

**A IV. GEOMATEMATIKAI
ANKÉT ELŐADÁSAIBÓL
SZEGED '94**

SZERKESZTETTE
BÁRDOSSY GYÖRGY

A IV. GEOMATEMATIKAI ANKÉT ELŐADÁSAIBÓL SZEGED '94

SZERKESZTETTE

BÁRDOSSY GYÖRGY

Technikai szerkesztők:

**Geiger János
Kurgyis Péter
Pesti Mónika**

A kiadványban megjelent dolgozatok tartalmáért egyedül a szerzők felelősek!

**MFT Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály
a MOL RT támogatásával
1995**

TARTALOM

ELŐSZÓ	1
<i>Bárdossy György-Ó.Kovács Lajos:</i> A Kislőd Öreghegyi bauxitelőfordulás geokémiai vizsgálata geomatematikai módszerekkel	2
<i>Csepregi András:</i> A Dunántúli-középhegység főkarsztviktárolójának hidraulikai és transzport modellezése	13
<i>Geiger János:</i> A geomatematika egyes újabb trendjeinek áttekintése különös tekintettel a kőolajföldtani alkalmazásokra	23
<i>Geiger János-Komlósi Zsoltné:</i> Első lépések egy integrált szedimentológiai-geomatematikai 3-D modellező rendszer felé törmelékes CH tárolókban	31
<i>Kiss Balázs:</i> Szedimentációs és diagenetikus hatások a törmelékes kőzetek pórusterében	47
<i>Kovácsvölgyi Sándor:</i> A MÁELGI gravitációs és földmágneses adatbázisa	55
<i>Kurgyis Péter-Kiss Balázs:</i> Képes kőzetmag információs rendszer	58
<i>M.Tóth Tivadar:</i> Alpi metabazaltok fejlődésének matematikai modellje	62
<i>Szabó János A.:</i> Többdimenziós globális optimalizációs eljárás és alkalmazása matematikai modellek paramétereinek meghatározására	70
<i>Szanyi János-Braun Mihály:</i> Kémiai elemek viselkedésének vizsgálata lápokban	77
<i>Unger Zoltán:</i> Egy szénhidrogén mező telepadatainak geostatistikai feldolgozása és földtani kockázatra vonatkozó elemzése	84

ELŐSZÓ

Napjainkban a földtudományokban egyre inkább előtérbe kerül a jelenségek kvantitatív, numerikus jellemzése. Ehhez a matematika különböző módszeregyütteseinek lehetőségét nyújtják.

Sajnos hazánkban a geomatematikai módszerek alkalmazása a fejlettebb országokéhoz képest bizony eléggé elmaradt. Ezért indította el ismét 1988-ban a Magyarhoni Földtani Társulat a Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztályt, amely azóta tevékenységével hozzájárult a matematikai módszerek földtani alkalmazásának népszerűsítéséhez, valamint a szorosan vett szakmai kérdések megvitatásához. A Budapesten két-három hónaponként rendezett szakosztályi üléseken felül két-napos geomatematikai ankétokra került sor Szegeden a MOL Rt támogatásával. Ezeken az ankétokon rendszeresen igen sokan vettek részt az egész országból, számos érdekes előadást tartottak és posztereket mutattak be. Ezeket az Ankétokat Geiger János és munkatársai Kissné Veres Katalin, valamint Fehér Lajosné szervezték meg nagy hozzáértéssel és lelkesedéssel. Említést érdemel, hogy a szorosan vett földtani alkalmazások mellett a természeti földrajz, a klimatológia, a hidrológia, a talajtan és a környezetföldtan témakörei is egyre inkább előtérbe kerülnek. Az ankétok során vitaüléseket is szerveztek, melyeken a résztvevők a geomatematika hazai alkalmazásának számos kérdéséről vitatták meg.

1993 október 14 és 15-én került sor a negyedik szegedi geomatematikai ankétára, melyen több mint 100 szakember vett részt, 37 előadás hangzott el és számos poszter bemutatására is sor került. A MOL Rt anyagi támogatásának köszönhetően először nyílt lehetőség az elhangzott előadások megjelentetésére. A jelen kiadvány azokat a tanulmányokat tartalmazza, melyeket szerzőik körlevelünkre válaszolva rendelkezésünkre bocsájtottak. Nagyon sajnáljuk, hogy nem minden előadó élt ezzel a lehetőséggel. Azzal a reménnyel bocsájtom útjára ezt a tartalmas és igen színvonalas kiadványt, hogy a szegedi geomatematikai ankétok a jövőben is folytatódni fognak mindnyájunk hasznára és örömére.

Bárdossy György
a Magyar Tudományos Akadémia levelező tagja

A KISLÖD ÖREGHEGYI BAUXITELŐFORDULÁS GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA GEOMATEMATIKAI MÓDSZEREKKEL

¹Bárdossy György és ²Ó.Kovács Lajos

Bevezetés

Az Öreghegyi bauxitelőfordulás a délnyugati Bakonyban található, Kislőd községtől délre. Az előfordulás egy nagyobb és egy kisebb telepből áll. 1953 és 1956 között részletesen megkutatták és kutatási zárójelentés is készült róla (Szantner F. és Pozsgay K. 1959), majd a hatvanas és hetvenes években kitermelték. A nagymennyiségű kutatási adat és bányaföldtani megfigyelés tudományos feldolgozására eddig nem került sor. Célunk annak bemutatása, hogy mennyiben segíthetik elő a geokémiai-genetikai értékelést a geomatematikai módszerek.

Az előfordulást a Bauxitkutató Vállalat (BKV) észak-dél ill. kelet-nyugati irányban telepített 50x50 méteres gépi fúrési hálózattal kutatta meg, melyet a bauxitkibúvásokon szabálytalan hálózatban telepített kezifúrásokkal és kutatóaknákkal egészített ki. 136 gépi és 96 kezifúrás adatait dolgoztuk fel. A kutatás során 1805 bauxitminta anyagából készítettek ötkomponenses (Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , TiO_2 és izzítási veszteség) nedves kémiai elemzést. A mintákat 0.3-1.0 m hosszúságú szakaszokból vették ki. Ez az elemzési anyag képezte geokémiai feldolgozásunk alapját, melyhez Bárdossy Gy. 1965 és 1975 között végzett bányabeli megfigyelései járulnak. A bauxit járulékos és nyomelemeivel nem foglalkoztunk részben az elemzések kis száma, részben a tanulmány korlátozott terjedelme miatt.

Az előfordulás a nagy kiterjedésű karni-nóri Földolomit Formáció lepusztult és karsztosodott felszínén helyezkedik el. Természetes földtani határát dél és délkelet felé az urkúti júra formációk megjelenése képezi, kelet, észak és északnyugat felé a Földolomit Formáció felszíni kibúvásai határolják le. A nagyobbik telep észak-dél irányban 750 m hosszú, rá merőlegesen 250-500 m széles, alapterülete 0.7 km². Tőle északra 300 m-re egy 150 m hosszú és 50 m széles kisebb bauxittelep található. A bauxitra az előfordulás legnagyobb részén eocén rétegösszlet települt. A bauxit felszínének mélyedéseit előbb teresztrikus tarka agyag, majd a Darvastói Formációhoz tartozó mocsári szürke szenes agyag töltötte ki maximálisan 5-7 m vastagságban. Ezt követte a lutéciai transzgresszió, melynek során a Szőci Mészke Formáció mészkövei és márgái rakódtak le maximálisan 110 m vastagságban. Az előfordulás keleti feléről lepusztultak az eocén fedőrétegek, a bauxit a felszínre került, vagy néhány méter vastag pleisztocén lösz ill. lejtőtörmelék fedte. A bauxit téglavörös ill. rozsdavörös, alul rózsaszínű. Szöveti vizsgálataink szerint a telep felső és középső része túlnyomóan törmelékes szövetű a mikrotörmelékestől a gömbszemcsésen át egészen a bauxitkonglomerátumig. A legnagyobb bauxitkavicsok dió-ököl nagyságúak. A tetején alsó, agyagosabb része főként a fanitos szövetű. A bauxittelep tetején foltokban 0.5-1.0 m vastag sárga és szürke bauxit figyelhető meg, mely véleményünk szerint másodlagos folyamatok eredményeképpen jött létre az elsődleges vörös bauxitból. A bauxittelep vastagsága 0-33.6 m. A legvastagabb teleprészek a nyugati oldalon egy észak-dél irányú sávot alkotnak. Egy másik, viszonylag kisebb mértékben kivastagodott sáv a telep keleti részén húzódik ugyancsak észak-déli irányban. E két vastagabb teleprészt egy viszonylag vékonyabb sáv választja el

¹HUNGALU

²Magyar Állami Földtani Intézet

egymástól. Az egész fõtelep átlagos vastagsága 9 méter. Az elvégzett ásványtani vizsgálatok szerint a bauxit túlnyomóan boehmites, alárendeltebb gibbsit tartalommal. A gibbsit tartalom általában a telep felsõ részén a legnagyobb. A SiO_2 kaolinit, az Fe_2O_3 fõként hernatit, a TiO_2 anatázként van jelen. A telep legfelsõ részén 0.5~4.0 % másodlagos kalcit is elõfordul.

Az elõfordulás területét töréses tektonika jellemzi. A telepet északnyugat-délkeleti irányban három nagyobb és több kisebb vetõ szeli át. Elvetési magasságuk néhány decimétertõl 50 m-ig terjed. A vetõk a bauxitot és az eocén fedõrétegeket egyaránt elvetik.

A vizsgálatok eredményei

Elsõ kérdésünk az volt, hogy lehet-e a bauxitlepben geokémiaiailag különbözõ bauxitfajtákat kijelölni, ha igen, van-e valamilyen szabályszerûség ezek elterjedésében? Azt találtuk, hogy a bauxit összetétele igen tág határok között mozog: Al_2O_3 30-68 %, SiO_2 1-43%, Fe_2O_3 4-37 %, TiO_2 0.1-3.5 % és az izzítási veszteség 10-30 %. Ugyanakkor a fûrásokban viszonylag homogén szakaszok jelölhetõk ki, melyek határán a vegyi összetétel gyorsan, helyenként ugrásszerûen változik meg. A fûrónaplók bauxitleírásai szerint ezek a szakaszok gyakran litológiai jellegeikben is eltérnek egymástól. A hasonló összetételû szakaszokat oldalirányban több fûrason át is követni lehet, ezért önálló szedimentológiai egységeknek, rétegeknek tekintjük õket. Az ilyen rétegek száma az egyes fûrásokban többnyire 2-4, maximálisan 11.

A vegyi összetétel fenti sajátosságai alapján 10 féle bauxittípust különböztettünk meg. Kiszámítottuk vastagságuk szerint súlyozva e bauxittípusok fõ statisztikai mutatóit, melyek közül az átlagokat és a bauxitfajták gyakoriságát az I. táblázaton mutatjuk be.

I. táblázat

No.	Bauxit típus	Gyakoriság %	Al_2O_3 %	SiO_2 %	Fe_2O_3 %	TiO_2 %	Izz. vesz. %
1.	vasszegény bauxitos agyag	2	38.0	39.1	8.1	1.3	13.1
2.	bauxitos agyag	46	39.3	29.3	16.6	1.4	12.9
3.	agyagos bauxit	20	49.7	14.5	20.1	1.8	13.3
4.	agyagos bauxit-konglomerátum	2	42.4	14.3	27.6	2.0	12.9
5.	bauxit	10	53.4	7.7	21.9	2.1	14.2
6.	bauxitükonglomerátum	8	51.5	4.4	27.1	2.0	14.1
7.	Al-dús bauxit	4	57.8	4.7	18.6	2.3	16.1
8.	Al-dús bauxit	6	57.4	5.9	21.2	2.1	13.0
9.	másodlagos bauxitos agyag	1	39.5	25.9	18.7	1.6	14.0
10.	dolomit törmelékes bauxitos agyag	1	36.0	29.7	9.4	0.9	23.2
ÁTLAG		100	46.0	19.5	18.8	1.7	13.5

A tíz bauxittípus közül az elsõ kettõ jellegzetes bauxitos agyag, melyek csak vastartalmukban különböznek egymástól. A vasban dúsabb bauxitos agyag az egész bauxitelõfordulás legerjedtebb bauxittípusa, ugyanakkor a vasszegény bauxitos agyag csak a telep peremén és legalján fordul elõ kis elterjedésû foltokban. Véleményünk

szerint a vasszegény bauxitos agyag az előbbi bauxittípus helyi vastalanodása révén jött létre. Ezért további értékeléseinkben együtt kezeljük őket.

Az előfordulás második leggyakoribb bauxitfajtája az agyagos bauxit. Ezen kívül igen kis gyakorisággal vasdús agyagos bauxitkonglomerátum is előfordul. A szorosabb értelemben vett bauxit négy típusra osztható: a leggyakoribb a "normál" bauxit, mely a másik háromnál több kovásvat tartalmaz. Igen jellegzetes a vasdús bauxitkonglomerátum kiugróan nagy vas, és kis kovásvat tartalommal. Végül két alumíniumdús bauxitfajtát is megkülönböztettünk, melyek legfontosabb különbsége közepes ill. kis izzítási veszteségük. Az előbbi vegyes gibbsit-boehmites, az utóbbi tisztán boehmites összetételnek felel meg.

A bevezetőben említett másodlagos sárga és szürke bauxitos agyagéhoz áll közel. Ugyancsak jelentéktelen mennyiségben dolomitporral és dolomitkavicsokkal szennyezett bauxitos agyag is előfordul a telep legalján és peremén. A dolomittartalom miatt jellegzetesen nagy e típus izzítási vesztesége. Geokémiai -genetikai vizsgálataink az elsődleges bauxitra irányultak, ezért ezt a két, egyébként is jelentéktelen gyakoriságú bauxittípust a további kiértékelésből kizártuk.

Az egész előfordulás súlyozott átlagos összetételét is kiszámítottuk, amit az 1. táblázat legalsó sorában mutatunk be. Ez az összetétel agyagos bauxitnak felel meg, monohidrátos (boehmites) jelleggel. Bárdossy Gy. a magyar bauxit geokémiai felépítésével foglalkozó monográfiájában (1961) az öreghegyi előfordulás súlyozott átlagára a következő összetételt kapta Al_2O_3 46%, SiO_2 18,2%, Fe_2O_3 19,3%, TiO_2 1,7%, izzítási veszteség 13,0%. Ezek az értékek jó összhangban vannak az 1. táblázatban közölt előfordulás-átlagunkkal.

Az egyes bauxittípusokon belül az Al_2O_3 relatív szórása a legkisebb 4-10%. Ezt követi az izzítási veszteség (6-15%), a vas (7-21%) és a titán (12-25%). A SiO_2 tartalom relatív szórása a legnagyobb, főként a szorosan vett bauxitfajtákban (37-57%). Figyelemre méltó az is, hogy mindegyik vegyi komponens relatív szórásra a két bauxitkonglomerátumban a legnagyobb, nyilván durvatörmelékes szedimentológiai jellegük miatt.

A ferdeségi mutató a legtöbb bauxitfajtában 1.0-nál kisebb, vagy alig haladja meg azt. Egyedül a bauxitos agyag izzítási veszteségnél találtunk viszonylag nagy pozitív aszimmetriát (+3.48), ami a fekü határán jelentkező dolomitliszt szennyeződés következménye. A ferdeségi mutató más komponenseknél is többnyire pozitív előjelű. Megállapíthatjuk tehát, hogy a bauxittípusok ferdesége oly kismérvű, hogy a további, részletesebb statisztikai feldolgozás során nincs szükség robusztus módszerek alkalmazására

Kíváncsiak voltunk, hogy az általunk empirikusan szétválasztott tíz bauxittípus statisztikai tekintetben is szignifikánsan különbözik-e egymástól. E feladatra a Kolmogorov-Szmirnov és a medián próbát alkalmaztuk. Az esetek túlnyomó többségében szignifikáns különbségeket tapasztaltuk, tehát az egyes bauxitfajták nem tartoznak azonos populációhoz. A bauxitfajták az Fe_2O_3 tartalom tekintetében különböznek a legjobban egymástól. Az Al_2O_3 tartalom egyedül a két Al-dús bauxitfajta esetében nem különbözik szignifikánsan. A SiO_2 tartalom is egyetlen esetben, az Al-dús gibbsitboehmites bauxit és a bauxitkonglomerátum közt nem mutatott szignifikáns különbséget. Az izzítási veszteség esetében egyedül az agyagos bauxitkonglomerátum és az agyagos bauxit között nincs szignifikáns különbség. A TiO_2 tartalom az, ahol több bauxitfajta között nem szignifikáns a különbség. Ugyanakkor a titán tartalom kis mennyisége miatt ennek szerepe alárendelt. Kimondhatjuk tehát, hogy csak néhány

bauxitfajta egyes komponensei között nem szignifikáns a különbség, egészében mind a nyolc elsődleges bauxitfajta megkülönböztetése statisztikai szempontból is indokolt.

A bauxitfajták közötti geokémiai kapcsolat mértékét cluster analízissel is megvizsgáltuk, mert ez a sokváltozós módszer jobban kifejezi ezt a kapcsolatot, mint az ismételt egyváltozós értékelések. Az 1. táblázatban bemutatott átlagértékekkel számolva az 1. ábrán látható eredményt kaptuk.

A dendrogram szerint a négy szorosan vett bauxitfajta között a legszorosabb a geokémiai kapcsolat. Valamivel lazább, de még mindig eléggé szoros kapcsolat van a két agyagos bauxitfajta, továbbá a két bauxitos agyagfajta összetétele között. A fő rendező tényező tehát a három csoport (cluster) között a SiO_2 tartalom nagysága. Figyelemre méltó, hogy a négy szorosan vett bauxitfajta és a két agyagos bauxitfajta clusterei között nem nagy az összetétel összesített különbsége: euklidesi távolságnégyzetük 208 egység. Ugyanakkor e két cluster együttese és a két bauxitos agyagfajta clustere között igen nagy a geokémiai különbség, amit jól kifejez 1045 egységet elérő euklidesi távolságnégyzetük. A későbbiekben ismertetendő vizsgálatok igazolták, hogy a bauxitlep térben is e két fő csoportra oszlik.

A bauxitfajták térbeli elterjedésének megismerése céljából vastagságvonalas térképeket szerkesztettünk. A bauxitos agyag és a vasszegény bauxitos agyag együttese a két telep túlnyomó részére kiterjed (2/A ábra). Vastagság eloszlása szabálytalan. A telepek alsó részét képezi, közvetlenül a fekü dolomitra települve. Ez alól csak a főtelep legdélibb szélé a kivétel, ahol a telep tetején található bauxitos agyag. Itt nem közölt térképünk szerint az agyagos bauxit a bauxitos agyagnál kisebb területre terjed ki, főként a főtelep keleti és nyugati széléről hiányzik. Az agyagos bauxitkonglomerátum az északi telepből teljesen hiányzik, a főtelepben pedig hat kisebb lencsét alkot. Ezek vastagsága 0.5-1.5 m, egyedül a telep legdélibb részén ér el 6.0 m összvastagságot. Ez az eloszlás egy délről északra történt behordást valószínűsít.

Azt találtuk, hogy az egyes szorosan vett bauxitfajták külön-külön történő ábrázolásánál jellegzetesebb képet kapunk, ha együttes elterjedésüket és vastagságukat mutatjuk be (2/B. ábra). A négy szorosan vett bauxitfajta az északi kis telepre nem terjed ki. A főtelepben két különálló, észak-dél irányban elnyúlt lencsét alkotnak, melyek közül a nyugati a kiterjedtebb és a vastagabb. E lencse tengelyében hosszú sávban 10 m-t is meghaladja e négy bauxitfajta együttes vastagsága. Több fúrásban egymás felett több szintben fordulhatnak elő. A bauxitkonglomerátum ezen az együttesen belül elsősorban e két lencse peremi részein található és a nyugati lencse déli részén a legvastagabb.

A fentiek kiegészítésére un. paleomorfológiai szelvényeket szerkesztettünk minden fúrási sorra kelet-nyugat ill. észak-déli irányban. A szelvények alapfelületének a középső eocén transzgresszió kezdetét vettük. Ettől lefelé haladva mértük fel a közvetlen fedő szenes agyagot és tarka agyagot, majd a különböző bauxitfajtákat. Példaként egy kelet-nyugati irányú szelvényt mutatunk be a 3. ábrán. Ez a szelvénytérkép szerkesztési módszer annyiban előnyös, hogy kiküszöböli a bauxit-felhalmozódás utáni tektonikai elmozdulások, pl. vetők zavaró hatását.

A szelvények tanulmányozásából az alábbi következtetéseket vontuk le:

- - A főtelep alsó része összefüggően bauxitos agyagból áll. Ebben elvéve kis vastagságú és kiterjedésű agyagos bauxit közbetelepülések is előfordulnak. Ezt az egész együttest a következőkben **alsó üledékcsoporthat** nevezzük.
- - A bauxitos agyagra változatos összetételű üledékcsoporthat települ. Ennek alsó határa jellegzetes folyóvízi eróziós felszín, helyenként mély, mederszerű bevágódásokkal. A

vastagságvonalas térképeken kirajzolódott nyugati és keleti lencse a szelvényeken is jól megkülönböztethető. Bevágódásuk az alsó üledékcsoportba a fekü dolomit morfológiájától teljesen független. A következőkben ezt az együttest **felső üledékcsoportnak** nevezzük.

- - A felső üledékcsoporton belül az egyes bauxitfajták rétegeinek egymásra következésében bizonyos statisztikus szabályszerűség ismerhető fel: Az üledékcsoport a fúrások 68%-ában agyagos bauxittal zárul. Az üledékcsoporton belül is alul több az agyagos bauxitréteg, felül több a szorosan vett négy bauxitfajta. Az Al-dús gibbsites-boehmites bauxitra sehohsem következik Al-dús beohmites bauxit, ugyanakkor fordítva ez a leggyakoribb rátelepülés.
- - Azokban a fúrásokban, ahol a felső üledékcsoport a legvastagabb dobostortaszerűen váltakozik az agyagos bauxit és a négy szorosan vett bauxitfajta.
- - A közvetlen fedő tarka agyag és szenes agyag többnyire sekély és lapos völgszerű mélyedéseket tölt ki. Ugyanakkor az is megfigyelhető, hogy a legvastagabb bauxitos fúrások felett ezek a közvetlen fedőrétegek is a legvastagabbak. Szelvényeink lefutása ezeken a helyeken egyértelműen **bauxittömörülést** jelez, ami tehát már a közvetlen fedő leülepedésekor éreztette hatását.

A fentiek igazolják kiinduló genetikai modellünket, amely szerint a kislődi bauxit allochton eredetű. A bauxitfajtákat két ütemben **folyóvíz** hozta dél felől a földolomit karsztos-eróziós felszínére. Az alsó üledékcsoport viszonylag homogén bauxitos agyag összetétele kolloid iszappal való feltöltődést jelez érdemi litofációs szétkülönülés nélkül. A felső üledékcsoport változatos és durvábban törmelékes felépítésű, határozott litofációsakat lehet benne megkülönböztetni. A legtisztább bauxitfajták a főmeder tengelyében, a bauxitkonglomerátum pedig ennek peremén helyezkedik el. A dél felől feltételezett behordást megerősíti, hogy a bauxitkonglomerátum legnagyobb vastagságban a főtelep déli részén fordul elő. Véleményünk szerint a bauxitfajták vegyi összetétele a leülepedés után érdemben már nem módosult, helyszíni bauxitosodás jeleit sehol sem észleltük.

E kiegészített teleptani modell ellenőrzésére kétváltozós korreláció és regresszió elemzést végeztünk. Amennyiben az allochton teleptani modell igaz, úgy a fő kémiai komponensek a bauxitvastagsággal nem korrelálhatnak. Az alsó üledékcsoportban pedig 0.13-0.20 értékeket vettek fel, tehát gyakorlatilag korrelálatlanok. Ez azt jelzi, hogy a bauxit összetételének alakulásában a vastagságnak nem volt szerepe.

Az öt fő vegyi komponens egymás közötti kapcsolatát is igen kismérvű korreláltság jellemzi. Az alsó üledékcsoportban a legszorosabb korrelációs kapcsolatot az Al_2O_3 és a SiO_2 között észleltük ($r=-0.76$). A regressziós egyenes meredek: 1% Al_2O_3 növekedésnek 1.2% SiO_2 csökkenés felel meg. Ezenkívül csak a SiO_2 és az Fe_2O_3 korrelációs kapcsolata viszonylag szoros ($r=-0.75$). Az összes többi elempár korrelálatlan. A felső üledékcsoportban az Al_2O_3 - SiO_2 korreláció laza ($r=-0.28$). A legszorosabb korrelációs kapcsolatot itt az Al_2O_3 és a Fe_2O_3 között találtuk ($r=-0.66$). A többi komponens még az alsó üledékcsoportnál is korrelálatlanabb.

A korrelációs számítás legfőbb tapasztalata az, hogy a fő kémiai komponensek más hazai előfordulásoknál kevésbé korreláltak egymással pl. Iharkút, Nyirád. Ugyanakkor az is kiderült, hogy a két üledékcsoportban lényegesen eltér egymástól a fő kémiai komponensek korrelációs kapcsolata. Felhalmozódásuk, kémiai szétkülönülésük tehát eltérő körülmények között folyt. Véleményünk szerint az alsó üledékcsoportban a kaolinit és a szabad alumíniumásványok szétkülönülése volt a fő geokémiai-ásványtani folyamat, ezt jelzi az Al és Si szoros negatív korrelációja. Ezzel szemben a felső

üledékcsoportban, mely az alsónál törmelékesebb jellegű, elsősorban a vastartalom szerint folyt a szétkülönülés, mert a vasban dúsabb törmelék szemcsék, bauxitkavicsok tudtak a szállítás során a legjobban megmaradni. Ezt jelzi a szorosabb Al-Fe korreláció. Ezután azt vizsgáltuk meg, külön az alsó és a felső üledékcsoportban, hogy van-e szabályszerűség az öt fő komponens térbeli eloszlásában és ha igen melyek ennek a dimenziói. Nyilvánvaló ugyanis, hogy csak akkor szabad a kémiai összetételt szomszédos fúrások között interpolálni, ha a fúrási hálózat távközei e dimenzióknál rövidebbek. E kérdésre a geostatistika, ezen belül variogramok szerkesztése adhat választ. Izotróp variogramokat számítottunk tehát a bauxitos agyagra, a felső üledékcsoportban pedig a négy szorosan vett bauxitfajta együttesére. E variogramok fő mutatóit a 2. táblázatban foglaltuk össze. A variogramokat a Matheron-féle módszerrel számítottuk és szférikus modelleket illesztettünk rájuk.

2. táblázat Az izotróp variogramok fő paraméterei

Paraméter	Üledék-csoport	Vastagság méter	Al ₂ O ₃ %	SiO ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	Izz.veszt %
Hatástáv. méter	felső	170.00	110.00	100.00	180.00	150.00	220.00
	alsó	120.00	90.00	320.00	220.00	110.00	200.00
Küszöb γ_h	felső	31.00	6.80	5.40	8.50	0.11	1.90
	alsó	9.00	8.50	24.00	9.60	0.06	0.70
Röghatás γ_h	felső	13.00	2.80	1.00	1.50	0.06	0.50
	alsó	4.00	5.00	11.00	1.00	0.04	0.45
Relatív röghat %	felső	42.00	41.00	18.00	18.00	54.00	26.00
	alsó	44.00	59.00	46.00	10.00	67.00	64.00

Feltűnő a variogramoknak a hazai bauxitelőfordulásokhoz képest nagy hatástávolsága, amit az itteni bauxit allochton eredetével jó összhangban van. Legnagyobb a SiO₂-é az alsó üledékcsoportban: 320m. A többi hatástávolság 90 és 220 méter között van. Ezen a téren az alsó és a felső üledékcsoport között nincs egyértelmű különbség. A küszöbértékek az Al, Si és Fe esetében a felső üledékcsoportban, a Ti és az izzítási veszteség esetében az alsóban nagyobbak. A relatív röghatás általában közepes, legkisebb a vas esetében. Az alsó üledékcsoportban egy kivétellel valamivel nagyobb, mint a felsőben. Ennek oka egyrészt a nagyobb belső geokémiai rendezetlenség lehet, de az sem zárható ki, hogy ez a jelenség rövid hatástávolságú szerkezetek jelenlétére utal. A legfontosabb eredmény az, hogy mind a bauxitvastagság, mind az öt fő kémiai komponens hatástávolságai az 50x50 méteres fúrási hálózatnál hosszabbak, tehát nincs elvi akadálya a szomszédos fúrások közötti interpolálásnak.

A fentiek ismeretében izovonalas térképeket szerkesztettünk az öt fő vegyi komponens eloszlásáról, külön az alsó és külön a felső üledékcsoportra. Az alsó üledékcsoportban az Al₂O₃ eloszlása teljesen szabálytalan, semmilyen trendet nem lehet felismerni. A SiO₂ eloszlása a telep középső részén viszonylag egyenletes és szűk határok között mozog (21-30%), a telep keleti és nyugati peremén hirtelen megnő és általában 50 m távolságon belül 35-40%-ot ér el. Az Fe₂O₃ tartalom eloszlása is igen egyenletes a telep legnagyobb részén (15-21%), csak a nyugati és keleti peremen csökken le hirtelen 5-15%-ra. Ez tehát a magyarázata az előzőekben ismertetett, viszonylagos szoros, negatív SiO₂/Fe₂O₃ korrelációnak. A TiO₂ és az izzítási veszteség eloszlása is szabálytalan. Említést érdemel még, hogy az alsó üledékcsoporton belül a fekü közelében lecsökken az Fe₂O₃ és a TiO₂ tartalom és megnő a SiO₂ mennyisége.

A felső üledékcsoportban a kémiai összetétel sokkal változékonyabb, olyannyira, hogy a korábbiakban ismertetett dobostorta felépítés miatt a négy szorosan vett bauxitfajta

kiértékelésére szorítkoztunk. Az alumínium, szilícium, a vas és a titán eloszlása észak-déli irányban rendeződik mindkét mederalakulatban. A délnyugati nagyobb meder SiO_2 tartalma kisebb, Al_2O_3 és Fe_2O_3 tartalma nagyobb, mint az északkeleti mederé. Figyelemre méltó, hogy ez a négy komponens a meder más és más részén dúsul: Az Al_2O_3 a meder tengelyében, ugyanitt a SiO_2 a legkevesebb. Az Fe_2O_3 a meder nyugati oldalán, a TiO_2 a keleti oldalon dúsul. Az északkeleti kisebb mederben a szétkülönülés nem ennyire egyértelmű. Az izzítási veszteség elterjedése a fentiekől teljesen eltérő, kelet-nyugat ill. délnyugat-északkelet irányú pásztákban váltakoznak a 12-14% ill. a 14-17% izzítási veszteségű bauxitok. Ez az eloszlás leülepedés utáni gibbsitesedéssel ill. boehmitesedéssel aligha magyarázható, sokkal inkább a törmelékes beszállítás következménye. A felső üledékcsoportban tehát folyóvízi meder-, mederzátony és szegélyzátony fácieseknek megfelelően alakult a bauxitos üledék összetétele.

Geokémiai összehasonlítás más bauxitelfordulásokkal

Azt is megvizsgáltuk, hogy mennyire különbözik a kislődi bauxit a szomszédos előfordulások bauxitjától. Az összehasonlításba a kislődi előfordulástól DNY-ra fekvő szőci bauxitelfordulás 16 telepét, továbbá a halimbai Cseres-észak és a Halimba II/DNY telepeket vontuk be, mert ezekről rendelkezünk megfelelő geokémiai kiértékeléssel. Az összehasonlítást különféle sokváltozós statisztikai módszerekkel végeztük el.

A dendrogram a szorosan vett bauxitfajtákra vonatkozik, mert ezek összetételének eltérései genetikai szempontból a legfontosabbak. Két nagy cluster különült el, az egyikben 12 szőci telepátlag helyezkedik el, a másikban a kislődi és a halimbai bauxitok mellett további négy szőci telepátlag. A bauxitkonglomerátum kivételével egy clusterbe kerültek a kislődi bauxitfajták és a halimbai cseresi bauxit összetételéhez állnak legközelebb. Ugyancsak igen közel áll hozzájuk a szőci előfordulás keleti peremén levő, Nyireskút 2. számú bauxittelep. A Halimba II/DNY telep három bauxittipusa geokémiailag különálló clustert alkot.

A fenti kép kiegészítésére ötkomponenses diszkriminancia elemzést is végeztünk, melynek eredményei az 5. ábrán láthatók. A négy bauxitelfordulás átlagmintái igen jól elkülönülnek egymástól. A három eocén fedőjű előfordulás egy nagyobb csoportot alkot, amelyen belül az egyes előfordulások mezői jól megkülönböztethetők. A kislődi bauxit közelebb áll a szőcihez, mint a halimbai-cseresihez, amit a kismértékű átfedés is jelez. E hármas csoporttól jól elkülönül a szenon fedőjű Halimba II/DNY telep bauxitja.

A diszkriminancia elemzést alumínium és titánra korlátozva megismételtük és a fentivel szinte teljesen megegyező diagramot kaptunk. Ez azt jelzi, hogy a geokémiai csoportképzés két legfontosabb tényezője az Al_2O_3 és a TiO_2 .

Végül mind az öt komponens bevonásával nem lineáris sikravititést végeztünk. Véleményünk szerint ez a módszer szolgáltatja a legjobban értelmezhető eredményeket (6. ábra). Itt is igen jól elkülönül a szenon fedőjű Halimba/DNY-i telep bauxitja az eocén fedőjű előfordulásoktól.

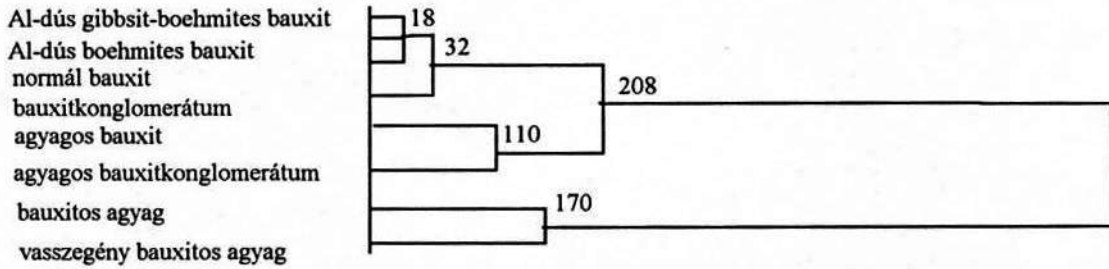
Az eocén fedőjű előfordulások közül geokémiai tekintetben legegységesebb a halimbai Cseres-északi telep. A kislődi előfordulás lényegesen nagyobb mezőt foglal el és feltűnően nagy a szőci előfordulás telepeinek mezője. Igaz, hogy az itteni bauxit legnagyobb részét jelentő közepső, rétegszerű telep viszonylag egységes összetételű, geokémiai mezejét külön jellel ábrázoltuk. Jelentősen elkülönül tőle négy kisebb telep összetétele, melyek az előfordulás keleti és déli szélén fekszenek. A kislődi bauxit ezek, továbbá a cseresi bauxit között foglal el átmeneti helyzetet, részben át is fedi őket.

Ezek az általános geokémiai összefüggéseken túl a diagramon az ásványtani felépítés alapján három sávot lehetett kijelölni, a monohidrátos, a trihidrátos és a vegyes összetételű bauxitokét. A kislődi előfordulás bauxitfajtái részben a monohidrátos, részben az átmeneti sávba esnek. A halimbai telepek mind monohidrátosak, a szőci főtelep trihidrátos felépítésű. Ezek az ásványtani különbségek a diagramon szembeütően jelentkeznek.

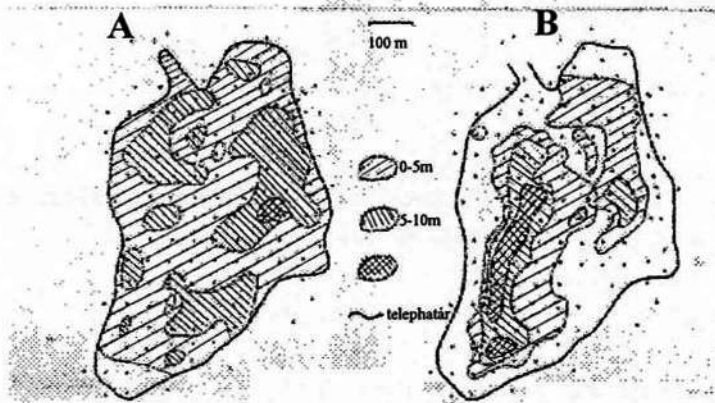
A diagramon külön megjelöltük a vasdús konglomerátumos szövetű bauxitfajtákat. Két szőci, egy cseresi és egy kislődi bauxitfajta tartozik ide. Eltérő előfordulási helyük ellenére kémiai felépítésük hasonlósága igen jól látszik, különösen a két szőci és a kislődi bauxitfajta összetétele áll közel egymáshoz. Ezt a jelenséget lehet a kiinduló közetek hasonló összetételével magyarázni, de azt sem szabad figyelmen kívül hagyni, hogy a vasban dús bauxitfajta a legkeményebbek, ezek tudtak a szállítás során leginkább megmaradni kavicsos formában.

Következtetések

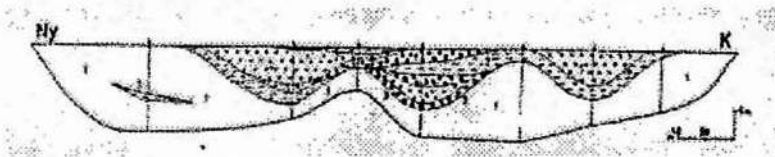
- 1.) A kislődi-öreghegyi előfordulást szöveti-szedimentológiai és geokémiai jellegei alapján allochton eredetűnek tartjuk.
- 2.) A különböző bauxitfajtákat két ütemben folyóvíz hozta dél felől a földolomit karsztos-eróziós felszínére.
- 3.) Az alsó üledékcsoporthoz viszonylag homogén bauxitos agyag összetétele és a fanitos szövege kolloid iszap formájában történt feltöltődést jelez érdemi geokémiai szétkülönülés nélkül. A felső üledékcsoporthoz finom és durvatörmelékkel felhalmozódás folyóvízi fácies-szétkülönüléssel.
- 4.) Az öt fő kémiai komponensnek a variogramokból számított hatástávolsága a legtöbb hazai előfordulásánál hosszabb, ami ugyancsak allochton felhalmozódást jelez.
- 5.) A szorosán vett bauxitfajták a felső üledékcsoporthoz két észak/dél irányú medret töltöttek ki. Ezekben belül a fő komponensek eloszlása a mederalakulathoz igazodik.
- 6.) Sokváltozós matematikai módszerek alkalmazásával sikerült meghatározni, a délnyugati Bakony egyes kiválasztott bauxitelőfordulásainak geokémiai kapcsolatait. A kislődi bauxit összetétele átmeneti helyzetet foglal el a szőci monohidrátos és a halimbai Cseres-északi telepek között. A szenon fedőjű halimbai bauxit az eocén fedőjűektől geokémiai tekintetben egyértelműen elkülönül.
- 7.) A fenti sokváltozós módszerek geokémiai alkalmazása nemcsak genetikai összefüggések feltárására alkalmas, de a további bauxitkutatások számára is hasznos lehet.



1.ábra A bauxitfajták vegyi összetételének dendrogramja, hierarchikus, agglomeratív cluster analízissel, euklideszi távolságnégyzetekkel számolva

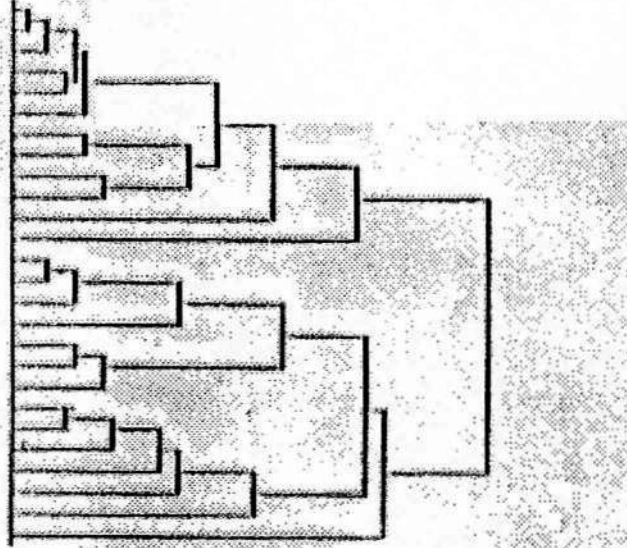


2.ábra: A. A bauxitos agyag és a vasszegény bauxitos agyag együttes vastagságvonalas térképe. B. A négy szorosan vett bauxitfajta vastagságvonalas térképe

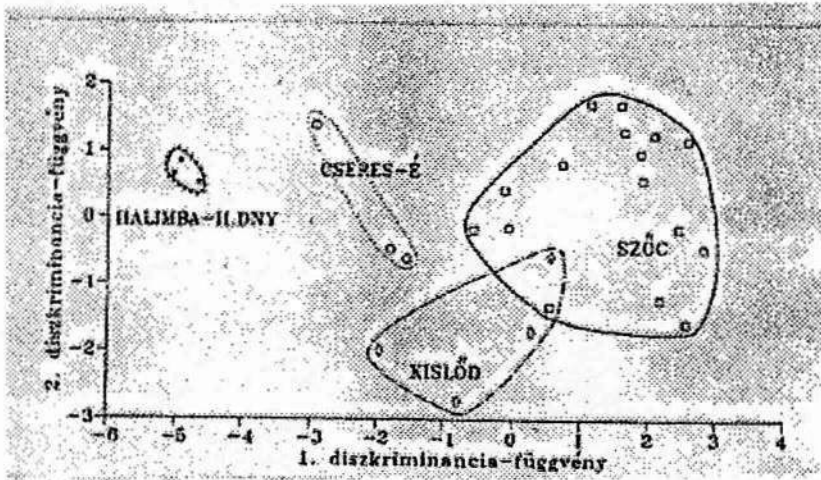


3.ábra: A bauxittelep paleogeomorfológiai szelvénye. *Jelmagyarázat:* 1. bauxitos agyag, 2. agyagos bauxit, 3. agyagos bauxitkonglomerátum, 4. bauxit, 5. Al-dús boehmites bauxit, 6. bauxitkonglomerátum, 7. bauxitfedő szenes agyag

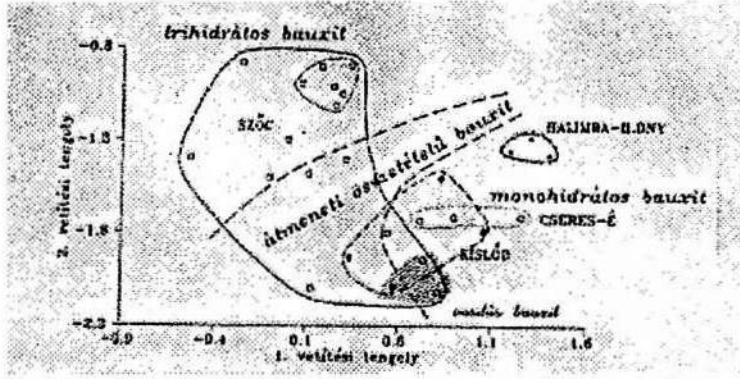
Szőc Szőlősgy II-IV.
 Szőc Határőrlőgy
 Szőc Szőlősgy I.
 Szőc Dorottya
 Szőc Nyíreskút 4.
 Szőc Határőrlőgy ER
 Szőc Nyíreskút I.
 Szőc Nyíreskút 3.
 Szőc Péter II/1.
 Szőc Péter II/2.
 Szőc Harkaskóly mjr.
 Szőc Bókasharant I.
 Halimba II/DNY föld
 Halimba II/DNY víz
 Halimba II/DNY kőszőlő
 Cseres Fűzők 3.
 Szőc Péter I/1.
 Szőc Péter I/4.
 Kislőd bauxittelepülés.
 Cseres Fűzők 1.
 Cseres Fűzők 2.
 Szőc Nyíreskút 2.
 Kislőd szőlő telepítés
 Kislőd A1-ös bauxit (8)
 Kislőd A1-ös bauxit (6)
 Szőc Péter I/2.



4.ábra: Kislőd, szőci és halimbai bauxit-telepítések összehasonlítása clusteranalízissel. A dendrogram euklideszi távolságokat mutat be. $x = (x - \min) / (\max - \min)$



5.ábra: Kislőd, szőci és halimbai bauxit-telepítések összehasonlítása diszkriminancia elemzéssel az öt fő kémiai komponensre számolva.



6.ábra: Kislődi, szőci és halimbai telepátlagok összehasonlítása nem-lineáris sikravitéssel. A szőci előfordulásban külön körvonal veszi körül a középső rétegszerű telepet. A sraffozás a vasdús konglomerátumos szövetű bauxitfajtákat jellemzi.

Irodalomjegyzék

- Bárdossy György (1961): A magyar bauxit geokémiai vizsgálata. A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa. Műszaki Könyvkiadó 233 old.
- Bárdossy György (1982): Karst Bauxites. Developments in Economic Geology. No. 14. Elsevier Sci. Publ. Co. Amsterdam-Oxford-New York. 441 old.
- Szantner Ferenc és Posgay Károly (1959): Jelentés a Kislőd Öreghegy-i bauxitelőfordulásban végzett kutató munkálatok és készletszámítás eredményeiről. Bauxitkutató Vállalat. Balatonalmádi. MÁFI Adattár Budapest és Bakonyi Bauxitbánya KFT. Adattár Tapolca

A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG FŐKARSZVIZTÁROLÓJÁNAK HIDRAULIKAI ÉS TRANSPORT MODELLEZÉSE

¹Csepregi András

Összefoglalás

A Dunántúli-középhegység számítógépes hidraulikai modellje a VITUKI-ban 1987-ben készült el. A modellezett terület magában foglalja a Dunántúli - khg. nagy vastagságú felsőtriász dolomit és mészkő összetételének felszíni kibúvásait, és fiatalabb - harmad-, negyedkori - üledékekkel fedett részeit is. A modell adatbázisa 1951-től napjainkig tartalmazza a karsztvízkészletet befolyásoló főbb hatótényezők - a vízkivételek, csapadék, klímaadatok - idősorait, tehát a szimulációs időszak több mint 4 évtizedre terjed ki. A véges elemes eljárásra épülő hidraulikai modell alkalmas a tárolóban várható nyomásváltozás előrejelzésére, megteremtve ezzel a lehetőséget a különböző vízkivételi változatok közül a legkedvezőbb kiválasztására. A hidraulikai modellre épülő transport modell a tároló advekción és diszperziós folyamatainak modellezésére képes. A gyakorlatban is alkalmazható transport modell kifejlesztése csak a különböző potenciális szennyezőforrásokra vonatkozó széleskörű adatgyűjtés és feldolgozás után várható.

1. Bevezetés

A Dunántúli- középhegységi karsztvizek egykor bővizű forrásai egyedülálló természeti értéket képviseltek. Közismert, hogy az elmúlt 30 évben a szén- és bauxit- bányászat növekvő vízkivételei következtében ezek a nagy hozamú források, mint pl. a tatai Fényes-, a bodajki Tó-, a tapolcafüi- és gypükajáni- források elapadtak. A langyos vízü források elapadását követően a koncentrált vízkivételek depressziós területei összeértek, így az egész középhegység területére kiterjedő nyomáscsökkenést okoztak. A bányászat fejlesztésével egyidejűleg, ahhoz kapcsolódva a karsztvízre telepített regionális vízellátó rendszerek épültek ki (Tatabánya, Kincsesbánya, Nyirád). Ma már a térség vízellátásában betöltött szerepe révén, a főkarsztvíz-tároló gazdasági értéke a meghatározó. Jelentőségét fokozza, a budapesti és hévízi termál- kincs, mely Budapestet és Hévizet egyaránt Európa-hírű gyógyfürdőhellyé avatta.

Még működő karsztforrásaink védelméhez, a bányavizemelések és egyéb vízkivételek felső korlátjának meghatározásához, a nyomásváltozások előrejelzéséhez készült el a VITUKI-ban a tároló számítógépes hidraulikai modellje.

2. A hidraulikai modell felépítése

A tároló nem permanens állapotú nyomáseloszlását, a függőleges átszivárgás figyelembevételével az alábbi differenciálegyenlet megoldásával számítottuk:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + I - S \frac{\phi - \phi^0}{\Delta t (1 - \varepsilon)} - b(\phi - \phi') = 0$$

ahol

ϕ piezometrikus nyomás a vizsgált rétegben (m)
 ϕ' piezometrikus nyomás a fedő rétegben (m)

¹Vizgazdálkodási Tudományos Kutató Rt.

ϕ^0	piezometrikus nyomás (kezdeti feltétel)	(m)
T	transzmisszibilitás	(m ² /nap)
b	függőleges átszivárgási tényező	(1/nap)
S	tárolási tényező	(-)
I	területegységre számított fajlagos víztermelés vagy rátáplálás	(m/nap)
ε	interpolációs konstans 0 - E - 1	(-)

A fenti differenciál egyenlet véges elem eljárásra épülő megoldása esetén az egyenlőség teljesülését csak véges számú ponthalmazra, az u.n. csomópontokra követeljük meg (1). A csomópontok számával egyenlő tagból álló egyenlet-rendszert az u. n. konjugált gradiens módszerrel megoldva, konvergens mérleghibától mentes megoldáshoz jutunk. Az előző modelleknél időben és térben részletesebb felbontású modell magában foglalja a Dunántúli-középhegység nagy vastagságú mezozoós összletének felszíni kibúvárait és harmad-negyedkori üledékekkel fedett részeit is. (1. ábra) Rácshálózata megegyezik az EOVS km hálózattal.

A modell adatbázisa az alábbi állományokat tartalmazza:

- - beszivárgási területek
- - meteorológiai idősorok
- - víztermelési idősorok
- - hidraulikai paraméterek
- - fedő-vízszinteloszlás
- - kezdeti vízszinteloszlás
- - karsztvízszint-figyelőkutak idősorai

A beszivárgási területeket felszíni földtani térképek alapján, a mészköves és dolomitos felszínek területének meghatározásával nyertük. Az adatbázis területi jellegű input adatai 1 x 1 km-es felbontásban vannak tárolva, de az alkalmazott legyűjtő-feldolgozó programok ennél finomabb, vagy kevésbé részletes felbontást is lehetővé tesznek.

A tároló dinamikus készletét meghatározó beszivárgást, a beszivárgási területekhez rendelt összesen 44 csapadékmérő állomás, valamint a területen fekvő klímaállomások adataiból számított beszivárgó vízoszlop, és a terület szorzatából kapjuk. A beszivárgás intenzitásának számítása F.I. Morton u.n. CRAE modelljén alapul, mely a havi napfénytartam, a havi átl. hőmérséklet, és harmatpont adatokból, a felszín sugárzási egyenlege alapján számítja a területi evapotranszpirációt (3.). A számítás arra az alapelvre épül, hogy bármely területen a csapadék változásával a területi evapotranszpiráció és a potenciális evapotranszpiráció összege állandó, vízzel telített nedves felszínen pedig a két érték egyenlő. A módszer az evapotranszpiráció folyamatát, az azt leíró fizikai összefüggések, és néhány tapasztalati képlet felhasználásával modellezi. Előnye, hogy a hagyományos módszerekkel kapott évi beszivárgás helyett havi időszakokra is alkalmazható. A teljes középhegységi karsztviktárolóra - az 1951 - 92 évi időszakra vonatkozó - számított átlag beszivárgás **530 m³/perc.**

A számított beszivárgás idősor a 2/a. ábrán látható.

Az adatbázis következő lényeges állománya a főkarsztviktároló vízkivételeit és forráshozamait tartalmazó file. A bányavizaknak, és bányabeli ivóvizaknak vízemelései, valamint az üzemi adatszolgáltatásban szereplő vízműkutak adatai havi bontásban a források és egyéb kutak víztermelése pedig évi bontásban került a modell adatbázisába.

A modellben szereplő főkarsztos bányavizemelések és egyéb vízkivételek, valamint forráshozamok 1951-92 közötti idősorát a 2/b. ábrán tüntettük fel. Valamennyi beszivárgási és víztermelési hozamérték a rácslemezen belüli helyzete, a csomópontoktól való távolságával fordított súlyozás szerint kerül szétosztásra a csomópontok között.

A modell 1 réteges, tehát csak a főkarsztviktároló nyomásalakulását számítja, de ahol vertikális hidraulikus kapcsolat lehetséges, ott határfeltételként tartalmazza fedő rétegvizek, illetve a Duna és a Balaton vízszintjének konstans értékét is. Vertikális kapcsolat valószínűsíthető a Nyirád környékén a kréta víztartóval, Balatonakalinnál, a Vértes DK-i előterében, valamint az esztergomi és budapesti Duna szakaszon.

Figyelembevéve, hogy a bizonytalanak tekinthető DNY-i határvonalon kívül, a karsztviktárolót mindenhol kristályos, metamorf, és palás kifejlődésű vízzáró kőzetek övezik, a modell peremei oldalirányban vízzárónak lettek definiálva.

A modell adatbázisa tartalmazza mérési adatok és forrás fakadási szintek alapján rekonstruált 1950. és 1970. évi karsztvízszint-eloszlásokat, mint kiindulási állapotot. A paraméterek optimalizációja során elsősorban az 1970- évi mért állapotból indultunk ki, mivel az ezt követő időszakban - az észlelőhálózat kiépítésének köszönhetően - jobban ismerjük a tárolóban lejátszódott vízszintváltozásokat, a növekvő bányavizkivételek és csökkenő forráshozamok következtében pedig a tároló vízforgalmát is. A kalibráció, tehát a számított és mért értékek összehasonlítása, és ennek alapján a paraméterek módosítása során mintegy 230 észlelőkút mért vízszintidősora lett figyelembevéve.

3. A modell alkalmazása

A paraméterek kalibrációját követően, a modell megbízhatóságának megítélésére célszerű egy ellenőrzési időszakot is beépíteni. Ez az időszak a kalibrációs szakaszt megelőző 20 év, tehát az 1951-70 közötti időintervallum, ami egyben lehetőséget adott a bányavizemelések felfutását megelőző természetes állapot szimulációjára is. Az 1951-től indított szimuláció végeredményben az utóbbi 20 évre vonatkozóan teljesen hasonló számított vízszintgörbékkel eredményezett, mint az 1970-es állapotból induló. Néhány hosszabb mérési adatsorral rendelkező észlelőkút számított és mért vízszintjeit, valamint a prognosztizált bányászati víztermelés mellett várható vízszintalakulást tartalmazza a 3. ábra.

Egy másik ellenőrzési időszaknak az 1987-től - a modell összeállításának évétől - napjainkig terjedő időszak tekinthető. Erre az időre esik a középhegységi maximális vízemelés (865 m³/perc) és az ennek következtében minden eddiginél alacsonyabb vízszintek beállása, majd az 1990. évi nagyegyházi és nyirádi leállást követően a nyomásemelkedés beindulása. Az észlelési adatok szerint a modell mind a mélydepressziók kialakulását, mind a megindult nyomásnövekedést megfelelő pontossággal tükrözte. A legújabb előrejelzési eredmények alapján, - amennyiben a jelenlegi 400 m³/perc vízemelés a következő másfél évtizedben számottevően nem fog növekedni, - időben több mint 2 évtizedig elhúzódó, a főkarsztviktároló csaknem teljes területére kiterjedő nyomásnövekedés várható. A már több mint 20 éve tartó csapadék hiányos időszak állandósulását figyelembe véve készült előrejelzés szerint (a dinamikus vízkészlet nem haladja meg a 460 m³/perc-et), a karsztviktároló nyomásállapota 2010-re megközelíti az intenzív bányakivételek megindulását megelőző nyomás állapotot. Ez elsősorban a peremi hévforrások hozamának regenerálódására lesz hatással, ugyanakkor az egykori bányavizaknákra települt ivóvízművek (Tatabánya, Nyirád, Kincsesbánya) vízemelése következtében, eddig az időpontig nem várható a magasabb fakadási szintű, egykori langyos források újra indulása.

4. A transzport modell jellemzése és alkalmazása

A felszínalatti víztartókban az advekción, diszperzió, a vertikális átszivárgás, vagy beszivárgás hatására kialakuló transzport folyamatokat az alábbi differenciál egyenlet írja le [2]:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(D_{11} \frac{\partial c}{\partial x} + D_{12} \frac{\partial c}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_{21} \frac{\partial c}{\partial x} + D_{22} \frac{\partial c}{\partial y} \right) - V_x \frac{\partial c}{\partial x} - V_y \frac{\partial c}{\partial y} - \frac{c - c^0}{\Delta t(1 - \varepsilon)} + \frac{q'}{nem} (c' - c) = 0$$

ahol

c	koncentráció a vizsgált rétegben	(mg/l)
c'	az átszivárgó vagy beszivárgó víz koncentrációja	(mg/l)
c ₀	koncentráció /kezdeti feltétel/	(mg/l)
V _x	az u.n. Darcy-féle szivárgási sebesség x irányában	(m/nap)
V _y	az u.n. Darcy-féle szivárgási sebesség y irányban	(m/nap)
D _{ij}	a diszperziós koefficiens tenzor elemei	(m ² /nap)
q	területegységre számított fajlagos víztermelés vagy rátáplálás	(m/nap)
n _e	hézagterfogat	(-)
m	rétegvastagság	(m)
ε	interpolációs konstans 0-E-0	(-)

A matematikai modell a permanens állapot melletti, ismert sebességeloszlás esetén alkalmazható. A sebességeloszlás a hidraulikai modell szivárgási tényező-, porozitás-, és számított nyomás- eloszlásból meghatározható. A transzport modell összeállításának feltétele tehát a területre vonatkozó működőképes hidraulikai modell megléte. Mivel a Dunántúli-középhegységi főkarsztvíztárolóban az elmúlt évtizedekben - az intenzív bányavizemlések hatására - a sebesség eloszlás is nagy mértékben változott, regionális léptékű, és hosszabb időszakot átfogó transzport modellezésnél figyelembe kell venni a folyamatosan változó nyomáseloszlást, illetve a beszivárgás alakulását is. A kifejlesztett transzport modellben ezért lehetőség van - az előzőleg lefuttatott hidraulikai modell autputját felhasználva - a nyomáseloszlás, és a beszivárgás időszakonkénti beolvasására. Így végeredményben, egymástól csak kis mértékben különböző, egymást követő permanens állapotokon keresztül, a transzport modell nem permanens folyamatok vizsgálatára is alkalmas.

A transzport modellt elsőként a Dunántúli-középhegység főkarsztvíztárolójának teljes területére vonatkozóan, az 1951-92 közötti időszak NO₃ transzportjának vizsgálatára alkalmaztuk. Ehhez rendelkezésre állt - az előzetes hidraulikai modell futtatásból - a 2x2 km-es területi, és 3 hónapos időbeli bontásban a teljes tárolóra számított nyomáseloszlás. A transzport modell időlépcsője 1 hónap volt, a sebességmezőt tehát minden 3. időlépcső után az aktuális nyomáseloszlásból a program újra számította. A főbb területi felhasználási ágakra vonatkozó digitalizált térkép alapján, szennyezőforrásnak a karsztterületen fekvő szántóterületek és települések lettek figyelembevéve.

Ezeket a területeket a N terhelést országos, összesített adatokból becsültük. Az 1. táblázatban összefoglaljuk az 19870-as évek elején készült országos felmérés alapján a különböző eredetű szennyezések révén a felszín alatti víztartókba jutó N terhelések mértékét (4).

I. táblázat

A felszínalatti víztartóba beszivárgó N mennyisége országos átlag adatok alapján

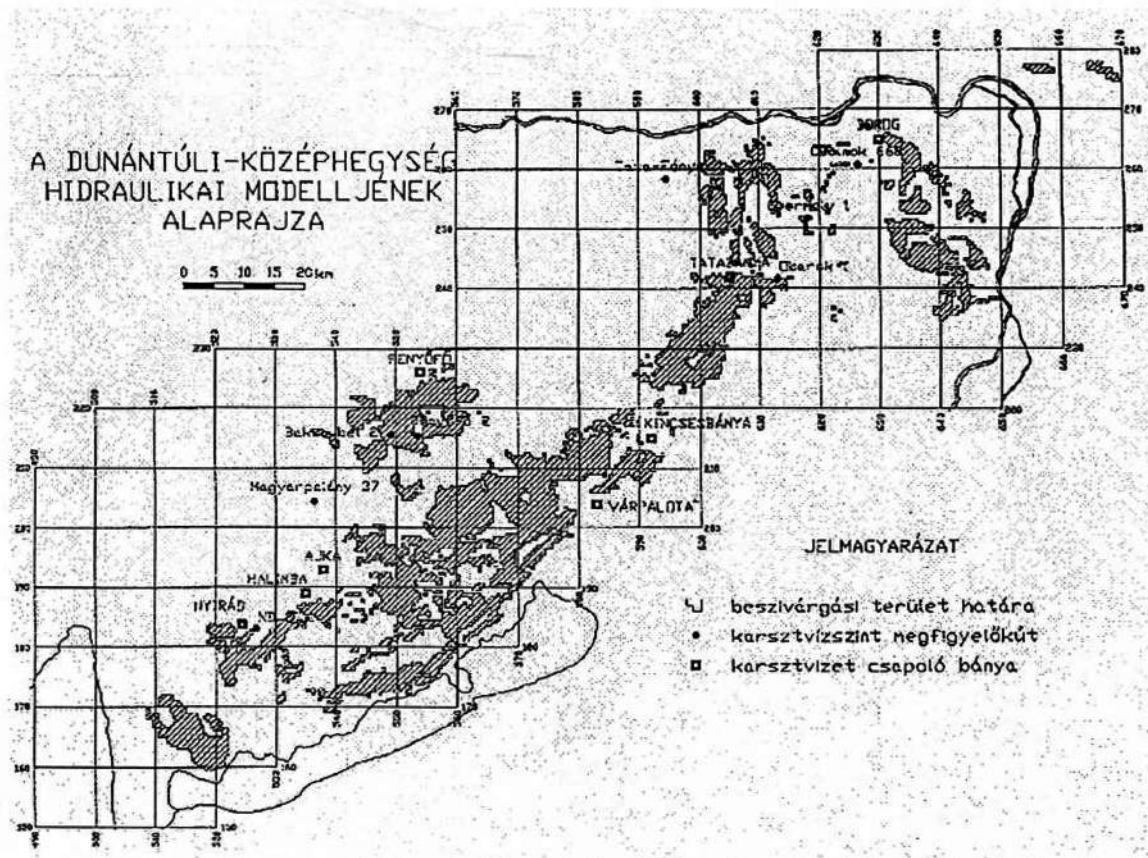
Kommunális hulladék		
	szennyvíz	4500 t/év
	szeméttelapról	1070 t/év
Mezőgazdasági		
	mútrágya	32000 t/év
	higtrágya	12500 t/év
Ipar		68070 t/év
Csapadék		139554 t/év
Összesen		207624 t/év = 2.23 t/év/km ²

A 4. ábrán az 1990-re számított NO₃ koncentráció eloszlást mutatjuk be. A modell vizsgálat tényleges terhelésekre vonatkozó adatok hiányában néhány lényeges leegyszerűsítést tesz, ugyanis

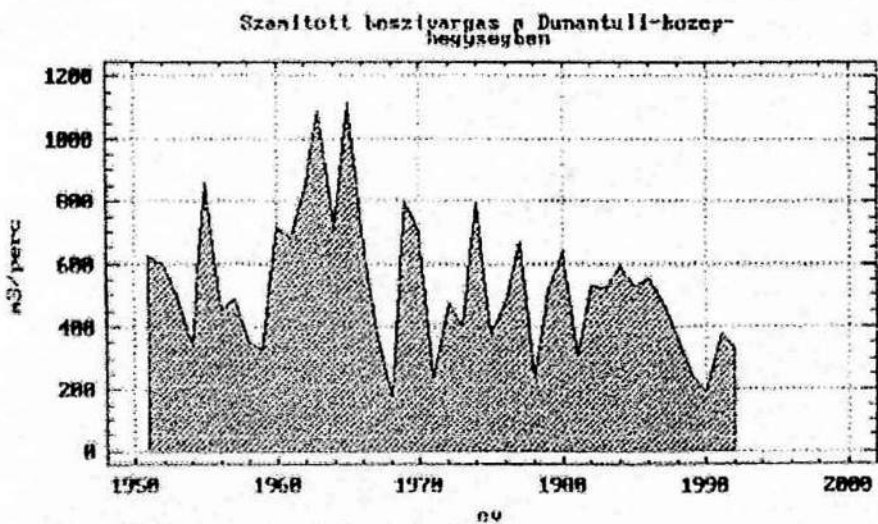
- - az 1951 évi kezdeti koncentráció a modellben mindenütt 0 volt,
- - nem számol a nem pontszerű szennyezések időbeli változásával (növekedésével), vagy területi változékonyágával
- - figyelmen kívül hagyja a pontszerű szennyezőforrásokat

Ennek következtében az egyes észlelőkutakra számított koncentrációk (5. ábra) általában elmaradnak az ugyanezen pontokban mért értékektől, ugyanakkor a koncentráció eloszlás jellege jól illeszkedik a mérési adatokhoz. A mérésekkel egyezően, magas koncentráció értékek túlnyomórészt a beszivárgási területeken vagy azok közelében fekvő, sűrűbben lakott területen fordulnak elő, a nyomás alatti medenceterületek pedig NO₃ mentesek.

A regionális hidraulikai modell jelenlegi formájában, a várható hatások előrejelzésével számos, a karsztvíztárolót érintő vízgazdálkodási és bányászati beavatkozás tervezésénél az ezekkel kapcsolatos döntések előkészítésénél felhasználásra került. Hasonló pontosság a transzport modellezésben távlatilag sem remélhető, de főként lokális szennyezési problémák megoldásánál jól alkalmazhat eszközzé válhat. A transzport modellezés eddigi eredményei megerősítik azt az előzetes véleményt, hogy a modell összeállítása során a legnagyobb nehézség a valóságot megközelítő terhelési adatok meghatározása. Ezért a további modell vizsgálatok szimulációs eredményeiben lényeges javulást csak a szennyezőforrások mennyiségi-minőségi adataira vonatkozó kiterjedt adatgyűjtés, valamint a szennyezőanyagoknak a telítetlen zónában való vertikális terjedésére is kiterjedő vizsgálatok alapján remélhetünk.

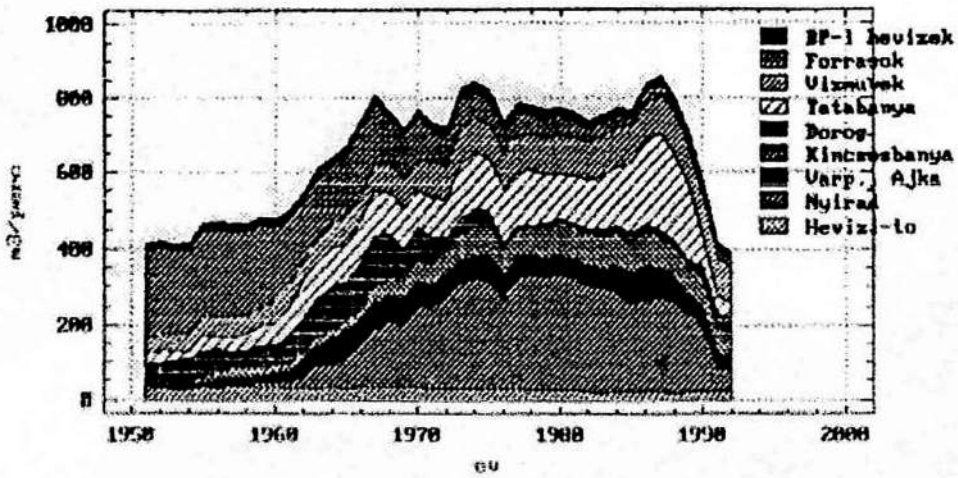


1.ábra: A Dunántúli-középhegység hidraulikai modelljének alaprajza

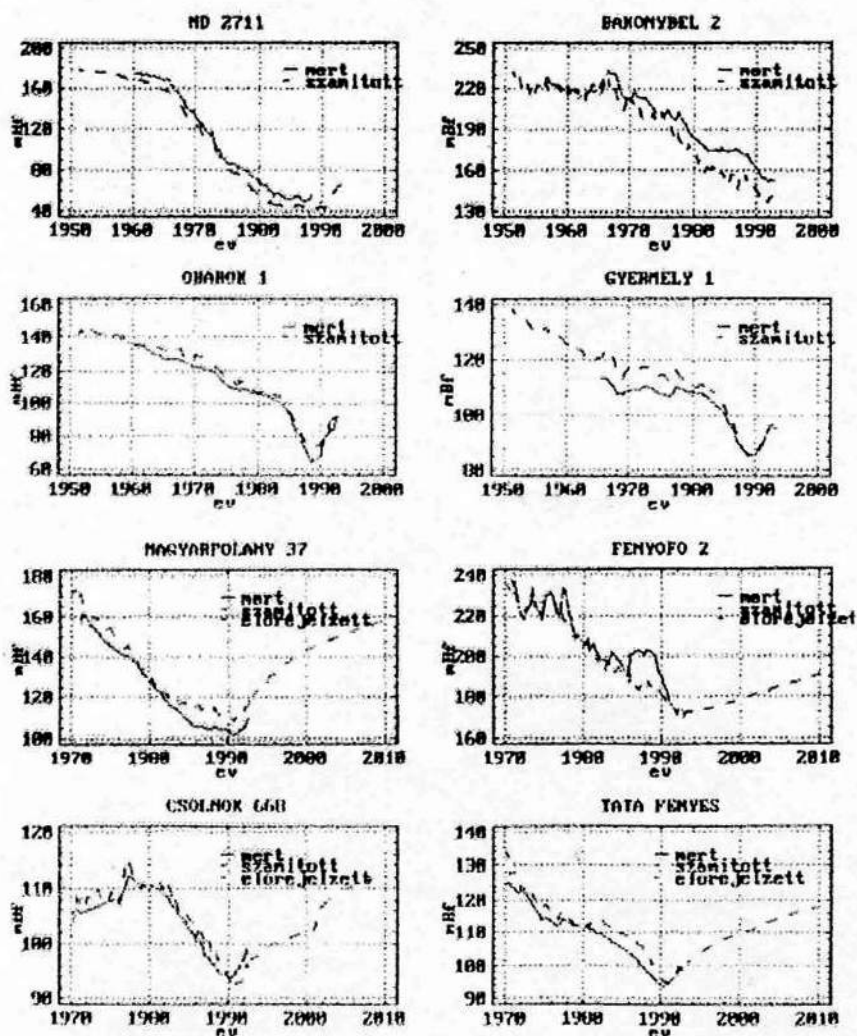


2/a.ábra: Számított beszivárgás a Dunántúli-középhegységben

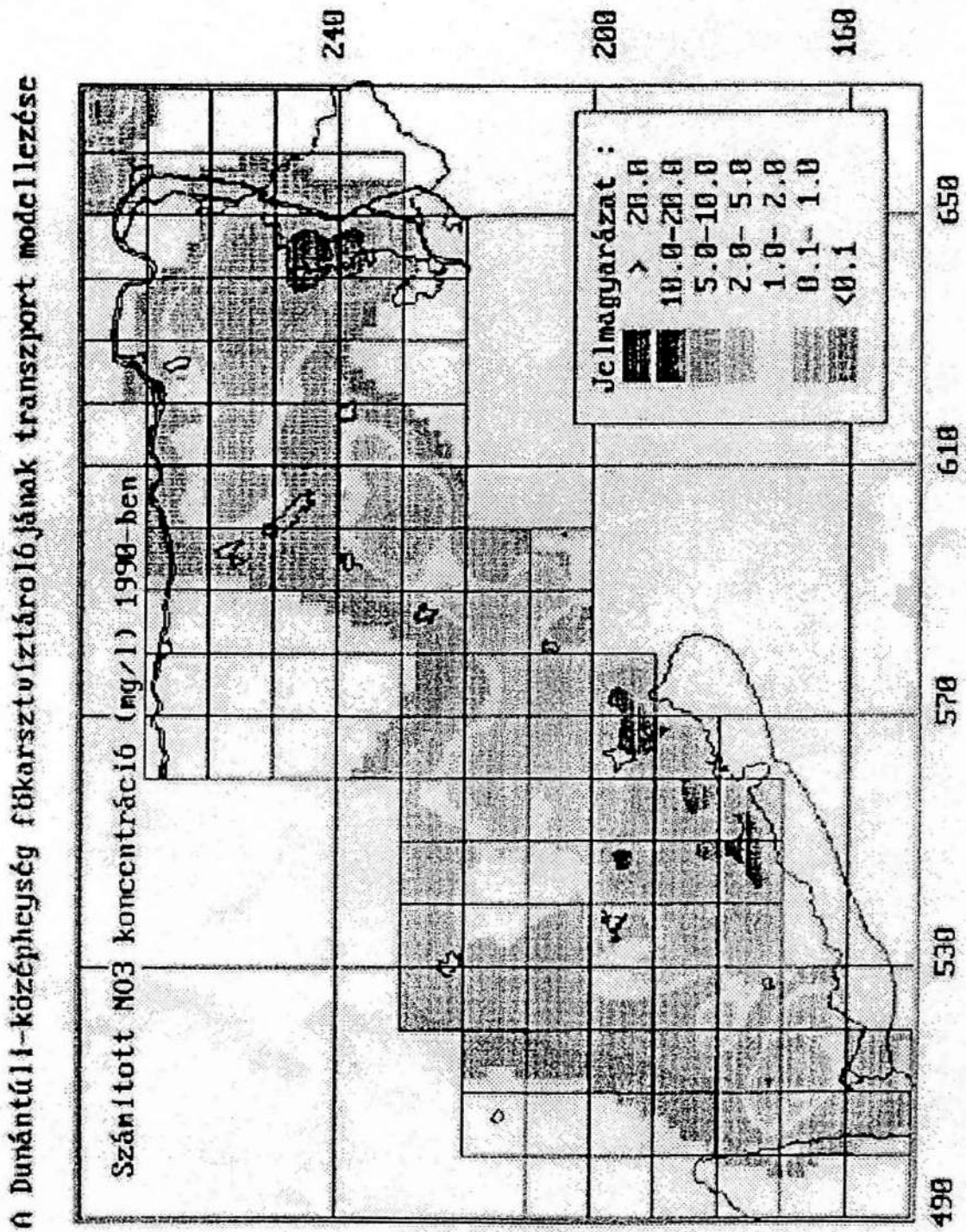
Vizkivételek a Dunántúli-középhegységben



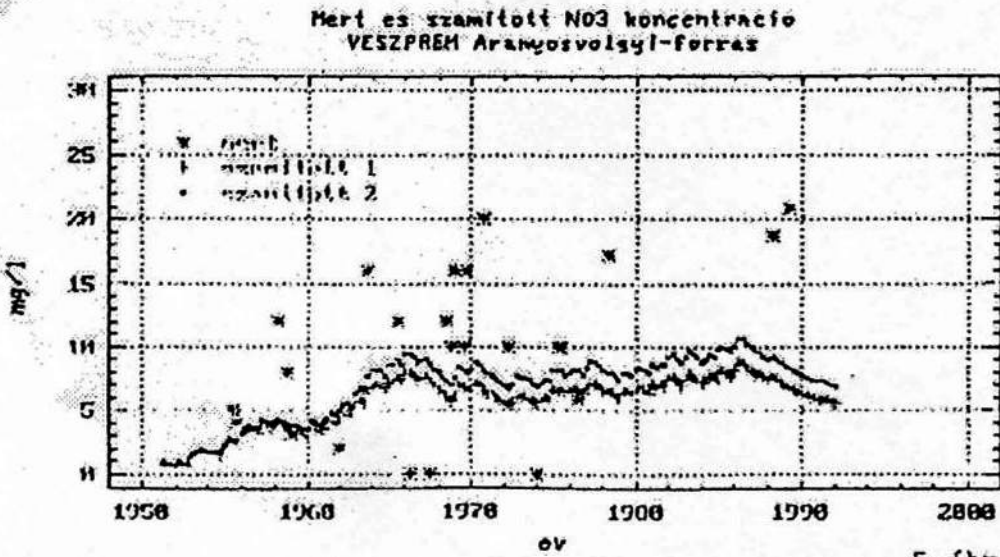
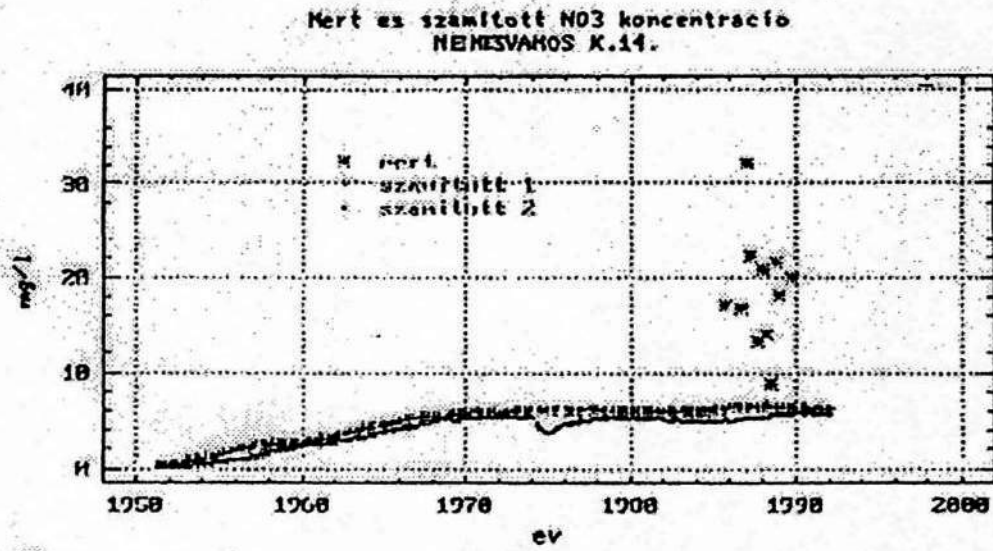
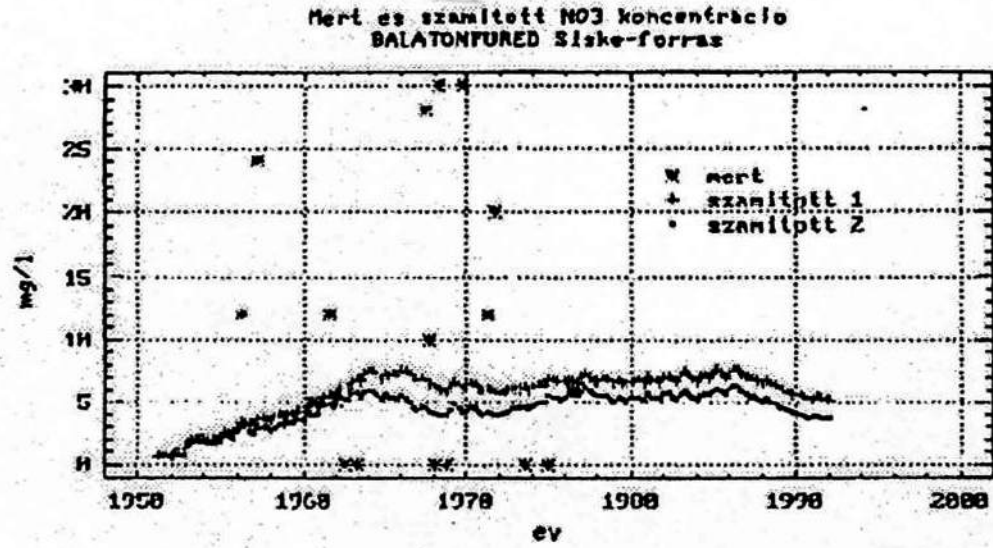
2/b. ábra: Vizkivételek a Dunántúli-középhegységben



3. ábra



4.ábra: A Dunántúli-középhegység főkarsztvíztárolójának transzport modellezése



5. ábra

5. ábra: Mért és számított NO₃ koncentrációk

Irodalom

1. Bear, J. - Verruijt, A. : Modeling groundwater flow and pollution Dordrecht, 1987, D. Reidel Publishing Company
2. Kinzelbach, W. : Groundwater modelling Amsterdam, 1986 Elsevier Science Publishing Company
3. Morton, F. I. : Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the source and practice of hydrology Journal of Hydrology, 66. 1983.
4. Felszín alatti vizek nitrátosodása és a védekezés módjai OMFB kiadvány, 1983 Szerk.: Alföldy L.

A GEOMATEMATIKA EGYES ÚJABB TRENDJEINEK ÁTTEKINTÉSE KÜLÖNÖS TEKINTETTEL A KŐOLAJFÖLDTANI ALKALMAZÁSOKRA

¹Geiger János

A földtanban alkalmazott matematikai, ezen belül valószínűségelméleti és geostatistikai módszerek alkalmazási elvei az utóbbi néhány évben úgy tűnik gyökeres változásokon mentek át. E változások leglátványosabban talán a geostatistikai megfontolásokat érintették.

E módszeregyüttes legelső eredményei jobbra egy pontbeli vagy valamely térfogatra számított érték becslésének pontosabbá tételére vonatkoztak. Ennek megoldási lehetőségeként alakultak ki a krigelés legkülönbözőbb módjainak algoritmusai. Ezek a megoldási módok lényegében a "Mi a legpontosabb érték?" és a "Melyik a legjobb becslés?" és "Mi a becslés hibája?" problémakört érintették.

Az alkalmazások során ugyanakkor ezen értékbecslések hátrányai is mind nyilvánvalóbbakká váltak:

- a krigelés simítja az eredeti adatpontok értékét
- a krigelési eljárások - éppúgy mint minden interpolációs módszer - megváltoztatják az eredeti adatok eloszlástípusát
- a legelső algoritmusokban numerikus adatok mellett a földtan egyéb kvalitatív információi nem vagy legalábbis nehezen voltak kezelhetőek.

Erre a problémára, illetve még általánosabban a földtani jelenségekben rejlő bizonytalanságok geostatistikai modell szinten való kezelésére dolgozták ki a fuzzy geostatistikát (Bárdossy, A. et al 1990a, 1990b), amelynek első hazai alkalmazása egy CH tároló tetőértékeinek feldolgozása volt (Bárdossy Gy.-Bárdossy A. 1991).

- mivel a hagyományos krigelési eljárás minimalizált becslési szórásnégyzete (az ún. krigelési szórásnégyzet)

$$\sigma_{SK}^2(u) = C(0) - \sum_{\alpha=1}^n \lambda_{\alpha}(u)C(u - u_{\alpha}) \geq 0$$

- független az adat értékektől csak az alternatív geometriai adatkonfigurációk összehasonlítását kínálja, és általában nem méri a lokális becslés pontosságát (Journel, A. 1986).
- a lineáris krigelési becslés csak akkor a "legjobb", ha a legkisebb négyzetbeli hiba "érzékeny" az adott kovariancia/variogram modellre. Ugyanakkor a várható négyzetes hiba minimalizálása sem feltétlenül a legmegfelelőbb becslési kritérium sok esetben (Srivastava, R. 1987).

Ez utóbbi gondolatmenetet folytatva, sokszor előnybe részesíthető egy olyan algoritmus, amely az eredmény-hiba veszteségét minimalizálja. Ez utóbbi döntés-elemzési megközelítés az

¹MOL Rt Olaj- és Gázipari Laboratórium

$$F(u; z|(n)) = P \{Z(u) \leq z|(n)\} \quad (1)$$

feltételes valószínűségek ismeretét kéri folytonos változó és az

$$F(u; k|(n)) = P \{Z(u) = k|(n)\} \quad (2)$$

diszkrét esetben, ahol $k=1, \dots, K$ egész szám.

A fenti feltételes valószínűség eloszlások mellett tekintsük a folytonos $Z(u)$ valószínűségi változó eloszlásfüggvényét:

$$F(u; z) = P \{Z(u) \leq z\} \quad (3).$$

Az (1) és (3) formalizmust összehasonlítva az is megállapítható, hogy amennyiben az (3) jellemzi a $z(u)$ mintázatlan hely körüli bizonytalanságot az (n) elemű adathalmaz alkalmazása előtt, úgy (1) az (n) elemű adathalmaz bevonását követő számítások utáni "aposteriori" bizonytalanságokat írja le. Minden egyes előrejelző algoritmus - kimondott vagy kimondatlan - lényege a bizonytalanság apriori modelljének (3) felfrissítése egy aposteriori modellbe (1).

Mindebből egyenesen következik az ún. **indikátor krigelés** gondolatmenete. Ha becslendő érték egy eloszlás várható értéke, akkor a krigelés, mint legkisebb négyzetes regresszió, az apriori preferált algoritmus. Ennek oka az, hogy a $Z(u)$ változó legkisebb négyzetes becslése feltételes várható értékének is legkisebb négyzetes becslése, azaz (1) várható értéke (Journel, A.-Huijbregts, 1978). A továbbiakban $Z(u)$ helyett tekintsük indikátor változóját:

$$I(u, z) = \begin{cases} 1, & \dots, Z(u) \leq z \\ 0, & \dots, \text{egyébként} \end{cases}$$

Ennek az $I(u; z)$ indikátor változónak krigelése egy olyan becslést ad, amely az $I(u; z)$ feltételes várható értékének "legjobb" legkisebb négyzetes becslése. Sőt bebizonyítható (Deutsch, C.V.- Journel A.G. 1992), hogy $I(u; z)$ feltételes várható érték függvénye nem más mint a $Z(u)$ feltételes eloszlásfüggvénye. Mindamellet az indikátor krigelés sem a mintázatlan $z(u)$ sem ennek indikátor transzformáltjára nem kíván becslést adni. Ennek az eljárásnak célja a $z(u)$ körüli bizonytalanság feltételes eloszlásának becslése.

Ezek a gondolatok egyben azt is mutatják, hogy a korábbi "Mi a legpontosabb érték?" kérdéskör helyett a "Mi a leghűbb heterogenitási kép?" kérdésre adott válasz került előtérbe. Ez egyben azt is jelentette, hogy egyre erősebb lett az az elvárás, hogy a numerikus eljárások eredményeként bizonyos komplex közzettestekről olyan ábrázolások szülessenek, amelyek

- tökéletesen megőrzik az input adatpontokat
- visszaadják az input adatok gyakorisági eloszlását
- tökéletesen reprodukálják az input adatokból meghatározott vízszintes és függőleges félvariogramokat

Ezeknek a megoldási módoknak nagyobb része a sztochasztikus folyamatok elméleti meggondolásain alapul. A fenti kívánalmaknak eleget tevő ún. **heterogenitási modellek** két nagy csoportot alkotnak (Alabert, F.G. 1992):

- **objektum orientált modellek**
- **pixel alapú modellek**

Objektum orientált modellek

Ezek a modellek csak a 3-D földtani testek ("objektum"-on a továbbiakban a valamely földtani tulajdonságában térképezhető 3-D közzettesteket értjük) térbeli eloszlásának bemutatására szolgálnak, míg a pixel alapú modellek mind folytonos (pl. porozitás, permeabilitás stb.), mind diszkrét (pl. közzettípus stb.) tulajdonságok modellezésére alkalmazható.

Az objektum orientált eljárások a **jól definiált geometriájú földtani objektumok** (pl. folyóvízi, vagy turbidit meder, delta fronti elosztó-torkolati homokzátony / vagy szerkeseti földtani elemek pl. vető stb.) **térbeli eloszlásának modellezésére alkalmasak**. Az "objektumokat" nagyon egyszerű (néha erősen leegyszerűsített) formaként kezelik (pl. ellipszoid, négyszög). Az objektumok földtani változékonyságát e módszerek a *méret és orientáció eloszlásán keresztül* közelítik meg. Néhány klasszikus alkalmazási területe ennek az elvnek a CH-tárolókban meglévő kis méretű agyagmárga, aleurolit betelepülések modellezése (Haldorsen, H.H.-Lake, L.W. 1984), folyóvízi medrek és a hozzájuk kapcsolódó környezetek modellezése (Henriquez, A. et al. 1990) vagy pl. a repedés és vető eloszlás (Chiles, J.P. 1988).

Az alaki tulajdosságokat (hosszúság, szélesség, vastagság, orientáció) korrelált vagy független eloszlásokkal jellemzik, és e tulajdonságok térbelileg függhetnek valamely ismert földtani trendtől (pl. a közzettest a kiékelődései felé aleurolitosodik).

Az objektum orientált modellek **előnyei** közül az alábbiak emelhetők ki:

- megoldási módjuk földtani oldalról is könnyen követhető
- a modell paraméterek - legalábbis a legegyszerűbb bool algebrai modellben - az objektumok egységnyi térfogatra eső átlagos számára és a méret/orientáció eloszlásokra szűkülnek, ami konvencionális földtani oldalról is könnyen megérthető
- a jól kifejezett geometriát az eljárások jól visszaadják
- az objektumok közötti kapcsolatok is figyelembe vehetők a megoldás során
- a megoldási mód meglehetősen gyors, ha az adatokkal szembeni feltételezések száma korlátozott.

Mínamellett az alábbi **hátrányok** is jelentkeznek:

- Komoly megoldási problémák jelentkeznek, ha az adatpontok távolsága kisebb az objektumok méreténél.
- Az objektumok sok esetben irreálisan egyszerűek.
- Fuzzy jellegű adatok , vagy pl. a szeizmikából eredő nagy léptékű alak korlátozások nem építhetők be a modellbe .
- A megoldási algoritmus lassan konvergál, ha a terület nagy és az információ kellően sok.

A pixel alapú modellek

A **pixel alapú modellek** a vizsgált közzettestnek általában szabályos négyszögű hálózatos (grid feletti) azaz hálózatos **diszkretizációján** alapulnak. Mind **kvantitativ, mind kvalitatív adatok modellezhetők** ezzel a megfontolással. A pixel alapú modellek egyik nagy csoportját az ún. **sztochasztikus szimulációk** képezik.

Sztochasztikus szimulációk

Tekintsük az A területet és a $z(u)$, $u \in A$ tulajdonságot. A **$z(u)$ tulajdonság egy sztochasztikus szimulációja a $z(u)$ térbeli eloszlásának alternatív, egyenlően valószínű, nagy felbontóképességű modelljeinek létrehozása.** Jelöljük l -lel az egyes realizációkat (az ún. sztochasztikus képeket):

$$\{z^{(l)}(u), u \in A\}$$

A **szimulációt feltételesnek** nevezzük, ha az eredményként kapott realizáció visszaadja az input adatokat azok tényleges helyén (emiattnak nevezik feltételesnek t.i. az eredeti adatpontokra nézve). Formálisan:

$$z^{(l)}(u_{\alpha}) = z(u_{\alpha}), \forall l$$

(Deutsch, C.-Journal, A.G. 1992). A fentiekben definiált szimuláció a krigeléstől és valamennyi interpolációs algoritmustól a következő két tulajdonságban különbözik:

1. A legtöbb interpolációs algoritmus célja a mintázatlan ("adatmentes") $z(u)$ értékek legjobb lokális $z^*(u)$ becslésének előállítása tekintet nélkül a $z^*(u)$ becslés lokális statisztikájára. A szimuláció során az eredményként várható globális jellegzetességek és a $z^{(l)}(u)$, $u \in A$ szimulált értékek statisztikája fontosabb szempont a helyi pontosságnál.
2. A lokális adatok és feltételes statisztikák valamely adott halmazára a krigelés használják olyan interpolációs algoritmusként, amely a "legjobb" bizonyos helyi pontosság szempontjából. Ugyanakkor a szimuláció több alternatív numerikus modellt hoz létre:

$$\{z^{(l)}(u), u \in A\} \quad l=1, \dots, L$$

amelyek mindegyike valamely globális értelemben "jó" megjelenítése a valóságnak. A térbeli bizonytalanság mérése pontosan a fenti L alternatív modell közötti különbség által lehetséges (Deutsch, C.-Journal, A.G. 1992).

A fentiek alapján azonnal látszik, hogy a szimulációs modelleket a **térbeli bizonytalanság mérésére** használják. Mindamellettt ezeket az eljárásokat a gyakorlatban egyre nagyobb mértékben használják "javított becslő" térképek előállítására. Ez azt

jelenti, hogy egy valamilyen becslő eljárással előállított térképet egy vagy néhány szimulációs algoritmus segítségével pontosítanak, vagy éppen szimulációs algoritmusok egymásutáni alkalmazásával "javítják" a céltérképet.

Egy ilyen jellegzetes alkalmazás például egy tárolótest porozitása térbeli eloszlásának térképezése kevés adatból. Ekkor a rendelkezésre álló porozitás adatok térképét szimulációs vagy valamely interpolációs algoritmussal állítják elő, majd ezt a képet pontosítják a porozitás-közettípus kapcsolat logikai (pl. a finomhomokkő porozitása általában 20-22 %, az apró

A leggyakrabban használt eljárások az alábbiak:

- **Gaussi/Fraktál szimuláció**
- **Csonkitott Gaussi szimuláció**
- **Indikátor szimuláció**
- **Markov véletlen mezők szimulációja**

Ezek az eljárások olyan valószínűség elméleti formalizmuson alapulnak, amelyek a változókat térbeli véletlen függvénynek tekintik. A módszerek az alap-valószínűségi modell alapján különböznek egymástól.

Gaussi/Fraktál szimulációk

Ezek a legklasszikusabb szimulációs eljárások. A megoldások **visszaadják (átlagban) az input adatok hisztogramját és ezek variogramját (vagy térbeli korrelációját)**. Az alapmodell Gauss-i. A Fraktál-szimuláció speciális esetnek tekinthető: az alafolyamat szintén Gauss-i, de modell variogram valamely fraktál dimenzióhoz kapcsolódó hatvány függvény (Journel, A.G.-Huijbregts, Ch.J. 1978). Bizonyos speciális modellekre igen gyors alkalmazások is születtek, pl. az ún. középpont helyettesítő technika a fraktál szimulációkra (Hewett, T.A. 1986).

A Gauss-i szimuláció igen eredményes geológiailag homogén egységekben pl. a közetfizikai változékonyság modellezésére vagy akkor, ha a közettípusok geometriájáról csak rendkívül kevés ismeretünk van. Fuzzy információk beépítése is lehetséges.

Ugyanakkor a modell nem tudja visszaadni a közettést komplex heterogenitási rendszerét, valamint a jól meghatározott "determinisztikus" geometriát.

Csonkitott Gauss-i szimuláció

Ezt a megoldási módot **diszkrét földtani tulajdonságok (pl. közettípus) térbeli változékonyságának modellezésére használják**. A megközelítés a Gauss szimuláció csonkitásán alapul (Matheron, G.E. et al. 1987). E küszöbértéket úgy határozzák meg, hogy a vizsgált diszkrét tulajdonság input adatainak gyakoriságát visszakapják. Az alap Gauss folyamat input variogramját is úgy választják meg, hogy az összes tapasztalati "fácies" variogramot egyeztetik a nekik megfelelő csonkitott Gauss mezőbeli félvariogramoknak. Az eredeti input adatsor értékeit transzformálják a küszöbértékek közötti Gauss mezőbe és elvárják, hogy ezek a Gauss mezőbeli pseudo-értékek korreláljanak egymással a megadott Gauss-i félvariogram szerint.

E megoldás nagy előnye gyorsasága mellett, hogy alkalmas térbeli "fácies" sorozatok visszaadására. A legjobb eredmények akkor kaphatók, ha

- a "fácies" geometria egyszerű
- a "fácies" asszociáció igen erős és jól definiált
- "koncentrikus" fácies hálózat jelenléte nem zárható ki.

Indikátor szimuláció

Ez a megközelítés az indikátor formalizmuson alapul. Mind diszkrét, mind folytonos változó esetében alkalmazható (Journel, A.G. 1983).

Az egyes "fácieseket" indikátor változóval írják le az információ pontjaiban. Folytonos változó esetében az adott variációs szélesség intervalummaiba tartozás alapján definiálják az intervallum változót. Ez a megközelítés a konvencionális földtani gondolkodáshoz is sokkal közelebb áll, mint a fix becsült értékekben való gondolkodás. Minden egyes indikátor változó átlagos gyakoriságával és térbeli folytonosságát leíró félvariogramjával van definiálva. A fácies asszociációkat a megfelelő indikátor változók közötti kereszt-korrelációkkal adják meg. A legtöbb megoldási mód a feltételes algoritmuson alapul: egy adott indikátor változó helyi feltételes valószínűségeit lineáris becsléssel (egyszerű krigelés) adják meg. Természetesen az eredményekre a "valószínűséget összege egyenlő 1.0 korrekciót használják, mivel az indikátor változóval az adott közettestben definiált összes litológiát (diszkrét esetben) illetve az adott folytonos tulajdonság teljes közettestbeli variációs szélességét a definiált intervallumok szintjén leirtuk. A következő pontbeli becslés feltételei éppen ezek az értékek lesznek (Journel, A.G.-Alabert, F.G. 1990).

Az indikátor szimuláció **előnyei** az alábbiakban láthatók:

- komplex heterogenitási jelenségeket lehet leírni (pl. különböző korrelációs anizotrópia arányok és irányok értékintervallumonként vagy "fáciesenként")
- az eljárás visszaadja mind a "fácies" gyakoriságok mind a variogramok földtani trendjeit
- a "fácies" asszociációk kereszt-variogramokkal jeleníthetők meg.
- fuzzy információk is "bevihetők" a rendszerbe

Hátrányai közül a következők emelhetők ki:

- a jól kifejezett geometria nem reprodukálható
- a rendszer paraméterezése nehézkes főleg akkor, ha sok indikátort kívánunk modellezni
- ezt a paraméterezést különösen megnehezíti a kereszt-variogramok használata.

Markov szimulációk

A módszer rendkívül hasonló az indikátor szimulációhoz, noha mind elméletileg mind a megoldási algoritmust tekintve különböző módszerekről van szó (Ripley, B.D.). A Markov szimuláció szintén diszkrét (vagy diszkrétizált) tulajdonság(ok)kal dolgozik. E tulajdonság lehetséges értékeit "állapotoknak" nevezzük (ezek tehát vagy intervallumok, vagy tulajdonság ill. közetcsoportok). E szimulációs eljárás földtani alkalmazása az

utóbbi években most kezdődött (Hoiberg, J. et al 1990, Omre, H. et al 1990), jóllehet a képelemzésekben és a statisztikus fizikában már régóta használt eljárás (Geman, S.-Geman, D. 1984).

A Markov modellek elméleti alapjai a szomszédos értékek függvényére szűkített feltételes valószínűségek megfogalmazásában vannak. A gyakorlatban a "szomszéd" fogalmát nagyon egyszerű konfigurációra szűkítik le: az adott pont körüli egy vagy két grid sorban vagy oszlopban levő cellákra. Így a Markov modellt az összes lehetséges konfigurációnak megfelelő helyi feltételes valószínűségek definiálják. A gyakorlatban csak a páronkénti kapcsolatokat tekintik.

A szimuláció a korrelálatlan "képek" nem-nulla valószínűségével kezdődik és a konvergencia biztosítására sok százszor ismétlődik a teljes grid háló felett.

A Markov szimulációval - jellegéből adódóan "fácies" sorozatok kapcsolatait sokkal jobban lehet visszaadni, mint bármely másik korábban áttekintett szimulációs elvvel. Legnagyobb hátránya mindamellett, hogy áttekintése meglehetősen nehéz "kivülálló" számára.

Míndezek a fentiekben röviden áttekintett szimulációs módok lényegében az alábbiak megvalósítására törekednek:

(1) Valamely pontbeli "pontos" értékbecslés helyett az adott tulajdonság adott pontbeli legvalószínűbb értékintervallumát adják meg.

(2) Az így pontonként előállított kép (térkép) azonban csak egyik realizációja a sok és azonosan valószínű térbeli vagy síkbeli megjelenítésnek. Ahhoz, hogy ezek közül a legmegfelelőbb kiválasztásához, hasznos elkészíteni a megcélzott valóság 3-4 egyformán valószínű képét (azaz sztochasztikus szimulációját), majd ezek közül a földtani megfontolásoknak leginkább megfelelőt célszerű előnyben részesíteni.

Úgy tűnik, hogy ez az két gondolatkör, amely a földtanban alkalmazott numerikus közelítések modell szintű összegzésének ún. szimulációjának irányvonalát meghatározza az elkövetkezendő néhány évben. Míndezek hazai alkalmazása igen fontosnak tűnik, mind a nyersanyag kutatás és termelés, mind pedig a környezetvédelmi előrejelzések terén. Ezek azok a területek, amelyekben a sztochasztikus szemlélet mindinkább meghatározóvá válik, és az így előkészített adattömegek és eredmények más - elsősorban áramlási - modellek inputjaiként is tökéletesen működnek, ahogyan azt a MOL Rt mérnökökből és geológusokból álló teamjeinek sikeres kísérletei is mutatják.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Köszönet illeti a IV. Geomatematikai Ankét vitaülésének minden résztvevőjét, akiknek észrevételei, gondolatai adták az alapot a fenti rövid áttekintés megírásához.

Személyes köszönettel tartozom Dr. Bárdossy György akadémiai levező tagnak aki a kézirat átolvasása után sok értékes tanáccsal kritikai észrevétellel segítette az anyag végső összeállítását.

Irodalomjegyzék

- Alabert, F.G. 1992: Stochastic models of reservoir heterogeneity: Impact on connectivity and average permeabilities.- SPE 24893.
- Bárdossy, A.-Bogardi, I.-Kelly, W.E. 1990: Kriging with imprecise (fuzzy) variograms.I: Theory.- *Mathematical Geology*. vol.22. no.1 pp.63-79.
- Bárdossy, A.-Bogardi, I.-Kelly, W.E. 1990: Kriging with imprecise (fuzzy) variograms. II: Application.- *Mathematical Geology*. vol.22. no.1 pp.81-94.
- Chiles, J.P. 1988: Fractal and geostatistical methods for modeling of fracture network.- *Math.Geology*. 20. 6. pp.631-654.
- Deutsch, C.V.- Journel A.G. 1992: GSLIB. Geostatistical Software Library and User's Guide. Oxford University Press. New York-Oxford. p.340.
- Geman, S.-Geman, D. 1984: Stochastic relaxation, Gibbs distributions and the Bayesian restoration of images.- *IEEE Trans.PAMI*. 6. pp. 721-741.
- Haldorsen, H.H.-Lake, L.W. 1984: A new approach to shale management in fields-scale models. - *SPE J*. August. pp. 447-457.
- Henriquez, A. et al. 1990: Characterization of fluvial sedimentology for reservoir simulation modeling.- *SPEFE J*. September. pp.211-216.
- Hewett, T.A. 1986: Fractal distribution of reservoir heterogeneity and their influence on fluid transport.- *SPE* 15386.
- Hoiberg, J. et al 1990: Large-scale barriers in extensively drilled reservoirs.- 2nd Conference on the Mathematics of Oil Recovery. pp. 31-41. Technip. Paris.
- Journel, A.G. 1983: Non-parametric estimation of spatial distributions. - *Math.Geology*. 15. 3. pp. 445-468.
- Journel, A. 1986: Geostatistics: Models and tools for the earth sciences.- *Math.Geology*. 18. 1. pp. 119-140.
- Journel, A.G.-Alabert, F.G. 1990 : New method for reservoir mapping. - *Journal of Petroleum Technology*. 1990. February. pp.212-218.
- Journel, A.-Huijbregts, 1978: Mining geostatistics. Academic Press. New York.
- Matheron, G.E. et al. 1987: Conditional simulation of the geometry of fluvio-deltaic reservoirs.- *SPE* 16753.
- Omre, H. et al 1990: Calcite cementation: Description and production consequences.- *SPE* 20607.
- Ripley, B.D.: Stochastic models for the distribution of rock types in petroleum reservoirs, to appear in statistics in the environmental and earth sciences. Ed: Waldeman Guttorp.
- Srivastava, R. 1987: Minimum variance or maximum profitability? . *CIM Bulletin*. 80. 109. pp.63-68.

ELSŐ LÉPÉSEK EGY INTEGRÁLT SZEDIMENTOLÓGIAI-GEOMATEMATIKAI 3-D MODELLEZŐ RENDSZER FELÉ TÖRMELEKES CH TÁROLÓKBAN

¹Geiger János-Komlósi Zsoltné

ÖSSZEFOGLALÁS

A jelen munkában bemutatott rezervoár geológiai elemző rendszer alapvetően a tároló közettestet kialakító felhalmozódási környezetek és azok három dimenziós kapcsolatainak felismerését célozza. Az azonosított felhalmozódási környezetek geometriai jellegzetességeit geostatistikai alapú grid lefedéses módszer jeleníti meg. Az elemző rendszer két típusú numerikus modellt használ: (1) a litológiai átmenetek elemzésére a Markov analízist és (2) és egy három dimenziós grid lefedésű geostatistikai térszimulációt a környezetek kapcsolatainak és a belső felépítés vizuális megjelenítésére. Az eljárásoknak az algyői Szeged-1 telepre való alkalmazásával az alábbi eredményeket lehetett kapni a fontosabb tároló fáciesek méreteiről és alakjáról:

(1) **Elosztó-torkolati zátony (distributary mouth bar):** Félhold vagy ellipszis alakú közettest. "Szárnyai" mentén hosszanti vizalatti természetes partgátak kapcsolódnak hozzá. Külső zátony (outer bar) egységük, a teljes közettestnek kb. 1/3-a. A jól kifejtett zátonytestek hosszanti tengelye 2.5-2.0 km, az erre merőleges kistengely ennek kb. fele. A homok isopach kontúrok a közettest morfológiai határával párhuzamosak. A legnagyobb homoktartalom a zátony középső részén jelentkezik. E közettestek átlagos homoktartalma 40-80% között változik. A morfológiai határt a 40% homok isopach definiálja. A magok alapján a zátonytestek folytonos homokkőves vastagsága 3-5m, míg teljes vastagságuk kb. 15m.

(2) **Elosztó medrek (Distributary channels):** Megnyúlt geometriájúak. A mérhető hossz tengelyük 2.0-4.0 km, szélességük 0.2-2.0 km az erózióbázistól (nyílt vízborítás) vett távolságuk függvényében. Határaikat általában a 30%-os homok isopach definiálja, belső homoktartalmuk általában 40%. Leghomokosabb részeik 30-50m sugarú, kör alakú, diszkrét foltok formájában láthatók, amelyek homoktartalma 50-60%, extrém esetben 70%.

(3) **Vizalatti természetes partgát (Subaqueous natural levee):** Ez a környezettípus területileg jobbra a delta(lob) előrenyomulás szakaszában ismerhető meg (magban sokkal gyakrabban és biztosabban). Újjszerű geometriájú. A közettestek az elosztó torkolati zátony szárnyaiból indulnak ki. Kb. 0.1-0.2 km szélesek, határaikat az 50-60%-os isopach határozza meg. A belső homoktartalom isopachjai a morfológiai körvonallal párhuzamosak. A leghomokosabb kifejlődés a 'gerinc-vonalon' található.

(4) **Mederáttörések (Crevasse splay):** Ezek legyező alakú közettestek, amelyek szűkebb 'torka' az elosztó mederből indul ki. Hosszanti tengelyük 1.0-1.5 km a szomszédos elosztómeder méretétől függően. Belső homok tartalmuk foltokban halmozódva néhol extrém értékeket mutat a legyező közepén. Ettől eltekintve a homok isopachok párhuzamosak egymással. A morfológiai határt a 40-50%-os homok isopach adja, a belső részek homoktartalma elérheti a 70%-ot, de átlagosan kb. 60%

A közettest szedimentológiai-felhalmozódási modelljén túl, megtörtént a porozitás teljes körű modellezése is. A kapott eredményekkel egy *genetikai tekintetben rendkívül egybehangzó tároló architektúrát* lehetett kialakítani a vizsgált közettestre.

1. BEVEZETÉS

1.1. A delta rendszerek üledékképződése és tárolószimulációs problémájuk áttekintése

A szakirodalomba több tucatnyi dolgozat foglalkozik a delták genetikai vagy morfológiai osztályozásával. Ezeket a rendszereket Mijnsen, F.C.J. et al (1990) tároló mérnöki szempontból tekintette át, és az általuk felállított kritériumok alapján hét, rezervoár áramlástanai jellegzetességük alapján szignifikánsan különböző kategóriát emelt ki.

¹MOL Rt Olaj és Gázipari Laboratórium

A hazai felsőpannoniai (s.l.) tárolók túlnyomó részét a szóbanforgó osztályozásból a folyóvíz uralta delta rendszerek fedik le. Ezek közöttestől az idézett szerzők az alábbi fontosabb genetikai tároló egységeket emelik ki:

- elosztó-torkolati zátony
- hordalék-elosztó meder
- természetes partgát
- mederáttörési hely

E közöttettek különös jelentőségét CH-tároló szerepük adja. Mivel belső szerkezetük sokféle folyamat kölcsönhatása folytán alakult ki, e tárolók szöveti és közetfizikai heterogenitása is sokféle skálán jelenik meg, amelyek közül a kis léptékű heterogenitás nagysága az egyik legfontosabb.

Ennek egyik következménye éppen a tárolószimulációs eljárásokat nehezíti meg: ti. a grid-blokkok feletti átlagolás egyébként is a tároló szimulációk egyik legnagyobb problémája. Ezekben a tárolótestekben pedig ez az egyébként is nehezen realizálhatóvá tehető megoldás, még tovább bonyolódik a heterogenitási léptékváltás okozta eloszlás változás tényével. Haldorsen, H.H.(1986), valamint Lasseter, T.J. et al (1986) tárgyalta valamennyi léptékű heterogenitás grid-blokk térfogat feletti átlagolásának problémáját. Weber, K.J.- van Geuns, L.C. (1989) tanulmánya a tároló architektúrát figyelembe vevő szimulációs grid előállítását mutatja be. A szerzők megadnak egy eljárást a tároló kis léptékű heterogenitásának szimulációs gridbe illesztéséhez valamint a permeabilitás átlagolásához. Slatt, R.M.-Hopkins, G.L. (1990) egy esettanulmányt közöl a Balmoral mező turbidit tárójában a geológiai modell (tároló architektúra) áramlási modellbe ültetéséről. A delta rendszerek belső heterogenitásának tároló mérnöki megközelítésű összefoglalását Mijnsen, F.C.J. et al 1990-ben megjelent munkája adja.

1.2. A Szeged-1 tároló

Amint az korábbi feldolgozásokból jól ismert, az Algyő mező felső tároló közöttestei egy progradáló (de nem feltétlenül egy delta lobot tartalmazó) delta rendszerben halmozódtak fel. Az alsó telepek ('Alsópannon' telepek) részben delta előtéri, részben nem-delta háttérű 'mélyebb vízi' hordalékkúpok üledékes testei. (Révész I. 1980, Bérczi I. et al. 1983., Geiger J.-Werowskyné P.V. 1992). A Szeged-1 tárolót a korábbi feldolgozások nagyvonalakban jobbra felsőbb helyzetű, és emiatt nagyobb mocsaras környezettel rendelkező delta fronti közöttestként értékelték (Révész I. 1979). Egy, a telep kisebb részét vizsgáló tanulmány elosztó torkolati zátonytestet azonosított, megadva annak kapcsolatait és porozitást, permeabilitás jellegzetességeit (Geiger J. 1986). Ezen dolgozatok alapján a delta front és alsó delta sík közöttesteknek jelenléte ugyan valószínűsíthető a telepben, de a különböző genetikájú közöttettek eloszlása és térképi azonosítása még nyitott kérdés.

1.4. Az elemzési stratégia

A dolgozat további részeiben részletesebben kifejtenél lépések az alábbiak (1. ábra):

- (1) Részletes magleírások és ezek alapján a fejlődéstörténet makro-szedimentológiai sztochasztikus modeljének kidolgozása;
- (2) Mind a litológiai (szemcseeloszlási), mind a lyukszelvény (mikrolog, SP, neutron gamma, stb.) információkat egyaránt tartalmazó adatbázis kialakítása. Ennek segítségével a leülepedési rendszer laterális változékonysága két lépésben elemezhető: elsőként a szemcseméret eloszlások genetikai osztályozásának (Q-típusú cluster analízis) szedimentológiai értékelésével az (1) pontban kidolgozott model tartalma ellenőrizhető. Ezt követően a kapott komplex model tartalma rátehető a mikrolog szelvények elektrolitológiai azonosításából származó homok

tartalom geostatistikai alapú térképeire. Ez utóbbi kiterjesztést a közettestből méterenkénti metszéssel kapott sikokra újra és újra el kell végezni.

(3) A (2) pontban létrehozott térképek (amelyek mindegyike tartalmazza az adott mélységben azonosított felhalmozódási környezetek határait) 3D vizualizációjának (lényegileg nem-objektum orientált 3D közettest szimuláció) elkészítése.

(4) A kapott 3D tároló-architektúra elemzése.

2. MAGLEIRÁSOK ÉS MARKOV ANALIZIS

Az eljárás sorozat magleirási része igen lényeges, hiszen ez adja azt a szedimentológiai alapot, amelyen a feldolgozás későbbi részei nyugszanak. (Csak geofizikai szelvények használata nem tud adekvát eredményt adni.) Ebben a lépésben a Szeged-1 telepet harántoló mintegy huszonnégy magfúrás 200 m-nyi közetanyagát vizsgáltuk át. A magok leírása 20 cm-es felbontásban történt, amely kiterjedt a közettípusra, a szöveti és szerkezeti sajátosságokra stb. A jellegzetességek és értelmezésük adatbázisba került.

Az információk szintetizálása során úgy tűnt, hogy a Szeged-1 telep közettestét, jóllehet nem összefüggően, három telepen belüli szinten jelentkező torkolati zátony(sor) határozta meg, alapvetően a mögöttes delta vízszintes mozgása(i) következtében. Az is nyilvánvalóvá vált, hogy a zátonyfejlődés bizonyos helyeken a mocsári környezetek kialakulásával végződik.

Egy értelmes litológiai model sorozat létrehozásához a rétegek egymásfeletti megjelenésében a determinisztikus és véletlen eseményeket (réteg megjelenéseket) el kell válsztani egymástól. (Potter, P.E.- Blakely, R.F. 1968). Az egymás felett determinisztikus folymat(ok) következtében megjelenő rétegek az időbeni általános ülepedési történetre világítanak rá. Ezt a model sorozatot a függőleges litológiai átmenetek Markov analizisével lehet meghatározni (Krumbein W.C.-Dacey M.F. 1969). A függőleges közetoszlopok litológiai kódolásának egységskálája 20 cm volt. Az elemzésben az ilyen egyenközű skála mentén megjelenő minden egyes litológiai átmenet (még az ugyanazon közettípusba való átment is) egy egy lépést jelent. Emiatt az átmenetgyakorisági mátrix főátlójának elemei a megfelelő litológia vastagságával arányosak (Schwarzacher, W. 1975). Az eljárás struktúrálási szakaszában a lépések száma fokozatosan változtatható (lényegében az egységskála - 20 cm - nagyságát növeljük vagy csökkentjük) annak érdekében, hogy részben szedimentológiailag értelmezhető, részben az egylépéses Markov folyamat khi-négyzet próbáját (Billingsley, P. 1961) kielégítő átmenetgyakorisági mátrixot kapjunk. Ilyen szempontok alapján végül is két értelmezhető, statisztikailag szignifikáns model alakult ki: egy négy- és egy ötlitológiájú Markov model. Mindkét esetben megtörtént annak a stabil átmenetvalószínűségi vektornak meghatározása, amely megadja, hogy a model alapján a közettestnek milyen százalékos összetétele várható a model litológiai típusainak fogalmában (Potter, P.E.-Blakely, R.F. 1968). Az eredményeket a 2. és 3. ábra mutatja.

A négy-litológiájú modelben a tárolót jellemzően felépítő közettípusok az agyagmárga, finom és durva aleurolit valamint homokkő voltak. Az eredményként kapott, a teljes közettest kialakulásának lényegét mutató model rétegsor egy torkolati zátony sorozat (2. ábra). Azaz a fejlődésmenet váza: elosztó torkolati zátonyok kialakulása, majd delta lob elvonszolódás. A relatív litológiai arányok alapján várható, hogy a telep teljes térfogatában e négy komponens közül a homokkő 47%-ban, a durva aleurolit 34%-ban, a finom aleurolit 10%-ban, míg az agyagmárga durván 9%-ban vesz részt (2. ábra).

Az öt litológiai model (agyagmárga, finom aleurolit, durva aleurolit, finomhomokkő, középszemű-és durvább homokkő) már részletesebb megközelítést mutat be. Ebben a modelben már három egymásra települő torkolati zátony(rendszer) látható, amelyben a középső egység a legdurvább (3. ábra).

3. A MAG-ADATOK TÖBBVÁLTOZÓS ELEMZÉSE

A fenti litológiai modellekben összegzett szállító-ülepítő rendszer laterális változékonysága a szemcse eloszlás adatok genetikai osztályozásával vehető figyelembe - legalábbis a diagenezis litifikációs állapotában (Park, R.A. 1974; Geiger J. 1986, Geiger J.-Werowskyné P.V. 1992). Egy r-hierarchikus, Q-típusú cluster analízist, amely a mintákat a szemcseméret frakciók súlyszázalékainak együttes figyelembevételével osztályozta, 400 db minta vizsgálatára használtuk. Az alkalmazott hasonlósági mutató a mintákat képviselő helyvektorok közötti szög, míg a redukciós eljárás a centroid módszer volt (Gower, J.C. 1967).

Az osztályok és alosztályok meghatározása részben az egyes osztályokhoz tartozó minták paraméterinek R-típusú faktor analízisével (Joreskog et al. 1976, Geiger J. 1986), részben a minták üledékszerkezeti jegyeinek elemzésével történt. Eredményként a mintákat két főcsoportba lehetett sorolni: homokos durva aleurolitok, amelyek a közettestben egymás felett megjelenve felfelé durvuló tendenciát mutatnak és homok:aleurit arányuk 1.0 (nevezzük ezt "A" csoportnak). A másik főcsoport finomhomokos apróhomokkövekből állt, amelyekben gyakoriak az intraklasztok (agyagmárga, aleurolit), és az eróziós felszínek (legyen ez a "B" csoport). Ez a csoport az elemzési eredmények alapján az aktív hordalákszallító ágak üledékének tekinthető. Az "A" csoporton belül aktív medrek, öblök és a mederátörési helyek finomabb üledékei mellett az elosztómedrek anyagát is fel lehetett ismerni. A "B" csoportot a 'part' menti homokzátonyok (lényegileg turzások), mederaljzatok és elosztó-torkolati zátonyok durva szemcsés üledékei jellemzik. Ezek a 'fáciesek' többé-kevésbé különálló közettipusokat is adnak, de természetesen szignifikáns hasonlóságok is előfordulnak. Mindamellert ez a lépés egyértelműen igazolta a Markov modellek tartalmának helyességét.

4. HOMOK-ISOPACH ÉS FÁCIÉS ELOSZLÁS TÉRKÉPEK

Révész I. (1980) különböző mikrolog szelvényalakokat ismert fel a geofizikai szelvények és a teljes magnyereségű magok összehasonlításával. Ezek a szelvényalakok egyben különböző 'tisza homoktartalmat' is képviselnek. Ezeknek felhasználásával egy kód-alapú eljárást dolgoztak ki pl. a mikrolog szelvények és értelmezésük tárolására (Geiger J. 1986). Az említett adatbázis - amely jelenleg 900 furás kódolt adatsorát tartalmazza - segítségével a Szeged-1 telep közettestét a telepetektől számított 1 m-es távolságokban sikokkal fel lehetett darabolni. A telep, pontosabban üledékritmus tető alapsikként megválasztását az indokolja, hogy egyrészt kvázi időhorizont a delta fejlődéstörténetében, másrészt a világtárgként figyelembevett 4 fokos lejtésével lényegileg egykori vízszintes térszínnek tekinthető (Geiger J. 1986). Ezeken az 1m-ként előállított metszet felületeken megjelenő 'elektrolitológiai' kódok a homoktartalom szempontjából folytonos változónak tekinthetők, mivel minden leülepedési rendszerben a homoktartalom folytonos változó. Így ezeket az egységnyi vastagság homokszázalékára átkonvertált 'kódokat' grid-alapú geostatistikai technikával térképezni lehet. Sőt, az ilyen homok-isopach térképek szedimentológiai tartalma kitölthető a tetőtől mért adott mélységben az egyes magleírások és mag-adat értelmezések (amelyek az előző két fázisban álltak elő) megállapításaival (Geiger J. 1986, Geiger J.-Komlós Zs-né 1991,1992). Ilyen módon a térképeken az egyes felhalmozódási környezetek határai homok-isopachokhoz kötve kijelölhetők (4.,5.,6. ábra).

Az alkalmazott térképezési eljárás a lineáris krigelés volt. Ennek mellékeredményeként az egyes mélységekre kapott anizotrópia ellipszisek, egybeesve a felhalmozódás fő irányának tengelyével, a delta(lob) elvonszolódások időbeli változásának fő irányait mutatják (Geiger J.-Komlós Zs-né 1991,1992).

A kapott fácies térképek' azt tanúsítják, hogy a tároló test homokos felhalmozódása három különböző irányból kezdődött el (DNY-, NY- és ÉK-i rezsimek a 4. ábrán). Ezen rezsimek a

vízszintes delta lob elvonszolódások során összeolvadtak (5.ábra). Minden egyes lépésben a tárolótest karakterisztikus felhalmozódási környezetei a hold-alakú és változatos méretű elosztó-torkolati zátonyok, a progradáló elosztómedrek és a hozzájuk kapcsolódó vizalatti partgátak, mederáttörési helyek és öblök voltak (4.-5.ábra). Az is fontos jellegzetesség, hogy a homokos akkumulációk általában a 'peremek' felől, a tárolótest középső részei felé sugárirányban történtek. Ennek eredményeként a 'peremi' részeken többszörösen egymáratelepült, heterogén sorozatok jelentkeznek - amelyek a felhalmozódás változatos folyamatait tükrözik -, míg a leghomogénebb területrészek középső helyzetben találhatóak. A folytonos delta-lob progradációk eredményeként kb. a tető alatti 8m mélységben a delta aktivitás elérte maximumát, amelyben az É-,ÉNY-és NY-i részeken megjelent a mocsári üledékképződés. Ebben az időben a vízmélység 1-10 m-es lehetett. Ettől a feltöltési maximumtól kezdve egy 'regresszív' szakasz kezdődik a mögöttes delta-csúcs elvonszolódás miatt. Ez a folyamat kulminálódik a telep tetőt jelentő agyagmárga-aleurolit sorozat felhalmozódásában. A végső elvonszolódást közvetlenül megelőző időszakban a homokos üledékképződés már csak a tárolótest hossz tengelyében volt aktív (6.ábra).

A fáciestérképek alapján az egyes felhalmozódási környezetek közettesteinek geometriai és homok-eloszlási jellegzetességeit az alábbiakban lehet összefoglalni:

(1) Elosztó torkolati zátony (distributary mouth bar -- 7.-8.ábra):

- Félhold vagy ellipszis alakú közettest. "Szárnyai" mentén hosszanti vizalatt természetes partgátak kapcsolódnak hozzá.
- Külső zátony (outer bar) egységük, a teljes közettestnek kb. 1/3-a.
- A jól kifejtett zátonytestek hosszanti tengelye 2.5-2.0 km, az erre merőleges kistengely ennek kb. fele.
- A homok isopach kontúrok a közettest morfológiai határával párhuzamosak. A legnagyobb homoktartalom a zátony középső részén jelentkezik. E közettestek átlagos homoktartalma 40-80% között változik. A morfológiai határt a 40% homok isopach definiálja.
- A magok alapján a zátonytestek folytonos homokköves vastagsága 3-5m, míg teljes vastagságuk kb. 15m.

(2) Elosztó medrek (Distributary channels -- 9.-10.ábra):

- Megnyúlt geometriájúak.
- A mérhető hossz tengelyük 2.0-4.0 km, szélességük 0.2-2.0 km az erózióbázistól (nyílt vizborítás) vett távolságuk függvényében.
- Határaikat általában a 30%-os homok isopach definiálja, belső homoktartalmuk általában 40%. Leghomokosabb részeik 30-50m sugarú, kör alakú, diszkrét foltok formájában láthatók, amelyek homoktartalma 50-60%, extrém esetben 70%.

(3) Vizalatti természetes partgát (Subaqueous natural levee -- 11.ábra) :

- Ez a környezettípus területileg jobbra a delta(lob) előrenyomulás szakaszában ismerhető meg (magban sokkal gyakrabban és biztosabban). Újjszerű geometriájú.
- A közettest az elosztó torkolati zátony szárnyaiból indul ki. Kb. 0.1-0.2 km szélesek, határaikat az 50-60%-os isopach határozza meg.
- A belső homoktartalom isopachjai a morfológiai körvonallal párhuzamosak. A leghomokosabb kifejlődés a 'gerinc-vonalon' található.

(4) Mederáttörések (Crevasse splay -- 12.ábra):

- Ezek legyező alakú közettestek, amelyek szűkebb 'torka' az elosztó mederből indul ki.
- Hosszanti tengelyük 1.0-1.5 km a szomszédos elosztómeder méretétől függően.
- Belső homok tartalmuk foltokban halmozódva néhol extrém értékeket mutat a legyező közepén. Ettől eltekintve a homok isopachok párhuzamosak egymással. A morfológiai határt a 40-50%-os homok isopach adja, a belső részek homoktartalma elérheti a 70%-ot, de átlagosan kb. 60%

5. A TÁROLÓ ARCHITEKTÚRA 3D-VIZUALIZÁCIÓJA

A tároló architektúra vizualizációjára egy grid-alapú 3D-modelező rendszert használtunk (PetroSoft Bt). Ez a szoftver az eredeti geostatistikai isopach térképeket használja, és a különböző mélységekben készült térképeket a mélységnek megfelelően rakja egymás alá. Az eredeti grid (101x100x1m) így megjeleníthető, a gridcellák bármely halmaza színekkel kiemelhető bármely választott intervallum-skála mellett. Az eredmény lehet 3D - szimulációs model, vagy szimulált geológiai metszet, vagy bármely szabályos vagy szabálytalan 2D vagy 3D kivágott részlet.

A modellezéshez azért nem objektum orientált eljárást használtunk, mert megítélésünk szerint ilyen adatsűrűség mellett az objektum orientált módszer hibája sokkal nagyobb.

A 3D szimulációval az alábbi kérdésekre adható válasz:

- Hány elosztó-torkolati zátony rendszert és milyen szerkezeti helyzetben kell figyelembe venni?

- Milyen nagy a tároló belső heterogenitása az agyagmárga és aleurolit rétegek megjelenése és folytonossága szempontjából?

- Milyen a homokos sorozat folytonossága?

- Mi a legmegfelelőbb grid méret a numerikus áramlási szimuláció számára ahhoz, hogy a különböző genetikai egységek eltérő geometriájából és litológiai heterogenitásából eredő numerikus inhomogenitás átléphető legyen?

- Mi a legjobb módja a teljes közzettest feldarabolásának az áramlási szimuláció számára (a szimulátor hány rétegű modellt építsen fel)?

A 13. ábra a tároló 70%-nál nagyobb homoktartalmú közzettesteknek térbeli helyzetét szimulálja (a tömb bal felső sarka ÉNY, a jobb alsó DK irányba mutat). Ez a model azt mutatja, hogy a valóban "jó" homokkő testek hosszabb vagy rövidebb "csatornákkal" összekapcsolt blokkok formájában találhatóak a tárolóban. Ezek a nagy homoktartalmú egységek lényegileg mind elosztó-torkolati zátonynak tekinthetők. Mindamelllett ez a szimulációs kép bizonyítja a három torkolati zátonysor létét. Az első sorozat a tároló DK-i részén látható, a második sorozat általánosan elterjedt a közzettestben, míg a harmadik csak az ÉNY-i részen jelenik meg.

KONKLÚZIÓ

A bemutatott elemző rendszer a szedimentológiai elvek figyelembevételével a magleírások, magvizsgálatok és geofizikai lyukszelvények sokféle információját szintetizálja. Az 'input' változók jellege miatt ugyanakor egy jellegzetesen interaktív eljárás, így kellően rugalmas a mindenkor munkahipotézis gyors módosításában.

A Szeged-1 telepre való alkalmazásával pontos adatokat lehetett kapni a modális üledékes rendszerről (litológiai modell), e modális sorozat térbeli változékonyságáról és fűrshelyenkénti realizációjáról (magvizsgálatok többváltozós osztályozása), a korábbi két lépésben megállapított jelenségek laterális kiterjedéséről (a geofizikai szelvények értékelésével és a homoktartalom térképezésével), az egyes felismerhető felhalmozódási környezetek méreteiről, belső heterogenitásáról és térbeli kapcsolatairól (3D-szimuláció).

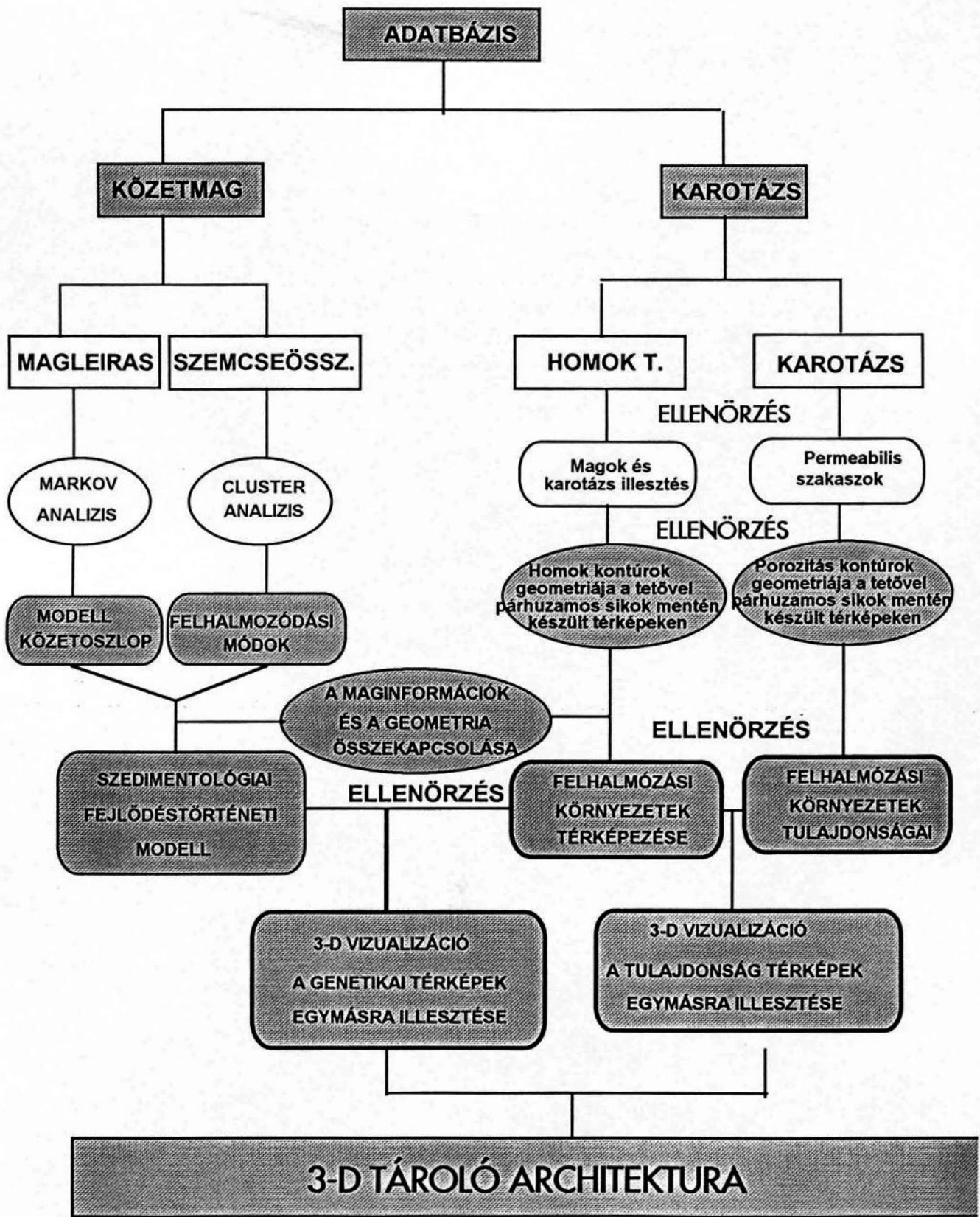
Az egyes genetikai egységek mérete alapján javaslat tehető az áramlási szimuláció input gridjének méretére, és előkészíthető a fizikai tulajdonságok (porozitás, permeabilitás, víztelítettség) ugyanilyen megoldású 3D-modelezése.

Hangsúlyozni szeretnénk azt a tényt is, hogy a dolgozatban közölt felhalmozódási környezetek jellegzetességei általánosíthatók a teljes alföldi pannóniai sorozat Törteli és felső-Algyői formációba tartozó közzettestekre is, mivel (jelenleg) nincs ok annak feltételezésére, hogy a

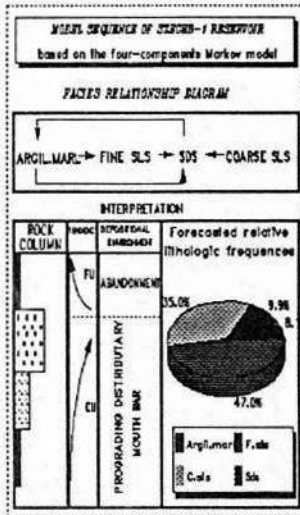
delta folyamatok nagyságrendjében vagy lefolyásában lényeges különbségek lennének ilyen viszonylag kis terület és szűk geológiai időintervallum keretében.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A szerzők szeretnék köszönetüket kifejezni a **MOL Rt Műszaki Fejlesztési Igazgatóságának** a munka támogatásáért. Külön köszönet illeti **Dr. Révész Istvánt (MOL Rt OGIL)** és **MOL Rt OGIL Műveléstervezési Főosztály** munkatársait, hogy folytonos szakmai konzultációikkal nagyban hozzájárultak e rendszer kidolgozásához. A szerzők ezúton is kifejezik köszönetüket **Kissné Veress Katalin (MOL Rt OGIL) matematikusnak, Molnár Katalin (MOL Rt OGIL) geológusnak és Kurgyis Péter (MOL Rt OGIL) matematikusnak** akik, jóllehet később csatlakoztak a feldolgozási munkához, nagymértékben hozzájárultak és hozzájárulnak e témakör kidolgozásához.

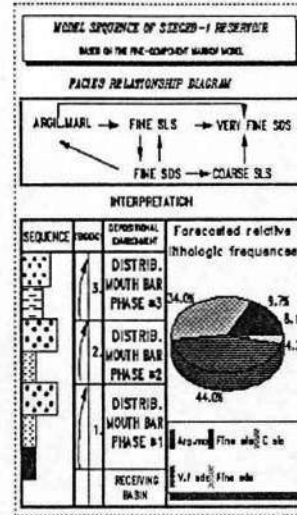


1. ábra: Az elemzési sor folyamata



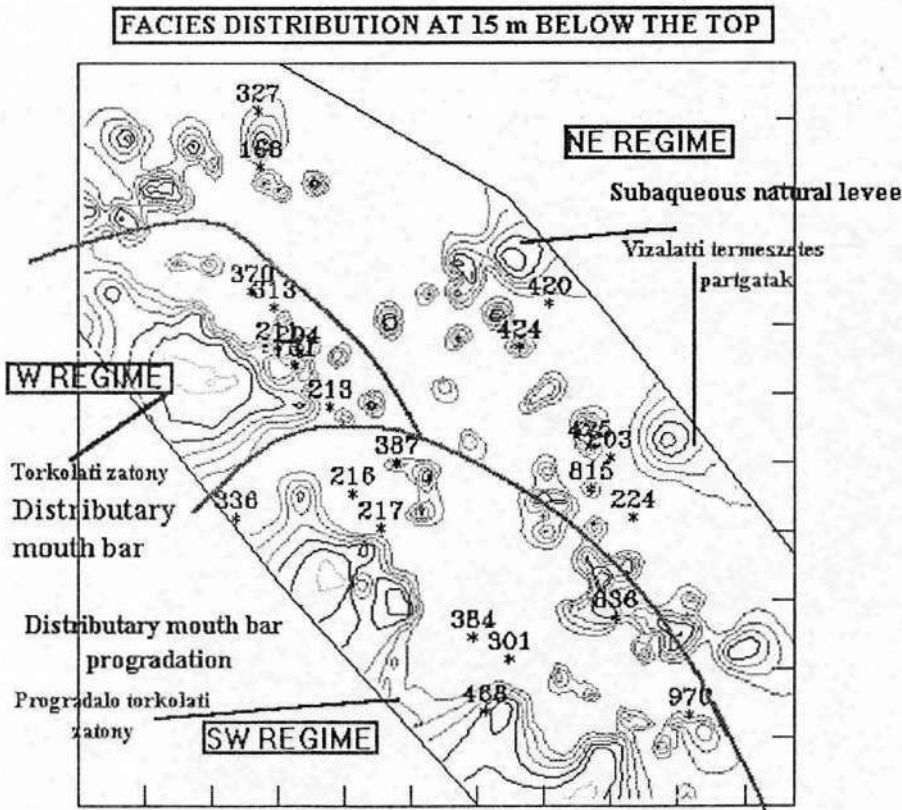
2. ábra: Négy komponensű Markov-model

model

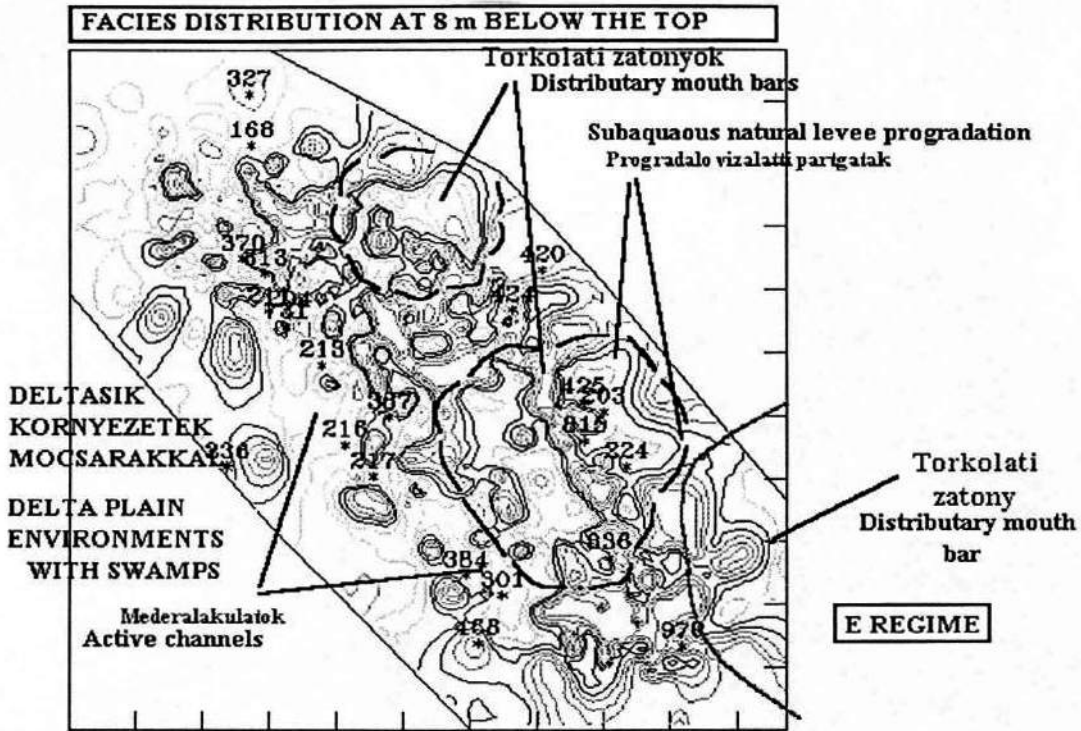


3. ábra: Öt komponensű Markov-

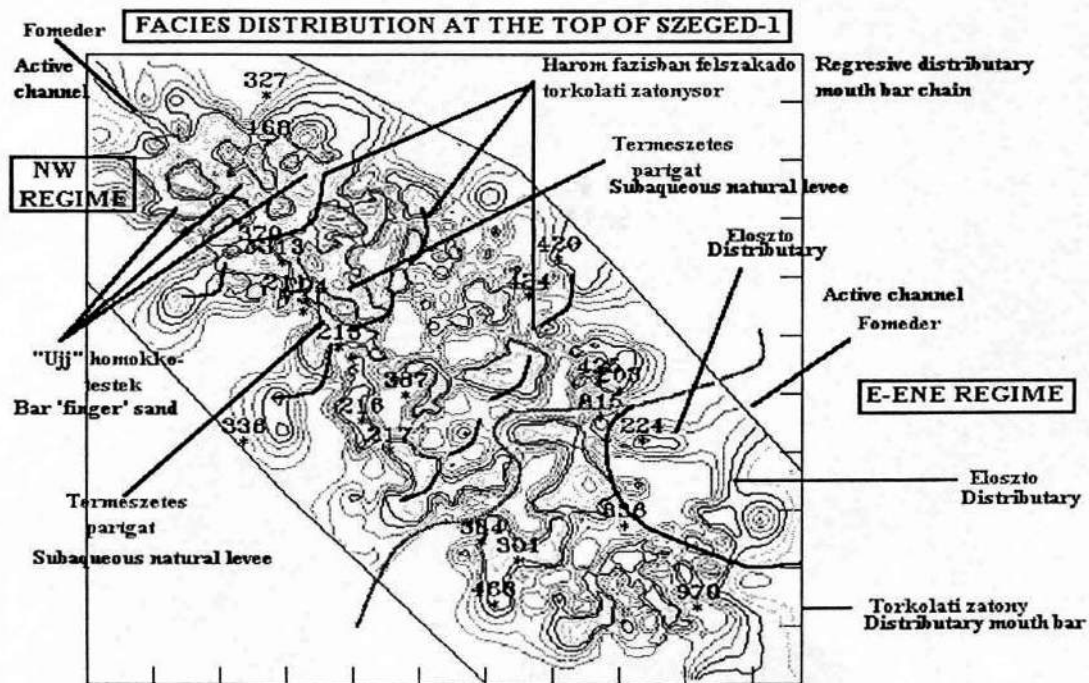
model



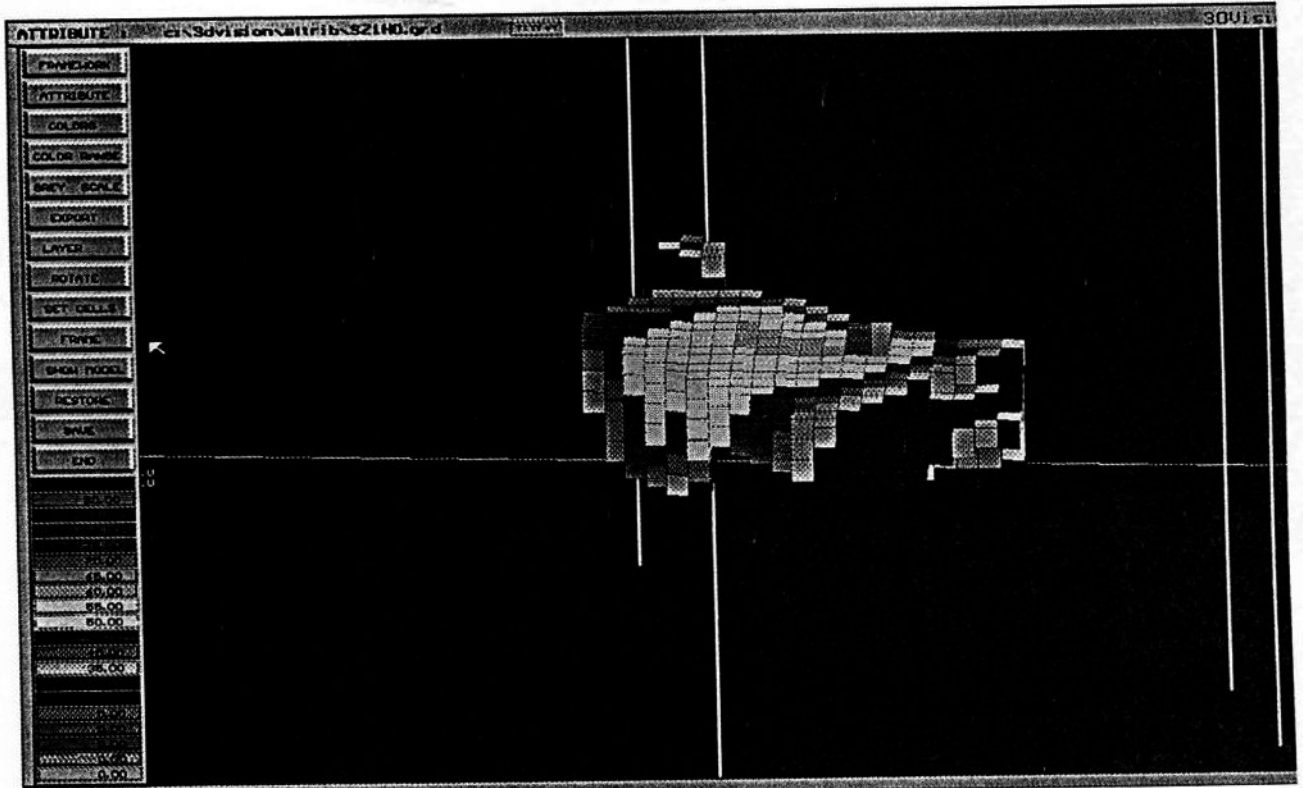
4. ábra: Homok-isopach és fácies-eloszlás térkép a tető alatti 15 m-ben



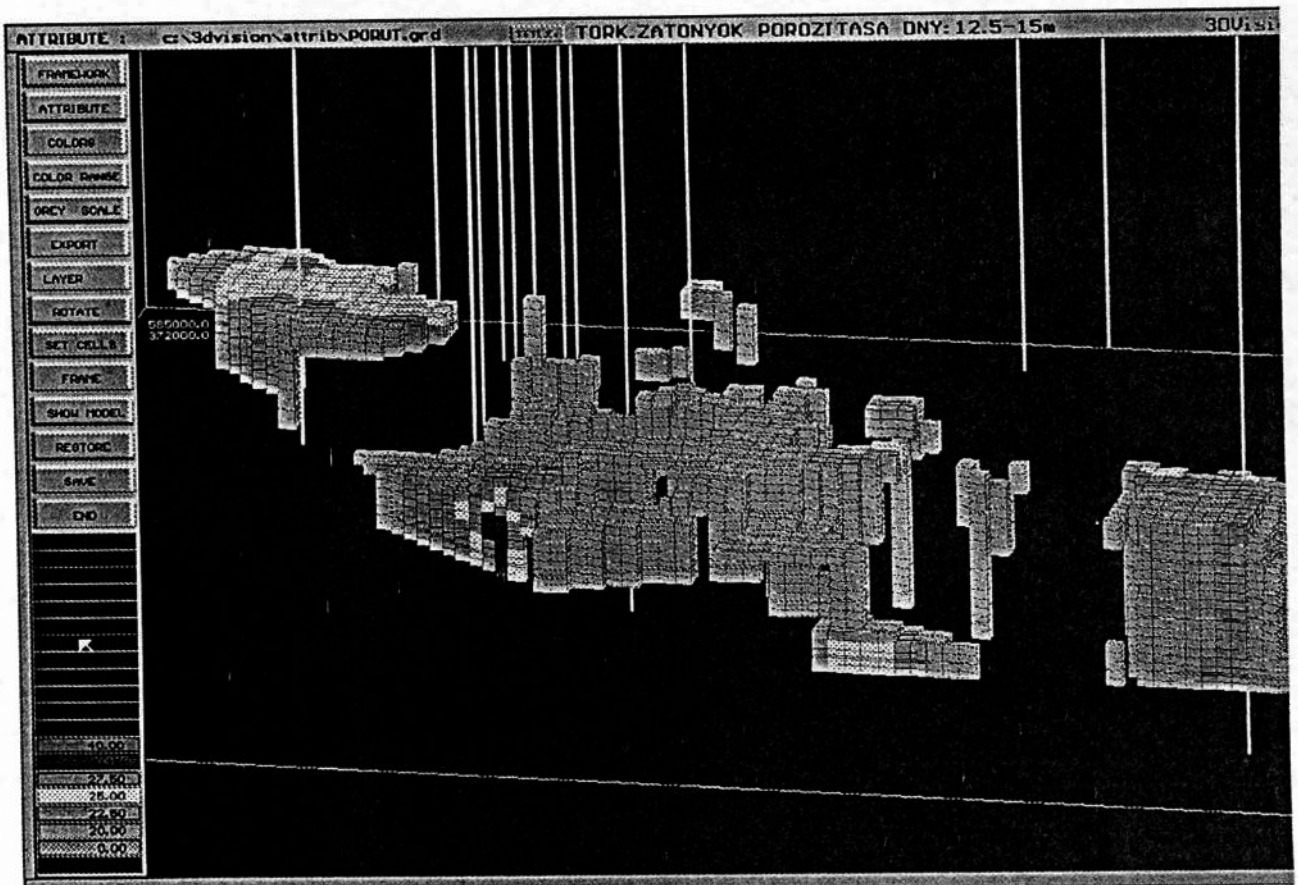
5.ábra: Homok-isopach és fácies eloszlás térkép a tető alatti 8m-ben



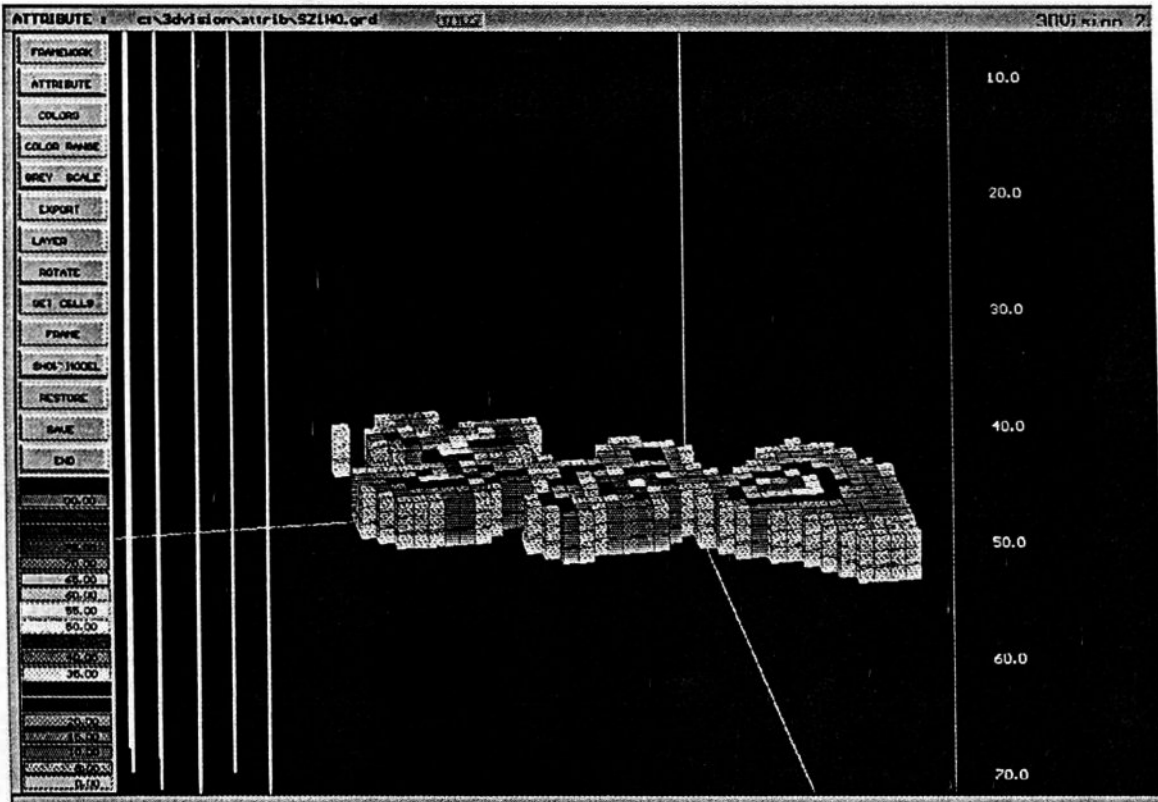
6.ábra: Homok-isopach és fácies eloszlás térkép a tetőn



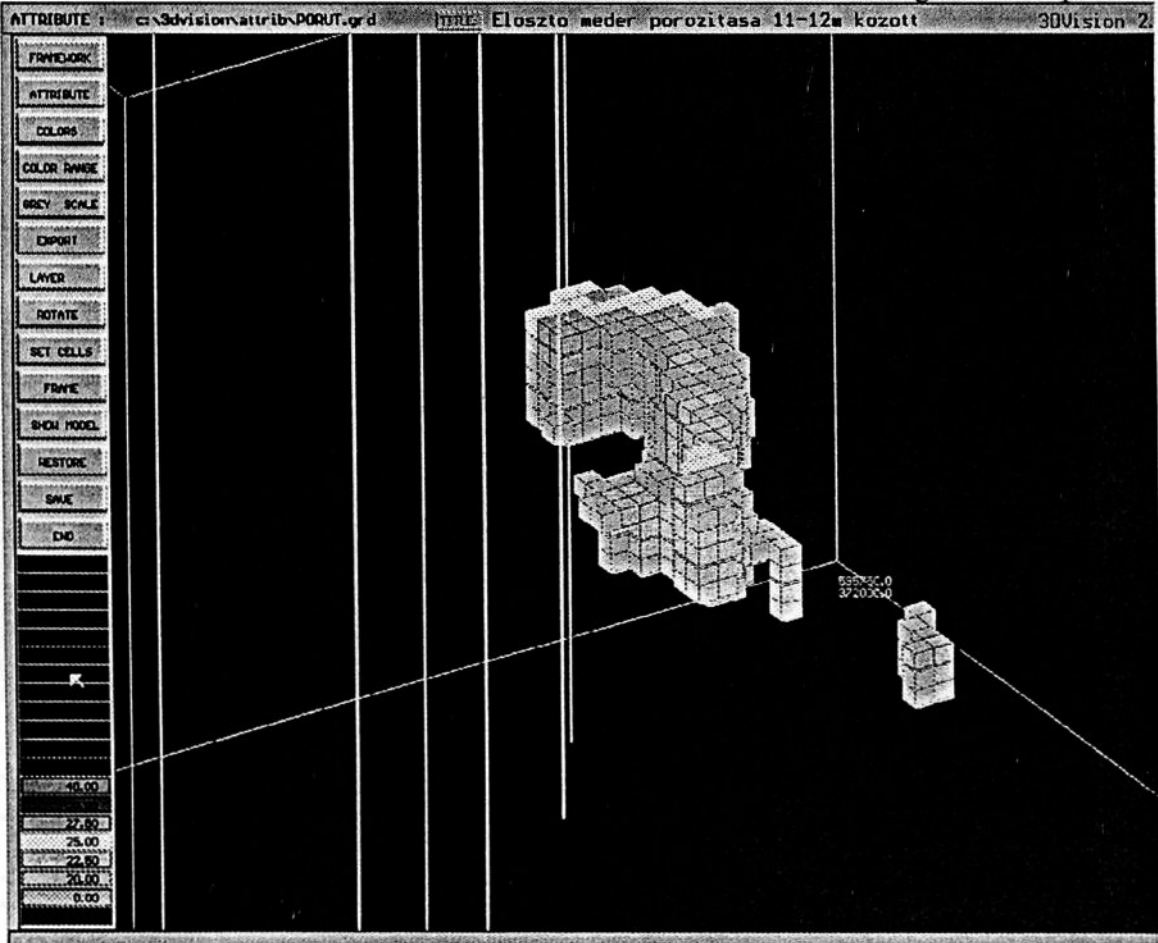
7.ábra: Elosztó-torkolati zátony homokő tartalmának eloszlása a Szeged-1 telepben



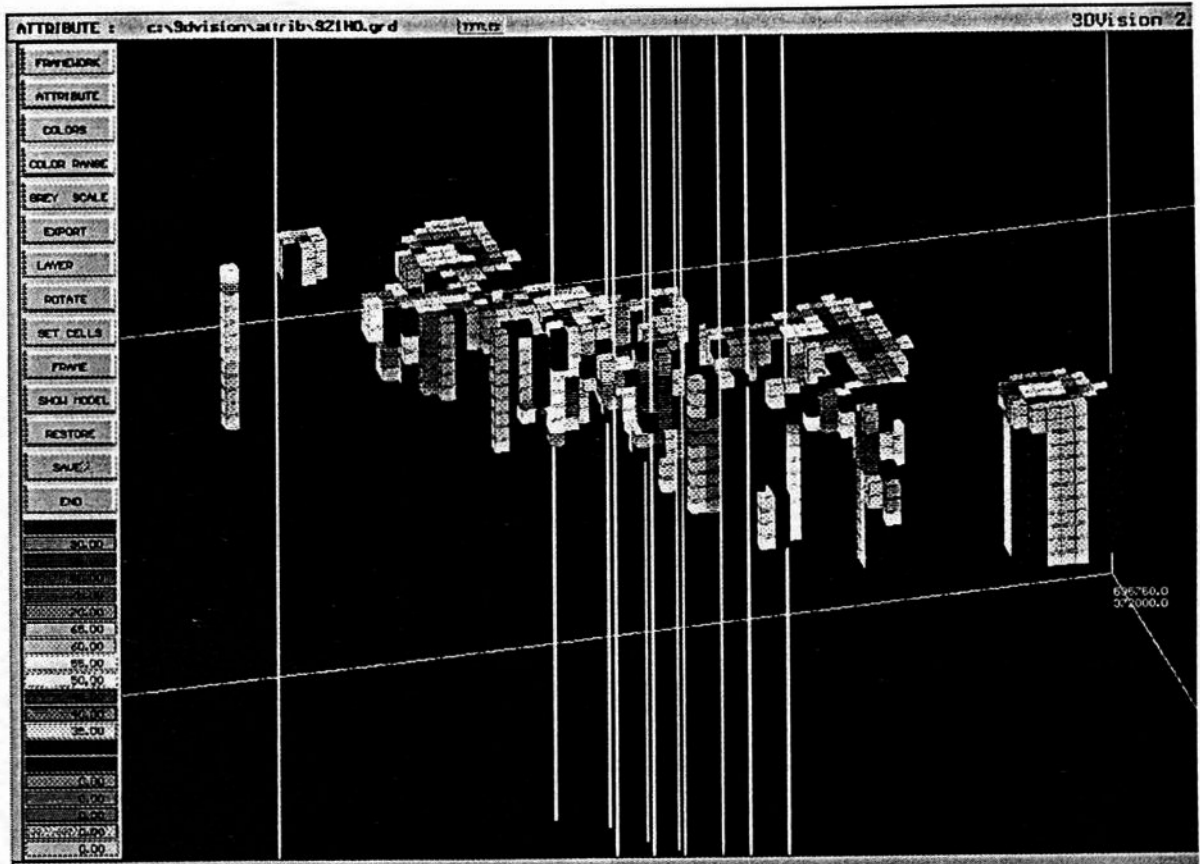
8.ábra: Elosztó-torkolati zátonyok porozitásainak eloszlása - Szeged-1 telep



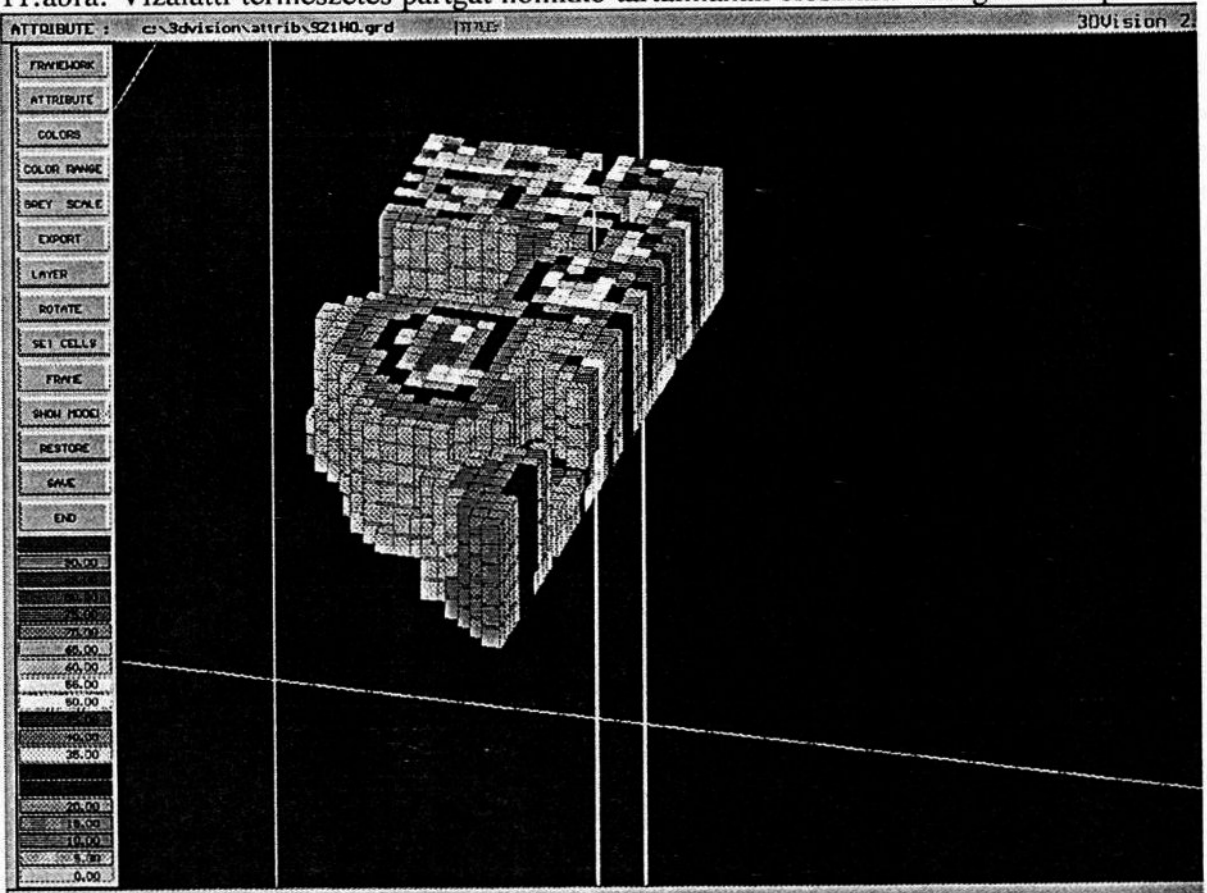
9.ábra: Hordalék-elosztó meder homokkő tartalmának eloszlása - Szeged-1 telep



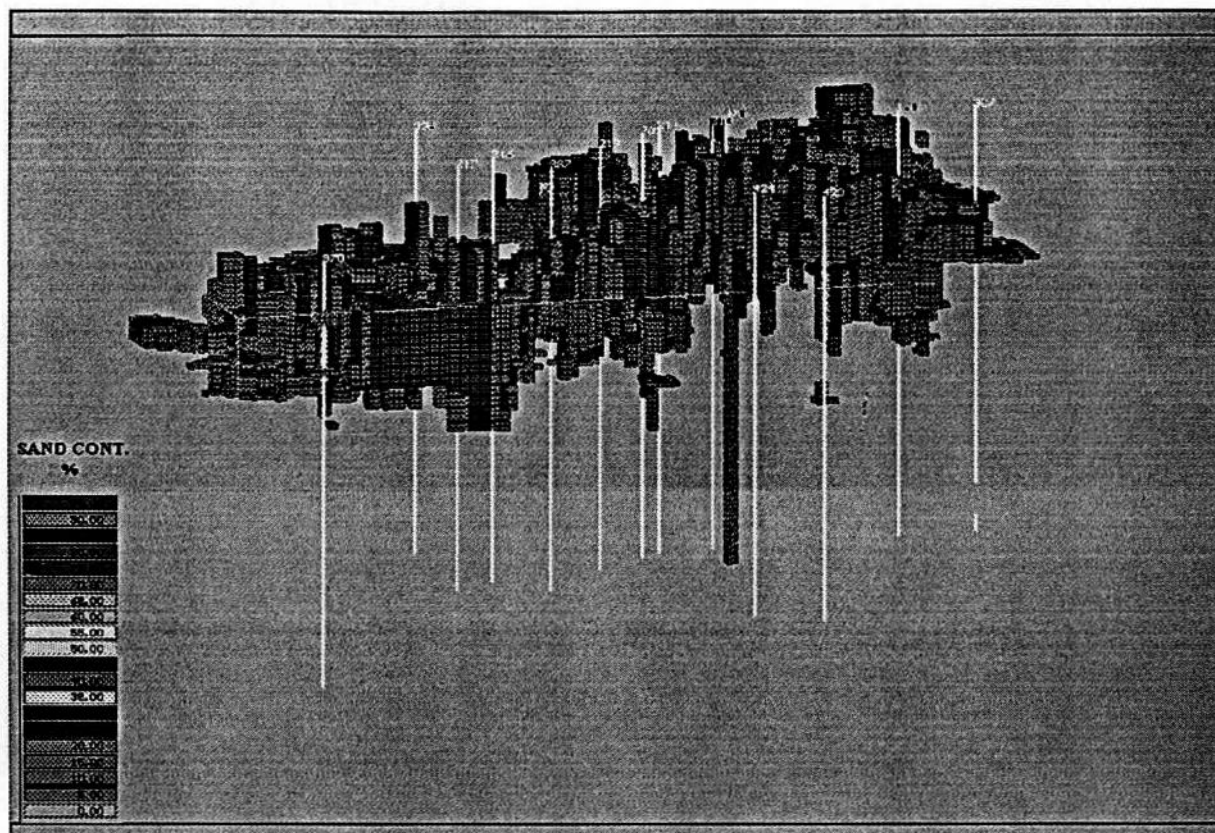
10.ábra: Hordalék-elosztó meder porozitásának eloszlása - Szeged-1 telep



11. ábra: Vizalatti természetes partgát homokkő tartalmának eloszlása - Szeged-1 telep



12. ábra: Mederáttörési hely homokkő tartalmának eloszlása - Szeged-1 telep



13.ábra: A 70%-nál nagyobb homoktartalmú kőzettestek 3D modelje

Irodalomjegyzék

- Billingley, P. (1961): Statistical methods in Markov chains.- *Annals Math.Statistics*. 32, 12-40.
- Bérczi I. - Révész I. - Geiger J. (1973): Dél-alföldi alsópannoniai kőzetek üledékföldtani heterogenitása és ősföldrajzi viszonyai. II. - SZKFI Jelentés 119-71, 25-135.
- Geiger J. (1986): Üledékes homokkőtestek szöveti és morfogenetikai vizsgálata.- *Földt. Közl.* 116. 249-266.
- Geiger J. - Komlosi Zsoltné (1991): Az Algyő-2 telep DK-i részének rezervoár geológiája.- *OGIL Jelentés* p. 110.
- Geiger J. - Komlosi Zsoltné (1992): Az Algyő-1 telep DK-i részének rezervoár geológiája.- *OGIL Jelentés* p. 120.
- Geiger, J. - Werowszky, P.V. (1992): Geomathematical modelling of a turbiditic reservoir in SE. Hungary. **In:** Amilcar Soares ed.: *Geostatistics Troia'92* vol.1, 311-323, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht-Boston-London.
- Gower, J.C. (1967): A comparison of some methods of cluster analysis.- *Biometrics* 23, 623-637.
- Joreskog, K.G. and Klovan, J.E. and Reyment, R.A. (1976): *Geological factor analysis*.- Elsevier Scientific Publ. Co., Amsterdam
- Haldorsen, H.H. (1986): Simulator parameter assignment and the problem of scale in reservoir engineering. **In:** Lake, L.W.-Carroll, H.B., Jr (eds): *Reservoir characterisation*. Academic Press, Orlando, pp. 293-340
- Krumbein, W.C. - Dacey, M.F. (1969): Markov chains and embedded Markov chains in geology.- *Mathematical Geology* 58. 1246-1266.
- Lasseter, T.J. et al. (1986): Reservoir heterogeneities and their influence on ultimate recovery. **In:** Lake, L.W.-Carroll, H.B., Jr (eds): *Reservoir characterisation*. Academic Press, Orlando, pp. 293-340
- Mijnssen, F.C.J. - Weber, K.J.-Floris, F.J.T. (1990): Relating sedimentology to production behaviour in deltaic rocks.- *Proceedings of Europec 90*, the Hague, Netherlands, 22-24 October 1990. SPE 20946
- Park, R.A. (1974): A multivariate analytical strategy for classifying paleoenvironments.- *Mathematical Geology* 6, 333-351.
- Potter, P.E. - Blakely, R.F. (1968): Random process and lithological transitions.- *Journal of Geology* 76, 154-170.
- Révész I. (1980): Az Algyő-2 telep földtani felépítése, üledékföldtani heterogenitása és ősföldrajzi viszonyai.- *Földt. Közl.* 110. 3-4, 512-539.
- Slatt, R.M. - Hopkins, G.L. (1990): Scaling geologic reservoir description to engineering needs.- *Journal of Petroleum Technology*, Vol 42., pp. 202-210.

Schwarzacher, W. (1975): Sedimentation models and quantitative stratigraphy. Elsevier Publ. Co., Amsterdam

Weber, K.J. - van Geuns, L.C. (1989): Framework for constructing clastic reservoir simulation models.- presented at the 64th Annual Technical Conference and Exhibition of the Society of Petroleum Engineers, San Antonio, Texas, October 8-11.

SZEDIMENTÁCIÓS ÉS DIAGENETIKUS HATÁSOK A TÖRMELÉKES KÖZETEK PÓRUSTERÉBEN

¹Kiss Balázs

Összefoglalás

(1) A pórusméret eloszlás adatok 1-es pontban definiált frakciói adnak lehetőséget arra, hogy egyrészt a mérési eredmények *összehasonlíthatóvá* váljanak, másrészt, hogy az egyes pórustorok kategóriákhoz *térfogatot* tudjunk rendelni, melynek eredményeképpen válnak mind a rezervoár geológia, mind a művelés számára felhasználhatóvá.

(2) A homogén, illetve a rétegzett Felsőpannóniai homokkövek pórusszerkezete különböző, de a 2-es pontban leírt osztályozással felismerhető. *A rétegzetlen homokkövek lényegesen jobb közetfizikai adottságúak.*

(3) A kb. $2\mu\text{m}$ -nél nagyobb pórustorkokon kapcsolódó porozitás mennyiség *határozza meg az áteresztőképesség értékét* a vizsgált mintákban.

A porozitásnak ez a része a legfontosabb a szénhidrogén kutatás és termelés számára.

(4) A karbonát adatokkal bővített osztályozás *a kalcittal cementált* mintákat felismerte. *A folyamat a nagy pórustorok mögötti porozitás mennyiségét lényegesen csökkenti.*

(5) A kalcit cementáció *a $0.075\mu\text{m}$ -nél nagyobb pórustorok mögötti porozitást* csökkentette. *Ez a pórustorok sugár a kalcit cementáció kritikus értékének tűnik.*

Bevezetés

Gyakorlati tapasztalat, hogy közel azonos porozitású üledékes kőzetek áteresztőképessége között lényeges eltérések adódnak. A különbségek minden esetben *pórus szerkezeti különbségekkel* járnak együtt. A pórus szerkezet numerikus mérésének egyik módja pedig a *pórus méret-eloszlás* vizsgálat. Lényegében a porozitás belső struktúráját tárja fel. Segítségével a porozitás olyan frakciókra bontható, amelyekbe tartozó pórusok az őket összekötő legszűkebb keresztmetszet - azaz a pórustorok - közel azonos mérete alapján kerülnek egy frakcióba. Különösen fontos feladat a folyadék fázis mozgása szempontjából kritikus $2\mu\text{m}$ -nél nagyobb pórustorkokon kapcsolódó porozitás mennyiségének meghatározása, valamint előrejelzése. Kialakulásukat, a jelenlegi pórus szerkezetet egyrészt a szedimentáció, másrészt a pórustérben végbement diagenetikus folyamatok (kompakció, cementáció, oldódás, stb...) határozták meg. Az üledékes tárolókőzetek jelenlegi pórus szerkezetének numerikus leírása, a pórus szerkezet genetikájának megállapítása, valamint a pórus szerkezet és a porozitás, áteresztőképesség kapcsolatrendszerének feltárása egyrészt az olajipari kutatás és termelés számára fontos feladat, másrészt pedig a diagenetikus folyamatok hatásai követhetők nyomon segítségükkel. Az eddigiektől eltérő szemlélettel tehát nem pusztán a porozitás, áteresztőképesség értékeinek változását vizsgáljuk, hanem a különböző pórustorok értékekhez tartozó frakcionális porozitás oldaláról lépünk a kőzetbe.

¹MOL Rt Olaj-és Gázipari Laboratórium

1. Vizsgálati módszer, definíciók

A pórus a közetszemcsék között lévő térfogat elemi egysége. Két pórust egymástól az un. pórutorok választ el, azaz a pórutorok a pórusok közötti legszűkebb keresztmetszet.

A pórusméret-eloszlás mérése során a mintába minden irányból higanyt sajtolnak be (azaz a vizsgálat nem irányított). 2000 báros maximális besajtolási nyomással a 36.77 A méretű pórustorkok "mögötti" pórusok még feltárhatók.

Az értelmezéshez szükséges a pórusméret-eloszlás görbe jelentésének pontos megfogalmazása. Eszerint adott pórutorok-átmérőhöz tartozó kummulatív % azokat a pórusokat tartalmazza, amelyek az adott átmérőjű, vagy annál nagyobb pórustorkokon megközelíthetők.

Fenti definíció rávilágít arra, hogy az "adott pórutorok-átmérő" illetve az ahhoz tartozó "porozitás mennyiség" rendkívül szoros kapcsolatban van egyrészt az átteresztőképességgel (hiszen a nagyobb pórutoroknak nagyobb az átbecsátóképessége), másrészt az effektív porozitással (mert része annak). Mindebből az is következik, hogy a pórusméret-eloszlás görbe értelmezése lényegesen különbözik a szemcseeloszlás vizsgálatától. Ugyanis amíg a szemcse görbe mindig egységnyi tömegű kőzetmintára vonatkozik - emiatt a mérési eredmények azonnal összehasonlíthatóak - addig a pórusméret-eloszlás görbe a *porozitás* eloszlását adja meg, ami változó mennyiség (mintáról mintára). Így az eloszlás görbéhez mindig hozzá kell rendelni a porozitás értékét is, ezzel válnak a mérési eredmények összehasonlíthatóvá (frakcionális porozitás).

A numerikus kezelhetőség érdekében célszerű a frakciók határértékeit rögzíteni. Eljárásainkban az alábbi beosztást használjuk:

Porozitás frakciók a pórutorok sugár szerint

$$P1 = \Phi (r < 0.025\mu\text{m})$$

$$P2 = \Phi (0.025 < r < 0.075\mu\text{m})$$

$$P3 = \Phi (0.075 < r < 0.25\mu\text{m})$$

$$P4 = \Phi (0.25 < r < 0.75\mu\text{m})$$

$$P5 = \Phi (0.75 < r < 2.5\mu\text{m})$$

$$P6 = \Phi (2.5 < r < 7.5\mu\text{m})$$

$$P7 = \Phi (7.5\mu\text{m} < r)$$

Fenti definíciók szerint tehát például P7 a 7.5 μm -nél nagyobb pórustorkok "mögötti" (azokon megközelíthető) porozitással egyenlő. Ez azt is jelenti, hogy P1+P2+...+P7 egyenlő a teljes effektív porozitással.

A szakirodalom "kritikus" pórutorok-méretként a 2 μm -t adja meg, amely érték felett létrejöhet a folyadékfázis mozgása. Ez alatt az érték alatt viszont csak gáz mozgásával kell számolni (Dercsényi, Mating 1987). Minthogy a 2 μm -es pórutorok sugár különleges jelentőséggel bír a folyadék migráció szempontjából, külön bevezettük a P(1.87) paramétert (ez az érték közelíti legjobban a 2 μm -t), amely tehát a fentiek alapján az 1.87 μm -nél nagyobb pórustorkokon megközelíthető póruster összességét jelenti az egységnyi közettérfogat százalékában.

2. A pórusszerkezetek numerikus osztályozása

A frakcionális porozitás előzőekben kifejtett definiálása lehetőséget ad a különböző minták pórusszerkezetének numerikus összehasonlítására. Az algyői bázistelepnek 150 mintájára elvégzett eljárás, illetve az eredmények bemutatása során az alábbi kérdésekre összpontosítottuk figyelmünket:

- a homokkövek szemcseösszetétele, szöveti tulajdonságai hogyan befolyásolják a pórusszerkezeti viszonyokat,
- a "nagy" pórustorkok mögötti porozitás mennyisége milyen kapcsolatban van az áteresztőképesség értékének alakulásával,
- a kalcit cementáció hogyan ismerhető fel a pórusszerkezet numerikus információiban, és hatása hogyan nyilvánul meg?

A pórusszerkezet és a szemcseösszetételi viszonyok kapcsolatának meghatározására Q-típusú klaszter analízist használtunk, melyben input adatként a P1,...,P7 értékek szerepeltek. Az eljárás a mintákat két főcsoportba sorolta (1. ábra). Az A csoport az agyagos finomaleurolitokat (A1), illetve a homokos durvaaleurolitokat (A2) tartalmazza. Az összes homokkő minta a B csoportba került. Eddigi tapasztalataink alapján általában is állíthatjuk, hogy a Felső Pannóniai (s.l.) pélitek pórusszerkezete lényegesen különbözik a homokkövektől. Az eltérés a legkisebb és a legnagyobb pórustorkok mögötti porozitásmennyiség tekintetében a leglátványosabb. Ez utóbbi határozza meg az áteresztőképességük közötti eltéréseket is. Az A1 csoportban a minimális áteresztőképesség a $2\mu\text{m}$ -nél nagyobb pórustorkok mögötti minimális (kb. 0.2%) porozitás mennyiség következménye. Ezzel szemben az A2 csoport lényegesen nagyobb áteresztőképessége a nagy pórustorkok megjelenésének köszönhető. Ez utóbbi pedig egyértelműen a homokfrakciók mennyiségi növekedésének eredménye.

A homokkövek csoportján belül három különböző mintaosztály vált azonosíthatóvá. Közülük a B21 csoport tartalmazza a legjobb közetfizikai kondíciókkal rendelkező mintákat. A magleírások, illetve a magok részbeni reambulálása alapján a mintaosztály a jól osztályozott, rétegzetlen aprószemcsés homokköveket tartalmazza. A rendkívül magas áteresztőképesség (375 mD) egyértelműen annak köszönhető, hogy a $2\mu\text{m}$ -nél nagyobb pórustorkok mögötti porozitás a teljes effektív porozitás több mint kétharmada, kb. 16%.

A B1 csoport átlagos porozitása kb. 3 %-kal kisebb (20.14%), áteresztőképessége csak hatoda (64.33 mD) a B21 csoporténak. A mintaosztály a rétegzett - elsősorban keresztarétegzett - homokköveket tartalmazza. A közetfizikai kondíciók romlása egyértelműen a rétegzettség következménye, melynek eredménye a homokfrakciók mennyiségének csökkenése, ezzel együtt az aleuritok mennyiségének növekedése. A fő pórustorok átmérő a $2.5-7.5\mu\text{m}$ -es kategóriába csúszott le, a $2\mu\text{m}$ -nél nagyobb pórustorkok mögötti porozitás mennyisége pedig közel a felére csökkent.

A B22 csoport az erősen aleuritós finomhomokkő mintákat tartalmazza. A finomfrakciók mennyiségének megnövekedése azt eredményezte, hogy a fő pórustorok átmérő $1\mu\text{m}$ alá került, a $2\mu\text{m}$ -nél nagyobb pórustorkok mögötti porozitás mennyisége a 3 %-ot sem éri el. Fentiek következtében a porozitás és az áteresztőképesség is lényegesen csökken.

Az osztályozás tehát alapvetően a mintákat két főcsoportba (homokkövek-aleurolitok) osztotta. Ez azt jelenti, hogy e két közettípus pórusszerkezetének numerikus adatai lényegesen, az eljárás számára felismerhetően különböznek. Ez a tény összhangban van a pélitek, illetve homokkövek eltérő tömörödési tulajdonságaival is (Szalay Á. 1983). A homokköveken belül feltárt pórusszerkezeti különbségek arra hívják fel a figyelmet, hogy egy tárolón belül az eltérő szedimentológiai jegyekkel rendelkező homokkő sorozatok tárolótulajdonságai között (kiemelten a $P(1.87)$ érték) lényeges különbségek vannak, melyek a termelhetőséget meghatározhatják.

3. A kalcit cementáció hatása

A szinszedimentációs folyamatoktól a késődiagenetikus folyamatokig mind fizikai, mind kémiai hatások érvényesülnek, melyek eredményeként jött létre a homokkövek mai pórusszerkezete. Az eddigi vizsgálatok többségében a kompaktció, illetve más diagenetikus folyamatok pórusterre gyakorolt hatásának vizsgálata valójában a porozitás mennyiségi változásának leírását jelentette.

A natúr porozitás adatok elemzésével a pórusterben lejátszódó diagenetikus folyamatok nem követhetők nyomon. Az ún. kémiai diagenetikus folyamatok (oldódás, cementáció stb.) sok esetben az effektív porozitás értékét csak minimális mértékben módosítják, a póruster belső szerkezetét (pórusméret-eloszlás) azonban alapvetően megváltoztathatják. Ennek gyakori következménye az áteresztőképesség jelentős mértékű változása.

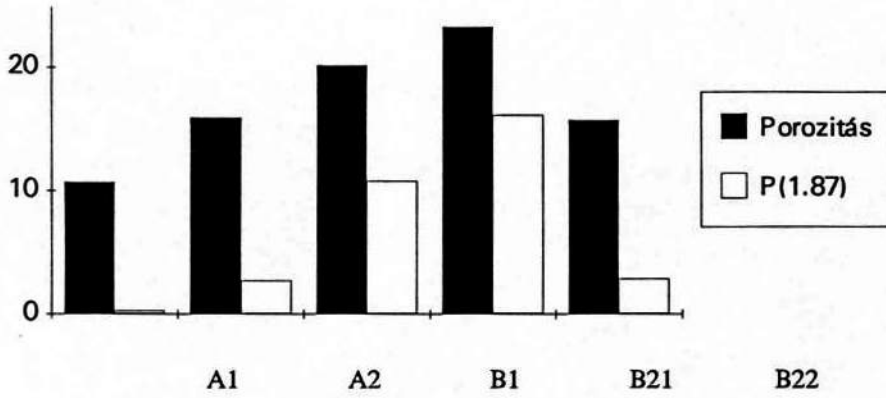
A karbonát cement egyenletesen, vagy foltszerűen szétszórva található, mint póruskitöltés, izoláltan, mint a konkréciók, vagy vékony laminák formájában. A kalcit szerepe a homokkövek cementációja során kiemelt jelentőségű. Mennyiségét a hazai gyakorlatban is rutinszerűen mérik. Az alábbiakban éppen arra keressük a választ, hogy a kalcit beépülése a póruster belső struktúráját, ezzel együtt a "nagy" pórusok mennyiségét hogyan változtatja meg.

A 2. pontban vázolt Q-típusú klaszter osztályozást hajtottuk végre, melyben most a pórusméret kategóriák adatait a kalcit és dolomit tartalommal bővítettük. A dendrogramon alapvetően ugyanazok a mintaosztályok jelentek meg. Az aleurolitok, illetve a homokkő minták itt is különböző főcsoportba kerültek. Az előző osztályozás minden egyes homokkő csoportja azonosítható ebben az osztályozásban is, kivéve a B21 csoportot, mely két részre bomlott. Mindkét csoport a rétegzetlen finomhomokköveket tartalmazza. A különbség a magleírások szerint a rétegtartalom, illetve a cementáltság vonatkozásában van. A B21 csoport rendkívül magas porozitású és $P(1.87)$ értékű (kb. 20 %) mintáinak többsége olajtároló helyzetből származik (4. ábra). Ezzel szemben a B1 csoport lényegesen rosszabb porozitású (aminek csak mintegy a fele kapcsolódik $2\ \mu\text{m}$ -nél nagyobb pórustorkokhoz) mintái a leírások, valamint a natúr adatok alapján is (5. ábra) kalcittal cementáltak.

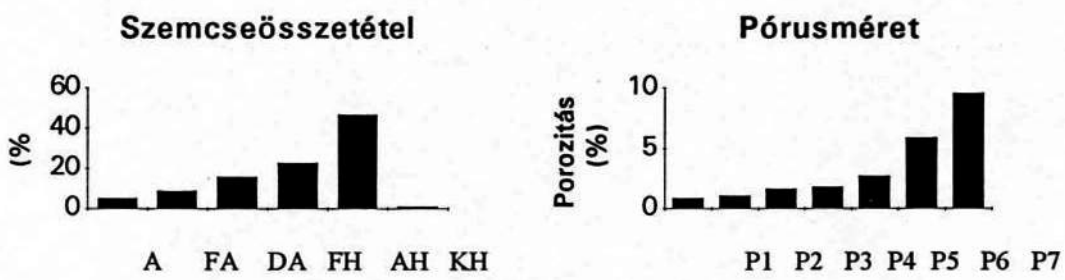
Minden egyes mintaosztály (kivéve a B1-et) közel azonos - 13-17%-os átlagos karbonáttartalommal rendelkezik. Csak a B1 csoportban tapasztalható extrém magas érték, mely a kalcittartalom közel hatszorosára történő növekedésének a következménye. Ennek eredményeként a $2\ \mu\text{m}$ -nél nagyobb pórustorkok mögötti porozitás mennyisége közel egyharmadára csökkent (kb. 21-ről 7-8-ra). A kalcit kiválás "helyét" a 6. ábra szemlélteti. Az ábra jól mutatja, hogy a kapcsolat szorossága a nagy pórusméretekkel a kisebbek felé csökken. Ez teljesen összhangban van azzal a ténnyel, hogy a kalcit cementáció fizikai feltétele az oldott kalcit pórusok

közötti vándorlása. Nyilvánvalóan a nagyobb pórustorkok átbecsátóképessége jobb, így ezekben a pórusokban intenzívebb a kalcitkiválás. Ez azt is jelenti, hogy a folyamat a legkisebb pórusokat kevésbé befolyásolja. A P6 és P7 kategória korrelációs együtthatója azért tér el némileg ettől a trendtől, mert a legnagyobb pórustorkok mögötti porozitás mennyiség szórása a legnagyobb, és ezek az adatok nyilvánvalóan rontják a korrelációt.

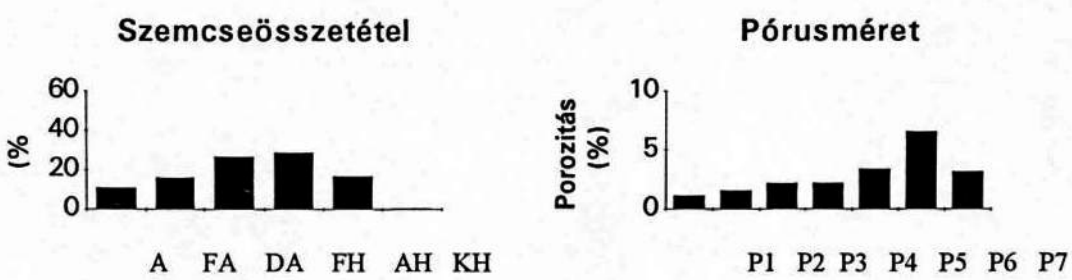
Az ábra még arra is felhívja a figyelmet, hogy a kb. $0.075\mu\text{m}$ -es pórustorokméret az alsó határa ennek a folyamatnak. Az a tény, hogy ez a méret már lényegesen kisebb a folyadékáramlás kritikus torokméreténél azt jelenti, hogy ebben a mérettartományban már nem folyadékáramlásról van szó, hanem csak a karbonát ionok "diffúziójáról".



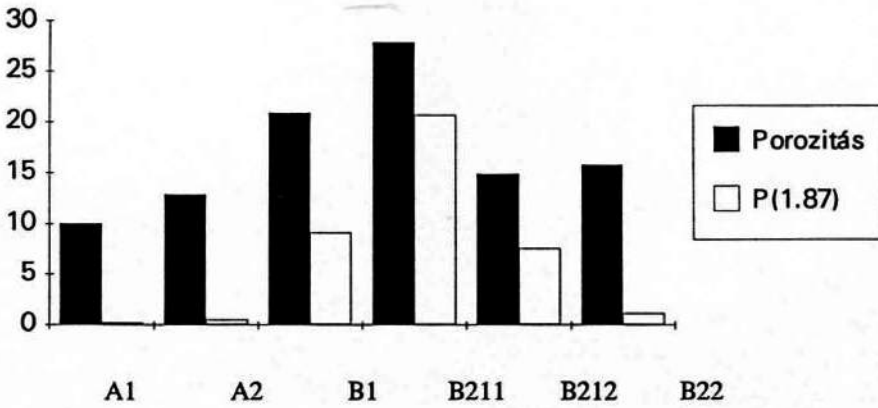
1. ábra: A mintaosztályok porozitás és P(1.87) értékei



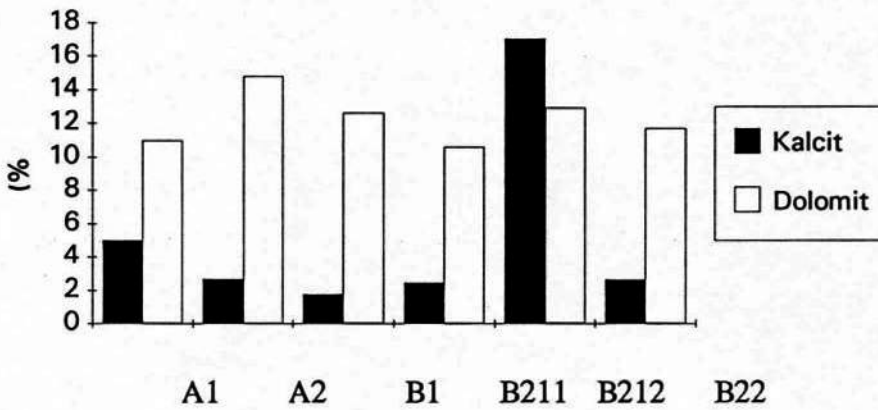
2. ábra: A szemcseösszetétel és a pórusszerkezet gyakorisági hisztogramja (B21 csop.)



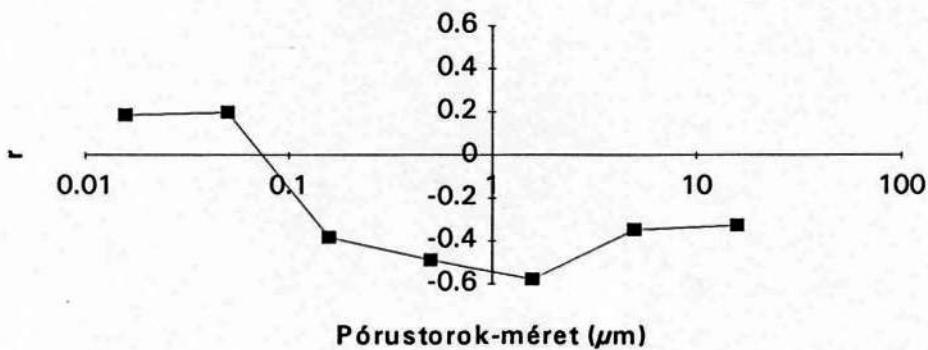
3. ábra: A szemcseösszetétel és a pórusszerkezet gyakorisági hisztogramja (B1 csop.)



4. ábra: A porozitás és a P(1.87) értékei a karbonáttartalommal bővített eljárás mintaosztályaiban



5. ábra: A kalcit- és a dolomittartalom a karbonáttartalommal bővített eljárás mintaosztályaiban



6. ábra: A korrelációs együttható a frakcionális porozitás értékei és a kalcittartalom között

IRODALOM

- J.E. Atkins and E.F. McBride, 1992, Porosity and packing of Holocene River, and Dune, and Beach Sands: AAPG Bulletin, v.76, p. 339-355.
- Dercsényi L., Mating Béla, 1987, Pórusfizikai vizsgálati módszerek: SZKFI Jelentés
- S.P. Dutton and T.N. Diggs, 1992, Evolution of porosity and permeability in the Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas: AAPG Bulletin, v.76, p. 252-269.
- Geiger J., 1986, Üledékes homokkötetek szöveti és morfogenetikai vizsgálata: Földtani Közlöny, 116, p. 249-266.
- Kiss B., 1988, A felhalmozódási környezet és a közetfizikai tulajdonságok kapcsolata a Felsőpannóniai (s.l.) Szőreg-1 szénhidrogén-tároló törmelékes üledékeiben: Földtani Közlöny, 118. p. 239-250.
- Pettijohn, F.J., P.E. Potter and R. Siever, 1972, Sand and sandstone (1st ed.): New York, Springer-Verlag, 600 p.
- E.P. Pittman, 1992, Relationship of porosity and permeability to various parameters derived from mercury injection - capillary pressure curves for sandstone: AAPG Bulletin, v. 76. p. 191-198.
- Pryor, W.A., 1973, Permeability-porosity patterns and variations in some Holocene sand bodies: AAPG Bulletin, v. 57. p. 162-189.
- Sclater, J.G. and P.A.F. Christie, 1980, Continental stretching: an explanation of the postmid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin: Journal of Geophysical Research, v. 85. p. 3711-3739.
- Szalay Á., 1983, A rekonstrukciós szemléletű szénhidrogénkutatás szerepe a szénhidrogén perspektívák előrejelzésében: Kandidátusi értekezés

A MÁELGI GRAVITÁCIÓS ÉS FÖLDMÁGNESES ADATBÁZISA

¹Kovácsvölgyi Sándor

A gravitációs és földmágneses módszerek a legrégebbi geofizikai módszerek közé tartoznak, A Magyar Állami Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet is alapítása (1919) óta végez ilyen méréseket. Az eltelt évtizedek folyamán mintegy 270000 gravimetriai és 150000 magnetometriai állomás adatai maradtak fenn olyan minőségben, hogy a kutatók ma is használhatják azokat. A széleskörű felhasználás alapja az adatok számítógépre vitele, és olyan adatbázisba rendezése, mely a gyors hozzáférést és a sokoldalú manipulálhatóságot egyaránt lehetővé teszi.

Mindkét adatbázist IBM PC-n hoztuk-létre. Az adatok az Egységes Országos Vetületi Rendszer 1:25000 léptékű térképlapjai szerint vannak fájlokba rendezve. A fájlok csak számjegyeket tartalmaznak ASCII formátumban, így sokféle szoftver inputjai lehetnek. A fájlokból gyűjtőprogram keresi ki a szükséges adatokat. A gyűjtés téglalap alakú kutatási területre, két, a felhasználó által megadott koordinánapár alapján történik.

Az adatbázisok kialakításánál igyekeztünk az adott módszer sajátosságait figyelembe venni, arra törekedve, hogy a számítógépes adatrögzítés ne korlátozza a későbbi felhasználást. Ennek megfelelően a továbbiakban az adatbázisokat külön-külön ismertetjük.

Gravimetriai adatbázis

A graviméteres mérések sajátossága, hogy a méréseredmények nem függenek a mérés körülményeitől (időpont, szelvényirány, stb.), ugyanakkor már az elsődleges feldolgozásra (Bouguer anomália számítása) is többféle eljárás létezik, megegyezés kérdése, hogy melyiket alkalmazzuk. A hazai gyakorlat általában a Cassinis féle képlettel számol, nemzetközi együttműködés keretében azonban más eljárás alkalmazására is szükség lehet.

A fentiekből következően létrehozható olyan adatbázis, mely az ország valamennyi graviméteres mérését tartalmazza, és annak bármilyen szempontból kialakított részein felhasználó által kiválasztott feldolgozási procedura egységesen elvégezhető. Cél szerű, ha az adatbázis nem Bouguer anomália értékeket tartalmaz, hanem minden olyan adatot, amelyre a Bouguer anomáliák számítása folyamán szükség van. Adatbázisunkat ebben a szellemben alakítottuk ki. Az adatbázis tartalmát egy méréspont adataiban mutatjuk be.

Pont	Év	M	X	Y	Z	G	k	su	h	fi	tsz
6235	52	2	208160	453657	23265	787424	46	47	1	471119	1051

- Pont - az állomás azonosítója
- Év - a mérés éve
- M - a mérőműszer kódszáma
- X - az állomás EOY X koordinátája méterben
- Y - az állomás EOY Y koordinátája méterben
- Z - az állomás Adriai magassága centiméterben

¹Magyar Állami Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet

- G - az állomás javított nehézségi értéke az MGH-50 gravimetriai bázisrendszer szerint, μGal -ban
- k - "közeli zóna" terephatása μGal -ban
- su - a teljes terephatás μGal -ban
- h - a mérési sorozat záróhibáját jellemző kódszám
- fi - az állomás szélességi köre Kraszovszkij vetület szerint (a példányban 47 11' 19")
- tsz - az eredeti mérési témára utaló kódszám (ez teszi lehetővé problémás esetben a visszakeresést, de a mérés tulajdonjoga szerinti letiltásokat is)

A koordináta átszámításokat a Budapesti Műszaki Egyetemen készült VETÜLET programmal végeztük.

A gravimetriai adatbázis feltöltöttsége jelenleg 95%-os, terveink szerint 1993-ban a feltöltés befejeződik. Az adatbázisba helyezett pontok térképe az 1. ábrán látható.

Az adatbázis felhasználásának egy lehetséges folyamatábráját a 2. ábra mutatja be.

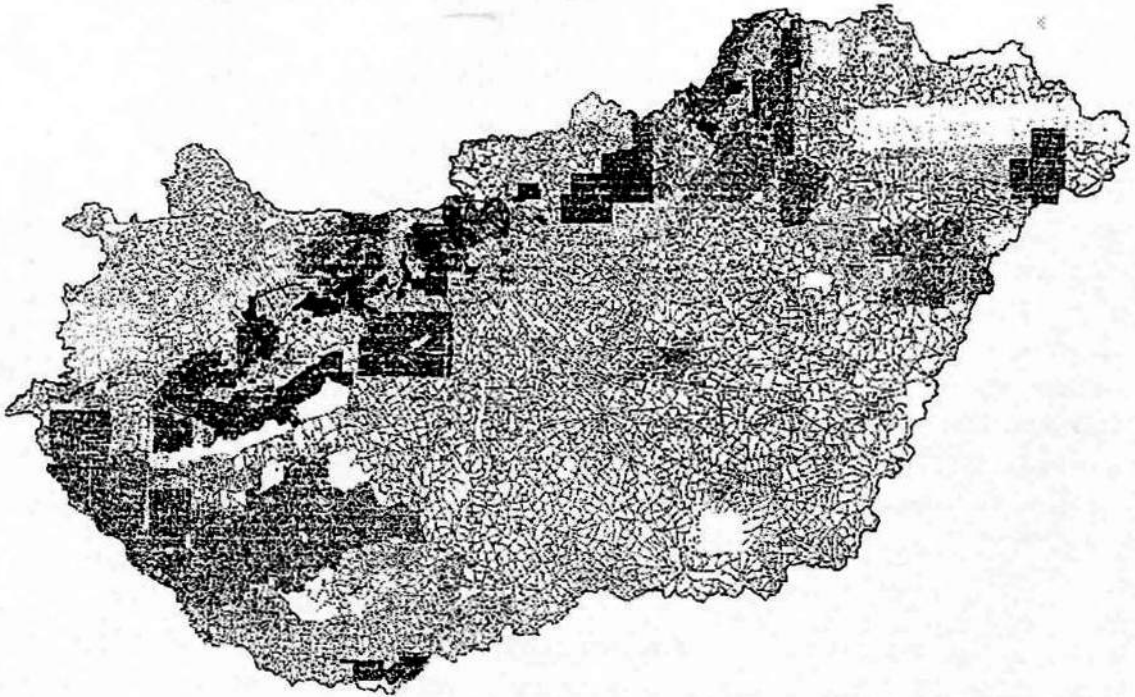
Földmágneses adatbázis

A földmágneses módszer sajátossága, hogy már a mért paraméter is különböző lehet, attól függően, hogy mely térkomponenst mértük. A protonprecessziós magnetométerek elterjedése előtt főként a Z komponenst mérték. Ezt esetenként a H komponens mérése is kiegészítette. A protonprecessziós magnetométerek megjelenése óta T komponenst mérünk. A mágneses tér időben változik, ezért a normáltér korrekció megvalósítására nem létezik olyan univerzális eljárás, mint a gravitációs mérések esetében.

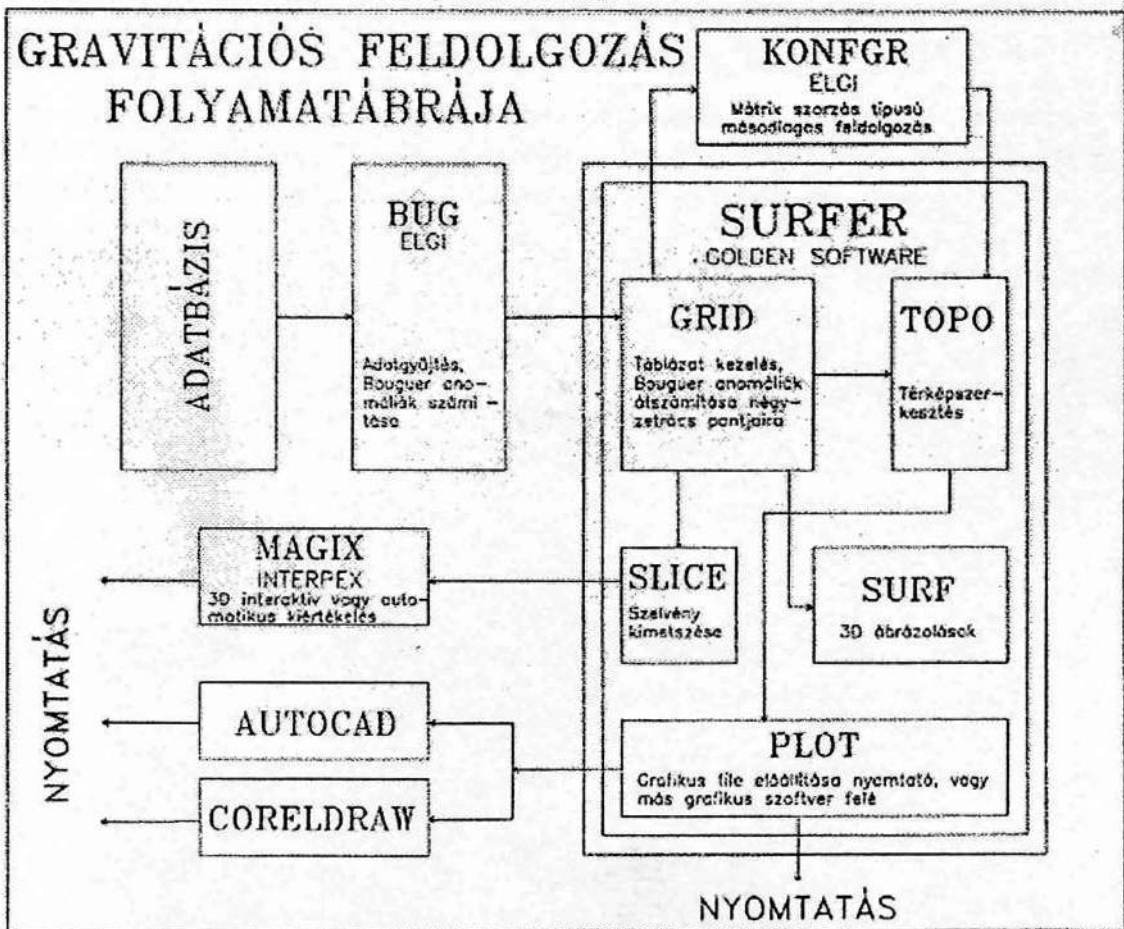
Az 1950-es és 60-as években végzett országos áttekintő mérésekről készült egységes szemléltető feldolgozás, eredményeik ezért könnyen adatbázisba helyezhetők. Az egyéb mérések egységes adatbázisba helyezhetőségét csak egyedi vizsgálatok alapján dönthetjük el.

Jelenleg az országos áttekintő mérések adatbázisának kialakítása folyik. A feltöltöttség 20%-os. Az adatbázis a gravimetriai adatbázishoz hasonlóan térképlaponként rendezi fájlokba az anyagot. Az adatsorok a pont számát, EOVS X és Y koordinátáját, valamint a feldolgozás folyamán kapott Z értékeket tartalmazzák.

Az országos áttekintő mérések adatbázisa várhatóan 1994-ben a teljes földmágneses adatbázis 1995-ben készül el.



1. ábra: Az adatbázisba helyezett pontok térképe



2. ábra: Az adatbázis felhasználásának egy lehetséges folyamatábrája

KÉPES KŐZETMAG INFORMÁCIÓS RENDSZER

¹Kurgyis Péter - Kiss Balázs

Összefoglalás

A Kőzetmag Információs Rendszer egy PC környezetben működő információs rendszer, mely a kőzetmagból származó szöveg típusú információkat tartalmazza, valamint a magok, magrészek, csiszolatok, SEM felvételek digitalizált képét. Könnyen kezelhető, használata lehetővé teszi, hogy a geológus a maghoz tartozó leíró jellegű információkat a hozzájuk tartozó vizuális képpel együtt egy helyen találja meg. A keresés funkció segítségével kódolás nélkül bármilyen szó, szókapcsolat szerint lehet keresni. Így a felhasználó a könyvnek pontosan azokat az oldalait tudja lapról-lapra tanulmányozni, amelyen az általa megadott kulcsszó szerepel.

1. Előzmények

Egy mag, magrész bármilyen részletes leírása, annak akármilyen kódolása sem képes tudatunkban azt a vizuális képet visszaadni, amelyet azok valóságos képe mutat. Nem beszélve arról, hogy egy adott magrészről két geológus legfeljebb hasonló, de semmiképpen sem azonos leírást készít. Mindezek tudatában könnyen belátható, hogy egy magleírásokra alapozott információs rendszer fotókkal illusztrálva válik valósághűvé.

A MOL RT. szolnoki magraktárának felépítésével szükségessé vált az algyői magraktár elköltöztetése. Ennek során a magok részbeni reambulálását végeztük el. Ez teremtett lehetőséget a meglévő anyag, magrészek azonosítása utáni vizuális rögzítésére. A végrehajtáshoz olyan szoftvert kellett keresnünk, amely egyrészt képes video, vagy scannelt fotók képét rögzíteni, másrészt képes a megfelelő szöveges információkat a hozzájuk tartozó képekkel együtt könnyen kezelhető rendszerben tárolni. Anyagi lehetőségeink csak PC alapú megoldást tettek lehetővé.

A rendszerhez kapcsolódó Scanner használata mind szöveges, mind fotók gyors rendszerbe kerülését teszi lehetővé. A szöveg típusú információk scannelése azonban lényegesen függ a gépelt anyag minőségétől.

2. Konfiguráció

A fenti követelmények és lehetőségek figyelembevételével az alábbi hardver illetve szoftver környezetben íródik a könyv.

Hardver követelmények:

- IBM AT kompatibilis számítógép
(486DX 33MHz/256KB CACHE/ 8MB RAM)
- Pineacle Magneto Optikai 300MByte-os diszk meghajtó
- Microeye 2C digitalizáló kártya

¹MOL Rt Olaj-és Gázipari Laboratórium

- **Panasonic MS70 SVHS-C camcorder**
- **HP IIC lapszkener**

Szoftver követelmények:

- **MS DOS 5.0**
- **MS Windows 3.1 - magyar változat**
- **Microeye 2C Capture videokép digitalizáló program**
- **PictureBook 2.0 információsrendszer készítő program**
- **Recognita 2.0**

A magok láda képeit illetve a magrészekről készült felvételeket a videokamerán keresztül közvetlenül digitalizáljuk a Microeye digitalizáló kártyával, a kártya saját 2C kiterjesztésű formátumában, mint álló videoképeket. Ideiglenesen a képeket videószalagon is megőrizzük. A digitalizált kép **pakolt YUV (4:1:1 mintavételezés)** formában van tárolva, amely a digitalizáló kártya saját videoRAM-jából kerül a képernyőre, tehát nem egy VGA grafikus kártyáról. Egy teljes képernyő nagyságú kép kb. 430 KByte.

A magleírások az **MS Windows Notepad** által rögzített TXT file-ok, akár szkennelés és szövegfelismerés útján is vittük be, amelyeket a PictureBook programmal stilizálunk.

A térképek, vékonycsiszolat fotók, SEM felvételek, a szelvény részletek, s végső soron a magrészekről készült fotók is, a scanneren keresztül BMP formátumban kerülnek a képeskönyvbe.

A digitalizáló kártya a Windows normál 640X480/256 színű üzemmódjában működik, így a könyv is abban készül.

3. A Képeskönyv

Az Információs rendszer elkészítésénél kiemelt figyelmet fordítottunk arra, hogy az a felhasználók szemponjából egyszerű, könnyen kezelhető legyen. Használata valójában hasonlít egy könyv olvasásához. A lapozást az egérrel való kattintás helyettesíti. Egy adott lapról a lapon elhelyezett különböző téglalapok (objectek) útmutatása alapján juthatunk egy következő oldalra. Az adott oldalon található szöveges vagy képi információk is a megfelelő téglalapra való "kattintás" révén válnak láthatóvá. Az egérrel adott újabb jelzés az előhívott információt eltünteti a képernyőről.

3.1. Help

A fenti alcím a számítástechnikai gyakorlattól eltérően (ahol is egy adott program felhasználóját segíti a megfelelő utasítás kiválasztásában) geológiai segítséget jelent. E fejezet oldalai a különböző típusú kőzetek (törmelékes, magmás, metamorf, karbonátos, piroklastos) rendszertanának, illetve nevezéktanának rövid kivonatát tartalmazzák. Napjainkban mind a tudományos, mind az ipari gyakorlat vonatkozásában egyre speciálisabb felkészültségű szakemberek dolgoznak. Éppen ezért vetődött fel az az igény, hogy a rendszer tartalmazzon egy "szakirodalmi"

összeállítást, melyet a felhasználó a vizsgált mag, magleírás tanulmányozása közben, a rendszerből való kilépés nélkül tekinthet meg.

3.2. Struktúra, keresés

A Képeskönyvben való "mozgás" két módon történhet. Egyrészt a tartalomjegyzékben feltüntetett fúrásokhoz tartozó magok információit a tartalomjegyzék sorrendjében lapról-lapra lehet megtekinteni. Másrészt a keresés funkció segítségével egy - a felhasználó által - adott kulcsszó szerint pontosan azok az oldalak válnak láthatóvá, amelyeken az adott szó előfordul. Ez teszi lehetővé a felhasználó számára, hogy csak az adott feladat szempontjából fontos fúrások magjainak információi kerüljenek a monitorra. Gyakorlatilag ez tehát azt jelenti, hogy adott esetben például egy telep nevének megadása után pontosan azok az oldalak jelennek meg (azok a magok), amelyek az adott telep nevét tartalmazzák (az adott telepet harántolták).

3.3. Maginformációk

Egy adott fúráshoz tartozó alapinformációs lapon az alábbi struktúrák (objectek) szerepelnek:

1. A mag helyzetére vonatkozó alapinformációk

- kutatási terület,
- fúrás,
- magszám,
- magnyereség,
- kronoztratigráfiai egység,
- litoztratigráfiai egység.

2. Szelvény, mely alatt a felhasználó a mag intervallumában a 200-as SP, ellenállás, vagy Tg szelvény digitalizált képét találja meg.

3. Ősmaradvány, mely a magban azosított ősmaradványok felsorolását tartalmazza.

4. Térkép, mely alatt a fúrást és környezetét tartalmazó térkép digitalizált képe látható.

5. Magleírások, melyek magrészenként adják meg a részletes magleírást (2. ábra).

A "Láda" feliratok mögött azok a ládafotók vannak, amelyekben az adott magrész van. A ládákon látható fekete nyilak jelzik azokat a mintákat, amelyekről a könyv részletfotót is tartalmaz. Rákattintva ezekre a nyilakra, a kiválasztott minta fotója kerül a képernyőre. A részletfotók kiválasztásánál arra törekedtünk, hogy készüljön fotó a szénhidrogén tárolás, szedimentológiai, őslénytani, tektonikai vagy diagenetikus szempontból fontosnak vélt mintákról.

A magrészhöz tartozó vékonycsiszolat leírása (adott esetben a vékonycsiszolat fotója) is megtalálható a magleírás alatti, vékonycsiszolat feliratú téglalap (object) mögött.

4. A képeskönyv készítése

A könyv a **Digithurst** cég **PictureBook** programjával készül. A program egy multimédiás fejlesztőrendszer, amelyben igen kényelmes grafikus felületen keresztül készíthető a könyv, A programnak kétféle üzemmódja van. Az egyikben az elkészült alkalmazást csak megtekinteni lehet (futtatói mód), míg a másikban készíteni is lehet (szerkesztői mód). Rendszerünk, mint egy hétköznapi értelemben vett könyv, melynek paraméterei a "Modify Book" ablakban állíthatók be, lapokból áll. Minden lap leírása egy-egy file-ban tárolódik, amely a szöveges és képi információt csak utalás szintjén tartalmazza. A lap paraméterek a "Modify Page" ablakban állíthatók. A lapon látható illetve megjelenítendő szöveges és képi információk valamint nyomógombok mint egy-egy objektum definiálódnak. Az objektumokhoz tartalmuktól függetlenül események rendelhetők. Az események az egérrel az objektumra kattintva hajtódnak végre, s ezáltal lehet

- "lapozgatni" a könyvben,
- egy lapon plusz információt megjeleníteni,
- a könyvben keresni.

Így készül a könyv lapról lapra, amelyen meg kell határozni az összes lapon belüli illetve lapok közötti események kapcsolatát.

A digitalizált képek és a magleírások mint file-ok rendelődnek hozzá az őket megjelenítő objektumokhoz. A szövegrészek formázása, fonttípus hozzárendelése az objektum definiálásakor történik.

Az irányított lapozás a lapok bal alsó sarkában található "keresés" gomb segítségével történik. A gombot megnyomva egy ablak jelenik meg, az ablakba a felhasználó számára lényeges kulcsszavak írhatók be, s a kereső program mindazokat a lapokat összegyűjti amelyben a megadott szavak előfordulnak, legyenek azok a lapon akár rejtett objektumban is! Kereséshez előre definiált kulcsszó eggyüttesek is használhatók, mint profil file-ok. A kereső által kigyűjtött lapok a "keresés" gomb feletti ">>" ill. "<<" gombokkal lapozhatók.

A rendszert 1992-ben indítottuk el, de jelenleg is fejlesztés alatt áll. A könyv az 1992 ősze óta fűrt magokat a teljes magnyerességgel tartalmazza, a korábbi magfűrésok rendszerbe illesztése a lehetőségek szerint folyamatosan történik. Az elmúlt másfél év alatt közel tizenhétézer felvétel készült (kb. 6000 Mbyte).

ALPI METABAZALTOK FEJLŐDÉSÉNEK MATEMATIKAI MODELLJE

¹M. Tóth Tivadar

BEVEZETÉS

A Központi Alpok zöldpala és kékpala fáciesű metamorfózist szenvedett, egykori ofiolit asszociációhoz tartozó metabázikus kőzeteinek pontos fejlődéstörténeti modellezésére számos kísérlet történt a korábbi években (pl. Oberhansli, Dietrich, 1975). Mivel a metamorf átkristályosodás során az eredeti magmás ásványok, szöveti bélyegek nagyrészt eltűntek a kőzetekből, az azokat kialakító folyamatok felismerésére a geokémiai összetétel elemzése ad lehetőséget. E célból közel 250 minta fő-, és nyomelem összetételét mérték meg a mainzi Johannes Gutenberg Egyetem Földtudományi Intézetében. A klasszikus - magmás kőzetekre kidolgozott - diszkriminációs módszerek azonban semmilyen értékelhető eredményt nem mutattak (Oberhansli, szóbeli közlés). Ezért az adott kérdésekre (kiindulási magmás kőzet típusa, utólagos hatások, stb.) többváltozós matematikai módszerek sorozatával próbáltam választ találni.

Metamorf kőzettani, geokémiai problémák matematikai módszerekkel való megoldása rendkívül ritka a vonatkozó irodalomban (pl. Geiger, Szederkényi 1984, Owen 1989, M. Tóth 1992). Az esetünkben felmerülő probléma megoldásában azonban sokat segíthetnek a megfelelően választott többváltozós eljárások. Alkalmazásuk során ugyanakkor figyelemmel kell lenni néhány sajátosan metamorf kőzettani, más esetekben nem - vagy nem olyan súllyal felmerülő problémára.

Az első kérdés a metamorf átalakulás alkalmával különösen nagy jelentőséggel bíró elemobilizáció kezelése. A véletlenszerű elemvándorlás hatása a változók és minták genetikai csoportjait jelentősen módosíthatja, s ezzel azok felismerése is nehezzé válik.

Másrészt az átkristályosodás során minden eredeti ásvány-, kőzettani, vagy szöveti bélyeg elűnik a kőzetből, s így például a minták premetamorf kőzettani csoportjairól nincs "a priori" ismeretünk. Ezért a kapott eredmények ellenőrzésére, tesztelésére, vagy akár az adott módszer "tanítására" nincs kőzettani ("külső") úton lehetőség. Ez különösen a cluster analízisek kiértékelésénél okoz nehézségeket, ugyanis az egyes csoportok (clusterek) geológiai jelentése, azok egymáshoz való viszonya csak további matematikai módszerek alkalmazásával magyarázható. Az algoritmusok "belső" tesztelésének szüksége miatt az adott probléma megválaszolására célszerű több eljárást párhuzamosan alkalmazni, s így a továbblépéshez szükséges eredményt több oldalról is megerősíteni.

AZ ALKALMAZOTT FELISMERŐ RENDSZER

E szempontokat veszi figyelembe az alkalmazott rendszer, amely két fő részre tagolható (1. ábra). Először a változók (fő-, és nyomelemek) csoportjainak, s ezen keresztül az adott terület fejlődésében részt vevő legfontosabb geológiai folyamatoknak a megtalálása a cél. Ehhez korrelációs számítás és faktor analízis együttes, egymást kiegészítő alkalmazása vezet el. Így kiválasztható a változók egy halmaza, melynek elemei mind az

¹JATE Ásvány-Kőzettani-és Geokémiai Tanszék

adott szignifikancia szinthez tartozó korrelációs csoportok, mind a legfontosabb faktorok kialakításában részt vesznek. Emellett a hasznos információt nem hordozó változók kiszűrhetők. Az első lépés eredményeit felhasználva a minták genetikai csoportszerkezetének feltárására különböző cluster analíziseket, ezek eredményének tesztelésére párhuzamosan diszkriminancia analízist (DA), nemlineáris síkra vetítést (NLM) alkalmaztam és differenciációs komponenset (DC) számoltam.

AZ ALPI METABAZALTOK FEJLŐDÉSI MODELLJE

Az alkalmazott rendszer első lépésben a kiindulási változók (kémiai elemek) közül többet ki kellett zárni, a többi viszont geokémiailag jól interpretálható csoportokat, faktorokat alkotott (2. ábra, 1. táblázat). A 0.99-os szignifikancia szinten kialakuló korrelációs profil alapján kapott öt elemcsoport a következő:

- 1) V, Ti, Zr, Y, Fe,
- 2) Ce, Nd, P, Rb,
- 3) Nb, Pb, Th,
- 4) Si, Na, Ca,
- 5) Ni, Cr.

Ezen csoportok létét a faktor analízis eredménye megerősítette, és sokban pontosította. A két módszer eredményei alapján a vizsgált kőzeteket kialakító legfontosabb földtani folyamatok is azonosíthatóak. Eszerint a legfontosabb hatás egy nyomelemekben jelentős mértékben gazdagodott óceánközépi típusú bazaltos magma tholeiites frakcionációja lehetett. A magmás fejlődés szempontjából fontos két további folyamat (mafikus kumuláció, kéreg kontamináció) mellett utólagos hatások is kimutathatók voltak (spilitesedés, oxidáció). A legkisebb sajátértékű faktort nem tudtam megfelelő háttérváltozóval magyarázni.

1. táblázat

Faktor	Saját érték	Variancia %	Változócsoporth	Fontosabb kőzettani folyamatok
F1	5.3	22.0	Ti, Fe, Zr, Y, V, Mn	<i>tholeiites frakcionáció</i>
F2	3.8	15.7	Nb, Th, Pb	<i>E-MORB magma</i>
F3	3.0	12.3	Si, Ca, Na, Sr	<i>spilitesedés</i>
F4	1.9	8.1	Mg, Ni, Cr	<i>mafikus kumuláció</i>
F5	1.7	7.2	K, U	<i>kéreg kontamináció</i>
F6	1.6	6.5	Fe ₂₊ , Fe ₃₊	<i>exodáció</i>
F7	1.4	5.7	P, Rb	?

A vizsgált következő lépésében az első hat faktor által alkotott változótérben különböző cluster eljárásokkal csoportosítottam a mintákat.

A csoportosítás elfogadhatóságának tesztje a párhuzamosan alkalmazott NKM, DA és DC volt. Az első kettő széleskörben alkalmazott eljárás, és a differenciációs komponens számítása sem jelent matematikailag újat. Ennek lényege, hogy amennyiben a faktor analízis eredményeként kapott első faktor magmás differenciációként értelmezhető, úgy

egy újabb faktor analízis során előálló első faktorhoz tartozó faktorsúlyok az adott minta differenciációjában elfoglalt pozícióját jelzik (Owen, 1989).

Több lehetséges csoportosítási próbálkozás után az Euklideszi távolságot, és a legtávolabbi szomszéd elvét használó hierarchikus cluster analízis eredménye volt a legjobban magyarázható. A kialakuló dendrogram vázlatos felépítését, és a földtani tartalommal bíró csoportok helyzetét mutatja a 3. ábra.

Az egyes csoportok közötti kapcsolatrendszer feltárására a fent ismertetett három eljárás szolgált. Mivel a változók csoportosításánál kapott első faktort tholeiites differenciációval lehetett magyarázni, a DC alkalmazásának nincs akadálya. A kapott értékek mintacsoportonként igen jelentősen különböznek egymástól, s határozott differenciációs trendet jelölnek ki (A2-B2-A3-A12-A111) (4. ábra). Ebben a trendben az éles csúccsal nem jellemezhető csoportok (A112, B1) nem szerepelnek, hiszen valószínű, hogy ezek specifikuma nem a differenciáltság fokában keresendő.

A NLM vizsgálat eredménye megerősítette, és pontosította a differenciációs trend jellegét. Így valószínű, hogy a B2- a B1-hez hasonlóan - nem differenciációs csoport. A magmás fejlődés fent kimutatott többi állomása e vizsgálat eredményeként is azonos sorrendben jelenik meg, véglegesen bizonyítva a tholeiites differenciáció fontos szerepét (5. ábra). A bizonyított trend, és az ettől különböző két csoport helyzete különösen jól követhető az egyes csoportok középpontjainak nemlineáris sikravezetési ábráján.

Az egyes csoportok közötti kapcsolat további pontosítása, a minták kialakításában résztvevő különböző folyamatok (faktorok) szerepének tisztázása céljából diszkriminancia analízist végeztem. Az eredményeket a 2. táblázat foglalja össze a diszkriminancia függvények két legfontosabb változójának feltüntetésével. Hasonló helyzete miatt az A3 és az A12 csoportokat összevontam, s központi szerepe miatt ehhez hasonlítottam a többi csoportot.

A diszkriminancia függvények azt mutatják, hogy az A csoport részcsoportjai egymástól főleg az első és második faktor szerint különböznek egymástól, míg a B csoportéit a harmadik és hatodik, azaz az utólagos hatásokat jelző két faktor jellemzi jól.

2. táblázat

Csoportok	Diszkriminancia függvény
A B	$-0.73* \text{Faktor3} + 0.85* \text{Faktor6}$
A3 A2	$-0.71* \text{Faktor2} + 0.64* \text{Faktor2}$
A3 A111	$0.90* \text{Faktor1} - 0.50* \text{Faktor2}$
A3 A112	$-0.93* \text{Faktor2} + 0.18* \text{Faktor6}$
A3 B1	$-0.87* \text{Faktor3} + 0.34* \text{Faktor6}$
A3 B2	$0.91* \text{Faktor3} - 0.47* \text{Faktor6}$

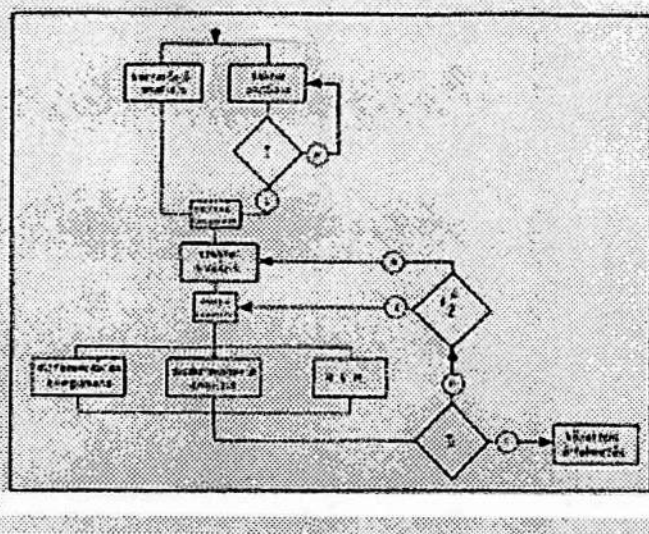
Ez alapján a vizsgált minták fejlődésének legfontosabb jellemzőit két további diagramon, az első és második, illetve a harmadik és hatodik faktorok által kifeszített síkon szemléletesen tehetjük (6., 7., ábra). Az első ábra jól mutatja a magmás fejlődés stádiumait a két legfontosabb magmás faktor függvényében. A legprimitívabb mintákat az A2, a legdifferenciáltabbakat az A111 csoport képviseli.

Fény derült a korábban nehezen értelmezhető A112 csoport szerepére is. Ezek a minták a terepi megfigyelések alapján szinte kivétel nélkül egykori t e l é r k ö z e t e k voltak, s ezzel magyarázható a rájuk jellemző, az A111 csoport elemeinél kisebb differenciációs fok, s a NLM ábra alapján a másiktól némileg különböző differenciációs trend. A 7. ábra szemléletesen mutatja a legfontosabb utólagos hatásokat: a B1

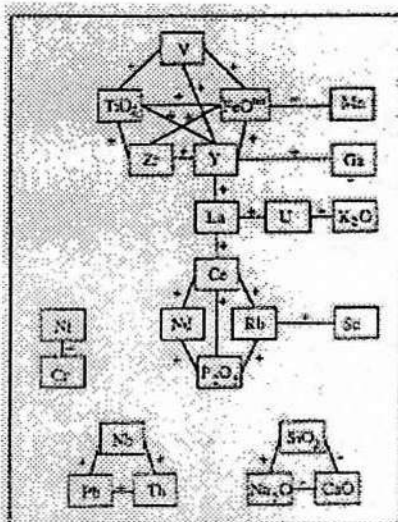
csoportba az oxidált, a B2-ben pedig a spilitesedett minták kerültek. Itt az utólagos hatásoktól nem érintett csoportok egymást lefedve központi helyen találhatóak.

ÖSSZEFOGLALÁS

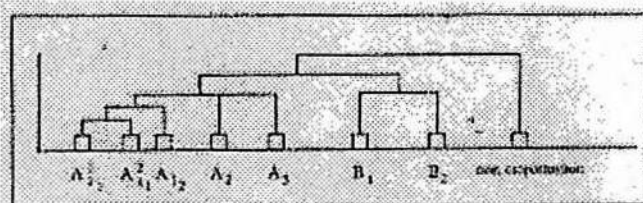
A felállított többváltozós rendszer segítségével a Központi Alpok vizsgált metabazaltjainak kialakulását sok szempontból sikerült megismerni. Mind a magmás fejlődés fontos lépései, mind az utólagos hatásokat kimutathatóak voltak. A kapott eredmények biztos alapot szolgáltathatnak a részletes paleotektonikai rekonstrukció végrehajtásához.



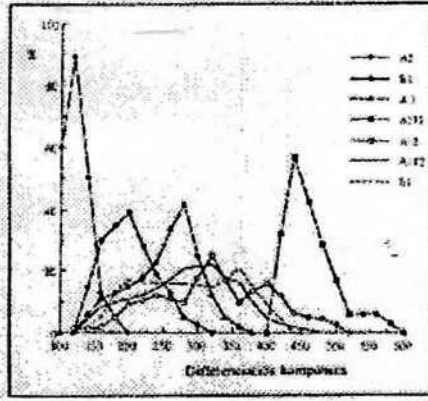
1.ábra: Az alkalmazott geomatematikai rendszer folyamatábrája. 1: értelmezhetők-e a faktorok? 2: a cluster analízis típusa helyes? 3: értelmezhetők-e a csoportok



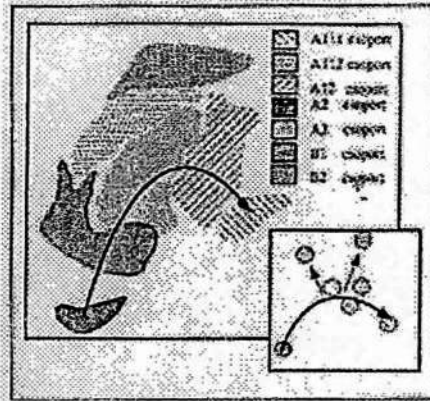
2.ábra: A változók korrelációs kapcsolatrendszere



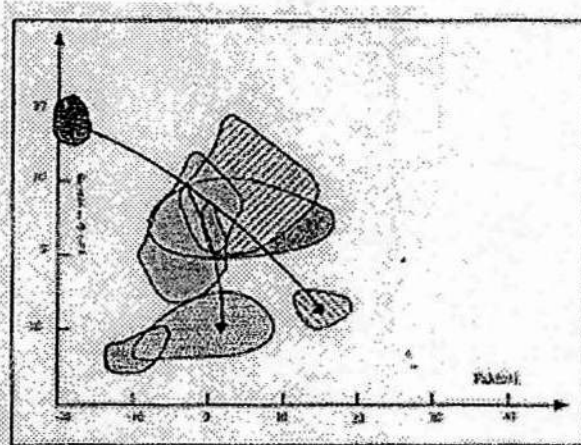
3.ábra: A kialakuló dendrogram vázlatos képe



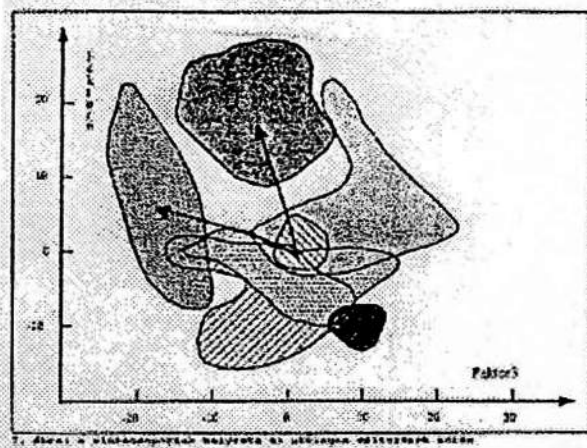
4.ábra: A differenciációs komponens értékei az egyes csoportokban



5.ábra: A csoportok nem-lineáris síkravetítési képe



6.ábra: A mintacsoportok helyzete a magmás fejlődés folyamatában



7.ábra: A mintacsoportok helyzete az utólagos változások során

IRODALOM

- Geiger, J., Szederkényi, T. (1984): An attempt for distinction of amphibolites based on statistical analysis of their bulk composition. -Acta Mineralogica et Petrographica, 36/2: 155-170
- M. Tóth, T. (1992): Földtani objektumok csoportosítása gráfelmélet segítségével a Szeghalmi amfibolitok példáján.-Földtani közlöny, 122/2-4: 251-263
- Oberhänsli R., Dietrich, V. (1975): Geochemische Untersuchungen an Metabasalten der alpinen Ophiolite.-Schweiz. miner. petr. Mitt., 55: 574-576
- Owen, C. (1989): Magmatic differentiation and alteration in isofacial greenschist and blueschist, Shuksan suite, Washington. Statistical analysis of major element variation. - Journal of Petrology, 30: 739-761

TÖBBDIMENZIÓS GLOBÁLIS OPTIMALIZÁLÁSI ELJÁRÁS ÉS ALKALMAZÁSA MATEMATIKAI MODELLEK PARAMÉTEREINEK MEGHATÁROZÁSÁRA

¹SZABÓ JÁNOS A.

Bevezető

A fizikai rendszerek leírásának, tervezésének, és üzemirányításának feladatai gyakran vezetnek korlátozó feltételek melletti szélsőérték-problémához. Az ilyen rendszerek identifikálása kapcsán döntő fontosságú elvárás, hogy a kérdéses matematikai modell minél pontosabban írja le az adott fizikai folyamatot.

A dolgozat célkitűzése egy globális optimalizálási eljárásosztály bemutatása és alkalmazása matematikai modellek paramétereinek meghatározására. Célkitűzéseinknek megfelelően dolgozatunk három fő részből áll:

- Az optimalizálási eljárásosztály, és konvergenciafeltételeinek ismertetése;
- Alkalmazása matematikai modellek paramétereinek meghatározására;
- Eredményeink illusztrálása konkrét modell kapcsán.

1. Egy többdimenziós, globális optimalizálási eljárásosztály

Ebben a fejezetben megfogalmazzuk a címben jelzett feladat matematikai programozási problémáját, és röviden ismertetünk egy a feladat megoldására irányuló algoritmus-sémát, és a séma konvergenciafeltételeit. Röviden tárgyaljuk a numerikus realizáció néhány elemi kérdését.

1.1. A feladat megfogalmazása

A korlátozó feltételek melletti szélsőérték-problémák egy fontos osztálya a következő alakú:

$$\min_{x \in T} f(x), \quad T \subset E^n \text{ és } f: E^n \rightarrow E^1 \quad (1)$$

Itt x a döntési variánsokat reprezentáló n -dimenziós valós vektor, T n -dimenziós "tégla" (intervallum) a szóban forgó probléma korlátozó feltételeit szimbolizálja, f a feladat célfüggvénye.

Ismert, hogy eléggé egyszerű analitikus feltételek fennállása esetén az (1) feladatnak létezik, nem szükségképpen egyetlen globálisan optimális megoldása (Kósa 1979), tehát olyan x^* vektor, amelyre

$$x^* \in T \subset E^n,$$

továbbá minden más, a korlátozó feltételeket kielégítő x vektorra nézve teljesül az

¹MOL Rt Olaj-és Gázipari Laboratórium

$$f(\mathbf{x}^*) \leq f(\mathbf{x})$$

egyenlőtlenség. A fenti egzisztencia-eredmény fennállása ellenére a feladat globális optimumának numerikus meghatározása nehézségekbe ütközik. Ennek fő oka az, hogy a matematikai programozás módszereinek döntő többsége csupán lokális optimumok meghatározására alkalmas. A különböző lokális optimumok értékei között igen jelentős eltérések lehetnek, ezért indokolt olyan optimalizálási módszereket létrehozni, amelyek (speciálisan) többextrémumú problémák megoldására alkalmasak.

A problémakör mind elméleti, mind pedig numerikus szempontból számos újszerű és nehéz kérdést tartalmaz, így vizsgálatával csak az utóbbi években kezdtek intenzívebben foglalkozni (Dixon-Szegő 1978, Sztrongin 1978, Zilinskas 1982, Pintér-Szabó 1985, 1986/1).

A továbbiakban az (1) alatti feladat egy gyakorlati szempontból fontos speciális esetének tárgyalásához feltesszük, hogy a minimalizálandó függvény a T téglán Lipschitz-folytonos, vagyis létezik olyan $L > 0$ valós szám, amellyel tetszőleges $\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_2$ T -beli vektorok esetén fennáll az

$$|f(\mathbf{x}_1) - f(\mathbf{x}_2)| \leq L \|\mathbf{x}_1 - \mathbf{x}_2\| \quad (2)$$

egyenlőtlenség (megjegyezzük, hogy a (2) típusú reláció fennállása a szóban forgó feladat numerikus megoldhatóságának bizonyos értelemben szükséges feltétele).

1.2. Egy globális optimalizálási algoritmusosztály, és konvergenciájának elégséges feltételei

Az elmondottaknak megfelelően olyan algoritmust keresünk, amely a (2) feltétellel bíró (1) feladat globálisan optimális megoldására irányul. Ez az algoritmusosztály - főbb vonalait tekintve - a kiindulásul tekintett T intervallum részintervallumokra történő adaptív felosztásán alapszik. Azt várjuk el az algoritmus által generált, egymásba skatulyázott részintervallumok sorozatától, hogy az, az (1) feladat \mathbf{x}^* megoldásához konvergáljon (ráhúzódjon), miközben a célfüggvényről mindössze a generált részintervallumok főátlójához tartozó csúcsaiban szerzünk információt.

Az algoritmus-séma fő lépései a következők:

0. lépés: inicializálás. Legyen $l=1, t=1, k=2, m=1$, ahol l az iteráció, t a felbontandó intervallum indexe, $k=k(l)$ a számított célfüggvényértékek, $m=m(l)$ pedig a generált részintervallumok száma az l -ik lépésig.

1. lépés: Az új mintapont kiválasztása. Meghatározandó a $T \supset T_t$ részintervallumot 2^n darab újabb részintervallumra felosztó \mathbf{x}^{k+1} pont a következő szabállyal:

$$\mathbf{x}^{k+1} = S(t) = S(\mathbf{X}(t), z_1(t), z_2(t));$$

Itt $S(t)$ egy vektor értékészletű valós függvény, $X(t)$ a T_t csúcsainak koordináta mátrixa, $z_j(t)$ ($j=1,2$) a T_t főátlójának végpontjaiban felvett célfüggvényértékek. A továbbiakban $l=l+1$.

2. lépés: A következő felbontandó intervallum kiválasztása.
Meghatározandó

$$R(i) = R(X(i), z_1(i), z_2(i)) \quad (i = 1, 2, 3, \dots, m(l))$$

valós értékészletű, úgynevezett intervallum-karakterisztika függvény értékei, majd ezek alapján kiválasztandó az

$$R(t) = \max_{1 \leq i \leq m(l)} R(i)$$

relációt kielégítő t index. Ha most a t indexre a T_t téglá átlója kisebb, mint egy előre megadott $\varepsilon > 0$, akkor az algoritmus az l -ik lépésig nyert legkisebb célfüggvényérték elfogadásával befejeződik, különben visszatér az 1. lépésre.

A bemutatott algoritmus-sémára vonatkozó, az R, S döntési függvényekkel kifejezett általános konvergenciafeltételek a következők:

I. Tétel:

Tegyük fel, hogy az (1) feladat f célfüggvénye Lipschitz-folytonos a T zárt intervallumon. Tegyük fel még, hogy az algoritmus-sémát meghatározó R, S döntési függvények (bizonyos l indextől kezdve határátmenetben is) kielégítik a következő feltételeket:

- (i) - Az $R(i) = R(X(i), z_1(i), z_2(i))$ intervallum-karakterisztika függvény folytonos függvénye argumentumainak.
- (ii) - Az $R(X(i), z_1(i), z_2(i))$ függvény $X(i)$ szerint transláció-invariáns, azaz, ha az i . intervallumot (csúcspontjait) a T -n belül maradván tetszőleges c vektorral eltoljuk, akkor az intervallum karakterisztikájának értéke nem változik.
- (iii) - Az $R(X(i), z_1(i), z_2(i))$ függvény a $z_j(i)$ ($j=1,2$) komponensek szigorúan monoton csökkenő függvénye.
- (iv) - Az i . intervallum minden pontjában

$$R(i) > R(x, f(x), f(x)) = \lim_{\substack{l \rightarrow \infty \\ X(i) \rightarrow x}} R(X(i), z_1(i), z_2(i))$$

(v) - Az $S(t)$ függvény által generált x^{k+1} pont a T_t intervallum belsejébe esik.

Ekkor a szóban forgó algoritmus által generált $\{x^k\}$ pontsorozat torlódási

pontjainak halmaza megegyezik az (1) feladat globális optimumhelyeinek halmazával. (Pintér-Szabó 1986)

Megjegyzések:

- Az I. tételnek az R intervallum-karakterisztika függvényre vonatkozó feltevései eléggé természetesekek. A (ii) feltételben megfogalmazott tulajdonság az algoritmus-séma globális kereső "szemléletét" biztosítja. A (iii) feltétel azt fejezi ki, hogy ha egy intervallum valamely csúcspontjában csökken a célfüggvény értéke, akkor növekszik annak esélye, hogy a szóban forgó intervallum globális optimumhelyet tartalmaz. Végül a (iv) feltétel azt fejezi ki, hogy a priori van esélye annak, hogy tetszőleges, a részintervallumba eső pontnál kisebb célfüggvényértékű pont található még ebben az intervallumban.

- Megmutatható, hogy az I. tétel feltételeinek értelmében az algoritmus-séma alkalmazása során megengedett L becslésének iteratív pontosítása. Ez lényeges eltérés azokhoz a módszerekhez képest, amelyeknél L ismeretét feltételezik, illetve L becslését előre rögzíteni kell: példaként a közismert rácsmódszert, ill. annak változatait említhetjük.

1.3. A numerikus realizáció kérdései

A globális optimalizálási algoritmus-séma fenti, igen vázlatos leírásából is látható, hogy az n dimenziószám növekedésével a módszer végrehajtásának bonyolultsága exponenciálisan növekszik. Ezért a séma végrehajtása, alkalmazhatósága a rendelkezésünkre álló számítástechnikai háttér szoros függvénye. A konvergencia sebességét viszont csakis a választott R , S döntési függvények befolyásolják. A megfelelő sebességű döntési függvényeket a témakörre vonatkozó, nemzetközi szakirodalomból ismert mintapéldák megoldása, a kapott eredmények összehasonlítása alapján választhatjuk ki. Számos kísérlet alapján mi a következő döntési függvényeket használjuk, javasoljuk:

$$R(i) = L_i \cdot V(i) \cdot \left\{ 1 - \frac{z_2(i) - z_1(i)}{L_i \cdot V(i)} \right\}^2 - 4 \cdot z_1(i),$$

ahol $V(i)$ a T_i intervallum normája (térfogata), és

$$L_i = \max_{1 \leq i \leq m(i)} \left\{ \left(4 + \frac{1}{l} \right) \cdot \left\{ \frac{|z_2(i) - z_1(i)|}{\|x_2 - x_1\|} \right\} \right\},$$

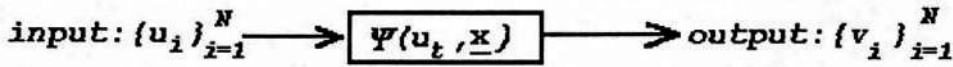
a Lipschitz-féle állandó adaptív (felül)becslése. Az új mintapont kiválasztására:

$$x^{k+1} = S(t) = \frac{x_1 + x_2}{2} - \frac{z_2(t) - z_1(t)}{2L_i} \cdot \frac{x_2 - x_1}{\|x_2 - x_1\|}$$

Eddigi tapasztalataink alapján a globális optimalizáció egyik potenciális területe a műszaki-tudományos gyakorlat leíró modelljeinek mérési adatok alapján történő illesztése (parametrizálása). A továbbiakban ezt a kérdést vizsgáljuk.

2. Paraméterbecslési problémák megoldásának egy általános kerete

A természeti jelenségek leírására és azok számszerű elemzésére gyakran alkalmazunk matematikai modelleket (Szabó 1985, Pintér-Szabó-Somlyódy 1986). A modell megalkotása (identifikáció) után a modell bearányosítása (parametrizálása) sok esetben vezet az (1) típusú feladatok megoldásához. Tekintsük példaként a következő, igen egyszerűen áttekinthető input-output modellt, annak blokk-sémáját:



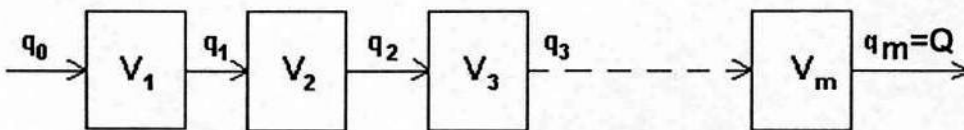
ahol x -n dimenziós valós vektor, a rendszer ismeretlen paramétereinek vektora, melyről feltesszük, hogy $a \leq x \leq b$, és itt a és b a paraméterek lehetséges értékeinek a tartományát írják le. Feladatunk most az, hogy határozzuk meg x elemeit úgy, hogy az identifikált $\Psi(\)$ modell valamilyen értelemben a lehető legjobban közelítse a megfigyeléseinket, melyeket az (u, v) pár reprezentál. A $\Psi(\)$ modell x egy adott kombinációja esetén az u bemenetet/méréseket $\Psi(u(x))$ be viszi át, így kézenfekvően kínálkozik a lehetőség, hogy ezen számításainkat összehasonlítsuk méréseinkkel, v vel. Amennyiben a szóban forgó összehasonlítás nem a "szemrevételezés" - vagy egyéb szubjektív mérce - hanem egy metrika (pl.: legkisebb négyzetes hiba (LNKH), súlyozott középhiba, abszolút hiba, stb...) , akkor alkalmazható a fenti algoritmus-séma a legkisebb eltérést szolgáltató x paramétervektor meghatározására. Ha most feltesszük, hogy az LNKH szerint keressük x -et, akkor az alábbi feladat megoldásáról van szó:

$$\min_{a \leq x \leq b} f(x) = \min_{a \leq x \leq b} \sum_{i=1}^N (v_i - Y(u_i, x))^2 \quad (3)$$

A feladat tehát egy nemlineáris (többextrémumú), korlátozó feltételek melletti legkisebb négyzetes becslés.

3. Alkalmazás egy egyszerű szerkezetű, egydimenziós lineáris tározómodellre

A folyadékok áramlásával foglalkozó szakemberek előtt nem ismeretlen az alábbi, úgynevezett kaszkádszerűen összekapcsolt tározók modellje (Pintér-Szabó 1986/2) . Egy adott, egydimenziósnak tekintett folyadéktározóba (pl.: egy folyó szakasza, vagy egy elhanyagolható keresztmetszetű laza szerkezetű talajminta, ahol a folyadék légköri nyomáson áramlik) méréseink szerint $q_0(t)$ folyadék áramlik be, és $Q(t)$ ki, miközben bizonyos (változó) mennyiség tározódik. Tegyük fel, hogy a tározótér véges sok egységnyi kapacitású fiktív tározókból ($V_i(t)$) áll, melyek között $q_i(t)$ ($i=1,2,\dots,m$) folyadék halad tovább.



Tegyük még fel, hogy a kifolyás minden tározóból a tározás lineáris függvénye, vagyis valamely k valós szám esetén $q_i(t) = kV_i(t)$ ($i=1,2,\dots,m$) . Ekkor felírva a szokásos

anyag-megmaradási törvényt is:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dV_i}{dt} &= q_{i-1}(t) - q_i(t) \\ q_i(t) &= kV_i(t) \end{aligned} \right\} \quad i=1,2,3,\dots,m$$

egyenletrendszer adódik, ahol a k (tározási tényező) és m ismeretlen paraméterek.

Az egyenletrendszert a szokásos módon megoldva a

$$Q^c(t) = \int_0^t h(\tau)q(t-\tau)d\tau$$

konvolúciós integrálhoz jutunk, melynek $h(t)$ átviteli függvénye:

$$h(t) = \frac{t^{m-1} \cdot e^{-\frac{t}{k}}}{k^m \cdot \Gamma(m)}$$

ahol $\Gamma(\cdot)$ a kiterjesztett, folytonos faktoriális függvény. Amint az jól látható a modell paramétereit (k, m) nemlineárisan tartalmazza, így azok objektív alapon történő meghatározására csakis a fentebb bemutatott módszerrel történhet. Alkalmazzuk az eltérések négyzetének metrikáját a paraméterek "hibafelületének" definiálásához. Ekkor a - zavaró részletek mellőzésével - megoldandó optimalizációs feladat (3) alapján:

$$\min_{k,m} \sum_i (Q_i - Q_i^c(k,m))^2$$

Itt Q és Q^c a folytonos függvények megfelelő diszkrétizálása.

Itt jegyezzük meg, hogy a fenti példának egyik legjelentősebb gyakorlati alkalmazása a szabadfelszíni vízfolyások vízállás-vízhozam előrejelzése, melynek kidolgozásában, hazai alkalmazásának beindításában a szerző jelentős szerepet játszott. Eredményeképpen a VITUKI Országos Vízelvezető Szolgálatánál mind a mai napig a bemutatott módszerrel történik az operatív vízálláselőrejelzés.

IRODALOM

- Dixon, L.C.W.-Szegő, G.P. (eds.): Function minimization by conjugate gradients. Computer Journal 7, 1964.
- Kósa A. (szerk.): Optimumszámítási modellek. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 1997.
- Pintér J.-Szabó J.A.: Global optimization algorithms: Theory and some applications. Proc. 12 th. IFIP Conf. Modelling and Optimization (Budapest, 1985). Springer Verlag, 1986.
- Pintér J.-Szabó J.A.: Globális optimalizálási eljárások és vízgazdálkodási alkalmazásaik. Vízügyi Közlemények, LXVIII. évf. 4. füzet, 1986
- Pintér J.-Szabó J. A.-Somlyódy L.: Multiextremal optimization for calibrating water resources models. Environmental Software 1, 1986.
- Szabó J. A. :Egy globális optimalizálási eljárásosztály és alkalmazásai matematikai modellek paramétereinek meghatározására. Államvizsga dolgozat, ELTE TTK (kézirat). Budapest 1985.
- Sztrongin, R. G.: Ciszlennüje metodü v mnogoeksztrelnüh zadacsah. Nauka, Moszkva, 1978.
- Zilinskas, A.:Axiomatic Approach to statistical models and their use in multimodal optimization theory. Mathematical Programming 22, 1982.

KÉMIAI ELEMELKEDÉSÉNEK VIZSGÁLATA LÁPOKBAN FÉLVARIOGRAMOK SEGÍTSÉGÉVEL

¹Szanyi János és Braun Mihály

TARTALMI ÖSSZEFOGLALÓ

A Pocsaji-lápon mélyített fúrás mintáinak finom felbontású geokémiai eredményeit értelmeztük félvariogramok segítségével. Célunk elsősorban az egyes elemekre jellemző hatástávolságok kiszámítása volt. Bizonyos elemek esetében, melyek lognormális eloszlást mutattak, célszerű volt az adatok logaritmikus transzformációja. Ezáltal a tapasztalati félvariogram tetőértéke és a variancia egyenlővé vált, a hatástávolság egyértelműen számítható lett. Eredményeinkből megállapítható, hogy az elemek hatástávolsága 10-25 cm között mozgott. Ez alapján a lápi rendszerek geokémiai vizsgálatánál indokoltnak tartjuk az 5 cm-es (esetleg finomabb) feldolgozást.

BEVEZETÉS

A lápok fejlődéstörténeti rekonstrukciójának elkészítésekor fontos szempont a kémiai elemek eloszlásának ismerete. Azonban az üledék képződésével egy időben és azt követően lejátszódó geokémiai folyamatok megváltoztathatják az eredeti elemeloszlást. Dolgozatunkban a szín- és posztszedimentációs folyamatok elemeloszlásra gyakorolt hatását és az így elő álló elemeloszlási adatok hatástávolságát kívánjuk megadni.

Célunk megvalósításához a Pocsaji-lápot választottuk, melyről már rendelkezésünkre álltak szedimentológiai, geokémiai, izotópgeokémiai, pollenanalitikai (Sümegei et al., 1992), valamint quarter- és recens malakológiai (Sümegei-Visi, 1991) vizsgálatok. Így eredményeinket kontrollálni tudtuk.

VIZSGÁLATI MÓDSZEREK

A Pocsaj község mellett található feltöltődött meder legmélyebb pontján 2.10 m-es fúrást mélyítettünk orosz típusú mintavevővel (Aaby-Digerfeld, 1986). A magmintákat 5 cm-es részmintákra bontottuk. A mintákat 105 °C-on tömegállandóságig szárítottuk, achát mozsárban homogenizáltuk. Az elemtartalom vizsgálatokhoz 1 g mintát 40 cm³ 65% (m/m) HNO₃-val roncsolunk 3 órán át 80 °C-on. A szerves anyag maradéktalan feltárása érdekében 1 cm³ 25 % (m/m) H₂O₂-ot adtunk a mintákhoz a roncsolás befejezéseként. Az így nyert oldatot szűrés után 50 cm³ végtérfogatra hígítottuk, az elemzéseket ebből az oldatból SPECTROFLAME ICP emissziós spektrométerrel végeztük.

A statisztikai feldolgozást SPSS/PC+ 4.0, valamint EXCEL 4.0 programcsomagok felhasználásával készítettük. A tapasztalati félvariogramok kiszámításakor Clark, 1979 irányelveit tartottuk szem előtt.

¹Kossuth Lajos Tudományegyetem Ásvány-Földtani Tanszék

VIZSGÁLATI EREDMÉNYEK

Vizsgálataink körébe a következő elemeket vontuk be: Al, As, B, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, K, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, S, Se, Sr, Zn.

Első lépésként a mért adatokon elemi statisztikai számításokat végeztünk. Eszerint a Hg és a Se elemkoncentrációja kiugró értékeket tartalmazott és "szeszélyes" eloszlást mutatott. Ezeket az elemeket kihagytuk a további számításokból. (A Hg és a Se esetében a kimutatási határ közelében végzett mérés bizonytalanságot eredményezett.) A megmaradt 21 elemet két csoportba soroltuk aszerint, hogy eloszlásuk egy- vagy két-modusú volt. A két modusú eloszlást mutató elemekre nem számoltunk hatástávolságot, mivel az irodalomban talált példák (Clark, 1979; Geiger, 1985; Füst, 1990) nem voltak egyértelműek.

Korreláció számítások

A korrelációs mátrix könnyebb áttekinthetősége érdekében megszerkesztettük az elemek korrelációs profilját. Mivel 42 minta esetén majdnem mindegyik korreláció szignifikánsnak bizonyult, a profil szerkesztésekor csak a $R > 0.7$ értékeket vettük figyelembe (1. ábra).

Az elemek két jól definiálható csoportot alkotnak. Az egyikbe az Al, Mg, Ca, Sr, K, Li, Fe, Ni, Cu és Zn tartoznak. Ebbe a csoportba tartozó elemek mennyiségének változása összefüggésbe hozható a vízgyűjtő területén tapasztalt eróziós folyamatokkal. A lúp melletti magasparton bekövetkezett erdőirtást (3300 BP. év, Sümegi et al., 1992) követően fokozódott a talajerózió, így ezen elemek mennyisége helyi maximumot mutat. A második csoportba a Mn, P, S, B, Na és As tartoznak. Ezen elemek koncentrációja a legfelső üledékrétegben a legnagyobb, mely a recens élővilág aktivitásával magyarázható. A B és a Na átmenetet mutat a két csoport között.

A nyomelemek közül az Pb-, Cr-, Co-, Cd- és Mo-t nem tüntettük fel a korrelációs profilban, mivel ezen elemek nem hozhatók egyértelmű kapcsolatba egyik csoporttal sem, és elemkoncentrációjuk változása a mélység függvényében szeszélyes lefutású volt.

Trend leválasztás

Az egymodusú eloszlást mutató elemek értékeit a tapasztalati félvariogram formulájába [1] direkt beírva csak lineáris modellel közelíthető görbéket kaptunk.

$$[1] \quad \gamma(h) = \frac{1}{2n} \sum [g(x) - g(x+h)]^2$$

Ebben az esetben valamilyen trend hatása tükröződik vissza, elfedve a "tiszta" értékeket. A trend kiszámítása során exponenciális és másodfokú görbékkel sikerült a legjobb trendleválasztást elérni. A korrelációs profil értelmezésénél az elsőként említett elemcsoportnál (Al, Mg, ...) minden esetben másodfokú trendet kaptunk, ahol az X^2 -es tag rendre negatív előjellel szerepelt. Tehát az elemkoncentráció értéke kezdeti emelkedés után maximumán túljutva csökkenő tendenciát mutatott. Ez összhangban van a fent leírtakkal, miszerint antropogén hatás következtében fokozódott a talajbemosódás, így ezen elemek koncentrációja megnőtt. A szelvényben kb. 80 cm-es mélységben találjuk ennek nyomát (Sümegi et al., 1992), melyet a trend görbéje is tükröz (2. ábra).

A korrelációs profil tárgyalásánál másodiknak megjelölt elemtársaság (P, S, ...) egyformán exponenciális trendet mutatott, azaz a felszín közelében adta a legnagyobb koncentrációt, utána csökkent (3. ábra).

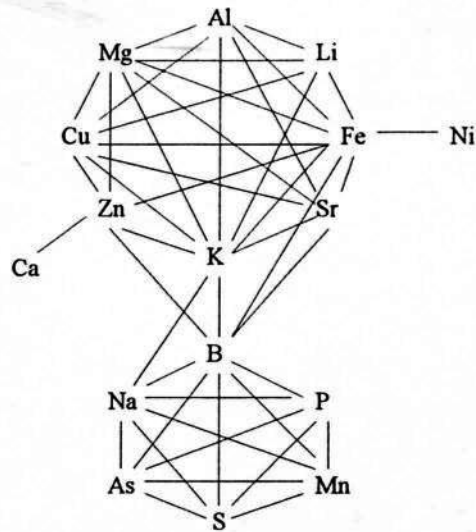
Hatástávolság számítás

A trend leválasztása után kapott elemkoncentráció értékekkel kiszámoltuk a tapasztalati félvariogramokat és autokovariancia függvényeket. Az így kapott görbéket elemenként ábrázolva - feltüntetve a varianciát is - meghatároztuk a hatástávolságokat. A félvariogramok lefutásában a két elemcsoportot tekintve (Al, Mg, ... illetve Mn, P, ...) nem volt lényegi különbség. A görbék legjobb közelítését a szférikus modell adta. Azonban a görbékből leolvasható periodicitásban eltérés mutatkozott a két elemcsoport között. Az első csoportba tartozó elemeknél a periódus 70-80 cm közöttinek adódott, amit a lúp több ütemű fejlődése jól magyaráz (4. és 5. ábra). A második elemcsoport esetében ez az érték kb. 110 cm volt (6. ábra). Figyelembe véve, hogy a fúrás mélysége nem érte el ennek a periódusnak a kétszeresét sem, és közvetett okot nem találtunk, nem törekedtünk a magyarázatra. A két csoportnál mutatkozó periódus különbséget befolyásolhatta az is, hogy a levont trendek eltérőek voltak. A legkisebb hatástávolságot, 10 cm-t, a mangánnál számoltuk, míg a legnagyobbat, 25 cm-t, a káliumnál. Mindkét említett elemcsoport között előfordultak a 10-25 cm-es intervallum szélsőértékeihez közeli értékek. Azonban a második csoportba tartozó elemek közül a P, S, As és Mn tapasztalati félvariogramja a varianciánál kisebb értéken vette fel tetőértékét (6. ábra). A hatástávolságot csak az autokovariancia függvény segítségével tudtuk meghatározni. Clark (1979) szerint az, hogy a tapasztalati félvariogram a variancia elérése előtt állandósul, a lognormális eloszlást mutató adathalmazokra jellemző. Mivel ezen elemek is lognormális eloszlást mutattak, kísérlet képpen a foszfor elemkoncentráció értékein $\log(X+1)$ transzformációt végeztünk. Ezután ismét végig futtatva a procedúrán a tapasztalati félvariogram tetőértéke és a variancia megegyezett (7. ábra).

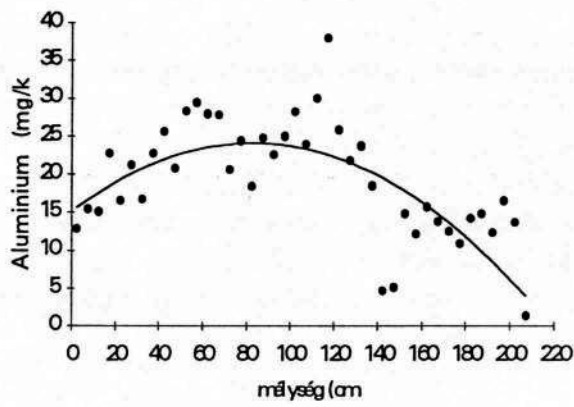
KONKLÚZIÓ

Félvariogramok segítségével meghatároztuk a mintaterületen vizsgált elemek hatástávolságát. Ez az érték 10-25 cm között változott. Mivel adataink egyetlen fúrás feldolgozásából származnak, ezért messzemenő következtetéseket nem tehetünk. Azonban ezek az eredmények is rávilágítanak a lúp kutatás egyik sarkalatos pontjára, a mintavételezésre.

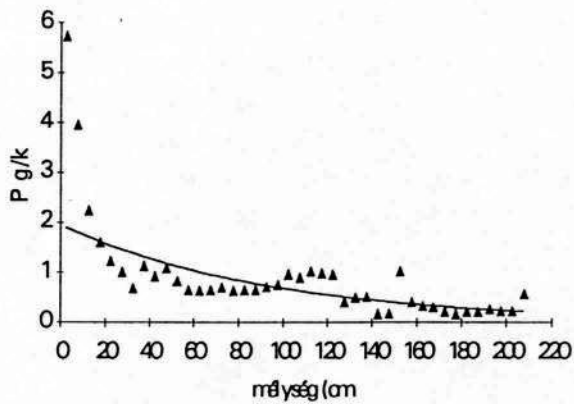
A magyarországi lápi üledékek jellege, más mint az északi területeké. Vastag, több méteres tőzegrétegek nem, vagy csak igen ritkán fordulnak elő. Az üledék sok esetben pollensteril, és az izeltlábú fossziliák is hiányoznak. A paleoökológiai kutatások elsősorban a különböző Mollusca fajok vizsgálatára és geokémiai elemzésekre támaszkodnak. A hazai gyakorlatban a mintavételhez általában spirálfúrókat, fenékfúrókat és kanalasfúrókat használnak. Ezek egy részt keverik és elkenik az üledéket, másrészt 10-20 cm-nél finomabb felbontást nem tesznek lehetővé. Ez pedig éppen az általunk vizsgált elemek hatástávolságának határán van. Tehát finomrétegtani vizsgálatok elvégzéséhez az említett fúró típusok nem ajánlhatók.



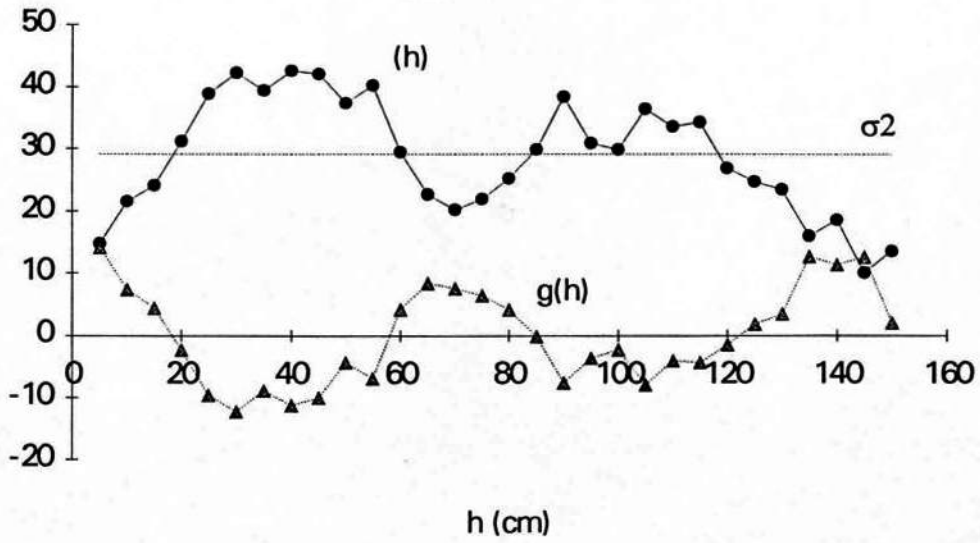
1. ábra. Korrelációs profil



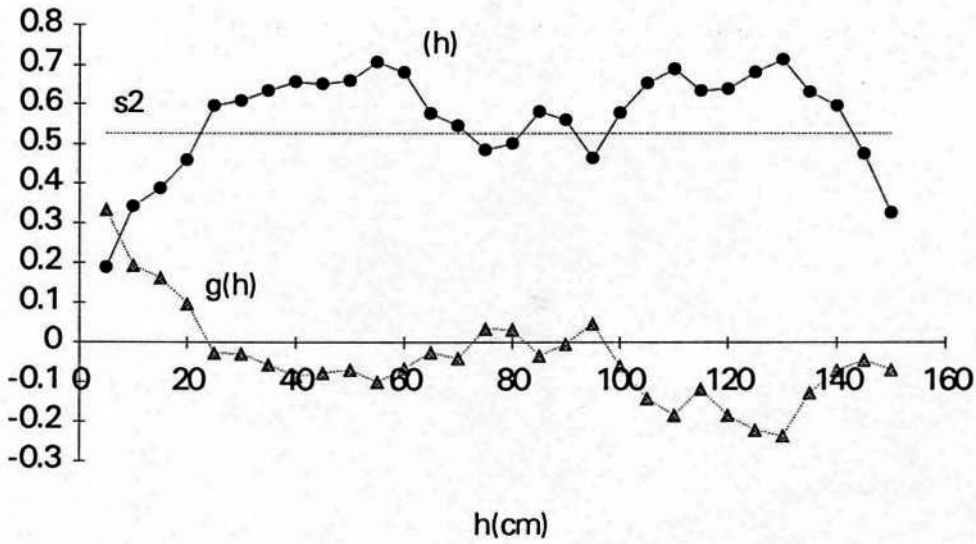
2. ábra. A másodfokú trenddel jellemezhető elemek szemléltetése az alumínium példáján



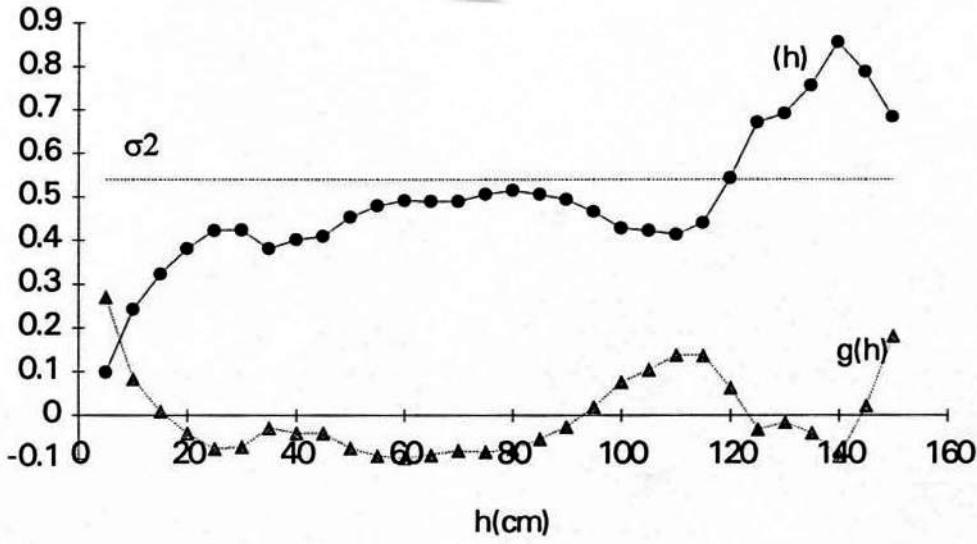
3. ábra. Az exponenciális trenddel jellemzett elemek szemléltetése a foszfor példáján



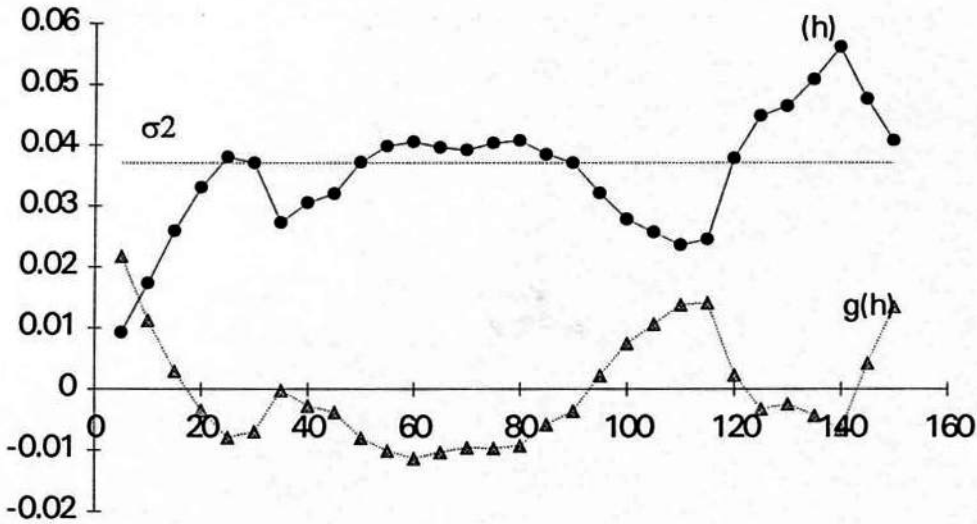
4. ábra. Az alumínium félvariogramja, autokovariancia függvénye és varianciája. A hatástávolság 19 cm



5. ábra. A kálium tapasztalati félvariogramja, autokovariancia függvénye és varianciája. A hatástávolság 25 cm



6. ábra. A foszfor tapasztalati félvariogramja, autokovariancia függvénye és varianciája. az eredeti adatok alapján



7. ábra. A foszfor tapasztalati félvariogramja, autokovariancia függvénye és varianciája. a logtranszformált adatok alapján

IRODALOM

- Aaby, B.-Digerfeld, G. 1986: Sampling techniques for lakes and bogs. In: Handbook of Holocene paleoecology and paleohydrology. (Ed. Berglund, B.E.), pp. 181-194.
- Clark, I. 1979: Practical geostatistics. Applied Sci. Publ. London-New Jersey. p. 129.
- Füst A. 1990: Geostatisztika. Kézirat. Budapest. pp. 134-154.
- Geiger J. 1985: A geostatisztika elvei. NKF Ásványvagyongazdálkodási Főosztály által szervezett tanfolyam előadásai. Szeged. p41.
- Sümei P.-Braun M.-Hertelendi E.-Félegyházi E.-Vissi E.-Szabó E.-Tóth A.-Szöör Gy. 1992: Paleocological studies on the Pocsaj Fen. Környezetvédelmi, Hal és Vadgazdálkodási Konferencia Kiadványa. (Megjelenés alatt)
- Sümei P.-Vissi E. 1991: A Pocsaji-láp kialakulása és fejlődéstörténete. Calandrella V/2. Debrecen. pp. 15-28

EGY SZÉNHIIDROGÉN MEZŐ TELEPADATAINAK GEOSTATISZTIKAI FELDOLGOZÁSA ÉS FÖLDTANI KOCKÁZATRA VONATKOZÓ ELEMZÉSE

¹Unger Zoltán

A GKV és USGS szakemberei által a Békési medencében végzett közös kutatási program egyik eredménye az említett medence feltöltődési modellje.

Az 1. ábra, a szeizmikus mérések kiértékelése alapján azonosított progradációs deltákat mutatja. Látható, hogy a Szarvasi kutatási területen a 3NW jelű delta rendszer fejlődött ki, amelynek üledékbehordása ÉNY-i irányból történt.

A 2. ábrán ezt a progradáló delta front kiépülést láthatjuk, időmélység értékek valamint üledék-behordási csatornák feltüntetésével. A területen a jelentős szénhidrogén tároló homokkötetek az Algyői- és a Szolnok formációban található. Ezen CH telepes összlet paramétereinek térbeli változékonyságát a geostatistika alapfüggvényével vizsgáltam.

A félvariogram vizsgálatot először a telepes összlet tető- és talpadataira végeztem el. Az összletalp iránymenti félvariogramok kiszámításával, meghatároztam az összletalp hatásterület ellipsziséjét és minden egyes félvariogram hatástávolsága az ellipszisére esik. Összevetve a hatásterületi ellipszis tengelyirányitottságát a terület tektonikai térképével, egyezés észlelhető az oldal-eltolódásos tektonikára jellemző másodlagos - Riedel - töréseinek fő irányával (4. ábra). Az 5. ábra a terület egy szerkezetföldtani metszetét, amelyen a főbb tektonikai elemeket és a telepes összletet is feltüntettem. További félvariogram vizsgálatokat a **vastagság és effektív vastagság** paraméterre végeztem (6. ábra). A hatástávolságok lényegesen nem változtak a származtatással, de a félvariogram küszöbszintje negyedére csökkent.

A hatásterületi ellipsziseket vizsgálva (7. ábra) megállapítható, hogy a származtatással Ny-i irányba fordult el az ellipszis. Így került az ellipszis kistengelye párhuzamos irányba az üledék-behordási főiránnyal.

Ennek geológiai magyarázata a következő (8. ábra): Összevetve az effektív vastagság hatásterületi ellipsziséjét az előbb bemutatott 3NW delta progradációs térképpel szembevetve az egyezés a homokkötetek térbeli kifejlődésével.

Sajnálatos, hogy az irányfüggetlen félvariogramból számított kör területe több mint 20%-al kisebb a hatásterület ellipsziséjénél, ennek ellenére az ellipszis tengelyirányitottsága felhasználható. Látható, hogy az üledékbehordással párhuzamosan az effektív vastagság változékonyság, mint az erre merőleges irányban.

Folytattam a vizsgálatot az **effektív porozitás** félvariogram számításával. A félvariogram hatástávolsága megegyezik az **effektív vastagság** hatástávolságával.

Az effektív porozitás és effektív vizeletettségi paraméterek között a regressziós vizsgálatok lineáris közelítéssel negatív iránytangensű korrelációt mutatnak ($K=0.8$ -as korrelációs együtthatóval). Ez látható a 9. ábra gyakorisági térisztogramján az oszlopok átló menti csoportosulásában. Ennek jelentőségére később a paraméter becsléseknél visszatérek.

A paraméterek vizsgálatához földtani kockázati mérőszámok számítása is hozzátartozik. Valamely döntés során, a vártnál kisebb vagy nagyobb paraméterérték bekövetkezési valószínűsége meghatározó.

Mielőtt a kockázati fogalmakra rátérnék egy érdekes törvényre hívnám fel a tisztelt hallgatóság figyelmét:

¹Magyar Bányászati Hivatal

- A Gumperson törvény kimondja, hogy " Egy esemény előfordulásának valószínűsége fordítottan arányos bekövetkezésének kívánatosságával " (Murphy törvénykönyve).

Tehát a döntési kockázat mérőszáma:

$$K = \frac{p_v}{p_{ny}} = \frac{p_v}{1 - p_v}$$

amint a 10. ábrán is látható, a veszteség és a nyereség bekövetkezési valószínűségének hányadosa. Ha önkényesen felvesszünk K értékhatárokat, amint az ábrán is látható, különböző, különféle, döntésekről vagy becslésekről beszélünk. Ezt a kockázati számítást alkalmaztam, melyeken belül, az ismert paraméterek következő földtani kockázati vizsgálatát végeztem el:

- - átlagértékek kockázata,
- - szórások kockázata,
- - entrópiák kockázata,
- - regressziók kockázata.

Jelen előadásban csupán az átlagértékek kockázatára térek ki. Ha a számított átlagértéknél kisebbet használunk, közepesen kockázatos, vagy óvatos becsléseket végzünk. Ezek közül kivételt képez a vitzelítettség átlagértékének kockázata, ugyanis számunkra a kisebb érték bekövetkezése a kedvező esemény, tehát a függvényünk csökkenő jellegű. Figyelemre méltó eredményeket kaptam a vastagság illetve effektív vastagság esetében.

A telepes összlet effektív-vastagság átlagértékének kockázati számítása megmutatta, hogy 76.67 m-nél csupán 1,5 m-rel nagyobb érték figyelembevétele már túlzottan kockázatos és ugyanennyivel kisebb érték csak közepesen kockázatos állítás.

Érdekességként említem, hogy a telepes összletből egy adott, jól megkutatott homokkőtest esetében a vastagság átlagértéke 9,62 m és csupán 7 cm-el nagyobb vastagsági érték már a hazardírozás kategóriájába sodorja állításainkat. Ebben az esetben, ha csak 9 m-es vastagsággal számolunk, akkor a kockázati tényező $K=0,4$ és így a becslésünk óvatos (11.ábra).

Figyelemre méltó még, hogy az effektív paraméterekből származtatott effektív izovol kockázati tényezője a legérzékenyebb bármely paraméterérték változására.

Végül, a kockázati számítások alapján megállapítható, hogy a származtatott paraméter használata jelentősen csökkenti az állítások kockázati tényezőjét, szemben a "nyers" paraméter által hordozott kockázattal.

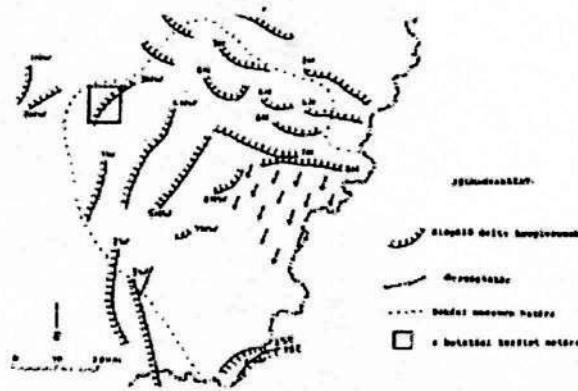
Tetszőleges helyre, a készletszámítási paraméterek és az ásványvagyon mennyiség várható értékének meghatározására számos becslési eljárás ismeretes. A telepes összlet paraméter értékeinek becslésére, az előbbi eredmények ismeretében a krigelési eljárást használtam és térképeket szerkesztettem. Ezen térképek közül az effektív-porozitás paraméter térkép jelentőségére hívom fel a figyelmet (12.ábra). Ugyanis a telepkontúrokon DK-i irányba túlterjednek a **16-17-os szintvonalak**. A többi paramétertérkép esetében a peremi területrészek felé, az izovonalak lefutása csökkenő tendenciájú. A regressziós vizsgálatok kapcsolatot mutattak ki az effektív-porozitás és effektív-vitzelítettség között, amely az említett irányban, a telepes összlet kisebb vitzelítettségét jelenti.

A térségről kiadott MOL RT GKE-231-es számú szeizmikus méréseket kiértékelő jelentése ugyanezt a területet javasolta mélyfúrással való megkutatásra, jelentős CH készletet remélve (13. ábra).

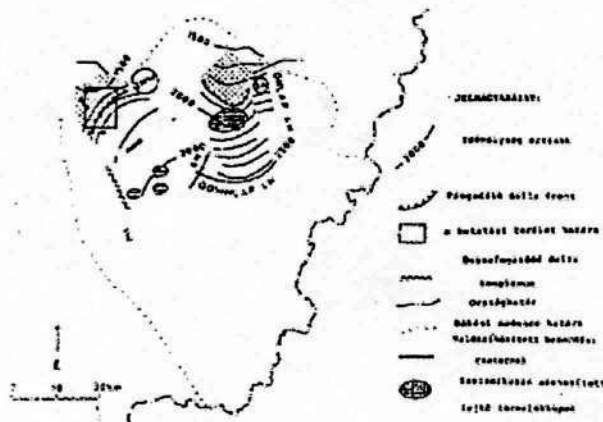
Összegzésként elmondható, hogy a készletszámítási paraméterek telepen belüli és a peremi területeken történő tanulmányozása, valamint a földtani kockázatra vonatkozó elemzése alapja lehet a gazdasági kockázat számításnak.

Köszönetnyilvánítás

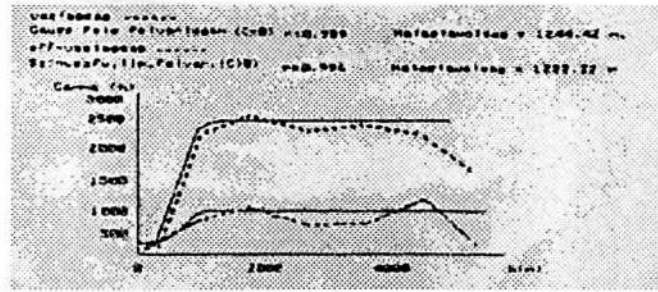
Ezúton köszönetemet szeretném kifejezni Molnár Károly úrnak, a MOL RT GKE vezérigazgatójának, valamint Pogácsás György kutatási igazgatóhelyettesnek a dolgozatban felhasznált szeizmikus szakirodalom igénybevételének és az eredmények közlésének engedélyezéséért. Köszönettel tartozom Füst Antal úrnak, aki szakértelmével és segítőkészségével szakmailag és erkölcsileg egyaránt támogatott.



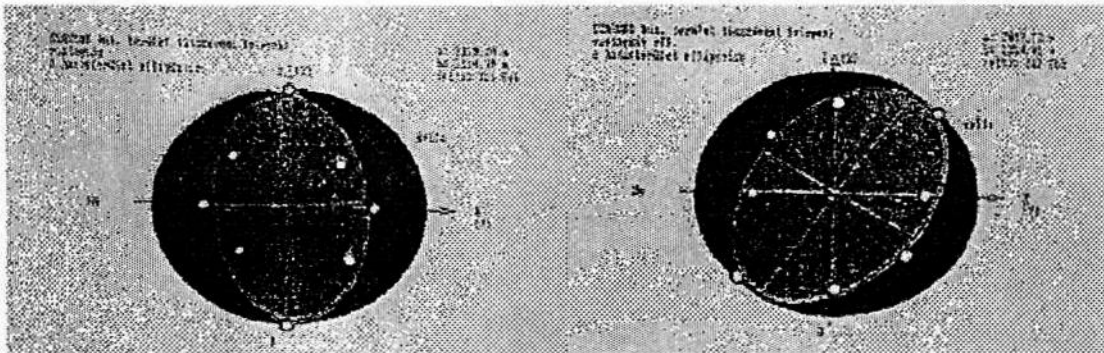
1.ábra: A kutatási terület helyzete a Békési medence feltöltődési modell térképén (Mattick, R. et al 1987)



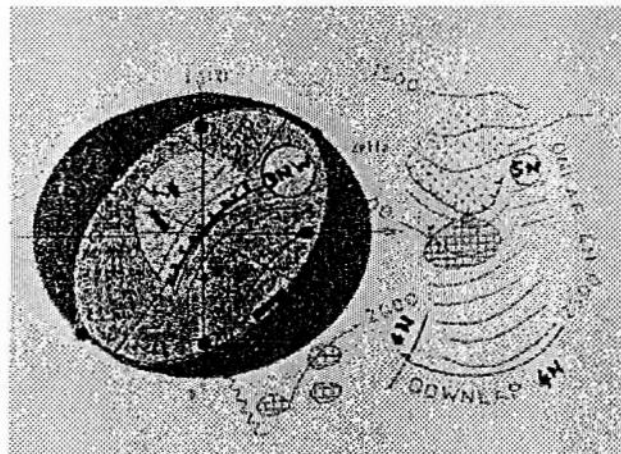
2.ábra: A kutatási területen kiépülő 3NW delta rendszer a medence feltöltődés egy adott pillanatában (Mattick, R. et al 1987)



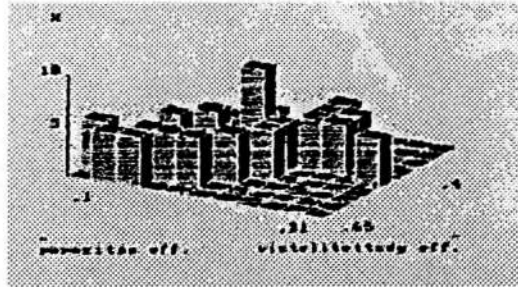
6.ábra: A telepes öszzlet vastagság és effektív vastagság félvariogramjai



7.ábra: Hatásterület ellipszisek a Szarvas kutatási területen



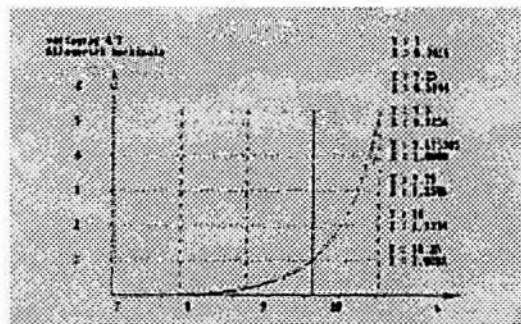
8.ábra: A területen kiépülő 3NW delta és az effektív vastagság hatásterület ellipszise egymáshoz viszonyított helyzete



9.ábra: A telepes összlet effektív vitalteltség és effektív porozitás eloszlásának térhizstogramja

Ha $k = 0.0 - 0.2$ pesszimista
 0.2 - 0.4 óvatos,
 0.4 - 0.7 közepesen kockázatos,
 0.7 - 1.0 kockázatos,
 1.0 - 1.2 erősen kockázatos,
 1.2 - túlzottan kockázatos (hazárd)

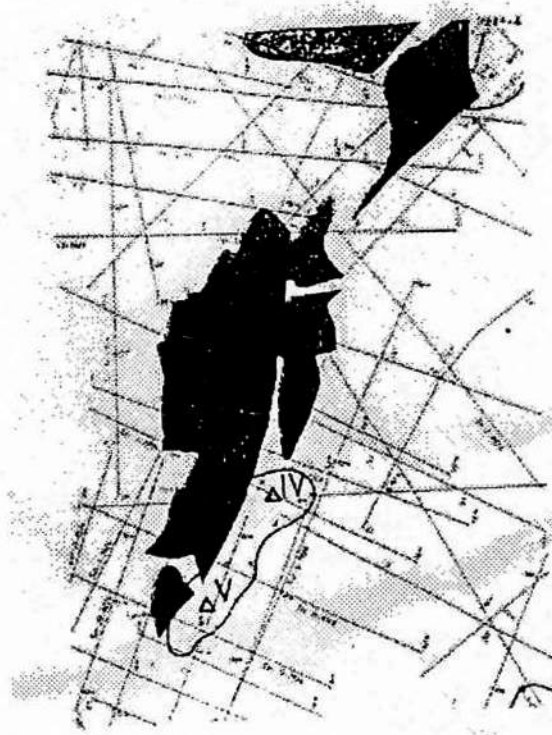
10. ábra: A döntési kockázat kategóriái



11.ábra: A Pl-4/2-es homokkőcsoport vastagság átlagértékeinek kockázata



12.ábra: Az effektív porozitás térképe a telepkontúrokon túlterjedő 16-17%-os izovonalakkal



13.ábra: A szeizmikus mérések kiértékelése után mélyfúrásra javasolt CH perspektivikus terület (GKV, 1991)

IRODALOM

1. Agterberg, F.P., 1974.: Geomathematics. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, London, New-York.
2. Baksa, CS. - Bárdossy, A. - Bárdossy, Gy. - Fodor, B. - Lengyel Vné. - Virágh, K. - Zsiday, G.B. 1983.: A geostatistika alapfogalmai. Budapest
3. David, M., 1977.: Geostatistical Ore Reserve Estimation. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Oxford, New-York.
4. Füst, A., 1990.: Geostatistika, Kézirat. Budapest.
5. GKV, 1991.: J. 231. számú jelentés Szarvas-Endrőd-Dévaványa kutatási terület szeizmosztratográfiai és szénhidrogénföldtani értelmezésről, és a rejtett típusú csapdalehetőségek térképezésének eredményeiről. GKV adattára.
6. Guarascio, M. et. al. (eds.), 1976.: Advanced Geostatics in the Mining Industry. D. Riedel Publishing Company, Dordrecht-Holland/Boston-USA:
7. Journel, A.G.-Huijbregts, Ch.J., 1978.: Mining Geostatistics. Academic Press, London, New-York, San-Francisco.
8. Marshal, D., 1987.: Statistics for Geoscientists. Pergamon Press, Oxford, New-York, Beijing, Frankfurt, Sao Paulo, Sydney, Tokyo, Toronto.
9. Matheron, G., 1965.: Les Variables Regionalisées et leur Estimation. Masson ad cie, Editerurs, Paris.
10. Mattick, R., Rumpler, J., Újfalusy A., Szanyi B., Nagy, I., 1987.: Seismic Stratigraphy of the Békés Basin - Southeast Hungary, GKV adattára.
11. OKGT. NKV, 1988.: Szarvas (Endrőd-II.) lehatároló kutatási fázisú földtani zárójelentése (1988. áprilisi állapot). GKV adattára.