

Szekvenciális gaussi szimuláció az övzátonytestek kisléptékű heterogenitásának modellezésében

*Sequential Gaussian simulation
in the modelling of small-scale heterogeneity of point bars*

GEIGER János¹

(17 ábra)

Tárgyszavak: övzátony, szekvenciális gaussi szimuláció, krigelés, konfidencia felület
Keywords: point bar, sequential Gaussian simulation, kriging, probability interval

Abstract

The possibility of carrying out of sequential Gaussian simulation with respect to the traditional interpretation of a sedimentary rock body has been demonstrated in the analysis of the Holocene and a Pannonian (s.l.) point bars. In this approach, the Holocene rock body served as the basis for the interpretation of the result attained for the Pannonian (s.l.) rock body.

According to the detailed variography, the lateral anisotropy of the groundwater level data coincides with the depositional strikes of the accretion surfaces of the recent point bar. On the nested variogram model the largest range may be derived from the size of the point bar, while the medium one may be worked out from the strike of the meander belt, and the smallest one reflects the small scale heterogeneity of the deposits that have built up on Holocene point bar under consideration. Due to the result of the E-type estimation of 100 stochastic realizations, a very detailed surface is evident and this is in harmony with the small-scale sedimentological characters of the sedimentary rock body.

In the case of Pannonian point bar, the channel system and the geometry of the point bar identified by well-log response analysis appear in the results of sequential Gaussian simulation of log-porosity data. The interpretation of the largest and smallest range could be done on the basis of the interpretation of the Holocene point bar. The lateral uncertainties of the map as well as the surfaces of the upper and lower limits of the probability interval of porosity were derived from 100 stochastic realizations.

Összefoglalás

A feldolgozás egyik lényeges eredménye annak megállapítása, hogy a krigelés a regionális tendenciák hangsúlyozásával nem alkalmas a kis léptékű (üledékes szöveti-szerkezeti okokra visszavezethető) heterogenitás megjelenítésére.

A szedimentológiai folyamatok olyan tulajdonságokkal jellemezhetők, amelyek a mérési hely végtelen kicsiny sugarú környezetében valószínűségi változók. Ugyanakkor – a kiterjeszhetőség értelmezése alapján – megadható (nem feltétlenül egy) olyan térben értelmezett függvény, amely ezeket a valószínűségi változókat összekapcsolja. E tény ad lehetőséget arra, hogy kiterjesztésük (térfépezésük) módszertanába bekerülhessen a szekvenciális gaussi szimuláció. Ennek megoldási, értelmezési módszerét két példa szemlélteti. Az első egy recens övzátonyban a talajvízszint statikus szimulációját, a második az Algyói-delta egyik legfelső, jellegzetes deltasík köztettésében egy pannóniai övzátony porozitás-szimulációját mutatja be.

A variográfiai előkészítés után a krigelt talajvízszint geometriai anizotrópiája jó kapcsolatot mutat a vizsgált övzátony akkréciós felületeinek csapásával. A három szerkezetből álló összetett variogramokon a legnagyobb hatástávolság az övzátony méretéből, a közepes a folyókanyarulat csapásirányából, a legkisebb pedig – valószínűleg – a talajvízszintet tartalmazó üledék(ek) szedimentológiai heterogenitásából származtatható. A szimuláció eredményeképpen a 100 realizációból szerkesztett várható érték

¹SZTE Földtani és Őslénytani Tanszék, H-6721, Szeged, Egyetem u. 2.
E-mail: matska@geo.u-szeged.hu

típusú becslés igen részletgazdag felületet eredményezett, amely az üledéktest kisléptékű szedimentológiai jellegzetességeivel jó összhangban van.

A pannóniai (s.l.) kőzettestben a karotázs szelvényalak alapján valószínűsíthető mederrendszer és egy kapcsolódó övzátóny geometriáját lehetett megjeleníteni a porozitás szkevenciális gaussi sztochasztikus szimulációjával. A folytonosság fő és mellékirányainak értelmezése a recens zátonytest tapasztalatai alapján volt lehetséges. A pannóniai (s.l.) kőzettest porozitás leképezésének területi bizonytalanságát éppúgy, mint a porozitás gridpontonkénti várható értéke felületének konfidencia felületeit a 100 sztochasztikus realizációból lehetett levezetni.

Bevezetés

A szedimentológiai vizsgálatok megfelelő értékelésének alapvető feltétele a vizsgálat léptékének tisztázása: a mikroszedimentológia „anyag-, szemcse- és szövet-központú” elemzési ág; a makroszedimentológiát rendszerint a szedimentpetrográfiaival társítják, míg a megaszedimentológia a „...az üledékes petrológia komplex módszereinek medenceméretű ...alkalmazása” (BALOGH 1991).

A fenti léptékek mindegyikéhez hozzárendelhető a tulajdonságok nagyvonalú horizontális és vertikális kiterjeszhetősége, vagyis megadható az a távolság, amelyen belül a szóban forgó jelenség minden megnyilvánulása egy korábbi állapottól következik.

A fenti megfontolásokhoz még fogadjuk el tényként, hogy bármely szedimentológiai folyamat mérési eredménye (a vizsgálat léptékétől függetlenül) valószínűségi változó is a mérési hely végtelen kicsiny sugarú környezetében. Ezt tekintjük abból következőnek, hogy bármely X tulajdonság mérése esetén és bármely A szám mellett az $(X < A)$ eseményhez matematikai értelemben vett valószínűség rendelhető.

Ezeket az elvi megfontolásokat a geostatisztika nyelvén a következőképpen fogalmazhatjuk meg:

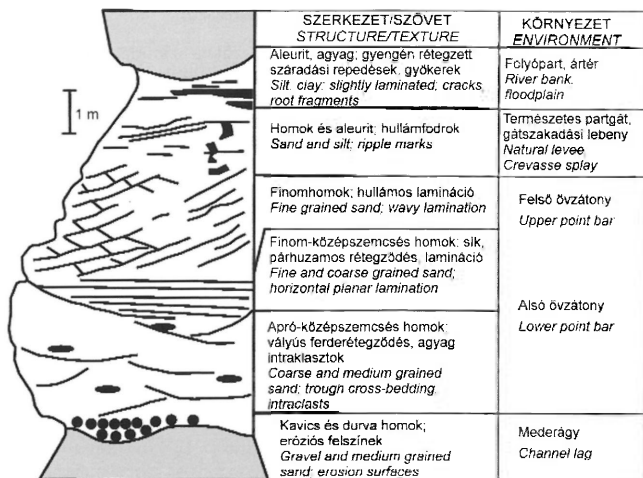
(1) Minden szedimentológiai jelenség a mintázott térfogategységtől függően három heterogenitási szinten vizsgálható: mikro-, makro- és megaléptékben.

(2) Ezen heterogenitási szintek jellemző hatástávolságának nagyságrendje (vagyis kiterjeszhetősége) a vizsgált térfogategység (geostatisztikai nyelven „support”) által meghatározott.

(3) A szedimentológiai folyamatok olyan tulajdonságokkal jellemezhetők, amelyek a mérési hely végtelen kicsiny sugarú környezetében valószínűségi változók. Ugyanakkor – a kiterjeszhetőség értelmezése alapján – megadható (nem feltétlenül egy) olyan térben értelmezett függvény, amely ezeket a valószínűségi változókat összekapcsolja.

A (3) pontnak megfelelő ilyen tulajdonságokat a geostatisztika regionalizált változónak nevezi.

Nézzünk egy folyóvízi övzátónytestet. Az övzátóny idealizált geológiai metszetében genetikailag négy nagy egységet különböztetnek meg: (1) a mederágy üledékei, (2) a tulajdonképpeni övzátónysorozat, (3) a természetes partgát és (4) az ártéri sorozat (1. ábra). Maga az övzátónytest üledékszerkezete és szövete alapján alsó és felső övzátónytestre tagolható (1. ábra). A Walther-féle „fácies-elv” értelmében az 1. ábrán bemutatott függőleges heterogenitás laterálisan is befolyásolni fogja mind a szöveti, mind a kőzetfizikai tulajdonságok térbeli értékeit. Arra, hogy



1. ábra. Egy övzátony idealizált metszete (READING 1986 nyomán)

Fig. 1 Idealized cross-section of a point-bar (after READING 1986)

ez a változás mekkora léptékű lehet, az 1. ábra genetikai egységei üledékszerkezeti tartalmának vízszintes irányú kiterjesztése adhat választ. Ez a jelenkori képződmények sedimentológiai vizsgálata alapján néhány métertől néhányszor 10 (esetleg 100) méterig terjedhet (PRYOR 1973; ALLEN 1965; MIAL 1996).

A recens övzátonyok földradarral való vizsgálata (BRUNNER et al. 2001) kimutatta, hogy bennük a laterális akkréciós felületek egyben jól azonosítható fizikai határfelületek is. Ezek a vizsgálatok olyan szöveti változásokra világítottak rá, amelyek változékonysági léptéke néhány száz métertől néhány kilométerig terjedhet, az övzátony méretétől függően.

Összefoglalva: az övzátonytestekben a sedimentológiai jellegzetességek laterális változékonysága kétféle léptékben nyilvánul meg (1) néhány métertől néhány száz méteres léptékben és (2) néhány száz métertől néhány kilométerig terjedő léptékben. Az (1) változékonysági szint elemi egysége az üledékszerkezeti jegy nagysága, míg a (2) szint elemi egysége a medereltolódások során kialakult akkréciós felszín.

Ezzel a fenti példában adottnak tekintjük az övzátony sedimentológiai rendszerének azon két léptékét, amelyek heterogenitását elvárhatóan vissza kell adnia minden, az adott közettest bármely sedimentológiai jellegzetességével foglalkozó munkának.

A szekvenciális gaussi szimuláció

Vegyünk egy $z(u)$ regionalizált változót. Sztochasztikus szimulációnak nevezzük azt az eljárást, amelyben felépítjük a $z(u)$ térbeli eloszlásának alternatív, de egyenlően valószínű, nagy felbontású modelljeit (DEUTSCH & JOURNEL 1998). Az egyes – általában grid formájában adott – realizációkat sztochasztikus képeknek nevezzük. A szimulációt „feltételesnek” mondjuk, ha a realizációk megtartják az eredeti, mért adatokat minden egyes pontban (SRIVASTAVA 1994). A $z(u)$ változó lehet nominális, pl. bizonyos kőzet jelenléte vagy hiánya, vagy lehet folytonos, mint pl. talajvízszint, porozitás, szivárgási tényező stb.

A szimuláció CARR & MYERS (1985) szerint két lényeges tényben különbözik mind a krigeléstől, mind bármely interpolációs algoritmustól:

(1) A legtöbb interpolációs algoritmus célja az egyes mintázatlan $z(u)$ értékek legjobb lokális $z^*(u)$ becslését megadni tekintet nélkül a $z^*(u)$ becslések térbeli statisztikájára. A szimuláció során a lokális pontosságnál nagyobb fontosságú a létrejövő globális jellegzetesség (szövet) és a szimulált $z'(u)$ értékek statisztikája.

(2) A helyi adatok és feltételes statisztikák adott halmazára nézve a krigelést olyan interpolációs algoritmusként használják, amely által adott egyszerű numerikus modell bizonyos lokális pontosság értelmében a legjobb. Ugyanakkor a szimuláció sok alternatív modellt kínál, amelyek mindegyike bizonyos globális értelemben a valóság „legjobb” megjelenítése. Az alternatív modellek vagy realizációk közötti különbség az együttes térbeli bizonytalanságot jeleníti meg sőt, egyben lehetőséget is ad annak mérésére.

A gaussi típusú szimulációk a bemenő (input) adatok kovariancia modelljét adják vissza az egyes realizációkban. Pontosan emiatt alkalmasak „nagy” térbeli folytonosságú tulajdonságok modellezésére (ilyen pl. a törmelékes üledékek porozitása, vagy éppen a talajvízszint).

Tekintsük nagyon nagy N -re az N db Z_i valószínűségi változó együttes eloszlását. Azaz, a bevezetőben mondottak szerint, vegyük az összes rendelkezésünkre álló adatpontban mért értéket (a geostatistika szerint, ahány adatpont, annyi valószínűségi változó) és tekintsük ennek az N darab valószínűségi változónak az összes típusú n adat halmazára vonatkozó [jelölése $|n$] kondicionálását. A megfelelő N -változós feltételes eloszlásfüggvény az alábbi:

$$F_{(N)}(z_1, \dots, z_n | n) = P\{Z_i \leq z_i, i=1, \dots, N | n\}$$

A geostatistika elvei szerint, ha a talajvízszintet regionalizált változónak tekintjük, akkor ez az egyes adatpontokban valószínűségi változó. Ebből következően az adatponti érték nem más, mint az adatpontban létező valószínűségi változó egy véletlenszerű értéke. Feltételezhető, hogy – amennyiben a vizsgált folyamat a területen homogén – az egyes adatpontok körüli eloszlás típusa megegyezik a teljes terület feletti eloszlás típusával. Ha a mért adatokra elvégzünk egy normál értékranszformációt, akkor ezt a „közös” eloszlást már meg is lehet jelölni. Mint ismert, a normál eloszlást első és második momentuma (várható értéke és szórása) teljesen meghatározza. Ezt a tényt alkalmazza a szekvenciális szimuláció az egyes gridpontok körüli eloszlások meghatározásában. A megoldás menete a követ-

kező (CARR & MYERS 1985; JOURNAL 1993; SRIVASTAVA 1994; DEUTSCH & JOURNAL 1998):

(1) Végezzük el az adatok normál érték átalakítását. Ezzel a lépéssel a vizsgált tulajdonság stacionaritását biztosítjuk az adott terület felett.

(2) Illesszünk az adatpontokra egy szabályos grid hálót.

(3) Válasszunk ki egy gridpontot és krigeléssel becsülünk ide értéket a környező adatpontok alapján. A becslés értéke a megcélzott (grid) pontbeli becslések várható értéke lesz. Ennek stabilitását a krigelési szórás mutatja.

(4) A kiválasztott (grid) pont körül a várható érték és szórás, valamint az eloszlás normalitásának ismerete alapján megadhatjuk az ide becsülhető értékek helyi eloszlását. Természetesen ki is választhatunk egy véletlenszerű értéket ebből az eloszlásból, amelyet hozzárendelünk a becslésre kijelölt gridponthoz.

(5) Ezt a véletlenszerű értéket tegyük most a rendelkezésre álló adatpontok közé, és ezzel a kibővített adathalmazzal adjunk becslést a következő gridpontra. Itt ismét felépítjük a pont körüli valószínűség eloszlást a krigelés várható értéke és szórása alapján. Ezután, egy ebből az eloszlásból véletlenszerűen kiválasztott értékkel – amelyet a grid-pontbeli értéknek tekintünk – ismét bővítjük a rendelkezésre álló adatokat.

(6) A (3)–(6) pontok eljárásait megismételjük minden egyes gridpont számításakor. Az összes gridpont becslésének előállítását követően egy kontúrozható, vagy pixelekként megjeleníthető realizációt kapunk.

(7) A gridpontok bejárásirányát megváltoztatva, majd a (3)–(6) lépéseket megismételve egy újabb realizációt kapunk.

(8) A normálértékeknek visszaalakításával az eredeti adatdimenzióban kapjuk meg az eredményeket.

A grid rendszer bejárását éppúgy, mint az eloszlásokból való választás szabályát, egy véletlenszám generátor értékétől tehetjük függővé. Ez egyben biztosítja, hogy az egyes realizációk egyenlően valószínűek legyenek.

Az eredmények értelmezése

A fentiekben vázolt algoritmus lényegében a megismerés folyamatát modellezi, hiszen minden egyes gridpont számolása a korábbi eredmények ismeretében történik. Emiatt az egyes realizációk a valóság „ilyen is lehet” megjelenítését adják. Ez a szemlélet teljesen megfelel annak a ténynek, hogy a kontúrtérkép csak a választott algoritmus rögzítése után egyértelmű (BROOKER 1979).

A realizációk sorozatának várható értéke az a legjellemzőbb térbeli eloszlás lesz, amely a kisléptékű heterogenitást a leginkább megjeleníti. Az egyes realizációk különbsége a vizsgált tulajdonság térbeli leképezhetőségének bizonytalanságát fejezi ki.

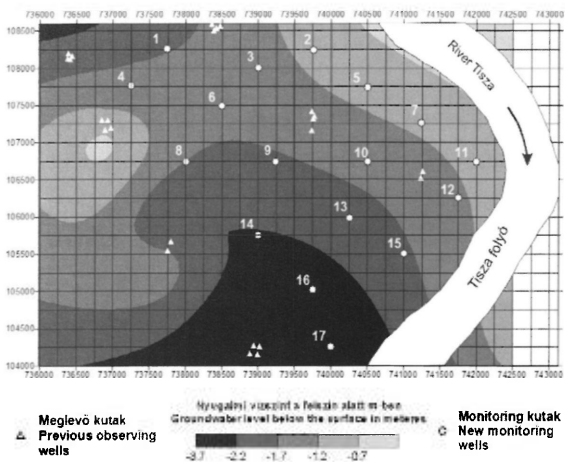
Fontos szem előtt tartani, hogy ez a bizonytalanság teljesen független attól, hogy milyen „pontos” az egyes megfigyelési pontokban a vizsgált tulajdonság meghatározása/mérése. Valójában ez a bizonytalanság attól függ, hogy a tulajdonság heterogenitásának kisléptékű változásokra képes „része” mennyire homogén az adott területen, és hogy ezt a homogenitást (vagy heterogenitást) mennyire lehet leképezni/megjeleníteni a rendelkezésre álló mérési pontok geometriai rendszerével.

A fenti megfontolásokat két példa szemlélteti. Az első egy recens övzátonyban a talajvízszint szimulációját, a második az Algyői-delta egyik legfelső jellegzetes deltasík kőzettestében, egy „fosszilis” övzátony porozításának szimulációját mutatja be.

Recens övzátonyban a talajvízszint sztochasztikus szimulációja

A talajvíz szintjét általános esetben a hidrológiai elemek, ezen belül a csapadék mennyisége (ennek éves és sokéves eloszlása), a beszivárgás és párolgás (evaporáció, transpiráció) mértéke, továbbá a talajtani/szedimentológiai és a topográfiai viszonyok határozzák meg. Belátható, hogy e sokösszetevős rendszer elemei közül lokálisan a talajtani és szedimentológiai elemek változékonysága lehet a legnagyobb. Ugyanakkor a talajvízszint térképi felületeiben ez a heterogenitás általában nem tükröződik (GEIGER & MUCSI 2005).

A vizsgálat tárgya a Tisza Algyő és Szeged közötti nagy övzátonya (2. ábra). E területen ma a Mol Algyői Operatív Egységének termelő kútjai, és felszíni



2. ábra. A talajvízszint krigelt térképe az algyői övzátonyban

Fig. 2 Map of groundwater level by using kriging in a point bar of the recent Tisza

berendezései helyezkednek el. A felszínen, a folyóvízi üledékképződés hatására, holocén homok, aleurit és agyag rakódott le. A fúrások rétegsora szerint, a felső aleuritos, homokos kőzettest alapvetően lencsés települési rendszere alatt, 4–5 méter mélységben már regionális vízzárórteleg jelenik meg (egykori ártéri képződmény), amely alatt a terület DK-i részén ismét nyomozható az alsó-holocén folyóvízi homok.

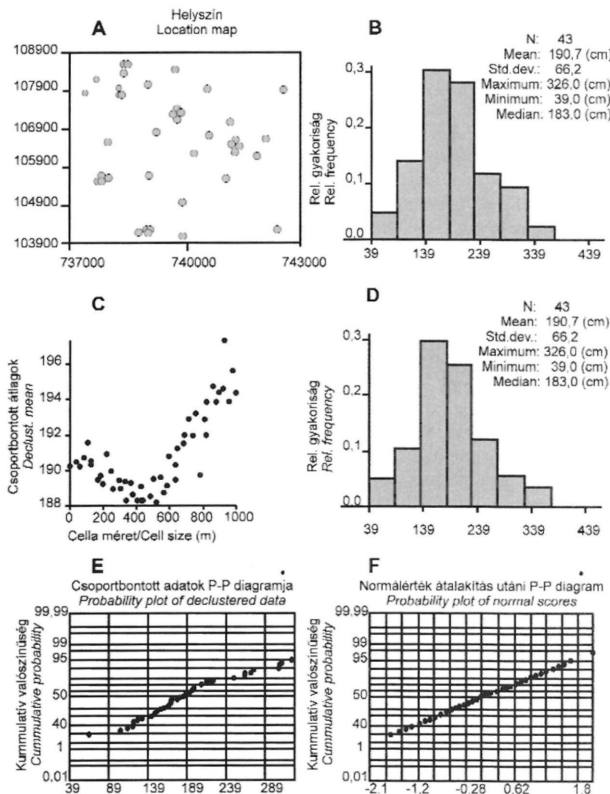
A feldolgozás első lépése az adatponti értékek területi és gyakorisági eloszlásának áttekintése (3. ábra, A, B, D). Ennek során két dolog azonnal szembetűnő:

(1) az adatpontok közül sokan csoportokban fordulnak elő;

(2) ezek között vannak olyan csoportok, amelyeken belül a mért értékek jelentősen különböznek egymástól (3. ábra, A).

Az adatok gyakorisági eloszlása ugyanakkor viszonylag szimmetrikus (3. ábra, B).

A kutak csoportos előfordulása olyan jelenség, amely meglehetősen gyakori minden olyan mesterséges objektum környékén, ahol a környezetvédelmi célok miatt kis távolságra történő megfigyelések és a talajvízszint rögzítése miatt nagyobb távolságra telepített kutak vegyesen fordulnak elő. Ugyanakkor a térképezés oldaláról ez olyan problémával jár, hogy a grid cellák kialakításakor a kútcsoportok



3. ábra. A talajvízszint-értékek szimulációjának előkészítése

Fig. 3 Preprocessing of Sequential Gaussian Simulation

túlzottan rávetítik értékeiket a környező adatpontokra. Emiatt a kapott kontúrok nem a valós helyzetet fogják tükrözni. Ugyancsak problémát jelent az ilyen geometria a gyakorisági hisztogram elemzésében is, hiszen ekkor a hisztogram a közeli adatpontok értékeinek hatása alatt áll. Ilyen esetben ún. csoportbontó algoritmus alkalmazása a járható út (DEUTSCH & JOURNAL 1998). Ennek során olyan elméleti rácsot illesztünk a területre, amelyben a kútszoportok elemeikre tudnak bomlani. Eredményként olyan súlytényezőket kapunk, amelyek az egymáshoz közeli kutak esetében kis értékűek, míg a távolabbi kutak esetében viszonylag nagyok. Ezáltal biztosítható a közeli értékek „árnyékoló” hatásának elkerülése.

A csoportbontó eljárás kb. 500 m-ben jelölte meg a súlyozáshoz legalkalmasabb cellaméretet (3. ábra, C). A csoportbontó súlyok alkalmazásával készült gyakorisági hisztogram (3. ábra, D) nyilvánvalóbban mutatja a talajvízszintek modális osztályát (3. ábra, B és D).

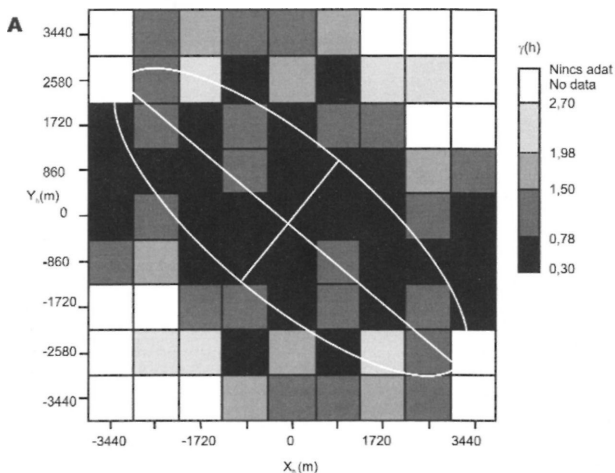
A szekvenciális gaussi szimuláció első lépése a normál érték transzformáció. A csoportbontó súlyokkal kezelt adatok eloszlása a grafikus vizsgálat szerint még mindig meglehetősen messze áll a normál eloszlástól (3. ábra, E). Ugyanakkor az adatponti értékek normál érték transzformációja ezt a problémát tökéletesen megoldja (3. ábra, F). Jól kidolgozott algoritmusok gondoskodnak arról, hogy az átalakítás transzformációs táblája alapján a standard normál eloszlásról való visszatérés nagy biztonsággal megtehető (DEUTSCH & JOURNAL 1998).

A variográfiai elemzések a talajvízszint térbeli folytonosságának és e folytonosság anizotrópiájának méreteit tárják fel. A variogram felszín (PANNATIER 1996; FÜST 1997) jelen esetben a talajvízszint térbeli folytonosságának vizuális elemzésére szolgál (4. ábra, A). A mért adatok variogram felszíne egy ÉNy-DK-i fő folytonossági irány mellett egy erre merőleges, láthatóan kisebb hatástávolságú ÉK-DNy folytonossági irányt mutat (4. ábra, A). Az ÉNy-DK irány a 2. ábra relatív talajvízszint felületén is egyértelműen megjelenik, sőt a 2. ábra kontúrtérképének DK-i részén az erre merőleges irány is azonosítható. Ez a jelenség valószínűleg az övzóna akkréciós növekedésével függ össze, amelynek során az egyes határfelületek a mederdomborulat mindenkorai csapásával párhuzamos elhelyezkedésre törekednek (4. ábra).

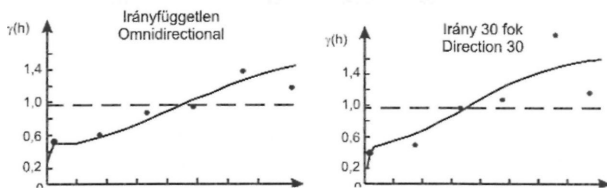
A 4. ábra B része a tapasztalati variogram adatokra illesztett modellt mutatja be. A modell igen bonyolult, háromkomponensű összetett modell. A komponensek közül a első kb. 250 m, a második kb. 3800 m, a harmadik kb. 4100 méter hatástávolságú. Igen valószínű, hogy a 2. ábra talajvízszintképe ez utóbbi, nagy hatástávolságú folyamat eredményét tükrözi. Ez a hatástávolság majdnem megegyezik az övzóna hosszával, így vélhetően a zátonytestet kialakító akkréciós folyamatok hatását jeleníti meg. A második hatástávolság nagyságrendje az elsőhöz rendkívül közeli, talán a terület déli egyharmad részében DNy-ra forduló mederzátonyra gyakorolt hatásával függhet össze. Ugyanakkor a kisléptékű (kb. 250 méteres) heterogenitás már nem hidrológiai, hanem valószínűleg szedimentológiai hatásoknak tudható be.

Amennyiben ez igaz, akkor a zátonytest belső üledékföldtani heterogenitása tükröződik ebben a hatástávolságban. Ez tehát az a heterogenitási tartomány, amelyet keresünk, ha modell valóban visszaadja az alapadatok folytonossági tulajdonságait.

A 5. ábra A része a korábban már megismert alapadat térbeli folytonosságot, a B része pedig a 4. ábra B modelljéből konstruált variogram felszínét mutatja. A hasonlóság igen szembetűnő.



B $\Gamma(h): 0,1 + 0,38 \text{ Sph.}246(h) + 1 \text{ Gauss.}3854(h) + 0,17 \text{ Gauss.}4100(h)$
 Dir.(1):35; anis.(1):0,28. Dir.(2):56; anis(2):2; Dir.(3):2; anis.(3):1,2

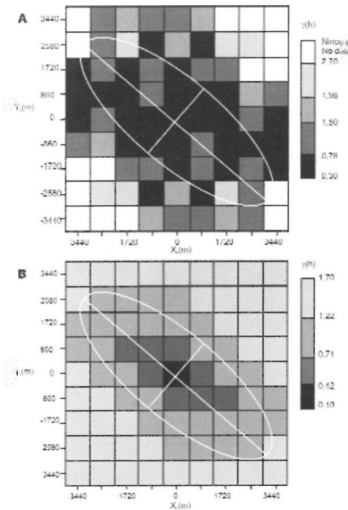


4. ábra. A talajvízszint értékek variogram felszíne (A) és a variogram modell (B)

Fig. 4 Variogram surface (A) and the corresponding variogram model (B) of the groundwater level data

Sajnos a geostatistika az összehasonlítás egzakt elméleti kidolgozásával mind-
 eddig még tartozik a felhasználóknak.

A korábbiakban vázolt módon a variográfiai elemzés után megtörtént a vízszint-
 adatok szekvenciális gaussi szimulációja. Ennek keretében 100 darab, egymással
 egyenlően valószínű sztochasztikus realizáció készült. A szimuláció elvéből követ-
 kezően arra a kérdésre, hogy pontosan mekkora ez a valószínűség, természetesen
 nem lehet válaszolni (vagy legalábbis ebben a választott algoritmusban nem). Az
 alkalmazott eljárás csak azt biztosítja, hogy minden gridpontra adott becslés után, a
 pont körüli végtelen kicsiny sugarú környezetre felírt normál eloszlásból, a várható
 érték körüli fél-szórás sugarú környezetből történik a gridponti érték véletlenszerű
 kiválasztása. Ez legalább 0,66 valószínűséget jelent. Ennél pontosabb válasz ebben
 az algoritmusban nem adható.



5. ábra. A tapasztalati (A) és a modell alapján (B) kapott variogram felszínének összehasonlítása

Fig. 5 Comparison of the experimental (A) and the model (B) variogram surfaces

A 6. ábra a száz realizációból hatot jelenít meg. Mint ahogyan látható, vannak olyan területek, ahol a realizációk „alig” különböznek egymástól, míg más helyeken a különbség szembetűnő. Ez a megoldás, jellegéből adódóan, a rendelkezésre álló adatokból történő laterális kiterjesztés bizonytalanságával függ össze (JOURNAL 1993).

A számolt 100 realizáció minden egyes gridpontra száz értéket jelent. Ez már kellően sok ahhoz, hogy a terület feletti gyakorisági eloszlást megadjuk. Ebből viszont természetesen következik, hogy a szimulációs realizációk során olyan feladatokat lehet megoldani, mint: „Kontúrozzuk a 72 cm-es re-

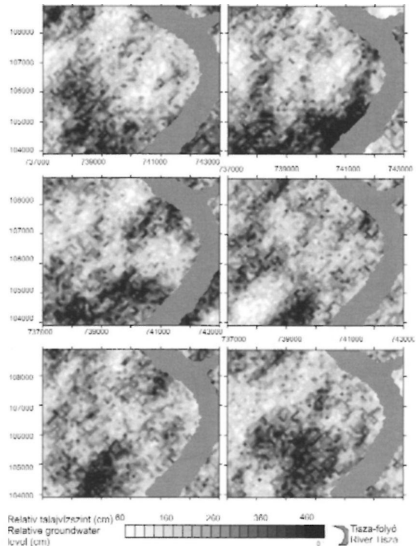
latív vízszint előfordulási valószínűségét a területen”, „Mely területen fordul elő a 85 cm-es relatív vízszint $p=0,78$ -as valószínűséggel?”, stb.

A 7. ábra a talajvíz szintjére adott 100 realizáció várható értékét mutatja szembetűnő részletgazdagsággal. Ez természetesen lehetőséget ad a hidraulikus gradiens kisléptékű változékonyságának megjelenítésére is.

A 8. ábra a hagyományos krigeléssel és a gaussi szimulációval kapott felületek különbségét mutatja be. Az ábra alapján nem szorul különösebb magyarázatra

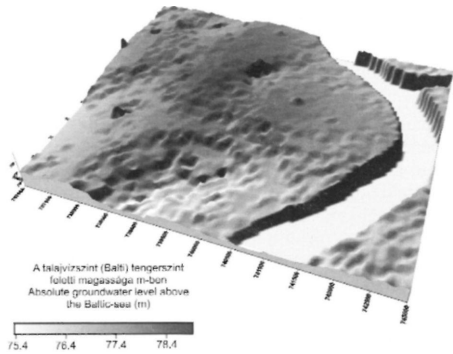
6. ábra. A talajvízszint sztochasztikus szimulációjának hat realizációja

Fig. 6 Six realizations of the sequential Gaussian simulation



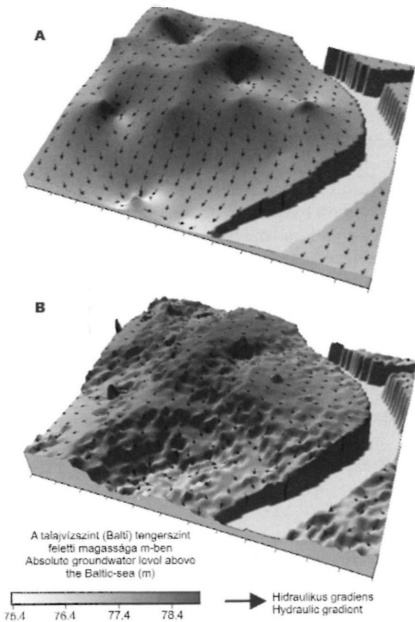
7. ábra. A talajvízszint várható érték típusú becslése a 100 realizáció alapján

Fig. 7 E-type estimation on the basis of one-hundred realizations for the groundwater level



a szimuláció előnye. A 8. ábra B része a sztochasztikus megközelítés eredményeként igen jól értelmezhetővé, illetve prognosztizálhatóvá teszi az áramlási rendszer

lokális hatását. Ennek hasznosságát a dinamikus szimulációban, a szénhidrogén tárolók háromfázisú dinamikus modellezése már bizonyította (GEIGER & KOMLÓSI 1996). Ezek a tapasztalatok rámutattak arra, hogy az ilyen részletgazdag felületek, ha nem is teszik problémamentessé a dinamikus szimulációt, ám annak hatékonyságát megsokszorozzák.



8. ábra. A krigelés (A) és a gaussi szimuláció (B) eredményének összehasonlítása

Fig. 8 Comparison of the kriged (A) and simulated (B) maps

Pannóniai (s.l.) övzátyonyban a kutankénti átlagos (effektív) porozitás sztochasztikus szimulációja

A Tisza–2 telep kőzetteste az algyői mező felső-pannóniai rétegsorában (Algyői-delta) legfelül helyezkedik el. Geológiájával foglalkozó korábbi tanulmányok szerint „litológiai záródással kombinált álboltozatos csapdázódás” jellemzi. Területileg az algyői mező DK-i részén, a Marostól északra található. A kőzettest azon kevés algyői telepek egyike, amelyekből nem sok magvizsgálat készült. A furadékleírások, egy fúrás meglehetősen hiányos kizozatalú maganyaga és a karotázsszelvények alapján az alábbi kőzettani kép vélhető igaznak.

A finom-, apró- helyenként középszemű homokkővek legkedvezőbb tároló tulajdonságú kifejlődései a kőzettest DK-i részén található, ahol vastagságuk eléri a 10–15 métert is. Itt az agyagmárga–agyagkő betelepülések gyakorisága kicsi. Egyéb részeken a homokbetelepülések száma és vastagsága kisebb, helyüket, finom és durva aleurolit, esetleg agyagmárga veszi át.

A magfúrásból megismert homokkővek jellegzetesen finom- és aprószeműek, közepesen osztályozottak. Üledékszerkezeti jegyeik közül jellegzetesek a nagyvastagságú vályús keresztretegződésű sorozatok. Ezek a rétegsor alsó részén kifejlődött nagyobb vastagságú homokkővek sajátosságai.

Ez a rétegződési forma – különösen nagy sorozat vastagságban – a folyóvízi üledékképződés jellemzője (ALLEN 1965). Ugyancsak jellegzetes – és a folyóvízi felhalmozódásra jellemző – jegyek az „S” alakú réteglemezek vályús sorozatban. A szenes agyagtörmelék mellett, a muszkovitcsillámos lemezek nagy száma szintén jellemzően folyóvízi felhalmozódásra utal. Ugyancsak jellegzetesek a limonitkonkréciós foltok amelyek homokkővekben és aleurolitokban is megjelennek. A függőlegesen elhelyezkedő növénymaradványok, szenes agyagrétegek a folyóvíz mocsári fáciesnek jellegzetességei.

A karotázs szelvényalakok közül három fő típust lehetett megkülönböztetni (9. ábra). A „hordó alak” (9. ábra, A) a lényegében függőlegesen alig változó homokkő-sorozatot jellemzi. A viszonylag éles feké és fedő megjelenés a homokos üledékképződés gyors megjelenését és megszűnését jelenti (SERRA 1985; SELLY 1985, 1998). Irodalmi tapasztalatok szerint olyan homoktestek ezek, amelyek származhatnak a folyóvízi homokos mederkifejlődések laterális vándorlásából (JUHÁSZ et al 2004; CHOW et al. 2005), de megjelenhetnek zátonytestek laterális növekedése folytán is (akkréciós felszínek, SELLY 1985, 1998).

A második típust a felfelé durvuló (azaz „progradáló”) rétegsornak megfelelő tölcser alak (9. ábra, B) képviseli. Az ilyen sorozatok a torkolati zátonyokat és a folyóvízi környezetek gátszakadási üledéksorát jellemzik (SELLY 1998; CHOW et al. 2005).

A harmadik jellegzetes változat SP és TG szelvénye felfelé finomodó, harang alakú sorozatot mutat (9. ábra, C). Ez a karotázs alak a folyóvízi (meder) kifejlődésekhez kapcsolható.

A zátonytestek esetében a torkolati zátonyok laterális növekedése egy alulról felfelé durvuló sorozat megjelenése után történik, míg az övzátyonyok esetében eróziós alpra (azaz gyorsan „kitérő” SP és TG szelvényre) azonnal következik a homogén függőleges sorozat. A 9. ábra térképe meggyőzően mutatja, hogy a vizs-

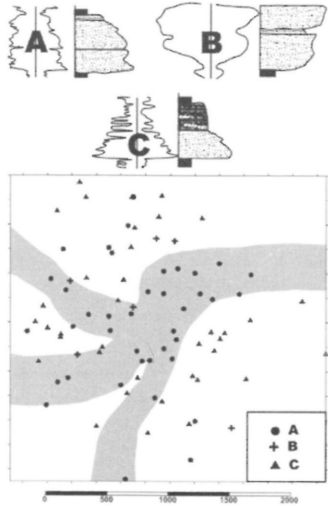
gált kőzettestben részben ez utóbbi kifejlődés látható a terület DK-i részében. Tovább elemezve az ábrát szembe-tűnő, hogy a jellegzetes mederkifejlődések (alulról felfelé finomodó sorozat), valamint az alulról felfelé durvuló vélhetően kisebb gátszakadási lebenyek, jellemzően sávokba rendeződnek (9. ábra). Ezek azok a területek, amelyek függőleges kifejlődése 2–3 ilyen alulról felfelé finomodó, vagy éppen durvuló egységből áll. Itt a homokkövek szerepe alárendeltebb, az aleurolit-agyagmárga-agyagkő betelepülések száma és vastagsága nagyobb, mint a „lepelhomok” kifejlődések területén.

A felépítésből következik, hogy a homokkövek itt vélhetően nagyobb agyag-aleurit frakciót tartalmaznak, mint a „lepelhomokos” kifejlődések. A fentiekben kifejtett tények és az áttekin-tett „elektro-fáciesek” térbeli eloszlása szinte sugallja azt a következtetést, hogy a tárolótér meghatározó, nagy DK-i „foltja”, a vele érintkező meder domború kanyarulatában kialakult övzátontyok laterális migrációjának eredménye (9. ábra).

Maga a modell természetesen nagyvonalú, ami azt jelenti, hogy a vizsgált kőzettest teljes vastagságára, mint egységre igaz. A területi lehatárolás miatt nem lehet megadni a „medrek” folytatását a vizsgált területen túl.

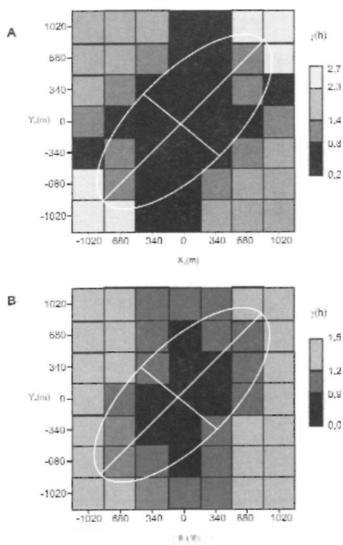
A közölt modell helytállóságának egyik kritériuma, hogy vajon a kőzetre átlagolt kőzetzfizikai tulajdonságok területi eloszlásában mennyire tükröződik a 9. ábra rendszere. Mivel a szelvényalakok a kőzettest teljes vastagságára vonatkoztak, emiatt a porozitás-átlagoknak is a teljes értelmezett vastagságra vonatkoznak kell lenniük. (Vagyis az agyagkő, agyagmárga, aleurolit sorozatok is beletartoznak az átlagba.) Ezentúl kívánatos, hogy olyan modell épüljön az így számolt átlagos porozításra, amely számba tud venni sok egyenlően valószínű geometriai elrendezést is.

A kutankénti átlagos porozitásadatokat variogram felszíne alapján a fő folytonos-sági irány ÉÉK–DDNy-i csapású (10. ábra, A). Am a variogram felszínen nemcsak az erre merőleges, hanem egy É–D-i csapású alárendelt folytonossági irány is jól felismerhető (10. ábra, A). A kutankénti átlagos porozitásértékek félvariogramjaira meglehetősen bonyolult, három szerkezeti elemet tartalmazó összetett félvariogram modellt lehetett illeszteni (11. ábra). A korábban ismertetett recens övzátontyok analógiája kapcsán vélhető, hogy a modell legnagyobb hatástávolsága (kb. 1400 m) az



9. ábra. A felső-pannóniai (s.l.) kőzettest kifejlődése a karotázs szelvények alapján

Fig. 9 Characteristics of the Upper Pannonian (s.l.) rock body on the basis of well-log response analyses



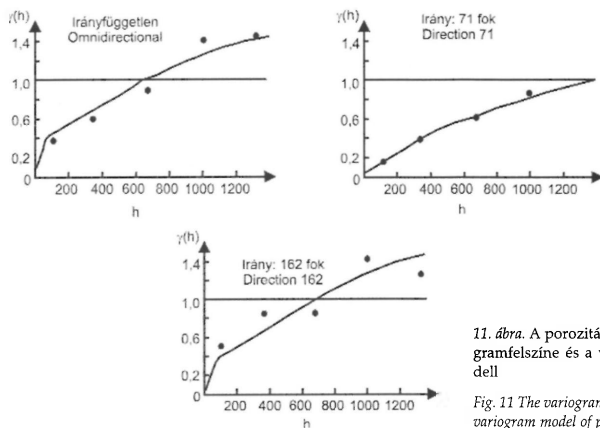
10. ábra. A tapasztalati és a modell alapján kapott variogram felszínének összehasonlítása

Fig. 10 Comparison of the experimental and the model variogram surfaces

övezet méretével, míg a másik két szerkezethez tartozó (kb. 740 m és 680 m) hatástávolság az akkréció felszínével hozható összefüggésbe. A modellből számolható variogramfelszín igen jó egyezést mutat az eredeti adatokéval (10. ábra, B).

Ez a heterogenitási modell képezte alapját a kutankénti átlagos porozitás „klasszikus” krigeált térképének. Ez a szedimentológiai megfontolásokat csak nagyon nagy vonalakban tükrözi (12. ábra), jóllehet a homokkő diagenetikus litifikációs állapotában – amely a vizsgált kőzettestnek is sajátja – a porozitás alapvetően még mindig a felhalmozódási folyamatok által meghatározott (FÜCHTBAUER 1983). A 12. ábra porozitás térképének délkeleti részén jól

Gamma(h):0.06+0.29 Sph.657.91(h)+0.85 Sph.1400(h)+0.37 Gauss.1357.91(h)
Dir.(1):73; anis.(1):0.14; Dir (2):0; anis(2):5.7; Dir.(3):124; anis.(3):8,3



11. ábra. A porozitásértékek variogramfelszíne és a variogram modell

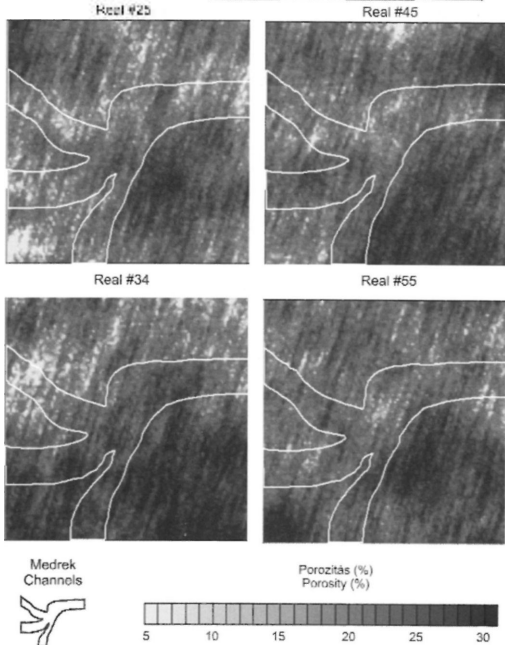
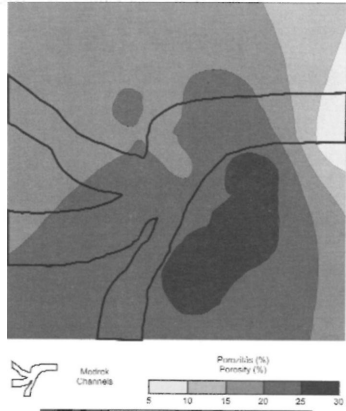
Fig. 11 The variogram surface and the variogram model of porosity values

12. ábra. A kutankénti átlagos porozitás krigelt térképe

Fig. 12 The kriged map of the average porosity

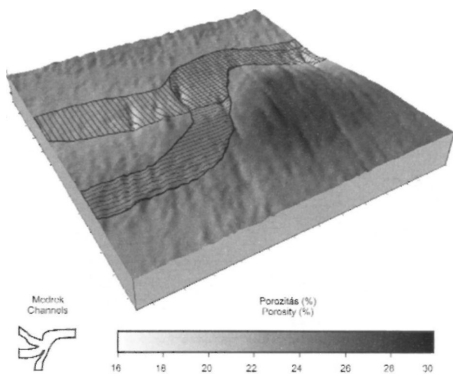
azonosítható egy EK-DNy irányban húzódó nagy porozitású kifejlődés, amely egy övzátony domború üledékes testének meghatározó csapását tartalmazza. A részletek hiánya itt is azt mutatja, hogy a krigelés a nagyvonalú üledékes trendet fejezi ki.

A részletek feltárására a heterogenitási modell alapján szekvenciális gaussi szimuláció készült. A szimuláció 100 azonosan valószínű realizációt tartalmazott. Ezek közül négyet mutat be a 13. ábra. A folyóvízi környezetekben a



13. ábra. A kutankénti átlagos porozitás szekvenciális gaussi szimulációjának négy realizációja

Fig. 13 Four realizations of SGS of average porosity



14. ábra. A porozitás várható érték típusú becslése a 100 realizáció alapján. (A különböző medreket eltérő grafikus jelek mutatják.)

Fig. 14 E-type estimation on the basis of one-hundred realizations for the porosity. (The different channels are signed by different graphic symbols.)

meder üledékeket jellemző homok „halmok” (sand-ponds, PRYOR 1973) alapján lehetőség kínálkozott a 13. ábra két realizációján nemcsak az övzátony, hanem vélhetően két meder bejelölésére is.

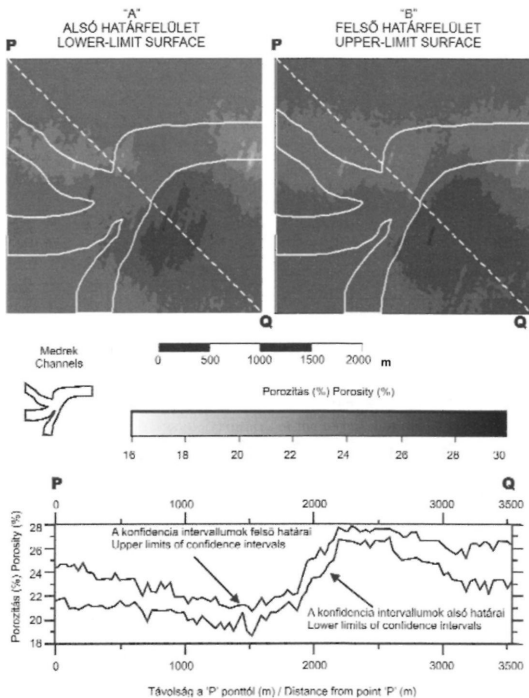
A száz realizációból számolt várható érték típusú becslés eredménye már igen részletgazdag porozitásképet mutat (14. ábra). A térképen a zátonytest alakja, a kapcsolódó meder/medrek geometriája egyértelműen kirajzolódik.

Diskusszió: krigelés vagy szimuláció

A krigelés – bár az egyik legjobb hibavarancia csökkentő eljárás – jellegzetes „low-pass” (alacsony frekvenciájú) szűrő. Ebből következően sokkal inkább a nagyléptékű folytonosság megjelenítésére alkalmas (1. ábra). Ezzel szemben a sztochasztikus szimulációk – noha a variográfián keresztül a teljes „spektrumú” változékonyságot tartalmazzák – mégis elsősorban a kis(ebb) léptékű heterogenitás által meghatározottak (13, 14. ábra).

Ha valamely tulajdonság megítélésében fontosabb a szélsőségek területi kapcsolatának tisztázása, mintsem a nagyvonalú trendek megjelenítése, akkor mindenképpen a sztochasztikus szimulációk valamelyike mellett célszerű dönteni.

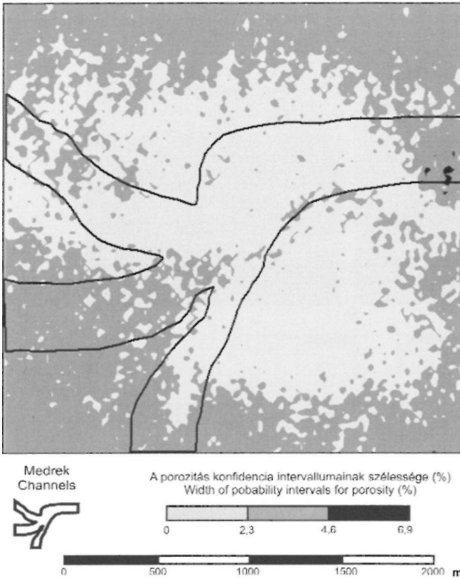
Az „egyváltozós” matematikai statisztikában teljesen természetes a konfidencia intervallum megadása a várható érték becslésekor (a konfidencia intervallum a várható értéket adott valószínűséggel tartalmazó intervallum). Amennyiben azt mondjuk, hogy a területi becslés gridpontonként az adott pontba prognosztizálható várható értéket adja, nem ilyen természetes igény a pontonkénti várható érték konfidencia felületének megadása? A válasz természetesen igen, mivel a konfidencia felületek szerepe kiemelkedő lehet a biztonsági értékelésekben. A krigelés az ilyen felületek megadására konstrukciója miatt nem alkalmas, ámde a sztochasztikus realizációk alkalmazásával (DEUTSCH & JOURNAL 1998) ez a két felület gond nélkül számolható (15. ábra).



15. ábra. A gridpontokénti konfidencia intervallumok alsó és felső határainak felületei

Fig. 15 The surfaces of the lower and upper borders of probability limits belonging to the different grid points

A 15. ábra két konfidencia felületén, a „P” és „Q” pontok között készült metszet látható ugyanezen ábra alsó részén. A metszet meggyőzően mutatja, hogy valóban a gridpontokénti konfidencia intervallumok bal (15. ábra, A) illetve jobb végpontjaira (15. ábra, B) illesztett felületet lehetett előállítani. Most célszerű meggondolnunk a következőket: egy tetszőleges minta esetében minél kisebb bizonytalanságú (stabilabb) a várható érték becslése, annál szűkebb a várható érték körüli konfidencia intervallum. A 16. ábra a gridpontokénti várható értéket ($p=0,05$ tévedési valószínűséggel) lefedő konfidencia intervallumok szélességének térképét mutatja. A korábbi megfontolás szerint minél szűkebb ez az intervallum, annál kisebb bizonytalanságú a porozitás becslés. A 16. ábra alapján tehát a kis bizonytalanságú (a szélesség 0–2,3 közötti), közepes bizonytalanságú (2,3–4,6 közötti)



16. ábra. A grid pontonkénti konfidencia intervallumok szélessége

Fig. 16 The width of the probability limits

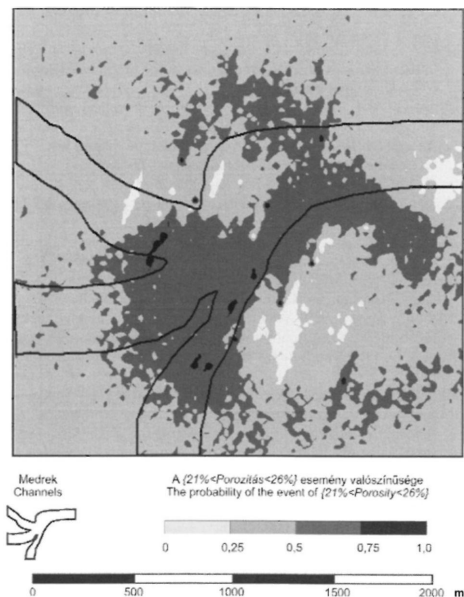
szélesség) és nagy bizonytalanságú (4,6–6,9 közötti szélesség) területeket lehetett kijelölni. Az övzátontest porozitás megítélése ennek alapján kis bizonytalanságú. Hasonló állítható a tőle É-ra húzódó mederrendszerre is. Ezzel szemben a Ny–K-i üledékes csapású meder köztüfizikai megítélése lényegesen nagyobb bizonytalanságú.

Nem szükséges hangsúlyozni, hogy képződmények biztonsági értékelésében mekkora súlya lehet az ilyen megközelítéseknek.

Másik lényeges eredménye a szekvenciális sztochasztikus szimulációnak a „Mekkora a valószínűsége, a (Porozitás $</> X\%$) esemény bekövetkezésének az adott terület egyes pontjaiban?” típusú kérdés megválaszolhatósága (DEUTSCH & JOURNAL 1998). Ennek lehetőségét is az a tény biztosítja, hogy a szimuláció során minden gridpont körül nagyon sok – azonosan valószínű – becslést kapunk (a választott övzátont példában gridpontonként 100 értéket). Vagyis nem okoz semmi problémát a vizsgált tulajdonság (itt a porozitás) valószínűségeloszlását minden egyes gridpontban megadni. Innen már egyes út vezet a feltett kérdés megválaszolásához. A 17. ábra például annak valószínűségét mutatja, hogy a porozitás a gridpontokban 21 és 26% közötti. Itt tehát egy intervallum típusú becslésről van szó, amely minden olyan esetben alkalmazható, amikor a vizsgált tulajdonság mérése önmagában nagy bizonytalansággal terhelt.

17. ábra. A (21% <porozitás < 26%) esemény valószínűsége

Fig. 17 The probability of the event of (21% <porosity < 26%)



Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönettel tartozik a Mol Rt-nek a közlés engedélyezéséért, valamint a fúrási dokumentációba való betekintés lehetőségéért.

Külön köszönet illeti a dolgozat lektorait, KOVÁCS Józsefet és UNGER Zoltánt, azokért az értékes megjegyzésekért, kritikai észrevételekért, amelyek átgondolásával talán „közérthetőbbé” vált a tanulmány.

Jelen munka a „Folyóvízi övzátontestek mikro és makroléptékű 3D szedimentológiai modellezése” című, T 043318 számon nyilvántartott OTKA pályázat támogatásával készült.

Irodalom – References

- ALLEN, J. R. L. 1965: A review of the origin and the characteristics of recent alluvial sediments. – *Sedimentology* 5, 89–191.
- BALOGH K. (szerk.) 1991: Szedimentológia I. – Akadémiai Kiadó. Budapest, 157–159.
- BROOKER, P 1979: Kriging. – *Engineering and Mining Journal* 1980/9, 148–153.
- BRUNNER, D. S., ENDRES, A. L. & SUDICKY, E. A. 2001: Detailed ground-penetrating radar survey of a point-bar, Whiteman's Creek, Ontario for use in a new fully-integrated 3D surface/subsurface flow model. – Geological Society of America Annual Meeting, November 5–8, 2001, Boston, Massachusetts.

- CARR, J. R. & MYERS, D. E. 1985: COSIM: A Fortran IV program for Conditional Simulations. – *Computer and Geosciences* **11**, 675–705.
- CHOW, J. J., MING-CHUNG, L. & SHI-CHIE, F. 2005: Geophysical Well Log Study on the Paleoenvironment of the Hydrocarbon Producing Zones in the Erchungchi Formation, Hsinynin, SW Taiwan – *TAO* **16/3**, 531–545. August 2005
- DEUTSCH, C. V. & JOURNAL, A. 1998: GSLIB. Geostatistical Software Library and User's Guide. – Oxford University Press, New York, 369 p.
- FÜCHTBAUER, H. 1983: Facies control on sandstone diagenesis. – In: PARDER, A. & SELWOOD, B. W. (eds): *Sandstone Diagenesis*, Reider Publishing, 269–288.
- FÜST A. 1997: Geostatisztika. – Eötvös Kiadó, Budapest, 427 p.
- GEIGER J. & KOMLÓSI J. 1996: Szedimentológiai geometematikai 3-D modellező rendszer törmelékes CH-tárolókban. – *Kőolaj és Földgáz* **1996/2**, 53–81.
- GEIGER J., & MUCSI L. 2005: A szekvenciális sztochasztikus szimuláció előnyei a talajvízszint kisléptékű heterogenitásának térképezésében. – *Hidrológiai Közlemény* **85/2**, 37–47.
- JOURNAL, A. 1993: Modeling uncertainty: Some conceptual thoughts. – In: DIMITRAKOPOULOS, R. (ed.): *Geostatistics for the Next Century*. Kluwer, Dordrecht, 30–43.
- JUHÁSZ, Gy. MÜLLER, P. & TÓTH-MAKK, Á. 2004: Alluvial Architecture and Fluvial Cycles in Quaternary Deposits in a Continental Interior Basin, E Hungary – *Geologica Croatica* **57/2**, 171–190.
- MIALL, A. D. 1996: *The Geology of Fluvial Deposits*.– Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 582 p.
- PANNATIER, Y. 1996: VARIOWIN: Software for Spatial Data Analysis in 2D – Springer, New York, p. 91.
- PRYOR, W. A. 1973: Permeability–porosity patterns and variations in some Holocene sand bodies. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **57**, 162–189.
- READING, H. G. (ed.) 1986: *Sedimentary Environments and Facies: Second Edition* – Blackwell Science, 615 p.
- SELLEY, R. C. 1985: *Elements of petroleum geology*. – W. H. Freeman and company, New York, 448 p.
- SELLEY, R. C. 1998: *Elements of petroleum geology*. – Department of Geology, Imperial College, London United Kingdom, 37–145.
- SERRA, O. 1985: *Sedimentary Environments from Wireline Logs*.– Schlumberger, Montrouge, 211 p.
- SRIVASTAVA, R. M. 1994: An Overview of Stochastic Methods for reservoir Characterization. – In: YARUS., J. M. & CHAMBERS, R. (eds) 1994: *Stochastic Modeling and Geostatistics. Principles, Methods, and Case Studies*. – *AAPG Computer Applications in Geology* **3**, 3–19.
- Kézirat beérkezett: 2006. 01. 11.