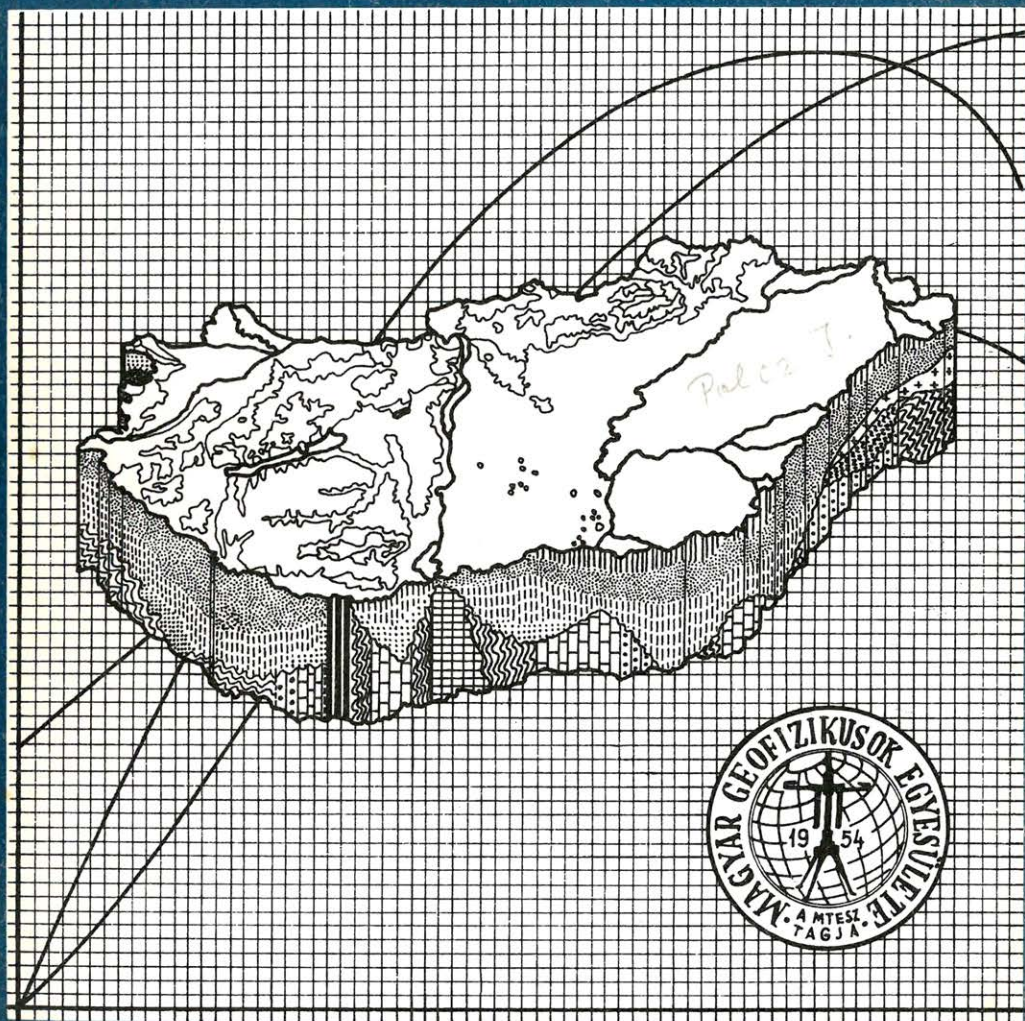


MAGYAR 5-6 GEOFIZIKA



A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE FOLYÓÍRATA
BUDAPEST, 1984. XXV. ÉVFOLYAM 5-6. SZÁM

2043

TARTALOMJEGYZÉK

<i>Vermes Mátyás</i> : Rétegsor meghatározás karotázsszelvények számítógépes feldolgozásával ...	169
<i>Vermes Mátyás</i> : Intervallumsebesség függvény számítása függőleges szeizmikus szelvényezés (VSP) adataiból	186
<i>Márton Péter</i> : Paleomágnesség, térszerkezet és ősföldrajz	194
<i>Markó László - Kovács György - Kovács Józsefné - Pándiné Szegedi Szilvia - Pákozdi Imre</i> : A rétegdőlésmérés, új mélyfúrású geofizikai módszer a magyarországi szénhidrogén- kutatásban	208
<i>Tóth Sándor</i> : A Dráva-medence mélyföldtani felépítésének vizsgálata magas fedésszámú szelvények segítségével	226
Nekrológ	239
Hírek	240

Főszerkesztő: Zelei András

Szerkesztő bizottság: Deres János, Kilényi Éva, Meskó Attila, Rádler Béla, Verő József

Szerkesztőség címe: 1368 Budapest VI., Anker köz 1. félemelet 17. Postafiók 240.

Rétegsor meghatározás karotázsszelvények számítógépes feldolgozásával

V E R M E S M Á T Y Á S*

A dolgozatban egyetlen mélyfúrásban mért több karotázsszelvény alapján történő rétegmodell szerkesztéssel foglalkozunk. A feladatot olyan lépcsős függvények illesztésére vezetjük vissza, melyek optimálisan illeszkednek a karotázsszelvényekhez, ugrási helyeik korrelálódnak, a lépcsők átlagos szélessége pedig szabályozható. A lépcsős függvényeket egy többdimenziós Markov-lánc realizációként állítjuk elő. A Markov-lánc lehetséges állapotai és az adott kutatási területen előforduló kőzetfajták között hozzárendelés létesíthető. Az átmenetvalószínűségi mátrix felépítése révén az algoritmussal olyan apriori információt közölhetünk, amely jellemző a fúrásban alkalmazott szondakombinációra és a geológiai viszonyokra. Ily módon a lépcsős függvények illesztésekor az algoritmus képes különbséget tenni a paraméterek fizikailag értelmes és értelmetlen kombinációi között. A dolgozat utolsó részében olyan rétegsorokat vizsgálunk, ahol megengedjük a kőzetfizikai paraméterek lassú változását egyetlen rétegen belül is.

В работе описывается определение пластовой модели с помощью нескольких, полученных в одной скважине каротажных кривых. Задача состоит в получении таких ступенчатых зависимостей, которые оптимально аппроксимируют каротажные кривые, места скачков коррелируются, а средняя ширина ступеней регулируется. Ступенчатые зависимости определяются как реализации многомерной цепи Маркова. Представляется возможность совместить возможные состояния цепи Маркова с типами пород данной территории разведки. Строение переходновѳроятностной матрицы дает возможность алгоритму содержать априорную информацию, характерную для геологических условий скважины и комбинации примененных зондов. При подгонке ступенчатых зависимостей алгоритм может различать имеющие или неимеющие физический смысл комбинации параметров.

В последней части работы исследуются и такие разрезы, в которых происходит медленное изменение физических свойств в пределах одного пласта.

In the study the determination of the layered model from some well logs measured in a single borehole is discussed. The problem is traced back to the determination of step functions fitting optimally to the well logs. The discontinuities of these step functions are correlated and the average width of the steps can be regulated. The step functions are given as the realizations of a multidimensional Markov-chain.

Mutual correspondence can be prescribed between the possible states of the Markov-chain and the rocks of the investigated area. Using the transition likelihood matrix such a priori informations can be introduced to the algorithm which are characteristic to the combination of the tools applied as well as the geological circumstances in the hole.

As a consequence when fitting the step functions the algorithm is able to distinguish physically sense and senseless combinations of the parameters.

In the last part of the paper models are examined in which the slow variation of the physical and rock parameters is also permitted inside the layers.

Bevezetés

Nem újkeletű próbálkozás a szakirodalomban, hogy a talaj rétegzettségét valamilyen sztochasztikus folyamat segítségével modellezzik. A gyakorlati alkalmazás céljára úgy tűnik, elsősorban a Markov-lánc használata célszerű [1]. Bizonyos értelemben a Markov-lánc matematikai fogalmát a fehér zaj (független folyamat) egyszerű általánosításának tekinthetjük: megengedjük, hogy a

* Geofizikai Kutató Vállalat, Budapest

véletlen függvény minden mintája függjön az előző minta értékétől, és csak attól [2]. Az utóbbi tulajdonság lehetővé teszi, hogy egyes illesztési feladatokban egyszerű kombinatorikus optimalizálási algoritmusokat alkalmazzunk [5]. *Godfréy et. al.* cikkükben a Markov-lánc modelljéből kiindulva akusztikus impedancia szelvényekhez illesztenek lépcsős függvényeket a *Bellman* által javasolt dinamikus programozás algoritmusával [3], [5]. Ez utóbbi cikk eredményeit jelen munkában több szempontból is általánosítjuk

A többdimenziós Markov-lánc bevezetése lehetővé teszi egyetlen fúrólukban mért több karotázsszelvény együttes kiértékelését, ami lényegesen növeli az interpretáció hatásosságát. A Markov-lánc lehetséges állapotai – a kőzetfizikai paraméterek bizonyos kombinációi – kapcsolatba hozhatók az adott területen előforduló kőzetfajtákkal. Ezzel kapcsolatban rámutatunk arra, hogy a Markov-lánc átmenetvalószínűségi mátrixának előzetes megadása révén az interpretációt végző szakember olyan apriori információt közölhet a modellel, amely a terület geológiai és geofizikai viszonyaira jellemző. A dolgozat utolsó részében kísérletet teszünk olyan modell szerkesztésére, ami lehetővé teszi inhomogén rétegek leírását.

I. Modellezés lépcsős függvények segítségével

Az alábbiakban leírjuk a rendelkezésünkre álló kísérleti anyag szerkezetét, valamint a modelleként használt rétegsorok tulajdonságait, és megvilágítjuk, hogy mit értünk valójában rétegmodell számítás alatt. Tegyük fel, hogy rendelkezésünkre áll egy adott fúrólukban mért L darab különféle karotázsszelvény, például: PS, laterolog, akusztikus log stb. szelvények. Δz -vel jelölve a mintavételi mélységközt, az i -edik mintavételi pont mélysége $i\Delta z$ ($i = 0, \dots, N$). Jelölje a szelvényegyüttes i -edik mintavételi ponthoz tartozó értékeit $u_i^{(1)}, u_i^{(2)}, \dots, u_i^{(L)}$. Az alsó index tehát a mélységet jelzi, a felső index a szonda típusára utal. Kísérleti adataink így az $U = \{u_i^{(l)}\}$ ($i = 0, 1, \dots, N; l = 1, 2, \dots, L$) mátrixba rendezhetők.

A dolgozatban kezdetben olyan idealizált rétegsort (modellt) használunk, mely az alábbi tulajdonságokkal rendelkezik:

1. Az egyes rétegek homogének, így egy rétegen belül az összes kőzetfizikai paraméter állandó. Egy adott rétegre jellemző, l -edik típusú szondával mérhető kőzetfizikai paraméter elméleti értékét jelöljük $v_l^{(l)}$ -lel. Itt l a szonda típusa ($l = 1, \dots, L$), i a mélység. Ha a réteg felső és alsó határa $i_1\Delta z$ és $i_2\Delta z$, akkor tehát $i_1 \leq i < i_2$ esetén $v_i^{(l)} = \text{const}$.

2. A réteghatárok helyén a $v_i^{(l)}$ függvények közül egy vagy több megváltozik. Így ha az i -edik mélységpontban réteghatár van, akkor $v_{i-1}^{(l)} \neq v_i^{(l)}$ legalább egy l értékre. E két feltételből adódik, hogy a $v_i^{(l)}$ függvények diszkrét lépcsős függvények, melyeknek a réteghatárok helyén lehet ugrása.

Megjegyzések: E feltételeket első pillantásra sokan túlságosan korlátozónak fogják tartani, és úgy gondolják, hogy a fent leírt modellel a valóságnak csak nagyon gyatra közelítése. A modell ellen felhozott fő érv általában az, hogy léteznek olyan *geológiai rétegsorok*, melyekben az egyes rétegek fizikailag nem homogének, továbbá léteznek olyan *geológiai réteghatárok*, melyek egy adott szelvényegyüttes egyik elemén sem mutatkoznak. Ezzel kapcsolatban szeretnénk a következőkre kitérni. Jelen dolgozatban a rétegmodell felállításában kizárólag a karotázsszelvények adataira támaszkodunk, ezért nincs más lehetőségünk, mint

hogy a rétegződést pusztán a közetfizikai paraméterek révén próbáljuk leírni. Így le kell mondanunk olyan réteghatárok kijelöléséről, melyek a szelvényegyüttes egyik tagján sem láthatók. Az eredményül kapott rétegmellünk tehát nem geológiai rétegsornak tekintendő, hanem a kőzetek fizikai tulajdonságok szerint történő elkülönítésének. A geofizikai paraméterek és a geológiai viszonyok kapcsolatának tisztázása további feladat, amellyel ebben a dolgozatban csak érintőlegesen foglalkozunk az átmenetvalószínűségi mátrix (lásd a következő pontban) megadásával kapcsolatban. Még az előbbi érvelést elfogadva is felmerül a következő ellenvetés. Modellünk nem tudja leírni az olyan közeget, ahol a közetfizikai paraméterek folyamatosan változnak. Nos, a rétegmell fogalma magában hordozza azt a gondolatot, hogy a modell kívánt felbontottságának megfelelő méretű nagyobb egységeket próbáljuk megragadni, miközben az önálló egységek belső tulajdonságaitól eltekintünk. Ilyen értelemben a réteg fogalma már-már tartalmazza azt a feltevést is, hogy a réteg homogén. Ezért legalább a probléma első megközelítésekor mindenképpen célszerű a homogén rétegekből álló rétegsor használata.

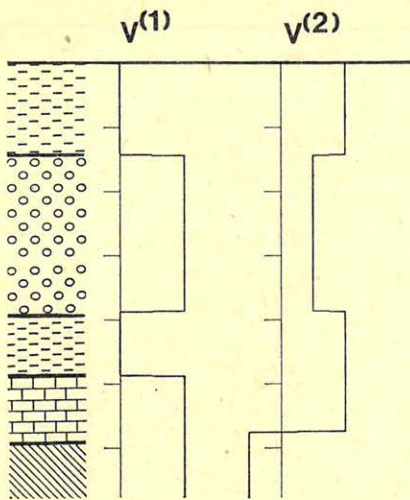
Bemutatunk egy példát, ahol a fent leírt modell használata egyértelműen előnyös. Tegyük fel, hogy VSP mérések alapján intervallumsebességeket kívánunk meghatározni [6]. Ekkor, mint az könnyen belátható, egy adott intervallum esetén a becsült sebesség hibája fordítottan arányos az intervallum hosszával. Emiatt túlságosan kis intervallumok esetén a sebességek hibája oly nagy lehet, hogy az egész sebességfüggvény értelmetlenné válik. Célszerű tehát az intervallumok hosszát egy bizonyos korlát felett tartani, és emellett az intervallumokat úgy beosztani, hogy az egyes intervallumok belsejében a sebesség lehetőleg keveset változzon. Ezen a módon eljárva lényegében a közeg hullámterjedési sebességét tükröző rétegmellét állítunk fel.

A dolgozat utolsó részében olyan rétegmellét fogunk vizsgálni, amelyben megengedjük a közetfizikai paraméterek lassú folyamatos változását az egyes rétegeken belül. Megmutatjuk, hogy a homogén rétegek leírására alkalmazott matematikai modell (Markov-lánc) hogyan általánosítható inhomogén rétegek esetére. Végül megadunk egy eljárást, amellyel az inhomogén rétegek általánosabb esete visszavezethető a homogén rétegekre kidolgozott módszereinkre. Megállapíthatjuk ezért, hogy a rétegmell illesztésének problémájában a homogén rétegekből álló modell több szempontból is alapvető. Fordítsuk tehát figyelmünket egyelőre az oly fontos homogén rétegekből álló modell vizsgálatára.

Ezekután a rétegmellről és a modell alkotó rétegek közetfizikai paramétereiről a következő képet alakíthatjuk ki magunknak (*1. ábra*.)

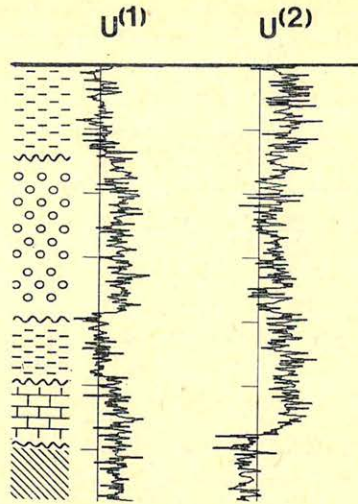
Az *1. ábra* baloldalán a rétegsor sematikus képe látható. A jobboldali lépcsős függvények az *1.*, *2.* típusú szondákkal mérhető közetfizikai paraméterek elméleti értékeit jelképezik. A lépcsős függvények ugrásai a réteghatároknál vannak. Bár nem minden réteghatár jelentkezik az összes lépcsős függvényen, a különböző függvények ugrási helyei *korrelálódnak*. Képzeljük most el, hogy az *1. ábrán* látható rétegsorhoz hasonló közeget harántoló fúrásban megmérjük az $u^{(1)}$, $u^{(2)}$ görbéket (*2. ábra*).

Az *1.* és *2. ábra* megfelelő görbéinek eltérését tekinthetjük akár mérési hibának, akár az egyes rétegeken belüli olyan inhomogenitásnak, amely kis méreténél fogva önálló réteggént nem vehető számításba. Mármost a rétegmell illesztésekor a következő módon járunk el. A ténylegesen megmért $u^{(1)}$, $u^{(2)}$, ..., $u^{(L)}$ függvényekhez olyan $v^{(1)}$, $v^{(2)}$, ..., $v^{(L)}$ lépcsős függvényeket keresünk, melyek eleget tesznek az alábbi követelményeknek:



GEO 84/16-1

1. ábra A rétegmodell
 Рус. 1. Пластовая модель
 Fig. 1. The layered model



GEO 84/16-2

2. ábra A mérési anyag
 Рус. 2. Материал измерений
 Fig. 2. The registrations

1. A $v^{(l)}$ lépcsős függvények lépcsőinek átlagos szélessége tetszőlegesen szabályozható, tehát beállíthatjuk a rétegmodell kívánt átlagos rétegvastagságát.

2. Az adott átlagos rétegvastagság mellett a $v^{(l)}$ függvények valamely statisztikai értelemben optimálisan illeszkednek az eredeti adatrendszerhez, vagyis az $u^{(l)}$ függvényekhez.

3. A $v^{(l)}$ függvények ugrási helyei, azaz a kijelölt réteghatárok *korrelálódnak*. Modellünkben a réteghatárokat a $v^{(l)}$ függvények ugrási helyeinek összessége adja meg. Kedvező esetben a $v^{(l)}$ értékekből magára a kőzetre is következtethetünk, s így rekonstruálhatjuk az 1. ábra baloldalát.

II. A Markov-lánc konstrukciója

Mint az előbb láttuk, a rétegmodell felállítása matematikailag olyan lépcsős függvények meghatározását jelenti, amelyek eleget tesznek az 1., 2., 3. követelményeknek. A következőkben a $v^{(l)}$ függvények matematikai leírásával foglalkozunk. E függvényeket egy L dimenziós Markov-lánc realizációiként állítjuk elő. A szerző a Markov-lánccal való modellezés ötletét *Godfrey et al. (1980)* cikkéből merítette. Az ő cikkükhöz képest jelen dolgozat leglényegesebb általánosítása a többdimenziós Markov-lánc használata, mely nem annyira matematikailag, mint inkább a gyakorlati alkalmazhatóság terén jelent lényeges többletet. További különbségekre vezet a modellezés feladatának eltérő megfogalmazása, aminek folyományaként a Markov-lánc bizonyos paramétereinek mi más tartalmat adunk, mint az említett cikkben. E különbségekre a megfelelő helyen még utalni fogunk.

Legyen az L dimenziós $\{v_i\}_{i=0}^N$ sorozat i -edik mintája

$$v_i = \begin{pmatrix} v_i^{(1)} \\ v_i^{(2)} \\ \vdots \\ v_i^{(L)} \end{pmatrix} \quad (1)$$

ahol tehát v_i L dimenziós oszlopvektor, és rögzített felső index esetén $\{v_i^{(l)}\}_{i=0}^N$ az l -edik köztfizikai paramétert jellemző függvény. A matematikai kezelhetőség érdekében feltesszük, hogy a $v^{(l)}$ lépcsős függvények értékkészlete diszkrét. Jelölje $v^{(l)}$ lehetséges értékeit $x_1^{(l)}, x_2^{(l)}, \dots, x_{m_l}^{(l)}$, ami azt jelenti, hogy modellünkben az l -edik köztfizikai paraméter csak a fenti m_l számú értékkel rendelkezhet. A gyakorlati alkalmazások szempontjából ez a megszorítás nem lényeges, ha az $x_1^{(l)}, \dots, x_{m_l}^{(l)}$ számok a ténylegesen előforduló paraméterértékek intervallumában megfelelő sűrűn helyezkednek el. Feltevésünkéből nyomban adódik, hogy a köztfizikai paraméterek kombinációi, azaz a $\{v_i\}$ véletlen függvény értékkészlete is diszkrét halmaz, nevezetesen a v_i vektorok lehetséges értékei egy $M = m_1 m_2 \dots m_L$ elemű állapottérből valók. Tegyük fel, hogy az állapottér elemei valamilyen módon sorba vannak rendezve, ekkor v_i lehetséges értékeit (felső index nélküli) x_j -vel ($j = 1, 2, \dots, M$) jelölhetjük, ahol az x_j állapot a köztfizikai paraméterek egy kombinációja, például:

$$v_i = x_j = \begin{pmatrix} x_{j1}^{(1)} \\ x_{j2}^{(2)} \\ \vdots \\ x_{jL}^{(L)} \end{pmatrix} \quad j_i = 1, \dots, m_i \quad (2)$$

ha a (2) jobboldalán álló oszlopvektornak megfelelő állapot az adott sorba-rendezésnél a j -edik helyre került. $\{v_i\}$ ilyen konstrukciója biztosítja a $\{v_i^{(l)}\}$ függvények ugrási helyeinek korrelálódására tett követelményünket. Ha ugyanis $i \Delta z$ -ben réteghatár van, akkor $v_{i-1} \neq v_i$, tehát a $\{v_i\}$ függvény néhány koordinátája az i pontban megváltozik, azaz a $\{v_i^{(l)}\}$ függvények közül néhánynak (esetleg mindnek, de legalább az egyiknek) ugrása van i -ben.

Térjünk rá a $\{v_i\}$ folyamat valószínűségi jellemzőinek megadására. Jelöljük α_j -vel a következő i -től független valószínűséget:

$$\alpha_j = Pr(v_i = x_j) \quad (3)$$

ahol $\sum_{j=1}^M \alpha_j = 1$, jelölje továbbá az α_j elemekből álló oszlopvektort $\bar{\alpha}$. Az α_j szám azt mutatja, hogy milyen valószínűséggel kaphatjuk egy réteg köztfizikai paramétereire az x_j állapotnak megfelelő értékeket. Ez a valószínűség az interpretációs algoritmus paramétere és így a ténylegesen mért adatok U összességétől *függetlenül* kell előírni. A legegyszerűbb esetben az $\bar{\alpha}$ eloszlást egyenletesnek adhatjuk meg: $\alpha_j = 1/M$, ennél azonban sokkal érdekesebb lehetőségünk is van. Emlékeztetünk arra, hogy mindeddig $\{v_i^{(l)}\}$ -ről, mint az

l-edik közetfizikai paramétert jellemző függvényről beszéltünk eltekintve annak konkrét fizikai jelentésétől. Mármost egy adott mélyfúrás és adott szondakombináció esetében geológiai és geofizikai megfontolások alapján gyakran tudni lehet, hogy mely paraméterkombinációk fordulhatnak elő nagy valószínűséggel *valódi közet fizikai paramétereiként*, azaz interpretálhatók, és mely kombinációk értelmetlenek. Világos, hogy ha egy mélységpontban a közetfizikai paraméterek olyan kombinációját mérjük, amit előzőleg értelmetlennek ítéltünk, akkor feltehető, hogy mérési hibával van dolgunk, ezért célszerű ezeket az adatokat kisebb súllyal bevonni az interpretációba. Vegyünk egy egyszerű példát. Tegyük fel, hogy a lyukban két fajlagos ellenállásra érzékeny szondával mértünk ($L = 2$). Ekkor nyilván azok a kombinációk kapnak nagy α_j apriori valószínűséget, melyekre $x_j^{(1)} \cong x_j^{(2)}$, a többi α_j kicsi vagy éppen zérus. Ily módon az interpretációt végző szakember az $\bar{\alpha}$ eloszlás megadásával jelentős apriori információt közölhet az algoritmussal.

Godfrey et. al. cikkükben a Markov-folyamattal való modellezést (többek között) egyfajta zajeltüntető eljárás céljára vezetik be. A szerzők az α_j valószínűségeket a mérési anyagból számított relatív gyakoriságokkal becsülik. Az ő megközelítésükben tehát $\bar{\alpha}$ az U mérési anyag paramétere. A mi céljainkra ez az eljárás nem volna megfelelő. Tegyük fel például, hogy két nagy vastagságú homogén réteg között ki akarunk mutatni egy harmadik vékony réteget. Ekkor ha az α_j értékeket a relatív gyakoriságok alapján becsülnénk, pusztán a méretek miatt a vékony réteget jellemző fizikai paraméterek kombinációjára olyan kis α_j érték adódhat, hogy az algoritmus esetleg kirekeszti a vékony réteg jelenlétére utaló adatokat az interpretációból. Példáink alapján világos, hogy az $\bar{\alpha}$ eloszlásnak nem a kőzetek előfordulási gyakoriságát kell tükröznie, sokkal inkább azt, hogy egy adott x_j kombináció milyen mértékben interpretálható egy kőzetfajta tényleges fizikai paramétereiként.

Ha megelégednénk csak az α_j valószínűségek rögzítésével, és feltennénk, hogy a folyamat független (fehér zaj), akkor egy adott

$$V = (v_0, v_1, \dots, v_N) = (x_{j_0}, \dots, x_{j_N})$$

realizációra egyenlő α_j -k esetén ($\alpha_j = 1/M$) a

$$Pr(V) = Pr(v_0 = x_{j_0}) \dots Pr(v_N = x_{j_N}) = \left(\frac{1}{M} \right)^{N+1}$$

apriori valószínűséget kapnánk. Mivel $Pr(V)$ minden realizációra ugyanaz, és az összes lehetséges V realizáció között azok vannak többségben, melyek gyorsan ugrálnak az x_j állapotok között, a fenti független folyamat nagy valószínűséggel olyan $v^{(l)}$ függvényeket adna, amelyek nem tesznek eleget a lépcsősség követelményének. Hogy a kívánt lépcsős tulajdonságot megkapjuk, a véletlen függvény bizonyos további valószínűségi jellemzőit is figyelembe vesszük, és a függetlenségnél kevésbé szigorú feltételezéssel élünk. Az előbbi $Pr(V)$ valószínűség legáltalánosabb kifejezése:

$$Pr(V) = \prod_{i=0}^N Pr(v_i | v_{i-1}, v_{i-2}, \dots, v_0)$$

ahol a feltételes valószínűségek azt fejezik ki, hogy a $\{v_i\}$ véletlen függvény bármely mintája függ az összes előző minta értékétől. A következőkben azt a

feltevést fogjuk használni, hogy egy v_i minta kizárólag az őt megelőző v_{i-1} -től függ. Így $Pr(V)$ az alábbi egyszerű alakot ölti:

$$Pr(V) = Pr(v_0) Pr(v_1|v_0) \dots Pr(v_N|v_{N-1}) \quad (4)$$

Ugyanezt felírva egy konkrét $V = (x_i, x_j, x_k \dots)$ realizációra, felhasználva, hogy $Pr(v_0 = x_i) = \alpha_i$:

$$Pr(V) = \alpha_i Pr(v_1 = x_j | v_0 = x_i) Pr(v_2 = x_k | v_1 = x_j) \dots$$

$N+1$ tényező

A valószínűségi számításban éppen a (4) egyenlettel szokták definiálni a Markov-lánccokat. Vezessük be (4) tényezőire a következő jelölést:

$$P_{jk} = Pr(v_i = x_k | v_{i-1} = x_j) \quad (5)$$

P_{jk} jelöli tehát azt a valószínűséget, mellyel a $\{v_i\}$ véletlen függvény az x_k állapotban található, feltéve hogy az előző minta állapota x_j volt. P_{jk} -t hasonlóan az $\bar{\alpha}$ eloszláshoz az i mélységtől függetlennek tekintjük. Tömören fogalmazva P_{jk} a $j \rightarrow k$ ugrás valószínűsége, ezért

$$\sum_{k=1}^M P_{jk} = 1 \quad (6)$$

A P_{jk} elemekből felépített mátrixot P -vel jelöljük és átmenetvalószínűségi mátrixnak nevezzük. E mátrix megadásának az az értelme, hogy segítségével szabályozhatjuk a Markov-lánc által produkált „rétegek” átlagos vastagságát. Már most látható ugyanis, hogy annál vastagabb rétegekre számíthatunk, minél inkább dominál P -ben a főátló. Ha például P_{jj} megközelíti az egységet, akkor a véletlen függvény sokáig képes megmaradni az x_j állapotban. A következőkben megvizsgáljuk a P mátrix néhány tulajdonságát, majd céljainknak megfelelően rögzítjük P -t. Tegyük fel, hogy valamely i -re ismerjük a

$$P_j(i) = Pr(v_i = x_j) \quad j = 1, \dots, M \quad (7)$$

valószínűség eloszlást. Ekkor (a $p_j(i)$ elemekből felépített oszlopvektort $\bar{p}(i)$ -vel jelölve) könnyen belátható, hogy a következő mélységre vonatkozó $\bar{p}(i+1)$ eloszlást az alábbi módon számíthatjuk.

$$\bar{p}^T(i+1) = \bar{p}^T(i) P \quad (8)$$

(A felső T index a transzponálás jele.) Eléggé kézenfekvő azt várni, hogy a kezdeti állapot hatása fokozatosan elenyészik, és így a

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \bar{p}^T(i+n) = \lim_{n \rightarrow \infty} \bar{p}^T(i) P^n \quad (9)$$

határérték $\bar{p}(i)$ -től független. Ez valóban így van, sőt belátható, hogy

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \bar{p}^T P^n = \bar{\alpha}^T \quad (10)$$

minden \bar{p} -re, ezenkívül

$$\bar{\alpha}^T P = \bar{\alpha}^T. \quad (11)$$

A (10) és (11) egyenletek szerint $\bar{\alpha}$ a Markov-lánc ún. invariáns eloszlása. Ezekután specializáljuk a P mátrixot a következő alakban.

$$P = \lambda I + (1 - \lambda) \begin{pmatrix} \bar{\alpha}^T \\ \bar{\alpha}^T \\ \vdots \\ \bar{\alpha}^T \end{pmatrix} \quad (12)$$

ahol I az egységmátrix, és λ skalár ($0 \leq \lambda < 1$). P fenti definíciója természetesen csak akkor értelmes, ha P kielégíti a (6) és (11) egyenleteket. Az olvasóra bízunk annak belátását, hogy a (12) szerint választott P -vel (6) és (11) valóban teljesül. Látjuk, hogy a λ szám P főátlójának nagyságát szabályozza, így egy előző megjegyzésünk értelmében λ az átlagos rétegvastagsággal áll szoros kapcsolatban. Például $\lambda = 0$ esetén a korábban már tekintett független folyamat áll elő, ekkor az átlagos rétegvastagság minimális. A másik határesetben ($\lambda \rightarrow 1$) a folyamat realizációi egyetlen rétegből állnak, azaz a $\{v_j\}$ függvény minden i -re azonos x_j állapotban marad, így a rétegvastagság maximális.

Legyen most $v_i = x_j$, és számítsuk ki azt a valószínűséget, mellyel $\{v_i\}$ még pontosan $n - 1$ lépésen keresztül a j -edik állapotban marad.

$$\begin{aligned} Pr(v_i = v_{i+1} = \dots = v_{i+n-1} = x_j, v_{i+n} \neq x_j) &= \\ &= P_{jj} P_{jj} \dots P_{jj} (1 - P_{jj}) = (1 - P_{jj}) P_{jj}^{n-1} \end{aligned} \quad (13)$$

Ebből az n lépésszám várható értékét képezve, egy x_j állapotú réteg átlagos vastagsága

$$w_j = (1 - P_{jj}) \sum_{n=1}^{\infty} n P_{jj}^{n-1} = \frac{1}{1 - P_{jj}} = \frac{1}{(1 - \lambda)(1 - \alpha_j)}, \quad (14)$$

ahol felhasználtuk a geometriai eloszlás várható értékének képletét. A (14) egyenlet tehát összefüggést ad meg λ és az átlagos rétegvastagság között.

Ismét utalunk *Godfrey et. al.* cikkére, ahol a szerzők λ -t az U mérési anyag paraméterének tekintik, és részletesen foglalkoznak λ -nak U alapján történő becslésével. Jelen cikkben λ -t úgy kezeljük, mint az eredményül kapott rétegsor átlagos rétegvastagságát befolyásoló paramétert. Mivel a modell kívánatos felbontottsága elsősorban az interpretáció céljától függ, ezért az interpretációt végző szakembernek λ -t az U mérési anyagtól függetlenül kell meghatároznia. Szeizmikus kiértékelésben használható modell számításakor például célszerű lehet 10–500 m -es felbontottságra törekedni. Az eddigieket tömören összefoglalva:

Az α_j valószínűségek és a λ paraméter előírásával a P mátrix felépítése révén konstruáltunk egy L dimenziós Markov-láncot. Az ebből származó $\{v_i^{(l)}\}$ függvények teljesítik az első részben megfogalmazott 1. és 3. követelményeket, azaz az átlagos lépcsőszélességük szabályozható és ugrási helyeik korrelációban vannak. Ezenkívül a (4) képlet $\{v_i\}$ minden realizációjához egy apriori valószínűséget rendel.

III. A lépcsős függvények illesztése

A következő lépés, hogy a $\{v_i\}$ folyamat realizációi közül kiválasszuk azt, amelynél a $v^{(l)}$ függvények optimálisan illeszkednek az U adatrendszerhez (lásd az első rész 2. követelményét). Tekintsük a következő egyenletet, melyet a szakirodalomban gyakran a kísérleti anyag additív modelljének neveznek [4].

$$U = V + N \quad (15)$$

ahol eddigi jelöléseinkkel összhangban U a mérési adatok összességéből felépített mátrix, V a lehetséges rétegsorok közetfizikai paramétereinek elméleti értékeit tartalmazó mátrix, N pedig az előző kettő eltérése. V -t úgy fogjuk megválasztani, hogy N -t kicsivé tegyük, ezért az N mátrix elemei zajnak tekinthetők, és világos, hogy $n_i^{(l)} = u_i^{(l)} - v_i^{(l)}$, valamint $Pr(N) = Pr(U|V)$. N elemeiről feltesszük, hogy függetlenek, normális eloszlásúak, 0 várható értékűek és σ_i szórással rendelkeznek. Megjegyezzük, hogy mind a függetlenségre vonatkozó feltevés, mind az eloszlás fajtája tekintetében léteznek más értelmes alternatívák is, amelyekre a most következő levezetés kisebb módosításokkal átvihető. Így például tárgyalhatók azok az esetek, amikor megengedjük, hogy n_{i-1} és n_i korrelációban álljanak, σ_i pedig függjön a mélységtől [6]. A [3] cikkben példát találhatunk más eloszlás alkalmazására is.

Optimalitási kritériumnak a maximális a posteriori valószínűség elvét fogadjuk el. Ennek szemléletes tartalma az, hogy olyan optimális \hat{V} mátrixot keresünk, amely kicsivé teszi N elemeit, miközben a hozzátartozó (4) a priori valószínűség viszonylag nagy. Pontosabban:

$$\hat{V} = V\{\max Pr(V|U)\} \quad (16)$$

(16) jobboldala azt a V mátrixot jelenti, amelyik maximalizálja a $Pr(V|U)$ valószínűséget. Felhasználva Bayes tételét:

$$\hat{V} = V\left\{\max \frac{Pr(U|V) Pr(V)}{Pr(U)}\right\} \quad (17)$$

Figyelembe véve, hogy a maximum nem függ a nevezőtől, és képezve a tényezők negatív logaritmusát:

$$\hat{V} = V\{\max Pr(U|V) Pr(V)\} = V\{\min [-1nPr(U|V) - 1nPr(V)]\} \quad (18)$$

N elemeinek függetlenségére vonatkozó feltevésünk és (4) alapján:

$$\hat{V} = V\left\{\min \left[-\sum_{i=0}^N \sum_{l=1}^L 1nPr(u_i^{(l)}|v_i^{(l)}) - \sum_{i=0}^N 1nPr(v_i|v_{i-1})\right]\right\} \quad (19)$$

(19) jobboldalán minden tagot kiszámíthatunk. Figyelembe véve az $n_i^{(l)}$ mennyiségek valószínűség eloszlására vonatkozó feltevéseinket, felhasználva a korábban bevezetett α_j , P_{jk} jelöléseket, egy konkrét $V = (x_{j_0}, x_{j_1}, \dots)$ realizáció esetén a (19) -ben minimalizálandó függvényre a következő kifejezés adódik:

$$C(V) = \frac{1}{2} \sum_{i=0}^N \sum_{l=1}^L \left(\frac{(u_i^{(l)} - x_{j_l}^{(l)})^2}{\sigma_l} \right) - 1n\alpha_{j_0} - \sum_{i=1}^N 1nP_{j_{i-1}, j_i} \quad (20)$$

Itt elhagytuk azokat a (19)-ben szereplő tagokat, amelyek V -től függetlenek, és így a maximum helyét nem befolyásolják. A (20) veszteségfüggvény minimalizálásával kapjuk a keresett \hat{V} optimális becslést. Rátérünk annak az algoritmusnak leírására, amely segítségével megkereshetjük (20) minimumát. Alkalmazzuk a következő jelöléseket:

$$D_{j,i} = \frac{1}{2} \sum_{l=1}^L \left(\frac{u_i^{(l)} - x_j^{(l)}}{\sigma_l} \right)^2 \quad (21)$$

$$i = 0, 1, \dots, N; j = 1, 2, \dots, M$$

ahol $D_{j,i}$ az i -edik mélységpontban mért $u_i^{(l)}$ értékek és az elméleti $v_i^{(l)} = x_j^{(l)}$ értékek eltéréseiből származó veszteségjáruléék. Legyen továbbá:

$$T_{j,k} = -1n P_{jk} \quad (22)$$

$$j, k = 1, \dots, M$$

ahol $T_{j,k}$ a $v_{i-1} = x_j$, $v_i = x_k$ állapotváltásból származó veszteségjáruléék. Ezekután tekintsük a következő rekurzív összefüggést:

$$C_{j,0} = -1n\alpha_j + D_{j,0}$$

$$C_{j,i+1} = \min_k \{C_{k,i} + T_{k,j}\} + D_{j,i+1} \quad (23)$$

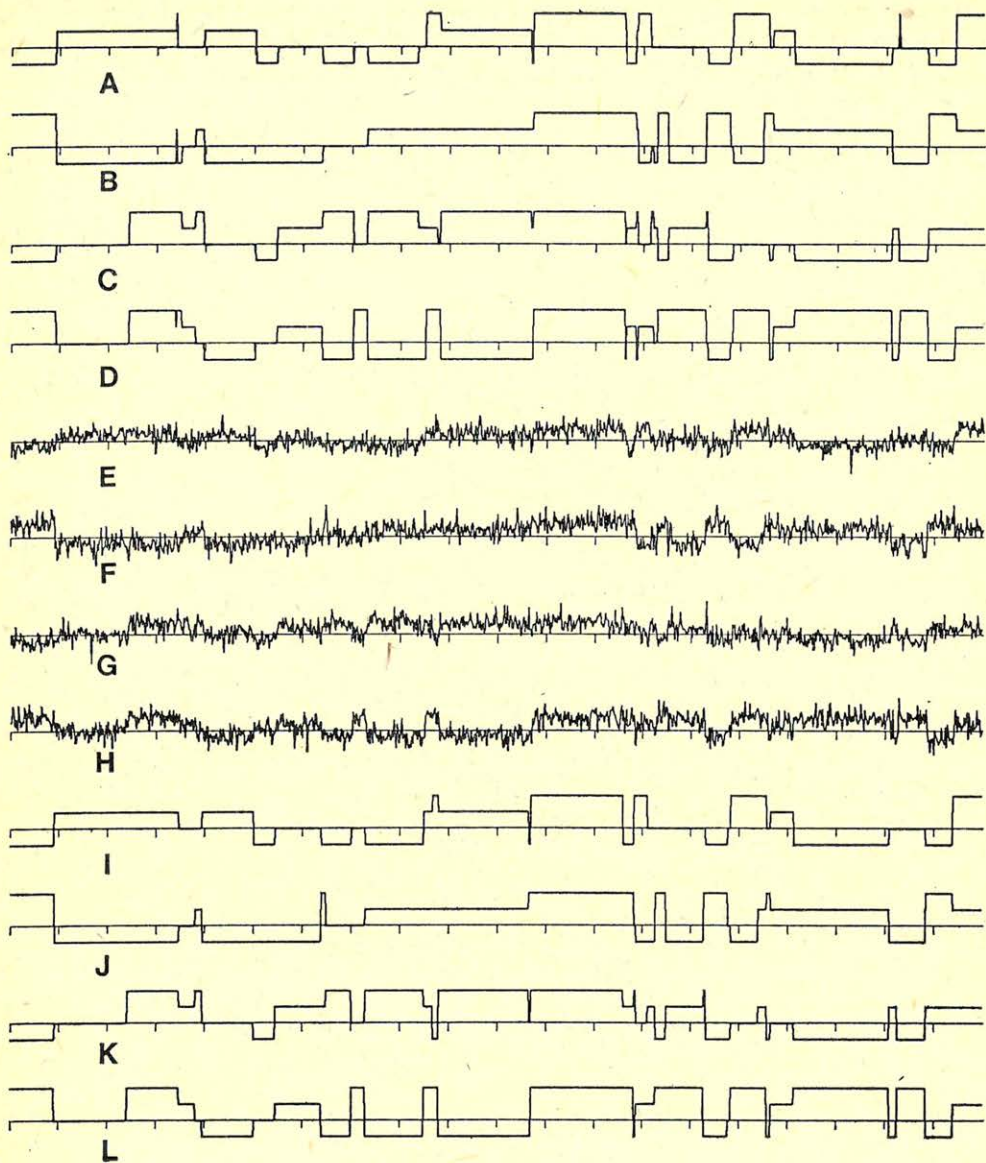
$$i = 0, 1, \dots, N$$

$$j, k = 1, 2, \dots, M$$

N -re vonatkozó teljes indukcióval belátható, hogy a $C_{j,N}$ veszteségértékek rendelkeznek az alábbi tulajdonsággal. Azon (20) szerint számított veszteségek közül, melyek az x_j állapottal végződő (tehát $v_N = x_j$) realizációkhoz tartoznak a minimális veszteség éppen $C_{j,N} \cdot N = 0$ esetén ez az állítás triviális. A teljes indukció szabályai szerint feltesszük, hogy állításunk igaz $C_{k,N-1}$ -re minden $k = 1, \dots, M$ esetén. Ekkor a $v_{N-1} = x_k$, $v_N = x_j$ végződésű minimális veszteségű realizációhoz tartozó veszteségérték $C_{k,N-1} + T_{k,j} + D_{j,N}$. Mivel az optimális $v_N = x_j$ végződésű realizáció is ezek között van, az ehhez tartozó veszteség nyilván a k szerint vett minimummal egyenlő. Ezzel állításunkat bizonyítottuk. Az optimális $\{v_i\}$ függvény meghatározásához kiszámítjuk a $C_{j,i}$ veszteségeket minden $j = 1, \dots, M$ és $i = 0, \dots, N$ -re, eközben megőrizzük a (23)-ban minimumot biztosító k indexeket. A minimális $C_{j,N}$ veszteséghez tartozó ágon a k indexekben visszafelé haladva adódik az optimális $\{v_i\}$, ennek koordinátái pedig a keresett $\{v_i^{(l)}\}$ lépcsős függvényeket szolgáltatják.

IV. Szintetikus és terepi példák

Az algoritmus illusztrálására tekintsük a 3. ábrát. A 3. ábra A, B, C, D lépcsős függvényeit a II. pontban leírt Markov-lánc realizációjaként kapjuk. A négydimenziós függvény hossza 1000 minta, minden görbe 4 lehetséges értéket vehet fel, így az állapottér $M = 4^4 = 256$ elemű. Az $\bar{\alpha}$ eloszlást egyenletesnek választottuk, az átlagos lépcsőszélességet meghatározó λ paraméter értéke 0.97 volt. Az A, B, C, D görbékéből normális eloszlású, nulla várható értékű, független zaj hozzáadásával készítettük az E, F, G, H görbéket, utóbbiak képezték az algo-



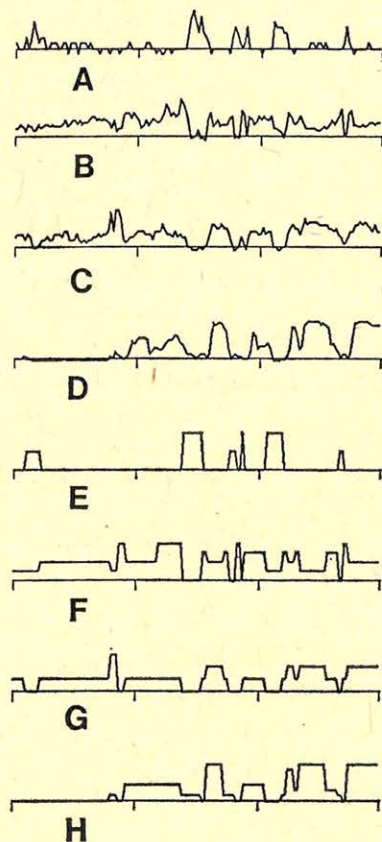
GEO 84/16-3

3. ábra Szintetikus példa négy csatornával
 Рис. 3. Синтетический пример с четырьмя каналами
 Fig. 3. Synthetic example including four channels

ritmus bemenetét. Az algoritmus eredménye az *I, J, K, L* görbe, ezek az *A, B, C, D* lépcsős függvények becslésének tekintendők. A megfelelő görbék hasonlósága — csak egészen apró eltérések vannak — mutatja az eljárás nagy teljesítőképességét.

Mielőtt továbbsmennénk, emlékeztetünk arra, hogy a $\{v_i\}$ L dimenziós lépcsős függvény ugrási helyeit tekintjük réteghatárnak, továbbá hogy a geológiai és geofizikai viszonyok ismeretében $\{v_i\}$ lehetséges állapotaihoz hozzárendelhetők az adott területen előforduló kőzetfajták. Így módon a karotázsszelvényekhez illesztett lépcsős függvényeket rétegmodellként értelmezhetjük. A réteghatárok kijelölése egyértelmű, míg $\{v_i\}$ állapotai és a kőzetfajták közti hozzárendelést ebben a dolgozatban nem konkretizáljuk.

A 4. és 5. ábrán a Visonta F-389/0 mélyfúrás szelvényei alapján készült különböző felbontottságú rétegmodelleket mutatunk be.



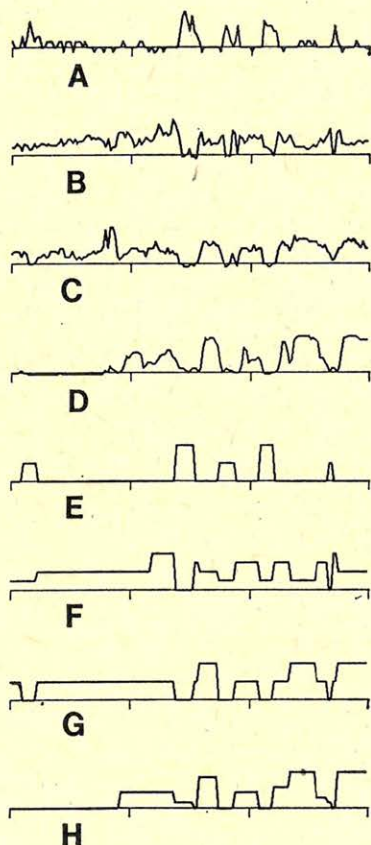
GEO 84/16-4

4. ábra Visonta F-389/0 mélyfúrás; kompenzált $\gamma\gamma$, természetes γ , neutron-neutron és ellenállás szelvényekhez illesztett lépcsős függvények

Рис. 4. Скважина F-389/0 Вишонта, ступенчатые зависимости совмещенные с кривыми компенсированный $\gamma\gamma$ каротаж, естественный γ , кривой нейтрон-нейтрон и кривой сопротивления

Fig. 4. Borehole Visonta F-389/0; step functions fitted to compensated $\gamma-\gamma$ natural γ , neutron-neutron and resistivity logs

Az ábrák *A, B, C, D* görbéje rendre kompenzált $\gamma\gamma$, természetes γ , neutron-neutron és ellenállás szelvény. A szelvények 150 m mélységet fognak át 1 m-enként mintavételezve. Az algoritmus kimenete az *E, F, G, H* lépcsős függvény. Ezek 3, 5, 4 és 8 elemű értékkészlettel rendelkeznek, így az állapottól $3 \times 5 \times 4 \times 8 \times = 480$ elemű. Mindkét esetben az $\bar{\alpha}$ eloszlást egyenletesnek adtuk meg, λ értéke 0.98 volt. Az azonos bemeneti anyag alapján készült két rétegmodell közti eltérés — a 4. ábrán látható modell részletesebb, mint az 5. ábra modellje — oka az eltérés komponens szórásának különbözősége. A 4. ábra esetében az algoritmus az eltérés komponensnek kisebb σ_i szórásértékeket tulajdonított, mint az 5. ábra példájában. A σ_i szórások nagysága a következő módon hat az illesztett $\{v_i^{(0)}\}$



GEO 84/16-5

5. ábra Visonta F-389/0 mélyfúrás; kompenzált $\gamma\gamma$, természetes γ , neutron-neutron és ellenállás szelvényekhez illesztett lépcsős függvények

Рис. 5. Скряжина F-389/0 Вишонта, ступенчатые зависимости совмещенные с кривыми компенсированный $\gamma\gamma$ каротаж, естественный γ , кривой нейтрон-нейтрон и кривой сопротивления

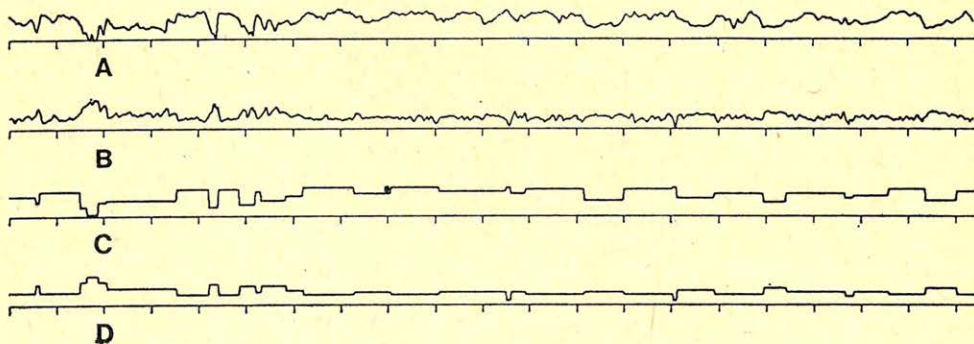
Fig. 5. Borehole Visonta F-389/0; step functions fitted to compensated $\gamma-\gamma$ natural γ , neutron-neutron and resistivity logs

függvények lépcsőszerűségére. Növekvő σ_1 esetén az adatoktól való nagy eltérés sem növeli lényegesen a (20) veszteségfüggvény értékét, így egyre inkább a kevés ugrást tartalmazó, nagy apriori valószínűségű lépcsős függvények kerülnek előtérbe. Nullához tartó σ_1 esetén viszont az adatoktól való legkisebb eltérés is korlátlanul növelheti a veszteségfüggvényt, ezért $\{v_i^{(0)}\}$ gyakorlatilag meg fog egyezni az eredeti $\{u_i^{(0)}\}$ adatrendszerrel. Látjuk tehát, hogy σ_1 növekedése általában az illesztett lépcsős függvény lépcsőinek szélesedését, így a rétegmodell felbontottságának csökkenését okozza. Ugyanerre az eredményre jutunk, ha meggondoljuk, hogy nagy eltérés komponens (zaj) mellett, tehát nagy bizonytalanságú kis információ tartalmú adatokból nem szerkeszthetünk részletes, sok információt tartalmazó modellt. Érdekes ezen a helyen összefoglalnunk azokat a tényezőket, amelyek meghatározzák az eredményül kapott rétegmodell felbontottságát.

1. Maga a mérési anyag, illetve a rétegek tényleges vastagsága.
2. A (12)-beli λ paraméter.
3. Az eltérés komponens szórása.

Az eltérés komponens szórásával kapcsolatban megjegyezzük még, hogy azt az $\bar{\alpha}$ eloszláshoz és a λ paraméterhez hasonlóan az interpretáció paraméterének tekinthetjük, és így nincs szükség σ_1 -nek az U mérési anyag alapján történő becslésére. A szórások legfontosabb szerepe, hogy megfelelő előírásukkal szabályozhatjuk az egyes szelvények részvételének súlyát a rétegmodell kialakításában.

A 6. és 7. ábrán az AL745-ös mélyfúrásban felvett sűrűség és akusztikus terjedési idő szelvényeket (A és B görbék), valamint az ezekhez illesztett különböző felbontottságú lépcsős függvényeket (C , D) láthatjuk. A rétegmodelleket szeizmikus kiértékelés számára készítettük.

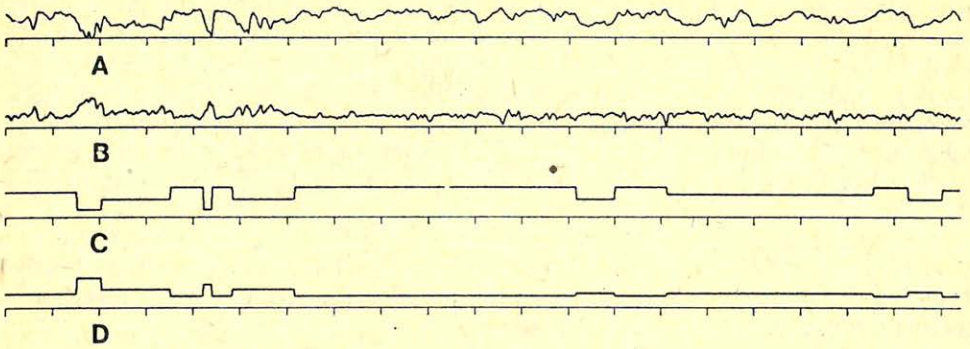


GEO 84/16-6

6. ábra AL745 mélyfúrás; sűrűség és akusztikus terjedési idő szelvényhez illesztett lépcsős függvények

Рис. 6. Скважина AL-745, ступенчатые зависимости, совмещенные с кривыми плотности и акустического времени прохождения

Fig. 6. Borehole AL745; step functions fitted to density and acoustic logs



GEO 84/16-7

7. ábra AL745 mélyfúrás; sűrűség és akusztikus terjedési idő szelvényhez illesztett lépcsős függvények

Рис. 7. Скважина AL – 745, ступенчатые зависимости, совмещенные с кривыми плотности и акустического времени прохождения

Fig. 7. Borehole AL745; step functions fitted to density and acoustic logs

V. Rétegek lassan változó fizikai paraméterekkel

E pontban elhagyjuk azt a feltevést, hogy egy réteg belsejében minden kőzetfizikai paraméter konstans, és megengedjük ezek *lassú* változását egy rétegen belül is. Valamely kőzetfizikai paraméter ugrásszerű változását azonban továbbra is réteghatárnak tekintjük. Hogy korábbi eredményeinket alkalmazni tudjuk, célszerű a mérési anyagot olyan átalakításnak alávetni, amely után azt a homogén rétegek esetéhez hasonlóan kezelhetjük. E célból a karotázsszelvényeket felbontjuk egy lassan változó és egy ugró függvény összegére. Az első komponens matematikailag szakaszonként lineáris, folytonos (törtlineáris) függvénnyel fogjuk leírni, míg a második komponens a korábban tárgyalt lépcsős függvény lesz. A közeg rétegződésére vonatkozó információt nyilván a lépcsős függvény hordozza. A lassan változó komponens levonjuk az eredeti mérési anyagból, így olyan másodlagos mérési anyaghoz jutunk, amely már kielégíti a homogén rétegek esetére kidolgozott algoritmus feltételeit.

Matematikai modellünk alapjául egy kétdimenziós Markov-lánc (lásd a II. pontot) szolgál.

$$\{v_i\}_{i=0}^N, \quad v_i = \begin{pmatrix} v_i^{(1)} \\ v_i^{(2)} \end{pmatrix} \quad (24)$$

Ebből egyszerűen megalkothatjuk a kísérleti anyag additív modelljét.

$$w_i = v_i^{(1)} + \sum_{j=0}^i v_j^{(2)} + n_i \quad (25)$$

$$i = 0, \dots, N$$

ahol w_i a felbontandó karotázsszelvény adatait jelöli. Alkalmassá diszkrét érték-készletet választva $\{v_i^{(1)}\}$ -nek és $\{v_i^{(2)}\}$ -nek elérhetjük, hogy (25) jobboldalának

első és második tagja a kívánt tulajdonságú lépcsős függvény, illetve a lassan változó törtlineáris függvény legyen. A harmadik tag az eltérés komponens, melyre vonatkozóan most is élünk a (15) után tett feltevésekkel. Célunk, hogy megkeressük a $\{w_i\}$ mérési adatokhoz legjobban illeszkedő $\{v_i^{(1)}\}$ és $\{v_i^{(2)}\}$ függvényeket. Az illesztés kritériumaként ismét a maximális a posteriori valószínűség elvét alkalmazzuk. A (16)–(20) képletek levezetéséhez hasonló módon (ezek részletezését az olvasóra bízjuk) az alábbi optimalizáló algoritmushoz jutunk.

Tegyük fel, hogy a (24) folyamat egy realizációjának $i-1$ -edik mintája a k -adik, i -edik mintája a j -edik állapotban van, és jelölje a lassan változó komponens k -adik állapothoz és $i-1$ -edik mintához tartozó értékét $S_{k,i-1}$. Ekkor a mérési adatoktól való eltérés vesztesége:

$$D_{kj,i} = \frac{1}{2\sigma^2} (w_i - x_j^{(1)} - x_j^{(2)} - S_{k,i-1})^2 \quad (26)$$

ahol σ az eltérés komponens szórása. A teljes veszteségre vonatkozó (23)-mal analóg rekurzív összefüggés most a következő alakú.

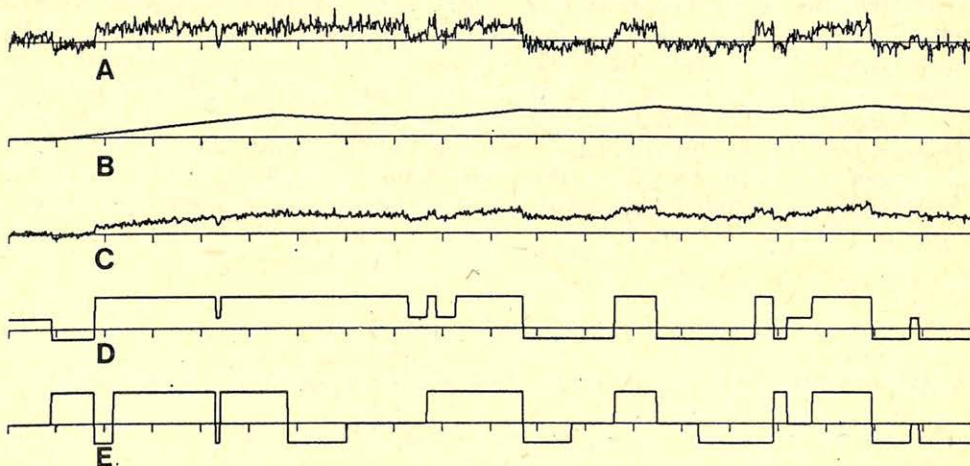
$$C_{j,i+1} = \min_k \{C_{k,i} + T_{kj} + D_{kj,i+1}\} \quad (27)$$

ahol T_{kj} jelentése ugyanaz, mint (22)-ben. Meg kell még adni $S_{j,i}$ rekurzív kifejezését, ez egyszerűen

$$S_{j,i} = S_{k,i-1} + x_j^{(2)} \quad (28)$$

Itt k az az index, amely (27)-ben a minimumot biztosítja. A (23) után mondottak a (26)–(28) képletek által megadott algoritmusra is érvényesek, a teljes indukciós bizonyítás majdnem szó szerint megismételhető.

Az algoritmus működését a 8. ábra példáján mutatjuk be.



GEO 84/16-8

8. ábra Szintetikus példa inhomogén rétegekkel
 Рис. 8. Синтетический пример с неоднородными пластами
 Fig. 8. Synthetic example containing inhomogeneous layers

A 8. ábra A görbéje egy additív zajjal terhelt lépcsős függvény, míg B viszonylag lassan változik és szakaszonként lineáris. E kettő összegeként adódott a C görbe, ami az algoritmus bemenete volt. Az algoritmus eredménye a D és E lépcsős függvény, ezek felelnek meg $\{v_i^{(1)}\}$ -nek, illetve $\{v_i^{(2)}\}$ -nek. Az E függvényt integrálva megkaphatnánk a B függvény becslését, D pedig gyakorlatilag megegyezik az A görbe zajmentes változatával. (Felhívjuk a figyelmet arra, hogy az egyes görbék függőleges léptéke a rajz normalálása miatt különböző.)

Összefoglalás

A dolgozatban rétegmelleket szerkesztettünk azonos mélyfúrásban mért több karotázsszelvény alapján. A felhasznált szelvények fajtájára vonatkozóan semmilyen kikötést nem tettünk, feltettük viszont, hogy a réteghatárok helyén a szelvénykombináció egy vagy több elemén ugrásszerű változás van. A feladatot olyan lépcsős függvények keresésére vezettük vissza, melyek optimálisan illeszkednek a szelvények adataihoz, ugrási helyeik korrelálódhatnak és a lépcsők átlagos szélessége szabályozható. A lépcsős függvényeket egy többdimenziós (vektor értékű) Markov-lánc realizációiként nyertük. A Markov-lánc állapotai és az adott fúrásban előforduló kőzetfajták között hozzárendelés létesíthető, bár ezt a hozzárendelést ebben a dolgozatban seholsem konkretizáltuk. Az \bar{x} eloszlás és ezen keresztül a P átmenetvalószínűségi mátrix felépítésével olyan apriori információt közölhetünk az algoritmussal, amely jellemzi a rendelkezésre álló szelvénykombinációt és a kutatási terület geológiai viszonyait. Az algoritmus ily módon képes különbséget tenni a paraméterek fizikailag értelmes és értelmetlen kombinációi között. Az állapotok és a kőzetfajták közötti megfeleltetés megadása, valamint az \bar{x} eloszlás előírása a gyakorlati alkalmazhatóság szempontjából nagyon fontos. E feladatokat meg kell oldani minden gyakran használt szondakombinációra és minden kutatási területre.

A cikkben leírt módszer — a kidolgozottság jelenlegi fokán — még nem tekinthető a címben ígért univerzális rétegsor meghatározó eljárásnak. A szerző szándéka csupán az volt, hogy, olyan egyelőre inkább csak matematikai eszközt nyújtson a karotázsszal foglalkozó szakembereknek, amely alapján esetleg megvalósítható lesz a gyakorlat számára is megfelelő értelmezési rendszer.

IRODALOM

- [1] *Dowds, J. P.*, 1969, Oil rocks: information theory: :Markov chains : entropy, Colorado School Mines Quart., v. 51, No 3, p. 275–293.
- [2] *Feller, W.*, 1978, Bevezetés a valószínűségszámításba és alkalmazásaiba, XV. fejezet, Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- [3] *Godfrey, R., Muir, F., Rocca, F.*, 1980, Modeling seismic impedance with Markov chains, Geophysics, v. 45, p. 1351–1372.
- [4] *Golcman, F. M.*, 1971, Sztatizticszeszkije modeli interpretacii, Izd. Nauka, Moszkva.
- [5] *Lawler, E. L.*, 1982, Kombinatorikus optimalizálás: hálózatok és matroidok, 3. fejezet, Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- [6] *Vermes Mátyás*, 1984, Intervallumsebesség függvény számítás függőleges szeizmikus szelvényezés (VSP) adataiból, Magyar Geofizika (megjelenőben).

Intervallumsebesség függvény számítása függőleges szeizmikus szelvényezés (VSP) adataiból

VERMES MÁTYÁS*

A dolgozatban a VSP direkt hullám beérkezési idői alapján intervallumsebesség függvényt számítottunk. Kimutatjuk, hogy a sebességfüggvény felbontottsága a jelenlegi mérés technika mellett nem érheti el a 10–20 métert. Javasoljuk egy olyan intervallumsebesség függvény előállítását, melyben az intervallumok hossza elég nagy ahhoz, hogy a becsült sebességek hibája még elfogadható legyen, ugyanakkor az intervallumhatárok optimális kijelölésével biztosítjuk, hogy a sebességfüggvény a lehető legjobban tükrözze a közeg esetleges rétegződését.

В работе по временам прихода прямых волн ВСП вычисляется зависимость интервальных скоростей. Показано, что разрешенность скоростной зависимости при настоящей технике не превышает 10–20 метров. Предлагается построение зависимости интервальных скоростей, в котором длина интервалов достаточно велика, чтобы ошибки оценки скоростей были еще приемлимыми, но в то же время оптимальным определением границ интервалов обеспечивается то, что скоростная зависимость наилучшим образом отражает слоистость.

In the paper interval velocity functions are computed from the travel times of direct arrivals. It is pointed out that as a consequence of the state of the art of the present technique the resolution of the velocity function can not exceed the 10–20 meters.

The creation of such interval velocity function is proposed which has intervals long enough allowing satisfactorily small estimation errors and the simultaneous optimal choice of the layer boundaries assures that the velocity function describes the stratification as good as it is possible.

Bevezetés

A VSP adatok feldolgozásában és értelmezésében lényeges szerepe van a hullámterjedési sebesség megfelelő pontosságú becslésének. Ésszerű célkitűzés, hogy a VSP-n található reflexiókat megpróbáljuk kapcsolatba hozni a közeg sebességviszonyaival. Jelen dolgozatban egy olyan eljárást javasolunk, amely a direkt hullám beérkezési idői alapján intervallum-sebesség függvényt készít. A feladat látszólag egyszerű, kimutatjuk azonban, hogy a sebességfüggvény részletessége nem növelhető tetszőlegesen a becsült sebességértékek bizonytalanságának növekedése miatt. Ennek oka az, hogy egy adott intervallum esetén a becsült intervallum-sebesség hibája fordítottan arányos az intervallum hosszával. A jelenlegi mérés technika mellett a direkt hullám 10–20 méteres mélységközökben kiolvasott beérkezési idői nem tartalmaznak elegendő információt a sebességfüggvény ugyanilyen részletességű effektív meghatározásához. Célszerű ezért az intervallumok hosszát bizonyos korlát felett tartani, és kisebb részletességgel megelégedve olyan sebességfüggvényt számítani, amelynek relatív hibája még elfogadható. Feltesszük, hogy a közeg bizonyos rétegződést mutat, és az intervallum-sebesség függvényt úgy építjük fel, hogy az tükrözze a közegnek ezt az esetleges rétegződését. Célunk így a közeg hullámterjedési

* Geofizikai Kutató Vállalat, Budapest

sebesség szempontjából különböző nagyobb méretű egységeinek megragadása. Ehhez olyan intervallumrendszert keresünk, amelynek intervallumai elég nagyok ahhoz, hogy a becsült sebességek szórása megfelelő kicsi legyen, ugyanakkor az egyes intervallumokon belül a sebesség lehetőleg keveset változzon. A kapott sebességfüggvény alkalmazásai a következők lehetnek: A sebességfüggvény alapján szintetikus VSP számítható. Ennek jelentősége az, hogy tájékoztat a különböző típusú hullámok relatív amplitudó viszonyáról, és így elősegíti a többszörös reflexiók felismerését. A sebességfüggvényt alkalmazhatjuk a hagyományos szeizmika egyes műveleteinél, mint pl. a mélységtranszformáció, migráció, gömbi szóródás korrekció stb.

Megemlítjük végül, hogy a cikkben bemutatott matematikai megoldás elve részben megtalálható a [3] munkában. Jelenlegi eredményünket az ott leírt algoritmus konkrét feladatra való alkalmazásának tekinthetjük. Ezért, az ismétléseket kerülendő, megelégedtünk olyan mélységű tárgyalással, ami témánk megértéséhez feltétlenül szükséges, miközben nem mondtunk le arról, hogy a dolgozat önmagában is egészset alkosson. Részletesebben foglalkozunk viszont azokkal a kérdésekkel, amik [3]-ban nem szerepelnek. Külön kiemeljük itt a véletlen komponens korrelációjának figyelembevételét.

Az intervallumsebesség becslésének hibája

Célunk, hogy a VSP direkthullám beérkezési idői alapján intervallumsebesség függvényt számítsunk. A feladat látszólag triviális, hiszen ha ismert a mintavételi mélységköz (Δz általában $10-20$ m), és kiolvassuk a direkthullám beérkezési idejét a $z_i = i\Delta z$ és $z_{i+1} = (i+1)\Delta z$ mélységekben, akkor a (z_i, z_{i+1}) mélységintervallumra a

$$v(i, i+1) = \frac{\Delta z}{t_{i+1} - t_i} \quad (1)$$

intervallumsebesség adódik. (A szokásos terminológiától kissé eltérően ebben a cikkben intervallumon általában mélységintervallumot értünk, az adott intervallumra vonatkoztatott átlagsebességet pedig intervallumsebességnek nevezük.) Az ilyen módon számított sebességfüggvény hibája azonban a $t_{i+1} - t_i$ időkülönbség meghatározásának pontatlansága miatt általában megengedhetetlenül nagy. E pontatlanságnak több forrása van, melyek közül a két legfontosabb:

1. A beérkezési idők kiolvasása bizonytalan.
2. A hullámgerjesztés körülményei kis mértékben csatornáról csatornára változnak.

Így pl. változhat a hullámkeltés mélysége és a jelalak. Bár az utóbbi hibaforrások hatása bizonyos korrekciók végrehajtásával csökkenthető, a tapasztalat azt mutatja, hogy a beérkezési idők meghatározásának hibája (szokásos szeizmikus frekvenciasávot és 2 ms-os időbeli mintavételezettséget feltételezve) nem kisebb, mint 1 ms. Vizsgáljuk meg részletesebben, mekkora hibát okoz a becsült intervallum-sebességben az időmérés és mélységmérés bizonytalansága.

Tegyük fel, hogy a helyes z_i és t_i mélység és időértékek helyett a $z_i + n_i$ és $t_i + m_i$ értékeket mérjük. Ekkor a valódi és a becsült sebesség eltérése:

$$\Delta v = \frac{z_2 + n_2 - z_1 + n_1}{t_2 + m_2 - t_1 + m_1} - \frac{z_2 - z_1}{t_2 - t_1}. \quad (2)$$

A sebességfüggvény hibájának négyzete ebből úgy adódik, hogy képezzük a $|\Delta v|^2$ mennyiség várható értékét. Mivel ez a várható érték szigorú matematikai értelemben nem létezik, ezért a most következő levezetés formális:

$$\begin{aligned} \sigma_v^2 &= E\{|\Delta v|^2\} \geq \\ &\geq \frac{1}{(t_2 - t_1)^2} E\left\{ \frac{(t_2 - t_1)^2(n_1^2 + n_2^2) + (z_2 - z_1)^2(m_1^2 + m_2^2)}{(t_2 - t_1 + m_2 - m_1)^2} \right\}, \end{aligned} \quad (3)$$

ahol a számlálóban elhagytuk azokat a tagokat, amelyekben a függetlennek tekintett n_1, n_2, m_1, m_2 mennyiségek vegyes szorzatai szerepelnek. Tegyük most fel, hogy (3) nevezőjében az $m_2 - m_1$ tag $t_2 - t_1$ mellett elhanyagolható. Ekkor:

$$\sigma_v^2 \geq \frac{2(\sigma_z^2 + v^2\sigma_t^2)}{(t_2 - t_1)^2}, \quad (4)$$

ahol σ_z és σ_t jelöli a mélység és idő mérésének szórását. Megemlítjük, hogy az $m_2 - m_1$ tag elhanyagolhatóságára vonatkozó feltevésünk csak nagy intervallumok esetén jogos, ezért kis $t_2 - t_1$ esetén a sebesség tényleges hibája nagyobb lehet, mint (4) jobboldala. Mindenesetre (4) jó tájékoztatást ad a sebesség lehetséges hibájáról. Tegyük fel pl., hogy $\sigma_z = 1 \text{ m}$, $\sigma_t = 1 \text{ ms}$, $v = 5000 \text{ m/s}$ és $z_2 - z_1 = 10 \text{ m}$, amiből $t_2 - t_1 = 2 \text{ ms}$. Ezekkel a reális adatokkal (4)-ből a sebesség szórására a $\sigma_v \geq 3600 \text{ m/s}$ alsó becslést kapjuk. A sebesség e nagy relatív hibája azt jelenti, hogy a jelenlegi méréstechnika mellett, $\Delta z = 10 \text{ m}$ mintavételi mélységköz esetén az (1) képlet szerint számított sebességfüggvény gyakorlatilag teljesen használhatatlan. Levonhatjuk mindebből azt a következtetést, hogy a 10 m -es mélységközökben kiolvasott beérkezési idők nem tartalmaznak elegendő információt egy ugyanilyen részletességű sebességfüggvény effektív meghatározásához.

Intervallumsebességeket tükröző rétegmodell

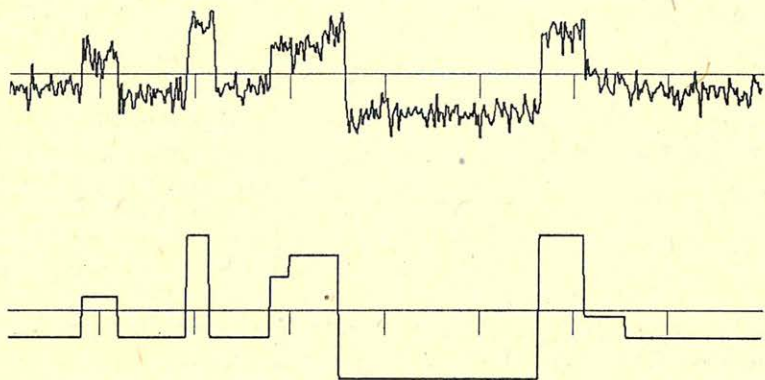
(4)-ből láthatjuk, hogy egy adott intervallum esetén a becsült sebesség szórása fordítottan arányos a beérkezési idők különbségével. Kézenfekvő ezért az a gondolat, hogy nagyobb intervallumokat véve (ekkor a (4) nevezőjében levő $t_2 - t_1$ tag is nagy) és kisebb felbontással megelégedve olyan sebességfüggvényt állítsunk elő, amelynek relatív hibája még megengedhető. Ekkor a közeg sebességviszonyait a

$$v(i, i+l) = \frac{z_{i+l} - z_i}{t_{i+l} - t_i} = \frac{\Delta z \cdot l}{t_{i+l} - t_i} \quad (5)$$

intervallum-sebességekkel jellemezzük, ahol $l = 1$ esetén visszkapjuk az (1) képletet. Megjegyezzük, hogy az intervallumok tetszőleges kijelölése esetén fizikailag értelmes sebességfüggvényt kapunk. Például megadva a (z_{i1}, z_{i2}) , (z_{i2}, z_{i3}) , (z_{i3}, z_{i4}) stb. intervallumokat, jellemezhetjük a közeget az (5) szerint

számított $v(i_1, i_2)$, $v(i_2, i_3)$... intervallum-sebességekkel. Nyilvánvaló azonban, hogy a tetszőlegesen előírt intervallumrendszerek nem egyformán jók. Egyrészt láttuk az előbb, hogy az intervallumok nem lehetnek túlságosan kicsik, mert ez a sebességfüggvény nagy bizonytalanságához vezet. Másrészt feltehető, hogy a közeg bizonyos rétegződést, tagozódást mutat, ezért célszerű az intervallumokat úgy megválasztani, hogy azok tükrözzék a közeg tagozódását. Célunk tehát a közeg hullámterjedési sebesség szempontjából különböző, nagyobb méretű egységeinek megragadása. Ehhez olyan intervallumrendszert keresünk, amelynek intervallumai elég nagyok ahhoz, hogy a becsült sebességek hibája még elfogadható legyen és az egyes intervallumokon belül a sebesség lehetőleg keveset változzon. A vázolt feladatot a következő módon fogjuk megoldani. A $\Delta t_i = t_{i+1} - t_i$ időkülönbségek sorozatához egy lépcsős függvényt ($\{\tau_i\}_{i=1}^N$) illesztünk. A lépcsős függvény ugrási helyei ($\tau_i \neq \tau_{i-1}$) adják meg az intervallumhatárokat. A $\{\tau_i\}$ függvénynek a következő tulajdonságokkal kell rendelkeznie:

1. A lépcsők legyenek megfelelően szélesek,
2. emellett a függvény a lehető legjobban illeszkedjen a $\{\Delta t_i\}$ adatrendszerhez (1. ábra).



Geo 84 / 15-1

1. ábra Lépcsős függvény illesztése
 Рис. 1. Ступенчатая зависимость
 Fig. 1. Fitting of the step function

Tegyük fel, hogy a $\{\tau_i\}$ függvény illesztésével egy intervallumra a (z_i, z_{i+1}) adódik. A 2. követelményt is figyelembe véve ez azt jelenti, hogy:

$$\tau_i = \tau_{i+1} = \dots = \tau_{i+l-1} \cong \frac{\Delta t_i + \Delta t_{i+1} + \dots + \Delta t_{i+l-1}}{l} =$$

$$= \frac{t_{i+1} - t_i + t_i + t_{i+2} - t_{i+1} + \dots + t_{i+l} - t_{i+l-1}}{l} = \frac{t_{i+l} - t_i}{l}. \quad (6)$$

Eszerint:

$$v(i, i+l) = \frac{\Delta z \cdot l}{t_{i+l} - t_i} \cong \frac{\Delta z}{\tau_i}. \quad (7)$$

(7) mutatja, hogy a feltételeinket kielégítő $\{\tau_i\}$ lépcsős függvénynek való-
ságos fizikai tartalma van, nevezetesen fordítottan arányos az intervallum-
sebességgel. A mérési anyagból származó Δt_i és az elméleti τ_i értékek különbségét
jelölje n_i :

$$\Delta t_i = \tau_i + n_i. \quad (8)$$

A (8) egyenletet a szakirodalomban gyakran a kísérleti anyag additív mo-
delljének, n_i -t eltérés komponensnek nevezik. A $\{\tau_i\}$ függvényt úgy fogjuk meg-
választani, hogy $\{n_i\}$ -t kicsivé tegyük, ezért n_i zajnak tekintendő. Pontosabban
fogalmazva, az n_i számokat a Δt_i időkülönbségek hibájának tekintjük, és fel-
tesszük róluk, hogy normális eloszlású, nulla várható értékű valószínűségi vál-
tozók, melyeknek együttes valószínűségsűrűség függvénye $Pr(n_0, n_1, \dots, n_N)$.
A sűrűségfüggvényt az időmérés szórásának ismeretében meghatározhatjuk, ké-
sőbb ezzel még részletesen foglalkozunk. Jelölje a $\{\tau_i\}$ lépcsős függvény ugrá-
sainak számát k , ekkor az intervallumok száma $k+1$, és legyen T pozitív szám.
Tekintsük a következő veszteségfüggvényt:

$$C(\tau) = -1n[Pr(n_0, n_1, \dots, n_N)] + kT. \quad (9)$$

A $\{\tau_i\}$ függvényt a (9) veszteségfüggvény minimalizálásával határozzuk
meg. Nyilvánvalóan (9) akkor kicsi, ha a $\{\tau_i\}$ lépcsős függvény viszonylag kevés
lépcsőből áll, ugyanakkor illeszkedik a $\{\Delta t_i\}$ adatrendszerhez, tehát $\{n_i\}$ kicsi.
A T szám növelésével az intervallumhatárok felvételéből adódó veszteségjárulék
nő, ezért az optimális $\{\tau_i\}$ lépcsőinek száma csökken, az intervallumok mérete
növekszik. T változtatásával így szabályozhatjuk a sebességfüggvény felbon-
tottságát. A két határesetben $\{\tau_i\} = \{\Delta t_i\}$, ha $T = 0$, illetve $\{\tau_i\} = (t_N - t_0)/N$,
ha $T \rightarrow \infty$. T -t úgy kell megadni, hogy minél részletesebb, de még értelmes, azaz
elfogadható relatív hibájú sebességfüggvényt kapjunk.

Térjünk rá (9) első tagjának kifejtésére. Az n_0, n_1, \dots mennyiségekről fel-
tehetnénk, hogy függetlenek, ekkor:

$$Pr(n_0, n_1, \dots, n_N) = \prod_{i=0}^N Pr(n_i) \quad (10)$$

adódna, aminek felhasználásával:

$$-1n Pr(n_0, \dots, n_N) = \sum_{i=0}^N \frac{(\Delta t_i - \tau_i)^2}{2\sigma_{\Delta t}^2} + \{\tau_i\}\text{-től független tagok.} \quad (11)$$

(11)-ben $\sigma_{\Delta t} = \sqrt{2} \sigma_t$ a Δt időkülönbségek szórása, vagy ami ugyanaz n_i
szórása. A (11) képlet alkalmazásával jól működő algoritmust kaphatunk.
Rendelkezésünkre áll azonban egy ennél jobb megoldás is, melynek lényege,
hogy az n_i és n_{i+1} mennyiségek korrelációját is figyelembe vesszük.

Legyen a t_1, t_2, t_3 beérkezési idők hibája rendre m_1, m_2, m_3 . Ekkor $\Delta t_1 =$
 $= (t_2 + m_2) - (t_1 + m_1)$ hibája: $n_1 = m_2 - m_1$, $\Delta t_2 = (t_3 + m_3) - (t_2 + m_2)$ hibája:

$n_2 = m_3 - m_2$. Ebből n_1 és n_2 korrelációs együtthatója:

$$\rho_{n_1, n_2} = E\left\{\frac{m_2 - m_1}{\sqrt{2} \sigma_t} \cdot \frac{m_3 - m_2}{\sqrt{2} \sigma_t}\right\} = \frac{1}{2\sigma_t^2} E\{m_2(-m_2)\} = -1/2, \quad (12)$$

ahol figyelembe vettük, hogy m_1, m_2, m_3 korrelálatlanok. A korrelációs együttható ismeretében tekinthetjük a (10)-nél általánosabb:

$$Pr(n_0, n_1, \dots, n_N) = Pr(n_0) \prod_{i=0}^N Pr(n_i | n_{i-1}) = Pr(n_0) \prod_{i=0}^N \frac{Pr(n_{i-1}, n_i)}{Pr(n_{i-1})} \quad (13)$$

egyenletet. $\rho = -1/2$ felhasználásával a (13)-ban szereplő valószínűségek alábbi kifejezéseit kapjuk:

$$Pr(n_i) = \frac{1}{\sqrt{4\pi} \sigma_t} \exp\left\{-\frac{n_i^2}{4\sigma_t^2}\right\},$$

$$Pr(n_i, n_{i-1}) = \frac{1}{2\pi \sqrt{3} \sigma_t^2} \exp\left\{-\frac{1}{3\sigma_t^2} [n_i^2 + n_i n_{i-1} + n_{i-1}^2]\right\}. \quad (14)$$

A (13) és (14) képletek segítségével:

$$-1n Pr(n_0 \dots n_N) = \frac{n_0^2}{4\sigma_t^2} + \sum_{i=1}^N \left[\frac{n_i^2 + n_i n_{i-1}}{3\sigma_t^2} + \frac{n_{i-1}^2}{12\sigma_t^2} \right] + \text{const.} \quad (15)$$

A matematikai kezelhetőség érdekében a $\{\tau_i\}$ függvény számára véges diszkrét értékészletet írunk elő. Jelöljük $\{\tau_i\}$ lehetséges értékeit x_j -vel ($j = 1, \dots, M$), ahol $x_1 = \Delta z / v_{\max}$, $x_M = \Delta z / v_{\min}$ és $x_j - x_{j-1} = (x_M - x_1) / (M - 1)$. Ez a megszorítás nem lényeges, ha az x_j számok a Δt_i értékek lehetséges intervallumában megfelelő sűrűn helyezkednek el. Utóbbi jelölésünkkel a véletlen komponens $n_i = \Delta t_i - x_j$ alakban írható. Ezekután tekintsük az alábbi rekurzív összefüggést:

$$C_{j,0} = \frac{(\Delta t_0 - x_j)^2}{4\sigma_t^2} \quad (16a)$$

$$D_{k,j,i} = \frac{(\Delta t - x_j)^2}{3\sigma_t^2} + \frac{(\Delta t_i - x_j)(\Delta t_{i-1} - x_k)}{3\sigma_t^2} + \frac{(\Delta t_{i-1} - x_k)^2}{12\sigma_t^2} \quad (16b)$$

$$C_{j,i} = \min_k \{C_{k,i-1} + D_{k,j,i} + (1 - \delta_{jk})^T\} \quad (16c)$$

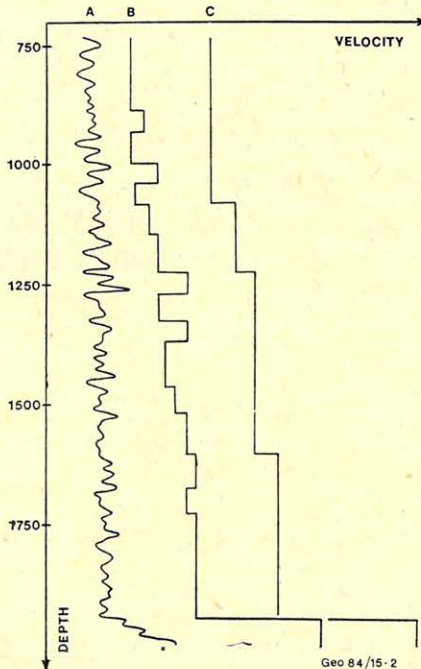
$$(i = 1, \dots, N; j, k = 1, \dots, M)$$

ahol δ_{jk} a Kronecker szimbólum. A (16c) képlet jobboldalának második és harmadik tagja a $\{\Delta t_j\}$ adatrendszerrel való eltérés, illetve az új intervallumhatár felvételéből származó veszteséjárulék. A (16) képletek szerint számított $C_{j,N}$ számokról ($j = 1, \dots, M$) N -re vonatkozó teljes indukció segítségével bebizonyíthatjuk a következőt. Azon $\{\tau_i\}$ lépcsős függvényeket tekintve, melyek az

x_j értékkel végződnek, tehát $\tau_N = x_j$, a (9) veszteségfüggvény minimuma (nem számítva a (15)-beli állandó tagot) éppen $C_{j,N}$. $N = 0$ -ra ez az állítás triviális. A teljes indukció szabályai szerint feltesszük, hogy állításunk igaz $C_{k,N-1}$ -re minden $k = 1, 2, \dots, M$ indexre. Ekkor a $\tau_{N-1} = x_k, \tau_N = x_j$ végződésű lépcsős függvényekhez tartozó minimális veszteség $C_{k,N-1} + D_{kj,N} + (1 - \delta_{jk})T$. Mivel ezek között van az optimális $\tau_N = x_j$ végződésű függvény is, az ehhez tartozó veszteség nyilván a k szerinti minimum. Állításunkat ezzel bizonyítottuk.

A (16) képletek alapján a következő módon állíthatjuk elő a (9) veszteségfüggvényt minimalizáló $\{\tau_i\}$ lépcsős függvényt. Minden $i = 0, \dots, N$ mélységre és $j = 1, \dots, M$ -re kiszámítjuk a $C_{i,j}$ értékeket, miközben megőrizzük azokat a k indexeket, melyek (16c)-ben a minimumot adják. A minimális $C_{j,N}$ értékhez tartozó ágon a k indexekben visszafelé haladva adódik az optimális $\{\tau_i\}$.

Algoritmusunk működését a Szeghalom 15 mélyfúrásban végzett VSP adatain mutatjuk be. A direkthullám beérkezési időit a [2] műben javasolt módszerrel határoztuk meg. Ennek lényege, hogy az első beütés görbéjéhez a felfutó oldalon inflexió érintőt húzunk, és az érintő valamint az időtengely metszéspontjában definiáljuk a beérkezési időt. A 2. ábra A görbéje a direkthullám beérkezési idejéből $\Delta z = 10$ m mélységközökre meghatározott intervallumsebesség függvényt ábrázolja. A sebességértékek 2200 és 4100 m/s között vannak. A további két görbét (lépcsős függvényt) a cikkben leírt módszerrel készítettük. Az A görbéhez képest a B és C görbék léptéke a jobb szemléltetés érdekében kb.



2. ábra Intervallumsebesség függvények a Szeghalom 15 mélyfúrásban végzett VSP alapján

Рис. 2. Кривые интервальных скоростей по данным ВСП в скважине Сергхалом 15

Fig. 2. Interval velocity functions computed from VSP measured in the borehole Szeghalom 15.

3-szoros. A két lépcsős függvényt olyan rétegmodellnek tekinthetjük, ami – egy bizonyos felbontottsággal – a közeg sebességviszonyait tükrözi. A kívánatos felbontottság mértékét az interpretáció célja határozza meg, miközben tekintetbe kell vennünk, hogy a (4) képlet szerint a felbontottság nem növelhető tetszőlegesen.

IRODALOM

- [1] *Godfrey, R., Muir, F., Rocca, F.*, 1980, Modeling seismic impedance with Markov chains, *Geophysics*, v. 45, p. 1351 – 1372.
- [2] *Ricker, N. H.*, 1977, Transient waves in visco-elastic media, 8. fejezet, Elsevier.
- [3] *Vermes Mátyás*, 1984, Rétegsor meghatározás karotázsszelvények számítógépes feldolgozásával, Magyar Geofizika (megjelenőben).

Paleomágnesség, térszerkezet és ősföldrajz

M Á R T O N P É T E R *

A kontinensszegélyek és tektonikai vonalak vagy az óceáni sávos mágneses anomáliák geometriai tulajdonságait felhasználó módszerek mellett, a paleomágneses adatok is alkalmasak kvantitatív ősföldrajzi rekonstrukciók előállítására. A paleomágneses rekonstrukciók lényeges eleme az egykori földmágneses tér szerkezetére vonatkozó centrikus dipól feltétel, amely azonban a perm-triász korban valószínűleg nem érvényes. A dolgozat áttekintést ad a rekonstrukció paleomágneses módszeréről, illetve az egykori tér szerkezetére vonatkozó vizsgálatokról.

Наряду с методами, использующими контуры континентов и тектонические линии или геометрические свойства полосовые магнитных аномалий океанов, для количественной реконструкции древней географии применимы и палеомагнитные данные. Существенным элементом палеомагнитных реконструкций является предположение о центрическо-дипольном строении прежнего магнитного поля земли, однако которое вероятно недействительно для пермотриаса. В работе дается обзор палеомагнитного метода реконструкции, а также описываются исследования относительно структуры прежнего поля.

Palaeogeographic reconstructions can be made by fitting the contours of the continents and/or large scale tectonic features or using the geometrical properties of the oceanic magnetic anomalies. Palaeomagnetism can also be used to produce quantitative palaeogeographical maps. An essential element of the palaeomagnetic reconstructions is the geocentric dipole assumption which, however, is only approximately valid in Permo-Triassic time. The paper reviews the palaeomagnetic methods of reconstruction and relevant results concerning the configuration of the palaeomagnetic field.

A paleomágneses mérések közvetlen célja a kőzetek ősi mágnesezettségének meghatározása. E mágnesezettség helyi jellemzői a paleomágneses deklináció (D) és inklináció (I) szögei. Előbbi az egykori mágneses meridián jelenlegi azimutja, utóbbi a mágnesezettség vektorának az egykori vízszintes síkkal bezárt szöge. Ha a mérési eredmény elegendően hosszú ($10^5 - 10^6$ év rendű) időtartamot reprezentál, akkor feltevés szerint centrikus dipoltérből vett mintaként kezelhető és így alkalmas az egykori földmágneses, vagyis paleomágneses pólus helyének kiszámítására (Irving, 1964).

Legyen a $H(\varphi, \lambda)$ mérési hely távolsága a $P(\varphi_p, \lambda_p)$ paleomágneses pólustól p (1. ábra). A dipólegenlet értelmében

$$\operatorname{ctg} p = \frac{1}{2} \operatorname{tg} I,$$

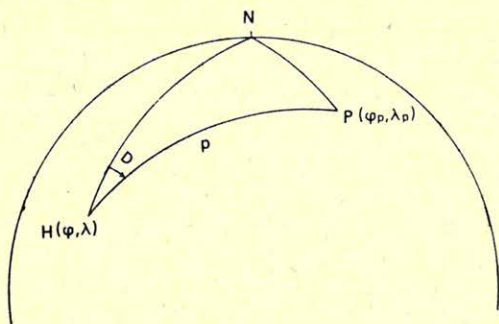
a pólus koordinátái pedig a következő relációkból adódnak

$$\sin \varphi_p = \sin \varphi \cos p + \cos \varphi \sin p \cos D,$$

azaz

$$\lambda_p = \lambda + \Gamma, \quad \text{ha } \cos p \cong \sin \varphi \sin \varphi_p,$$

* ELTE Geofizikai Tanszék



Geo 84/13-1

1. ábra

Рис. 1.

Fig. 1.

illetve

$$\lambda_p = \lambda + 180 - \Gamma, \text{ ha } \cos p < \sin \varphi \sin \varphi_p,$$

ahol

$$\sin \Gamma = \sin p \frac{\sin D}{\cos \varphi_p}, \quad (-90^\circ \leq \Gamma \leq 90^\circ).$$

A paleomágneses pólus kizárólag arra a tektonikailag merevnek tekinthető földtani egységre, pl. kontinensre, kontinentöredékre vonatkozik, amelyen a paleomágneses mérés történt. Centrikus, axiális dipólterben a paleomágneses pólus a szóbanforgó tektonikai egység paleoszélességi köreinek rendszerét határozza meg. Ez geometriailag azt jelenti, hogy a $P(\varphi_p, \lambda_p)$ pólus ismeretében a kontinens bármely $H(\varphi, \lambda)$ pontjára kiszámítható a paleoszélesség és az egykori meridián D eltérése a jelenlegi meridiántól. Az 1. ábra szerint

$$\cos p = \sin \varphi \sin \varphi_p + \cos \varphi \cos \varphi_p \cos(\lambda_p - \lambda),$$

a paleoszélesség pedig $(90^\circ - p)$ -vel egyenlő, míg

$$D = \Gamma', \text{ ha } \sin \varphi_p \geq \sin \varphi \cos p,$$

illetve

$$D = 180^\circ - \Gamma', \text{ ha } \sin \varphi_p < \sin \varphi \cos p,$$

ahol

$$\sin \Gamma' = \sin(\lambda_p - \lambda) \frac{\cos \varphi_p}{\sin p}, \quad (-90^\circ \leq \Gamma' \leq 90^\circ).$$

Tapasztalat szerint a paleomágneses pólus helyzete a földtani kor függvényében változik, a pólus vándorol. A jelenség értelmezésében a pólusvándorlást látszólagosnak tekintjük és a megfelelő tektonikai egység, rögzítettnek gondolt

pólushoz viszonyított mozgásaival magyarázzuk. A Föld legnagyobb tektonikai egységeihez, a nagyobb és kisebb litoszféra lemezek mindegyikéhez tartozik egy pólusvándorlási görbe. Ezek a negyedkorban a Föld forgástengelyén centrált, a földtani kor előrehaladásával változó mértékben szétváló görbék. Ha a litoszféra lemezek relatív helyzete a földtörténet folyamán a maival azonos lett volna, akkor az összes pólusvándorlási görbe közös nyomon haladna és a lemezek egy-egy, földmágneses pólushoz viszonyított mozgását tükrözné. A pólusvándorlási görbék különbözőségei tehát a lemezek viszonylagos mozgásáról, *kontinensvándorlásról* tanuskodnak.

A kontinensvándorlás Wegener-féle elmélete szerint a mai szárazulatok a paleozoikumban egyetlen hatalmas őskontinensben, Pangeában tömörültek, amelynek feldarabolódása a késői mezozoikumtól kezdve lényegében a jelenkorig tart. Wegener maga több őstérképet szerkesztett elméletének illusztrálására (*Wegener, 1922*), de az első kvantifikált őstérkép, amely az Atlanti-óceánt övező kontinensek szegélyeinek legkisebb négyzetes egyeztetésével készült, csak 1965-ben jelent meg (*Bullard, Everett and Smith, 1965*). A déli szárazulatok hasonló rekonstrukciója még későbbi (*Smith and Hallam, 1970*). Ezt viszont gyorsan követte a kettő egyesítése (*Briden, Smith and Sallomy, 1970*), a Wegener-féle Pangea modern változata, amely a továbbiakban *A*-rekonstrukcióként fog szerepelni (2. ábra). A későbbiekben is voltak kísérletek az Atlanti-óceán körüli



Geo 84/13-2

2. ábra. A kontinensek lehetséges elrendeződése a perm-triász folyamán (A – rekonstrukció). Sztereografikus projekció. Eurázia jelenlegi helyzetében. A projekció középpontja: $\varphi_c = 18,2^\circ$, $\lambda_c = 18,5^\circ$. A kör a felső félgömb határát jelzi

Рис. 2. Возможное расположение континентов в пермо-триасе (реконструкция А). Стереографическая проекция. Евразия в современном положении. Центр проекции: $\varphi_c = 18,2^\circ$, $\lambda_c = 18,5^\circ$. Окружность выделяет границу верхнего полушария

Fig. 2. A possible reassembly of the continents in the Permo-Triassic time (Reconstruction-A). The circle marks the limits of the stereographic projection centred at $\varphi_c = 18,2^\circ$, $\lambda_c = 18,5^\circ$. Eurasia in its present position

kontinensek egyesítésére. *Le Pichon et. al. (1977)* és *Sclater et. al. (1977)* rekonstrukciói a Bullard-féle ősföldrajz enyhe módosításaiként tekinthetők. *Tarling (1972)* és *Powell et. al. (1980)* ősföldrajzi modelljei a déli szárazulatra vonatkoznak és Kelet- és Nyugat-Gondwana viszonyában különböznek a Smith-Hallam rekonstrukciótól. *Sclater et. al. (1977)* és *Powell et. al. (1980)* modelljeinek egyesítése a 3. ábrán látható ősföldrajzot szolgáltatja (B-rekonstrukció).



Geo 84/13-3

3. ábra. A kontinensek lehetséges elrendeződése a perm-triász folyamán (B-rekonstrukció). Sztereografikus projekció. Eurázia jelenlegi helyzetében. A projekció középpontja: $\varphi_c = 17,1^\circ$, $\lambda_c = 12,1^\circ$. A kör a felső félgömb határát jelzi

Рис. 3. Возможное расположение континентов в пермо-триасе (реконструкция В). Стереогрифическая проекция. Евразия в современном положении. Центр проекции: $\varphi_c = 17,1^\circ$, $\lambda_c = 12,1^\circ$. Окружность выделяет границу верхнего полушария

Fig. 3. A possible reassembly of the continents in the Permian and Triassic (Reconstruction-B). The circle marks the limits of the stereographic projection centred at $\varphi_c = 17,1^\circ$, $\lambda_c = 12,1^\circ$. Eurasia in its present position

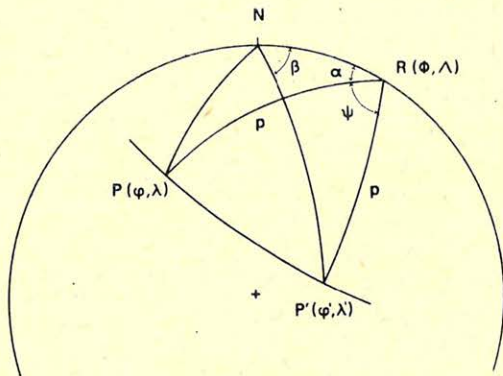
Az említett rekonstrukciók a triász ősföldrajzot érzékeltetik. Általában feltételezik, hogy az őskontinens ebben a formában a variszkuszi időkben (karbon) állt össze és ezután mintegy 100 millió évig kisebb posztorogén deformációktól eltekintve (*Arthaud and Matte, 1977*), stabil egységet képezett. Pangea későbbi feldarabolódásának története az óceáni mágneses anomáliák értelmezése nyomán tárult fel (*Le Pichon and Hayes, 1971*), (*McKenzie and Sclater, 1971*), (*Fisher et. al., 1971*), (*Pitman and Talwani, 1972*), (*Weissel and Hayes, 1972*), (*Sclater and Fisher, 1974*), (*Johnson et. al., 1976*), (*Sclater et. al., 1977*).

A paleomágneses adatok kétféleképpen használhatók fel a litoszféra lemezek egykori elrendeződésének vizsgálatában.

Az első módszer csupán a rekonstrukciók ellenőrzését szolgálja. Lényege az, hogy adott földtani időre vonatkozó rekonstrukción, centrikus dipóltérben az egyidejű paleomágneses pólusoknak kisebb szórást kell mutatniok mint a jelen-

legi kontinens elrendeződés mellett. A próba elvégzéséhez a paleomágneses pólusokat az adott rekonstrukcióhoz kell forgatni.

Legyen $P(\varphi, \lambda)$ bármely forgatandó pont (pl. paleomágneses pólus), amelyet a $R(\Phi, \Lambda)$ ponton átmenő, radiális irányú tengely körül ψ szöggel elforgatva ($\psi > 0$, ha a gömbön kívülről nézve a forgás az óramutató járásával ellentétes irányú) a $P'(\varphi', \lambda')$ pontba jutunk.



Geo 84/13-4

4. ábra.

Рис. 4.

Fig. 4.

A 4. ábrából láthatóan φ' a

$$\sin \varphi' = \cos p \sin \Phi + \sin p \cos \Phi \cos (\alpha + \psi);$$

$$(-90^\circ \leq \varphi' \leq 90^\circ),$$

λ' pedig a

$$\lambda' = \Lambda - \beta, \text{ ha } \cos p < \sin \varphi' \sin \Phi,$$

illetve

$$\lambda' = \Lambda + \beta - 180^\circ, \text{ ha } \cos p < \sin \varphi' \sin \Phi$$

relációból határozható meg, ahol

$$\sin \beta = \sin p \frac{\sin(\alpha + \psi)}{\cos \varphi'}.$$

A képletekben szereplő p szög a P (és egyúttal P') és az R pontok szögtávolsága, azaz

$$\cos p = \sin \varphi \sin \Phi + \cos \varphi \cos \Phi \cos (\Lambda - \lambda),$$

illetve

$$\cos p = \sin \varphi' \sin \Phi + \cos \varphi' \cos \Phi \cos (\Lambda - \lambda'),$$

($0^\circ \cong p \cong 180^\circ$), α -ra pedig érvényes, hogy

$$\alpha = \gamma, \text{ ha } \sin \varphi \cong \cos p \sin \Phi,$$

illetve

$$\alpha = 180 - \gamma, \text{ ha } \sin \varphi < \cos p \sin \Phi,$$

ahol

$$\sin \gamma = \cos \varphi \frac{\sin(A - \lambda)}{\sin p}.$$

Briden et. al. (1970) szerint az A -rekonstrukcióhoz forgatott triász, illetve perm korú paleomágneses pólusok $\delta 5$ -ször, ill. 15 -ször kisebb szórást mutatnak, mint forgatás előtt. Ezek az eredmények az A -ösföldrajzi kép paleomágneses igazolásaként tekinthetők.

A második módszer a paleogeográfia paleomágneses pólusokból történő rekonstruálására alkalmazható. Alapja az, hogy centrikus dipóltérben az egyidejű paleomágneses pólusok egyetlen pontot definiálnak.

Két, $P_1(\varphi_1, \lambda_1)$ és $P_2(\varphi_2, \lambda_2)$ pont (pl. paleomágneses pólus) illesztése az összekötő meridián felező meridiánját alkotó pontok körüli forgatással lehetséges. Ezek közül a legkisebb forgást adó, az összekötő meridián pólusának felel meg $P(\Phi, \Lambda)$.

Az 5. ábra alapján a következő egyszerű formulák érvényesek:

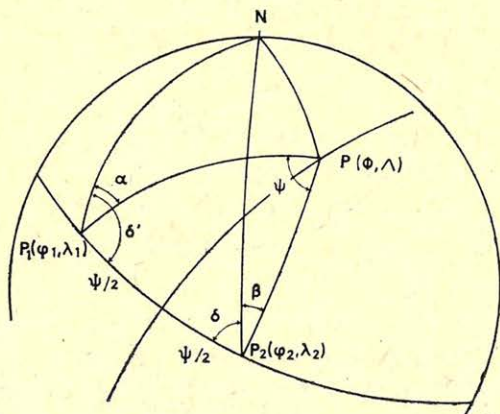
$$\cos \psi = \sin \varphi_1 \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos (\lambda_2 - \lambda_1),$$

$$\alpha = \delta' - 90^\circ, \text{ illetve } \beta = 90^\circ - \delta.$$

De

$$\delta' = \delta^x, \quad \text{ha } \sin \varphi_2 \cong \cos \psi \sin \varphi_1,$$

$$\delta' = 180^\circ - \delta^x, \text{ ha } \sin \varphi_2 < \cos \psi \sin \varphi_1,$$



Geo 84/13-5

5. ábra.

Рис. 5.

Fig. 5.

ahol

$$\sin \delta^x = \cos \varphi_2 \frac{\sin (\lambda_2 - \lambda_1)}{\sin \psi},$$

illetve

$$\delta = \delta^x, \quad \text{ha } \sin \varphi_1 \geq \cos \psi \sin \varphi_2,$$

$$\delta = 180^\circ - \delta^x, \quad \text{ha } \sin \varphi_1 < \cos \psi \sin \varphi_2,$$

ahol

$$\sin \delta^x = \cos \varphi_1 \frac{\sin (\lambda_2 - \lambda_1)}{\sin \psi}.$$

Most a paleomágneses pólust szolgáltató formulák alkalmazásával (194. oldal) $D = \alpha$ (vagy $D = \beta$) és $p = 90^\circ$ helyettesítéssel kapjuk $P(\varphi_p, \lambda_p) \equiv P(\Phi, A) - t$.

Az axiális dipólfeltétel miatt, rekonstrukciós célokból a paleomágneses pólusok a földrajzi pólusra forgathatók. Célszerűen a $\psi = 90^\circ - \varphi_p$ nagyságú, óramutató járásával ellentétes irányú $\Phi = 0^\circ$, $A = \lambda_p - 90^\circ$ egyenlítői pont körüli forgást (McKenzie and Sclater, 1971) alkalmazzzák, amely kimutathatóan a megelőző formulák speciális esete. Ezzel a forgással a paleomágneses pólussal együtt a hozzátartozó kontinens is korrekt helyzetbe hozható a pólushoz képest, de a hosszúságra nézve a paleomágneses adatok nem tartalmaznak megszorítást.

Morel és Irving (1981) paleomágneses rekonstrukciója, amely a kontinensek 280 millió évvel ezelőtti elrendeződését mutatja (6. ábra), lényegében ezzel



Geo 84/13 - 6

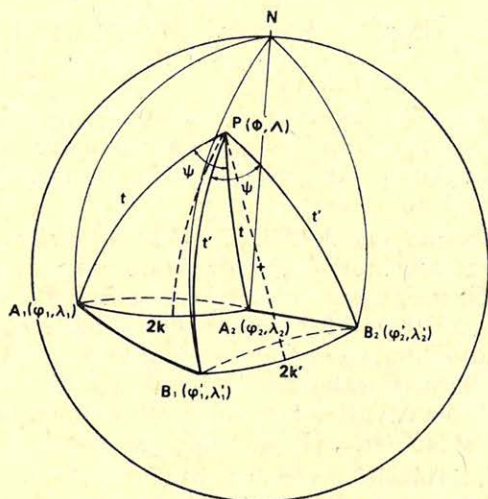
6. ábra. A kontinensek paleomágneses rekonstrukciója a karbon – perm határára (280 millió év) Morel és Irving (1981) szerint. Sztereografikus projekció $\varphi_c = -15^\circ$, $\lambda_c = 0^\circ$ középponttal. A kör a felső félgömb határát jelzi

Рис. 6. Палеомагнитная реконструкция континентов на границе карбон – перм (280 млн. лет) по Морелю и Ирвингу (1980г.) Стереографическая проекция с центром в $\varphi_c = -15^\circ$, $\lambda_c = 0^\circ$. Окружность определяет границу верхнего полушария

Fig. 6. Paleomagnetic reconstruction of the continents for the Carboniferous-Permian boundary (280 million years) by Morel and Irving (1981). The circle marks the limits of the stereographic projection centred at $\varphi_c = -15^\circ$, $\lambda_c = 0^\circ$. Eurasia in its present position

a módszerrel készült. A déli szárazulatok együttes, valamint Eurázia és Észak-Amerika saját paleomágneses pólusainak közelítő egyeztetése, illetve a földrajzi pólusra forgatása után a fedések elkerülése végett még további, a paleomágneses információt nem érintő forgásokra volt szükség a földrajzi pólus körül. Így került Marokkó a Donyec-medencével kapcsolatba és így nyílt fel az Atlanti-óceán mintegy 500 km-re Európa és Észak-Amerika között.

Ha két kontinens pólusvándorlási görbéinek van kongruens szakasza, ami annak a következménye, hogy a megfelelő időintervallumban a kontinensek egymáshoz képest nyugalomban voltak, akkor ezeknek a szakaszoknak az illesztésére szolgáló forgatással a kontinensek egykori relatív helyzete elvileg pontosan meghatározható (Irving, 1958), (Graham et al., 1964).



Geo 84/13-7

7. ábra.

Рис. 7.

Fig. 7.

A 7. ábra szerint jelölje $A_1(\varphi_1, \lambda_1)$ és $B_1(\varphi_1, \lambda_1)$ az egyik póluspálya két különböző korú pontját. A másik póluspályán a megfelelő egyidejű pontok legyenek $A_2(\varphi_2, \lambda_2)$ és $B_2(\varphi_2, \lambda_2)$. Keressük azt a $P(\Phi, \Lambda)$ pontot, amelyből nézve az A_1A_2 és B_1B_2 ívek azonos szög alatt (ψ) látszanak. Két ilyen pont van, az A_1A_2 , illetve a B_1B_2 ívek felező meridiánjainak két, egymástól 180° -ra fekvő metszéspontja. Ezeket a

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{1}{\sin \varphi_1 - \sin \varphi_2} \cos \varphi_2 \cos (\lambda - \lambda_2) - \cos \varphi_1 \cos (\lambda - \lambda_1)$$

és

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{1}{\sin \varphi_1' - \sin \varphi_2'} \cos \varphi_2' \cos (\lambda - \lambda_2') - \cos \varphi_1' \cos (\lambda - \lambda_1')$$

egyenletek együttes $\varphi = \Phi$, $\lambda = \Lambda$ megoldásai szolgáltatják.

A $P(\Phi, \Lambda)$ pont körüli forgatás ψ szöge a

$$\sin \frac{\psi}{2} = \frac{\sin k}{\sin t} = \frac{\sin k'}{\sin t'}$$

relációk egyikéből számítható a

$$\begin{aligned} \cos 2k &= \sin \varphi_1 \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos(\lambda_2 - \lambda_1), \\ \cos t &= \sin \varphi_1 \sin \Phi + \cos \varphi_1 \cos \Phi \cos(\Lambda - \lambda_1), \end{aligned}$$

illetve a

$$\begin{aligned} \cos 2k' &= \sin \varphi'_1 \sin \varphi'_2 + \cos \varphi'_1 \cos \varphi'_2 \cos(\lambda'_2 - \lambda'_1), \\ \cos t' &= \sin \varphi'_1 \sin \Phi + \cos \varphi'_1 \cos \Phi \cos(\Lambda - \lambda'_1) \end{aligned}$$

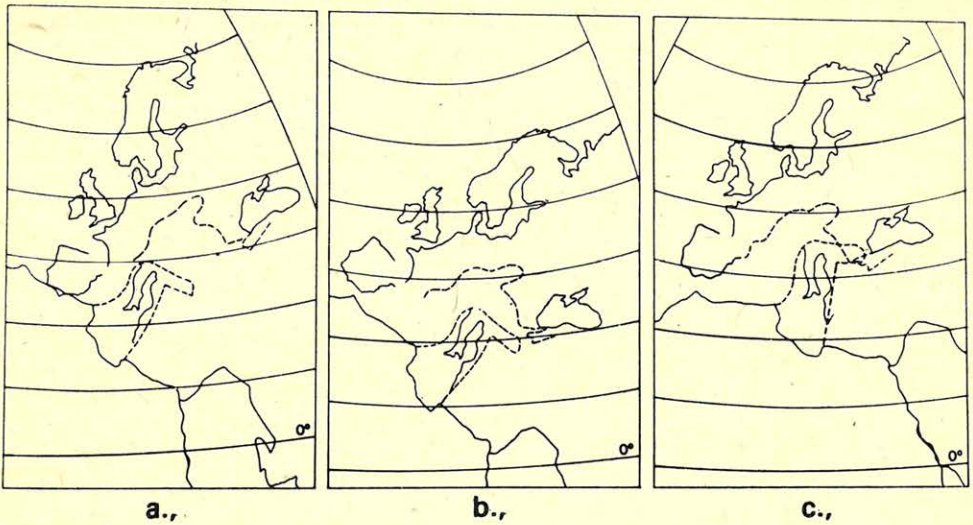
összefüggések figyelembevételével.

Le Pichon et. al. (1976) azonban kritizálta és példákkal is illusztrálta (op.cit. 151. oldal) a paleomágneses módszer pontatlanságát, amely abból adódik, hogy általában viszonylag kevés, rosszul datált és pontatlan paleomágneses eredmény áll rendelkezésre.

A „Nyugat-Mediterrán”-vidék (Adriai-blokk) pólusvándorlási görbéje jellegzetes hurkot ír le a mezozoikum folyamán, hasonlóan Afrika pólusvándorlási görbéjéhez. A két póluspálya egy máltai pólus körüli 27° -os forgással fedésbe hozható (*VandenBerg, 1979/a*). E forgással az Adriai-blokk olyan helyzetbe kerül, amelyet az egész mezozoikumban (és korai harmadkorban) Afrikához viszonyítva elfoglalt, majd valamely lemeztektonikai modell alapján (itt: *Sclater et. al. (1977)*) az Afrika–Adria együttes és Európa relatív mozgásai az egész szóbanforgó időszakra rekonstruálhatók (*VandenBerg, 1979/b*).

Paleomágneses kutatásaink nyomán felismertük, hogy a Dunántúli-középhegység mezozoós és alsó-harmadkori pólusvándorlási görbéje lényegében azonos a „Nyugat-Mediterrán”-vidéken mért pólusvándorlási görbéekkel, amelyből a két egység szoros tektonikai kapcsolatára következettünk. Adataink figyelembevételével most már egy szélesebb területre, a Dunántúli-középhegységet is magában foglaló ún. Középső-Mediterrán-vidékre közös pólusvándorlási görbét definiáltunk (*Márton, E. and Márton, P., 1983*). A terület egykori, Afrikához viszonyított helyzetének visszaállítására a Tarantói-öbölre eső pólus körüli (-30°)-os forgást találtuk alkalmasnak. Ennek alkalmazása után *Sclater et. al. (1977)* lemeztektonikai modelljének felhasználásával rekonstruáltuk a terület átlagos elhelyekedését a földrajzi pólushoz képest a $180-140$, $140-100$ és $100-60$ millió évek közötti periódusokban (8. ábra) (*Mártonné Szalay E. – Márton P., 1982*).

Visszatérve a világméretű ősföldrajzi rekonstrukciókhoz meg kell említeni, hogy *Briden et. al. (1970)* vizsgálataikat eredetileg nem az A -kontinensegyüttes paleomágneses igazolására végezték el, hanem megfordítva az A -rekonstrukcióhoz forgatott paleomágneses pólusok Fisher-féle (*Fisher, 1953*) analízisével azt mutatták meg, hogy az adott ősföldrajz mellett a perm-triász kori paleomágneses adatok első közelítésben konzisztensek a geocentrikus dipólummodellel. Ugyakkor kicsiny, rendszeres eltérések is észrevettek, amelyeket a dipólterre szuperponált, koaxiális multipól komponenseknek tulajdonítottak. Nem tengelyszimmetrikus hatásokat sem zártak ki, ezeket viszont nem specifikálták.



Geo84/13-8

8. ábra. A Középső-Mediterrán-vidék paleomágneses rekonstrukciója a júra (a) alsó kréta (b) és felső kréta (c) időkre. A szélességi körök értékkeze 10°

Рис. 8. Палеомагнитная реконструкция области Среднего Медитеррана для времени (а) — юра, (в) — нижний мел, (с) — верхний мел. Значения широт через 10°

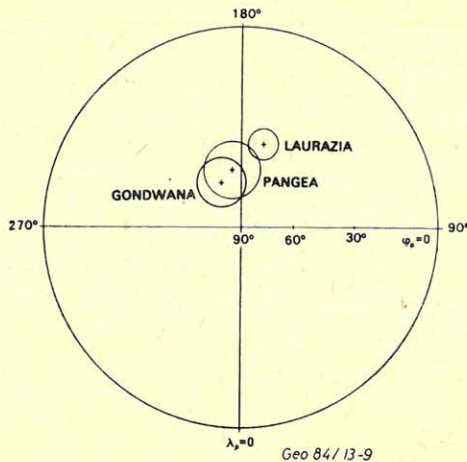
Fig. 8. Paleomagnetic reconstruction of the Central-Mediterranean Region for Jurassic (a) Lower Cretaceous (b) and Upper Cretaceous (c)

A Briden-féle statisztikai közelítés azonban kritizálható, mivel az egykori paleomágneses pólusok nem Fisher-eloszlásúak. Az említett szerzők maguk is hangsúlyozzák, hogy összefüggés van a kontinensek őstérképén elfoglalt helyzete és permí paleomágneses pólusa között.

A déli szárazulatok átlagos paleomágneses pólusa közelebb, az északié pedig távolabb esik az átlagos, összes szárazulatra vonatkozó paleomágneses pólustól (9. ábra). A pólusok hasonló eloszlást mutatnak a karbonban és a triászban is.

A jelenség régóta ismert és több tektonikai modell kifejlesztésére adott alkalmat, amelyek közül *Van Hilten (1964)* „Tethys-twist” modellje a legismertebb. Eszerint az alp-himalajai hegységképződési övben a deformációkat a két szuperkontinens mintegy 10.000 km -es dextrális irányú relatív mozgása hozta létre. A Tethys-twist elképzelést a későbbi paleomágneses adatok alapján azonban lényegesen módosítani kellett ui. utóbbiak a júrában már kiváló egyezésben vannak egy Wegener-típusú Pangeával, tehát a Van Hilten-féle óriási relatív mozgásnak az alpi orogén időszakát megelőzően kellett volna lezajlani. *Irving (1977, 1983)*, *Morel és Irving (1981)* tektonikai modellje (6. ábra) tulajdonképpen a Tethys-twist átprogramozott változatának tekinthető.

Irving szerint a paleozoós paleomágneses pólusok fedésbe hozásához elegendő egy 3500 km -es dextrális mozgás (*Irving, 1977*) feltételezése, amely a perm-triászra esett volna. Az északi és déli szuperkontinensnek ez az illesztése (6. ábra) azonban túlságosan szoros és noha helyenként lényeges fedéseket is tartalmaz,



9. ábra. Az A-rekonstrukcióhoz forgatott permiai paleomágneses pólusok átlagai konfidenciakörökkel (α_{95}) Pangeára, Lauráziára és Gondwanára. Sztereografikus projekció

Рис. 9. Повернутые к реконструкции А средние пермских палеомагнитных полюсов с кругами конфиденции (α_{95}) для Пангеи, Лауразии, Гондваны

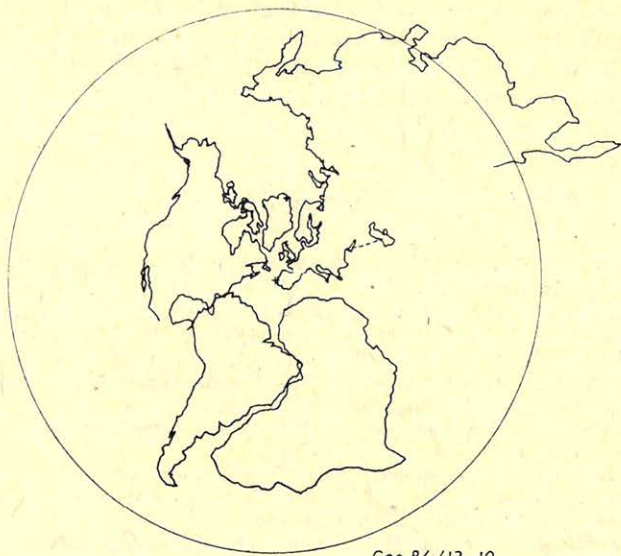
Fig. 9. Average Permian paleomagnetic poles rotated to Reconstruction-A with confidence circles (α_{95}) for Pangea, Laurasia and Gondwana. Stereographic projection

mégsem szünteti meg (legfeljebb csökkenti) a megfelelő pólusok idézett eltérését. Másrészt, a feltételezett nyírási zónában végzett tektonikai megfigyelések, a herciniai hegységképződés után maximálisan mindössze 400–600 km-es kiegyenlítő mozgásokat engednek meg az Appalach-, és az Ural-hegységek között, amelyek viszont még a felső karbonban zajlottak le. (Arthaud and Matte, 1977).

Van der Voo és French (1974) szerint a perm-triász paleomágneses adatok egy fentírt lényegesen kisebb relatív mozgás feltételezésével is kielégíthetők. A Van der Voo-féle rekonstrukció az A-megoldástól annyiban különbözik, hogy utóbbihoz képest Gondwanát egy szaharai pólus körül további 30°-kal elforgatja. Van der Voo és French (1974) azonban csak nyugat-gondwanai paleomágneses adatokkal dolgoztak. Ha a 9. ábra permiai össz-Gondwana pólusára alkalmazzuk az általuk javasolt forgást, akkor nem jutunk lényegesen jobb egyezésre Laurázia és Gondwana átlagos pólusai között. A modell geológiai oldalról is problematikus, hiszen Dél-Amerika fedésben van az észak-amerikai kraton déli részével.

Westphal (1976, 1977) 22 permiai paleomágneses eredmény „harmonikus analízisével” Lauráziára és Gondwanára külön-külön meghatározta az egykori geomágneses pólust és a tér excentricitását. A 10. ábrán látható rekonstrukciót úgy érte el, hogy a déli és északi szárazulatok geomágneses pólusait egymásra helyezte, majd a közös pólus körüli forgással az excentricitások irányait is kielégítő fedésbe hozta. Az őstérkép hasonló az Irving-féle megoldáshoz (6. ábra), amelyben Dél-Amerika Észak-Amerikának támaszkodik és Afrika Európától délre helyezkedik el, tehát geológiaiailag hasonlóan valószínűtlen még akkor is, ha a 6. ábrával szemben Afrika-Európa közti fedéseket nem tartalmaz és Laurázia intaktságát is megőrzi.

A modellel szembeni fő ellenérv analitikai természetű. A Lauráziára (14 adat) és Gondwanára (8 adat) meghatározott excentricitás irányok az adatok kis



Geo 84/13-10

10. ábra. A kontinensek elrendeződése a perm korban Westphal paleomágneses rekonstrukciója alapján. Sztereografikus projekció. $\varphi_c = 5.5^\circ$, $\lambda_c = 17.9^\circ$ középponttal. A kör a felső félgömböt határolja

Рис. 10. Расположение континентов в перми на основании вестфальской палеомагнитной реконструкции. Стереографическая проекция с центром в $\varphi_c = 5.5^\circ$, $\lambda_c = 17.9^\circ$. Окружность определяет границу верхнего полушария

Fig. 10. Continents in the Permian according to Westphal's paleomagnetic reconstruction. The circle marks the limits of the stereographic projection centred at $\varphi_c = 5.5^\circ$, $\lambda_c = -17.9^\circ$ Eurasia in its present position.

száma és kedvezőtlen eloszlása miatt valószínűleg erősen torzítottak, egyeztetetőségük feltehetőleg csupán a véletlennek köszönhető.

Benkova et al. (1973) a paleomágneses inklinációk gömbi harmonikus analíziséből arra a következtetésre jutottak, hogy a paleomágneses tér az elmúlt mintegy 300 millió évben a jelenlegihez hasonló struktúrájú volt, vagyis egy kissé excentrikus dipól terének felelt meg. Ezek a szerzők a felső paleozoós paleomágneses eredményeket lényegében az A-rekonstrukcióra vonatkoztatták és csakúgy, mint később Westphal (1976, 1977) a harmonikus sort $n = 2$ -nél csonkították. Kono (1976) szerint azonban egyedül sem a deklináció sem az inklináció adatok analízise nem vezet egyértelmű megoldásra, ami a viszonylag kevés, rosszul eloszló és hibás paleomágneses eredményre vonatkoztatva a megoldás egyértelműségét még kétségesebbé teszi.

Az eddigiekből világos, hogy a földmágneses tér egykori szerkezete és az ősföldrajzi rekonstrukció a paleomágnesség szempontjából azonos probléma két különböző oldala. A centrikus dipólfeltevés extrapolálásával a kontinensek intra-, és premezozoós elrendeződése, valamely paleomágnességtől független ősföldrajz felhasználásával pedig a mágneses tér egyidejű konfigurációja vizsgálható. Tudomásom szerint az irodalomban egyetlen példa van a probléma együttes paleomágneses megoldására (Westphal, 1976, 1977).

A centrikus dipól posztulátum fenntartása mellett szól, hogy ez a paleomágneses értelmezés egyik alapja és ha fel kellene adni, akkor egy-egy paleo-

mágneses eredmény lényegesen kevesebbet érne. Másrészt viszont, erre a térszerkezetre épülő felső paleozoós ősföldrajzi rekonstrukció (6. ábra) geológiaiailag implauzibilis, tehát nem lehetetlen, hogy a centrikus dipól feltevés a késői paleozoikumban nem alkalmazható (Márton, 1984).

IRODALOM

- Arthaud, F., Matte, Ph. 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between shear zone between the Appalachinas and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88. 1305–1320.
- Benkova, N. P., Khramov, A. N., Cherevko, T. N. and Adam, N. V. 1973. Spherical Harmonic Analysis of the Palaeomagnetic Field. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 18. 141–147.
- Briden, J. C., Smith, A. G. and Sallomy, J. T. 1970. The geomagnetic field in Permo-Triassic time. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 23. 101–117.
- Bullard, E. C., Everett, J. E. and Smith, A. G. 1965. The fit of the continents around the Atlantic. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A* 258. 41–51.
- Fisher, R. A. 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. Lond. A* 217. 295–305.
- Fisher, R. L., Sclater, J. G. and McKenzie, D. P. 1971. Evolution of the Central Indian Ridge, Western Indian Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82. 553–562.
- Graham, K. W. T., Helsley, C. E. and Hales A. L. 1964. Determination of the relative positions of continents from paleomagnetic data. *J. Geophys. Res.* 69. 3895–3900.
- Irving, E. 1958. Rock magnetism: a new approach to the problems of polar wandering and continental drift. In: Carey, S. W. (editor), *Continental Drift – A Symposium*. Univ. Tasmania, Hobart, 24–61.
- Irving, E. 1964. *Paleomagnetism and its Application to Geological and Geophysical Problems*. J. Wiley New-York (London) Sidney.
- Irving, E. 1977. Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature*. 270. 304–309.
- Irving, E. 1983. Fragmentation and assembly of the continents. *Geophys. Surv.* 5. 299–333.
- Johnson, B. D., Powell, C. McA. and Veerers, J. J. 1976. Spreading history of the esatern Indian Ocean and Greater India's northward flight from Antarctica and Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.* 87. 1560–1566.
- Kono, M. 1976. Uniqueness Problem in Spherical Harmonic Analysis of the Geomagnetic Field Direction Data. *J. Geomag. Geoelectr.* 28. 11–29.
- Le Pichon, X. and Hayes, D. E. 1971. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the South Atlantic. *J. Geophys. Res.* 76. 6283–6293.
- Le Pichon, X., Francheteau, J. and Bonnin, J. 1976. *Plate Tectonics*. (Second Edition). Elsevier. Amsterdam.
- Le Pichon, X., Sibuet, J. and Francheteau, J. 1977. The fit of the continents around the North Atlantic Ocean. *Tectonophysics*. 38. 169–209.
- Mártonné Szalay, E. – Márton P. 1982. A litoszféra mozgásainak rekonstrukciója paleomágneses adatok alapján. *MTA X. Oszt. Közl.* 15. 265–276.
- Márton, E. and Márton, P. 1983. A refined polar wander curve for the Transdanubian Central Mountains and its bearing on the Mediterranean tectonic history. *Tectonophysics*. 98. 43–57.
- Márton, P. 1984. Configuration of the palaeomagnetic field. *Annales. Univ. Bud.* (submitted).
- McElhinny, M. W., 1973. *Palaeomagnetism and plate tectonics*. The University Press, Cambridge.
- McKenzie, D. P. and Sclater, J. G. 1971. The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 24. 437–528.
- Morel, P. and Irving, E. 1981. Paleomagnetism and the Evolution of Pangea. *J. Geophys. Res.* 86. 1858–1872.
- Opldyke, N. D. and Henry, K. W. 1969. A test of the dipole hypothesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 6. 139–151.
- Pitman, W. C. and Talwani, M. 1972. Sea-floor spreading in the North-Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83. 619–646.
- Powell, C. McA., Johnson, B. D. and Veerers, J. J. 1980. A revised fit of East and West Gondwanaland. *Tectonophysics*. 63. 13–29.
- Sclater, J. G. and Fisher, R. L. 1974. Evolution of the East Central Indian Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.* 85. 683–702.
- Sclater, J. G., Hellinger, S. and Tapscott, C. 1977. The Paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the Present. *J. Geol.* 85. 509–552.

- Smith, A. G. and Hallam, A.* 1970. The fit of the southern continents. *Nature*. 225. 139 – 144.
- Tarling, D. H.* 1971. Principles of Palaeomagnetism. Chapman and Hall. London.
- Tarling, D. H.* 1972. Another Gondwanaland. *Nature*, 238. 92 – 93.
- Van den Berg, J.* 1979(a). Paleomagnetic data from the western Mediterranean: A review. *Geologica Ultraiectina*. 20. 3 – 31.
- Van den Berg, J.* 1979(b) Reconstructions of the western Mediterranean area for the Mesozoic and Tertiary timespan. *Geological Ultraiectina*. 20. 33 – 48.
- Van der Voo, R. and French, R. B.* 1974. Apparent Polar Wandering for the Atlantic-Bordering Continents: date Carboniferous to Eocene. *Earth Sci. Rev.* 10. 99 – 119.
- Van Hilten, D.* 1964. Evaluation of some geotectonic hypotheses by paleomagnetism. *Tectonophysics*. 1. 3 – 71.
- Wegener, A.* 1922. Die Entstehung der Continente und Ozeane. Third Edition. Friedrich Vieweg and Sons, Braunschweig.
- Weissel, J. K. and Hayes, D. E.* 1972. Magnetic anomalies in the southeast Indian Ocean. In: D. E. Hayes (Editor), Antarctic Oceanology. II. The Australian-New Zealand Sector. *Am. Geophys. Union Antarc. Res. Ser.* 19. 165 – 196.
- Westphal, M.* 1976. Thesis. Strasbourg.
- Westphal, M.* 1977. Configuration of the magnetic field and reconstruction of Pangaea in the Permian period. *Nature*. 267. 136 – 137.

A rétegdőlésmérés, új mélyfúrési geofizikai módszer a magyarországi szénhidrogénkutatásban

MARKÓ LÁSZLÓ*—KOVÁCS GYÖRGY*—KOVÁCS JÓZSEFNÉ**—
—PANDINÉ SZEGEDI SZILVIA**—PÁKOZDI IMRE**

A magyar kőolajipar 1982-ben megvásárolta a Dresser-Atlas cégtől a rétegdőlésmérő berendezést és kiértékelő programcsomagot. Az SZKFI az ELGI-re bízta a programcsomag adaptálását és továbbfejlesztését R-35-ös ESZR számítógépen. Erről a közös munkáról számol be a cikk.

В 1982 году Венгерская нефтяная промышленность приобрела у фирмы Дрессер-Атлас оборудование для измерения н наклона пластов и пакет программ интерпретации. СКФИ адаптацию и дальнейшую разработку пакета программ поручил ЭЛГИ на ЭВМ Р-35 ЕСР. В статье описаны результаты совместных работ.

In 1982 the Hungarian oil industry purchased a dipmeter equipment and a program package for interpretation from Dresser-Atlas Co.

The SZKFI commissioned ELGI to adapt and develop this program package on an ESZR computer type R-35. The paper gives an account of this joint project.

Bevezetés

A mélyfúrési geofizika elmúlt két évtizedes eredményes fejlődésének egyik igen jelentős területét, a digitális szelvényezés és szelvényfeldolgozási technikát a 60-as évek elején rétegdőlésmérés korszerű módszere vezette be. Ez a módszer azóta igen széles tevékenységgé bővült, hisz a szénhidrogénkutatás sok hasznos információhoz jutott általa. Erre néhány példa:

1. Lehetővé tette a rétegek dőléssíkjának meghatározását egyetlen kútban történő mérések alapján.

2. A rétegdőlések elemzéséből kimutathatók a szerkezeti, tektonikai és litológiai változások (diszkordanciák, vetők, gyűrődések stb.).

3. Igen részletes képet ad a rétegekről, lehetővé téve

- a rétegek mikrostruktúrájának
- a keresztarétegződésnek
- a szendvicsszerkezetnek
- a nagyobb kőzettani egységek belső szerkezetének kimutatását.

Ezek az információk elősegítik a szerkezetkutatást és nagyban hozzájárulnak az új típusú csapdák (litológiai csapdák, diszkordanciával kapcsolatos csapdák stb.) felderítéséhez és az alaphegységkutatás problémáinak (pl. belső szerkezet) megoldásához.

Felismerve a rétegdőlésmérés hasznosságát és a jövőben fokozódó fontosságát a magyar kőolajipar vezetői 1982-ben a nyitott kút szelvényező berendezéssel

* SZKFI

**ELGI Elhangzott az MGE 15. Vándorgyűlésén, Sopron, 1984.

együtt az amerikai Dresser-Atlas cégtől megvásárolta a rétegdőlésmérő berendezést és a méréseket feldolgozó software-t.

A feldolgozás feladatát, beleértve a software adaptálását, az OKGT az SZKFI-re bízta. Mivel az SZKFI akkor megfelelő kapacitású számítógéppel és a szükséges perifériákkal nem rendelkezett, együttműködés keretében az ELGI segítségét vette igénybe. E sikeres együttműködés szakmai vonatkozásairól számol be ez a cikk.

A vásárolt software-t nem csak adaptálta, hanem tovább fejlesztette és természetesen alkalmazta a feladattal megbízott kollektíva. Az összes hazai mérés feldolgozásra került és reméljük a további mérések és azok értelmezése kapcsán a szénhidrogéniparunk újabb hasznos információkkal fog gazdagodni.

A rétegdőlésmérés alapelve

A mélyfúrású geofizikai szelvényezési eljárások nagy része a formációk fizikai paramétereinek meghatározására szolgál. A rétegdőlésmérés az egyetlen olyan eljárás, amely a rétegek geometriai viszonyairól, térbeli elhelyezkedéséről újít felvilágosítást.

Az egyes geofizikai vizsgálatok nagy területeket foglalnak magukba és megfelelőek az átlagos regionális dőlés meghatározására, de nem alkalmasak a helyi dőlésváltozások kimutatására. A több kútban végzett szelvénykorrelációkból szerkeszthető dölések csak akkor megalapozottak, ha a korrelációra használt réteg valóban sík és összefüggő a kutak között. Ezek a feltételek általában nem teljesülnek, ezért szükséges a döléseknek egy kútban történő meghatározása. Ez vezetett a rétegdőlésmérő eszköz kifejlesztéséhez.

Az eszközök működése azon az elven alapszik, hogy valamely fizikai tulajdonság egymáshoz közeli, párhuzamos nyomvonalak mentén készült mérései között korreláció van. Ilyen fizikai tulajdonság lehet pl. a látszólagos fajlagos ellenállás.

Feltételezve, hogy a réteghatár a fúróluk helyén lokálisan egy síkkal közelíthető, megnézzük, hogy az egyes rétegeknek tulajdonítható indikációk hol jelentkeznek az egyes görbékben. Ezekből az indikáció eltolódásokból bizonyos geometriai megfontolások után a rétegsíknak a szonda tengelyére vonatkozó látszólagos dölése, majd ebből az orientációs adatok ismeretében a valódi dölések meghatározhatók.

Az eszköz megvalósítása, a mérés, a regisztrálás, a mérési adatok feldolgozása

A rétegdőlésmérő szonda a fúróluk falához szorított négy papucson elhelyezett négy elektróddal négy nagyfelbontású mikrovezetőképesség görbét regisztrál (kb. egy cm-es fizikai változást képes kimutatni).

A vezetőképesség görbék mellett a szonda orientációjára vonatkozó adatok (a lyuk ferdesége, az 1. sz. elektróda azimutja, az 1. számú elektróda és a lyuk ferdeség azimutja közötti különbség, valamint két egymásra merőleges lyuk-átmérő) is rögzítésre kerülnek.

A mérési adatokat a terepen digitális mágnesszalagon rögzítik, amelyet nagy teljesítményű számítógép dolgoz fel értelmezhető eredményekké.

A feldolgozási eljárás négy jól elkülöníthető szakaszra bontható:

1. A regisztrált mikro-vezetőképesség görbéken az azonos földtani okból származó indikációk azonosítása (azaz a görbék korrelálása) és az összetartozó indikációk egymáshoz viszonyított mélység eltolódásának meghatározása.

2. A dőlésértékek meghatározása a megtalált eltolódások alapján.

3. A kiszámított dölések minősítése, szelektálása, szűrése, csoportosítása bizonyos logika alapján, a földtanilag indokolatlan, megbízhatatlan dőlésértékek kiszűrése céljából.

4. Az eredmények megjelenítése a geológusok számára könnyen értelmezhető, szemléletes formában.

A feldolgozás ma már mindenütt számítógéppel történik, amely leggyakrabban normalizált keresztkorrelációt végez az egyes görbepárok között a legjobb illeszkedést adó eltolódásérték meghatározására. A számítás során használt összefüggés:

$$c(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{WL} a_i \cdot b_{i-\tau}}{\left(\sum_{i=1}^{WL} a_i^2 \cdot \sum_{i=1}^{WL} b_{i-\tau}^2 \right)^{1/2}}$$

$$-SL \leq \tau \leq +SL$$

ahol a_i, b_i — a két görbe pontjai

WL — a korrelációs ablakhossz

SL — a keresési hossz

$c(\tau)$ — a τ eltoláshoz tartozó korrelációs-koefficiens

Az eljárás során a $c(\tau)$ maximumát keressük. A görbe hasonlóság mérésére léteznek más módszerek is. Az egyik legegyszerűbb módszer az eltérések abszolút értékének mérése.

$$c(\tau) = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{WL} |a_i - b_{i-\tau}|}{\sum_{i=1}^{WL} (|a_i| + |b_{i-\tau}|)}$$

A hasonlóság mérésére használható még az eltérések négyzetösszegének minimalizálása:

$$c(\tau) = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{WL} (a_i - b_{i-\tau})^2}{\sum_{i=1}^{WL} (|a_i| + |b_{i-\tau}|)^2}$$

A normalizált keresztkorrelációnak ez utóbbi két eljárással szemben meg van az az előnyös tulajdonsága, hogy érzéketlen a véletlenszerű zajra és a görbék különböző erősítésére. Feldolgozásaink során mindig a normalizált keresztkorrelációt használtuk a rétegdőlések meghatározására, annak ellenére, hogy ennek futási időigénye lényegesen nagyobb az egyéb módszerekhez viszonyítva.

Az eredmények megjelenítése

A korrelációk és az egyéb számítások elvégzése után az eredményeket meg kell jeleníteni. A leggyakrabban használt megjelenítési módok:

- táblázatos nyomtatás
- nyilplot (vektorplot)
- lineáris polárplot,
- SCHMIDT-plot
- hengerplot
- stick-plot

A cikkben bemutatott összes árba a Pen-8-as fúrás 1140 m és 1210 m közötti szakaszáról készült. Az alsó pannon, felső-pannon határ 1182 m-ben jelölhető ki. A felső-pannon rétegekben dominál az aleurit és az agyagmárga, míg az alsó-pannon rétegekben az agyagmárga és a homokkőcsíkok sűrűn váltogatják egymást. Az ábrákon látható paraméterek jelentése a következő:

- WL – alap korrelációs ablakhossz
WIN – a feldolgozási korrelációs ablakhossz
STEP – korrelációs lépésköz.

Az 1. ábrán az eredményeknek táblázatos formában való megjelenítése látható. A táblázat tartalmazza: a mélységet, azt a korrelációs ablakhosszt, amelyre a számítás készült, a formáció dőlésszögét és azimutját, azt a térnegyedet, amelybe ez a dőlésazimut esik, egy minősítő számot, a fúróluk ferdeségét és azimutját, valamint a fúróluk azimut térnegyedét.

A táblázatos eredmények nem túl szemléletesek, ezért az eredményeknek különféle plotokon való megjelenítése terjedt el. A 2. ábrán a legelterjedtebb és a legismertebb, a nyilplot látható. A nyilploton a dőlésadatokat egy nyíl reprezentálja. A nyíl helyzete a skálán a dőlés nagyságát, iránya pedig a dőlés irányát jelzi (az É irány fölfelé van). Az ábrán emellett (balról jobbra haladva) két egymásra merőleges lyukátmérő görbe, a GRADE görbe, amely a dölések minőségét jelzi (0 és 100 között), 10 m-es intervallumokra készült azimut gyakoriság és dőlésszögnagyság diagramok, valamint (a jobb szélén) a lyukferdeségének ábrázolása található.

A 3. ábra az úgynevezett lineáris polárplotot ábrázolja. Ezen a dőlésazimutok vannak a mélység függvényében megjelenítve. Megkönnyíti a szerkezeti dőlés azimutjának meghatározását.

A hengerploton (4. ábra) a rétegsíknak egy elképzelt hengerrel (a fúróluk falával) alkotott metszetét ábrázolják. Nagy előnye, hogy lehetővé teszi a rétegek háromdimenziós megjelenítését. (Az ábrát a két végénél összetekerve egy átlátszó csőbe kell helyezni, ily módon a fúrómag mintához hasonlóan szemléltethető a rétegek.)

A SCHMIDT-ploton (5. ábra) a dölések polár koordináta rendszerben vannak ábrázolva. A dölések sűrűsödési pontjai jól jelzik az uralkodó dőlésirányokat. Különösen ott használható jól a szerkezeti dőlés meghatározására, ahol a nyilplot nehezen analizálható.

A 6. ábra egy úgynevezett stick-plotot ábrázol. Tetszőleges azimutokra ki lehet számítani a látszólagos döléseket és ezt vonalakkal lehet ábrázolni. Különösen a kutak közötti korrelációnál nyújthat segítséget.

10061983

INTERVAL 1140,0 TO 1210,0
 RUN RLAC 0,
 ENGINEER VARGA ROOBERT MAG DEC 0,

```
*****
*
*
* 4 0 0 0 0
*
*****
```

DEPTH	WL	**FORMATION DIP**			GRADE	****BOREHOLE*****		
		ANG	AZ	BEARING		DA	DAZ	BEARING
1141,5	2,	3,9	131	S 49 E	100	0,9	40	N 40 E
1142,0	2,	3,7	135	S 45 E	100	0,9	43	N 43 E
1142,5	2,	3,3	118	S 62 E	100	0,9	47	N 47 E
1143,0	2,	2,2	136	S 44 E	100	1,0	42	N 42 E
1143,5	2,	1,5	134	S 46 E	100	0,9	44	N 44 E
1144,0	2,	1,7	134	S 46 E	100	0,9	40	N 40 E
1144,5	2,	1,7	130	S 50 E	100	0,9	40	N 40 E
1145,0	2,	2,6	104	S 74 E	100	0,9	41	N 41 E
1145,5	2,	2,7	124	S 56 E	100	0,9	40	N 40 E
1146,0	2,	2,1	109	S 71 E	100	0,9	36	N 36 E
1146,5	2,	1,4	132	S 48 E	100	0,9	37	N 37 E
1147,0	2,	1,3	151	S 29 E	84	0,9	35	N 35 E
1147,5	2,	1,0	153	S 27 E	96	1,0	46	N 46 E
1148,0	2,	1,1	139	S 41 E	100	1,0	41	N 41 E
1148,5	2,	1,7	165	S 15 E	100	1,0	39	N 39 E
1149,0	2,	2,5	159	S 21 E	100	1,1	34	N 34 E
1149,5	2,	3,5	162	S 18 E	100	1,1	36	N 36 E
1150,0	2,	4,3	159	S 21 E	100	1,1	34	N 34 E
1150,5	2,	4,4	168	S 12 E	100	1,1	36	N 36 E
1151,0	2,	4,2	168	S 12 E	100	1,0	33	N 33 E
1151,5	2,	3,6	163	S 17 E	100	1,0	34	N 34 E
1152,0	2,	3,9	165	S 15 E	100	1,1	28	N 28 E
1152,5	2,	3,5	162	S 18 E	100	1,1	26	N 26 E
1153,0	2,	3,2	158	S 22 E	100	1,0	29	N 29 E
1153,5	2,	3,5	165	S 15 E	86	1,0	30	N 30 E
1154,0	2,	3,1	177	S 3 E	100	1,1	29	N 29 E
1154,5	2,	1,3	164	S 16 E	100	1,1	30	N 30 E
1155,0	2,	2,0	179	S 1 E	100	1,1	31	N 31 E
1155,5	2,	1,5	161	S 19 E	100	1,1	36	N 36 E

Geo84/14-1

1. ábra. Eredménylista

Рис. 1. Список результатов

Fig. 1. List of results

Az eredmények értelmezésének elvei

Az eredmények értelmezése rendkívül nagy tapasztalatot igénylő, csak hosszú tanulási periódussal elsajátítható, széles körű ismereteket feltételező feladat. A rétegdőlés eredményeket csak a terület geológiájának mélyre ható ismeretében, a rendelkezésre álló szeizmikus adatok figyelembe vételével és az egyéb geofizikai fúróluk szelvények felhasználásával lehet hatékonyan elemezni. Most csak néhány alapelve térünk ki.

A 2. ábrán látható, hogy a rétegdőlés szelvény a dölések számos fajtáját összetett módon tartalmazhatja. Ezek a:

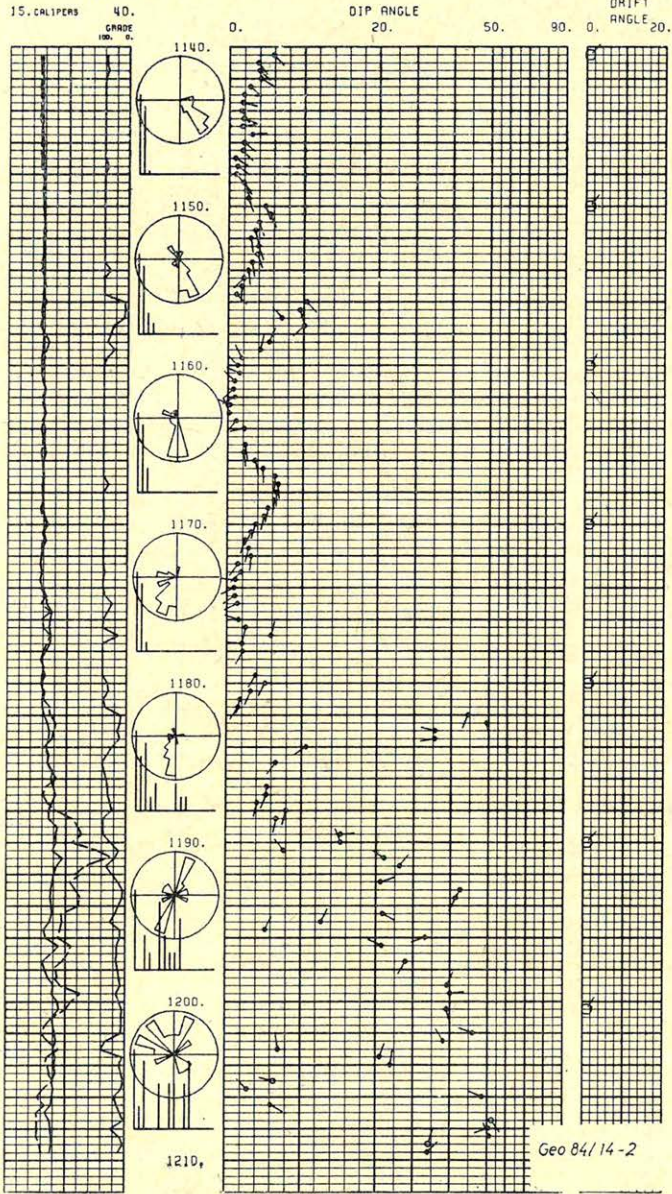
VECTOR PLOT

Penészlek-8

WL=0.5

WIN=1

STEP=0.5



2. ábra. Vektorábra

Рис. 2. Схема векторов

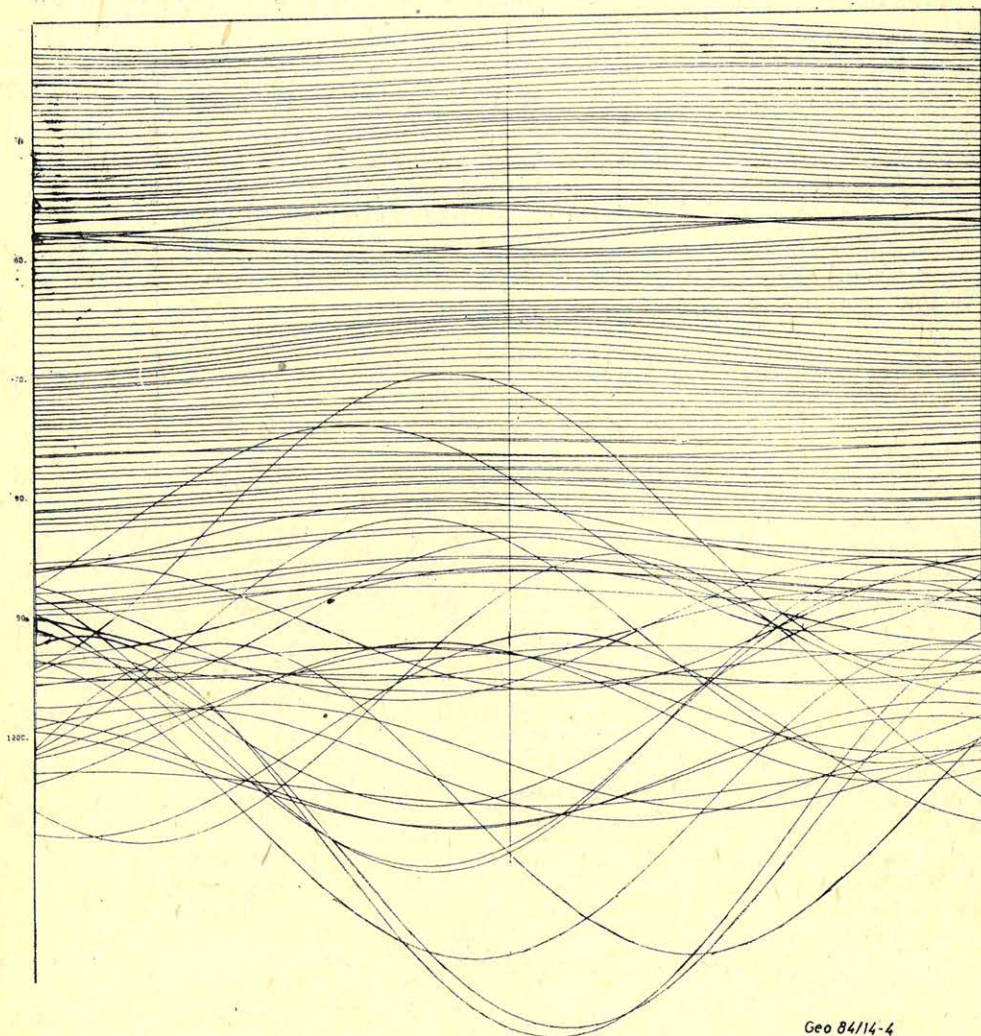
Fig. 2. Vector diagram

Penészlek 8
WL = 0.5
WIN = 2.0
STEP = 0.5
1140. 1210.

LINEAR POLAR PLOT



3. ábra. Lineáris polárplot
Рис. 3. Линейный поляр-плот
Fig. 3. Linear polarplot



Geo 84/14-4

4. ábra. Hengerplot

Рис. 4. Барабанный плот

Fig. 4. Cylindrical plot

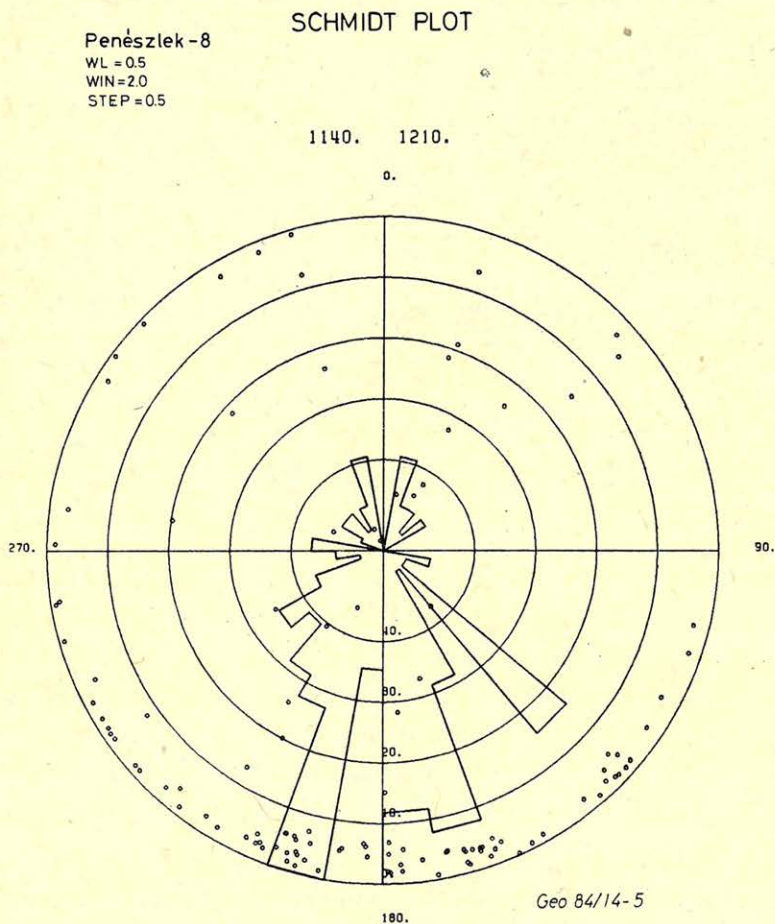
– szerkezeti dőlés, vagy dőléstrend (az 1140 m és az 1180 m közötti szakaszon a szerkezeti dőlés 0° körüli, ezért az azimutja széles határok között változik, kb. 120° -tól 250° -ig)

– a szerkezeti dőlés anomáliák (pl. a szerkezeti deformációkból származók, gyűrődések pl: 1156 – 62 m között vagy 1162 – 70 m között)

– a szedimentációs dőlés, amely a leülepedés módját tükrözi (az 1140 m – 1182 m közötti rész egészen más leülepedési körülmények között keletkezett mint az 1182 m alatti rétegek)

– egyéb dölések, amelyek törésekkel, diszkordanciákkal lehetnek kapcsolatban.

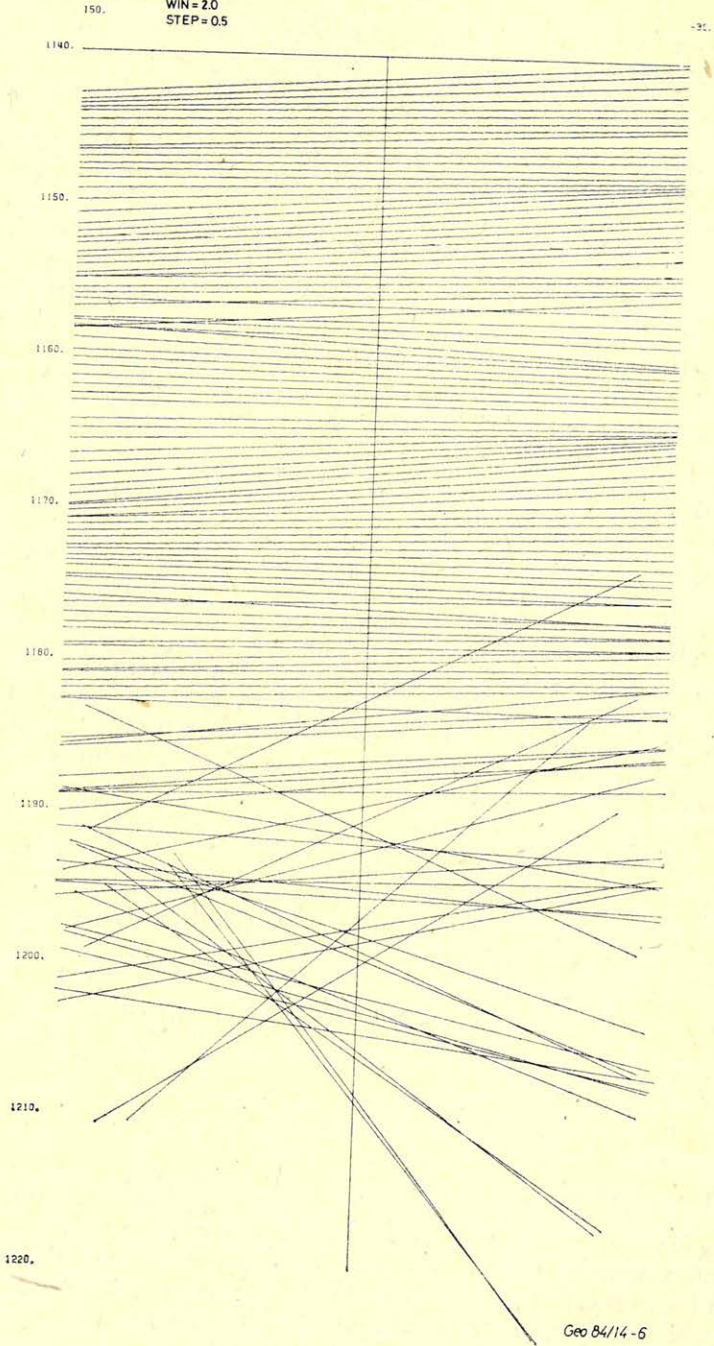
Alapelvként elfogadható, hogy az értelmezést mindig a szerkezeti dőléstrend meghatározásával kezdjük. A feladattól függően a továbbiakban az elemzést, vagy a szerkezeti dőlés anomáliák meghatározásával (pl.: gyűrődések típusainak elkülönítése: redők, antiklinálisok, szinklinálisok stb.), vagy a szedimentációs sajátosságok feltárásával folytatjuk. Ilyen sajátosságok pl.: a keresztarétegződés, az áramlási rétegződés, a mederfeltöltés stb. A szerkezeti dőlés elemzéséhez a nagyobb átlapolású, hosszabb korrelációs ablakhosszal készült dőléseredményeket használjuk. A szedimentációs sajátosságok feltárásához pedig olyan rövid korrelációs ablakhosszal készült eredményeket használunk, amelyből a szerkezeti dőlés már el lett távolítva.



5. ábra. SCHMIDT plot
 Рис. 5. Шмидт – плот
 Fig. 5. SCHMIDT plot

STICK PLOT

Penészlek-8
WL = 05
WIN = 20
STEP = 05



6. ábra. STICK plot
Рис. 6. Стик - плот
Fig. 6. STICK plot

A Dresser Atlas DIPLOG programcsomag adaptálása

A Dresser Atlas rétegdőlésmérő kiértékelő programcsomagja (Diplog) a Dresser Atlas saját INTERDATA 8/32 típusú számítógépre készült. A programrendszer adaptálását 1982-ben végeztük el az ELGI-R-35-ös ESZR számítógépén.

A rendelkezésre álló Dresser Atlas dokumentáció vizsgálata során kiderült, hogy a programrendszer a két gép közötti eltérések miatt közvetlenül nem alkalmazható.

A programcsomag programjai egyrészt FORTRAN nyelven, másrészt – gépre orientált – assembly nyelven íródtak. A két gép FORTRAN nyelven között is voltak lényeges eltérések pl.: a számábrázolásban, a perifériák kezelésében, azonban ezeknek a programoknak az adaptálása jelentette a kisebb gondot. Az assembly nyelven írt, főleg adatbázist kezelő programokat teljesen újra kellett írni, a két gép nyelvi reprezentációjának különbözősége miatt.

Lényeges változásokat hajtottunk végre a futási környezetben is. Az eredeti korrelációs algoritmust módosítottuk úgy, hogy pontosságának és felbontóképességének megtartása mellett a futási idő lényegesen csökkent. Ezt a korreláció magját végző szubrutin átírásával (FORTRAN-ból assembly nyelvre) és speciális processzor bevezetésével értük el.

Az eredeti rendszerhez képest korlátoznunk kellett az egyszerre feldolgozható szelvényhosszt. A jelenlegi változatban ez 1 m-es lépésközt alapul véve 1000 m. Az INTERDATA 8/32-es gép operációs rendszere lehetővé teszi a futás közbeni dinamikus lemezterület foglalást, míg az IBM/OS ezt nem engedi meg, így a szükséges lemezterületet a futtatás előtt kell meghatározni.

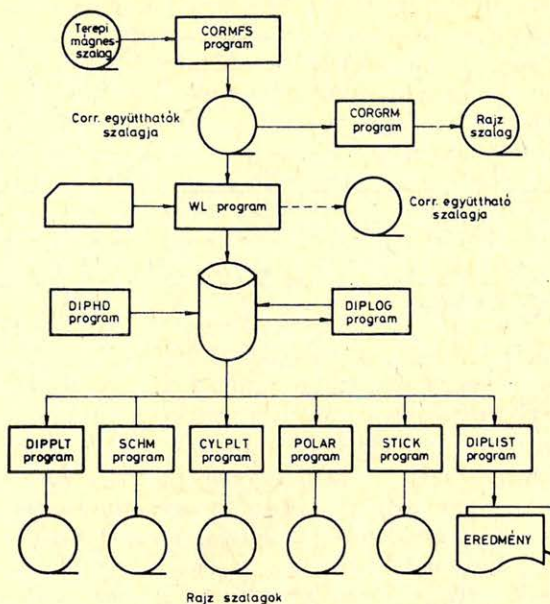
A programok futtatásának egyszerűsítése érdekében az eredeti programrendszert úgy szerveztük át, hogy az ne csak egymás után futtatható különálló programokból álljon, hanem eljárásba szervezett 5–6 programból. A 7. ábra a programrendszer blokkvázlatát ábrázolja.

Az egyes programok funkciói:

CORMFS	– korrelációs program
CORGRM	– korrelogram rajzoló program
WL	– korrelációs görbék közti eltolódások meghatározására szolgáló program
DIPHD	– disc inicializáló program
DIPLOG	– a rétegdőléseket meghatározó program
DIPPLT	} – rajzoló programok
SCHM	
CYLPLT	
POLAR	
STICK	
DIPLIST	– listázó program

Az üzembe helyezés első fázisában kísérleti jellegű feldolgozásokat végeztünk az eredmények összehasonlítása céljából. Lehetőségünk adódott a Dresser-Atlas houstoni központjában végzett futtatás eredményeivel való összehasonlításra is. Az eredmények nagyon jó egyezést mutattak. Ezután az üzemi feldolgozás során 12 fúrás, kb. 4200 m szelvény anyagát dolgoztuk fel.

Az egyes programok bemenő futtatási paraméterezése az adaptált változatban lényegében azonos az eredeti változat paraméterezésével, így az eredeti Dres-



Geo 84/14-7

7. ábra. A programrendszer blokkvázlata

Рис. 7. Блок-схема системы программ

Fig. 7. Block-diagram of the program system

ser Atlas felhasználói dokumentáció az adaptált programok futtatásához is alkalmazható.

A Diplog programcsomag IBM/OS operációs rendszer alatt futó, ESZR számítógépekre adaptált változata a következő futtatási környezetet igényli:

- memória igény: min. 256 Kbyte-es partíció
- 2 db mágnesszalagos egység
- 300 Kbyte lemez munkaterület
- egy db kártyaolvasó
- egy db sornyomató
- egy db Versatec plotter (mágnesszalagos, offline).

Az adaptált programcsomag továbbfejlesztése

A Dresser Atlas által alkalmazott rétegdőlés meghatározás lényege, az, hogy a korreláció eredményeként kapott 6 db görbeeltolódás (displacement) értékből, bizonyos minőségi kritériumok alapján kiválaszt 2 lineárisan független értéket, és ezekből számítja ki a dőlést.

Ilyen minőségi kritériumok: a korrelációs együtttható értéke, az egyes mikroellenállás görbék variancia értékei, a korrelogram alakja, az ún. záródási feltétel stb.

Ezzel a módszerrel szemben az ELGI-ben készült KZONA program, amely már a programrendszer továbbfejlesztését szolgálja, egy adott mélységpontban

mind a 6 db görbeeltolódási értéket felhasználja. Az összes lehetséges módon kiválaszt 2 db független displacement értéket, így egy mélységpontban 13 db dőlésérték számítható. Elméletileg — feltételezve, hogy a harántolt réteg sík — a 13 értéknek közel azonosnak kell lennie. A gyakorlatban azonban a mérési zajok, a korrelációs módszer pontatlansága és a számítás során elkövetett numerikus hibák eredményeképpen ezek az értékek igen jelentős szórást is mutathatnak. Ilyen szempontból a legnagyobb problémát az alkalmazott korrelációs technika okozza. Ez ugyanis álegyezéseket mutathat ki ott is, ahol azt földtanilag semmi nem indokolja. Az eljárás éppen arra szolgál hogy az ilyen jellegű véletlen egybeeséseket kiszűrje és egy adott mélységpontban a legvalószínűbb dőlésértéket határozza meg.

Ehhez első lépésként a korrelációt átfedéssel végezzük el, vagyis a korrelációs ablakhossz nagyobb mint a korrelációs lépésköz. Ez arra szolgál, hogy a mikroellenállás görbéken jelentkező domináns anomáliáknak a korreláció minőségére gyakorolt pozitív hatását nagyobb mélységintervallumra terjesszük ki.

A következő lépés a zónázás, amikor is a feldolgozandó mélységszakaszt úgynevezett nyitott és zárt zónákra bontjuk. A zárt zónák lényegében olyan mélységintervallumok ahol egy egy domináns anomália hatása érezhető. A nyitott zónákban a korreláció minősége kevésbé megbízható. A túl hosszú zónákat tördeljük, így egy-egy zóna maximális hossza 15 mélységpont.

Ezután következik az eljárás leglényegesebb része. Egy zónán belül minden szintre kiszámítjuk az összes lehetséges dőlésértéket, és az így kapott ponthalmazt egy úgynevezett clusterező algoritmus segítségével osztályokba soroljuk. A clusterezés lényege, hogy segítségével meghatározhatók egy ismeretlen eloszlású ponthalmaz sűrűsödési pontjai, vagyis azok a tartományok ahová a legnagyobb valószínűséggel esnek a pontok.

Az algoritmus által kijelölt clustereket elemszámuk és szórásuk alapján rangsoroljuk. Ezután a zónán belül minden egyes szintre megvizsgáljuk, hogy a 13 dőlésérték közül hány esik a jónak minősített clusterbe és ezek átlagát fogadjuk el a szintre jellemzőnek.

Hangsúlyozni kell, hogy a clusterező eljárás szempontjából nincs különbség a nyitott és a zárt zónák között. Ugyanúgy kezeli mindkét zónatípust. Ha talál, a nyitott zónában is jelöl ki clustert és értelmezhető döléseket, de azokban a zónákban, ill. mélységpontokban ahol a korrelációkból számított displacement értékek megbízhatatlanok, nem ad eredményt.

A 8.a ábrán a Diplog programcsomaggal előállított, rövid korrelációs hosszal, átfedés nélkül készült nyilplot látható. A 8.b ábrán ugyanerről az intervallumról, négyszeres átfedéssel készült nyilplot található. A KZONA program ugyanazokat az eltolás értékeket használja fel, mint amiből ezek a dölések meghatározásra kerültek.

A 9a. és 9b. ábrák a KZONA program két különböző paraméterezésével készült eredményt mutatják be. Szembetűnő, hogy az eredeti ábrához képest az eredmények mennyire „rendezett” képet mutatnak, különösen az 1182 m alatti szakaszon. A paraméterek megválasztásában lévő különbség is ezen a szakaszon mutatkozik meg. A 9b. ábrán látható eredmény „enyhébb” szelekciós kritériumok alapján készült.

A fejlesztés további irányvonala a KZONA program tesztelése és tovább finomítása, hogy a földtani viszonyokat minél jobban tükröző rétegdőlés eredményeket kapjunk. Tervezzük egyéb (nem korrelációs technikán alapuló) nagyfelbontású rétegdőlés meghatározási eljárás kifejlesztését is.

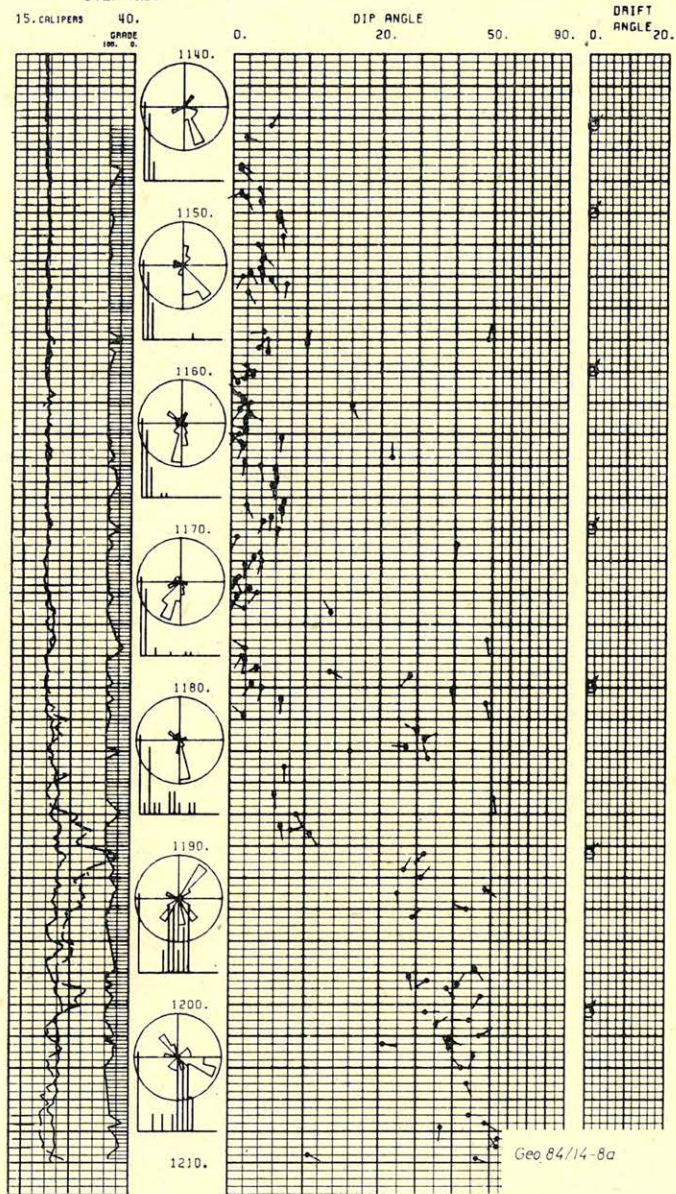
VECTOR PLOT

Penészlek-8

WL = 0.25

WIN = 0.25

STEP = 0.25

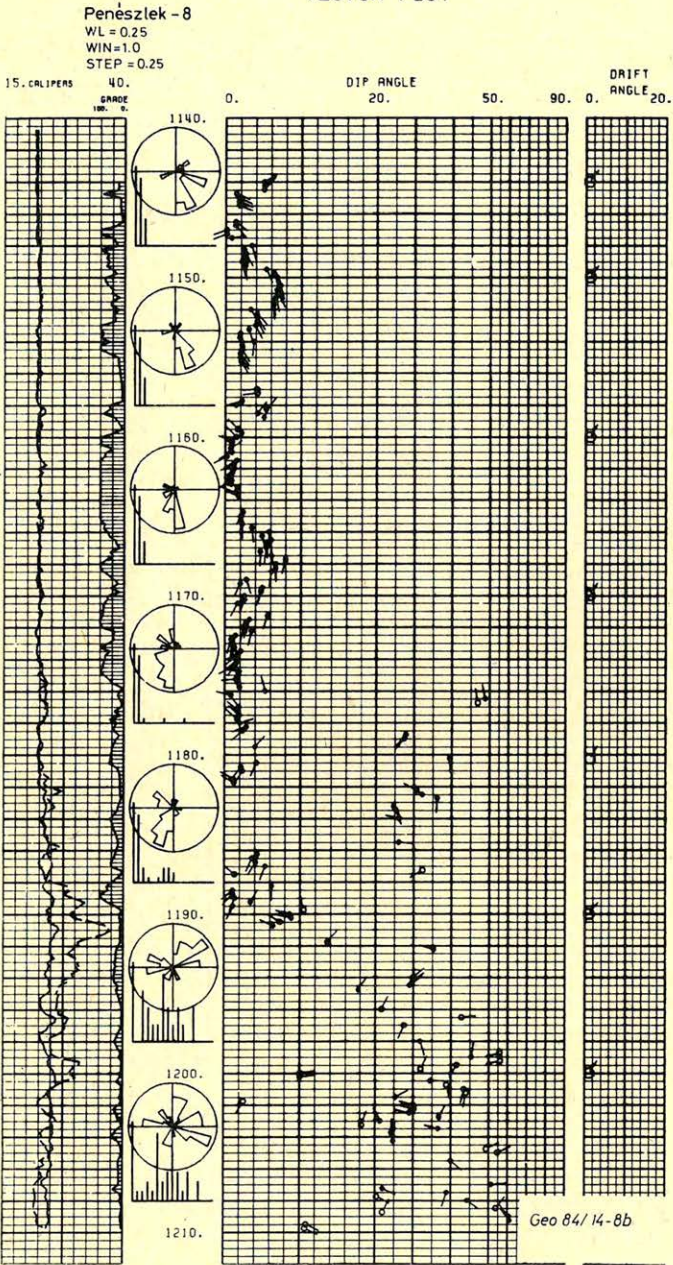


8/a. ábra. Különböző ablakhosszakhoz tartozó vektorábrák

Рис. 8. а. Схемы векторов, относящихся к разным длинам окон

Fig. 8/a. Vector diagrams belonging to various window lengths

VECTOR PLOT



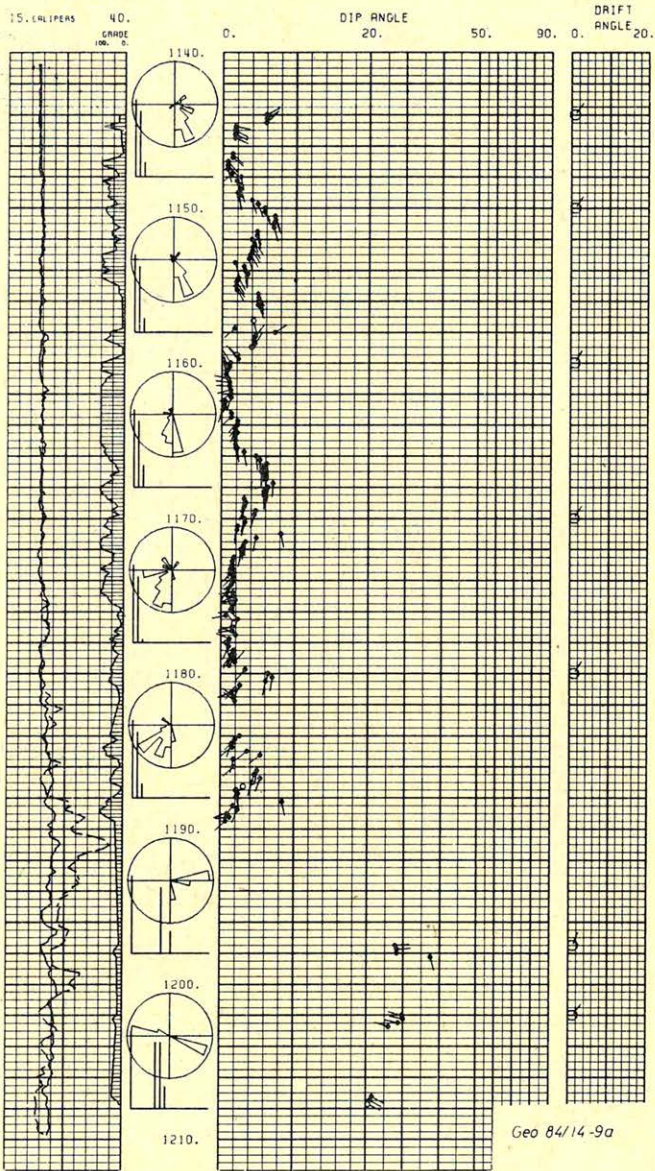
8/b. ábra. Különböző ablakhosszakhoz tartozó vektorábrák

Рис. 8. б. Схемы векторов, относящихся к разным длинам окон

Fig. 8/b. Vector diagrams belonging to various window lengths

KZONA

Penészlek-8
 K=5 C=3 R=8
 WIN=1.0
 WL=0.25
 STEP=0.25
 N/SZ=10



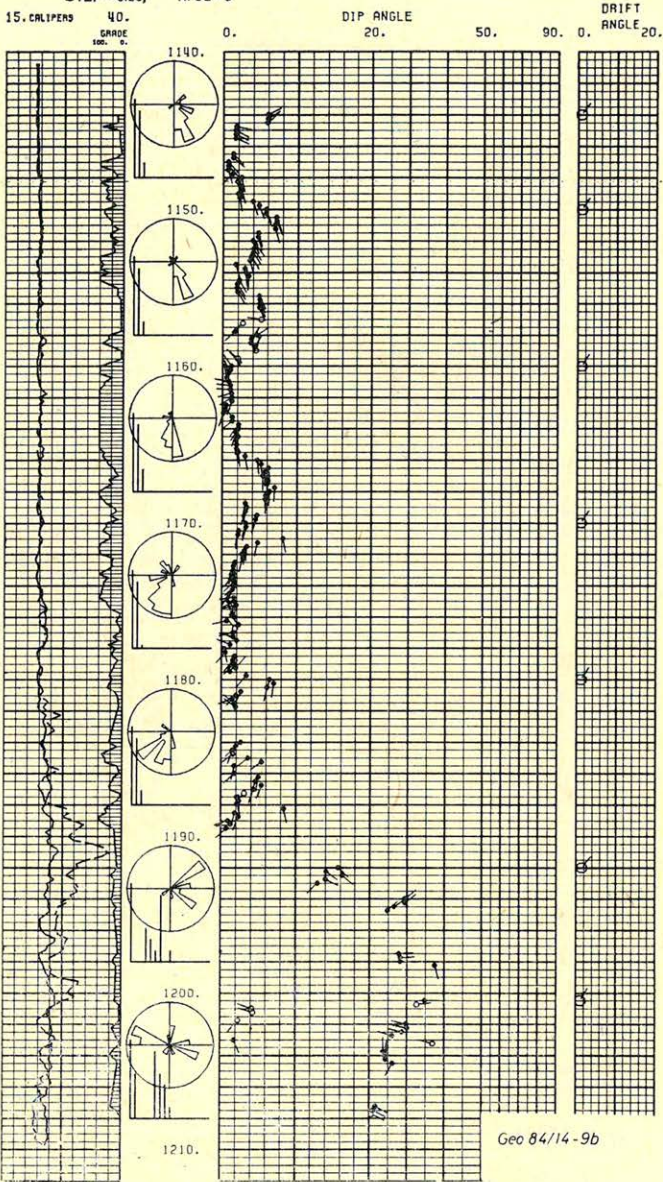
9/a. ábra. Különböző paraméterekkel klaszterezett vektorábrák.

Рис. 9. а. Схемы векторов, сгруппированных по разным параметрам

Fig. 9/a. Vector diagrams clustered by various parameters

KZONA

Penészlek-8
 K=5, C=5, R=8
 WIN=1.0
 WL=0.25
 STEP=0.25, N/SZ=5



9/b. ábra. Különböző paraméterekkel klaszterezett vektorábrák.

Рис. 9. б. Схемы векторов, сгруппированных по разным параметрам

Fig. 9/b. Vector diagrams clustered by various parameters

Összegzésül elmondható, hogy addig míg a nyers mérési adatokból a geológusok számára értelmezhető eredmények lesznek, egy bonyolult, összetett többlépcsős számítógépes feldolgozási folyamat játszódik le. Az eredmények sikeres földtani értelmezéséhez mind szorosabb együttműködés létrejött a geofizikusok és a geológusok között.

IRODALOM

- Holt O. R.*: Relating Diplogs to Practical Geology (Dresser Atlas kiadvány)
Schoonover L. G., Holt O. R.: Computer Methods of Diplog Correlation (SPE, 1973. febr.)
„Schlumberger – 1970”: Fundamentals of Dipmeter Interpretation (Schl. 1970. New York)
„Schlumberger – 1981”: Dipmeter Interpretation Vol. 1: Fundamentals (Schl. 1981. New York)
Vincent Ph., Gartner J. E.: An Approach to Detailed Dip Determination Using Correlation by Pattern Recognition (JPT 1979. febr.).
Kemp F.: An Algorithm for Automatic Dip Computation (Computers and Geoscience 1980).
Bengtson C. A.: Statistical Curvature Analysis Methods of Interpretation of Dipmeter Data (OGJ: 1980. június).
Holt O. R.: Structural Geologic Considerations in Diplog Interpretation (SPWLA 1972).
Robertson J. M.: Deficiencies of Computer Correlated Dip Logs (SPWLA 1972).
Bateman R. M., Konen C. E.: The Log Analyst and the Programmable Pocket Calculator – Part III: Dipmeter Computation (The Log Analyst, 1978. jan. febr.).
Bigelow: Application of Dip-Related Measurements to a Complex Carbonate-Clastic Depositional Environment (Log An. 1982.).
Hepp and Dumestre: „CLUSTER” – A Method for Selecting the Most Probable Dip Results from Dipmeter Surveys (SPE – AIME 1975.).
Vincent: Procédé de Détermination Automatique des Correlations entre Plusieurs Courbes (French Patent: 1973. dec. 3.).
Vincent: Procédé de Détermination du Pendage des Couchés Traversés par un Forage (French Patent: 1977. febr. 21.).
Goetz and Logar: Reservoir Delineation by Wireline Techniques (6 th An. Conf. Pet. Ass. 1977.).
Fitzgerald: Dipmeter Validity in Deviated Boreholes (Log. An 1980. május – június).
Gilreath: Detailed Stratigraphic Control Through Dip Computations (A.A.P.G. 1964. dec.).
Shielded: The Dipmeter Used to Recognise and Correlate Depositional Environment (SPWLA 1974.).
Selley: Environmental Analysis of Subsurface Sediments (SPWLA 1974).
Payre and Serra: A Case History-Turbidites Recognized through Dipmeter (SPWLA 1979.).
Alland, Ringot: The High Resolution Dipmeter Tool (Log Analyst, 1969. máj. – jún.).
Moran: Automatic computation of Dipmeter Logs Digitally Recorded on Magnetic Tapes (Petroleum Technology 1962).
Cox: The High Resolution Dipmeter Reveals Dip-Related Borehole and Formation Characteristics (SPWLA, 1970.).
Suau, Gartner: Fracture detection from, well logs (Log Analyst, 1980. márc. – ápr.).
Serra, Abbott: The Contribution of Logging Data to Sedimentology and Stratigraphy (SPE Paper 1270, 1980).

A Dráva-medence mélyföldtani felépítésének vizsgálata magas fedésszámú reflexiós szeizmikus szelvények segítségével*

TÓTH SÁNDOR**

A Geofizikai Kutató Vállalat a 70-es években, valamint a 80-as évek elején a Dráva-medencében igen intenzív szeizmikus kutatást végzett. Ezek a geofizikai vizsgálatok jelenleg a reflexiós szelvények területességenkénti bemérését, feldolgozását, kiértékelését és értelmezését jelentik. A rendelkezésünkre álló szelvényanyag birtokában azonban már nagyobb léptékű földtani modellt alkothatunk, mivel ezek a szeizmikus profilok nemcsak a nagyciklusok (értjük ezalatt a medencealjzat és az azt fedő fiatalabb üledékek közetmátrixát) elkülönítését tették lehetővé, hanem ezen belül az intraciklus (értjük ezalatt az egyes rövidebb időintervallumot átfogó üledékképződési szakaszt) vizsgálatát is.

Jelen dolgozat Pogácsás György et. al. (1980) úttörő jellegű munkája alapján erre tesz kísérletet.

Геофизическое Предприятие в 70-х годах и в начале 80-х годов провело в бассейне Дравы довольно интенсивную сейсморазведку. Эти геофизические исследования в настоящее время означают площадные полевые наблюдения, их обработку и геологическую интерпретацию. С помощью сейсмического материала можно представить геологическую модель уже более крупного масштаба, т. к. сейсмические профили дают возможность разделить не только крупные циклы (под этим подразумевается матрица пород основания бассейна и покрывающих более молодых осадочных пород), но и в пределах их исследовать интрациклы (подразумевается более кратковременный период осадконакопления). Настоящая работа опирается на основоположные работы Д. Погачаша (1980 г.)

Intensive seismic prospecting were done by the Geophysical Exploration Co. (GKV) in the Drava River basin in the 70-es and early 80-es. These seismic works were carried out in various exploration means. Data processing and interpretation followed accordingly. By combining all the available seismic data a regional geological model can be made that incorporates large geological cycles (rock matrix of the basement and overlaying younger sediments) and inter-cycles (sedimentary cycles).

This paper is based on the pioneer work of Gy. Pogacsas et. al. (1980) in the matter.

A Dráva-medence mélyföldtani felépítésére vonatkozó ismeretanyagunk jórészt a térségben már több, mint negyven éve folyó szénhidrogén-kutatásnak köszönhető. Ezekkel az elsősorban ipari jellegű kutatásokkal lehetővé vált a terület mélyföldtani arculatának, a megismert képződmények lito-, kronosztrigráfiai és CH produktivitásának vizsgálata. Dicső elődök nyomdokain haladva parányi morzsaként szeretne hozzájárulni ez a dolgozat is a legoptimálisabb geológiai modell megalkotásához.

Reflexiós szeizmikus mérések

A GKV a hetvenes évek közepétől magas fedésszámú (12x-es, 24x-es, esetenként 48x-os) reflexiós szeizmikus mérésekkel végzi a CH-szerkezet kutatást. A Dráva-medencében ez idáig több mint 200 szeizmikus profil készült el. Ezek a jó minőségű „adathalmazok” nemcsak a mai mélyföldtani szituációt tükrözik

* Elhangzott a MGE 15. Vándorgyűlésén, Sopron, 1984.

** Geofizikai Kutató Vállalat, 1068 Budapest Gorkij fasor 42.

vissza, hanem segítségükkel a kutatási terület fejlődéstörténeti folyamataira is felvilágosításokat kaphatunk. Az egyes szeizmikus szekvenciák egyrészt tükrözik az adott üledékfelhalmozódási egység primer rétegzettségét, másrészt a szedimentációt követő szekunder tektonikai hatásokat. (*Pogácsás Gy. et. al. 1981.*)

A medencealjzat szeizmikus időtérképe

A feldolgozott szeizmikus profilok lehetővé tették a Dráva-medence harmadidőszaki fekjének és pannon fekjének szeizmikus időtérképe elkészítését. Igaz ugyan, hogy az időtérképek eltérnek a valóságos mélyföldtani szituációtól, mégis e kicsinyítés mellett igen jól vizsgálhatók.

Az *1. ábrán* bemutatott térképen a preneogén medencealjzatot felépítő három nagyszerkezeti egység elterjedését is ábrázoltam.

A legidősebb kőzetcsoport a kata-mezo-epizónás metamorfitek együttese. A kata- és mezometamorfitek képződése valószínűleg az idős bajkái orogén szakasz idejére datálható, majd a már geokémiai egyensúlyba jutott metamorfitek a variszkuszi és/vagy alpi orogén fázis alatt retrográd metamorfózist szenvedtek. A retrográd metamorfózis oxigén felvétellel járt, s így másodlagosan epimetamorfitek is keletkeztek. Az *elsődleges* epimetamorfitek részben bázikus eruptívumokból (kloritpala), részben savanyú vulkanitokból és tufájukból (ortogneisz), illetve agyagos üledékekből (paragneisz) képződtek. A metamorfózist a varisztid orogén fázis ideje létrejött tektonikai vonalak mentén felnyomult magmatest kontakt hatása hozta létre. Ezek a tektonikai vonalak később jobbra eliminálódtak, illetve kisebb mértékben újjáéledtek. Ezt bizonyíthatják a térkép középső régiójában nyomonkövethető ÉNy – DK-i, illetve K – Ny-i irányú törésvonal. A K – Ny-i irányú szerkezeti vonal fiatalabb is lehet.

A kata- és mezometamorfitek, valamint az epimetamorfitek kapcsolata nem tisztázott. A szeizmikus szelvények (pl. *3. és 4. ábra*) felpikkelyeződést mutatnak. A felpikkelyeződés során az idősebb képződmények részlegesen rátolódtak a fiatalabb metamorfitokra. Elképzelésünket az Ok – 1, Ok – 2 és Se – 1 fúrások anyagainak vizsgálata támasztja alá.

A Dráva-medence K-i régiójában és a Darány-Kálmánca-Szulok helységek által határolt háromszögben újpaleozoós-alsótriász korú kőzeteket tártak fel. A legidősebb feltárt összlet a felsőkarbon ideje alatt lerakódott édesvízi (?), kontinentális kifejlődésű, ritmikus felépítésű széntelepes összlet. Az üledékek szemcseátmérőinek változása a törmeléket szolgáltató terület fokozatosan gyorsuló kiemelkedését tükrözi. A kiemelkedés közben a varisztid tektonikai vonalak újjáéledtek és kis mennyiségű vulkanitot szolgáltattak. Az alsópermiben már teresztrikus durva törmelékes összlet rakódott le, majd a felsőpermiben újabb transzgressziós ciklus kezdődött. Felsőperm és alsótriász korú kőzetek csak a térkép DK-i régiójában találhatók.

A térkép ÉNy-i zónájában mezozoós kőzetek alkotják a preneogén medencealjzatot. Szeizmikus vonalaink száma itt a legkevesebb, a szelvények minősége objektív okok miatt itt a legrosszabb, valamint a terület mélyfúrásos feltártsága is igen hiányos, így a megszerkesztett felülettől jelentősen eltérhet a valóságos felület. Az ábrázolt törésvonalrendszer kijelölése a pannon és miocén struktúrák szeizmikus képe alapján történt. Tisztázatlan a mezozoós és a metamorfitos nagyszerkezeti egység kapcsolata. A határ pontos kijelölése szinte lehetetlen, mivel abban a zónában (Berzence-Szenta vonala) igen erős, több fázisú miocén vulkáni tevékenység folyt.

A pannon fekű szeizmikus időtérképe

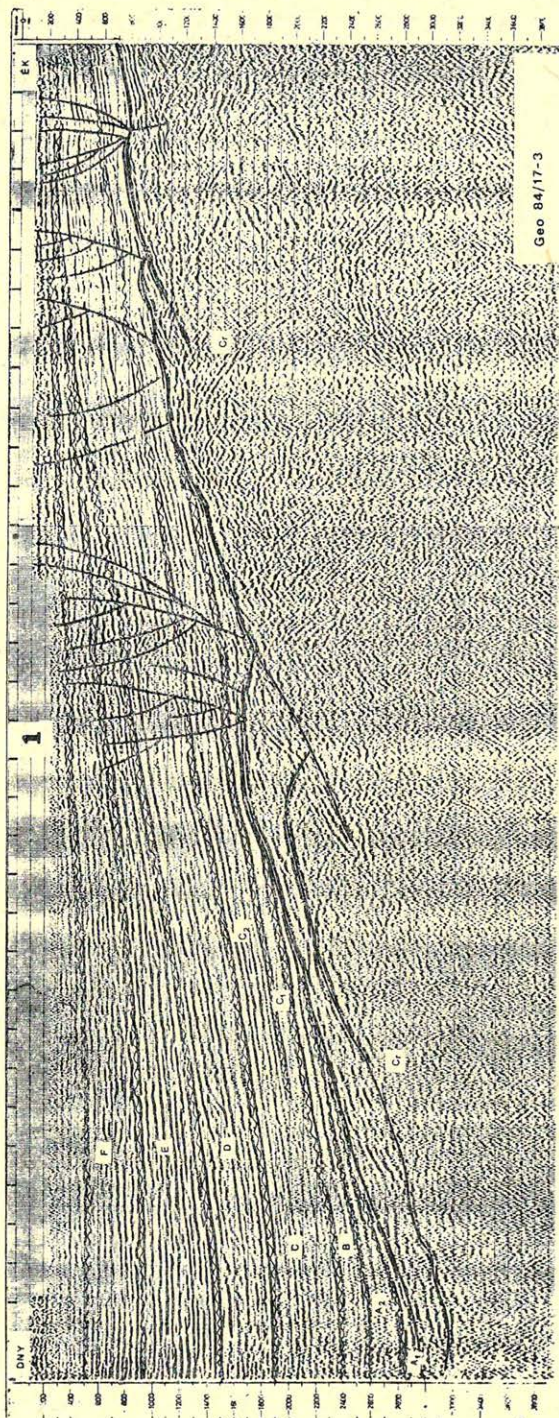
A preneogén medencealjzatra szuperponálódott miocén képződmények elterjedését és felépítését *Lukács Zoltánné et. al.* 1981-ben már elvégezte, ezért a térképen csak a miocén képződmények kiemelődési zónáit ábrázoltam. A Dráva-medence DK-i régiójában csak a 2000 ms-os időértékek alatt található miocén üledékek és azok is dominánsan törmelékek. A másik miocén képződményektől mentes terület a Vízvár-Babócsa irányában húzódó, kiemelt helyzetű, metamorfítottból álló medencealjzat. Hangsúlyozni kívánom, hogy a kiemelődési határokat a szeizmikus szelvények alapján szerkesztettem meg. A fúrások rétegsorai nagyobb felbontást tesznek lehetővé, és így a kijelölt területek jelentősen kisebbé válnak. A miocén képződmények csak a magas szerkezeti helyzetben található medencealjzat felszínéről hiányoznak.

Szeizmikus szelvények

A Dráva-medence szeizmosztratigráfiai képének illusztrálására hét darab szelvényt mutatok be. A szelvények vizsgálatánál *Nagy Zoltánné* értelmezését használtam fel, kiegészítve a neogén-quarter üledékekre alkalmazott szeizmikus fáciesek jelölésével. A jelölések *Késmárky I. et. al.* 1982-ben megjelent munkája alapján történtek. A bemutatott szelvények nyomvonalát az *1. ábra* időtérképen bejelöltem.

Az *1. – 2. – 3. sz.* szelvény a Dráva-medence DK-i régiójában került bemérésre. Az *1. sz.* szelvény (*3. ábra*) a medencealjzat DNY-i irányú erőteljes süllyedését mutatja. A metamorfitos összleten belül mutatkozó határfelületek a már tárgyalt pikkelyeződésre utalhatnak, de nem kizárt az sem, hogy alacsony dőlésszögű vetőzónákat jelölnek. A szelvény ÉK-i végén a metamorfithoz töréssel kapcsolódó amplitúdó sorozat az újpaleozoós összlet leképezése lehet. A miocén struktúrák (A_1 és A_2) csak a DNY-i mélyebb részen jelennek meg. Mivel ezek túlnyomóan törmelékek, ezért a medencealjzat felszínét is eliminálják (a medencealjzatot itt a Fel-I. mélyfúrás adata alapján rajzoltam be). Az idősebb pannon (*B*) üledékek időhézaggal és diszkordanciával települtek a miocénre. A *B* jelű szeizmikus fácies a Beleznai Marga-Mésmarga Formáció-val azonosítható. A transzgressziós ciklust jelöli a *C* fácies is. Ez a mélyebb részen homokos agyagmarga és agyagos homokkő változásokból áll (Nagylengyeli Agyagmarga Formáció?). Ezek a csökkenésvízi nyíltvízi képződmények laterálisan a Mihályi Konglomerátum Formáció partszegélyi keletkezései durvatörmelékével fogazódnak össze. Igen jellegzetes képpel rendelkezik a *D* szeizmikus fácies. Képződése vitatott, magam inkább a fekű és fedő fáciesek kapcsolatával foglalkozom. A *C* fácies kiemelődése és a *D* fácies egyes időhorizontjai ellentétes üledék-behordási irányról tanúskodnak, tehát elképzelhető, hogy a *D* fácies (a Drávai Agyagmarga Formációval azonosítható) transzgressziós feltöltődéses üledékképződést jelez. A *D* fácies képződményeinek lerakódása után újabb irányváltzás történt, ez azonban már kisebb mértékű és egyértelműen regresszív mozgást bizonyít. Az aljzat kibillenése a pannon üledékek lerakódása után történhetett. Erre utalnak a szelvény középső és ÉK-i szárnyán látható szintetikus normál vetők, valamint a neogén-quarter üledékek helyzete (a fiatalabb üledékeket jelző amplitúdó sorok párhuzamosak az aljzat reflexiós leképezésével).

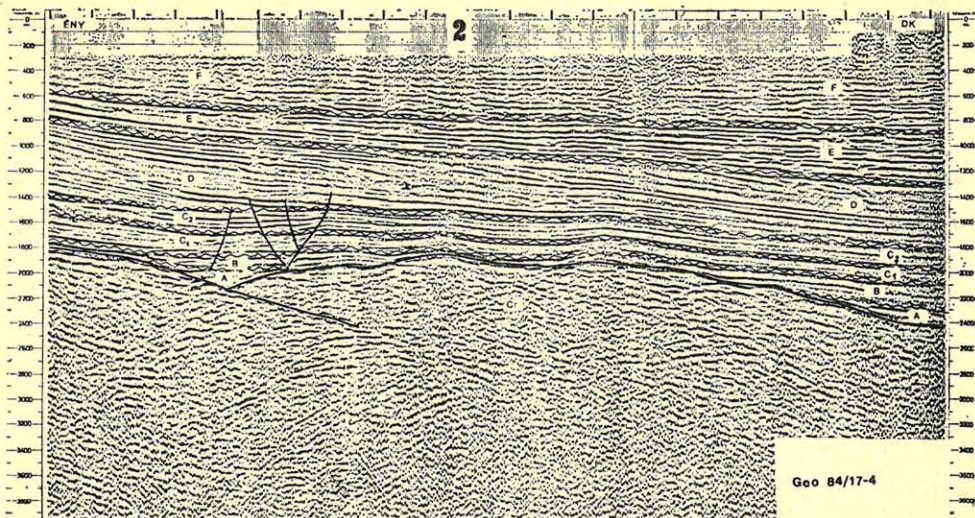
A *2. sz.* szelvény (*4. ábra*) az előbbi szelvényre merőleges. Itt is megfigyelhetjük a pikkelyeződésre utaló jelleget. A szelvény ÉNY-i részén lokális süllyedésben miocén (?) üledék maradt meg, míg a többi helyről lepusztult. A *B*, *C*₁,



3. ábra. 1. számú szeizmikus szelvény (24x-es fedés, Pogácsás György értelmezésének felhasználásával). *Jelmagyarázat*: A miocén szeizmikus fácies B, C₁, C₂, D, E, F pannon szeizmikus fáciesek

Рис. 3. Сейсмический профиль №1 (24-х кратное перекрытие, с использованием интерпретации Д. Погачаша.) *Условные обозначения*: А сейсмofация миоцена В, С₁, С₂, Д, Е, F сейсмические фации паннона

Fig. 3. Seismic line No. 1. (24 — fold coverage. Interpretation of Pogácsás György was taken into consideration). Symbols: A Miocene seismic facies B, C₁, C₂, D, E, F Pannonian seismic facies



4. ábra. 2. számú szeizmikus szelvény (24x-es fedés) *Jelmagyarázat*: azonos a 3. ábrával

Рис. 4. Сейсмический профиль №2 (24-х кратное перекрытие) *Условные обозначения*: см. рис. 3.

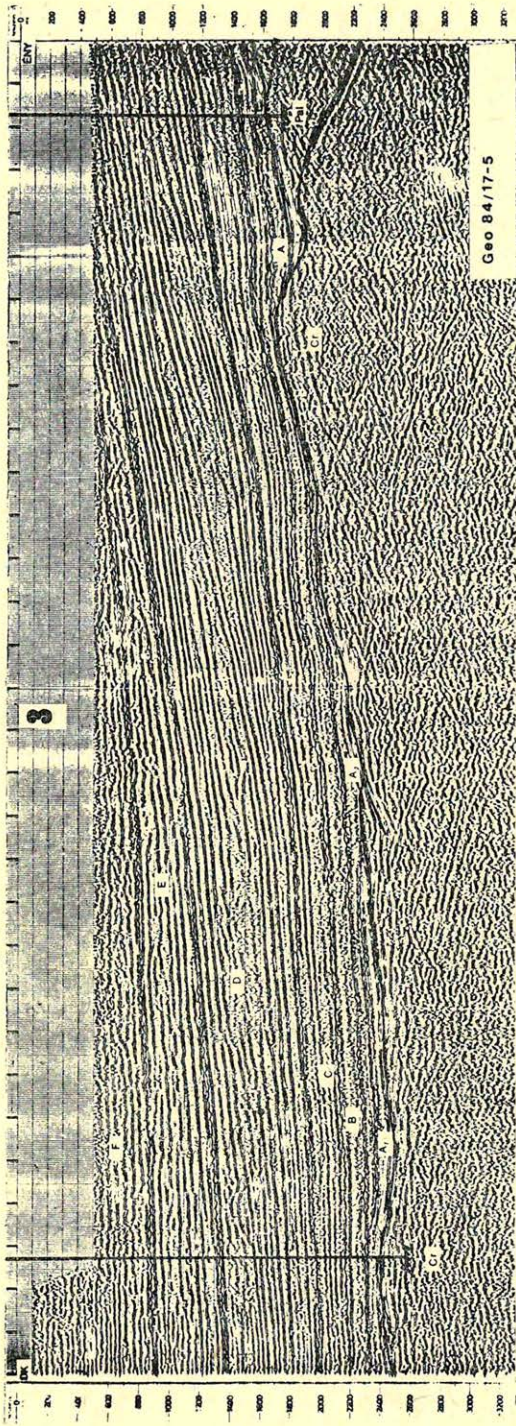
Fig. 4. Seismic line No. 2. For the legend see Fig. 3.

C_2 szeizmikus fáciesek rálapolódtak a medencealjzatra, híven követve annak morfológiáját. A D fácies fekü és fedő fáciesektől való elkülönítését a reflexiók kiékelődése alapján végeztem. Ezen a szelvényen már nem igazolható az 1. szelvény-nél leírt feltöltési mechanizmus. Itt genetikai rokonság mutatkozik a C , D , E fáciesek között. Feloldani nem tudván az ellentmondásokat, további vizsgálatokat tartok célszerűnek a kérdés megoldására.

A 3. sz. szelvény (5. ábra) ugyanezen problémákat veti fel. Az ÉNy-i szakaszon jól elkülöníthető a metamorfit aljzat és a rátelepülő újpaleozoós törmelékes összlet. Az A jelű szeizmikus fácies miocén bádeni korú, pelites, karbonátos üledékekkel azonosítható. A pannon fáciesek a medencealjzat erőteljes kibillenesét bizonyítják.

A 4. sz. szelvény (6. ábra) a Vízvár-Babócsai magasvonulat ÉNy-i előterét illusztrálja. Erős tektonikai igénybevételre utal a szelvény DK-i zónájában nyomozható vető, valamint ennek kiújulását bizonyítja a pannon üledékek vertikális irányú elmozdulása. A szelvény ÉNy-i oldala nyugodt üledékképződési viszonyokat feltételez. Az A_a jelű fácies lerakódása után az A_b üledékes összlet csak ÉNy-i irányban tudott elterjedni. A szelvényen a B jelű szeizmikus fácieset nem ábrázoltam, de jelenléte nem kizárható. A középső zónában az idősebb pannon (C és esetlegesen B jelű fácies) erősebben átmozgatott környezetben történő üledékfelhalmozódásra utal.

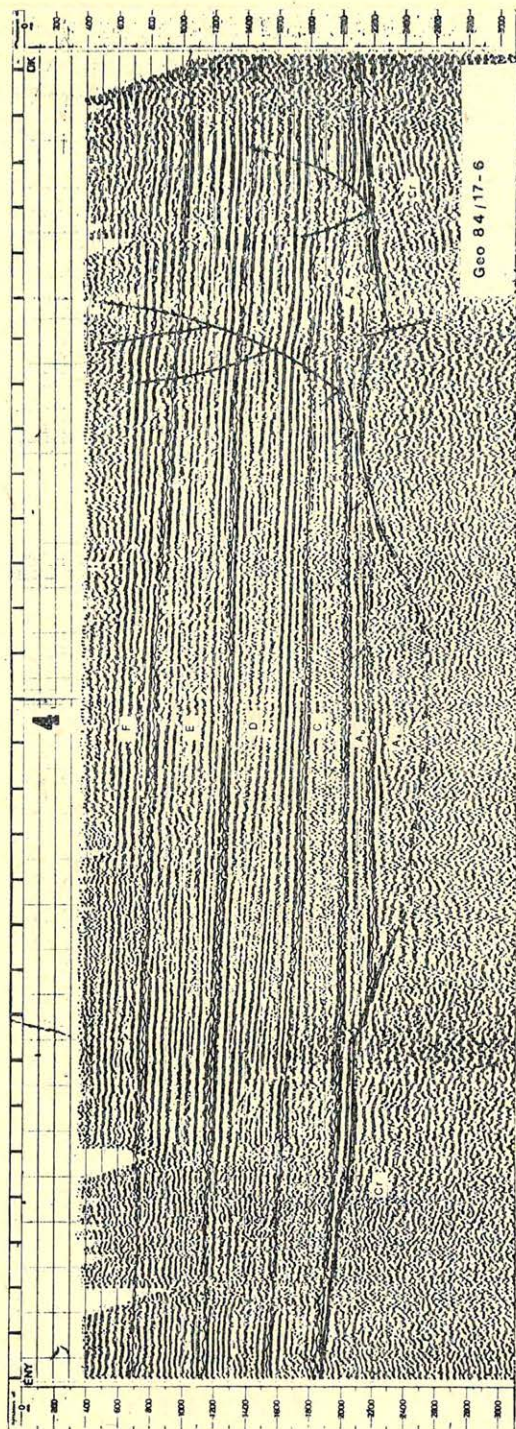
Az 5. szelvény (7. ábra) a Tarany-Nagyatádi középmély zóna D -i szárnyát mutatja be, (a Vízvár-Babócsai magasvonulat É-i előtere). Az ÉK-i szakaszon megjelenő több száz méter vastag miocén korú összlet D -i irányba fokozatosan kiékelődik. A bádeni (A_{III} és A_{II} jelű szeizmikus fáciesek) és kárpáti (A_I elű fácies) korú képződmények közötti elhatárolást mélyfúrások segítségével



5. ábra. 3. számú szeizmikus szelvény (24x-es fedés) Jelmagyarazat; azonos a 3. ábrával

Рис. 5. Сейсмический профиль №3 (24-х кратное перекрытие) Условные обозначения: см. рис. 3.

Fig. 5. Seismic line No. 3. For the legend see Fig. 3.



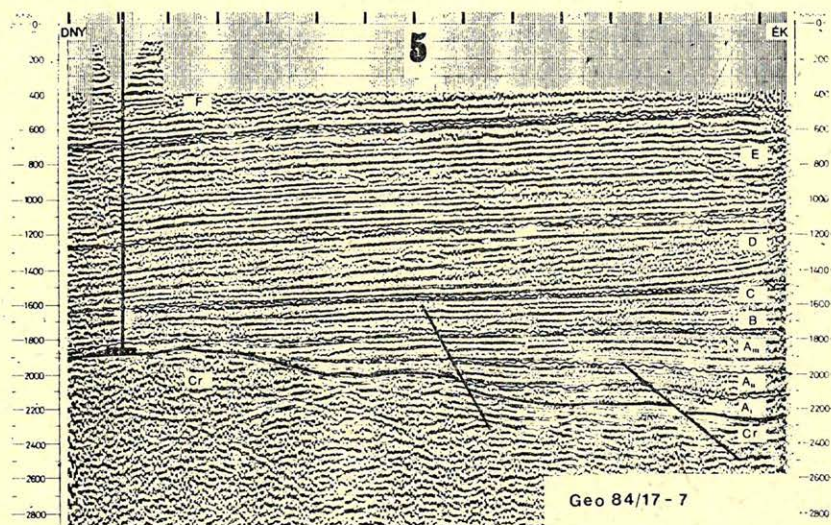
6. ábra. 4. számú szeizmikus szelvényt (24-x-es fedés) Jelmezgarázát; azonos a 3. ábrával

Рис. 6. Сейсмический профиль №4 (24-х крайное перекрытие) Условные обозначения: см. рис. 3.

Fig. 6. Seismic line No. 4. For the legend see Fig. 3.

végeztem el. A kárpátiban meginduló üledékképződés a bádeni végéig tartott, majd rövid szünet után a pannonban tovább folytatódott. A szelvényen látható törésvonalak utalnak a Tarany-Nagyatádi egység intenzív süllyedésére. A pannon transzgresszió kezdetekor a terület tektonikailag nyugodt régiót képviselt. A *B* és *C* jelű fáciesek a Beleznai Mészmárga Formációval és a Nagylengyeli Agyagmárga Formációval azonosíthatók. A Drávai Agyagmárga Formációból (*D* jelű fácies) fokozatosan fejlődik ki az Újfalui Homokkő Formáció (az *E* szeizmikus fácies alsó szakasza).

A 6. sz. szelvény (8. ábra) és a 7. sz. szelvény a Dráva-medence ÉNy-i szakaszán került bemérésre. Itt a preneogén medencealjzatot mezozoós kőzetek alkotják. Az elkészített térképen és a szelvényeken is látszik, hogy erős tektonikai hatásoknak voltak kitéve. Az *A'* jelű szeizmikus fácies kompresszív gyűrődésnek kitétt miocén összetételű jelöl. A kárpáti-bádeni korú sorozat uralkodóan durva törmelékes üledékekből áll, de vulkáni tufa (riolit) betelepüléseket is tartalmaz. A kompresszió kora valószínűleg középső miocén és ekkor tolódhattak egymásra a mezozoós blokkok is. A pannon struktúrák zavart jellege még fiatalabb mozgásokra utal, de ezek hatása már kevésbé jelentős.



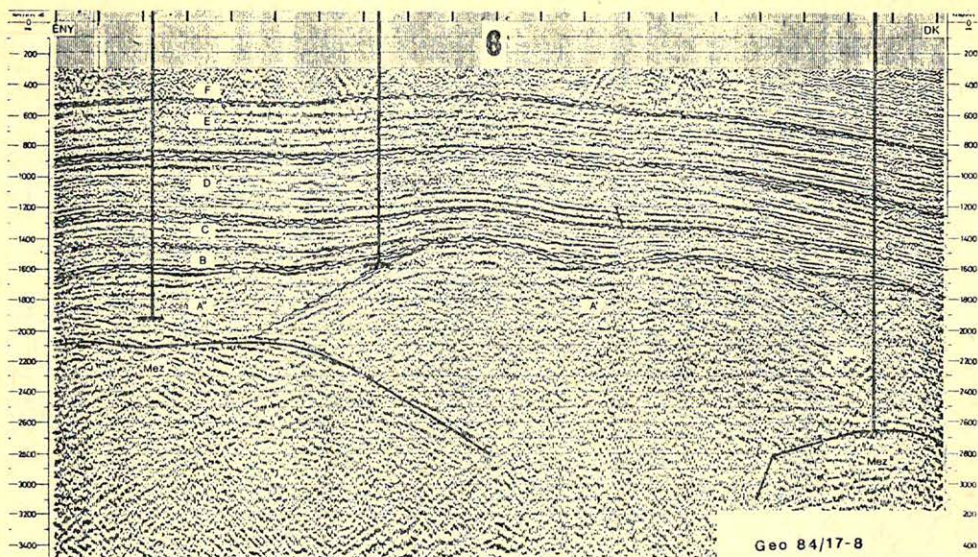
7. ábra. 5. számú szeizmikus szelvény (24x-es fedés) *Jelmagyarázat*: azonos a 3. ábrával

Рис. 7. Сейсмический профиль №5 (12-ти кратное перекрытие) *Условные обозначения*: см. рис. 3.

Fig. 7. Seismic line No. 5. For the legend see Fig. 3.

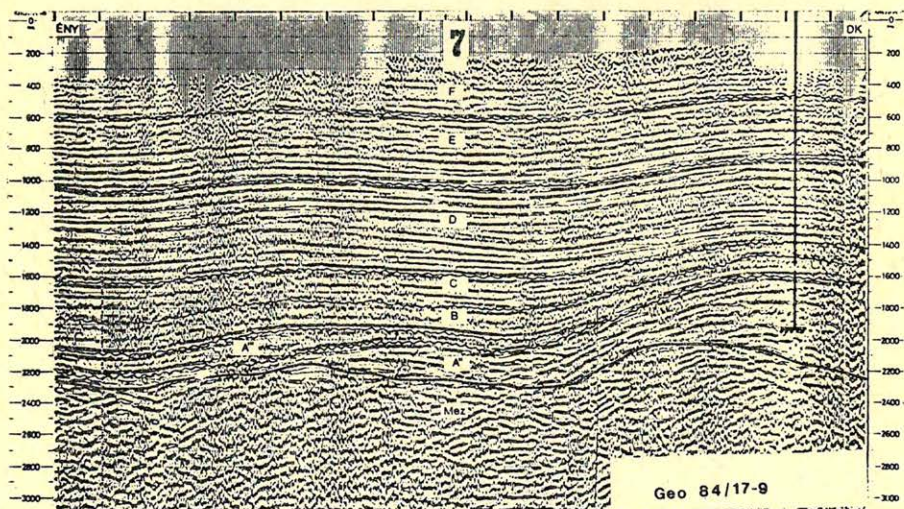
Következtetések

1. A Villányi-metamorfit hátság dominánsan ÉNy-i DK-i csapásiránnyal rendelkezik. Jelenlegi helyzetét rotációs mozgások alakították ki. Elképzelhető, hogy pikkelyes szerkezet jellemzi és ez valószínűleg prealpi kompresszív hatások eredménye.



8. ábra. 6. számú szeizmikus szelvény (24x-es fedés) Jelmagyarázat: azonos a 3. ábráéval
 Рис. 8. Сейсмический профиль №6 (24-х кратное перекрытие) Условные обозначения: см. рис. 3.

Fig. 8. Seismic line No. 6. For the legend see Fig. 3.



9. ábra. 7. számú szeizmikus szelvény (24x-es fedés) Jelmagyarázat: azonos a 3. ábráéval
 Рис. 9. Сейсмический профиль №7 (24-х кратное перекрытие) Условные обозначения: см. рис. 3.

Fig. 9. Seismic line No. 7. For the legend see Fig. 3.

2. Az újpaleozoós-alsótriász üledékes összlet tektonikusan érintkezik a metamorfit aljzattal. A lerakódott sorozat jelentős része a mezozoikum során erodálódott és az árkokban mint miocén törmelékanyag halmozódott fel.

3. A miocén struktúrákat kompressziós és extenziós hatások alakították ki. A kompresszió elsősorban a kárpáti-bádeni korú összleteket érintette, de számolhatunk azzal is, hogy a mezozoós blokkokat is érintette. Az extenziós időszakban a metamorfit és a mezozoós nagyszerkezeti egység határán erőteljes vulkáni tevékenység folyt: riolit (Bol-1, So-3, -4, Na-1, -2, -3, -4 stb. fúrások), andezit (So-2, Ber-1, Szta-1, -2 fúrások).

4. A miocén-szarmata korban csak gyenge üledékképződés jellemzi a Dráva-medencét (szárazföldi ciklus).

5. A pannon elején meginduló transzgresszió következtében a kiemelt helyzetű medencealjzati zónák is víz alá kerültek. A legidősebb pannon képződmények laterálisan összefogazódva a következő egységeket képviselik: A Dráva-medence DK-i régiójában durvatörmelékes partszegélyi összlet (Mihályi Konglomerátum Formáció) rakódott le, ez a medence irányában nyíltvízi, pelites üledékekhez (Beleznai Mészmárga Formáció) kapcsolódik, a medence tengelyében erősen átmozgatott környezetben pszammitos jellegű üledékek (Lovászi Homokkő Formáció) keletkeztek. Ez a sorozat a *B* jelű szeizmikus szekvenciával mutat azonosságot.

6. A transzgressziós rétegsorra transzgressziós-feltöltődéses genetikájú üledékek rakódtak (Drávai Agyagmárga Formáció $\approx D$ jelű szeizmikus fácies). A feltöltődés É-i, illetve ÉK-i és ÉNy-i irányból kezdődött. Az összlet lerakódása után regressziós és fluvio-lakusztikus sorozat (*E* és *F* jelű szeizmikus fáciesek) fedte le az idősebb képződményeket.

7. A pannon üledékek lerakódása közben és után még dilatív mozgások is alakították a térszint. Ennek következtében a pannon sorozatban vetőrendszerek alakultak ki. Ezek a vetők a Dráva-medencében végig nyomozhatóan az idősebb tektonikai vonalak irányát követik.

Köszönetnyilvánítás

Azért, hogy ezt a cikket megírhattam, igen nagy köszönettel tartozom munkatársaimnak, de leginkább Milánkovich Andrásnak, kivel első szakmai előadásunkat éppen e terület szeizmikus szelvényeinek szekvencia vizsgálatainak néhány eredményéről tartottuk, s további kutatásaimat is az Ő útmutatásai alapján végeztem. A pannon összlet sztratigráfiai analizisében Pogácsás György volt segítségemre, Lukács Zoltánné és Várkonyi Lászlóné a technikai kivitelezésben fáradozott sokat. Külön köszönöm Komjáti János segítségét, aki volt szíves elvállalni a lektor hálátlan feladatát.

Ezúton fejezem ki köszönetemet a Geofizikai Kutató Vállalat vezetőinek, valamint munkatársaimnak a dolgozat elkészítéséhez nyújtott támogatásaiért.

- Dank V.*: A hazai szénhidrogén-kutatások eredménye és feladatai. Földtani Közl. XCVIII. 1968. pp. 3–16. *2.
- Kertai Gy.*: A magyarországi medencék és kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján. Földtani Közl. LXXXVII. 1957. pp. 383–394. *4.
- Kertai Gy.*: A magyarországi földgáztelepek kialakulásáról és továbbkutatásuk alapelveiről. Földtani Közl. XCII. 1962. pp. 274–279.
- Késmárky I.*–*Pogácsás Gy.*–*Szanyi B.*: Szeizmikus szelvények sztratifráfiai értelmezése Kelet-Magyarországi neogén-quarter depressziók példáján. Magyar Geof. XXIII. 1982. pp. 20–30. *1–2.
- Kleb Béla*: A Mecsek hegység déli előtere pannóniai képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. Földtani Közl. XCVIII. 1968. pp. 335–359. *13.
- Kőrössi László*: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. Földtani Közl. XCIII. 1963. pp. 153–172. *2.
- Lukács Z.-né*–*Pogácsás Gy.*–*Tóth S.*: A Zala- és Dráva-medence mélyföldtani felépítésének összehasonlító vizsgálata magas fedésszámú reflexiós szeizmikus szelvények alapján. Magyar Geof. XXIII. 1982. pp. 178–193. *5–6.
- Némedi Varga Z.*: A Mecsek-hegységi andezit vulkánosság. Földtani Közl. XCVII. 1967. pp. 396–413. *9.
- Pogácsás Gy.*: Neogén süllyedékeink fejlődéstörténeti viszonyai a felszíni geofizikai mérések tükrében. Földtani Közl. CX. 1980. pp. 485–497. *3–4.
- Szalai Á.*–*Konc I.*: Szénhidrogén-képződési és migrációs folyamatok a délkelet-alföldi és a Dráva-süllyedékekben. Kőolaj és Földgáz 13.(113.) évfolyam 6. sz. 1980. 177–186.
- Vadász E.*: Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó 2. kiadás. 1960.
- Wein Gy.*: Délkelet-Dunántúl hegységszerkezete. Földt. Közl. XCVII. 1967. pp. 371–395 *15.
- Wein Gy.*: Újabb adatok a Villányi-hegység szerkezetéhez. Földtani Közl. XCIX. 1969. pp. 47–59. *3.



ERKEL ANDRÁS

1929 – 1984

1984. április 26-án váratlanul elhunyt az önzetlen barát, a mindenkor és mindenkin segíteni kész ember, az ELGI jelenkori életének kimagasló kutatója, a Magyar Geofizikusok Egyesületének alapító tagja: Erkel András. Hirtelen halálának híre megdöbbenést és mélységes fájdalmat váltott ki mindnyájunkban.

Gyulán született 1929. november 29-én. Geofizikusi képesítését a Műszaki Egyetem Földmérőmérnöki Karának geofizikusmérnöki szakán szerezte Sopronban 1953-ban.

Már pályája kezdetén felismerte, hogy a geoelektromos mélyszerkezet kutatásnak van létjogosultsága Magyarország geológiai adottságai mellett.

A hatvanas években és a hetvenes évek elején még az igények jelentkezése előtt munkatársaival megteremtette a geofizikai érc kutatás lehetőségeit. Ez valóban teremtés volt, szinte semmiből kellett kiindulni, módszert, műszert, értelmezési eljárásokat átvenni, a hazai körülményekre alkalmazni, továbbfejleszteni.

Kezdetben mint terepi csoportvezető, 1963-tól 1970-ig mint a Geoelektromos Osztály vezetője, majd haláláig az Érc és Mérnökgeofizikai Főosztály vezetőjeként végezte munkáját.

Jelentős érdemeket szerzett a tellurikus és magnetotellurikus módszer hazai bevezetésében, a gerjesztett potenciál módszer vizsgálatában és alkalmazásában. Vezető szerepet töltött be az ELGI geoelektromos műszerfejlesztő munkájában. A GE – 10 és GE – 20 geoelektromos műszerek kifejlesztése, a magnetotellurikus műszerfejlesztési eredmények, a gerjesztett potenciál mérések céljára alkalmas DIAPIR műszercsalád megvalósítása fémjelzik az elhivatott kutató és vezető eredményes munkáját.

Személyes részvételével és szervező, irányító tevékenységével külföldön is jó nevet szerzett a magyar geofizikának. 1960 – 62-ben víz- és krómérckutató méréseket végzett Guineában, az ELGI mongóliai érc- és vízkutató expedíciós tevékenységének több mint húsz éven át volt szervezője és irányítója.

Nemcsak kollégái tisztelték és értékelték tevékenységét, de állami és szakmai elismerések sorában is részesült harminc éves sikeres pályafutása során. 1964-ben és 1970-ben a Földtani Kutatás Kiváló Dolgozója lett, 1970-ben elnyerte a Munka Érdemrend bronz fokozatát, 1976-ban pedig a Bányászati Kutatás Kiváló Dolgozója címet.

Gyászolja mindenki, aki elhunytával sokat veszített. Barátai, kollégái, az egész magyar geofizikus társadalom. Emlékét megőrizzük.

A Magyar Geofizikusok Egyesülete

HÍREK

ELŐZETES AZ OMBKE XIX. VÁNDORGYŰLÉSÉRŐL

Az OMBKE kőolaj-, földgáz-, és vízbányászati szakosztálya 1985. október 3–6. között rendezi meg hagyományos, sorrendben 19. vándorgyűlését, Hajdúszoboszlón.

A vándorgyűlés szakmai előadásai a szokásos szakterületi fejlődési tájékoztatókkal kezdődnek és a szekció vezetőség – elnök(ök) és a titkár(ok) – által felkért előadók előadásaival folytatódnak. A szekciókban elhangzó szakmai előadások megtartására péntek délután, szombat egész napon, valamint vasárnap délelőtt kerül sor, amelyeket pénteken délelőtt a plenáris ülés előz meg. A vándorgyűlés résztvevői az elhangzó előadások magyar vagy angolnyelvű összefoglalóit regisztráláskor kézhez kapják.

A vándorgyűlés szakmai célkitűzése: Energiatakarékosság és hatékony energiafelhasználás a kőolaj-, földgáz-, vízbányászat, valamint a szilárdásványkutatás területén.

A szakmai célkitűzés sikeres megvalósítása érdekében hat szekcióban tervezzük csoportosítani az előadásokat:

A-szekció: Történeti szekció.

Elnök: *Dr. Aliquander Ödön*

Titkár: *Csath Béla*

Témája: A vándorgyűlések története (utalva a 100 éves évfordulóra) és a történethez kapcsoljuk az általános fúrési és szénhidrogén-termelési tevékenység történetének néhány kiemelkedő eseményét.

B-szekció: Fúrás és kutatás.

Elnök: *Dr. Hingl József* és *Dr. Dank Viktor*

Titkár: *Ósz Árpád*

Témája: Az energiatakarékosság és hatékonyság növelés a mélyfúrásoknál, különös tekintettel a nagymélységű fúrési tevékenységre és az ehhez kapcsolódó kutatási feladatokra.

C-szekció: Vízbányászat- és szilárdásvány-kutatás.

Elnök: *Dr. Pataki Nándor* és *Falusi István*,

Titkárok: *Kassai Ferenc* és *Bogdány Győző*

Témája: A szilárdásvány-kutatás és vízkutatás perspektívái és feladatai, különös tekintettel a hatékony energiagazdálkodásra és az ebből következő népgazdasági és vállalati feladatokra.

D-szekció: Rezervoir mérnöki tevékenység.

Elnök: *Dr. Rácz Dániel*

Titkár: *Papp István*

Témája: a kihozatalnövelő eljárások hazai perspektívái és a nemzetközi lehetőségek áttekintése, az optimális mezőt művelő rezsinek hazai és nemzetközi gyakorlata, különös tekintettel az energiagazdálkodás hatékonyságára.

E-szekció: Szénhidrogén-termelés.

Elnök: *Dr. Bálint Valér*

Titkárok: *Csákó Dénes* és *Tóth András*

Témája: A hatékony energiafelhasználást biztosító felszíni technológiák, a termék kinyerési hatásfokok növelése és a földgáz hatékonyabb felhasználására irányuló törekvések és ezek hazai perspektívái. Az optimális csúcsgazdálkodás feltételrendszere.

F-szekció: Szénhidrogén-szállítás, -gyártás, -építés és -tervezés.

Elnök: *Szakonyi Géza* és *Láng Tivadar*

Titkárok: *Darás István* és *Hegedűs László*

Témája: a hatékony népgazdasági energiaszerkezet kialakításához kapcsolódó távvezetési és termelő berendezés fejlesztési feladatok, a tipizálás és a hatékony energiafelhasználás, valamint az energiatakarékossági elvárások figyelembevételével.

A szakosztály a szakmai programok mellett hölgyprogramot, a szénhidrogén-iparral kapcsolatos művészeti kiállításokat, valamint a hazai olajipari eseményeket bemutató emlékkiállítást is rendez.

CSÁKÓ DÉNES

a Szervező Bizottság titkára

MAGYAR GEOFIZIKA

A szerkesztésért felelős: *Zelei András*

A szerkesztőség címe: 1368 Budapest VI., Anker köz 1. Telefon: 429-754

Kiadja a Lapkiadó Vállalat, 1073 Budapest, Lenin körút 9–11. Telefon: 429-350, Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 22

Felelős kiadó: *Siklósi Norbert* vezérigazgató

84.1066. Állami Nyomda, Budapest

Terjeszti a **MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE**

Egyesületi tagoknak tagdíj ellenében

Megjelenik évente hatszor

Index: 26 507

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Вермеш М.</i> : Определение геологического разреза с помощью обработанных на ЭВМ каротажных данных	169
<i>Вермеш М.</i> : Вычисление интервальных скоростей по данным ВСП	186
<i>Мартон П.</i> : Палеомагнетизм, структура поля и древняя география	194
<i>Марко Л. — Ковач Д. — Ковач Й. — Пандине Сегеди С. — Пакозди И.</i> : Измерение наклона пласта, новый метод кар тажной геофизики в разведке нефти и газа в Венгрии	208
<i>Тот Ш.</i> : Исследование глубинного строения бассейна Дравы с помощью сейсмических профилей с большим числом перекрытий	226
Воспоминание	239
Новости	240

CONTENTS

<i>Vermes M.</i> : The determination of the layered model by computerized processing of well logs	169
<i>Vermes M.</i> : Computation of interval velocity function from VSP data	186
<i>Márton P.</i> : Paleomagnetism, space structure and paleogeography	194
<i>Markó L. — Kovács Gy. — Kovács J.-né — Pándiné Szegedi Sz. — Pákozdi I.</i> : Dipmeter survey — a new geophysical well logging method in search for hydrocarbons in Hungary	208
<i>Tóth S.</i> : Deep geology of the Drava basin as seen on seismic sections	226
Commemoration	239
News	240