

## Az óceánok térképezése a lemeztektonika figyelembevételével

Dr. Márton Mátyás  
a Kartográfiai Vállalat irányító térképszerkesztője

DK 528.475:551.24

Megjelent a *Geodézia és Kartográfia* 39. évf. 5. számában 1987-ben, pp.: 354–362

### Bevezetés

Földünk szárazföldi területéről – a domborzatrajz szempontjából – gyakorlatilag eltűntek a „fehér foltok”. Ezt nyugodtan kijelenthetjük, ha a kisméretarányú térképek adatigényéről van szó. Bármely területre található olyan alapanyag, amelyből kiindulva a kisméretarányú térképeink szintvonalrajza megszerkeszthető [1].

A szárazföldi területeken az egyes államok – egymásra is ható – gazdasági érdekei és honvédelmi, „fennmaradási” kényszerítettsége (mint hajtóerő), valamint az eleve adott vizuális észlelési lehetőség, majd az ezen alapuló, a felmérést megkönnyítő és gyorsító technikai-műszaki – pl. légifénykép-kiértékelési – eljárások (mint módszertani háttér) eredményezték az államok nagyméretarányú felmérési, illetve topográfiai térképsorozatainak elkészítését. Ezekből kiindulva a megfelelő földrajzi (morfológiai) ismeretekkel rendelkező térképészek többékevésbé kiforrott generalizálási szabályok alkalmazásával olyan 200 000–1 000 000 méretarány-tartományba eső domborzat- és vízrajzi térképeket állítottak elő, melyek a további – még kisebb méretarányú – természetföldrajzi térképek elkészítéséhez kiváló alapanyagul szolgálnak.

Más a helyzet az óceánokkal és a tengerekkel. Bár Földünk felszínének 71 %-át víz borítja, a tengerfenék-domborzat ábrázolása általában elnagyolt, sematikus. Nincs olyan alapanyag, amely problémamentesen felhasználható lenne különböző kisméretarányú térképeink tengerfenék-domborzatának – a Világtenger egészére nézve egységes-korszerű ábrázolásához [1].

A tengeri területek esetében a megismerés gazdasági (katonai) kényszere a Világtenger egészére csak napjainkban jelentkezik. Hiszen egyre nyilvánvalóbb, hogy a korábban kutatási célra "kidobott" tőkebefektetések megtérülésével reálisan lehet számolni. (Itt nemcsak a már kitermelés alatt álló, selfterületeken levő kőolaj- és földgázmezőkre gondolok, hanem a mélytengeri területeken elhelyezkedő ércekre is.) A megismerési folyamat, a tudományos kutatás mindig a gazdasági-társadalmi tényezőkkel áll összefüggésben. Először tehát a partvonalak és a partközeli területek feltérképezése volt a cél; a biztonságos partmenti hajózás megteremtése, a kikötésre alkalmas helyek ábrázolása. A múlt század második felében meginduló kábelfektetések is ösztönzően hatottak a mélységmérések gyarapodására, hiszen a nagy értékű kábeleket nem lehetett ismeretlen mélységbe süllyeszteni, fektetésüket a véletlenre bízni. Megkezdődtek a kontinensek közötti mérések.

A tengeri területek felmérésénél nem adott a vizuális észlelés lehetősége. Amíg a szárazföldi domborzat felmérésekor a domborzati idomokat jellemző pontok célszerű kiválasztásával csökkenteni lehetett a bemérendő pontok számát a pontos domborzatrajz elkészítéséhez, addig a „vakon” mért tengerfenéken sokkal több pont, illetve szelvény bemérése szükséges a megfelelő részletességű és megbízhatóságú (ugyanolyan méretarányú és területű) térképlap elkészítéséhez. A tengeri domborzat megrajzolásához nem szolgálhat segítségül légifényképsorozat sem, amely a szárazföld esetében mind a térképi síkra, mint a domborzatrajz előállításában alkalmazható.

A tengeri térképezést végző kutató munkája során háromszögelési hálózat sem segíti. Nem juthat hozzá könnyen a mért mélységpont felszíni helyzetet rögzítő földrajzi koordinátákhoz sem.

### A tengeri térképezés problémái

A tengeri térképezés problémái két kérdés – a mélységmérési technika és a földrajzi helymeghatározás – köré csoportosíthatók. Ezek fejlettségi színvonala tükröződik a különböző történeti korok mélytengeri területeket ábrázoló térképein [2]. Anélkül, hogy a két mérési feladat technikai kérdéseinek részleteibe mélyednénk, megállapíthatjuk, hogy fejlődésük (ha a térképészítés szempontjait vesszük figyelembe) szinkronban történt.

A földrajzi helymeghatározás „modern” időszaka a XVII. században a kronométer és a szextáns alkalmazásával kezdődött [3], amelyet századunk 40-es éveivel kezdődően a rádió-navigációs rendszerek (pl.: LORAN, DECCA, OMEGA) váltottak föl [4, 5, 6]. A helymeghatározás hibája az adók távolságának függvényében 10–100 m nagyságrendűre csökkent. Új korszakot nyitott a kezdetben katonai célra létrehozott tengeri navigációs műholdas rendszer, az NNSS (Navy Navigation Satellite System), amelyet 1967-től polgári használatra is igénybe lehet venni. A 80-as évek végére, a 90-es évek elejére tervezik egy új, még korszerűbb navigációs rendszer üzembeállítását az amerikaiak. A 18 műholdból felépülő rendszer, a GPS (Global Positioning System) a Föld bármely pontjáról bármely időben legalább öt műhold horizont feletti észlelésére ad lehetőséget. Négy hold egyidejű megfigyelésével már lehetővé válik a GPS-vevővel rendelkező számára pozíciójának (és pontos helyi idejének) meghatározása [7].

Ha a mélységmérési módszerek fejlődését hasonló rövideggel kívánjuk áttekinteni, az előzőekhez hasonlóan négy korszakot különböztethetünk meg: a fonalas vagy huzalos, súllyal végzett pontszerű mérések; az első visszhangos pontszerű, leolvasásos mérések (echolot); a folyamatosan regisztrált akusztikus reflexiós vonalas mérések (echográf) [1, 2, 4]; és a területi felmérés időszakát, mely utóbbinak a mélytengeri területekre 12 000 m mélységig használható változata az amerikai General Instruments Corporation által gyártott „Sea-Beam” rendszer [2].

Nézzünk egy-egy példát a különböző technikai szinten álló korok óceántérképeiből:

Az ókortól századunk első negyedéig a kenderkötélre függesztett súllyal végzett fonalas, vagy nagyobb vízmélység esetén (a XIX. század második felétől) az acélhuzallal (zongorahúrral) végzett huzalos mélységmérés sok időt és fáradságot igénylő módszerével elszórt, pontszerű mélységadatokat nyertek. Erre az időszakra jellemző, hogy a *Matthew Fontaine Maury* amerikai tengerésztiszt által szerkesztett és 1854-ben kiadott „Bathymetrical Map of the North Atlantic Basin with Contour Lines Drawn in at 1,000 2,000 3,000 and 4,000 Fathoms” [8] azaz „Az Észak-Atlanti-medence mélységtérképe 1000, 2000, 3000 és 4000 fathomnál megrajzolt mélységvonalakkal” (1 fathom=1,83 m) című térkép mindössze kb. 200 mélységmérés adatainak felhasználásával készült. Meg kell azonban jegyezni, hogy az Északi-Atlanti-hátság már felismerhető a térképen [9]!

A fejlődés következő jelentős állomása a német *Alexander Behm* által 1919-ben készített első visszhangos (akusztikai, reflexiós) mélységmérő, az „Echolot” térképezési alkalmazása. A műszerrel a német „Meteor” kutatóhajó az 1925–27-es útja során [10] 67 000 mélységmérést végzett zömmel a Dél-Atlantikum területén. A hajó 14 keresztmetszelvényt mért egymástól kb. 700 km távolságban [9, 10]. Az óceán ezen részén addig mintegy 1000 mélységadatot ismertek csupán [10]. Ezeket a metszeteken már felismerhető a Déli-Atlanti-hátság központi hasadékvölgye [9]. A mért adatok felhasználásával *Theodor Stock* és *Georg Wüst* egy 1: 20 000 000 méretarányú színes mélységtérképet szerkesztett, amelyet 1935-ben a „Meteorwerk”-ben tettek közzé [2].

A mélységadatokat folyamatosan regisztráló visszhangos szondázóberendezések (echográfok) a II. világháború után, az 1940-es évek második felében terjedtek el széles körben [12]. A GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans=Az óceánok általános mélységtérképe) 1 : 10 000 000, illetve 1 : 6 000 000 méretarányú szelvényeinek kiadása (1975–82) még kizárólag vonalas mélységmérési technikával nyert adatrendszeren alapult [9], de az adatok (területre vonatkoztatott) feldolgozásánál már jelentős szerepet kapott a számítógép, és a mért mélységértékeken túl, mint azt pl. az 5-ös szelvény forrásjegyzéke is tanúsítja, egyéb – geológiai, geofizikai – adatrendszerek, ismeretek figyelembevételével finomították a mélységvonalak futását (térképészeti extrapoláció) [1].

A Sea-Beam rendszer (a számítógépes, területi mélytengerfenék-térképezés) nyugatnémet tapasztalatairól *Johannes Ulrich* számol be, kiemelve az elérhető igen jelentős időmegtakarítást: „Két óra alatt, amire korábban egyetlen pontszerű mélységméréshez volt szükség (5000 m-es vízmélység esetében) ma már a vonalas méréssel kb. 1000 mélységi értéket kaphatunk és ... a területi térképezés során legalább 16 000 mérési adatot dolgozunk fel ... Eddig főleg csak manuálisan lehetett a ... mérések eredményeit a térképkészítéshez feldolgozni. ... Az elektronikus adatfeldolgozás lehetővé teszi az ún. real-time eljárást, azaz a kutatóhajó fedélzetén, a mérési munkálatokkal párhuzamosan készül el a mélységvonalas térkép egy szalagregisztrátum formájában. A szalagon ábrázolt terület szélessége a mindenkori tengermélység kb. 80 %-ának felel meg [2].

### **Közvetett módszerek a kisméretarányú tengerfenék-domborzati térképek elkészítéséhez**

Az előzőekből kitűnik, hogy ha a legkorszerűbb mélységmérési technikával, a Sea-Beam rendszerrel számolunk is, a Világtenger egészét tekintve belátható időn belül nem juthatunk hozzá egy részletesebb térkép elkészítéséhez szükséges mennyiségű adathoz.

Igy nem hagyható figyelmen kívül egyetlen olyan *közvetett módszer* sem, amely a tengerfenék-domborzat jobb megismeréséhez segítséget nyújt. Ilyen lehetőséget kínál az USA-ban 1978-ban felbocsátott „*Seasat*” műhold mérési eredményeinek térképészeti felhasználása.

A szuperérzékeny magasságmérő-berendezéssel felszerelt Seasat mesterséges hold feladata az óceáni és tengeri vízfelszín elméleti értéktől való eltérésének mérése volt, azaz egy gravitációs ekvipotenciális felület<sup>1</sup> (a geoid) eltérésének meghatározása a Föld referencia-ellipszoidjától. (A Seasat 1978. július 5-től október 10-ig működött. Ekkor rövidzárlat következett be a fedélzetén. E közel 100 napos időszakból is mindössze 70 nap alatt gyűjtött magasságmérési adatok állnak rendelkezésre.)

A mérési adatokat több kutatóintézetben is feldolgozták [13]. E feldolgozások során különböző értékes következtetések születtek a tengerfenék-domborzatra vonatkozóan. Itt kétféle feldolgozás kétféle – egymásnak nem ellentmondó, inkább egymást kiegészítő – eredményt ismertetjük vázlatosan.

A Seasat által mért magasságértékek megfelelő korrekciója után – mely során figyelembe veszik a kibocsátott radarimpulzus út-idejét befolyásoló különféle tényezőket (pl.: a műhold radiális helyzete, az atmoszférikus késleltetés, a geoid magassága a műhold alatt ponton, a tengerszintmagasság árapály okozta eltérései, a tengeráramlások „topográfiája”, a légköri nyomásváltozásokra való reagálás stb.) –, előállítható az óceáni és tengeri vízfelszín izovonalas térképe. (Ez tulajdonképpen a geoidundulációt írja le.) A kérdés: hogyan lehetne ebből a tengerfenék-domborzatra vonatkozó információt nyerni?

Azt tudjuk, hogy a fenékdomborzat nagy hatással van a (tengeri) geoid alakjára, mert „közel” van a vízfelszínhez, és nagy a különbség a víz és a kőzetek sűrűsége között. (A köze-

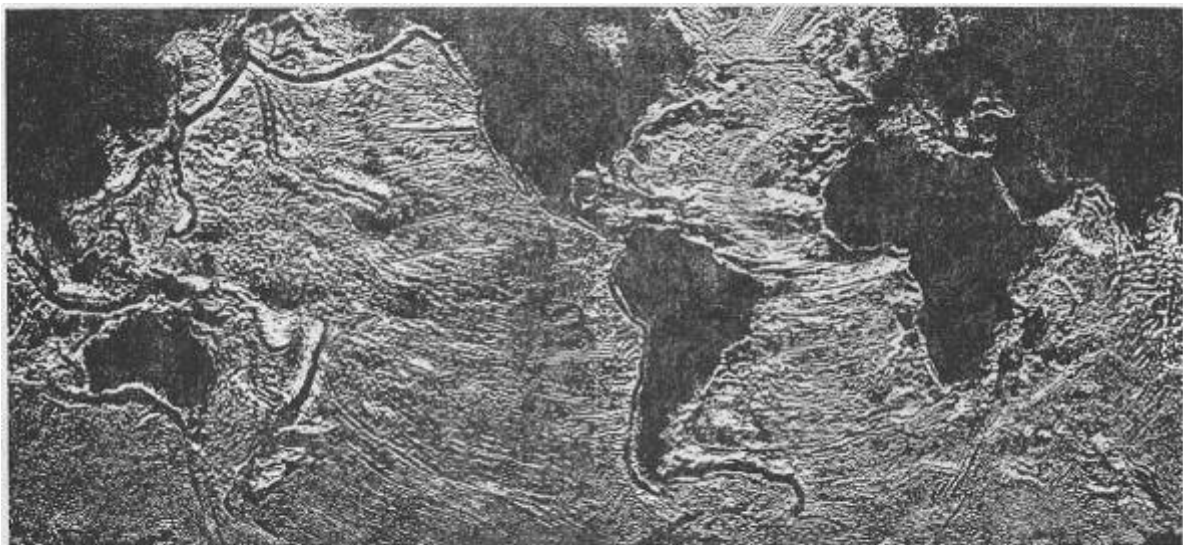
---

<sup>1</sup> Pontosabban fogalmazva a nehézségi erőter egy ekvipotenciális felületéről van szó. A nyugalomban levő vízfelszín a mindenkori nehézségi erő irányára merőlegesen helyezkedik el.

tek átlagsűrűségét  $2670 \text{ kg/m}^3$ -nek, a víz átlagsűrűségét pedig  $1028 \text{ kg/m}^3$ -nek vehetjük [14]) Azt is tudjuk, hogy a fenti ekvipotenciális felület – melyet a vízfelszín izovonalas térképe reprezentál – nagy hullámhosszú tartományai a Föld mélyében rejlő tömeganomáliákról, míg a kisebb hullámhosszak a tengerfenék domborzatáról vagy a fenékhez közeli tömegek eloszlásbeli egyenetlenségeiről hordoznak információt. Tehát a mért és korrigált adatrendszerből a kisebb hullámhosszú (600 km-nél kisebb) tartományokat kiemelve, az ezekből előállítható izovonalas térkép már a tengerfenék-domborzattal korrelál és/vagy a földkéreg fenékhez közeli tartományában levő tömeg-eloszlásbeli eltérések hatását tükrözi. Ezek a térképen jelentkező anomáliák persze nem feltétlenül mint domborzati formák jelentkeznek. A vizsgálatot végző *Jet Propulsion Laboratory* munkatársai, *T. H. Dixon* és *M. E. Park* [15] azonban azt a következtetést vonták le, hogy minden olyan területen, ahol a mérőhajók adatai alapján – a ritka felmérés következtében – ugyan nem kerültek ábrázolásra domborzati idomok, de amelyekre a műhold mérési adataiban levő anomáliák utalnak, ott *valóban domborzati formák* léteznek és nem a fenékközeli inhomogenitások (tömegegyenetlenségek) hatásai. Másrészt rámutattak arra, hogy olyan ténylegesen meglévő domborzati alakulatok is előfordulhatnak, amelyek az izosztikus egyensúlyra való teljes „beállás” miatt sem jelentkeznek anomáliaként a műholdas méréseken.

Az óceánközépi hátságok területére vonatkozó elemzések már korábban kimutatták, hogy a lassú szétsodródású szakaszokat változatos topográfiájú domborzat jellemzi. (Ez a korral járó kéregkihülés és kéregsüllyedés hatását mutatja.) Adott távolságra a hátsággerinctől a lassú szétsodródású területeken kialakult kéreg öregebb, és éppen ezért mélyebben van, mint az a fiatalabb kéreg, amely gyors szétsodródási rátájú területeken jött létre. A Seasat-anomáliák hasonló jelleget mutatnak, hiszen a domborzattal (is) összefüggésben vannak. Ebből következik, hogy az anomáliák amplitúdója a szétsodródási sebességgel fordítottan arányos.

Az eredmények tehát úgy összegezhetők, hogy az eddig részleteiben fel nem mért óceáni területeken a Seasat-mérések felhasználásával további, eddig ismeretlen képződmények *valószínűsíthető*, de a Seasat-anomáliák tükröződése a tengerfenék-domborzatban nem törvényszerű. Így – a szerzők szerint – a nyert információk elsősorban a felmérőhajók kutatás területeinek kiválasztásánál használhatók fel. Az is igaz viszont, hogy a részletesebben felmért óceáni területeken GEBCO-szelvényeinek a Seasat-adatokon nyugvó térképekkel való összevetése során úgy tűnt, hogy a Seasat-anomáliák *legnagyobb része* létező topográfiai képződményt tükröz.



1. ábra. William F. Harby térképe, amelyet a Seasat méréseinek feldolgozásával nyert ([16] nyomán)

A Seasat adatai alapján szerkesztett batimetrikus (becsült mélységértékeket tartalmazó) térképek az USA-beli *Scripps Institution of Oceanography*-nél átlátszó fóliára nyomva, a GEBCO térképek méretarányában beszerezhetők [15].

Másféle feldolgozás, másféle eredményt hozott a *Lamont-Doherty Geological Observatory*-ban [13, 16], ahol *William F. Haxby* a Seasat mérési adatok korrigált értékeinek felhasználásával, az észak-déli és kelet-nyugati grádiensek képzésével olyan térképet nyert (1. ábra), amely rendkívül szemléletesen mutatja a lemeztectonikai folyamatok által létrehozott főbb tengerfenékformákat. A törésövek még akkor is élesen jelentkeznek, ha üledékekkel fedettek. Számos, eddig ismeretlen fenékhegyet is sikerült kimutatni. Ez a módszer a fő szerkezeti vonalak kiemelésére kiválóan alkalmas.

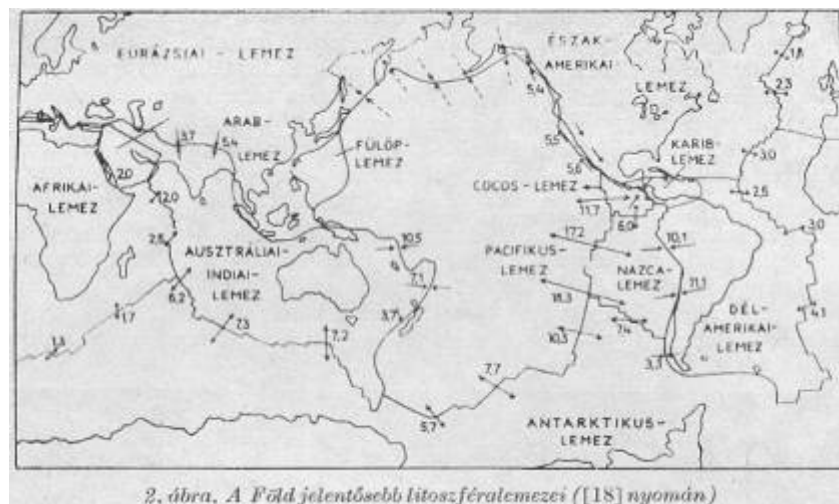
## A lemeztectonika

A lemeztectonika elméletének létrejöttében nem kis szerepet játszott a tengerfenék-kutatás: „... a mélytengeri mérések derítették föl a Föld legnagyobb terjedelmű alakzatait, a közép-óceáni hátságokat, a mélytengeri árkokat, és vezettek el azután a földtudományokat forradalmasító lemeztectonikus elméletek kialakulásához” [3]. Ez fordítva is hatott: a lemeztectonika elméleti alapjainak megfogalmazását követően a bizonyításra szervezett expedíciók óceáni kutatások a tengerfenék domborzatának mind jobb megismerését eredményezték.

Az első ilyen expedíció a *FAMOUS (French American Mid-Oceanic Undersea Survey)*, amely a tengerfenék vizuális és egyidejűleg fényképfelvételeken is rögzített megfigyelését: az óceánközépi hátság központi hasadékvölgyében a tektonikus és vulkanikus folyamatok hatására kialakuló formakincset vizsgálta [17]. E kutatások elvégzéséhez az adott területről részletes topográfiai térképek készültek 20 m-es fő- és 10 m-es segéd-mélységvonalakkal – a terület három kiemelt részén 1:20 000 méretarányban (!). (Talán ezek a térképek adták az ötletet a GEBCO szerkesztőinek a térképészeti extrapoláció alkalmazásához.) Mielőtt azonban a térképészeti extrapolációval foglalkoznánk, meg kell ismerkednünk a lemeztectonika alapfogalmaival és téziseivel.

## Litoszféra és asztenoszféra

Földünk felső rétege – a kéreg és a felső köpeny egy része, amelyet együtt litoszférának nevezünk – „horizontális” értelemben 100–150 km vastag merev lemezekre (2. ábra) tagolódik



2. ábra. A Föld jelentősebb litoszférelmezei ([18] nyomán)

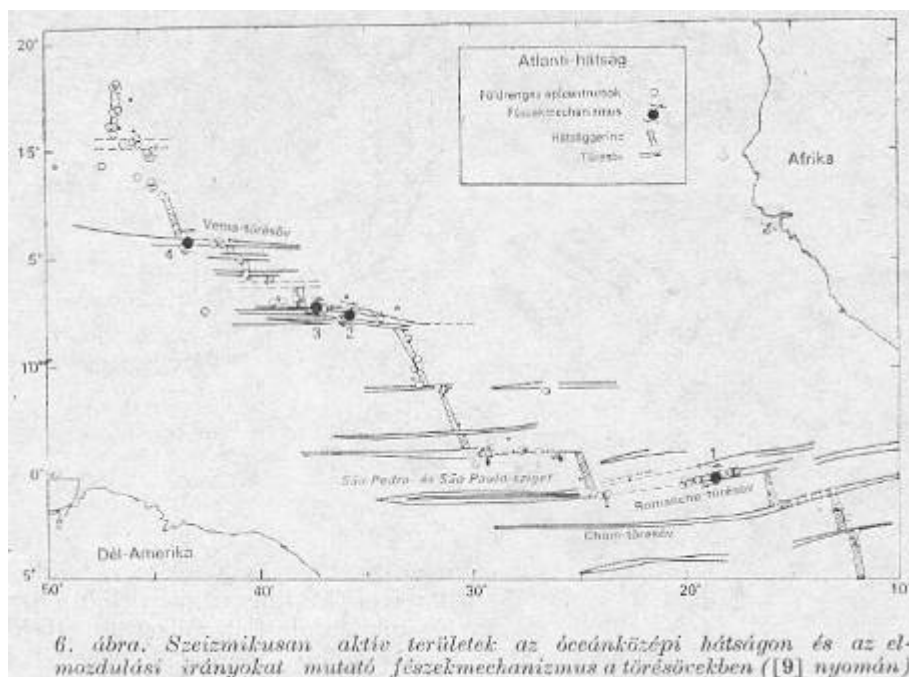
[18]. Ezek a lemezek a köpeny litoszféra alatt húzódó részén, a plasztikusan szilárd anyagú asztenoszférán helyezkednek el (3. ábra), amelynek alapvető tulajdonsága, hogy rövid periód-



ken az üledékképződés mértéke 1000 év (!) alatt nem egészen 1 cm, sőt helyenként csupán 2–3 mm [20]. E kis érték ellenére a hátság középvezonától távolodva egyre vastagabb réteget alkotnak az üledékek, nem egyszer a több kilométer vastagságot is elérve. A hátság tengelyétől távolodva az aljzatközet földtani kora is folyamatosan növekvő. Ugyanez tapasztalható a tengelytől különböző távolságokban mélyített kutatófúrások üledékmintáiban: minél távolabbról származnak a riftvölgytől számítva, annál több földtani kor üledékei találhatók meg egymás alatt bennük, annál régebbi üledékek képezik a fúrások magmintáinak közvetlenül az aljzaton elhelyezkedő rétegeit.

A keletkező óceánfenék sávjait (vonalait) akkréciós (növekedő) lemezszegélynek nevezik. Ezek tehát ott találhatóak, ahol a lemezek távolodnak egymástól. Az óceáni hátságok mentén feláramló olvadt magma azokat a hasadékokat tölti ki, amelyek a földköpeny mélyebb rétegeiben létrejövő konvekciós áramok által okozott óceánfenék szétsodródás miatt keletkeznek. Ez a folyamat hátságok mentén kipattant földrengések fészekmechanizmus-vizsgálataiból egyértelműen kitűnik. A hátságok mentén fellépő tenziós (húzó-) feszültségek egyértelműen arra mutatnak, hogy nem az olvadt magma „feszeti szét” az óceánfeneket, csak a központi hasadékvölgyben létrejövő rést tölti ki. Itt az új óceánfenék képződésének mértéke 1–10 cm/év nagyságrendű, s a különböző területeken más és más. E területekre a sekélyfókuszú (kis hipocentrum-mélységű) rengéstevékenység jellemző.

A hátságot törésövek tagolják kisebb szakaszokra, amelyeknek elsősorban a központi-hasadékvölgy-szakaszok közé eső darabjai mutatnak szeizmikus aktivitást érthető módon, hiszen csak itt kerülnek egymással szembe mozgó lemezrészecskék egymás mellé (tanszformváltak; 6., 10. ábra).



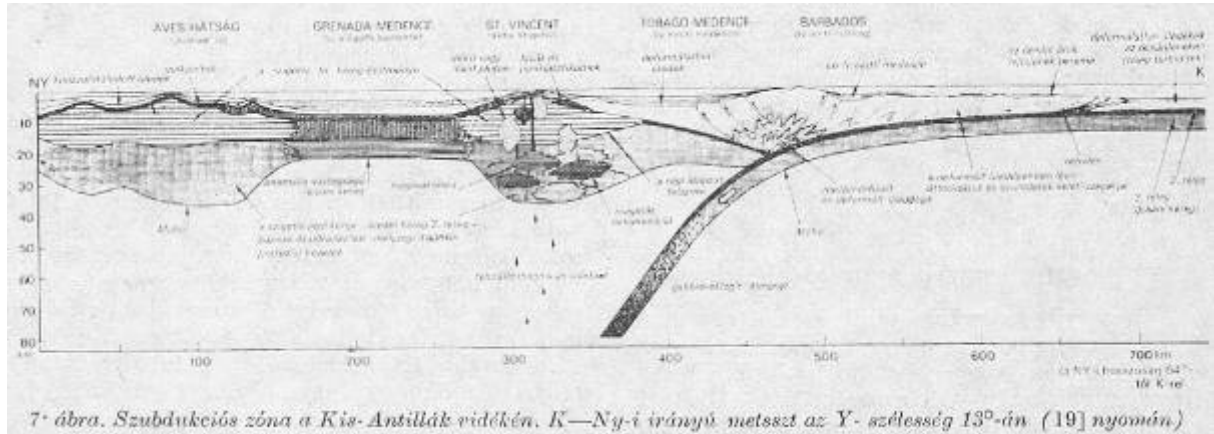
### Közeledő lemezszegélyek

A fentiekből következik – ha a Föld deformálódást és ilyen nagyságú tágulását<sup>2</sup> kizárjuk –, hogy az így keletkező óceánfenéknek (vagy legalább jelentős részének) valahol vissza kell

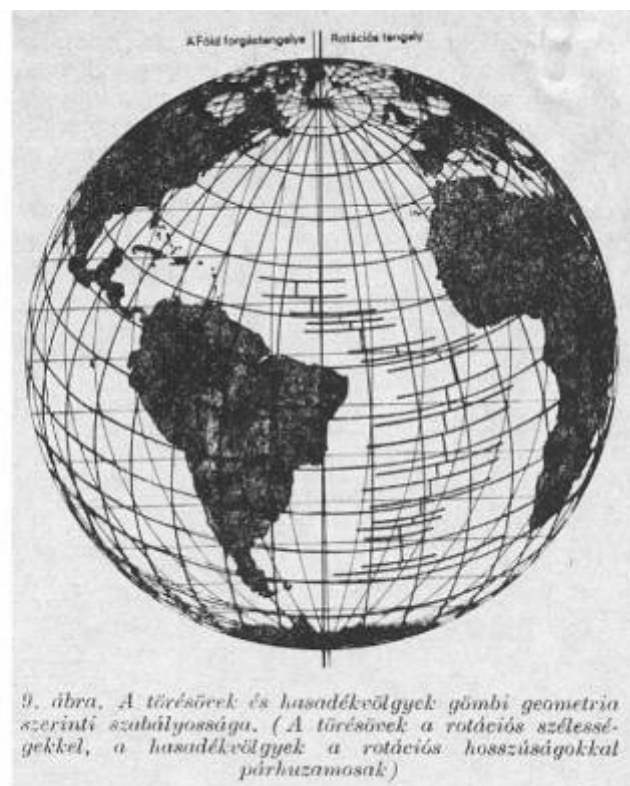
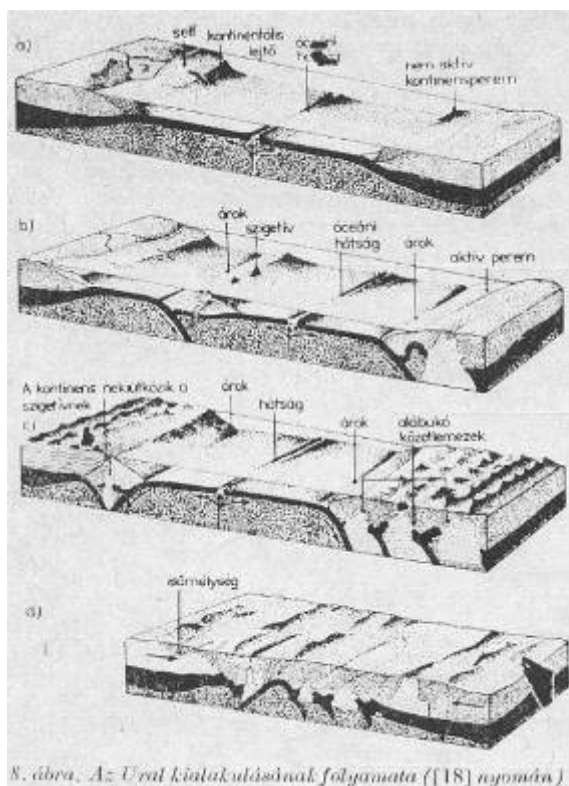
<sup>2</sup> Kisebb mérvű földtágulás a lemeztectonika „működése” szempontjából közömbös. Mivel a lemeztectonikai folyamatok működnek, a fenti nagyságrendű horizontális elmozdulásokat létrehozó mértékű földtágulás viszont kizárható!



kerülnie a földköpeny mélyebb régióiba, pontosabban az asztenoszféra. Az „elnyelődés” területei az ún. szubdukciós (alábukó) zónák, vagy más néven konzumációs (fogyó, pusztuló) lemezszegélyek, melyek általában a mélytengeri árkok vidékét alkotják. Ilyen árkokat kontinensek és szigetívek óceáni területek felé néző oldalánál találunk (7. ábra). Az előbbinél óceáni lemez szárazföldi alá, az utóbbinál óceáni lemez óceáni alá bukik. (Ha szigorúan vesszük,



ez a megkülönböztetés nem helyes! Hiszen önálló „kontinentális lemez” – a kontinentális kérő mikrolemezek kivételével – ilyen értelemben nem létezik: a litoszféralemezen „ülő” szárazföldek lehetnek a lemez szélén éppúgy, mint annak belsejében.) Még egy típusa létezik a közeledő lemezszegélyeknek: amikor kontinentális lemezrész kontinentális lemezrészrel találkozik. Egy ilyen találkozásnak köszönheti létét a Himalája, vagy az Ural is... (8. ábra).



A közeledő lemezszegélyek a föld szeizmikus (Benioff-zónák) és vulkanikus szempontból nagyon aktív területei. Sekély-, közepes- és mélyfészktű rengések egyaránt előfordulnak itt.



## Horizontális elcsúszás a lemezszegélyek között

A lemezek közötti harmadik lehetséges mozgásforma a horizontális elcsúszás, a transzformvetődés. Ebben az esetben a lemezek egymáshoz viszonyítva se nem közelednek, se nem távolodnak. (Legismertebb példák: a Szent András-törésvonal Kaliforniában és a törökországi Anatóliai-vetődés.) Ezek a területek is igen aktívak szeizmikus szempontból.

### A litoszféralemezek mozgásának leírása

*Euler* egyik geometriai tétele szerint egy merev testnek a gömbön való legáltalánosabb mozgása elemi rotációk összegeként fogható fel. Minden ilyen rotációhoz – értelemszerűen – rotációs tengely tartozik. A litoszféralemezek, mint láttuk, gömbön – a Föld felszínén – mozgó merev testek. Határozzuk meg tehát például a Dél-Amerika–Afrika lemezpár jelenlegi rotációs tengelyét (9. ábra)!

Ábránkra tekintve azonnal kínálkozik egy lehetőség: ha az Atlanti-hátságot vizsgáljuk, úgy tűnik, hogy e „hegységrendszer” földaraboló transzformvetők paralelkör-darabok, melyek azonban nem esnek egybe a földrajzi fokhálózat szélességi köreivel. Ezekhez a paralelkör-darabokhoz kereshetünk két elméleti pólust, amelyek már meghatározzák a keresett rotációs tengelyt. Ezeket a pólusokat a transzformvetők közé zárt hegységszakaszok központi hasadékvölgyei kijelölik. (Az ezekre illeszkedő síkok, melyek egyben a Föld középpontján is átmennek, elvileg egy egyenes mentén kell, hogy messék egymást, ez az egyenes maga a rotációs tengely, amelynek a Föld felszínén levő dőféspontjai a rotációs pólusok. Vagy más megfogalmazásban: a hátságszakaszok központi hasadékvölgyeinek irányában elhelyezkedő gömbi főkörök közös metszéspontjai határozzák meg a rotációs tengelyt definiáló két pólust.

Ellenőrizhető-e vajon valamilyen más módszerrel az így nyert pólusok (földrajzi) koordinátaértéke? Igen! Mérhető ugyanis a szétsodródási sebesség, pontosabban: a jelenlegi adatok birtokában kiszámítható<sup>3</sup>. Erről pedig könnyen belátható, hogy a rotációs pólusokon az értéke nulla, s a rotációs tengelyhez tartozó „egyenlítőn” éri el a maximumot (ugyanis a kerületi sebesség = szögsebesség  $\times$  forgástengelytől mért távolság). Valóban: a hátság különböző szakaszain mérhető szétsodródási sebességek a fenti szabálynak megfelelően különböznek egymástól.

Az Atlanti-hátságához (a Dél-Amerika–Afrika lemezpárhoz) a transzformvetőkből adódó egyik pólus az  $58^\circ$  É,  $37^\circ$  Ny koordinátájú pont (a másik pólus ennek ellenlábás pontja), a szögsebesség értéke pedig  $3,7 \times 10^{-7}$  fok/év. Ugyanezek az adatok szétsodródási sebességéből számítva  $69^\circ$  É,  $32^\circ$  Ny és szintén  $3,6 \times 10^{-7}$  fok/év [23]. Az adatok egyezése elfogadható...

### A térképészeti extrapoláció

Ha a Világtenger térképi ábrázolását vizsgáljuk, megállapíthatjuk, hogy a mélységvonalas (mélységiréteg-színezésű) ábrázolás elmarad a lehetőségektől. Egyes térképeken, atlaszokban nyomokban felfedezhető a mért mélységadatok felhasználása mellett más adatok figyelembevétele is a szerkesztés során, illetve ilyen forrásokat felhasználó térképek, atlaszok alapanyagként történő alkalmazása, de ez nem általános. Egyetlen konkrét példát szeretnék kiemelni. A GEBCO [24] 5.12-es szelvényének forrásjegyzékében az alábbi alcím is szerepel:

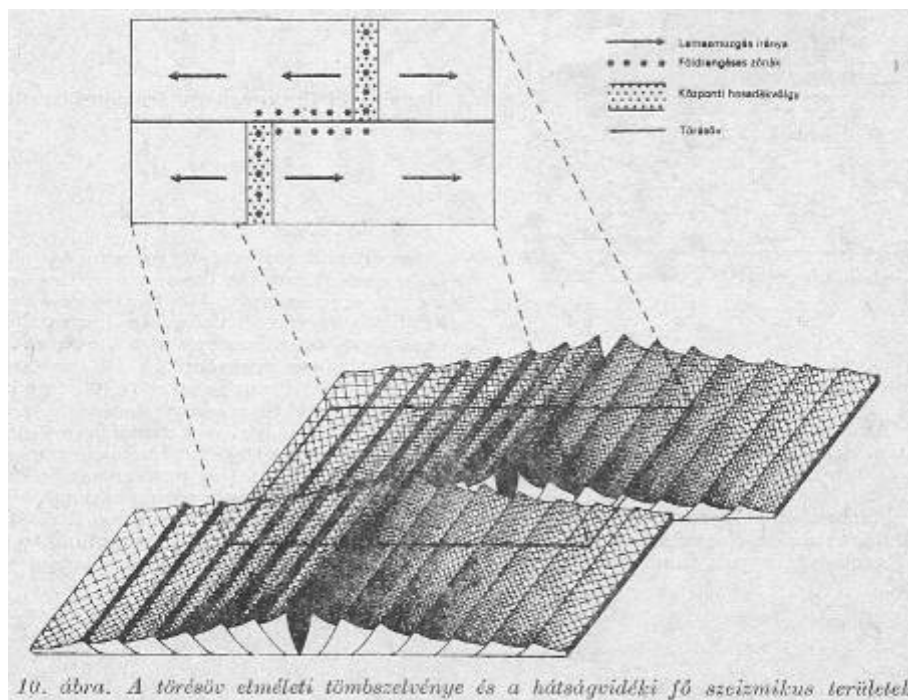
---

<sup>3</sup> A geodéziai (közvetlen) mérési lehetőségek, az űrtechnika, valamint a lézeres és interferometrikus mérések fejlődése következtében napjainkban már adottak [21]. Mint arról [22] beszámol, a Goddard Space Flight Center (NASA) munkatársai már közzé is tették első eredményeiket. Egyetlen adatot emelünk ki csupán: Európa és Észak-Amerika távolodási sebessége  $1,5 \pm 0,5$  cm/év. Összevetve ezt [19]- és [23]-ban fellelhető adatokkal, az egyezés a hibahatáron belül van!

„B. A mélységvonalak megrajzolását segítő geofizikai-geológiai adatok és következtetések”. (Ezek között pl. földrengés-epicentrumok adatai, mágneses anomáliák stb. szerepelnek.)

A *Magyar értelmező kéziszótár* szerint az „extrapoláció: a megfigyelés területén *kívüli*, értékeknek a tapasztalati értékek törvényszerűségeinek általánosításával való *hozzávetőleges* meghatározása” [25].

A *térképészeti extrapoláció* tehát nem más, mint geológiai-geofizikai ismeretek adatok felhasználása a Világtenger egységes, mélységvonalas térképi ábrázolása érdekében. A mért mélységadatokból szabályos interpolációval nyert mélységvonalrajz olyan átalakítása, finomítása (kevésbé felmért területeken), amely a nagy szerkezeti formák földrajzi-morfológiai megjelenését jobban kifejező ábrázolást eredményez a kisméretarányú térképeken, hiszen ezeken már elsősorban a morfológiai-szerkezeti jellegzetességek kiemelése az elsődleges cél, a mérhetőség másodrendű. (Ha nem így lenne, pl. a fjordok jelentős részét nem is ábrázolnánk – méreten felül!)



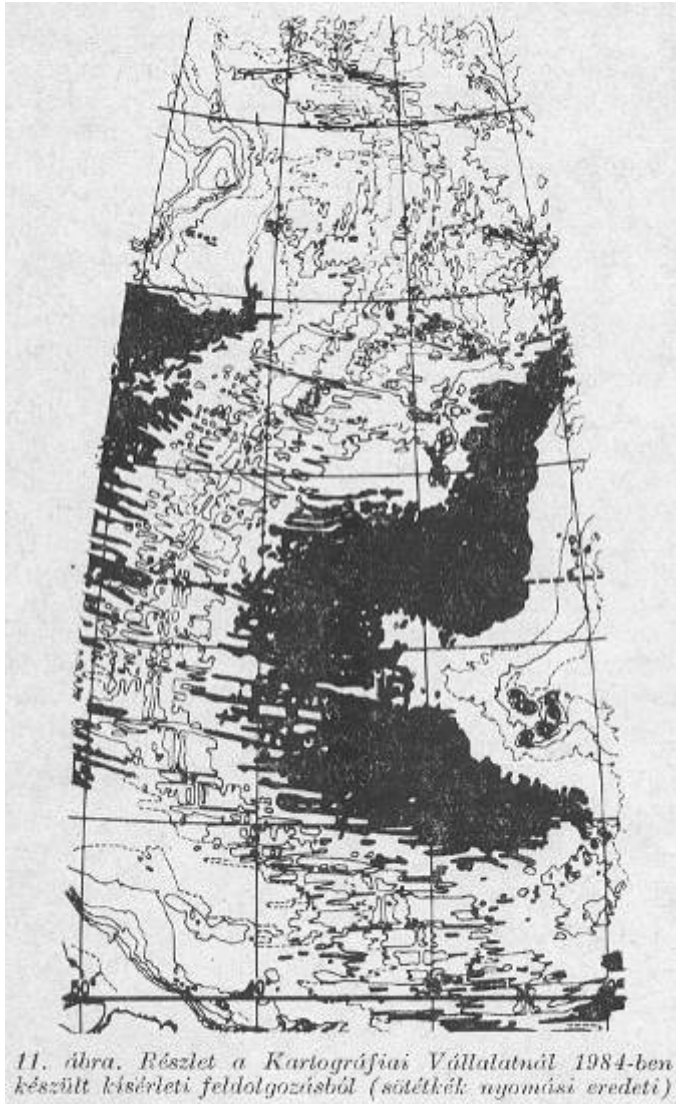
A térképészeti extrapoláció *létfogosultságának alapja* tehát a kis méretarány. *Lényege* pedig az, hogy térképészeti szempontból részletesen *felmért területek* formakincsét földtani-geofizikai *közös jellemzők* alapján „*rávetíti*” kevésbé felmért területekre. Így is csak *hozzávetőleges* képet nyerhetjük a tengerfenék domborzati viszonyainak, ez a kép azonban *jobban megközelíti* a valós viszonyokat, mint a szabályos interpolációval előállított mélységvonalrajz.

A térképészeti extrapoláció *alkalmazási területe* elsősorban a hátságvidékre és szűkebb környezetére korlátozódik, hiszen ez az a terület, ahol a kialakuló primer (elsődleges, eredendő) szerkezeti formákat még nem, vagy csak igen csekély mértékben borította be (de el nem fedte, lényegében át nem alakította) a felhalmozódó üledék.

Ezt – a térképészeti extrapolációnak nevezett – módszert (jelenlegi ismereteink szerint) az egész Világtengerre egységesen nem alkalmazták még, pedig alkalmazhatósága az előbb említett térképeken igazolódott.

A gyakorlati eljárást egyetlen konkrét példán mutatjuk be:

Mivel az óceánközépi hátságrendszer vidékén kimutatható szeizmikus aktivitás bizonyíthatóan két területe lokalizálódik – a központi hasadékvölgyre és a transzformvetők hátságtegyelyek közötti szakaszára (10. ábra) –, ennek figyelembevételével a rengések epicentruma és fé-



szekmechanizmusa pontos ismeretében a transzformvetők léte és iránya jól kimutatható. Kiterjesztve, általánosítva azt az ismeretünket, hogy a transzformvető morfológiai szempontból általában völgyszerű képződmény, a mért mélységadatok interpolációjával nyert sima lefutású izobátokon a transzformvetők kimutatott helyén és irányában völgyformának kell jelentkeznie [1].

Hasonló – és a fentieknél egyszerűbb – alkalmazási lehetőségek sorát kínálják a Seasat-mérések nyomán készült térképek (pl. 1. ábra).

A fenti elvek figyelembevételével, ezen elveken nyugvó generalizálási szabályok alkalmazásával – felhasználva természetesen a térképezés nemzetközi eredményeit – készültek el a legújabb földgömbök a Kartográfiai Vállalatnál (11. ábra).

## IRODALOM

1. Márton M.: Az óceán- és tengerfenék domborzata. Tenger alatti felszínek ábrázolása kis méretarányú térképeken (Doktori értekezés). Kézirat, ELTE, Budapest, 1985.
2. Ulrich, J.: Flächenhafte Kartierung des Meeresbodens=Kartographische Nachrichten, 1984/2.
3. Stegenal.: Korok és térképek. Gondolat, Budapest, 1984.
4. Klinghammer I.—Papp-Váry Á.: Földünk tükre a térkép. Gondolat, Budapest, 1983.
5. Conrad, W.: A Jákob-pálcától a műholdas navigálásig. Gondolat, Budapest, 1982.
6. Langeraar, W.: Surveying and charting of the seas. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, 1984.
7. Nagy S.: Navigáció mesterséges holdakkal=Föld és Ég, 1987/7.
8. Schlee, S.: The edge of an unfamiliar World (A history of oceanography). E. P. Dutton and Co., Inc., New York, 1973.
9. Gierloff-Emden, H. G.: Geographie des Meeres.·Walter de Gruyter, Berlin. New York, 1980.
10. Koch N.: A tenger. in: A Föld. Gondolat Kiadó, Budapest, 1960.
11. Haltenberger M.: Tengerészeti földrajz. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 1965.

12. *Heezen, B. C.—Menard, H. W.*: Topography of the deep-sea floor. in: *The Sea* (Vol. 3). John Wiley and Sons, New York, 1963.
13. *Anderson R. N.*: Mapping the sea floor by satellite=*Nature*, Vol. 307, 19 Jan. 1984.
14. *The Cambridge encyclopedia of earth sciences*. Cambridge University Press, Cambridge–London–New York–New Rochelle–Melbourne–Sydney, 1981.
15. *Dixon, T. H.—Park, M. E.*: Bathymetry estimates in the Southern Oceans from Seasat altimetry=*Nature*, Vol. 304, 4–10. Aug. 1983.
16. *Francheteau, J.*: The oceanic crust=*Scientific American*, Vol. 249, Sept 1983.
17. *Atlas FAMOUS*. Bordas, Paris, 1978.
18. *Juhász Á.*: *Lemeztektonika*. Tankönyvkiadó, Budapest, 1985.
19. *Bott, M. H. P.*: *The interior of the Earth*. Edward Arnold, London 1982.
20. *Bischoff, G.*: *A Föld mélye*. Gondolat, Budapest, 1969.
21. *Somogyi J.*: *Geodinamikai jelenségek és méréstechnikai vonatkozásaik*=*Geod. És Kart.* 1984/2.
22. *Henbest, N.*: Continental drift: the final proof=*New Scientist*, No. 1412, 31 May 1984.
23. *Horváth F.*: *A szilárd Föld fizikája*. Tankönyvkiadó, Budapest, 1972.
24. *GEBCO — General Bathymetric Chart of the Oceans*. Canadian Hydrographic Service, Ottawa, 1975–82. (5. kiadás).
25. *Magyar értelmező kéziszótár*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1972.

### **Mapping of the oceans under consideration of the plate tectonics**

*Dr. M. Márton*

#### *Summary*

Ocean and sea-bottom topography have intensively been carried out for the recent years and this work is going on increasingly. Further to opening up oil and gas localities on the shelves, surveying of deep sea, of the ocean territories becomes also important on account of prospective ore-sites and for military reasons, as well.

We have still not become fully acquainted with this territory and thus every indirect, non bathymetric method that helps us become more acquainted with the suboceanic surface is of great importance.

After reviewing the problems, the traditional and up-to-date methods of ocean mapping, the author speaks about cartographic extrapolation i. e. about using the results of plate tectonics in compiling small scale maps. In this connection the most important theses of plate tectonics are also reviewed.