко отличаются. «Осцилляции» внутри отдельных циклов дают возможность определить место

повторяющихся типов литологии в вышеописанной «хроно-диастрофической» системе. Следует подчеркнуть, что и эта система, отражая последовательность во времени диастрофических фаз, выражает лишь приблизительный синхронизм, однако, исключая бесплодную дискуссию, отражает сущность геологической эволюции земли.

On the problems of geochronology

by F. HORUSITZKY

The paper deals first of all with some of the basic problems of stratigraphic taxonomy. It is pointed out that the pertinent decisions of the International Geological Congress of Bologna are no more sufficient to meet up-to-date demands. For this reason the further subdivision of stratigraphic units was suggested by the American Commission of Stratigraphic Nomenclature in 1947—48. The units of purely chronological meaning are separated from those possessing a lithological one as well, ("time-rock units"), and from those possessing no chronological significance beside a lithological one (rock units). Wheeler et al. have yet gone further in the subdivision of the classes of the system, relegating to a separate class the categories referring to only an approximate synchronism instead of a complete one. The chronological content of these categories may shift in time and space, much in the manner facies characteristics do during transgression. This feature was called temporal transgression by H. E. Wheeler and E. M. Beesley. According to them, all the categories characterized by temporal transgression belong to the class of "para time-rock units", as e. g. zones, faunizones, florizones and lithizones. On the contrary, a number of other authors do not attribute a meaning other than chronological to zones.

The present paper attempts to prove the impropriety of assigning a purely chronological significance to the zones. Without a substantial stratigraphical, i. e. lithological meaning the term „zone" cannot have any sense, consequently the sharp chronological delimitation of the zones is also made difficult. In the case of migration undelimited zone only parts are observed in bedrock and or cover. The zone represents a para-chronolithologic (paratime-rock) unit, in the sense of Wheeler and Beesley.

As the stratigraphic system represents and is attempting to fix changes in time, space and substance, the historical element of these changes is most important because of the specific characteristics of geology, and so the development of a more dynamical diastrophic system is desirable. This idea is also supported by the precedence of diastrophism over the evolution of organic life and by the effects of diastrophism on the same. A critical comparison of the two system is set up, in opposition especially to the views of O. Schindewolf (15, 16). It is pointed out that the episodes of diastrophic evolution have to be considered as events of temporally independent occurrence. The unidirectional and irreversible evolutionary trend, chief requirement from the chronological point of view, considered as the most important advantage of the paleontological system is a feature of diastrophic evolution as well. Although cyclic in nature, diastrophic evolution represents a series of evolutionary steps recurring on higher and higher levels of development.

For the system of diastrophical classification the cycles of S. B u b n o f f seem to provide for an adequate basis. The "great cycles" coincident with the great diastrophic phases may be divided into "cycles" analogous to the "pulsations" of G r a b a u: the latter may be divided again into phases of transgression, regression and emersion respectively. In the phases of transgression and regression initial "sub-phases" are easily distinguished in most cases. The "oscillations" established within the individual phases make possible the location of the recurring lithology types in the "chronodiastrophic" system just described. This system likewise represents an approximate synchronism only, reflecting the temporal succession of diastrophic events, and representing, in spite of its elasticity, the essence of geological evolution, thus excluding the possibility of many a futile discussion.

MUNKATÁRSAINKHOZ!

Folyóiratunk, a FÖLDTANI KÖZLÖNY, a Szerzők, a Szerkesztők és a nyomdaipari dolgozók együttes munkájának eredménye. Ennek az együttes munkának megkönnyítésére, takarékos, jobb és szebb kivitelére, kérjük munkatársainkat az alábbi szerkesztőségi kívánalmak és előírások pontos betartására.

Kéziratok jól olvasható módon, gondosan átolvasott és ékezetjavítással ellátott, nyomtatásra kész állapotban adhatók le. Tömör, rövidre fogott fogalmazást kérünk, bőbeszédűség nélkül, szükségtelen leíró részletek és ismétlések elhagyásával! Ügyeljünk a helyesírásra, amelyre vonatkozóan a Magyar Tudományos Akadémia az irányadó. Magyarul, magyarosan írunk, minden nélkülözhető idegen szóhasználat mellőzésével (beleértve a szakkifejezéseket is). Íráskészségünk állandó fejlesztésére törekedjünk!

Minden eredeti közlemény végén rövid összefoglalást kérünk a dolgozat tartalma és terjedelme szerinti néhány sorban, legfeljebb nyomtatott egyharmadoldali terjedelemben.

Orosz fordítás céljára külön rövid tartalmi kivonatot kérünk.

Az idegen nyelvű fordítás szükségességét és terjedelmének mértékét a Szerzők kívánásai alapján a Szerkesztőbizottság állapítja meg.

A FÖLDTANI KÖZLÖNY negyedévenkénti pontos megjelenésének biztosítására csak a fentebbiek szerint elkészített és minden mellékletével (rajzok, fényképek) együtt már beadott kéziratokat vesszünk számításba. A társulati szaküléseken előadott dolgozatok elsősorban jogosultak kiadásra, de ezek elfogadásáról is a Szerkesztőbizottság határoz.

A kéziratok nyomdára való előkészítésére a betűfajták következő, általánosan elfogadott egységes megjelölését kívánjuk: cím: összefüggő hármas aláhúzás; fontosabb szavak vagy kiemelkedő megállapítások: egyszeri szaggatott aláhúzás (ritkített vagy szórt szedés); személynevek egyszeri szaggatott aláhúzás; nem és fajnevek egyszerű folytonos vonallal jelölendők (kurzív). Hosszabb adatfölsorások, irodalomjegyzék (a dolgozat végén) apróbb szedést (petit) kapnak, a kéziratban oldalt hullámos vonaljelzéssel.

Teljességre törekvő irodalomfelscrolás csak összefoglaló jellegű, nagyobb tanulmányokhoz kívánatos. Szöveg közti irodalomutalások és közbeiktatott mondatok mellőzendők.

Fajneveket, személyekről elnevezetteket is, kis kezdőbetűvel írunk.

Rajzok, vonalas kivitelben tussal, a Közlöny tükörméretének többszörösében készítendő, a szükséges kicsinyítés figyelembevétele szerinti vonalakkal és betűkkel. A szövegközti rajzok magyarázata és felirata a kézirat megfelelő helyén is beírandó a folyamatos szedés elősegítése miatt.

A dolgozatok terjedelme legfeljebb egy nyomtatott ív (16 oldal). Általánosabb jellegű vagy egy tárgykört összesítő, lezárt, nagyobb terjedelmű munkák kiadása csak a Szerkesztőbizottság külön határozata alapján lehetséges.

Ismeretések nagyobb mértékű rendszeres közlésére van szükség. Hazai szerzők más kiadásában megjelent munkáit a szerzők is ismertethetik folyóiratunkban. Külföldi összefoglaló jellegű általános érdeklődésre igényt tartó könyvek ismertetését kérjük, elsősorban a rendelkezésre álló szovjet irodalomból. Az ismeretések azonban csak a figyelem fölkeltését szolgálják, tehát csak rövid foglalatot adhatnak.

Különlenyomatok a szerző költségére készíthetők.

Nem megfelelő módon előkészített kéziratokat a szerkesztőség nem fogadhat el.

Előfizetési díj egy évre 40. — forint

TAGTÁRSAINKHOZ

A Magyar Földtani Társulat a tagjai számára a Földtani Közlönyt a jövőben is 12—
forintos árban tudja biztosítani.

Előfizetés a MTESZ 04.886.017 sz. postai számláján történik. Előfizetni csak egy egész
évre lehet.

Aki 1955. június végéig tagdíját nem rendezi, annak előfizetése automatikusan meg-
szűnik.

Tagdíjat készpénzben a Társulat titkárságán (Bp. VI., Rudas László u. 45.) és szakülések
előtt, befizetőlapon pedig a Társulat 61.761 sz. tagdíjbefizetési számlájára lehet fizetni.

AVIS!

Nous signalons que des volumes anciens de notre Bulletin «Földtani Közlöny» ceux,
énumérés ci-dessous sont à recevoir exclusivement *en échange* chez l'Institut Géologique
de l'Université L. Eötvös, Budapest, VIII. Múzeum körút 4,a :

volumes complets : XIV, XV, XXII, XXIII, XXIV, XLIV, XLV, XLVI, XLVII,
XLVIII, XLIX, L, LI, LII, LIII, LIV, LV, LVI, LVII, LVIII,
LIX, LX, LXI, LXII, LXIII, LXIV, LXV, LXVI, LXVII,
LXVIII, LXIX, LXX, LXXI, LXXII, LXXIII, LXXIV, LXXV,
LXXVI, LXXVIII, LXXIX, LXXX, LXXXII, LXXXIII,
LXXXIV.

numéros détachés des

volumes incomplets : XIX, 11—12, XX, 8—12, XXI, 4—5, 10—12, XXVI, 11—12,
XXIX, 11—12, XXX, 5—7, XXXV, 8—12, XXXVI, 4—12,
XXXVIII, 5—6, XLIII, 7—12, LXXXI, 1—9.

Felelős szerkesztő:
SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR

Technikai szerkesztő:
JAKUCS LÁSZLÓNÉ

