



NYUGAT-MAGYARORSZÁGI EGYETEM
KITAIBEL PÁL KÖRNYEZETTUDOMÁNYI DOKTORI ISKOLA
GEOKÖRNYEZETTUDOMÁNYI PROGRAM

GRAVITÁCIÓS ÉS MÁGNESES FELDOLGOZÁSOK ÉS MODELLEZÉSEK A FÖLDTANI KÖRNYEZET MEGISMERÉSE CÉLJÁBÓL

DOKTORI (PhD) ÉRTEKEZÉS

KÉSZÍTETTE:

Kiss János
geofizikus
Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest

TÉMAVEZETŐ:

Szarka László
MTA-GGKI, NYME, Sopron

Sopron, 2009

GRAVITÁCIÓS ÉS MÁGNESES FELDOLGOZÁSOK ÉS MODELLEZÉSEK A FÖLDTANI KÖRNYEZET MEGISMERÉSE CÉLJÁBÓL

Értekezés doktori (PhD) fokozat elnyerése érdekében

*a Nyugat-Magyarországi Egyetem Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskolája
Geokörnyezettudományi programja

Írta:
Kiss János

**Készült a Nyugat-Magyarországi Egyetem Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskola
Geokörnyezettudományi programja keretében

Témavezető: Dr. Szarka László

Elfogadásra javaslom (igen / nem)

.....
(aláírás)

Témavezető: Dr. Bányai László

Elfogadásra javaslom (igen / nem)

.....

A jelölt a doktori szigorlaton % -ot ért el,

Sopron/Mosonmagyaróvár

.....
a Szigorlati Bizottság elnöke

Az értekezést bírálóként elfogadásra javaslom (igen /nem)

Első bíráló (Dr. Bodoky Tamás) igen /nem

(aláírás)

Második bíráló (Dr. Wesztergom Viktor) igen /nem

(aláírás)

Esetleg harmadik bíráló (Dr.) igen /nem

(aláírás)

A jelölt az értekezés nyilvános vitáján.....% -ot ért el

Sopron/Mosonmagyaróvár,

.....
a Bírálóbizottság elnöke

A doktori (PhD) oklevél minősítése.....

.....
Az EDT elnöke

Kivonat

A földfelszín alatti térrészt közvetlenül csak korlátozott mértékben, mélyfúrásoknak, bányavágatoknak köszönhetően ismerjük. Geofizikai mérések segítségével erről a „geokörnyezetről” közvetett információt kaphatunk. A gravitációs és mágneses mérésekkel például a közetsűrűség és a mágnesezettségi paraméterek mélységi eloszlásáról és laterális változásáról kapunk adatokat. A képződményeket a fizikai paramétereik alapján azonosítjuk, ami csak kedvező esetben végezhető el egy fizikai sajátosság alapján. A mérési paraméterek számának növelésével egyre biztosabb azonosításokat lehet elérni. A földtani környezet változását — tektonikai mozgások, magmás tevékenységek, földrengések — ezeknek a fizikai paramétereknek a változásai alapján lehet felismerni, nyomon követni, esetleg előrejelezni.

Nagy regionális (pl. CELEBRATION-2000) litoszféra-kutató projektek szelvényeinek vizsgálata során több geofizikai módszer (több fizikai paraméter) adatait együttesen tudtuk figyelembe venni. Az újonnan mért szeizmikus és magnetotellurikus adatokhoz — az együttes értelmezés céljából — hozzátettem a meglévő gravitációs és mágneses adatok feldolgozási eredményeit is. Kihasználva a digitális feldolgozási eljárások — szűrések, transzformációk, automatikus hatókijelölések és inverziók — lehetőségeit új földtani ismereteket sikerült szerezni az évtizedek óta rendelkezésre álló gravitációs és mágneses adatokból. Az új erőter-geofizikai eredmények megbízhatóságát éppen a szeizmikus és magnetotellurikus adatok biztosítják.

A különböző geofizikai módszerekből származó feldolgozási eredmények egymást kiegészítették:

- csökkentették az egyes feldolgozási eredményekben meglévő bizonytalanságokat (a gravitációs és mágneses megoldások bizonytalanságát nagyobb mélységek esetén);
- egyes módszerek értelmezési problémáit sikerült a másik módszer eredményeivel megmagyarázni (pl. a nagy szeizmikus sebességű függőleges zónák és a bazaltos tanúhegyek gyökérzónáinak azonosítása a mágneses feldolgozások alapján);
- a nagy elektromos vezetőképességű (magnetotellurika) és kis sebességű zónák (szeizmika) egybeesése a gravitációs határfelületekkel lehetővé teszi a nagyszerkezeti változások három különféle geofizikai paraméter alapján történő azonosítását;
- egy adott fizikai paraméter — mélység- vagy hőmérsékletfüggő — megváltozása hatással van a többi fizikai paraméterre és mérési eredményre is (mélységtrend, Hopkinson-effektus), amelyek kimutathatók az együttes elemzések során.

Ezeket a fizikai paramétereket, mérési eredményeket, feldolgozásokat és azok együttes eredményét mutatja be a dolgozat — a Dunántúl mélységi megismerése céljából két alapszelvény mentén.

Kulcsszavak:

Erőtér-geofizika, automatikus feldolgozási eljárások, CELEBRATION regionális szelvények, térgradiens, sebesség-anomália, magnetotellurika, Curie-hőmérséklet, Hopkinson-csúcs, tellurikus kvázi-egyenáram

Summary or Abstract

Only a very limited part of the subsurface region is accessible for direct observation (either from drilling or from mining). Geophysical measurements provide indirect information about this invisible region. Gravity and magnetic measurements give data about the spatial distribution of the density and the magnetic parameters of subsurface rocks.

The geological formations can be identified from one single physical property, only in exceptional cases. The chance is evidently higher, if we increase the number of the measured physical parameters. Any change in the subsurface geo-environment (tectonic movements, magmatic activities, earthquakes, etc.) can be recognised, detected, sometimes predicted by measuring such physical parameters.

Along some profiles of large-size regional lithospheric projects (e.g., CELEBRATION-2000) it was possible for me to consider simultaneously the results of several different physical geophysical measurements. In order to carry out joint interpretations, I completed the new seismic and magnetotelluric data with the results of former gravity and magnetic measurements.

Applying the advances of digital data processing (filtering, various transformations, automatic source identification and inversions) it became possible to get original geological information from gravity and magnetic data bases, which have existed already for decades. The reliability of the new potential field results is guaranteed just by the seismic and magnetotelluric data.

The data processing results proved to be complementary:

- They reduced the uncertainty of individual methods (namely the uncertainty of gravity and magnetic solutions at large depths);
- Interpretation shortages of the individual methods could be explained by the results of other accompanying methods (e.g., identification of vertical zones of high seismic velocity with roots of basaltic buttes, known from magnetic measurements);
- The coincidence of high electrical conductivity zones (known from magnetotellurics) and low seismic velocity zones (known from seismics) with the density boundaries (which are known from gravity) made it possible to identify significant tectonic zones by using three geophysical parameters;
- Depth- or temperature-dependent sudden changes of a given physical parameter effect to other physical parameters and measuring results too (depth characteristics, Hopkinson effect).

In this dissertation all these physical parameters, measuring- and data processing results and their joint interpretation are presented, in order to get a better knowledge about the subsurface beneath the Transdanubia region.

Keywords:

Potential field, automatic processing methods, CELEBRATION regional profiles, analytical signal, velocity anomaly, magnetotellurics, Curie temperature, Hopkinson peak, telluric steady current

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	12
1.1. Geokörnyezettudományi bevezetés.....	12
1.2. A dolgozat témája és célkitűzései.....	13
2. Kőzetfizikai tulajdonságok vizsgálata.....	16
2.1. Mágneses tulajdonságok.....	16
2.1.1. A mágnesességet meghatározó tényezők.....	17
2.1.2. Ferromágneses elemek, ásványok mágneses tulajdonságai.....	17
2.1.3. Kőzetek mágneses tulajdonságai.....	18
2.1.4. A mágneses tulajdonságok mélységfüggése.....	19
2.1.5. Kapcsolat más fizikai paraméterekkel.....	20
2.2. Sűrűség tulajdonság.....	21
2.2.1. A sűrűséget meghatározó tényezők.....	21
2.2.2. Elemek, kőzetalkotó ásványok jellemző sűrűsége.....	21
2.2.3. Kőzetek sűrűsége.....	21
2.2.4. A sűrűség mélységfüggése.....	23
2.2.5. Kapcsolat más fizikai paraméterekkel.....	26
2.3. Elektromos tulajdonságok.....	26
2.3.1. Az elektromos tulajdonságot meghatározó tényezők.....	27
2.3.2. Elemek, kőzetalkotó ásványok elektromos tulajdonságai.....	27
2.3.3. Kőzetek elektromos tulajdonságai.....	28
2.3.4. Az elektromos paraméterek mélységfüggése.....	29
2.3.5. Kapcsolat más fizikai paraméterekkel.....	30
2.4. Szeizmikus tulajdonságok.....	30
2.4.1. Sebességet meghatározó tényezők.....	30
2.4.2. Elemek, kőzetalkotó ásványok hullámterjedési sebessége.....	31
2.4.3. Kőzetek sebesség-tulajdonságai.....	32
2.4.4. A sebesség mélységfüggése.....	33
2.4.5. Kapcsolat más fizikai paraméterekkel.....	34
2.5. Konklúzió.....	37
3. Információk a földkéreg felépítéséről.....	38
3.1. A földkéreg felépítése — általános ismeretek.....	38
4. Gravitációs és mágneses feldolgozások.....	41
4.1. Előfeldolgozás.....	41
4.1.1. Térképi alapadatok (alaptérképek).....	43
4.1.2. Szelvénymenti alapadatok (alapszelvények).....	44
4.2. A geofizikai feldolgozás és kiértékelés lépései.....	44
4.2.1. Minőségi kiértékelés.....	45
4.2.1.1. Elsődleges megállapítások, értelmezések.....	45
4.2.2. Feldolgozások.....	47
4.2.2.1. Mágneses térkomponensek átszámítása.....	48
4.2.2.2. Mágneses pólusra redukálás.....	50
4.2.2.3. Pszeudogravitációs (pszeudomágneses) transzformáció.....	51
4.2.2.4. Analitikus folytatások és frekvenciaszűrések.....	53
4.2.2.5. A horizontális gradiens.....	55
4.2.2.6. A térgradiens.....	56
4.2.2.7. A feldolgozások értelmezése.....	58
4.2.3. Mennyiségi kiértékelés.....	58
4.2.3.1. Spektrális mélységbecslés (térképi, szelvénymenti).....	58
4.2.3.2. Inverziós mélység-meghatározás (térképi, szelvénymenti).....	59
4.2.3.3. Hatóperem kijelölés (térképi, szelvénymenti).....	60

4.2.3.4.	Euler-féle hatókijelölés (szelvénymenti, térképi)	62
4.2.3.5.	Werner-féle hatókijelölés (szelvénymenti)	62
4.2.3.6.	MSW hatókijelölés (szelvénymenti)	62
4.2.3.7.	Naudy-féle hatókijelölés (szelvénymenti)	63
4.2.3.8.	Automatikus megoldások és inverziók alkalmazása	63
4.2.3.9.	Kétdimenziós modellezés	64
5.	Regionális szelvények geofizikai feldolgozása és értelmezése	65
5.1.	Értelmezés a CELEBRATION vonalak mentén	65
5.1.1.	CELEBRATION–8 szelvény	67
5.1.1.1.	Az anomáliák elemzése	67
5.1.1.2.	A földkéreg felépítése a CEL–8 szelvény mentén.....	70
5.1.1.3.	A medencealjzat mélységének meghatározása.....	71
5.1.1.4.	Szerkezeti elemek kimutatása	72
5.1.2.	CELEBRATION–7 szelvény	77
5.1.2.1.	Az anomáliák elemzése.....	77
5.1.2.2.	A földkéreg felépítése a CEL–7 szelvény mentén.....	78
5.1.2.3.	Medencealjzat mélységének meghatározása	79
5.1.2.4.	Szerkezeti elemek kimutatása	82
5.2.	Konklúzió.....	86
6.	Curie-hőmérséklet, Hopkinson-effektus	87
6.1.	A Curie-mélység meghatározása	88
6.2.	A Hopkinson-effektus következménye.....	90
6.2.1.	A mágneses permeabilitás hatása a geomágneses anomália térre	90
6.2.2.	A mágneses permeabilitás hatása a természetes elektromágneses térváltozásokra	91
6.2.2.1.	Homogén féltér	91
6.2.2.2.	Rétegzett féltér	92
7.	Mélybeli mágneses hatók, vulkanitok kimutathatósága.....	95
7.1.	Térbeli helyzet, geometriai sajátosságok.....	95
7.2.	A vulkanitok közetfizikai paraméterei, detektálási lehetőségei.....	95
7.3.	Mágneses anomáliák, interpretációs nehézségek	95
7.4.	Magyarország mágneses anomáliaképe	97
8.	Kvázi-egyenáramok és mágneses anomáliák	98
8.1.	Az MT ellenállás szelvény felett számolt H_x komponens.....	99
8.2.	Gravitációs és mágneses térképek összevetése	100
9.	Az értekezés legfontosabb eredményei	102
10.	Köszönetnyilvánítás	103
11.	Hivatkozások	104
12.	Mellékletek.....	109

Ábrajegyzék

1. ábra: Bonyolult mágneses anomáliák és mágnesezettségtől függő pszeudogravitációs terük	20
2. ábra: A sűrűség mélységfüggése	24
3. ábra: Sűrűség a litológia illetve a kor függvényében	26
4. ábra: Sebesség-eloszlás szelvény és sebesség-anomália szelvény a CEL–8 mentén	34
5. ábra: Az üledékes kőzetek sebesség-sűrűség grafikonja.....	35
6. ábra: A hőmérséklet és a mélység függése különböző hőáram-sűrűségek esetén	36
7. ábra: A földkéreg szerkezete óceánok és kontinensek alatt.....	38
8. ábra: A Dunántúl mágneses ΔZ anomália térképe	46
9. ábra: Eltérő blokkok a mágneses ΔZ anomália térkép alapján	46
10. ábra: A Dunántúl mágneses (ΔZ és ΔT) felmértése	48
11. ábra: Mágneses térkomponensek (ΔT és ΔZ) kapcsolata egy függőleges lemez felett ..	49
12. ábra: A Dunántúl mágneses ΔT anomália térképe	49
13. ábra: ΔT anomália és a pólusra redukálás eredménye, ΔT_{PR} , egy függőleges lemez felett	50
14. ábra: Pólusra redukált mágneses ΔT anomália térkép	51
15. ábra: A Dunántúl pszeudogravitációs térképe	52
16. ábra: A Dunántúl gravitációs felmértése	53
17. ábra: A Dunántúl Bouguer-anomália térképe.....	54
18. ábra: Alulvágó szűrővel szűrt Bouguer-anomália térkép.....	54
19. ábra: A Bouguer-anomália térkép horizontális gradiense	56
20. ábra: ΔT anomália és a mágneses térgradiens (TG) rajzolata.....	57
21. ábra: A Dunántúl mágneses térgradiens térképe	57
22. ábra: Spektrális mélységbecslés az energiasűrűség és a hullámszám alapján, az országos mágneses ΔT térképből.....	59
23. ábra: Gravitációs hatóperemek a Dunántúlon	60
24. ábra: Manuális gravitációs lineamensek — a hatóperemek alapján — a Bouguer-anomália térképen	61
25. ábra: A Dunántúl domborzati térképe a CEL–7 és CEL–8 szelvények nyomvonalával ...	65
26. ábra: Magyarország egyszerűsített földtani térképe, földtani tájegységekkel	66
27. ábra: Magyarország mélyföldtani térképe, nagyszerkezeti vonalakkal.....	67
28. ábra: Gravitációs Bouguer-anomália a CEL–8 szelvény mentén	68
29. ábra: Blokkok és mágneses ΔT anomáliagörbe a CEL–8 szelvény mentén	68
30. ábra: Frekvenciaszűréssel (LP, HP) elkülönített regionális és lokális mágneses anomáliák	69
31. ábra: CEL–8 szeizmikus sebesség szelvény	69
32. ábra: A földkéreg szerkezete a mért sebességek alapján a domborzattal a CEL-8 szelvény mentén	70
33. ábra: Bouguer-anomália és a gravitációs mélységinverzió eredménye a sebességből számított sűrűség-mélység szelvényen a CEL–8 mentén	71
34. ábra: Szeizmikus sebesség gradiens a CEL-8 szelvény mentén, az 5000 m/s sebességszinttel és a gravitációs inverziós szinttel.....	72
35. ábra: Gravitációs Euler- és Werner-megoldások a CEL–8 sebesség szelvényen	73

36. ábra: Gravitációs Euler- és Werner-megoldások a CEL–8 sebesség-anomália szelvényen.....	74
37. ábra: Mágneses Euler- és Werner-megoldások a CEL–8 sebesség szelvényen.....	74
38. ábra: Mágneses Euler- és Werner-megoldások a CEL–8 sebesség-anomália szelvényen	75
39. ábra: Mágneses Naudy-, Euler- és Werner-megoldások a CEL-8 mentén, felül a mágneses térgradiens görbék lemez és kontaktus modellre számítva	76
40. ábra: Mélyfúrások elhelyezkedése a CEL–8 szelvény mentén	76
41. ábra: Mágneses, gravitációs anomália görbék és a fúrások a medencealjzat-mélység adataival a CEL–7 szelvény mentén	77
42. ábra: Mágneses térgradiens görbék lemez és kontaktus modellre számítva a CEL–7 szelvény mentén	78
43. ábra: A földkéreg szerkezete a mért sebességek alapján a CEL–7 szelvény mentén	79
44. ábra: Cordell-Henderson mélységinverzió eredménye a CEL–7 szelvény mentén	80
45. ábra: Magnetotellurikus fajlagos ellenállás szelvény a gravitációs mélységinverzió eredményével (CEL–7)	80
46. ábra: Szeizmikus sebesség szelvény a gravitációs mélységinverzió eredményével (CEL–7)	81
47. ábra: Szeizmikus sebesség-gradiens szelvény a gravitációs mélységinverzió eredményével (CEL–7)	81
48. ábra: Szeizmikus sebesség-anomália a gravitációs mélységinverzió eredményével (CEL–7)	81
49. ábra: Gravitációs Euler- és Werner-megoldások és Cordell-Henderson mélység a CEL–7 mentén.....	82
50. ábra: Gravitációs Euler- és Werner-megoldások a magnetotellurikus fajlagos ellenállás szelvényen a CEL–7 mentén	82
51. ábra: Gravitációs Euler- és Werner-megoldások a magnetotellurikus fajlagos ellenállás szelvényen a CEL–7 mentén	83
52. ábra: Gravitációs Euler- és Werner-megoldások a magnetotellurikus fajlagos ellenállás szelvényen a CEL–7 mentén	83
53. ábra: Gravitációs Euler- és Werner-megoldások a szeizmikus sebesség szelvényen a CEL–7 mentén.....	84
54. ábra: Gravitációs Euler- és Werner-megoldások a szeizmikus sebesség-anomália szelvényen a CEL–7 mentén	84
55. ábra: Mágneses Euler-, Werner- és Naudy-megoldások a CEL–7 szelvény mentén.....	85
56. ábra: Mágneses Naudy-megoldások a sebesség szelvényen a CEL–7 mentén.....	85
57. ábra: Mágneses Naudy-megoldások a magnetotellurikus fajlagos ellenállás szelvényen a CEL–7 mentén.....	85
58. ábra: Az első publikált Hopkinson-csúcs	87
59. ábra: Hőmérséklet-mélység összefüggések (minimális és maximális geotermikus gradiens illetve minimális és maximális hőfluxus esetén).....	89
60. ábra: Különböző ferromágneses anyagok Curie-hőmérséklete és Curie-mélysége a geotermikus gradienssel.....	89
61. ábra: Curie-mélységben lévő kis méretű, nagy szuszceptibilitású ható hatása.....	90
62. ábra: Az első réteg fajlagos elektromos ellenállásának és mágneses permeabilitásának hatása az impedancia abszolút értékére és a fázisra, a periódusidő függvényében	93
63. ábra: A mágneses permeabilitás hatása a hagyományos kiértékelések esetén	94

64. ábra: Függőleges, vastag kétdimenziós lemez indukált ΔT mágneses tere — 0, 45, 90, 135 és 180° szelvényirány mellett.....	96
65. ábra: Egy irányból véges, kétdimenziós vízszintes lemez indukált ΔT mágneses tere — 0, 45, 90, 135 és 180° szelvényirány mellett.....	96
66. ábra: Két irányból véges, vízszintes lemez indukált ΔT mágneses tere — 0, 45, 90, 135 és 180° szelvényirány mellett.....	97
67. ábra: Két párhuzamos vízszintes lemez bonyolult indukált ΔT mágneses tere — 0, 45, 90, 135 és 180° szelvényirány mellett.....	97
68. ábra: Magnetotellurikus (2D) inverzió ellenállás szelvénye, felette a földmágneses anomália tér horizontális komponense, illetve a 3 km-es mélység tartományra kiszámított H_x komponens.....	99
69. ábra: A korrelációs vizsgálat térképei: Bouguer-anomália térkép, pszeudogravitációs térkép, mágneses ΔZ térkép, és a korrelációs koeficiens értékek térképi eloszlása ...	101

Táblázatjegyzék

1. táblázat: Főbb ferromágneses ásványok.....	18
2. táblázat: Ferromágneses elemek gyakorisága a Földön	18
3. táblázat: A mágneses kőzetek szuszceptibilitása különböző források alapján.....	19
4. táblázat: Néhány ferromágneses ásvány sűrűsége	20
5. táblázat: Főbb kőzetalkotó ásványok sűrűsége	22
6. táblázat: A kőzetek sűrűsége	23
7. táblázat: A kőzetek átlagos sűrűsége kor szerint.....	25
8. táblázat: A kőzetek sűrűsége litológia és kor szerint	25
9. táblázat: A főbb kőzetalkotó ásványok fajlagos ellenállása.....	28
10. táblázat: Néhány kőzet fajlagos elektromos ellenállása.....	28
11. táblázat: Az ásványok hullámterjedési sebessége.....	32
12. táblázat: Néhány kőzet hullámterjedési sebessége és sűrűsége.....	33
13. táblázat: A földkéreg átlagos paraméterei amerikai, magyar és orosz forrásmű alapján	39
14. táblázat: A strukturális index értéke mágneses és gravitációs modellek esetében	63

Mellékletjegyzék

1. melléklet: Gravitációs és mágneses anomáliák a CEL–8 szeizmikus sebesség szelvény mentén.....	109
2. melléklet: Domborzat és a földkéreg szerkezete a mért sebességek alapján a CEL–8 szelvény mentén	110
3. melléklet: Bouguer-anomália és a Cordell-Henderson mélységinverzió eredménye a sebességből számított sűrűség szelvényen a CEL–8 mentén.....	111
4. melléklet: Bouguer-anomália és a sebesség gradiense az 5000 m/s sebességszinttel, a Cordell-Henderson és a Kilyen-Séfara mélységadatokkal a CEL–8 mentén	112
5. melléklet: Gravitációs és mágneses anomáliák és gravitációs Euler- és Werner megoldások a szeizmikus sebesség szelvényen a CEL-8 mentén.....	113
6. melléklet: Gravitációs és mágneses anomáliák, sebesség-anomália szelvény a gravitációs Euler- és Werner-megoldásokkal a CEL–8 szelvény mentén	114
7. melléklet: Mágneses térgradiens görbék, mágneses Euler-, Werner- és Naudy-megoldások a CEL–8 sebesség szelvényen.....	115

8. melléklet: Mágneses térgradiens, mágneses Euler-, Werner- és Naudy-megoldások a CEL–8 szelvény mentén	116
9. melléklet: Földtani szelvény a Sopron–hegységtől a Villányi hegységig és a CEL–8 gravitációs szerkezet kijelölései a szelvényen.....	117
10. melléklet: Gravitációs és mágneses anomáliák a CEL–7 szeizmikus sebesség szelvény mentén.....	118
11. melléklet: Domborzat és a földkéreg szerkezete a mért sebességek alapján a CEL–7 szelvény mentén	119
12. melléklet: Bouguer-anomália és a Cordell-Henderson mélységinverzió eredménye a sebességből számított sűrűség szelvényen a CEL–7 mentén.....	120
13. melléklet: Bouguer-anomália és a sebesség gradiense az 5000 m/s sebességszinttel	121
14. melléklet: Bouguer-anomália, gravitációs Euler- és Werner megoldások a szeizmikus sebesség szelvényen a CEL-7 mentén.....	122
15. melléklet: Mágneses anomália, mágneses Euler- és Werner- és Naudy-megoldások a szeizmikus sebesség szelvényen a CEL-7 mentén.....	123
16. melléklet: Gravitációs, mágneses anomáliák és a magnetotellurikus ellenállás szelvény a CEL–7 mentén.....	124
17. melléklet: Bouguer-anomália, gravitációs Euler- és Werner megoldások a magnetotellurikus ellenállás szelvényen a CEL-7 mentén.....	125
18. melléklet: Mágneses anomália, mágneses Euler- és Werner- és Naudy-megoldások a magnetotellurikus ellenállás szelvényen a CEL-7 mentén.....	126
19. melléklet: Mágneses térgradiens, mágneses Euler-, Werner- és Naudy-megoldások a CEL–7 szelvény mentén	127

1. Bevezetés

1.1. Geokörnyezettudományi bevezetés

Az elmúlt évtizedek gyors technikai fejlődése lehetővé tette, hogy a Föld belső szerkezetét jobban megismerjük. Ezzel sikerült a szilárd Földről olyan ismereteket összegyűjteni, amelyek alapján mind a múltbeli folyamatokra, mind a jövőben várható eseményekre tudunk következtetni. Amint a még zajló Földév (2007–2009) kiadványai (www.foldev.hu/geofifika.htm, SZARKA 2008) összefoglalóan megállapítják, nemcsak a várható folyamatokat, hanem azok hatását is előre láthatjuk. Bár a Föld mélyének felépítésére és folyamataira vonatkozó kérdések távol esnek a mindennapi életünktől, mégis az emberiség alapvető szükségletei, például a vízellátás, az energiaellátás, a természeti katasztrófák elleni védelem és a földi környezet romlásának nyomon követése szempontjából ezeknek mégis meghatározó szerepe van.

A Föld belső szerkezetét többféle módon, pl. geofizikai módszerekkel vizsgáljuk. A szeizmikus módszer segítségével eljutottunk a földköpeny és -kéreg térbeli szerkezetének jobb megismeréséhez. A paleomágneses tulajdonságok figyelembe vételével geodinamikai folyamatokra, a kőzetlemezek mozgására tudunk következtetni. A kőzetek gravitációs hatása, a Bouguer-anomália visszatükrözi az őket ért szerkezeti változásokat, pl. vertikális mozgások, horizontális eltolódások, átkristályosodások. A kőzetek természetes radioaktivitása az összetétel mellett a képződmény korát is megmutatja. A medencékben felhalmozódott üledékek elemzése révén a geológiai idők során képződött üledékekbe íródott változásokat tudjuk kapcsolatba hozni a Föld mélyének folyamataival.

A geofizikai módszerek lehetővé tették a Föld külső kérge (a litoszféra) változásának jobb megértését. Megtudtuk, hogyan alakul a litoszféra a kéreglemezek mozgásából származó nyomás hatására. A vizsgálati módszerek annyit fejlődtek, hogy a változások meglehetősen pontos (földtani) korát is meg tudjuk határozni. Ezáltal lehetséges a tektonikai és felszíni folyamatok sebességének meghatározása, aminek segítségével a különféle, a felszínt alakító erőket egymástól el lehet különíteni. A mesterséges holdak lehetővé tették, hogy mind pontosabban vizsgáljuk a felszín függőleges mozgását is. A felszín időbeli változásait ma már annyira megbízhatóan ismerjük, hogy lehetséges az üledékképződést és az eróziót (lepusztulást) térben és időben együttesen tanulmányozni. Az üledékek kisebb léptékű, helyi szerkezetének megismerésére szeizmikus hullámokon vagy elektromágneses tereken alapuló átvilágítási technológiát alkalmaznak.

A Föld anyaga folyamatos mozgásban van, ahogy a kőzetek a Föld felszínének bizonyos helyén lepusztulnak, máshol pedig újra felhalmozódnak. A Föld plasztikus belseje válaszol ezekre a fokozatos nyomásváltozásokra (pl. izosztatikus hatások). Az e téren folyó kutatások két korábban különálló megközelítést egyesítenek: egy részről az egyes felszínközeli és kis térrészre vonatkozó adatsorok nagy időfelbontású vizsgálatát, más részről az egész medencére kiterjedő és hosszú időtartamú adatok tanulmányozását.

A Föld mélyének hatása a lemezmozgásokra az új módszerek segítségével (többek között a szeizmikus tomográfia, a Föld-megfigyelő űr-obszervatóriumok, az óceáni és kontinentális fúrások, a Föld-modellek és az elemzési módszerek) tanulmányozhatóvá válik, és reményt nyújt arra, hogy ezen a kutatási területen is áttörést érhessünk el.

1.2. A dolgozat témája és célkitűzései

Dolgozatomban a gravitációs és mágneses adatok feldolgozásán és modellezésén keresztül a Föld megismerési folyamatának egy speciális fejezetét, az erőter-geofizikai adatfeldolgozásokat és a módszer földtani célú alkalmazását mutatom be, a teljesség igénye nélkül. A gravitációs és mágneses adatok alkalmazását a kiértékelés szempontjából vizsgálom, ezért a matematikai apparátus ismertetésére nem térek ki. A digitális adatfeldolgozás és a frekvenciatartományban elvégzett szűrések és transzformációk ismertetése megtalálható Meskó Attila munkáiban (1983, 1984). Dolgozatom célja a gravitációs és mágneses adatok használhatóságának bemutatása, amit saját feldolgozási eredményeimen keresztül szemléltetek (az átvett ábráknál hivatkozom a forrásműre).

Elméletben már a modern személyi számítógépek elterjedése előtt rendelkezésre álltak azok az erőter-geofizikai módszertani eljárások, amelyek alapját jelentik a mai digitális adatfeldolgozási eszköztárnak. Noha a gravitációs és mágneses módszerek a legegyszerűbb geofizikai módszereknek számítanak, az új feldolgozási eljárások elterjedésének és alkalmazásának sokáig határt szabott a nagy számítási igény, amelyet logarléccel nem lehetett kellő hatékonysággal elvégezni. A számítógépek széleskörű megjelenése robbanásszerű változást idézett elő az erőter-geofizikai adatok feldolgozásában és értelmezésében. A hazai erőter-geofizikai feldolgozásokban a gyakorlat az elmélethez képest jelentősen le volt maradva. Szakmai tevékenységgel, a különböző feldolgozási eljárások gyakorlati alkalmazásával a hazai földtani kutatásokban, ezt a lemaradást próbáltam csökkenteni.

A dolgozat fő témája a regionális szelvények mentén végzett mágneses és gravitációs feldolgozás (automatikus, félautomatikus eljárások), modellezés és ezeknek az eredményeknek értelmezési célú összevetése más geofizikai módszerek eredményeivel. Ehhez a munkához — a földtani képződmények és a geofizikai terek közötti kapcsolat megértéséhez — a közetfizikai ismeretek feltétlenül szükségesek. Dolgozatom 2. fejezetében közetfizikai paraméterek nem szabványos elemzése található. A disszertációm 3. fejezetében a földkéreg felépítésének ismereteit foglalom össze. A 4. fejezetben a térképi, az 5. fejezetben a szelvénymenti adatfeldolgozásokkal foglalkozom.

Néhány fizikai paraméter jelentős változásokat szenved a mélység (hőmérséklet és/vagy nyomás) növekedésével. Ennek egyik érdekes példája a Curie-hőmérséklet, ami felett megszűnnek a mágneses tulajdonságok, a ferromágneses anyag paramágnesessé válik. Ennek következményeivel foglalkozom a 6. fejezetben. A 7. fejezetben a mélybeli mágneses hatók kimutathatóságát, a 8. fejezetben a kvázi-egyenáramok lehetséges mágneses hatását vizsgálom.

A gravitációs és mágneses feldolgozásokhoz olyan regionális/országos szelvényeket választottam ki, amelyeken vagy szeizmikus, vagy magnetotellurikus mérések is voltak. Ilyenek például a 2000-ben a CELEBRATION (résztevői: Magyarország, Lengyelország, Szlovákia, Csehország, Ausztria, Németország, Oroszország, Fehéroroszország, USA, Kanada, Finnország és Törökország) program keretében lemért magyarországi szeizmikus szelvények. A CELEBRATION–2000 (Central European Litospheric Experiment Based on Refraction — továbbiakban CEL) nemzetközi litoszféra kutatási program céljai a következők voltak (BODOKY et al. 2001, POSGAY et al. 2007):

- A Pannon-medence kialakulásának és nagyszerkezeti felépítésének vizsgálata a részmedencékre is kiterjedően;
- A teljes vizsgált területen a litoszféra háromdimenziós modelljének elkészítése;
- A régió tektonikus fejlődését leíró geodinamikai modellek kialakítása és értékelése;

A litoszféra-kutató szeizmikus szelvények értelmezése nem egyszerű feladat. A CEL szelvények (pl. CEL–7, vagy CEL–8) mentén csak a felső 5 km-ről állnak rendelkezésre mélyfúrási adatok. A földtani értelmezéshez segítséget a szelvények nyomvonalába eső más geofizikai módszer mérési adatai adhatnak.

Nem túl sok olyan adatrendszer létezik, amely a szelvény teljes hosszában rendelkezésre áll, és kiegészítő adatokat szolgáltathat, de ilyen a mágneses és gravitációs adatrendszer, amely egész Magyarországot lefed. A CEL–7 szelvény mentén magnetotellurikus (MT) szondázások is voltak, amelyeket az ELGI és az MTA-GGKI a szeizmikus mérésekhez hasonló pontsűrűséggel mért le. A szeizmikus és magnetotellurikus mérések során egy olyan alap-adatrendszer állt elő, amelyet nem csak a nagymélységű litoszféra kutatás céljából érdemes vizsgálni.

A szelvények mentén végzett feldolgozásokkal csak kétdimenzióban (x, z) vizsgáljuk a földtani képződmények felett kialakuló erőtereket, ami általában nem elégséges. A természeti folyamatok (a fizikai paraméterek változása, vagy a testek geometriája) inkább három (x, y, z) vagy még inkább négy (x, y, z, t) dimenzióval jellemezhetők — gondoljunk csak arra, hogy a környezetre ható folyamatok idővel változtatják az általunk észlelt természetet. Így noha alapvetően a szelvénymenti feldolgozásokon van a hangsúly, figyelembe kell venni a térképi feldolgozásokból kapott eredményeket is. A természetre jellemző háromdimenziós változásokat az együttes — térképi és szelvénymenti — feldolgozásokkal jobban tudjuk kezelni. A térképi adatok esetében a fizikai tulajdonságok vízszintes irányú (laterális) hirtelen megváltozását lehet kimutatni, ami a képződményhatárok és a szerkezeti elemek síkbeli helyzetéről ad képet. A szelvénymenti feldolgozások esetében a paraméterek alapján a képződmények függőleges irányú elterjedésére és szelvényirányú inhomogenitásokra lehet következtetni.

Az adatfeldolgozás első lépéseként, a térképi és a szelvénymenti mágneses és gravitációs adatok alapján hatóperem és szerkezet-kijelöléseket végzek félautomatikus feldolgozási eljárások (Euler, Werner, Multisource Werner, Naudy dekonvolúciók, Cordell-Henderson mélységinverzió, Spector-Grant spektrális mélység-meghatározás) révén.

A gravitációs és mágneses félautomatikus szelvénymenti feldolgozások eredményeit összevettem a szondázásszerű MT és szeizmikus mérési adatokkal. A kiválasztott regionális szelvények környezete, a Dunántúl alaptérképei és alapadatai az ELGI Térképezési Főosztályának köszönhetően álltak rendelkezésemre, a szeizmikus feldolgozások eredményeit az ELGI CELEBRATION munkacsoportja bocsátotta rendelkezésemre, a magnetotellurikus szondázások a T37694 („Új irányzatok a magnetotellurikában”) és TS 40848 („Földi elektromágnesség c. tudományos iskola”) számú OTKA pályázatoknak köszönhetőek.

A térképi és szelvénymenti geofizikai adatrendszerek vizsgálata mellett a közetfizikai paraméterek (mint pl. sűrűség, szuszceptibilitás, szeizmikus sebesség és elektromos fajlagos ellenállás) eloszlását, azok változását és az esetleges kölcsönhatásokat is elemzem.

Vizsgálom a mágneses szuszceptibilitás hatását az MT fajlagos ellenállás anomáliák kapcsolatát (Hopkinson-effektus a Curie-hőmérsékleten). Számítással veszem figyelembe, hogy az MT szondázásokra milyen hatással van a mágneses szuszceptibilitás egydimenziós esetben (6.2.2. fejezet).

Vizsgálom, hogy a mágneses anomáliák között van-e olyan — ki lehet-e mutatni olyat, ami esetleg kvázi-egyenáramok hatására vezethető vissza (8. fejezet).

A szeizmikus refrakciós — vagy első beérkezései — tomográfiával kapott szelvények sebesség-anomáliáit vizsgálom, mivel a szeizmikus hullámsebesség azonos mélység szinten a nyomás csökkenésével, illetve a hőmérséklet növekedésével csökken. Ezekben az esetekben szerkezeti zónára, illetve ehhez kapcsolódó termális anomáliákra lehet következtetni. Ezek összevetése az erőter-geofizikai adatokkal szintén vizsgálatom tárgya volt (5.1.1.4. és 5.1.2.4. fejezet).

A szelvények mentén kapott sebesség-eloszlást gyakorlati összefüggések alapján sűrűség-eloszlássá lehet átalakítani, amely kiindulási paramétere lehet a kétdimenziós modellezéseknek (2.4.5. fejezet).

A szelvények mentén végzett vizsgálataim nem állnak meg a geofizika vagy a geológia keretein belül, hanem más tudományágak adatait és eredményeit is vizsgálom, felhasználom, és kapcsolatot keresek, illetve elemzem azokat (botanika, hidrogeológia, laboratóriumi anyagvizsgálatok, kvantummechanika).

Feldolgozásaim többségével a földtani szerkezeteket, azaz a földtani felépítés drasztikus megváltozását tudom kimutatni, de érdemes a szűkebb szakterületemről kicsit kitekintve, a kapott eredményeket más környezeti paraméterekkel összevetni, illetve ezek egymással való kölcsönhatását és annak aspektusait is vizsgálni. Erre is bemutatok egy példát, a gravitációs erőter és a tüdőerrózsás lápi élőhelyek elterjedésének a kapcsolatát elemezve, ami a geofizikán és a botanikán keresztül hidrogeológiai illetve hidraulikai jelenségekre utal (4.2.3.3. fejezet).

Téziseimet a tézisleveletben ismerttettem. A tézisekben felvetett gondolatok a dolgozatomban nincsenek pontokba szedve, de meg-megjelennek az elvégzett feldolgozások tárgyalása során, egy szelvény vagy egy térkép esettanulmány-szerű vizsgálatában.

2. Kőzetfizikai tulajdonságok vizsgálata

Szakirodalmi kutatások alapján összegyűjtöttem az ásványok és kőzetek főbb fizikai (mágneses, sűrűség, elektromos és szeizmikus) paramétereit, amelyek ismerete fontos a mért geofizikai anomáliák interpretációjához. A táblázatokban sokszor ismeretlen körülmények között elvégzett mérések eredményeit vetettem össze, ami hibaforrás lehet, de elkerülhetetlen. Sajnos a hazai kőzetfizikai vizsgálatok nem adnak elegendő nyersanyagot a magyarországi földtani formációk fizikai paramétereinek a meghatározására, pedig fontos lenne.

A vizsgálatok azt mutatják, hogy a fizikai paraméterek függenek különféle kvantummechanikai és kvantumdinamikai törvényszerűségektől, az anyagokat összetartó kémiai kötésektől, és az ásványok kristályszerkezetétől, a kőzetek esetében a kifejlődés körülményei is döntő fontosságúak.

A kőzetek a fizikai tulajdonságaikon keresztül kölcsönhatásban vannak a természetes terekkel (gravitációs, mágneses, elektromos, radioaktív, termikus) és a mesterséges fizikai terekkel (szeizmikus és elektromágneses hullámterek, radioaktív és optikai terek). A kőzetfizikai tulajdonságok ismerete a geofizikai mérések értelmezése, interpretációja szempontjából rendkívül fontos, mivel a kőzetek eltérő fizikai tulajdonságait használjuk a Föld, illetve a litoszféra kutatásakor. A geofizikai mérésekkel kimért anomáliák amplitúdója ezektől a kőzetfizikai paraméterektől (többnyire egymáshoz viszonyított arányuktól) függ, míg az anomáliák hullámhossza a képződmények kiterjedésének (mélységének és laterális méretének) a függvénye.

A dolgozat témája alapján tulajdonképpen a mágneses és sűrűség tulajdonságok ismertetése elegendő lenne, de — mivel a magnetotellurikus és a szeizmikus adatokkal való összevetést is fontosnak tartottam — így ezeket a tulajdonságokat is összefoglalom. Ez azért fontos, mert a fizikai tulajdonságok sokszor összefüggnek — egyikből a másikra lehet következtetni. Kutatásaim részben ezekre az összefüggésekre irányultak, ezért is választottam a kőzetfizikai paraméterek tárgyalásának ezt a „saját(os)” módját.

A fizikai tulajdonságok alapján az ásványok és a kőzetek lehetnek homogének (egyfázisúak), vagy heterogének (többfázisúak).

A homogén rendszerek jellemző tulajdonságait az őket felépítő atomok szabják meg (például az elektromos, termikus dia-, para- és ferromágneses tulajdonságokat az atomok elektronhéja határozza meg, a radiometriai jellegért az atommag, a sűrűségért az atommag és az elektronhéj együttesen felelős).

A heterogén rendszerek esetében az atomi tulajdonságok mellett például a kőzetmátrix jellegzetessége határozza meg a fizikai tulajdonságokat — ilyen például a porozitás, illetve az, hogy a pórustér fogat mivel van feltöltve (gáz, víz, olaj). Mindkét — homogén és heterogén — rendszerre mutatok be példát.

2.1. Mágneses tulajdonságok

Mágnesezettség (J): az anyag mágnesessége (indukált, vagy remanens mágnesesség).

Mágneses szuszceptibilitás (κ_m — mágnesezhetőség): az anyag képessége, hogy külső mágneses tér (H) hatására mágnesessé váljék (indukált mágnesesség: $J_i = \kappa_m \times H$).

Relatív mágneses permeabilitás (μ_r — anyagi állandó): a mágneses áthatolhatóság mérőszáma (ahol $\mu_r = 1 + \kappa_m$).

2.1.1. A mágnesség meghatározó tényezők

A mágneses tulajdonságok szempontjából a kőzetek homogén rendszernek tekinthetők, mivel minden mástól eltekintve a mágneses tulajdonságot a bennük előforduló ferro- és antiferromágneses anyagok határozzák meg. Minden anyag rendelkezik mágneses tulajdonsággal (KOSZTYURINA 2006), azaz mágneses térbe helyezve felmágneseződik (azaz mágneses momentuma lesz).

A mágneses tulajdonságokat a kvantummechanika segítségével érthetjük meg. Az atom pozitív magból és körülötte keringő elektronokból áll. Az atom mágneses momentuma az elektron saját vagy spin-mágneses momentumából (tengely körüli forgásból) és az elektron atommag körüli keringésből származó orbitális mágneses momentumából adódik. Az atommagban lévő proton és neutron is rendelkezik mágneses momentummal, amelyek elhanyagolhatóak az elektron mágneses momentumához képest. Az atom mágneses momentumát alapvetően az elektronfelhő mágneses momentuma határozza meg. A szilárd testek rengeteg atomból épülnek fel, de testek mágneses momentuma nemcsak a részecskék momentumából adódik össze, hanem azok kölcsönhatásának az eredője. Ebből adódik, hogy valamilyen mértékben minden anyag mágneses.

Vannak gyengén mágneses anyagok — dia- és paramágneses anyagok, és erősen mágneses anyagok — a ferromágneses anyagok. Geofizikai szempontból csak a ferromágneses anyagoknak van jelentőségük, és kőzetfizikai szempontból is ezek a legérdekesebbek.

A diamágnesség olyan anyagokban alakul ki, ahol minden orbitális és spin momentum kompenzálva van az anyagban és csak a külső tér indukálja a mágnesezettséget és a mágneses szuszceptibilitást. A diamágnesek mágneses szuszceptibilitása kicsi és negatív előjelű ($\kappa < 0$, $\mu_r < 1$).

A paramágneses anyagokban az orbitális és spin mágneses momentumok teljesen kompenzálva. Viszont a mágneses momentumok kaotikus elhelyezkedése miatt az átlagos mágneses momentum külső mágneses tér hiányában nullával egyenlő. A paramágnesek mágneses szuszceptibilitása kicsi és pozitív előjelű ($\kappa > 0$, $\mu_r > 1$).

A ferromágneses anyagok saját mágnesezettsége a nemkompenzált mágneses momentumok sajátos kvantummechanikai kölcsönhatásának köszönhető.

A ferromágnesség jelensége csak azoknál az anyagoknál figyelhető meg, amelyeknél vannak telítetlen elektronhéjak, s amelyek ennek köszönhetően nullától különböző spin-mágneses momentummal rendelkeznek. A ferromágnesek mágneses szuszceptibilitása nagy és pozitív előjelű ($\kappa > 0$, $\mu_r \gg 1$).

A ferro- ferri- és az antiferromágneses (gyűjtőnéven ferromágneses) anyagok speciális mágneses tulajdonságai csak a Curie (T_C) vagy a Néel (T_N) hőmérséklet¹ — alatt figyelhetők meg, mert felette a ferromágneses anyagok paramágnesessé válnak.

2.1.2. Ferromágneses elemek, ásványok mágneses tulajdonságai

Az elemek közül a vas (Fe), a kobalt (Co) és a nikkel (Ni) ferromágneses, ebből első közelítésben az következik, hogy azok az ásványok ferromágnesesek², amelyek ezekből az elemekből állnak, illetve tartalmazzák ezeket, például az ötvözeteik.

¹ Curie-hőmérséklet a ferro- és ferrimágneses anyagoknál, Néel-hőmérséklet az antiferromágneses anyagoknál

² Egyes szerzők szerint csak az elemek (Fe, Co, Ni) ferromágnesesek, a többi anyag antiferro- vagy ferrimágneses.

Mai ismereteink alapján, normál körülmények között, a Föld felszínén, a különböző Fe összetételű ásványok alkotják a ferromágneses ásványokat (1. táblázat).

1. táblázat: Főbb ferromágneses ásványok

ásvány	képlet	ásvány	képlet
magnetit	Fe_3O_4	maghemit	$\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$
ulvöspinel	Fe_2TiO_4	trevorit	NiFe_2O_4
hematit	$\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$	jakobzit	MnFe_2O_4
ghoetit	αFeOOH	magnezioferrit	MgFe_2O_4
lepidokrokit	γFeOOH	ilmenit	FeTiO_3
sziderit	FeCO_3	pirrhotin	FeS

Ferromágneses tulajdonsággal rendelkezik a magnetit, a titanomagnetit, az ulvöspinel, a ferromágneses hematit, a különböző vas hidroxidok (ghoetit, hidrogoetit és a lepidokrokit), a sziderit, a fénoxid (ferrit) csoport tagjai, mint például a maghemit, trevorit, jakobzit, franklinit, magnezioferrit, ilmenit és a szulfoferritek, mint például a pirrhotin, vallerit és a kubanit (JANOVSKIJ 1978).

A táblázatot végignézve felmerül a kérdés: Hol vannak a Co és Ni tartalmú mágneses ásványok, miért csak a vas tartalmú ásványok ferromágnesesek? Lehet, hogy a Föld mélye még mindig tartogat számunkra meglepetéseket?

Geokémiai kutatások során FRANK WIGGLESWORTH CLARKE (1847-1931) amerikai geokémikus 6000 kőzetanalízis alapján határozta meg a litoszféra átlagos elemtartalmát (16 km mélységig). VERNADSKIJ ÉS VINOGRADOV orosz, valamint FOGHTA norvég és TAYLOR amerikai tudósok folytatták CLARKE kutatásait és a kémiai periódusos rendszer minden elemére meghatározták az ún. Clarke-számot (TAYLOR 1964).

2. táblázat: Ferromágneses elemek gyakorisága a Földön

kémiai elem	Clarke-szám	
	g/t	%
Fe	51000	4,7000
Co	30	0,0037
Ni	80	0,0150

A Co és Ni elemekkel kapcsolatos kérdésre valószínűleg az a legvalószínűbb válasz, amit a Clarke-számok mutatnak, azaz az adott kémiai elemek földkéregbeli eloszlásának megfelelően jelentkeznek a rájuk jellemző ásványok is (sajnos ez csak egy, a lehetséges válaszok közül, de nem biztos, hogy ez a valódi ok)!

2.1.3. Kőzetek mágneses tulajdonságai

Az üledékes kőzetek kevés kivétellel nem mágnesesek. A kivétel közé tartozik a folyóvízi östörletok feldúsulása, ahol a magas magnetit tartalmú kőzetek törmeléke megőrizte a mágneses jelleget.

A magmás kőzetek minél fiatalabbak és összetételük alapján minél bázisosabbak — azaz minél több a nehéz vas-magnéziumos ásvány (amfiból, piroxén, olivin, csillámok és

magnetit) és minél kevesebb a könnyű ásványok (kvarc, földpát, nefelin) szerepe — annál erősebben mágnesesek (3. táblázat).

A metamorf kőzetek mágnesezettsége a kiindulási kőzet típusától illetve a metamorfózis mértékétől, jellegétől függ.

A magmás és metamorf kőzetek esetében jelentős lehet a kőzet kialakulása során szerzett mágnesezettség. A kihűlés során, a Curie-hőmérsékleten, a pillanatnyi mágneses térerőnek köszönhetően egy saját (remanens) mágnesezettségre tesz szert az anyag, amit a hőmérséklet további csökkenése után is megőriz. A remanens mágnesezettség iránya a mindenkor felmágneseződés irányával egyező, ezt használják fel a paleomágneses vizsgálatok a kőzetek korának és a tektonikai mozgások irányának meghatározására.

3. táblázat: A mágneses kőzetek szuszceptibilitása³ különböző források alapján

kőzet	$\kappa_{\max}(\text{SI})$	$\kappa_{\max}(\text{SI})$	$\kappa_{\max}(\text{SI})$	$\kappa_{\max}(\text{SI})$	$\kappa_{\max}(\text{SI})$
	ZNAMENSKIJ (1980)	LOGACSOV és ZAHAROV (1979)	DOBRINYIN et al. (1991)	CARMICHAEL (1982)	EGERER és KERTÉSZ (1993)
kvarcporfir	–	0,009	0,009	–	–
gránit	0,072	0,063	0,040	0,050	0,070
andezit	0,214	0,038	0,040	–	0,070
diabáz	0,234	0,150	0,150	0,029	0,080
bazalt	0,327	0,250	0,250	0,180	0,100
amfibolit	–	–	0,150	–	0,150
szerpentin	–	0,628	0,600	0,075	–
peridotit	0,267	–	0,500	0,157	0,100

LOGACSOV és ZAHAROV (1979) szerint a kőzetek szuszceptibilitását (κ) a ferromágneses ásványok határozzák meg és 0,1% súlytartalom felett gyakorlatilag lineáris összefüggés van a mágneses frakció százalékos mennyisége (V) és a mágneses szuszceptibilitás között, amit a következő képlettel fejezhetünk ki: $\kappa = 10^{-3} \times V \times 4\pi$ (SI egységben).

2.1.4. A mágneses tulajdonságok mélységfüggése

A mágneses tulajdonságok nem, vagy gyengén függenek a mélységtől. Ez alól egyetlen kivétel van, a Curie-hőmérsékletnek (vagy Néel-hőmérsékletnek) megfelelő mélység (6.1. fejezet). Ennél a hőmérsékletnél nagyobb hőmérsékleten a ferromágneses (antiferromágneses) anyag átalakul és paramágnesesé válik, elvesztve mágnesezettségét és mágnesezhetőségét is. Ezt a jelenséget mágneses fázisátalakulásnak hívjuk, amit saját kutatásként publikációban is ismertettünk (Kiss et al. 2005a, 2005b).

³ A szuszceptibilitás dimenzió nélküli szám, átváltása — 1 (CGS) = 4π (SI)

2.1.5. Kapcsolat más fizikai paraméterekkel

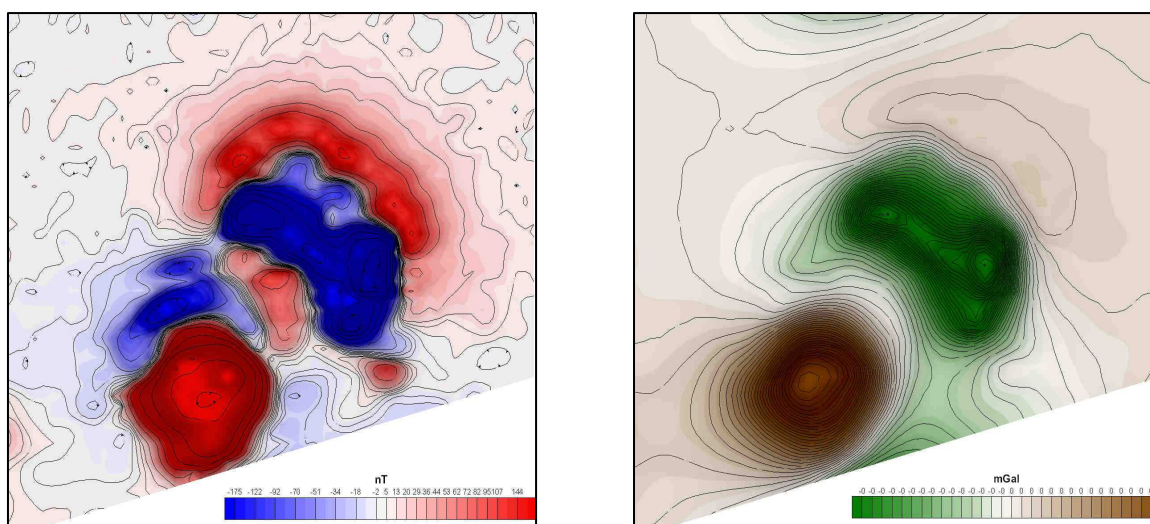
A legegyszerűbb kapcsolat a sűrűséggel mutatható ki, mivel a mágneses ásványok jelentős része nagy sűrűségű (4. táblázat) — nagyobb sűrűségű, mint a kéreg átlagsűrűsége, ami $2,67 \text{ g/cm}^3$.

4. táblázat: Néhány ferromágneses ásvány sűrűsége (JANOVSKIJ 1978)

ásvány	képlet	sűrűség (g/cm^3)
magnetit	Fe_3O_4	5,20
ulvöspinel	Fe_2TiO_4	4,78
hematit	$\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$	5,10
maghemit	$\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$	4,88
trevorit	NiFe_2O_4	5,26
jakobzit	MnFe_2O_4	4,87
magnezioferrit	MgFe_2O_4	4,52
ilmenit	FeTiO_3	4,74

E kapcsolat miatt használható a feldolgozásokban az Eötvös-Poisson összefüggés, ami a mágneses és a gravitációs terek közötti analitikus átszámítást írja le (lásd 4.1.1. fejezet).

Az elmélet szerint a mágneses térből kiszámítható a pszeudogravitációs tér, ha feltételezzük, hogy a gravitációs anomáliát ugyanaz a test — a mágneses ható — okozza. Ez a kapcsolat esetenként a hatók mágnesezettségről is adhat információt — normál mágnesezettség pszeudogravitációs maximumot ad, a fordított (vagy reverz remanens) mágnesezettség minimumot (1. ábra).



1. ábra: Bonyolult mágneses anomáliák (balra) és mágnesezettségtől függő pszeudogravitációs terük (jobbra) (a két ismert, normál és fordított mágnesezettségű ható esetében a pszeudogravitációs anomália maximum és minimum)

Természetesen az összefüggés a másik irányban (gravitációs térből pszeudomágneses tér számítás) is alkalmazható. A potenciál terek vizsgálatakor, a földtani interpretációk során ezt az összefüggést gyakran alkalmazzák.

Bizonyos esetekben a mért elektromos paraméterre is hatással lehetnek a kőzetek mágneses tulajdonságai, például ha a relatív mágneses permeabilitás értéke a Hopkinson-effektus miatt jóval meghaladja a $\mu_r=1$ értéket. A földkéregben lehet erre számítani, ahol a Curie-mélységben a mágneses fázisátalakulásnak köszönhetően a mágneses szuszceptibilitás rendkívüli mértékben megnőhet — ami a mágneses permeabilitás megnövekedéséhez vezet. Az elektromágneses módszereknél ebben az esetben a felszínen általánosan alkalmazható $\mu_r = 1$ összefüggés nem igaz, továbbá a mért értékek nem csak az elektromos paraméterektől fognak függeni. A mért látszólagos fajlagos ellenállást ebben az esetben nemcsak a kőzet elektromos ellenállása határozza meg, hanem jelentős szerepet kap a relatív mágneses permeabilitás (lásd 6.2 fejezet), amit eddig nem vettünk figyelembe az értelmezéseknél és elektromos paraméterként értékeltük ki az anyag mágneses tulajdonságából származó változásokat.

2.2. Sűrűség tulajdonság

Sűrűség (σ): *egységnyi térfogatú anyag tömege, megmutatja, hogy az adott térfogatot milyen sűrűn tölti ki az anyag.*

2.2.1. A sűrűséget meghatározó tényezők

A sűrűség szempontjából a kőzetek heterogén rendszernek tekinthetők, a kőzet alkotóelemei és a rájuk ható folyamatok együttesen határozzák meg a kőzetek sűrűségét. A sűrűség alapvetően az anyagi összetételtől, a szilárd kőzetváz szerkezetétől, a pórustérfogattól és a pórustér kitöltő anyagtól függ, ami lehet folyadék és gáz is. Mindezek a tulajdonságok a kőzet keletkezési körülményeitől függenek, és összefüggésben vannak azokkal a folyamatokkal, amelyek későbbiekben hatnak a kőzetekre. Az üledékes kőzetek esetében azt is mondhatnánk, hogy a sűrűség objektívan mutatja azokat a földtani folyamatokat, amelyek a kőzetet utólagosan érték.

2.2.2. Elemek, kőzetalkotó ásványok jellemző sűrűsége

Amint a bevezetőben már utaltam rá, a kémiai elemek sűrűségét az atommag és az elektronhéj határozza meg és szilárd anyagok esetében $0,5 \text{ g/cm}^3$ -től (lítium) $22,5 \text{ g/cm}^3$ -ig (ozmium és irídium) változhat (DOBRINYIN et al. 1991). A sűrűséget, ezen felül, a kémiai elemeket összekapcsoló kémiai kötés határozza meg — ez a kőzetalkotó ásványok nagy részénél ionos vagy kovalens kötés, ami átlagosan $2,2\text{--}3,5 \text{ g/cm}^3$ -es sűrűséget eredményez. A főbb kőzetalkotó ásványok sűrűsége $2,2\text{--}5,2 \text{ g/cm}^3$ között változik (5. táblázat) és a kéreg átlagos sűrűsége $2,67 \text{ g/cm}^3$ körüli. Ezek alapján az állapítható meg, hogy a szilárd vázon felül, amit az ásványi összetétel határoz meg, további tényezőkkel is számolni kell. Ezek közül az egyik legfontosabb a porozitás, a kőzetmátrixon belül elhelyezkedő pórus térfogat.

2.2.3. Kőzetek sűrűsége

A magmás és a metamorf kőzetek porozitása $1\text{--}2 \%$, így ezek sűrűsége nagymértékben az ásvány-kémiai összetételtől függ.

A magmás kőzetek sűrűsége a könnyű- (kvarc, földpát, nefelin) és a vas-magnéziumos, nehézásványos (amfiból, piroxén, olivin és csillámok) összetétel arányától függ — azaz a savanyútól a bázisos magmatitok irányába növekedik. A kristályosodás mértéke is meghatározó, minél nagyobb kristályok alakulnak ki (mélységi magmás — lassú kihűlés), annál nagyobb a sűrűség és minél kisebbek a kőzetet alkotó kristályok (sekély magmás, vagy kiömlési — gyors kihűlés), annál kisebb a sűrűség.

A metamorf kőzetek esetében a kiindulási alapkőzet és a metamorfózis mértéke és típusa játszik döntő szerepet. Általánosan elmondható, hogy minél magasabb fokú (epi-, mezo- vagy katazónás) metamorfózison megy keresztül az anyag, annál nagyobb lesz a sűrűsége. Ugyanakkor vannak olyan átalakulások, mint pl. a szerpentinizáció, ahol az ultrabázisos kiindulási kőzet sűrűsége a metamorfózisnak köszönhetően csökkenhet.

5. táblázat: Főbb kőzetalkotó ásványok sűrűsége (MIRONOV 1980)

ásvány	sűrűség (g/cm ³)	ásvány	sűrűség (g/cm ³)
augit	3,3–3,4	kordierit	2,5–2,6
albit	2,6	labrador	2,7
analcim	2,2–2,3	limonit	3,6–4,0
anhidrit	2,9	magnetit	4,9–5,2
anortit	2,7–2,8	mikroklin	2,5–2,6
apatit	3,2	muszkovit	2,8–3,1
barit	4,5	nefelin	2,6
biotit	2,8–3,2	olivin	3,0–4,4
hematit	5,1–5,2	ortokláz	2,5–2,6
gipsz	2,3	pirit	4,9–5,2
gránát	3,2–4,3	piroxén	2,8–3,7
dolomit	2,6–2,9	szerpentin	2,5–2,6
ilmenit	4,5–5,0	szillimanit	3,2
kalcit	2,6–2,8	sztavrolit	3,6–3,7
kőso	2,1–2,3	chlorit	2,6–3,0
kvarc	2,6–2,7	epidot	3,1–3,5

Az üledékes kőzetek esetében a sűrűség széles határok között változik a porozitástól függően. A porozitás a felszínközeli talajokban a 60%-ot is meghaladhatja, átlagosan azonban 20–40%-os (MIRONOV 1980). Az üledékes kőzetek sűrűsége a mélység növekedésével (a porozitás csökkenésével) arányosan nő.

A kőzetek átlagos sűrűségét a következő összefoglaló táblázat mutatja (6. táblázat).

6. táblázat: A kőzetek sűrűsége (ZNAMENSKIJ 1980)

magmás és metamorf kőzetek	sűrűség (g/cm ³)	
	átlagos	értéktartomány
gránit	2,6	2,4 – 2,7
diabáz	2,9	2,7 – 3,3
gabbró	2,9	2,7 – 3,3
bazalt	3,0	2,6 – 3,3
peridotit	3,2	2,8 – 3,6
piroxenit	3,2	2,8 – 3,6
márvány	2,7	2,3 – 3,0
gneisz	2,7	2,6 – 3,2
csillámpala	2,3	2,0 – 3,8

üledékes kőzetek	sűrűség (g/cm ³)	
	átlagos	értéktartomány
homok	2,1	2,0 – 2,4
aleurolit	2,1	2,0 – 2,4
homokkő	2,3	2,1 – 2,8
agyag	2,3	1,6 – 2,8
márga	2,2	2,0 – 2,6
mészkö	2,5	2,1 – 2,9
dolomit	2,5	2,1 – 2,9
kősz	2,1	2,1 – 2,3
talaj	2,0	1,5 – 2,4

2.2.4. A sűrűség mélységfüggése

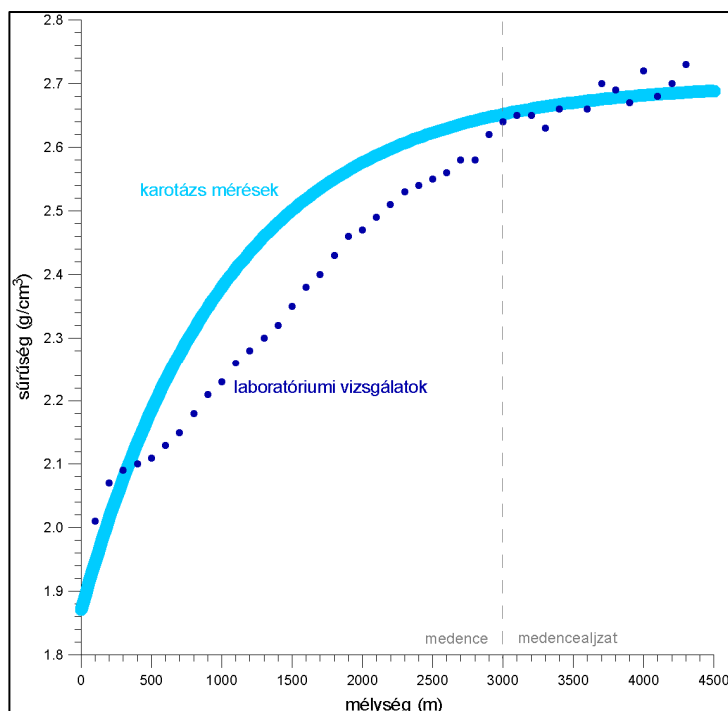
A magmás és metamorf kőzetek esetében a mélységi függés csak a keletkezés során kialakult kristályméretben jelentkezik (minél nagyobb kristály, annál nagyobb sűrűség), ami a nyomás, a hőmérséklet és az idő függvénye. A megszilárdulás és az átalakulás utáni mélység-változások nem módosítják számottevően a magmás és metamorf képződmények sűrűségét.

Az üledékes kőzetek esetében más a helyzet. Ezeknek a kőzeteknek a sűrűsége attól függ, hogy milyen korú a kőzet, és hogy milyen mélységben van, illetve volt, mivel az üledékek megőrzik a nagy mélység hatására kialakult, megnövekedett sűrűséget. Általánosságban elmondható, hogy minél idősebb a kőzet, annál nagyobb a sűrűsége. A mélységgel való sűrűsénövekedés elsősorban a tömörödésnek köszönhető és a felszínközeli kialakult laza törmelékes összetételre jellemző másodlagos jelenség.

A homokképződmények tömörödésében a legerősebb változás 200–600 m között jelentkezik, ami 4,5–13,0 MPa körüli litosztatikus nyomásnak felel meg (átlagos nyomásgradiens = 22,6 kPa/m). Feltehetőleg ez az a mélységtartomány, ahol a szemcsék a legszorosabb térkitöltésnek megfelelően kezdenek elrendeződni, miután a litosztatikus nyomásból eredő erő meghaladja a szemcsék közti súrlódásból eredő viszkozitási ellenállást. A felső 200–500 m látszólagos trend nélkülsége azzal magyarázható, hogy a homokszemcsék laza térkitöltését ebben a tartományban a köztük levő súrlódás biztosítja. A homokok a továbbiakban valójában nem tömörödnek, hanem a szemcsék közti teret cementáló ásványok töltik ki. Ezek együttes hatása körülbelül 3% körüli nagyon gyenge permeabilitású pórusteret eredményez. Ez az állapot 2000–2500 m mélységtől már fennállhat (ZILAHÍ-SEBESS 2001).

Az agyagok esetében a tömörödés fordulópontja körülbelül 1500 m körül van, mert körülbelül ebben a mélységben alakulnak át a duzzadóképes agyagásványok, kálium felvétel mellett, nem duzzadóképes szerkezetekké. Az agyagásványok átlagos száraz sűrűsége egyenlő mennyiségű illitet, kloritot, kaolinitet feltételezve 2,7 g/cm³, míg külön a

szmektit félék (montmorillonit ásványcsoport), átlagsűrűsége $2,06 \text{ g/cm}^3$, következésképpen a szmektitek eltűnése jelentős sűrűség-ugráshoz vezet. Az agyagok felső 500 m-beli sűrűsége ($2,15\text{--}2,2 \text{ g/cm}^3$) 30–35 % kötött vízzel teli porozitást jelent. Ez a felszínhez képest körülbelül a felére redukálódik 1000–1500 m között, $2,4 \text{ g/cm}^3$ sűrűség mellett. Ekkor nagyjából 500 m-es tartományon belül $2,55 \text{ g/cm}^3$ -re nő a sűrűség. Ennél nagyobb mélységekben egy lassú egyenletes tömörödés folytatódik, ami a mikronméretű agyagszemcsékhez kapcsolódó adszorpciós víz teljes eltűnéséig folytatódhat. Az agyag és homoktömörödési trend különbözősége folytán előfordulhat, hogy 2000 m alatt a homokkövek sűrűsége nagyobb, mint az agyagoké (ZILAHÍ-SEBESS 2001).



2. ábra: A sűrűség mélységfüggése
(SZABÓ és PÁNCICS 1999 valamint MÉSZÁROS és ZILAHÍ-SEBESS 2001 adatai alapján)

A kőzetek sűrűségének általános mélységi függését a laboratóriumi és mélyfúrás-geofizikai mérések alapján vizsgálta SZABÓ és PÁNCICS (1999). A vizsgálatok eredményét a 2. ábra mutatja. Ezeknek a vizsgálatoknak az egyik legfontosabb megállapítása az, hogy a törmelékeny üledékek 2–3 km-es mélységben már medencealjzatnak megfelelő sűrűséggel rendelkeznek.

A kőzetek sűrűségét különböző szempontok szerint vizsgálták laboratóriumi és mélyfúrás-geofizikai mérési adatokat felhasználva. A 7. táblázat a koruk szerint mutatja az átlagos sűrűségeket, a 8. táblázat a litológia alapján csoportosítva mutatja be a különböző korú képződmények sűrűségét. Ez utóbbi csoportosításban érdekes tendencia mutatkozik az azonos litológiai felépítésű kőzetek esetén (3. ábra). A mészkövek a krétától kezdve medencealjzatként viselkednek (valószínűleg a homokkövek is), de a hasonló korú márgák és agyagok sűrűsége még nem éri el ezt a szintet! A triász márga sűrűsége már szintén a medencealjzatnak megfelelő, azaz bizonyos képződményekben éles határvonal mutatkozik a sűrűség alapján a kréta és triász kifejlődés között.

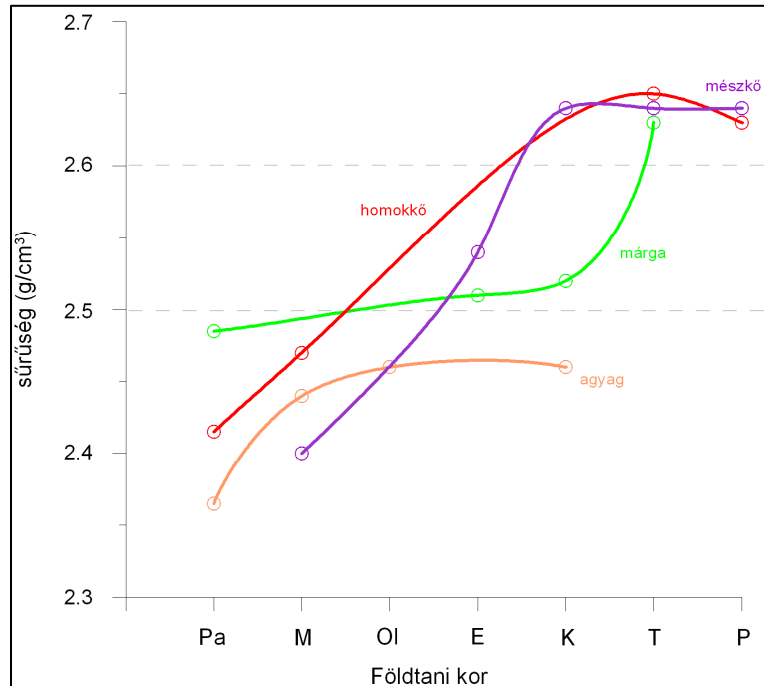
7. táblázat: A kőzetek átlagos sűrűsége kor szerint (g/cm^3 mértékegységben, SZABÓ ÉS PÁNCICS 1999)

földtani kor	mintavételi helyek	minták száma	középérték±szórás	medián értéke
felsőpannon	59	926	2,380±0,132	2,380
alsópannon	58	1232	2,490±0,128	2,530
miocén	89	1295	2,430±0,167	2,470
oligocén	23	475	2,440±0,084	2,440
eocén	39	853	2,480±0,146	2,530
kréta	48	1038	2,580±0,101	2,610
jura	16	285	2,580±0,189	2,640
triász	69	1639	2,650±0,076	2,650
perm	26	1780	2,630±0,069	2,630
karbon	21	426	2,640±0,096	2,640
szilur	9	136	2,680±0,072	2,720

8. táblázat: A kőzetek sűrűsége litológia és kor szerint (g/cm^3 mértékegységben, SZABÓ ÉS PÁNCICS 1999)

földtani képződmény	földtani kor	mintavételi helyek	minták száma	középérték -szórás	medián értéke
agyag	pannon	45	164	2,400±0,131	2,365
	miocén	21	42	2,430±0,163	2,440
	oligocén	12	47	2,440±0,070	2,460
	kréta	16	96	2,460±0,074	2,460
argillites márga	felsőpannon	39	184	2,410±0,104	2,410
	alsópannon	46	371	2,530±0,121	2,560
	eocén	17	50	2,480±0,113	2,510
	kréta	14	75	2,530±0,103	2,520
	triász	8	74	2,630±0,057	2,630
homokkő	felsőpannon	36	239	2,350±0,128	2,340
	alsópannon	38	463	2,480±0,110	2,490
	miocén	41	260	2,450±0,122	2,470
	triász	11	186	2,640±0,068	2,650
	perm	24	404	2,630±0,049	2,630
mészkő	miocén	29	231	2,370±0,190	2,400
	eocén	23	431	2,520±0,095	2,540
	kréta	37	544	2,620±0,067	2,640
	triász	41	518	2,630±0,059	2,640
	paleozoikum	6	711	2,600±0,116	2,640

A porozitás, a laza üledékek esetében, a mélység növekedésével exponenciális csökken (ATHY 1930). Az üledékek sűrűségének exponenciális növekedése a mélységgel, amit már többen leírtak (CORDELL 1973, GRANSEY 1987), alapvetően a porozitás csökkenéséből következik. Ez azt jelenti, hogy minél mélyebben vagyunk, annál kisebb a porozitás és annál nagyobb a sűrűség (a sebesség mélységi menetét is ez határozza meg).



3. ábra: Sűrűség a litológia illetve a kor függvényében (SZABÓ és PÁNCICS 1999 adatai alapján)

MÉSZÁROS és ZILÁHI-SEBESS (2001) hasonló következtetésre jutottak és gyakorlati mélyfúrás-geofizikai tapasztalatok alapján a magyarországi vastag üledékek esetén megállapították, hogy a sűrűség mélységfüggése a következő képlettel írható le:

$$\sigma = a - b e^{(-cz)} \quad (1)$$

ahol a — az üledékek maximális sűrűsége (országos szinten $a = 2,70 \text{ g/cm}^3$);
 b — a felszínre extrapolálás paramétere (országos szinten $b = 0,80$);
 c — a növekedés mértékét jellemző paraméter (országos szinten $c = 0,00071$),
 z — a mélység.

2.2.5. Kapcsolat más fizikai paraméterekkel

A mágneses tulajdonságokkal való kapcsolatot a 2.1.5 fejezet mutatja. A sűrűség és a szeizmikus sebesség között van egy homogén közegre vonatkozó összefüggés és vannak tapasztalati összefüggések, amelyek ennek a közegnek (pl. a porozitás hatására bekövetkező) változásait veszik figyelembe (lásd 2.4.1 fejezet, és a 2.4.5 fejezet).

2.3. Elektromos tulajdonságok

Ha egy töltésekkel rendelkező anyagot elektromos térbe helyezünk, akkor a töltések egy része az elektromos térnek megfelelően vándorolni kezd, és áram keletkezik.

Fajlagos ellenállás (ρ , vagy ennek reciprokja a fajlagos vezetőképesség): Egységnyi anyag (1 m élhosszúságú kocka) ellenállása, ha azon áram megy át. Az ellenállás alapján az anyagokat vezetőkre és szigetelőkre oszthatjuk fel.

A töltések másik része (kapcsolt töltések) átrendeződik úgy, hogy a pozitív és negatív töltések egymáshoz viszonyított helyzete megváltozik — az anyag az elektromos tér hatására polarizálódik (ZNAMENSKIJ 1980, BUDÓ 1979). A polarizáció mértéke függ az elektromos tértől és a dielektromos állandótól:

Relatív dielektromos permittivitás (ϵ_r , anyagi állandó): az elektromos áthatolhatóság mérőszáma, ami megmutatja, hogy a töltések közötti erő hányad részére csökken a vákuumból az adott anyagba való átmenetkor.

$$\epsilon_r = 1 + \kappa_e \quad \text{ahol } \kappa_e \text{ az elektromos szuszceptibilitás} \quad (2)$$

$$P = \epsilon_0 \kappa_e E \quad \text{ahol } P \text{ dielektromos polarizáció, és } E \text{ elektromos térerősség} \quad (3)$$

A kis fajlagos ellenállású anyagokra az elektromos vezetés a jellemző, a nagy fajlagos ellenállású anyagokra a polarizáció. A köztes anyagokra, a félvezetőkre az elektromos vezetés és a polarizáció egyszerre jellemző.

2.3.1. Az elektromos tulajdonságot meghatározó tényezők

Az elektromos tulajdonságok szempontjából a kőzetek heterogén rendszerek, a kőzet alkotóelemei, felépítése és szerkezete, valamint víz- és elektrolit-tartalma határozzák meg az elektromos ellenállást és a dielektromos polarizációt.

Különböző közegekben a töltések hordozója lehet:

1. szabad elektron (valenciaelektron), például a fémekben vagy grafitban (elsőrendű vezetők);
2. ionok — a molekulák vagy atomok azon részei, amelyek töltéssel rendelkeznek például az elektrolitokban (másodrendű vezetők).

A fajlagos ellenállást elsődlegesen a fém- és elektrolit-tartalom — a szabad elektronok és a mobilis ionok mennyisége — határozza meg.

HERMANCE (1995) szerint az összes kőzetfizikai paraméter közül az elektromos ellenállás a legérzékenyebb a hőmérsékletre és a különböző folyadékok jelenlétére, illetve azok jellegére.

2.3.2. Elemek, kőzetalkotó ásványok elektromos tulajdonságai

Az ásványok a vezetőképesség (9. táblázat) mértéke és jellege, valamint a dielektromos permittivitás alapján három csoportra oszthatók:

1. Termésfémek és grafit — a vezetők:
a fajlagos ellenállás $\rho = 10^{-8} - 10^{-5} \Omega\text{m}$, dielektromos állandó $\epsilon = \infty$.
2. Oxidok, szulfidok, arzenidok és szelenidok nagy része — a félvezetők (galenit, pirrhotin):
a fajlagos ellenállás $\rho = 10^{-6} - 10^8 \Omega\text{m}$, dielektromos állandó $\epsilon > 80$.
3. A tipikus dielektrikumok (kvarc, földpátok, kalcit, anhidrit, kősó):
a fajlagos ellenállás $\rho = 5 \cdot 10^7 - 3 \cdot 10^{16} \Omega\text{m}$, dielektromos állandó $\epsilon = 4-8$.

A három csoport alapján megállapítható, hogy a fajlagos ellenállás (vezetőképesség) és a dielektromos polarizáció más szempontok alapján vizsgálva, de hasonlóan jellemzik az anyag elektromos tulajdonságait.

9. táblázat: A főbb kőzetalkotó ásványok fajlagos ellenállása (JAKUBOVSKIJ és LJÁHOV 1982)

ásvány	fajlagos ellenállás (Ωm)	ásvány	fajlagos ellenállás (Ωm)
anhidrit	$10^7 - 10^{10}$	kősó	$10^{14} - 10^{15}$
antracit	$10^{-4} - 10^{-2}$	kőszén	$10^2 - 10^6$
földpátok	$10^{11} - 10^{12}$	kvarc	$10^{12} - 10^{14}$
galenit	$10^{-5} - 10^{-3}$	magnetit	$10^{-1} - 10^{-2}$
grafit	$10^{-6} - 10^{-4}$	muszkovit	$10^{13} - 10^{16}$
hematit	$10^{-2} - 10^6$	pirit	$10^{-4} - 10^{-1}$
kalcit	$10^7 - 10^{12}$	pirrhotin	$10^{-5} - 10^{-4}$
kalkopirit	$10^{-3} - 10^{-1}$	szfalerit	$10^5 - 10^7$

2.3.3. Kőzetek elektromos tulajdonságai

Az elektromos vezetés szempontjából a kőzeteket két csoportra oszthatjuk, az elektrolit-oldatot (vizet) nem tartalmazó és a víztartalmú kőzetekre.

A vizet nem tartalmazó kőzetek vezetőképességét az ásványi összetételük szabja meg. Jól vezető anyag jelenléte csak akkor hat az elektromos tulajdonságokra számottevően, ha a jól vezető ásvány legalább 5–10% mennyiségben van jelen a kőzetben (EGERER és KERTÉSZ 1993).

10. táblázat: Néhány kőzet fajlagos elektromos ellenállása (EGERER és KERTÉSZ 1993)

kőzet	fajlagos ellenállás	kőzet	fajlagos ellenállás
gránit	$10^2 - 10^7$	fillit	$10^3 - 10^5$
szienit	$10^2 - 10^7$	gneisz	$10^3 - 10^5$
diorit	$10^2 - 10^8$	márvány	$10^5 - 10^7$
gabbró	$10^2 - 10^5$	dolomit	$10^2 - 10^6$
riolit	$10^2 - 10^6$	mészkő	$10^2 - 10^6$
dácit	$10^3 - 10^8$	agyag	2–20
andezit	$10^2 - 10^5$	agyagmárga	5– 10^2
bazalt	$10^2 - 10^6$	homokkő	50– 10^4
tufák	50– 5×10^4	homok	20– 10^3
agyagpala	$10^2 - 10^6$	kavics	5– 10^6

A víztartalmú kőzetek vezetését a kőzetekben lévő víz mennyisége, mint elektrolit-oldat szabja meg. A vízmennyiség több tényezőtől is függhet, de a legfontosabb — az oldatok számára szabadon átjárható pórustérfogat.

Az elektrolit fajlagos ellenállása nagyságrendekkel kisebb, mint a kőzetváz fajlagos ellenállása, ezért a víztartalmú kőzetek vezetésére az elektrolitoknak döntő hatása van.

Az elektrolit fajlagos ellenállása függ a benne oldott ionok minőségétől és mennyiségétől. A legelterjedtebb elektrolitok a NaCl, KCl, $MgCl_2$, $CaCl_2$, $NaHCO_3$, Na_2SO_4 sók vizes oldatai. A hidrogeológiában ismert, hogy a felszínalatti vizek oldott sótartalma hogyan változik az áramlás során, amit egy-egy földtani probléma megoldása során érdemes figyelembe venni.

A magmás kőzetek fajlagos ellenállása a legnagyobb. Ez azzal van összefüggésben, hogy ebben a kőzettípusban a legkisebb porozitás. A kőzetek fajlagos ellenállása néhányszor 1000 és néhányszor 10000 Ωm között van. Jelentős repedésrendszerek jelenléte esetén, ha a repedések egyúttal a felszínalatti vizeknek áramlási pályájául szolgálnak, az ellenállást egy nagyságrenddel lecsökkenthetik.

Az üledékes kőzetek, a többi kőzettípushoz képest alacsony fajlagos ellenállással jellemezhetők, ami a talajvízszint felett a nagy pórustérfogatnak köszönhető, a talajvízszint alatt pedig a nagy víztartalomnak.

Vannak azonban üledékes kőzetek, amelyek nagyon magas fajlagos ellenállással rendelkeznek, ezek a kis porozitású hidrokémiai üledékek, az evaporitok (pl. gipsz, anhidrit). További jellegzetesség, hogy az agyag fajlagos ellenállása kisebb, mint a homoké, ami az agyagokban feldúsult ásványi sók hatásának és a kötött víznek köszönhető.

A metamorf kőzetek köztes helyzetben vannak a fajlagos ellenállásuk alapján. A metamorf kőzetek porozitása és a víztartalma a kiindulási anyakőzettől és a metamorfózis mértékétől függ — minél nagyobb fokú, annál nagyobb a fajlagos ellenállás. Kivételt jelentenek ez alól azok a metamorf kőzetek, amelyekre fémes vezetés a jellemző, ilyenek például a grafitos metamorfitok.

A kőzetalkotó ásványok nagy részére a relatív dielektromos permittivitás értéke 3–10 között változik (maximum 25). A víz dielektromos állandója 81 körüli, ami azt jelenti, hogy a kőzetek dielektromos állandóját az ásványos összetétel mellett a víztartalom határozza meg leginkább (JAKUBOVSKIJ és LJÁHOV 1982).

2.3.4. Az elektromos paraméterek mélységfüggése

A mélységgel arányosan növekvő nyomásnak nincs számottevő hatása a kőzetek geoelektromos tulajdonságaira. A nyomás és hőmérséklet kőzetekre gyakorolt hatását VOLAROVICH és PORKHAMENKO (1976) vizsgálta szerteágazóan.

A mélységgel növekvő hőmérséklet hatása a fajlagos ellenállásra és a dielektromos állandóra nem egyforma a különböző ásványok és kőzetek esetében.

DOBRINYIN et al.(1991) és EGERER és KERTÉSZ (1993) szerint a vezetők ellenállása a hőmérséklet növekedése esetén növekszik, mivel a hőenergia okozta intenzív mozgás akadályozza a valenciaelektronok szabad mozgását.

A félvezetők esetében a hőmérséklet növekedése a fajlagos ellenállás csökkenését okozza, mivel növeli a vezetésben résztvevő elektronok számát (EGERER és KERTÉSZ 1993). A kőzetek többsége ebbe a csoportba sorolható.

A dielektromos permittivitás értéke a hőmérséklet növekedésével kezdetben nem változik, majd bizonyos hőmérséklettől (ásványi összetételtől függően) intenzíven nő egy bizonyos határértékig (DOBRINYIN et al. 1991).

2.3.5. Kapcsolat más fizikai paraméterekkel

A mágneses tulajdonságoknál már utaltunk a mágneses permeabilitás szerepére, más esetben, a többi fizikai paraméterrel közvetlen kapcsolat nem mutatható ki.

2.4. Szeizmikus tulajdonságok

A feszültségek okozta deformációk a rugalmas szilárd közegekben longitudinális (P) és transzverzális (S) hullámokat gerjesztenek. Ezeknek a rugalmas hullámoknak legfontosabb kinetikus paramétere a sebesség (v_p , v_s). A szeizmikus sebességek függenek a szilárd testek rugalmassági tulajdonságaitól (KUCHLING 1980, McQUILLIN et al. 1979), valamint a közeg sűrűségétől. A reflexiós szeizmikus mérések fontos paramétere az akusztikus impedancia (R), mivel ez a paraméter határozza meg a reflexiós koefficiens értékét a különböző közegek határán.

2.4.1. Sebességet meghatározó tényezők

Sebesség szempontjából a kőzetek heterogén rendszernek tekinthetők. Több tényezőtől is függ az ásványok és kőzetek sebessége (Ádám, 1987), ezek a következők:

Rugalmassági vagy Young modulus (E) rugalmas alakváltozás esetén a közegnek nyomás hatására hosszanti irányában bekövetkezett deformációját jellemzi (hosszanti rugalmasság). Poisson hányados vagy Poisson koefficiens (ν) a keresztirányú és a hosszirányú deformáció hányadosának a neve. Homogén izotróp közegek bármely deformációja és a közegben terjedő hullám sebessége leírható (4, 5) ezzel a két rugalmassági állandóval.

$$v_p = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\sigma(1+\nu)(1-2\nu)}} \quad (4)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{E}{2\sigma(1+\nu)}} \quad (5)$$

ahol σ — sűrűség

A rugalmassági állandók helyett azonban a sebességek leírására gyakran használják a Lamé-féle állandókat (6), amelyek közül az ismertebb, a nyírási vagy torziós modulus (μ), amely az egységnyi felületre ható erő által okozott szög-deformációt mutatja. A másik, egy bonyolultabb paraméter, a rugalmassági modulustól és a Poisson hányadostól függő ún. λ állandó.

$$\mu = \frac{E}{2(1+\nu)} \quad \lambda = \frac{\nu E}{(1+\nu)(1-2\nu)} \quad (6)$$

ekkor a sebességek:

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\sigma}} \quad (7)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\sigma}} \quad (8)$$

A sebességeket a laboratóriumi mérésekkel meghatározott rugalmassági tulajdonságok segítségével fejezhetjük ki, de az (9, 10, 11) összefüggések ismeretében a terepi szeizmikus mérésekből kapott sebességek (v_p , v_s) alapján is meghatározhatók a közeg rugalmassági tulajdonságai. A terepi mérésekből származtatott a longitudinális és transzverzális hullámsebesség alapján elvileg a közeg sűrűségének meghatározása is lehetséges.

$$\text{Young modulus} \quad E = \frac{\sigma v_s^2 (3v_p^2 - 4v_s^2)}{2(v_p^2 - v_s^2)} \quad (9)$$

$$\text{Poisson hányados} \quad \nu = \frac{v_p^2 - 2v_s^2}{2(v_p^2 - v_s^2)} \quad (10)$$

$$\text{Nyírási modulus} \quad \mu = \sigma v_s^2 \quad (11)$$

Az akusztikus impedancia (R) a longitudinális hullámterjedési sebesség és a közeg sűrűségének a szorzata: $R = v_p \sigma$. Ilyenformán látszik, hogy a valódi sűrűség a reflexiós szeizmikus feldolgozásoknak is fontos paramétere.

A rugalmas hullámok terjedési sebessége nagymértékben függ a kőzetalkotó ásványok egymáshoz való kapcsolódásának a minőségétől és a mértékétől. A jobban konszolidált, az alkotó ásványok közötti szilárd kapcsolattal rendelkező, rugalmas, tömör kőzetek hullámterjedési sebessége nagyobb, mint a laza, vagy repedezett kőzeteké.

A hullámok terjedési sebessége a kőzetben elsősorban az ásványi összetételtől függ — leginkább attól, hogy milyen mennyiségben vannak a kőzetben maradandó alakváltozást szenvedő ásványok. Ha vannak a kőzetben ilyen ásványok (pl. agyagásványok), akkor a hullámterjedési sebesség kisebb lesz, mint azokban a kőzetekben, amelyek nem tartalmaznak. A hullámok terjedési sebessége függ a szöveti kifejlődéstől is — a hézagterfogat nagyságától és a vázszerkezet jellegétől (ÁDÁM 1987).

Általános tendenciaként elmondható, hogy a porozitás, repedezettség és a hőmérséklet növekedése a hullámterjedési sebesség csökkenését okozza, a nyomás növekedése viszont a hullámterjedési sebességek növekedését idézi elő.

2.4.2. Elemek, kőzetalkotó ásványok hullámterjedési sebessége

Az anizotrop ásványokban a hullámok sebessége irányfüggő. Az ásványok esetében is megfigyelhető, hogy a nyomás növekedésének hatására a sebesség is megnő, míg a növekvő hőmérséklet csökkenő sebességeket eredményez.

Néhány ásvány hullámterjedési sebességeit a 11. táblázat mutatja.

Az ásványok longitudinális hullámsebessége 500–11000 m/s között, míg a transzverzális sebesség 300–7100 m/s között változik. Alacsony sebesség jellemzi a termésfémeket (Au, Pt), nagy sebesség jellemzi az alumíniumszilikát és a vasmentes oxidos ásványokat (topáz, spinel, korund). A legnagyobb sebesség-értéke a gyémántnak van.

11. táblázat: Az ásványok hullámterjedési sebessége (DORTMAN 1976)

ásvány	longitudinális V_p	transzverzális V_s
	sebesség (m/s)	
agyagásványok	500-5000	300-3000
albit	6060	3350
anhidrit	2600-9000	1600-6000
amfiból	7210	3990
augit	7200	4170
biotit	5130	2980
bornit	3800	1700
diopszid	7400-7800	4390
egirin	7230	4060
epidot	7420	4250
galenit	3400-3770	2080
hematit	6700-6950	4320
kalcit	6660	3390

ásvány	longitudinális V_p	transzverzális V_s
	sebesség (m/s)	
kassziterit	6950	3400
korund	9650-11000	7100
kvarc	6030-6250	4110
labradorit	6550	3540
magnetit	7400	4200
molibdenit	3900	1850
moszkovit	5810	3360
oligoklász	6240	3390
olivin	8400	5160
ortoklász	5900	3070
pirit	7900-8050	5050
spinel	9950	5680
wolframit	4200	1800

2.4.3. Kőzetek sebesség-tulajdonságai

Általánosan igaz az, hogy a magmás és metamorf kőzetekben az átlagos hullámterjedési sebesség nagyobb, mint az üledékes kőzeteké, amelyek többnyire laza felépítésűek és agyagosak.

A magmás, metamorf és üledékes kőzetekre egyaránt igaz az a gyakorlati tapasztalat, hogy a kőzetekben, a sűrűség növekedésével nő a rugalmas hullámok terjedési sebessége, ami alapvetően a tömörödéssel — a porozitás csökkenésével — van összefüggésben. Ez első közelítésben, ellentmondásban van az (1, 2, 3, 4) kifejezésekkel — ott a nevezőben szerepel a sűrűség. Figyelembe véve azonban a minimális (1,8 g/cm³-es) és maximális (2,7 g/cm³-es) sűrűséget, a $\sqrt{\sigma}$ értéke 1,34 és 1,64 között változik, azaz konstansnak lehet tekinteni. A kőzetek többségénél a sűrűségről elmondható, hogy a korrall arányosan növekszik, azaz a kőzet egyre tömörebbé válik, így a kőzetek hullámterjedési sebességről is elmondható, hogy a korrall együtt növekszik.

A mágmás és metamorf kőzeteknél a kémiai ásványos összetétel határozza meg döntően a hullámterjedési sebességet (12. táblázat). A legalacsonyabb sebességet a könnyű elemek (Si, K, Na) oxidjai, mint kvarc, káli-földpátok, albit, oligoklász stb. okozzák, míg a nehéz oxidok (Mg, Ca, Fe) részarányának megnövekedése a sebesség növekedésével jár együtt. Összességében, minél bázisosabbak a magmás kőzetek, annál nagyobb a longitudinális hullámterjedés átlagsebessége. A mélységi magmás kőzetekben a hullámsebesség nagyobb, mint a kiömlési lávakőzetekben.

12. táblázat: Néhány kőzet hullámterjedési sebessége és sűrűsége (DOBRINYIN et al.1991, ÁDÁM 1987)

kőzet	longitudinális V_p	transzverzális V_s	sűrűség (g/cm ³)
	átlagsebesség (m/s)		
gránit	5000	3200	2,62
granodiorit	5950	3350	2,67
diorit	6200	3550	2,80
gabbró	6400	3650	2,94
diabáz	6400	3650	3,02
szerpentin	5300	—	2,60
szienit	6150	3250	2,66
andezit	5050	2900	2,71
bazalt	5500	2950	2,81
obszidián	5800	3450	2,33
gneisz	5800	3050	2,62
amfibolit	6800	4200	3,09
dolomit	6200	3400	2,45
mészkő	5100	2600	2,65
márga	2700	1600	—
agyag	2000	—	2,00
homokkő	2800	1400	2,45

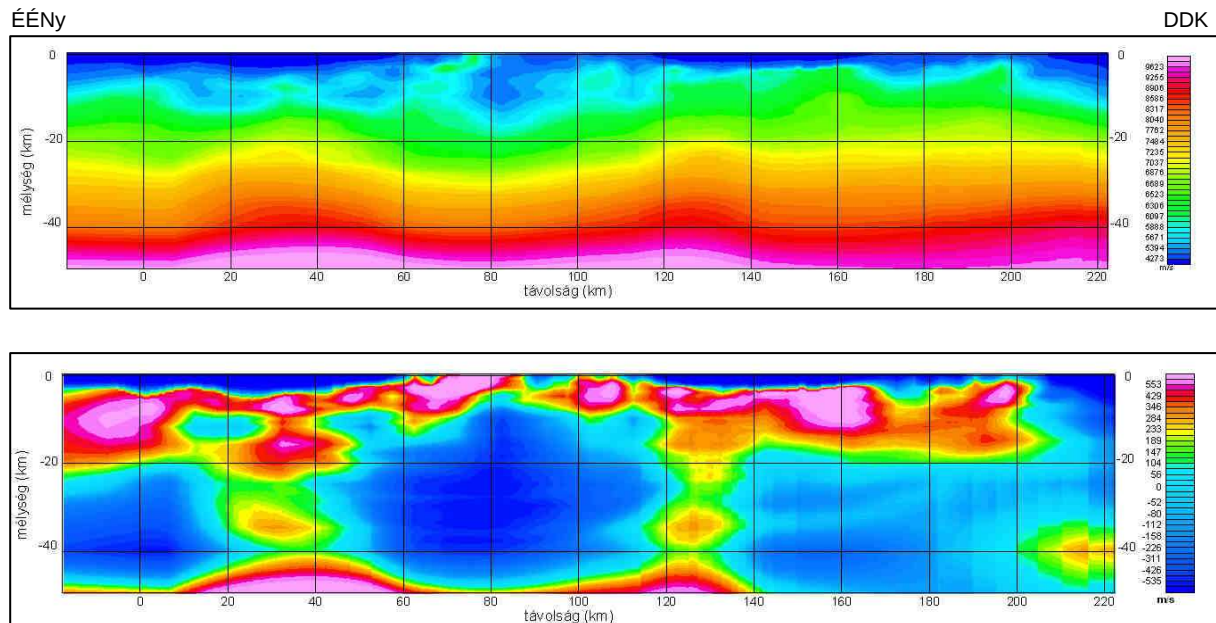
A porózus üledékes kőzetekben két szinten történik a rugalmas hullámterjedés, az egyik a hullámhossz méretű összenyomódás és megnyúlás, a másik a szilárd és folyékony fázisok közötti pórus méretű terjedés.

Általában a vegyi eredetű kőzetek (mészkö, dolomit) rugalmasabbak, mint a törmelékes eredetű (homok, agyag) üledékes kőzetek (12. táblázat). A vegyi eredetű kőzetek általában tömöttek, kristályosak, porozitásuk kicsi, stabil sebesség-paraméterekkel jellemezhetők. A törmelékes üledékek szemcseméretben (ennek következtében porozításban) és kötőanyagukban különböznek egymástól. Minél kisebb a szemcseméret és porozitás, annál nagyobb a sebesség. A laza üledékes kőzetek hullámterjedési sebessége több tényezőtől függ, az egyik legfontosabb tényező a hézagkitöltő folyadék minősége és mennyisége.

2.4.4. A sebesség mélységfüggése

A hullámterjedési sebesség a mélységtől is függ, ami elsősorban a tömörödéssel hozható kapcsolatba. Szinte minden kőzet-típusra igaz az, hogy a mélység növekedésével nő a benne terjedő longitudinális és transzverzális sebesség. Ugyanakkor az agyagtartalom, a repedezettség, a hőmérséklet növekedése csökkenti a sebességet.

Ezeket a jellegzetességeket figyelembe véve, érdemes a sebesség mélységtől függő változását eltávolítva vizsgálni a sebesség-anomáliákat (KISS 2005). Ezek az anomáliák a földtani felépítés megváltozása miatt jelentkező hirtelen sebesség-ugrásokat jelzik. A sebesség-anomáliák szerkezeti eredetűek, vagy jelentős közettani változásokra hívják fel a figyelmet.



4. ábra: Sebesség-eloszlás szelvény (felül) és sebesség-anomália szelvény a CEL-8 mentén (alul)

MÉSZÁROS és ZILAHÍ-SEBESS (2001) gyakorlati mélyfúrás-geofizikai tapasztalatok alapján a magyarországi vastag üledékekre megállapították, hogy a v sebesség mélységi függése — ugyanúgy, mint a sűrűség esetében — a következő képlettel írható le:

$$v = a - b e^{(-cz)} \quad (12)$$

ahol a — az üledékek maximális sebessége (országos szinten $a = 5000$ m/s),
 b — a felszínre extrapolálás paramétere (országos szinten $b = 3610$),
 c — a növekedés mértékét jellemző paraméter ($c = 0,00042$),
 z — a mélység.

2.4.5. Kapcsolat más fizikai paraméterekkel

Több szerző is kutatta a sebesség és a sűrűség közötti összefüggést. Az eredmények alapján alapvetően két esetről kell beszélni, az első a törmelékeny üledékes kőzetek sebesség-sűrűség összefüggése (pl. GARDNER et al. 1974), a másik, a kristályos kőzetek sebesség-sűrűség összefüggése (pl. SOBOLEV és BABEYKO 1994). A sűrűség vizsgálata azért is érdekes, mivel a reflexiós szeizmikus mérések esetében a reflexiós koefficiens mértékét a sebesség és a sűrűség együttesen határozza meg.

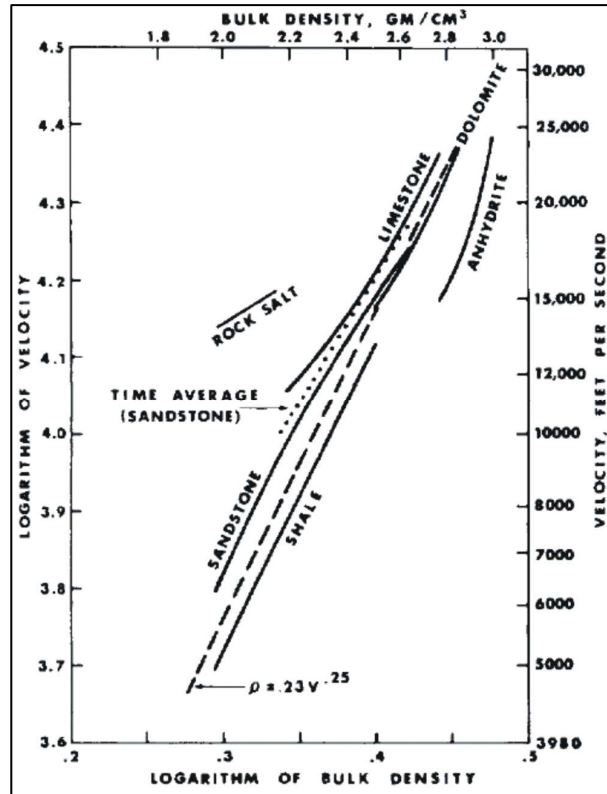
GARDNER-FÉLE SEBESSÉG-SŰRŰSÉG ÖSSZEFÜGGÉS ÜLEDÉKES KŐZETEKRE

GARDNER et al. (1974) szerint gyakorlati összefüggések azt mutatják, hogy az üledékes kőzetek túlnyomó többségére a longitudinális hullámsebesség és a sűrűség között az 5. ábra alapján egy egyszerű szisztematikus összefüggés adható meg.

Az összefüggés a következő:

$$\sigma = a \cdot v^{0,25} \quad (13)$$

ahol $a = 0,31$ amikor a v mértékegysége m/s ($a = 0,23$ ha a v ft/s-ban van),
Kisebb korrekcióval — az evaporitok kivételével — minden tengerben képződött üledékre alkalmazható.



5. ábra: Az üledékes kőzetek sebesség-sűrűség grafikonja (GARDNER et al. 1974)

SOBOLEV-BABEYKO SEBESSÉG-SŰRŰSÉG ÖSSZEFÜGGÉS KRISTÁLYOS KŐZETEKRE

Az eljárás lehetővé teszi, hogy a longitudinális hullámsebesség alapján — a nyomás és hőmérséklet függvényeként — meghatározzuk a sűrűség értékét kristályos kőzetek (6050–7800 m/s sebességintervallum) esetében. Mindez három lépésben valósítható meg:

A) A mélybeli (insitu) sebesség átszámítása felszíni sebességgé (normál felszíni nyomásra — $P_o = 0,1$ MPa és hőmérsékletre — $T_o = 25$ °C).

$$v_{Po} = v_p - (GVP \times P) - (GVT \times (T - T_o)) \quad (14)$$

$$\text{ahol} \quad GVP = \frac{\partial V_p}{\partial P} = 0,12 \frac{\text{km/s}}{\text{GPa}}$$

$$GVT = \frac{\partial V_p}{\partial T} = -4,5 \times 10^{-4} \frac{\text{km/s}}{^\circ\text{C}}$$

P — nyomás az adott mélységben (lásd később)

T — hőmérséklet az adott mélységben (lásd később)

B) A sűrűség kiszámítása normál kondíciók mellett. A különböző intervallum sebességek esetén különböző képletet kell alkalmazni.

$$6050\text{--}6950 \text{ m/s között} \quad \sigma_o = 0,446 v_{Po} - 0,074 \quad (15)$$

$$6950\text{--}7800 \text{ m/s között} \quad \sigma_o = 0,487 v_{Po} - 0,359 \quad (16)$$

C) A felszíni sűrűség átszámítása az adott mélységbeli sűrűséggé.

$$\sigma_P = \sigma_o + (GSP \times P) + (GST \times (T - T_o)) \quad (17)$$

$$\text{ahol} \quad GSP = \frac{\partial \sigma}{\partial P} = 0,05 \frac{\text{g/cm}^3}{\text{GPa}}$$

$$GST = \frac{\partial \sigma}{\partial T} = -90 \frac{\text{g/cm}^3}{^\circ\text{C}}$$

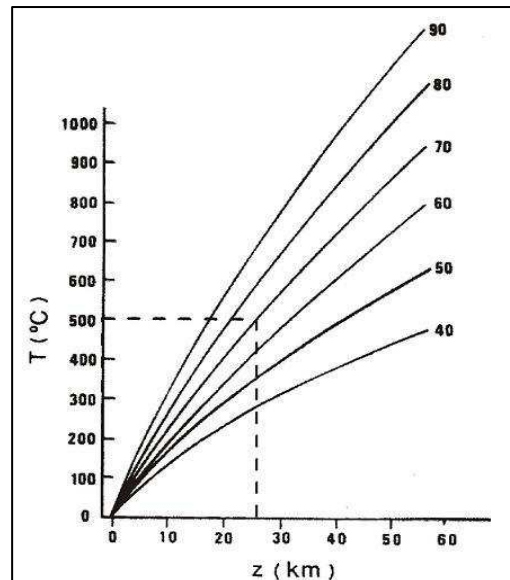
A nyomás és hőmérséklet kapcsolata

A valódi hőmérsékletet csak fúrásból lehetne megtudni, de többnyire nincs fúrásból hőmérséklet adat. A felszíni hőáram-sűrűség alapján meghatározható a mélységbeli hőmérséklet várható értéke (6. ábra). RANALLI (1997) ábrája alapján kontinentális területekre különböző mélységekben meghatározható a felszíni hőáram-sűrűség alapján a valódi hőmérséklet.

A mélybeli nyomásértékek (P) meghatározása egyszerű, a következő képlet segítségével:

$$P = P_o + \frac{\partial P}{\partial z} z = 0,1 + \frac{1,1}{40} z \quad (18)$$

ahol z mélység m-ben, a P nyomás kPa-ban értendő.



6. ábra: A hőmérséklet és a mélység függése különböző hőáram-sűrűségek esetén (RANALLI 1997)

2.5. Konklúzió

A kőzetfizikai vizsgálatokkal azt kívántam érzékeltetni, hogy a kőzetek fizikai paraméterei között — és ebből adódóan a mért geofizikai anomáliák között is — nagyon sok kapcsolat van.

Fontos része a kőzetfizikai elemzésnek a fizikai paraméterek mélységi függésének vizsgálata, mert szinte mindegyik paraméter esetében kimutatható ez a jelenség. A laza kőzetek tömörödése, a nyomás és hőmérséklet hatására bekövetkező változások a nagy mélységű geofizikai kutatások esetében nem hagyhatók figyelmen kívül. A földtani környezet megközelítése konstans paraméterekkel csak egy — a hiányos tudásunkból származó — kényszer vagy egyszerűsítés a geofizikai adatfeldolgozások során.

A kőzetfizikai paraméterek közötti kapcsolatokat és azok mélységtől való függését az elméletből ismerjük, de a gyakorlatban nem mindig használjuk fel (illetve vesszük figyelembe).

Számtalan példát ismerünk valamennyien, amikor egy adott geofizikai módszert — a többi módszer rovására — túlzott mértékben, mindenféle földtani feladat megoldására használnak. Az eredmény olyan mérési adatsor, amiből egy ügyes kiértékelő „bármit” ki tud hozni, mert a mérés nem képes az adott feladatot önállóan megoldani.

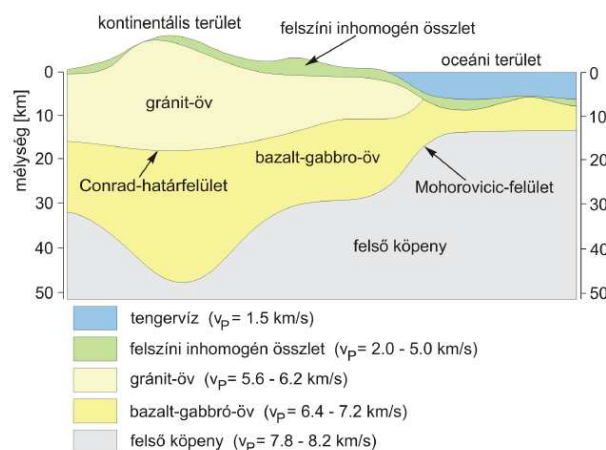
Az eltérő fizikai paraméterek vizsgálata, a komplex megközelítés lehetővé teszi a pontosabb és teljesebb feladat-megoldást, felhívja a figyelmet a fizikai paraméterek analógiájára, és rákényszerítik a kiértékelőt, hogy az eltérő tendenciák okát is keresse, határozza meg. Egy adott mérés kiugró értékei vagy szélsőséges paraméterei a másik kőzetfizikai paraméter megváltozását jelezhetik. Az azonos tendenciák a helyes értelmezésre, az eltérések olyan inhomogenitásokra hívják fel a figyelmet, amelyeket esetenként észre sem vennénk.

3. Információk a földkéreg felépítéséről

Vizsgálatom tárgya a kőzeteken túl a nagyobb környezet, a földkéreg megismerése. A litoszféra-kutató szeizmikus mérési adatok kéregszerkezeti vizsgálatához célszerű volt az eddig felhalmozott „általános” információkat valamilyen szinten összegezni. Ez elsősorban azoknak az ismereteknek a rendszerezését jelenti, amelyek a földkéregről eddig felgyülemlettek és publikációban könnyen elérhető formában megjelentek.

3.1. A földkéreg felépítése — általános ismeretek

A litoszféra Föld legkülső, merev kőzetburka. A földkéreg és a földköpeny legfelső részét foglalja magába. A földkéreg már régóta az emberiség vizsgálatának tárgya; így ez a Föld legismertebb része. A földkéreg távolról sem tekinthető homogénnek, azonban a felépítésére mégis jellemző néhány szabályszerűség (7. ábra). Földkéreg a felszín és a MOHO-diszkontinuitás között helyezkedik el. MOHOROVICIC horvát geofizikus jelezte 1909-ben, hogy a Balkán félsziget alatt, kb. 50 km-es mélységben, egy olyan határfelület húzódik, amely alatt ugrásszerű sebességnövekedés tapasztalható. A későbbi szeizmológiai vizsgálatok bebizonyították, hogy ez a felület szinte az egész Földön megtalálható, átlagos mélysége 33 km, és a felfedezőjéről MOHOROVICIC-felületnek (rövidítve „MOHO”-nak) nevezték el. Ez egy elsőrendű határfelület, és ez tekinthető a földkéreg alsó határának, a kéreg és a földköpeny határfelületének.



7. ábra: A földkéreg szerkezete óceánok és kontinensek alatt (VÖLGYESI 2002)

A földkéreg alsó határát jelentő Mohorovicic-diszkontinuitásnak a felszíntől számított átlagos mélysége 33 km, de a kéregvastagság kb. 10 és 70 km között változik. A kéreg vastagsága nem öletszerűen, hanem szigorú szabályszerűséget követve változik. Szoros korreláció tapasztalható például a kéreg vastagsága és a Föld felszíni topográfiája között. Más a kéreg vastagsága és szerkezete a kontinensek és más az óceánok alatt.

A földkéreg vastagságát az izosztázia, az össztömeg-egyensúly szabályozza. Az Airy-féle izosztatikus modell szerint ugyanis a Föld szilárd kérgé, az alatta levő, nagyobb sűrűségű felső köpeny anyagában közelítőleg úszási egyensúly állapotában van. Ez azt jelenti, hogy a kéreg különböző magasságú egységei addig merülnek a köpeny viszkózusabb anyagába, amíg a rájuk ható felhajtó erő egyenlő nem lesz a súlyukkal. Ennek megfelelően a kontinentális területeken a magasabb hegységek alatt a kéreg vastagsága elérheti a 40–80 km értéket, ugyanakkor az óceánok alatti kéreg vastagsága alig 5–10 km.

Természetesen a Föld kérge nincs mindenütt izosztatikus egyensúlyi állapotban, de ezeken a területeken a függőleges földkéregmozgások többnyire az egyensúlyi állapot elérése felé irányulnak. Időbeli késések természetesen tapasztalhatók, mivel a tektonika okozta gyors változásokat egy lassú, plasztikus folyamatnak kell kiegyenlíteni. E mozgást feltételezhetően az asztenoszféra áramlásai határozzák meg.

A földkéreg finomszerkezetének tanulmányozását a modern szeizmikus módszerek és műszerek megjelenése tette lehetővé. A legjelentősebb felfedezés az volt, hogy a kontinentális területek alatt a földkéreg tovább osztható, egy meglehetősen éles szeizmikus határfelülettel. Az erre vonatkozó vizsgálatokat elsőként CONRAD végezte. JEFFREYS ezeket tovább finomította és megállapította, hogy a CONRAD-féle határfelület a felszín alatt általában 5-20 km-es (átlagosan 15 km-es) mélységben található. Igen érdekes, hogy a CONRAD-féle határfelület kizárólag a kontinentális területek alatti kéregben mutatható ki, és a MOHO-felülethez hasonlóan, általában ez is ellentétes értelemben követi a felszíni domborzatot.

A CONRAD-diszkontinuitás egy másodrendű határfelület. Csak a kontinentális kéregben található, ez választja el a kontinentális felső kérget a kontinentális alsó kéregtől. Nincs meg mindenhol, s nem összefüggő. Ahol kimutatható, ott átlagosan 15-17 km-es mélységben van. A CONRAD-féle felület a geológusok szerint a gránit-öv és a bazalt-gabbro-öv közötti határvonalat jelenti. Kb. 6300–6400 m/s hullámsebesség elérésénél húzható meg, s figyelemre méltó, hogy ez a határfelület sok esetben a Curie-hőmérséklet mélységtartományában van.

A földkéreg általános vizsgálatát és az átlagos sebesség paraméterek és sűrűségek meghatározását CHRISTENSEN és MOONEY (1995) ismertették tanulmányukban. A földkéreg átlagos paramétereit a 13. táblázat mutatja.

13. táblázat: A földkéreg átlagos paraméterei amerikai, magyar és orosz forrásmű alapján

Szint	Üledékek	Conrad-diszkontinuitás	Moho-diszkontinuitás	Köpeny	Hivatkozás
Sebesség (m/s)	Max. 5000	6400	7600	8090	CHRISTENSEN és MOONEY (1995)
	Max. 5000	6300	7500	8000	VÖLGYESI (2002)
Sűrűség (g/cm ³)	2,40	2,70	2,90	3,30	KABAN (2001)
	2,45	2,70	2,90	3,35	

A földkéreg legfontosabb jellemzőit a szeizmikus mérésekből, és a sebesség-mélység összefüggésekből ismerték meg. A szeizmikus hullámsebességet a törések, a kőzetek deformációja alapvetően befolyásolja.

A deformációt leginkább a nyomás (feszültség) és a hőmérséklet viszonyok határozzák meg. A nyomás eredete háromféle lehet:

- a kőzetrétegek súlyából adódó litosztatikus- vagy hidrosztatikus nyomás (átlag: 22,6 kPa/m) irányítatlan;
- a tektonikai hatásra kialakult irányított, vagy stressz nyomás;
- a rendszerben előforduló illók hatására kialakult gőz- vagy fluid nyomás.

NYIKOLAJEVSKIJ (2001) szerint a kőzetek deformációja a mélységben függőleges (litosztatikus és hidrosztatikus) és vízszintes (kompressziós) kőzetnyomással (feszültséggel) van összefüggésben. Általánosan feltételezi, hogy a vízszintes (tektonika okozta) feszültség sokkal gyorsabban nő a mélységgel, mint a függőleges irányú (litosztatikus és/vagy hidrosztatikus) kőzetnyomás.

A törések, amelyek kataklasztikusan feldarabolódott anyaggal töltődnek fel, a domináns horizontális nyomás hatására a kéreg középső részében vízszintesen elfekszenek, és szerinte ezek gyökérszónái adják azt az ugrásszerű határvonalat, amelyet CONRAD-felületként ismerünk.

Itt a törések, repedések mentén a kőzetek sűrűsödési ereje már meghaladja a masszív kőzetek törékenységi határértékét, s emiatt a törésvonalak mentén egymáshoz feszülő kőzetek folyamatos felaprózódása figyelhető meg, a kialakuló felaprózódott anyagot kataklazitnak nevezzük. Minden egyes tektonikai mozgás tovább őrli a beléje kerülő anyagot, dilatációs üregek keletkeznek, aminek következtében a tektonikai vonalak hidraulikai csatornákká válnak. Az alsó kéregben törések kimutatása gyakorlatilag lehetetlen, mivel itt már a kataklasztikus kőzetfolyás zónájában vagyunk. A törések hatása legközelebb a MOHO szintjén jelenik meg, de itt már a kristályrács deformációiban nyilvánul meg (NYIKOLAJEVSKIJ 2001).

A CELEBRATION szeizmikus szelvények vizsgálata során a földkéreg felépítését és szerkezetét kutatjuk. Ehhez, a szeizmikus értelmezések során alkalmazhatjuk a CONRAD- és MOHO-szintekre meghatározott átlagos sebességeket (13. táblázat) és kijelölhetjük, hogy hol vannak ezek a szintek. Az átlagos kéregmodell sebességparaméterei alapján a földkéreg felépítését kapjuk vissza a szelvényeken (meg kell említeni, hogy ezeken a sebesség-szelvényeken sem a CONRAD-, sem a MOHO-szint nem jelentkezik éles sebességugrással, ami az alkalmazott feldolgozásból — a ZELT–SMITH-féle inverziós eljárásból — adódik). A többi geofizikai módszer esetében inkább csak a szintek ellenőrzésére van lehetőség — pl. a MOHO-szint gravitációs modellezéssel, vagy a CONRAD-szint mágneses vagy elektromágneses modellezéssel.

A felső kéreg további vizsgálata szempontjából a Kárpát-medencében különös jelentősége van a kristályos medencealjzat mélységének, ami a törmelékes medenceüledékek mélységi határát jelenti. Nemcsak a szeizmikus, vagy magnetotellurikus mélyszondázásokból, de a gravitációs adatokból is meghatározhatjuk ezt a mélységét, illetve a medencealjzat felszínét. A másik fontos kérdés a felső kéregbeli szerkezeti zónák és tektonikai vonalak kimutatása, amit szintén geofizikára támaszkodva végezhetünk el legteljesebben. A földtörténeti múltban aktív szerkezeti zónák mentén magmás tevékenység tette változatossá a kéreg felépítését, amire sok esetben nemcsak a mágneses anomáliák alapján következtethetünk. A földkéreg vizsgálatát a 5.1.1.2. és a 5.1.2.2. fejezetekben ismertetem részletesen.

4. Gravitációs és mágneses feldolgozások

Ebben a fejezetben ismertetem az általam használt adatelőkészítési és adatfeldolgozási lépéseket és eljárásokat. Ezek, noha teljesen szabványosnak tűnnek, eddig a hazai kutatásban nem terjedtek el széles körben, így érdemes kitérni rájuk, és részletesen bemutatni őket. Ez a fejezet tehát egy feldolgozási módszertani ismertető. A térképi feldolgozások eredményeit itt, a feldolgozási módszereknél mutatom be. A szelvénymenti feldolgozások eredményeit a következő, 5. fejezetben ismertetem, valamivel részletesebben. *A továbbiakban dőlt betűvel jelzem a feldolgozáshoz kapcsolódó, vagy az értelmezéssel összefüggő magyarázatokat.*

4.1. Előfeldolgozás

A földtani kutatásban általában egy kisebb tájegység mágneses/gravitációs terét vizsgáljuk (szerves része a Föld mágneses/gravitációs terének), amit a terület földtani képződményeinek fizikai jellemzői és a hatók geometriája, térbeli helyzete határoz meg. A méréseknél ki kell szűrni a Föld globális terét, valamint azokat a rövid idejű változásokat, amelyek nem a földtani felépítésből adódnak, hanem — mágneses tér esetében — pl. a naptevékenységből erednek. Természetesen a lokális (rendszerint kis hullámhosszúságú) mesterséges hatások — zajok — is kiszűrendőek.

Ezeket a feldolgozásokat, a méréstől az anomália térkép előállításáig szinte minden geofizikai szakkönyv részletesen ismerteti (pl. MESKÓ 1989, MIRONOV 1980). Eddigi szakmai tapasztalatom azonban azt mutatja, hogy ezen túl is vannak olyan lépések az adatok előfeldolgozásában, amelyekkel foglalkozni kell.

A különböző korú geofizikai mérések adatfeldolgozásai nem voltak egységesek, hanem időközben változtak, módosultak. A változás oka leginkább a technikai fejlődéssel magyarázható és a globális tér egyre pontosabb meghatározásából, a feldolgozások finomodásából és a műszerek fejlődéséből adódtak.

A mágneses felméréseknél kezdetben a Föld mágneses terének vertikális komponensét (ΔZ), majd a horizontális komponensét (ΔH) is mérték — főleg kompenzációs elven működő, relatív magnetométerekkel, ezért van „delta” jel a Z és a H előtt. A mérések regionális, és lokális jelleggel is folytak, eltérő kompenzáció, azaz eltérő relatív alapszint mellett. Sok esetben nincsenek meg az eredeti mérési jegyzőkönyvek a durva kompenzációs állás értékeivel. Az adatok összedolgozása — a kis területek méréseinek behelyezése az országos egységesített adatbázisba, az azonos szintre emelés és az azonos normál tér korrekció alkalmazása, így utólag elvégezve — nem egyszerű feladat.

Manapság a legnagyobb térerősség amplitúdóját, azaz az abszolút tér (T) értékét mérjük abszolút magnetométerekkel. Rögtön adódik a probléma, a különböző mágneses térkomponensek átszámítása, és az eredmények beillesztése a mérési adatok egységes országos rendszerébe. Ehhez a különböző térkomponenseket egységesíteni kell, azaz átszámítani az egyiket a másikba. Ez a transzformáció csak akkor végezhető el, ha feltételezzük, hogy kizárólag az indukált mágnesezettség hatása van jelen, ebben az esetben érvényes a következő összefüggés, ahol I a normál mágneses tér inklinációja:

$$H = T \cos I \quad (19)$$

$$Z = T \sin I \quad (20)$$

A magyarországi térképező mágneses mérések során a mért terület átlagos térértékéhez viszonyított ún. relatív mérések történtek kompenzációs elven működő magnetométerekkel. Így ezekről a mérésekről nincs abszolút mágneses mérési adatunk, csak relatív. A mérések — mivel kisebb részterületekre korlátozódtak — területileg nem kapcsolódtak egymáshoz, így feldolgozásuknál nem ütköztek bele az egységesítés problémájába. Egyedül a 60-as évek országos földi ΔZ mérései esetében történtek meg egységesen az azonos szintre számítások, egy 300 pontból meghatározott felület alkalmazásával — Barta-féle normál tér számítás (BARTA 1952).

A mágneses ΔZ adatok észlelésekor mindig a vertikális irányú mágneses komponenszt mérték. A ΔH esetében a mérés iránya a mágneses észak iránya volt. Noha az anomális mágneses komponens tetszőleges irányú lehet, a normál tér iránya minden esetben dominál, mivel a normál térerő amplitúdója (Z_o , H_o) egy-két nagyságrenddel meghaladja az anomális komponens (Z_a , H_a) amplitúdóját, azaz $Z_o \gg Z_a$, és $H_o \gg H_a$.

Néhány terület adatrendszerében a vertikális összetevő (ΔZ) mellett a horizontális összetevő (ΔH) adatai is rendelkezésre állnak. A ΔT , vagy T_a összetevő a ΔZ és ΔH adatokból számolható, mivel a vertikális és a horizontális összetevő esetében az amplitúdó mellett az irány is ismert, így az anomália vektor teljes egészében ismert, jelölésére a Z_a és H_a vektorokat használhatjuk.

$$T_a = \sqrt{Z_a^2 + H_a^2} \quad (21)$$

$$T_a = T - T_o \quad Z_a = Z - Z_o \quad H_a = H - H_o \quad (22)$$

$$\Delta T = T - T_o \quad \Delta Z = Z - Z_o \quad \Delta H = H - H_o \quad (23)$$

$$\Delta T = \sqrt{\Delta Z^2 + \Delta H^2} \quad (24)$$

vektoros (22) illetve skalár (23) formában mivel $T_o \gg T_a$

Ha feltételezzük, hogy az anomális mágneses tér egy háromdimenziós hatótól származik, akkor az anomális ΔT komponens értéke a mért Z_a és H_a értékekből viszonylag kis hibával számítható (LOGACSOV és ZAHAROV 1979):

$$\Delta T = Z_a \sin I + H_a \cos I \cos A_o \quad (25)$$

ahol I — a normál tér inklinációja;

A_o — a H_a és a H_o vektorok által bezárt szög.

A térkomponensek transzformálásához — indukált mágnesezettség esetén — elegendő a mágneses mennyiségek (Z , H , T , D és I) közül hármat ismerni, az összes többi ezután már számítható, lásd (19, 20) összefüggések! A digitális adatfeldolgozás során az ismert remanens mágnesezettség figyelembe vétele sem okoz problémát.

A gravitációs mérések esetében is főleg a mérőeszközök változásából adódtak az adatfeldolgozás problémái. A gravitációs mérések a kezdettől fogva szigorú normák szerint történtek, ennek ellenére kisebb eltérések adódtak. Mások a graviméterek, más a mérőtömeg magassága, és a különböző idejű méréseknél eltérő pontosságú a helyszínelés, a szintezés, és más a vonatkoztatási magassági rendszer, és ebből adódóan némileg eltérőek a korrekció-számítások — az 50-es évektől egészen napjainkig. Időközben

megváltozott a referencia rendszer is (CASSINIS — HELMERT — IGR71), és az MGH-50⁴ rendszerből MGH-80, majd MGH-2000 lett, pontosítva mindig a Föld gravitációs terének viszonyítási szintjét, alkalmazkodva a nemzetközi, pl. Európai Unió szabványokhoz. A fennmaradt archív mérési dokumentáció határozza meg, hogy mennyire lehet a mérési körülményeket rekonstruálni, illetve a hibákat utólag korrigálni.

A földtani kutatásban hagyományosan az MGH-50 adatrendszert (Potsdami alapszint, Adriai magasság és Cassinis-féle normál tér) használjuk, a terepi pontmérések ehhez a vonatkoztatási rendszerhez (alaphálózathoz) lettek bekötve. A lehető legpontosabb földtani kiértékeléshez a lehető legtöbb, és „egységes szintre” hozott mérési adatot kell használni. Elvileg megvan a lehetősége az MGH-80 vagy az MGH-2000 használatának, mivel a rendszerek közötti transzformációs képlet (26, 27) rendelkezésre áll (CSAPÓ, 2000).

$$g_p^{MGH-80} = g_p^{MGH-50} - \Delta g^{MGH} \quad (26)$$

ahol

$$\begin{aligned} \Delta g^{MGH} = & 1334,623 - 2,615 \Delta\varphi - 0,871 \Delta\lambda + 0,884759 \Delta\varphi\Delta\lambda + \\ & + 6,476951 \Delta\varphi^2 + 0,206357 \Delta\lambda^2 + 1,991854 \Delta\varphi^3 - \\ & - 0,05153 \Delta\lambda^3 - 0,345641 \Delta\varphi\Delta\lambda^2 - 0,567867 \Delta\varphi^2\Delta\lambda \end{aligned} \quad (27)$$

ahol

$$\Delta\varphi = \varphi - 47,833^\circ$$

$$\Delta\lambda = \lambda - 16,000^\circ$$

4.1.1. Térképi alapadatok (alaptérképek)

A geofizikai mérések alapvetően pontszerű mérések, az előfeldolgozásokat is a pontszerű mérési adatokon végezzük. A geofizikai mérések és a mérési adatok előfeldolgozásának első eredménye a geofizikai alaptérkép (vagy paramétertérkép) és a geofizikai alapszelvény. Az egyedileg mért mérési pontok vonalakká, térképekké állnak össze. Minden mérési pontra szükség van, és a cél az, hogy minden pontot felhasználjunk a geofizikai paramétertérképek megszerkesztésekor.

Geofizikai paramétertérkép: a mesterséges és természetes erőtereknek, a Föld különböző mélységében kimutatható fizikai paramétereknek érték szerinti történő leképezése, adott szabványban előírt követelmények szerint. Ez a paramétertérkép tartalmazza a tájékozódáshoz szükséges térképészetben alkalmazott síkrajzi elemeket is.

A szelvénymenti vizsgálatoknál a közel egyenes nyomvonalra általában nagyon kevés archív mérési adat esik. Többnyire nem áll rendelkezésre sűrű szelvénymenti felmérés, így a modellezéshez felhasznált erőter-geofizikai adatokat a szabályos, vagy kevésbé szabályos hálózatban lement, interpolálással előállított rácsból vágtam ki, azaz egy háromdimenziós felületet és egy függőleges sík metszéspontját képeztem — ez elvileg olyan adatokat eredményez, mintha a vonal mentén mértünk volna — és ezt az adatrendszert használok a további feldolgozásokhoz.

Amint már utaltam rá, a szelvénymenti adatfeldolgozások előtt célszerű a paramétertérképet szemügyre venni. Ez az erőter-geofizikai adatok esetében a háromdimenziós hatások

⁴ MGH-50 — Magyar Gravitációs Hálózat 1950.

figyelembevétele miatt fontos. Ha a szelvény egy lokális anomália peremén megy keresztül, akkor nem érdemes energiát pazarolni a ható modellezésére, vagy ha igen, akkor figyelembe kell venni, hogy a ható a szelvény nyomvonalán kívül van. Ilyen módon, már a térképi adatok vizsgálata segíthet minket a szelvénymenti feldolgozásokban.

Vannak olyan feldolgozási eljárások, amelyek segítségével a térképi adatrendszerekből a hatók széleit, peremeit ki lehet mutatni (a 4.2.3.3. fejezetben mutatok rá példát). Ezek a hatóperem meghatározások is lehetnek kétdimenziósak (horizontális gradiens módszer) és háromdimenziósak (Euler-féle). A háromdimenziós (3D) Euler-dekonvolúció megoldásai a területi (x, y) koordináták mellett mélységi információt is adnak.

A képfeldolgozási, szűrési eljárások alkalmazásával (4.2.2. fejezet) a főbb trendek és tendenciák is kimutathatók, amelyek az optimális szelvényirány kiválasztásában — a kiválasztott irány ellenőrzésében — lehetnek segítségünkre, például további geofizikai mérések tervezésekor. Létezhetnek más geofizikai adatok is, amelyek lefedik a szelvény nyomvonalát, s amelyeket a cél — minél pontosabb földtani értelmezés — érdekében érdemes felhasználni, erről a 5.1. fejezetben olvashatunk majd.

4.1.2. Szelvénymenti alapadatok (alapszelvények)

A szeizmikus mérés nyomvonala (pl. a geofonokat összekötő vonal) mentén az erőter-geofizikai térképekből kivágott adatrendszer lesz a szelvénymenti feldolgozások alap adatrendszere. Ezeket a nem azonos mintavételközű adatokat „spline” interpolációval egyenközűvé alakítom át, azaz újra mintavételezem (néhány feldolgozási eljárás igényli az azonos ponttávolságot), és így jelenítem meg, illetve ezeken végzem el a szelvénymenti feldolgozásokat és az automatikus, félautomatikus hatókijelöléseket, mélység-meghatározásokat.

A feldolgozás során a szelvénymenti adatokat ezen túl is átalakítom, ritkítom az adatrendszert a regionális hatók kimutatásához, vagy éppen sűríttem az adatrendszert interpolálással a részletesebb ható leképezés céljából. A feldolgozások során az anomáliákat különböző szintekre számítottam át, s az így kapott adatrendszereken is elvégeztem a hatókijelöléseket, kiemelve a lokális és regionális hatókat.

A munkám során a szakirodalom által javasolt általános, gravitációs és mágneses feldolgozási módszertant alkalmaztam, amelynek egyes lépéseit a következő alfejezetben mutatom be.

4.2. A geofizikai feldolgozás és kiértékelés lépései

COWAN D. R. és COWAN S. (1981) szerint a mágneses adatok feldolgozása hagyományosan a következő fázisokból tevődik össze:

- *minőségi kiértékelés;*
- *adat-feldolgozás*
- *menyiségi kiértékelés.*

Ezek a feldolgozási fázisok azonban általános érvényűek, és kiterjeszthetők például a gravitációs adatok feldolgozására is. A továbbiakban ezeket a feldolgozási fázisokat ismertetem.

4.2.1. Minőségi kiértékelés

Az erőter-geofizikai térképek jellegzetességei alapján a főbb egységeknek és szerkezeti vonalaknak a kijelölése.

4.2.1.1. Elsődleges megállapítások, értelmezések

Vizuális úton az anomáliatér jellegzetességeinek kijelölése, mint pl. a főbb anomáliák, anomália-vonulatok kijelölése, az anomáliák jellege alapján eltérő területek lehatárolása (jelfrekvencia, texturális jellegzetességek vagy akár az amplitúdók alapján). A meglévő földtani ismeretek alapján elsődleges értelmezések is elvégezhetők ebben a fázisban.

Ebben a stádiumban az anomáliák jellege és az előzetes földtani információk (elsősorban geometriai információ) alapján kijelölhető a normál és reverz (remanens) mágnesezettség, valamint esetenként a véges vagy végtelen mélységi kiterjedésű mágneses hatók jelenléte is. Az anomáliák elhelyezkedése és jellege alapján eltérő blokkokat határolhatunk le.

A Dunántúl mágneses térképén (8. ábra) például 4 fő blokkot lehet kijelölni. A blokkok határvonalait az azonos típusú anomáliák körvonalazásával önkényesen, a mágneses anomáliák alapján jelöltem ki (9. ábra). A négy blokk sorban a következő:

- A. Regionális, részben összefüggő mágneses anomáliák — Alpokalja blokk;
- B. Felszínközeli, lokális folt-szerű mágneses anomáliák — Középhegységi blokk;
- C. Hosszan nyomon követhető, főleg vonalas anomáliák — Köztes blokk;
- D. Ívelt vonalas mágneses anomáliák gyűrt szerkezetektől — Dél-dunántúli blokk.

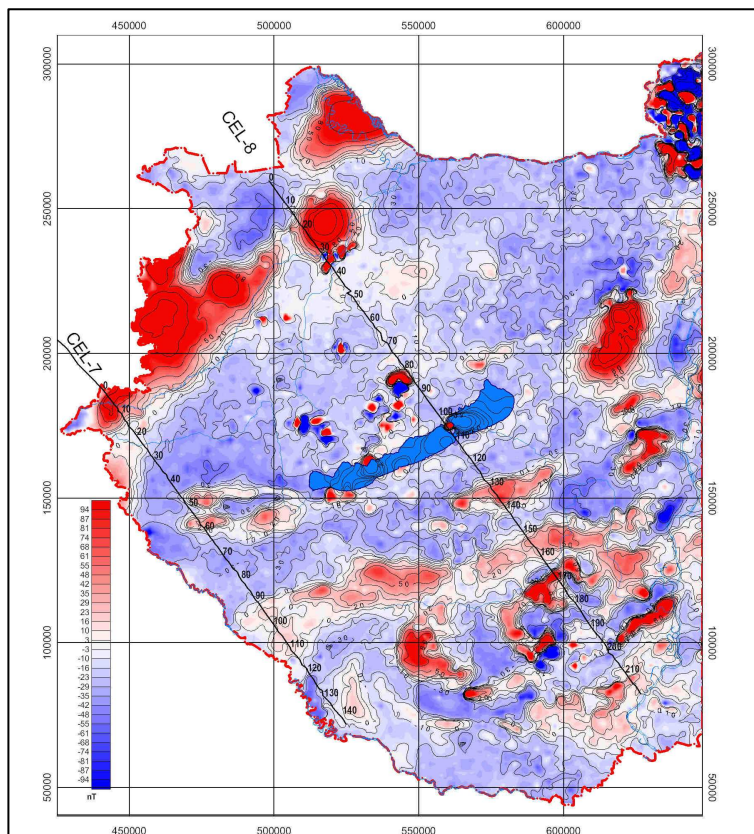
Az A, B, C és D blokkok a jellegzetes mágneses anomáliakép azonossága, és eltérése alapján születtek. Természetesen más felosztás is elképzelhető, és az ilyen értelmezések meglehetősen szubjektívek, terület- és lépték-függőek. Érdemes tehát leírni a kijelölés alapjául szolgáló jellegzetességeket:

1. Regionális részben összefüggő mágneses anomáliák — Alpokalja blokk

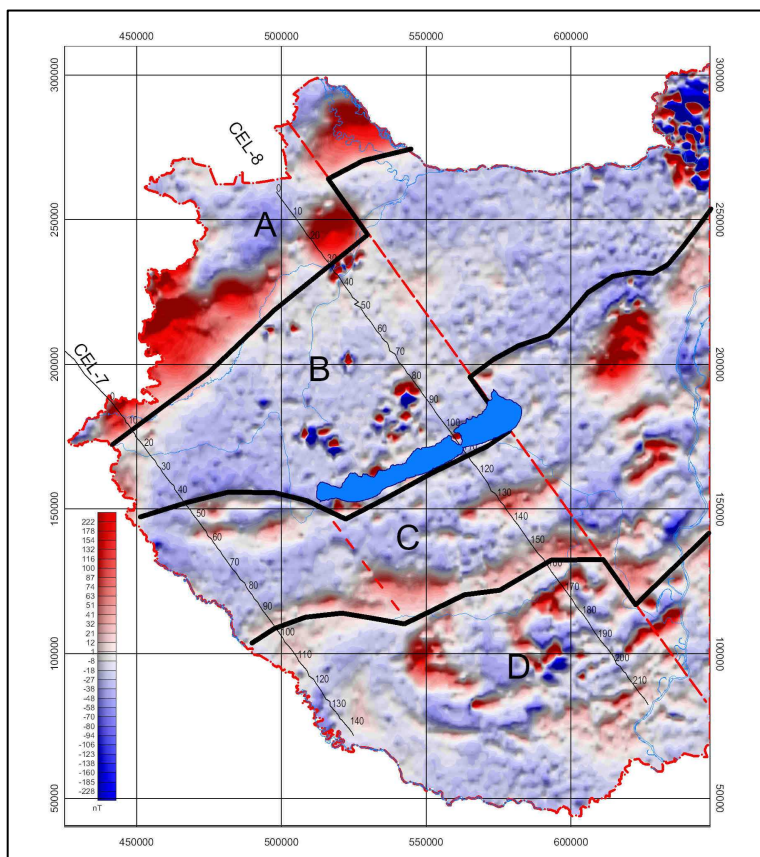
Több izometrikus formájú, nagy hullámhosszúságú ható, amely sorba rendeződve jelentkezik $\{-50 \div +400\}$ nT nagyságrendű és 20–50 km hullámhosszúságú mágneses anomáliák alkotják. A mágneses hatók földtani ismereteink alapján valószínűleg bázisos metamorfitok, metavulkanitok pl. zöldpalák, serpentinitiek. A spektrális mélységbecslések alapján a nagytömegű egyedi maximumokat okozó hatók mélysége 5–8 km, egy-két extrémum jellemzi őket, azaz a mágneses ható alja nem érződik. Az anomáliák csapásirányaként az ÉK–DNy-i irány jelentkezik. Ez a blokk a földtani nagyszerkezeti besorolás szerint az Ausztrálpai-egységnek felel meg.

2. Felszínközeli lokális folt-szerű mágneses anomáliák — Középhegységi blokk

Kis kiterjedésű mágneses hatók. $\{-1000 \div +1500\}$ nT nagyságrendű és <5 km hullámhosszúságú mágneses anomáliák alkotják. A mágneses hatók a felszínen is megtalálható, felső pannon bazaltokkal (vulkáni tanúhegyek) jól azonosíthatók. Az erős mágneses anomália a bázisos összetétel mellett a felszíni kipreparálódásnak is köszönhető, a maximumokat körülvevő minimumok véges vastagságot jeleznek, azaz a mágneses hatók alsó pereme az esetek többségében érezhető, még akkor is, ha a gyökérszóna meglehetősen mély lehet, amit pl. a xenolitok jelenléte bizonyít. A tanúhegyek anomáliáit nem számítva, mágneses szempontból ez a legnyugodtabb blokk. Az anomáliák alapján fő irány kissé módosul KÉK–NyDNy-ra, noha szinte alig van anomália — a felszínközeli bazaltok megjelenése pedig nem egyetlen irányhoz kapcsolódik. Ez a blokk a földtani nagyszerkezeti besorolás szerint az Dunántúli-középhegységi-egységnek felel meg.



8. ábra: A Dunántúl mágneses ΔZ anomália térképe (színes, izovonalas megjelenítés)



9. ábra: Eltérő blokkok a mágneses ΔZ anomália térkép alapján (árnyékolt megjelenítés)

3. Hosszan nyomon követhető főleg vonalas anomáliák — Köztes blokk

A magyarországi nagyszerkezeti irányoknak megfelelő irányítottságú mágneses anomáliavonulatok. $\{-50 \div +60\}$ nT nagyságrendű és 15–30 km hullámhosszúságú mágneses anomáliák alkotják. A blokk határai az összefüggő hosszán nyomon követhető mágneses vonulatok megjelenésével kezdődik ÉÉNy-on (a pontszerű anomáliák eltűnnek), DDK-en a különböző rövid ellipszisíveknek megfelelő anomália rajzolatokig terjed, amelyek már a következő blokkhoz tartoznak. A mágneses hatók eredetként a nagyszerkezeti vonalak mentén jelentkező változásokat lehetne megemlíteni (a Balaton D-i peremén végigfutó gránitos vonulat bázisos peremképződményei, esetleg paleogén, neogén vagy idősebb vulkáni pl. ofiolitok, vagy metamorf összletek hirtelen kiékelődése okozhatja az anomáliákat). A spektrális mélységbecslés alapján a legnagyobb hatómélység 5–8 km körüli, a kisebb mélység — az ekvivalencia miatt — szinte mindenhol elképzelhető. Ebben a zónában sem lehet azonosítani az alsó peremek hatását, azaz nincsenek kísérő minimum-anomáliák. Ez a blokk a földtani nagyszerkezeti besorolás szerint a Szávai-egységnek felel meg, kisebb-nagyobb eltérésekkel. Az anomáliák iránya KÉK–NyDNY.

4. Ívelt vonalas mágneses anomáliák gyűrt szerkezetektől — Dél-dunántúli blokk

Érdekes ívelt ellipszis vonalakban jelennek meg az anomáliák. $\{-400 \div +300\}$ nT nagyságrendű és <10 km hullámhosszúságú mágneses anomáliák alkotják. Az ívek aszimmetrikus jellege talán egy általános KÉK irányú rétegdőlésnek köszönhető. A nagyszerkezeti irányok gyakran felismerhetők, mivel az ívek ezekre az DNY–ÉK-i irányokra illeszkednek rá, illetve arról indulnak el. A mágneses hatók eredete: mezozoós vulkanitok és metamorf hatásra átalakult kőzetek, mint pl. ultrabazitok, serpentinitek, amelyek helyenként a felszínen vannak, olyannyira, hogy az alsó perem hatása is érződik (pl. Mecsek É-i pereme). Mágneses képe alapján ez a legjobban meggyűrt blokk, több kitüntetett iránnyal. Ez a blokk a földtani nagyszerkezeti besorolás szerint az Tiszai-egységnek felel meg.

A meghúzott blokkhatárok alapján két olyan változás is azonosítható, amelyek rejtett szerkezeti vonalra utalhatnak (9. ábra, piros szaggatott vonal).

Az egyik a Kisalföldről induló, a hédervári és a pásztori mágneses anomáliákat elválasztó vonal, amely DK-i irányban a következő blokkhatáron is követhető — Veszprémnél például egy Székesfehérvártól húzódó mágneses anomáliát zár le, majd tovább haladva DK felé a Kapos-vonal mentén jelentkező mágneses anomáliavonulatot töri meg. A kijelölt mágneses lineamens (Mosonmagyaróvár–Baja vonal, a CELEBRATION szelvényekkel párhuzamosan halad, a CEL–8-tól mintegy 17 km-re ÉK-re. Különös jellegzetessége ennek a lineamensnek, hogy ettől a vonaltól a NyDNY-ra a köztes (C) mágneses blokk horizontális kiterjedése sokkal kisebb, mint a KÉK-re megjelenő blokk horizontális mérete (az itt megjelenő Velencei-hegységi mágneses anomália nem is illik bele a köztes blokkra jellemző anomália képbe). Egy szerkezetföldtani választóvonal képe rajzolódik ki a mágneses anomáliákból.

A másik vonalnak az irányítottsága is hasonló, a Balaton DNY-i csücskétől húzható, és leginkább a blokkhatárok azonos lefutása és megtörése utal rá. Iránya a Dráva-árok irányával megegyező, és párhuzamos a CELEBRATION szelvényekkel. A CEL–7 és a CEL–8 szelvények között félúton található. A Dél-dunántúli blokkon már nem azonosítható egyértelműen, de a Köztes blokkokon jól azonosítható (9. ábra, piros szaggatott vonal).

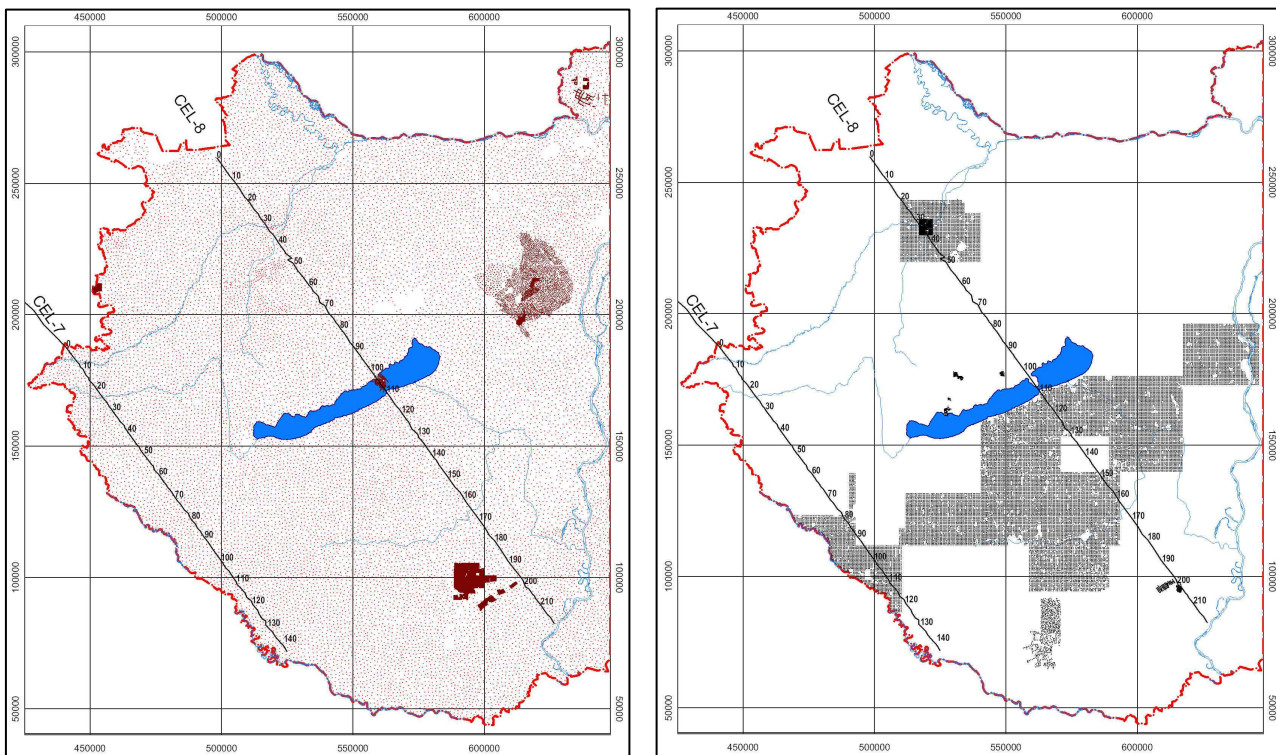
4.2.2. Feldolgozások

Ebben a fázisban alkalmazzuk a különböző tér- és frekvenciatartományú szűrőket, a képfeldolgozási eljárásokat, az analitikus jelanalízist és az automatikus ható-kijelölő eljárásokat, amelyek segítségével a könnyebb feldolgozás és értelmezés érdekében

„javítani” lehet az anomáliákat, kiemelni a hatók helyét a szelvénymenti és térképi adatok esetében. A térképi feldolgozások minden esetben alkalmazhatók a szelvénymenti adatokra, de a szelvénymenti feldolgozások nem mindig használhatók (bonyolultságuk miatt) a térképi adatrendszereken.

4.2.2.1. Mágneses térkomponensek átszámítása

A korai mágneses mérések — az alkalmazott műszerek — a vertikális mágneses (ΔZ) térkomponens mérésére voltak alkalmasak. Az újabb feldolgozási eljárások és a modern mágneses mérőműszerek viszont a totális mágneses tér mérésén alapulnak. Magyarország mágneses felmértsége a vertikális mágneses térkomponens alapján a legteljesebb, ΔT mérési adatok csak foltokban és részterületeken állnak rendelkezésre (10. ábra).



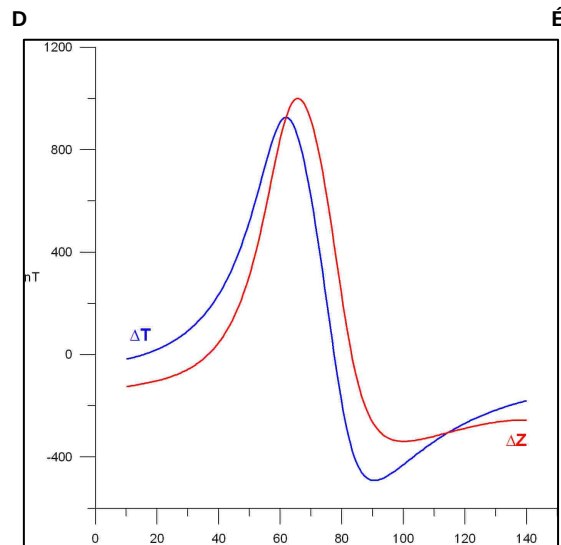
10. ábra: A Dunántúl mágneses (ΔZ és ΔT) felmértsége

A ΔT méréseket a szénhidrogén-kutatás részeként végezték a CELEBRATION szelvények nyomvonalában, elsősorban a Balatontól D-re, illetve a kemenesháti alginít-kutatások területén. Az új feldolgozási eljárások alkalmazhatóságához a ΔZ mérési adatokat ΔT mérési adatokká kellett átalakítani.

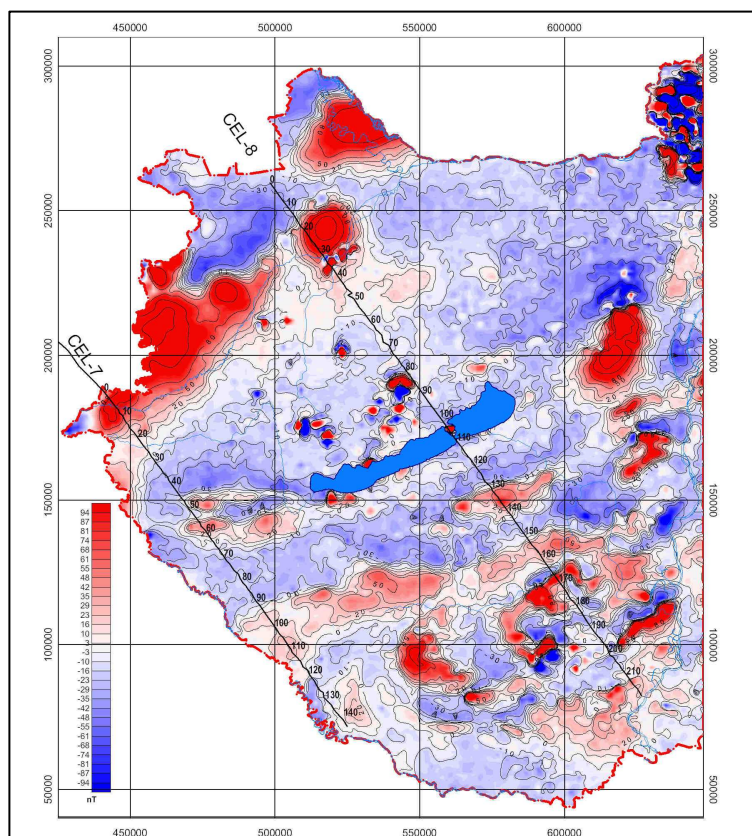
A ΔZ – ΔT átalakítás módszertani háttérét a 4.1 fejezetben ismertettem.

A ΔT mérési adatok csak a ΔZ – ΔT transzformáció (11. ábra) jóságának megítélésére alkalmasak a közös szakaszokon, ahol mindkét mérési adat rendelkezésre áll.

A transzformált mágneses ΔT térkép (12. ábra) csak részleteiben tér el a ΔZ térképtől, aminek okai a ΔZ – ΔT transzformációban rejlenek (11. ábra), de a regionális értelmezés szempontjából a két térkép szinte ugyanaz.



11. ábra: Mágneses térkomponensek (ΔT és ΔZ) kapcsolata egy függőleges lemez felett ($I=63.5^\circ$ esetén)



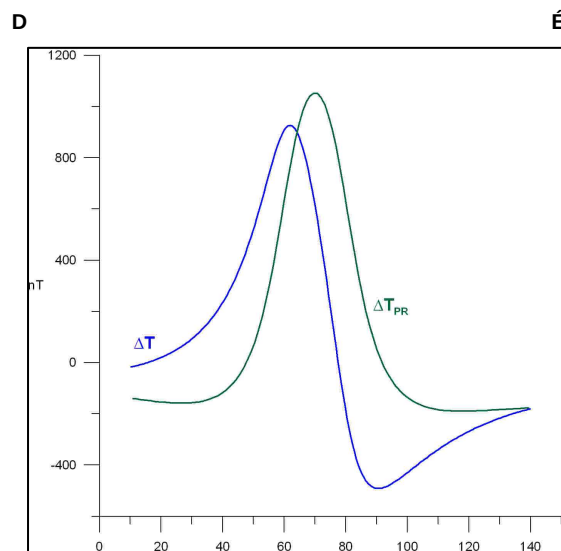
12. ábra: A Dunántúl mágneses ΔT anomália térképe

Amennyiben egy mágneses lemez esetében a ΔZ anomália jellege a mágnesezettségi vektor és a test vertikális (hosszanti) tengelye közötti θ szög függvénye, addig a ΔT anomália esetében a meghatározó szög módosul $\varepsilon = \theta + 90 - I$ értékre, ahol az I a normál mágneses tér inklinációja, azaz az $\varepsilon = \theta + 90 - 63,5 = \theta + 26,5^\circ$ értékre. Ez annyit jelent, hogy a ΔZ görbéből $26,5^\circ$ -os fázis-eltolással kapjuk meg a ΔT görbét — így a ΔT görbe nagyobb minimummal és kisebb maximummal jelentkezik, mint a ΔZ anomália görbéje (11. ábra).

4.2.2.2. Mágneses pólusra redukálás

Magyarország elhelyezkedéséből adódóan a normál mágneses tér inklinációja (vertikális elhajlása), azaz a mágneses térerő vektor felszíntől számított dőlésszöge $63,5^\circ$ körüli (a deklináció, vagy vízszintes elhajlás szöge $1-2^\circ$ körüli, azaz jelentéktelen).

A $63,5^\circ$ -os inklináció azt jelenti, hogy egy szabályos formájú mágneses hatónak (pl. gömb, kocka vagy függőleges hasáb) minimum két extrémuma lesz, egy maximuma és egy minimuma. A minimum a test É-i peremén jelentkezik és az amplitúdója jóval kisebb lesz, mint a test D-i oldalán jelentkező maximum amplitúdója (11. ábra).



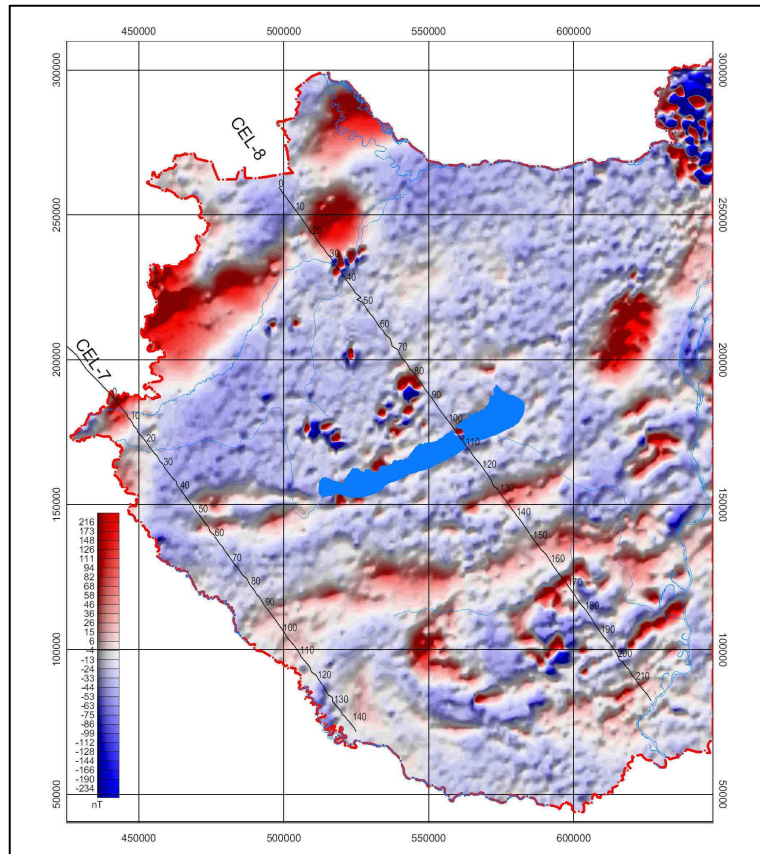
13. ábra: ΔT anomália és a pólusra redukálás eredménye, ΔT_{PR} , egy függőleges lemez felett ($I=63,5^\circ$ esetén)

E jellegzetesség alapján azt mondhatjuk, hogy az indukált mágnesezettség hatására kialakuló mágneses anomáliának a fő jellegzetessége az lesz, hogy É-on kis minimum anomália, D-en egy nagyobb maximum anomália alakul ki (13. ábra).

Ezt a törvényszerűen kialakuló aszimmetriát korrigálhatjuk a pólusra redukálás (RTP) segítségével. Elvileg mindegy, hogy melyik pólusra redukálunk, de hazánk esetében célszerű az északi pólust választani, mert akkor kapunk maximumot (13. ábra).

A pólusra redukált mágneses ΔT térképet mutatja a 14. ábra, A 8. ábra mágneses ΔZ anomália térképéhez képest a legszembetűnőbb változás, hogy a kisebb É-i negatív mágneses extrémumok nem látszanak. Ez jelentheti azt is, hogy a magyarországi regionális mágneses hatók nagyobb része normál mágnesezettségű, azaz az indukáló mágneses tér okozta mágnesezettséggel rendelkeznek. Másrészt viszont azt is jelezheti, hogy a ható geometriából származó hatásokkal nem kell számolni, azaz hosszan elnyújtott meredek dőlésű lemez-szerű mágneses testek jelenléte nem valószínű.

A fiatal paleogén vulkanitok remanens mágnesezettsége ismert a paleomágneses méréseknek köszönhetően, a többi mágneses ható esetében a transzformáció alapján feltételezhető az indukált mágnesezettség, kivételt képeznek a Komló környéki kréta bazaltok, amelyek anomáliaképe erős remanens mágnesezettségre utal.

14. ábra: Pólusra redukált mágneses ΔT anomália térkép (árnyékolt megjelenítés)

4.2.2.3. Pszeudogravitációs (pszeudomágneses) transzformáció

A Poisson-Eötvös összefüggés alapján a gravitációs és mágneses anomáliák átszámíthatók egymásba (LANGEL és HINZE 1998), ha feltételezzük, hogy a ható egy és ugyanaz. A mágneses anomáliát célszerű pólusra redukálni, ahhoz, hogy a mágnesezettségi irány vertikális legyen, ezzel pontosítható a transzformáció. A mágnesezettségi irányok és a sűrűségi és mágnesezettségi paraméterek alapján a mágneses potenciált gravitációs potenciállá alakíthatjuk át (a mágneses anomáliából kiszámíthatjuk a pszeudogravitációs anomáliát — a gravitációból pedig a pszeudomágnesest). Ilyenformán a gravitációs feldolgozási eljárásokat használhatjuk a mágneses anomáliák kiértékelésére és fordítva.

$$\Phi_M = \frac{M}{\gamma\sigma} \frac{\partial \Phi_G}{\partial i} = \frac{M}{\gamma\sigma} \frac{\partial \Phi_G}{\partial z} = \frac{M}{\gamma\sigma} \Delta g \quad (28)$$

ahol	Φ_M	— mágneses potenciál;	Φ_G	— gravitációs potenciál;
	M	— mágnesezettség-kontraszt;	γ	— gravitációs állandó;
	σ	— sűrűség-kontraszt;	i	— a mágnesezettség iránya;
	z	— vertikális irány (az RTP miatt)	Δg	— gravitációs tér.

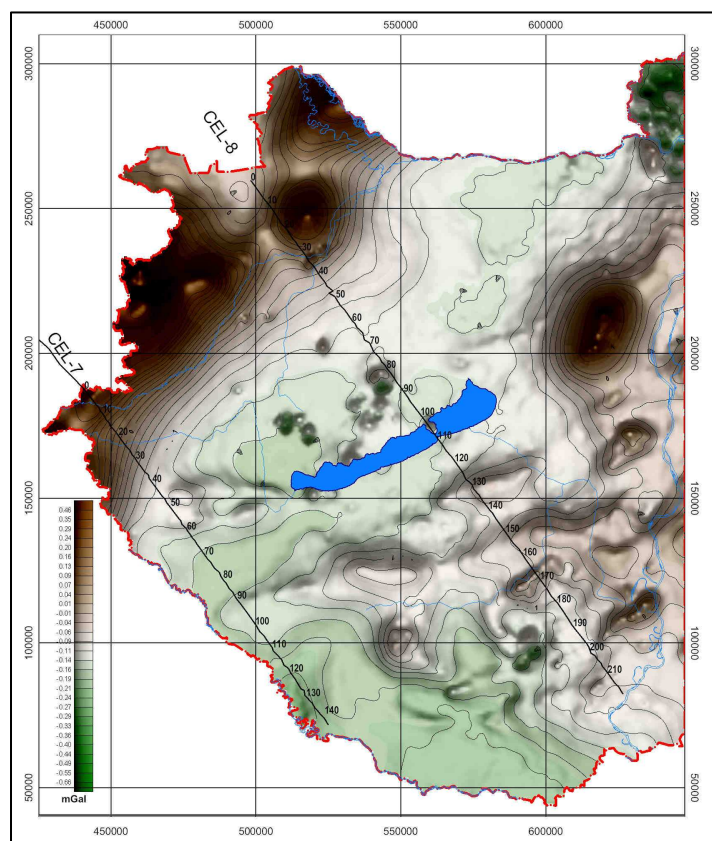
Amennyiben az anomáliát okozó hatónak csak mágneses hatása van, de gravitációs hatása nincs, az átalakításnak akkor is van értelme, mert megkapjuk, hogy milyen lenne a mágneses ható gravitációs tere. Ez azt jelenti, hogy gravitációs anomáliaként interpretálhatjuk a mágneses ható pszeudogravitációs terét, és hatóperem kijelöléseket végezhetünk rajta úgy, mint ahogyan a gravitációs adatoknál tennénk. Az eredmény a

mágneses hatóperem. A pszeudogravitációs átalakítás másik előnye, hogy elvileg lehetőséget ad a mágnesezettségi irány(ok) okozta aszimmetrikus anomáliák eltüntetésére (indukáló és remanens mágnesezettség figyelembevételével, ami a gyakorlatban nem mindig sikerül).

Az átalakítás függ a térkép-kivágat méretétől, mivel eltérő kivágatok esetén ugyanazon kis terület pszeudogravitációs képe némileg különbözni fog, ugyanis az egész adatrendszert együttesen veszi figyelembe a transzformáció, ami a regionális hatásokra (regionális trendekre) nagyon érzékeny.

Elvileg nincs akadálya a gravitációs térképből a pszeudomágneses térkép előállításának sem, de ennek sokkal kisebb a gyakorlati jelentősége.

A Dunántúl pszeudogravitációs térképét mutatja a 15. ábra. A térképen jól látszik, hogy a pszeudogravitációs térkép a pólusra redukált mágneses térkép vertikális integráljának felel meg (vagy a mágneses térkép a gravitáció első vertikális deriváltjának) a spektrális jelleg alapján, ami a Poisson-Eötvös összefüggésből is egyértelműen következik. Ennek megfelelően, a pszeudogravitációs térképen összefüggően jelennek meg bizonyos anomáliák, pl. a Kapos-vonal mentén felfűzött mágneses anomáliák, vagy a Balatontól Ny-ra lévő párhuzamos mágneses anomáliák. Itt látszik a Velencei-hegység kiugró anomáliája, ami képi megjelenésében az Alpokalja anomáliáira emlékeztet. Jól láthatók a mágneses minőségi értelmezés alapján kijelölt blokkok, pl. a Középhegységi blokk, a Rábától DK-re és a Balaton–Velence vonaltól ÉNy-ra, amelyen csak a pannon bazaltok pici lokális anomáliái jelennek meg.



15. ábra: A Dunántúl pszeudogravitációs térképe (árnyékolt megjelenítés)

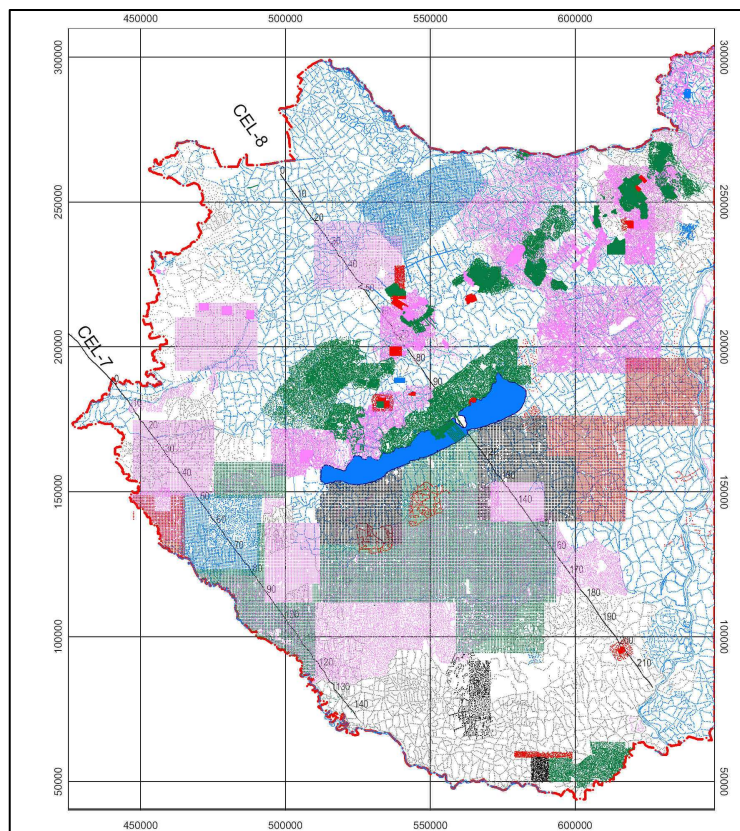
4.2.2.4. Analitikus folytatások és frekvenciaszűrések

A térképi feldolgozások során a felfelé folytatások célja a felszínközeli hatások kiszűrése, s ezzel a mélybeli hatások felerősítése és a további feldolgozási lépések segítségével azok kijelölése. Ezáltal az egy szinten lemért térképi adatokból különböző mélységi szintre vonatkozó feldolgozásokat készíthetünk. A felfelé folytatások és a kiindulási térképekből maradékanomáliák számításával megkaphatjuk a felszínközeli összeletek hatását.

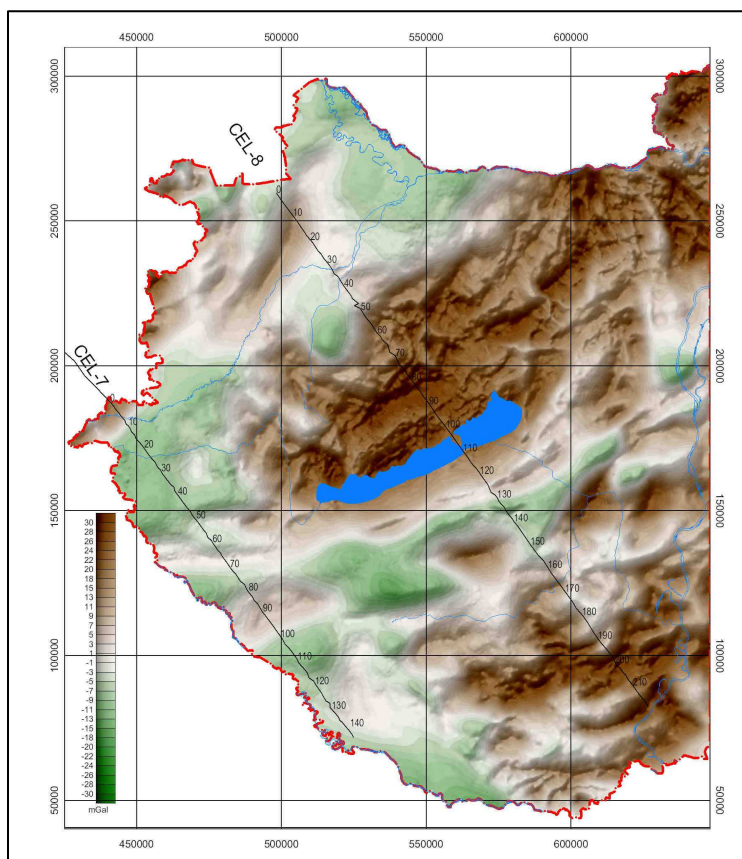
A lefelé folytatás segítségével a mélybeli ható mélységének meghatározása lehetséges. Különböző mélységű hatók eltérő szinteken jelentkeznek, amikor a lefelé folytatással a mélybeli ható szintje alá érünk, az anomália elzajosodik. Bizonyos feldolgozásokban felhasználható ez a jellegzetesség a hatók elkülönítésére, de alkalmazása különösen zajos adatrendszer esetén nem ad kielégítő eredményt, mivel elsősorban a zajt erősíti fel.

A frekvenciaszűrések segítségével az analitikus folytatásokhoz hasonló feldolgozások végezhetők. Mélységi szeletelés — jelfrekvencia alapján végzett anomália-elkülönítés — is alkalmazható, amit elsősorban alulvágó szűrők alkalmazásával lehet elérni. Úgy tapasztaltam, hogy a mágneses anomáliák esetében a frekvenciaszűrés, a több szélsőérték — pozitív-negatív anomáliák sorozata (ami pl. a ható alsó peremének érezhető hatása, vagy a kedvezőtlen eredő mágnesezettség jelenléte) miatt többnyire nem alkalmazható, mivel egy mélységhez több, eltérő hullámhosszúságú anomália is társulhat.

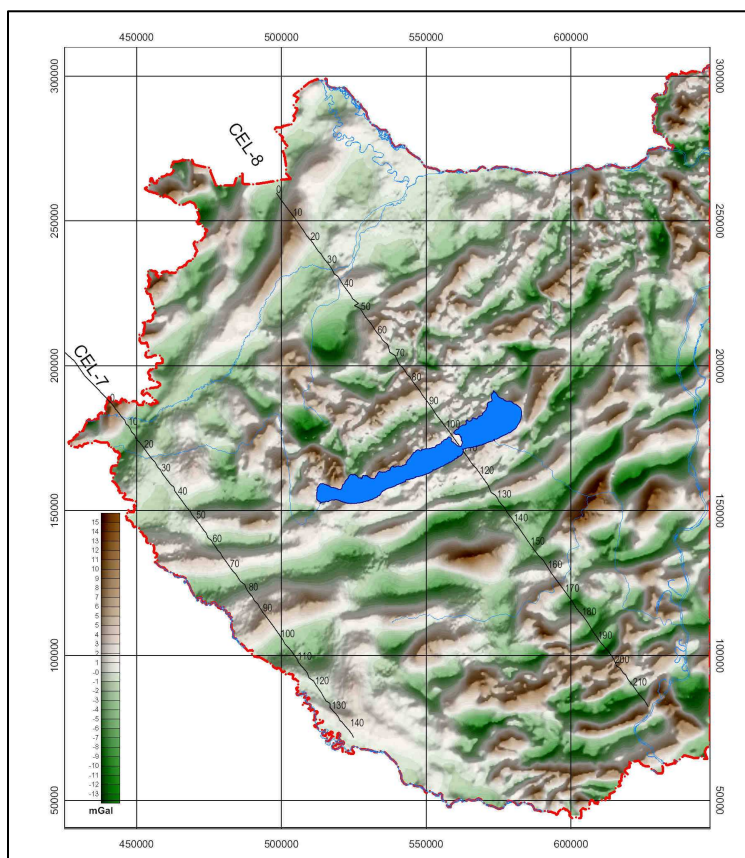
A 16. ábra a Dunántúl gravitációs fedettségét mutatja. Az országos adatbázis szerteágazó adatfeldolgozást tesz lehetővé. A 17. ábra — alaptérképként — a Dunántúl Bouguer-anomália térképét mutatja.



16. ábra: A Dunántúl gravitációs felmértése
(10 éves mérési ciklusok szerint színezve, 1950-1960, 1960-1970, 1970-1980, 1980-1990, 1990-2000, 2000-)



17. ábra: A Dunántúl Bouguer-anomália térképe (árnyékolt megjelenítés)

18. ábra: Alulvágó szűrővel szűrt Bouguer-anomália térkép (árnyékolt megjelenítés)
(behatolási mélység felszíntől maximum 5 km mélységig — spektrális mélységbecslés alapján)

A Bouguer-anomália térkép alapján is elvégezhető lett volna a vizuális minőségi értelmezés a mágneses térképhez hasonlóan, mivel jól azonosítható blokkok és sávok jelölhetők ki az anomália térképen. A Bouguer-anomália térképet a frekvenciaszűrések jellemzésére mutatom be referenciaként. A gravitációs feldolgozásokban korábban széles körben használt Meskó-féle szűrők is frekvenciatartománybeli sávszűrők. Az új feldolgozási eszközökkel — a frekvenciaszűréssel — mélységi szeletelést is végezhetünk, spektrálanalízis alkalmazásával.

A szűrésre, példaként a Dunántúl alulvágó szűrővel szűrt Bouguer-anomália térképét mutatom be (18. ábra). A térkép, a felszíni maximum 5 km-es mélységből származó, kis hullámhosszúságú anomáliákat mutatja. Figyeljük meg, hogy az eredeti Bouguer-anomália térképen egységes maximum vonulatként jelentkező Középhegységi-egység „szétdarabolódva” mutatkozik rajta, a lokális szerkezeteknek köszönhetően.

Ennél a szűrésnél csak a 40 km-nél kisebb hullámhosszúságú anomáliák jelennek meg, az ennél nagyobb hullámhosszúságú anomáliákat eltűntettem a térképről (természetesen nem jelent különösebb problémát a 40 km-nél nagyobb hullámhosszúságú anomáliák megjelenítése sem).

A gravitációs térkép értelmezéséhez, a felszínközeli és mélybeli hatók eltávolítására jól használhatók a frekvenciaszűrések például olyan esetekben, amikor a területen nagy sűrűségű felszínközeli felépítmény van (mint amilyen például a vulkáni felépítmény a Tokaji-hegységben).

4.2.2.5. A horizontális gradiens

A gravitációs anomáliák inflexiós pontjai a sűrűség hirtelen megváltozása felett jelentkeznek, meredek, közel függőleges képződményhatárok esetén. Az inflexiós pontban a horizontális gradiensnek maximális értéke van, ami könnyen azonosítható, kijelölhető a maximumok alapján. A Bouguer-anomáliából könnyen számítható a horizontális gradiens (HG) értéke — a horizontális (x és y irányú) deriváltak négyzetösszegének négyzetgyöke:

$$HG = \sqrt{(\partial T / \partial x)^2 + (\partial T / \partial y)^2} \quad (29)$$

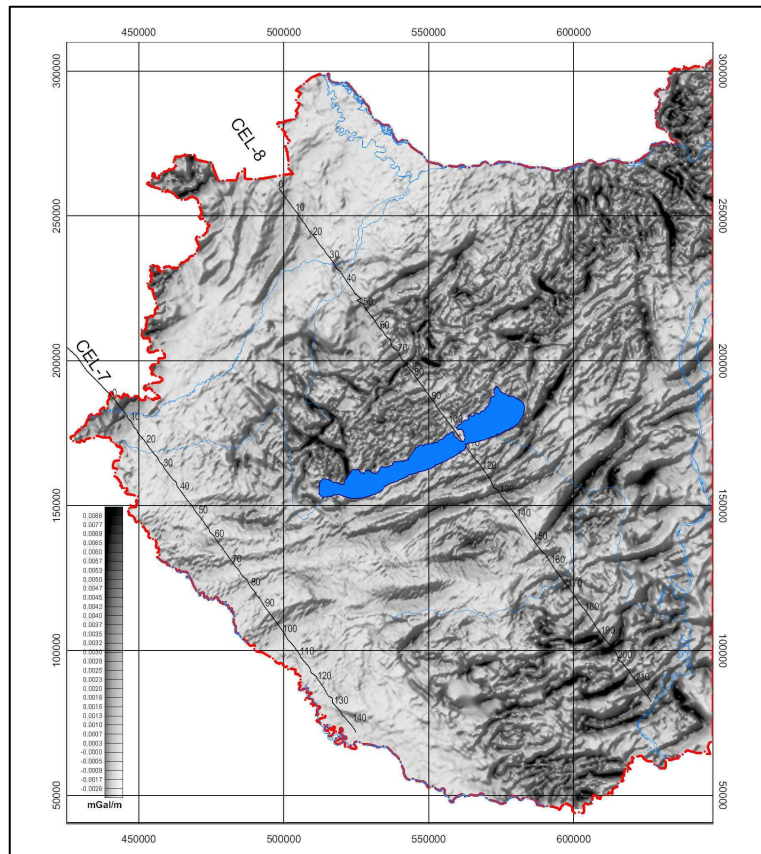
Ez tulajdonképpen a Bouguer-anomália térképen horizontális irányban jelentkező változások mértékét mutatja, általában az amplitúdóját — többnyire ezt használjuk — és az irányát, amit az automatikus lineamensek kijelölésére alkalmaztam.

Az így kapott horizontális gradiens térkép a képződményhatárok és a vonalas jellegű változások térképi megjelenítésére alkalmas. A horizontális gradiens térképből a maximumok kiszűrését a hatóperem-kijelölés segítségével érhetem el (lásd később).

A horizontális gradiens térkép (19. ábra) nagyon érzékenyen jelzi a Bouguer-anomália térkép laterális irányban bekövetkező változásait. A térkép egyszerű megjelenítése is sok szerkezeti információt ad. A nagyszerkezeti vonalak szépen visszaköszönnek rajta, főleg azok, amelyek a felszínközeli, és amelyek mentén a képződmények sűrűsége jelentősen megváltozik.

A térkép összes hiányossága is lényegében ebből származik: a kibúvások területek rendkívül nagy változásai miatt a mély medencékben megjelenő változások eltörpülnek (ezen részterületek feldolgozásával lehet segíteni) és földtani szempontból fontos hatások nem jelentkeznek, mert a képződmények között nincs megfelelő sűrűségkontraszt. A szerkezeti kép tisztázásához ilyenkor más adatokat is fel kell használni.

A horizontális gradiens térkép és az alulvágó szűrővel szűrt Bouguer-anomália térkép között, sok hasonlóság fedezhető fel. Ez nem véletlen, mert mindkét térképen a felszínközeli sűrűségváltozások hatása érződik legerősebben. Ennek ellenére a horizontális gradiens térképen a kisebb változások is megjelennek, megfelelő feldolgozással azok hatását is ki lehet emelni.



19. ábra: A Bouguer-anomália térkép horizontális gradiense

4.2.2.6. A térgradiens

A mágneses hatók dipólus jellege és változatos geometriája miatt a mágneses térkép bonyolult, egymástól nehezen elkülöníthető pozitív és negatív anomália-párokból áll össze. Ennek kiküszöbölését a mágneses térgradiens, vagy más néven analitikus jel (NABIGHIAN 1972, 1974, ATCHUTA et al. 1981) kiszámításával csökkenthető le.

Az analitikus jel (AS), vagy mágneses térgradiens (TG) — pontosabban annak amplitúdója — a különböző irányderiváltak (x , y és z) négyzetösszegének négyzetgyökeként számítható, a következő összefüggés alapján:

$$AS = TG = \sqrt{(\partial T / \partial x)^2 + (\partial T / \partial y)^2 + (\partial T / \partial z)^2} \quad (30)$$

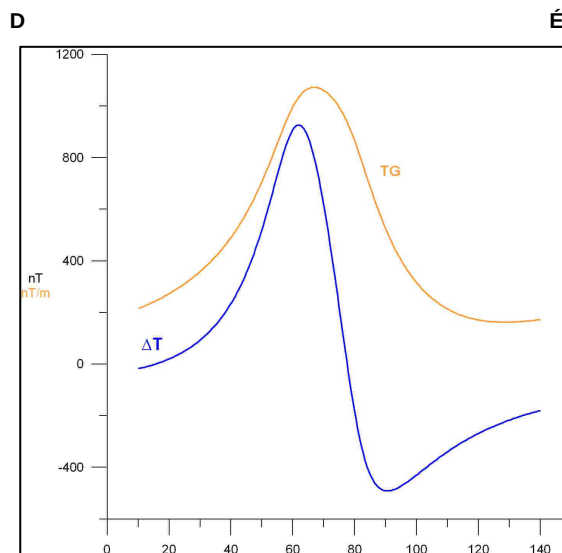
Jellegzetessége, hogy a ferde vektortér irányfüggését kiküszöböli, vagyis könnyebben értelmezhető, skalár-jellegű térré alakítja át, függetlenül a mágneses térerő-vektor irányítotttsági paramétereitől.

A transzformáció eredményképpen a sekély és kisméretű hatók esetében a pozitív-negatív anomália párok helyett egy maximumot (20. ábra), a nagyobb kiterjedésű hatók esetében a maximumvonalatot kapunk, ami a test kontúrvonalában jelenik meg.

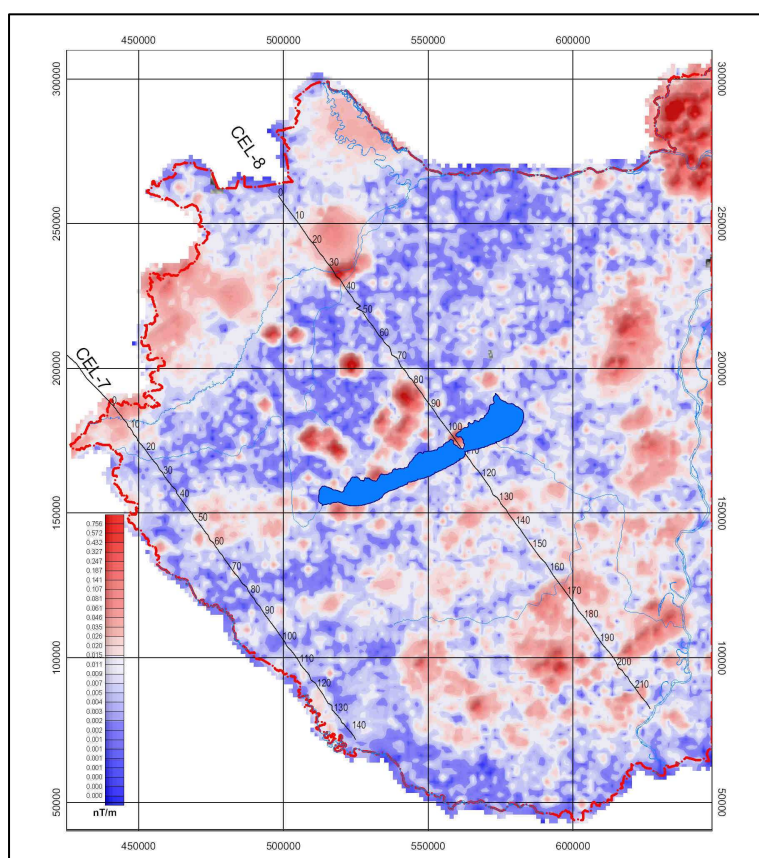
A térgradiens derivált jellege miatt a térgradiens térképen elsősorban a nagyfrekvenciás anomáliák (felszínek közeli testek) hatása dominál, ami a színskála megválasztásával korrigálható. A gravitációs adatok esetében, mivel a gravitációs tér esetében a térerő vektor függőleges, nincs olyan erős szűrő hatása a térgradiens számításának, mint a mágneses adatok esetében. A kontúrok kiemelése, és az összefüggő kiterjedt hatók, illetve a

felszínközeli inhomogenitások azonosítása miatt azonban célszerű a gravitációs adatok esetében is elvégezni ezt az átalakítást.

A feldolgozás erősen felerősíti a mérési hibákat, ezért célszerű kisebb zajszűrést végezni a transzformáció előtt (pl. az egyponτος anomáliák kiszűrését). A zajszűrés a hasznos jelet is eltüntetheti, ezért nagy körültekintést igényel a szűrő megválasztása.



20. ábra: ΔT anomália és a mágneses térgradiens (TG) rajzolata ($I=63,5^\circ$ esetén)



21. ábra: A Dunántúl mágneses térgradiens térképe

A Dunántúl mágneses térgradiens térképét mutatja a 21. ábra. Ha ezt a térképet összevetjük a 8. ábra mágneses ΔZ térképével, akkor érthetővé válik a térgradiens számítás egyik előnye — eltünteti a mágnesezettség irányokból származó különböző extrémumokat, azaz ott találunk anomáliát, ahol a ható is van. A mélybeli hatások egy része sajnos eltűnik a derivált képzés során, ami ellen eltérő rácstávolságú adatok használatával — egyfajta szűréssel — lehet védekezni. Ennél a térképnél nem végeztem zajsűrést, mert a Balatonfelvidék mágneses anomáliái néhány pontos mérési adatokból rajzolódnak ki, így a szűrés hatására az anomáliák egy része is eltűnt volna. Jól látható a felszíni (pl. borsönyi) és a mélybeli, pl. az alpokaljai mágneses hatók (Rába-vonaltól ÉNy-ra) megjelenése közötti különbség, a felszíniek maximális amplitúdóval, a mélybeliek pedig éppen csak a megjelenés szintjén jelentkeznek. Szép példája ennek a Kemeneshát különböző mélységű hatói is (lásd a Rába–Marcal torkolatánál, a CEL–8 vonalán, az ÉNy-i mély és a DK-i felszínközeli mágneses ható okozta anomáliákat).

4.2.2.7. A feldolgozások értelmezése

Ebben a fázisban a feldolgozásokból kapott eredményeket vetjük össze elvileg, illetve térinformatikailag a meglévő földtani információkkal és a többi geofizikai mérés adataival. Az összevetés konklúziójának írásos rögzítése — és felhasználása a további feldolgozásokban — szintén ennek a fázisnak a feladata.

4.2.3. Mennyiségi kiértékelés

Ebben a fázisban az előző fázisok következtetéseit és a földtani információkat felhasználva automatikus feldolgozásokat, modellezéseket, inverziókat végzünk. Ennek a feldolgozási fázisnak a végén számszerű eredmények várhatók — azaz a földtani képződmények (mágneses hatók, gravitációs hatók) koordinátái, mélysége és mérete esetleg fizikai paraméterei. Az első országos mágneses feldolgozás, hatómélység és szuszeptibilitás meghatározási eredményei (POSGAY 1962, 1967) már ide sorolandók.

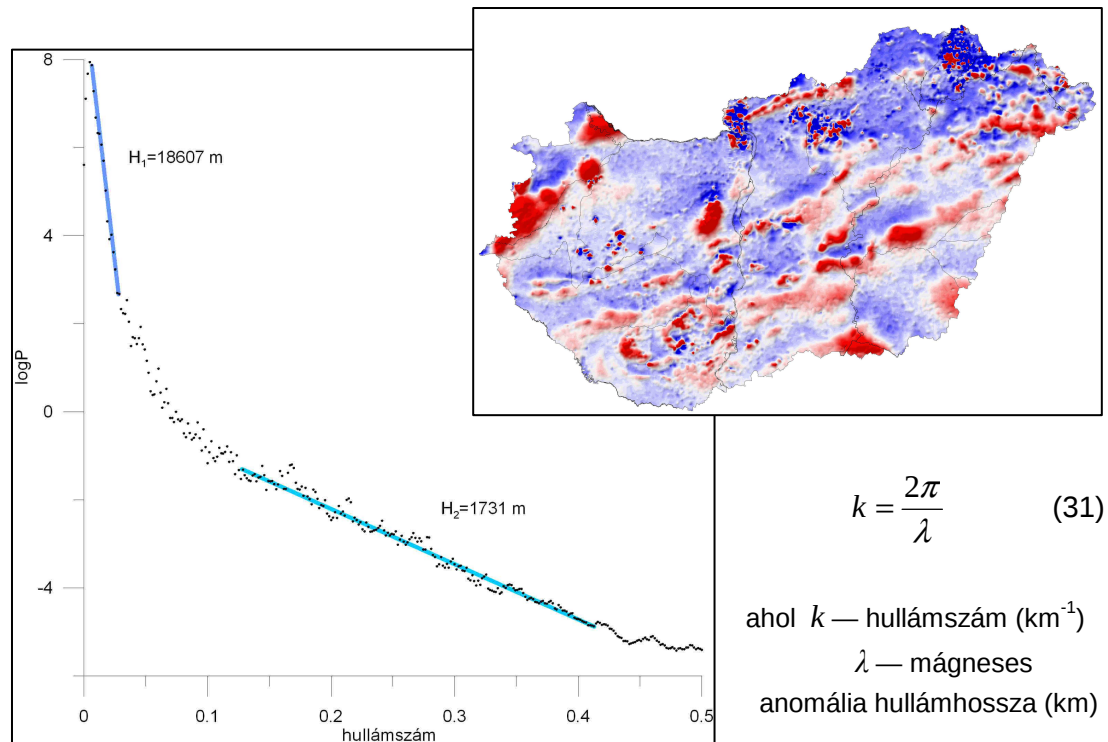
4.2.3.1. Spektrális mélységbecslés (térképi, szelvénymenti)

A mágneses adatok energiasűrűség spektruma (MESKÓ 1983) az anomáliát létrehozó képződmények mélységével, méretével és vastagságával van összefüggésben. SPECTOR és GRANT (1970) az energiaspektrum formájának vizsgálata során megállapította, hogy az azonos mélységben elhelyezkedő hatók egyenes szakaszokat alkotnak, amelyeknek dőlése a mélységgel arányos. A spektrális mélységbecslés térképi és szelvénymenti adatrendszeren is alkalmazható.

A spektrális mélységbecslés egy statisztikai jellegű feldolgozás, ezért a kapott adatok nem egy adott helyhez, hanem a feldolgozásra felhasznált adatrendszerhez kötődnek. Ha ez az adatrendszer egy területet (vagy szelvényt) fed le, akkor ennek a területnek (vagy szelvénynek) a mágneses anomáliáit jellemzi teljes egészében, de az eljárás nem ad közvetlenül lehetőséget a kimutatott mélység forrásának pontos földrajzi meghatározására.

Magyarország mágneses ΔT anomália térképének spektrumát a 22. ábra mutatja. A spektrumnak két olyan része van, amelyek egyenessel közelíthetők. Az egyik, a legnagyobb mélységű hatókat mutatja, ami valószínűleg a Curie-hőmérséklet mélységéhez tartozó mágneses hatók mélysége: az anomália térkép alapján ez 18 km körüli, és a ható felső peremének mélységét mutatja (azaz a Curie-mélység ennél csak nagyobb lehet). A másik egyenes szakasz az 1,7 km-es mélységet mutatja, amely azokat az anomáliákat jelzi, amelyek mélybeli mágneses hatóktól származnak (példaként a nyírségi vagy a nagyszerkezeti vonalak mentén húzódó mágneses anomáliákat említhetném). A spektrum köztes

részein is ki lehet jelölni kisebb egyenes szakaszokat, de ezek már kevésbé jellemzőek. Az 1,7 km-t jelző egyenes után, a 0,45-es hullámszám érték felett a spektrumkép a mérési és feldolgozási zajjal van kapcsolatban.



22. ábra: Spektrális mélységbecslés az energiasűrűség (P) és a hullámszám (k) alapján, az országos mágneses ΔT térképből

A mélységbecslés a gravitációs adatokra is kiterjeszthető. Amíg a mágneses anomáliateret a mágnesezettség, addig a gravitációs anomáliateret a sűrűség első deriváltjának változásai határozzák meg (BHATTACHARYYA 1978). Az Eötvös-Poisson összefüggésből kiindulva is látható, hogy a mágneses potenciál spektrális szempontból a gravitációs potenciál első vertikális deriváltjának felel meg, mivel a tömegvonzási erő iránya függőleges. A gravitációs tér vertikális deriváltján elvégzett spektrálanálízis ennek megfelelően a gravitációs hatók mélységbecslésére alkalmas. Ez lehetőséget ad különböző szűrt térképek (18. ábra), vagy pl. maradékanomália térképek behatolási mélységének meghatározására.

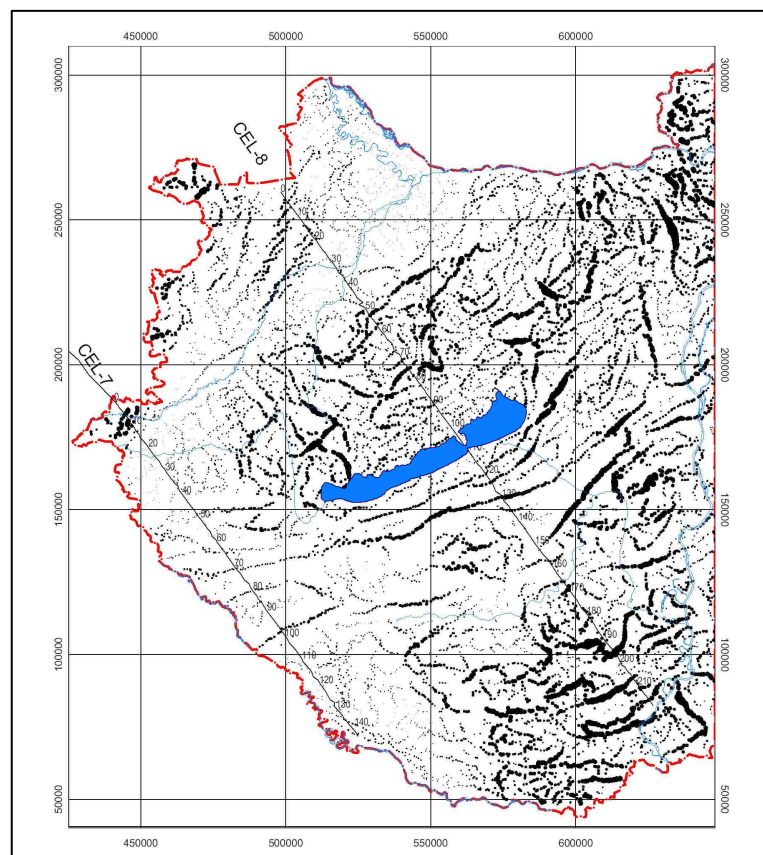
A spektrális mélységbecsléssel a legmélyebb hatók mélysége adható meg biztosan. A felszínhez legközelebb található hatók hatása a mérési (és feldolgozási) zaj szintjén jelenik meg, attól nehezen választható el.

4.2.3.2. Inverziós mélység-meghatározás (térképi, szelvénymenti)

A mélység-meghatározások során a CORDELL és HENDERSON (1968) módszert alkalmaztam. A módszer adott sűrűségkontraszt mellett egységnyi területrészek (függőleges négyzetes hasábok) mélységét változtatva számítja a gravitációs teret és hasonlítja a mért gravitációs térrel. Ez a kétréteges modellre alkalmazható inverzió, korrelációs vizsgálattal, több iteráció (módosítás) során jut el a végeredményhez, olyan mélységadathoz, ami adott tolerancia mellett leírja a gravitációs tér változásait. Az eljárás térképi és szelvénymenti adatokon egyaránt alkalmazható, ez utóbbi gyakorlati alkalmazását a 5. fejezetben mutatom be.

4.2.3.3. Hatóperem kijelölés (térképi, szelvénymenti)

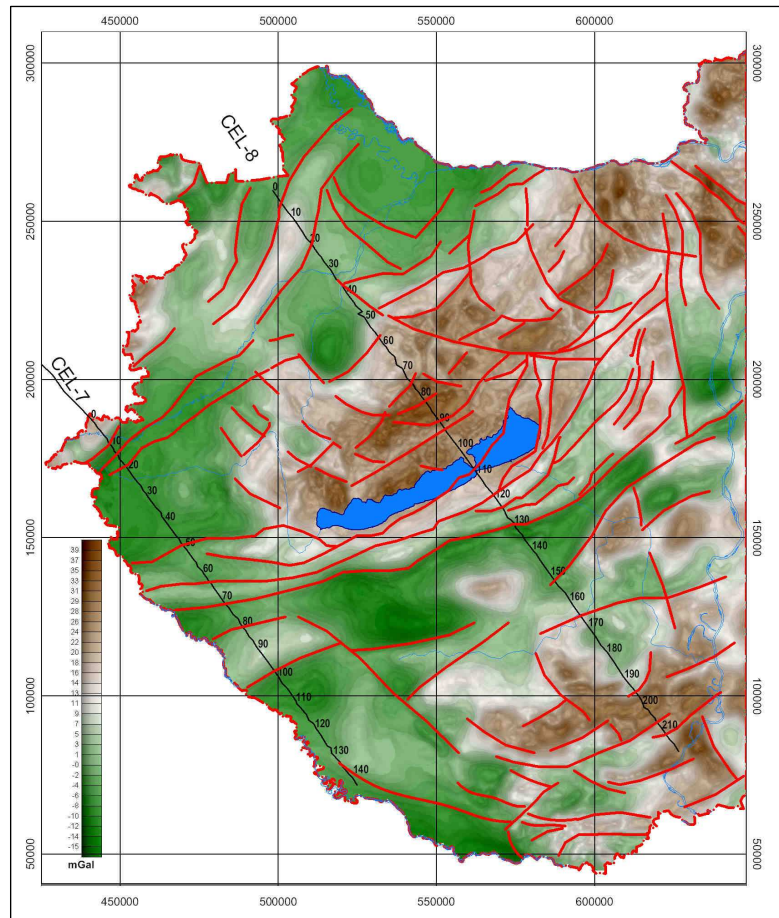
A gravitációs anomália térképekből, horizontális gradiens képzésén keresztül, maximum vizsgálattal ún. hatóperem kijelölést végeztem (23. ábra). CORDELL (1979) és CORDELL & GRAUCH, (1987) elmélete alapján a BLAKELY–SIMPSON (1986) eljárása az, ami a horizontális gradiens-képzésből kapott maximum-pontok kijelölésére szolgál térképi adatrendszerek esetén. A horizontális gradiens maximumai a Bouguer-anomália térkép inflexiós pontjainak felelnek meg. Az inflexiós pontok kijelölésének geometriai pontossága a mintavételezés sűrűségétől függ: az alkalmazott rácsháló kétszerese. Azok a maximumok tehát, amelyek szélessége egyenlő a mintavételi távolsággal, a feldolgozás során nem jelennek meg. A feldolgozásból kapott maximumok közel függőleges képződményhatárok esetén a hatók peremét határozzák meg.



23. ábra: Gravitációs hatóperemek a Dunántúlon

A térképen jelentkező maximum helyek pontos koordinátáinak meghatározása egy 3×3-as „futóablak” elemeinek négy főirányban elvégzett vizsgálata alapján történik. Az egyes maximumokat, a mátrix főirányaiban elhelyezkedő három pont értékeire illesztett másodfokú polinommal közelített görbe alapján határozhatjuk meg. Az adott ablakban (mátrixra) 4, 3, 2 illetve 1 maximum határozható meg. Az egyetlen irányból meghatározott maximum nagyon bizonytalan, általában a kettő és annál több irányban kimutatott maximumok adnak jól felhasználható hatóperemeket.

A kapott gradiens maximumokat pontokként jeleníttem meg a másodfokú görbeillesztés maximum-helyeinek koordinátája alapján. A pontok mérete a gradiens nagyságával arányos, kiemelve ezzel a nagyobb gradiensű hatásokat (23. ábra). Ezzel a módszerrel pontosan követhetem a horizontális gradiens maximumok (vagy az eredeti térkép inflexiós pontjainak) vonulatát. Az egyedi pontok (maximum helyek) vonalakká állnak össze, amit összefoglalóan, az angol név („edge”, vagy „boundary”) kis pontosításával hatóperemeknek neveztem el.



24. ábra: Manuális gravitációs lineamensek — a hatóperemek alapján — a Bouguer-anomália térképen

A 23. ábra a Dunántúl hatóperem térképét, a 24. ábra a hatóperemek alapján behúzható gravitációs lineamenseket mutatja a Dunántúl területére. A lineamensek háttere a Bouguer-anomália térkép, így a forrásadat és az eredmény egyszerre látható. A gravitációs lineamensek eltemetett, főleg medencealjzathoz köthető változásokat jeleznek. Gravitációs anomáliát okozhat a medencealjzat kifejlődésének (litológiájának) és mélységének megváltozása. Ezeknek a hirtelen váltásoknak többnyire szerkezeti okai vannak. A gravitációs lineamensek a kőzetek sűrűségén keresztül tükrözik vissza a földkéreg változásait, így csak az a tektonikai elem vagy képződményhatár jelenik meg rajta, amelyik megfelelő sűrűségkülönbséggel eltér a környezetétől. A gravitációs lineamensek jelentősége az, hogy a pontszerű mélyfúrási földtani adatokat a felszín alatti térrész leképezésével összekapcsolhatja, vagy szétválaszthatja. A gravitációs lineamens térkép és a szerkezetföldtani térkép összevetése alapján több gravitációs lineamens beazonosítható (Kiss 2006).

Összevetettük a gravitációs lineamenseket és az uralkodó vízi növényi fajokat néhány kutatási területen. A lápi növényi fajok megjelenése és a nehézségi (gravitációs) erőter alapján kimutatható hatóperemek között korrelációt tapasztaltunk (Kiss és SZALMA 2007). Vizsgálataink során megállapítottuk: hogy a lápi és szikes élőhelyek vegetációja az oxigénhiányos mélységi vizek meglététől függ. Ha nincsenek ezek a mélységi vizek a lápi (disztróf) élővilág sem alakul ki.

A vízbeáramlási területeken a tektonika mentén történő mélybeli feláramlásokat felülírja a gravitációs víz, itt lápi szikes növényzetet ritkán találunk. A vízáramlási területeken sem látunk mindenhol lápi és szikes növényt, mivel ezekhez a területekhez tartoznak a domborzat legmélyebb részei és a felszíni állandó vízfolyások (folyó, patak ér) közömbösítik a mélybeli feláramló vizek hatását.

A gravitációs hatóperem az eltérő sűrűségű kőzetek találkozásánál jelentkezik, ami leginkább tektonikai mozgásoknak köszönhetően alakul ki. Sajnos nem minden vetőt lehet a sűrűségek alapján kimutatni és nem minden vető permeábilis. A rétegtani, litológiai tényezők sokszor felülírják a tektonikai szerkezetek szerepét. A háromféle tényezőnek elvileg végtelen variációja képzelhető el.

Mindezen problémák ellenére a lápi növények, és a gravitációs hatóperemek közötti kapcsolatot a földalatti térség univerzális szállítóeszköze a víz adja. Az áramlása hozza felszínre a mélységi vizeket a lápi élőhelyek számára, s az áramlás útvonalát a kőzetblokkok mozgása mentén kialakuló permeábilis tektonikai zóna adja meg, amit a gravitációs feldolgozásainkkal ki tudunk mutatni.

4.2.3.4. Euler-féle hatókijelölés (szelvénymenti, térképi)

Az EULER-egyenletek alapján THOMSON (1982) dolgozta ki az EULER-féle hatókijelölés módszerét, amikor a mágneses és gravitációs tér és azok deriváltjának vizsgálatából következtet a ható helyzetére és a mélységére. A feldolgozás során lehetőség van a ható geometriája alapján leszűkíteni a megoldásokat, de kezelhetjük ezt a geometriát is ismeretlenként. Ezt az inverziós módszert szokták Euler-dekonvolúciónak is nevezni.

4.2.3.5. Werner-féle hatókijelölés (szelvénymenti)

Werner-féle dekonvolúció (WERNER 1953, HARTMAN et al. 1971) a mágneses és gravitációs teret végtelenített vékony lemezmodellek hatásából szuperponálódó térként fogja fel, ahol az egyedi modellek helyzete (mélysége) meghatározható.

WERNER (1953) felismerte, hogy a mágneses adatok feldolgozása során a legnagyobb problémát az okozza, hogy nem ismerjük fel az egyedi anomáliákat a szuperpozícióból adódó interferencia jelenségek miatt. Feltétlenül szükség van tehát egy olyan módszer kialakítására, amely elsősorban az egyedi anomáliák kiválasztására törekszik, a hagyományos „minimum – maximum – inflexiós pont” alapján végzett kiértékelésekkel szemben. Ehhez kiindulási modellként a vékony lemez modellje a legalkalmasabb.

4.2.3.6. MSW hatókijelölés (szelvénymenti)

A WERNER módszer továbbfejlesztett változata a Multiple-Source Werner eljárás (HANSEN, 1993), ahol a gradiens helyett az analitikus jelet (a térgradienst) használják és a polinom tagok kiszámítása során lineáris legkisebb négyzetes közelítést alkalmaznak.

A Werner- és Euler-dekonvolúciókat a mágneses hatókra fejlesztették ki, de ismerve a mágnesesség és a gravitáció tér kapcsolatát — csak deriváltnyi a különbség — ezek a módszerek alkalmazhatók a gravitációs adatokra is.

A gravitációs tér pszeudomágneses transzformációja, vagy a mágneses tér pszeudogravitációs transzformációja analitikusan úton elvégezhető, ilyen módon mindkét módszer feldolgozási eljárása alkalmazható a másik adatrendszeren is.

A különbség jellemzésére az Euler-megoldások strukturális index (SI) értékeit mutatom be mind a mágneses, mind a gravitációs módszer esetében.

14. táblázat: A strukturális index értéke mágneses és gravitációs modellek esetében

Modell típus	SI mágneses	SI gravitációs
gömb	3	2
cső	2	1
lemez	1	0
küszöb	1	0
kontaktus	0	nincs

4.2.3.7. Naudy-féle hatókijelölés (szelvénymenti)

A mágneses adatokon elvégezhető mélység-meghatározás a Naudy-féle dekonvolúció (1971). A módszer lényege, hogy a mágneses (ΔT) és a pólusra redukált (ΔT_{PR}) anomáliákat szimmetrikus és aszimmetrikus összetevőkre bontja fel, majd a szimmetrikus összetevők alapján görbeillesztéssel egyszerű geometriájú hatók (pl. vertikális hasábok) helyzetét határozza meg. Az eljárás különböző méretű mintavételi ablakokon végzi el a feldolgozást, ami egyben a mélységbeli eltérésekre is érzékennyé teszi az eljárást.

4.2.3.8. Automatikus megoldások és inverziók alkalmazása

Az automatikus feldolgozásoknál mindig több szűrőmérettel, vagy ha úgy tetszik, több ablakmérettel végeztem el a számításokat. Ennek oka az, hogy a feldolgozásokkal különböző mélységű és horizontális kiterjedésű hatókat is szeretnék kimutatni. Az ilyen módon előálló megoldások statisztikusan jobban leírják az anomáliákat okozó hatókat. Abban az esetben, ha még így is csak kevés megoldás jelentkezik, akkor a felfelé folytatást is alkalmaztam. A felfelé folytatás csökkenti a felszínközeli változások hatását (kiszűri a nagy frekvenciás zajt, simítja az anomália görbe lefutását, ami kedvez az automatikus feldolgozási eljárásoknak) és a mélybeli, nagyobb méretű hatók hatását emeli ki. Ilyen módon 5–10 km-es mélységekről is kaptam megoldásokat. Ezek alkalmazhatósága a szeizmikus szelvénnel való összevetéskor mutatkozik.

A kétdimenziós modellezés során az automatikus feldolgozási eredmények adják egyrészt a kiindulási modell peremfeltételeit, másrészt a sebesség-sűrűség konverzió (2.4.5 fejezet) megadja a kiindulási sűrűség-modellt is, amit a fúrások és a petrofizikai, mélyfúrás-geofizikai mérési eredmények alapján lehet pontosítani.

A modellezés egyik fontos kiindulási adata a medencealjzat mélysége, amihez a mélységinverzió (4.2.3.2 fejezet) eredményét tudom felhasználni. Az inverzió során, ha a fúrások indokolják, különböző modelleket alkalmaztam, s ez által mód nyílt a fedő és az aljzat közötti sűrűségkontraszt durva meghatározására is, ami földtani képződményváltozást jelez.

Érdemes azonban figyelembe venni azt, hogy az inverziós megoldásoknak is van egyfajta bizonytalanságuk. Az inverz probléma megoldásainak instabilitása és többértelműsége két fő dologra vezethető vissza:

1. Különböző hatók azonos anomáliát okoznak — a geometriai és a fizikai tulajdonságok hatása keveredik;

2. A mért anomális tér a szuperpozíció miatt egy integrált tér, azaz az összes hatónak a hatása együttesen jelentkezik (azok eredő tere), és ezeket szét kell választani — ha egyáltalán lehetséges.

Itt kell megemlíteni azt is, hogy a geofizikában a hatókat a feldolgozás szempontjából három fő csoportba oszthatjuk:

1. ércetest típusú hatók:
jól elkülönülő hatók, konstans fizikai paraméterekkel — ha ismerjük a fizikai paramétereket (pl. fúrásokból vagy laborvizsgálatokból), akkor egyértelműen megoldható feladat;
2. szerkezeti típusú hatások:
például rétegzett féltér (az üledékes összletek jellemzője), rétegenként konstans fizikai paraméterekkel: a felületek egyszerű matematikai műveletekkel leírhatók, de fennáll az ekvivalens megoldások lehetősége;
3. az előző két típus keveredése:
kevés földtani ismeret esetén ez okozza a legtöbb bizonytalanságot az értelmezések során.

A gravitációs és mágneses adatok feldolgozásakor az első típushoz tartozó hatók kijelölése a legegyszerűbb, a legtöbb automatikus feldolgozási eljárást erre fejlesztették ki. Egyszerű geometriai formákkal közelíthető hatók, amelyek fizikai tere könnyen számítható, modellezhető. Az angolszász iskola ezeket a feldolgozási eljárásokat alkalmazza szerteágazóan (pl. Euler-, Werner-eljárások). A második, szerkezeti típusú feldolgozásokat az orosz iskola alkalmazta és fejlesztette ki (pl. a QSP, azaz a sajátos pontok módszere). Ennek az eljárásnak az eredményeit más módszerek adataival együttesen kell feldolgozni és értelmezni, pl. szeizmikus vagy magnetotellurikus mérési eredményekkel, a szintek illetve rétegek nyomon követéséhez. A kétféle iskola feldolgozási eredményeinek ötvöztetésével és többféle adat együttes alkalmazásával van lehetőség a leginkább valósághű értelmezésekre.

Az automatikus szelvénymenti gravitációs és mágneses feldolgozások (Euler-, Werner-, Naudy-dekonvolúció) mindegyike egy-egy inverziós eljárás, azaz az anomáliagörbékéből (vagy annak deriváltjaiból) határozza meg a lehetséges hatót (vagy annak egy speciális pontját). Ez a feltételezett ható általában egy egyszerű geometriai test, amelynek anomáliaterét pontosan le tudjuk írni. Kicsit leegyszerűsítve a problémát: az anomáliák ilyen egyszerű hatók terének a szuperpozíciója révén állnak elő. A továbbiakban az automatikus feldolgozások eredményeit az egyszerűség kedvéért Euler-, Werner- és Naudy-megoldásként fogom használni.

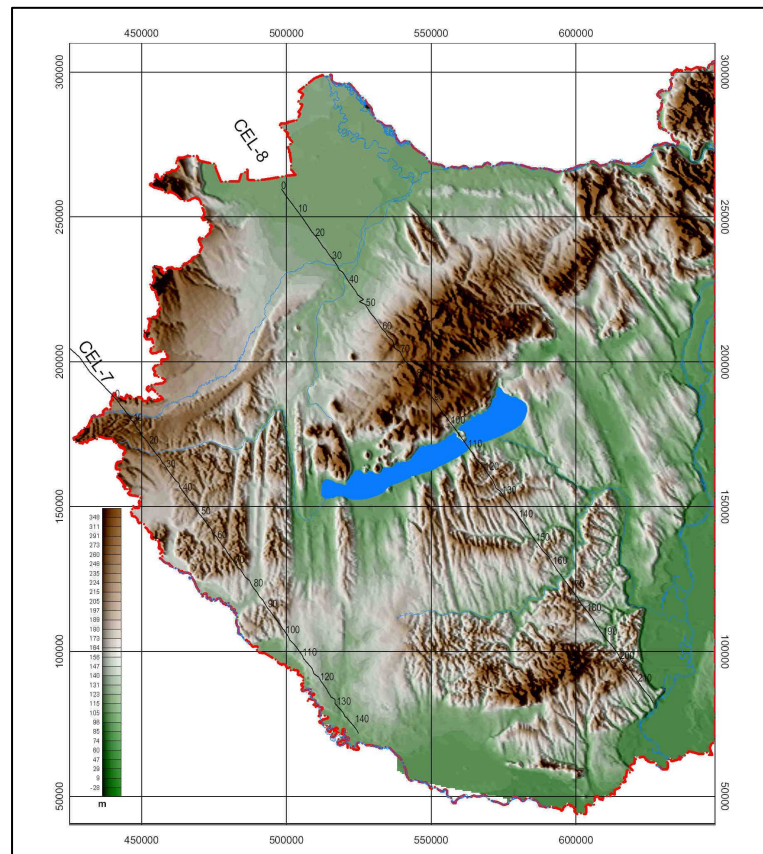
4.2.3.9. Kétdimenziós modellezés

Az adatgyűjtés, a minőségi értelmezés (4.2.1. fejezet), valamint a mennyiségi értelmezés (4.2.3. fejezet) eredményeit a két- vagy háromdimenziós modellezések, és földtani interpretációk során lehet felhasználni. Megfelelő közetfizikai, földtani ismeretanyag birtokában lehet vállalkozni a 2D, 3D modellezésre. Sajnos a programok többnyire nem tudnak egy rétegen, vagy képződményen belül változó paraméterekkel számolni, így a modellezések során mindig nehézségekbe ütközünk.

5. Regionális szelvények geofizikai feldolgozása és értelmezése

5.1. Értelmezés a CELEBRATION vonalak mentén

A geofizikai adatfeldolgozás szempontjából a CELEBRATION szelvények (pl. CEL-7 és CEL-8 szelvények, 25. ábra) jó kiindulási adatrendszert jelentettek, mivel több módszer mérési eredményét lehetett egyszerre vizsgálni.



25. ábra: A Dunántúl domborzati térképe a CEL-7 és CEL-8 szelvények nyomvonalával

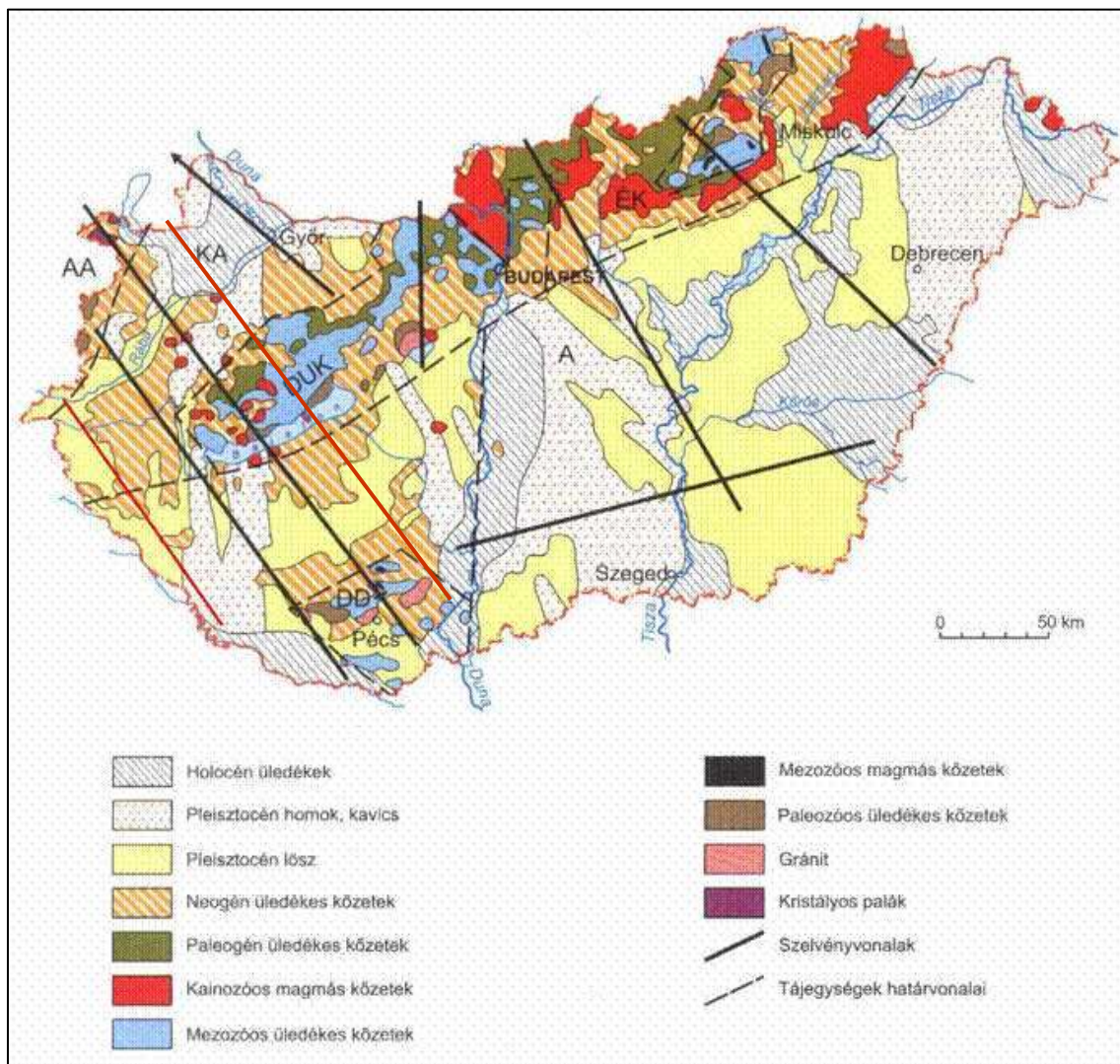
A határokon átnyúló CELEBRATION program fő kutatási célkitűzései (lásd 1.2. fejezet) Magyarország szempontjából a litoszférának, a geodinamikai folyamatoknak, és az egész Kárpát-medence kialakulásának megismerése volt. (A fő kérdésekre még várjuk a választ a szeizmikus feldolgozásoktól.)

A CELEBRATION szelvények magyarországi szakaszainak vizsgálata a Pannon-medence belső felépítésének szempontjából is érdekes. Ilyen földtani feladat például:

- a diszkontinuitási határfelületek vizsgálata;
- a pretercier medencealjzat felszínének meghatározása;
- a főbb szerkezeti vonalak azonosítása;
- a vulkáni gyökérzónák kimutatása.

A feladatok megoldása módszerenként külön-külön elvégezve is érdekes, de különösen érdekes, ha az adatokat komplexen — gravitációs, mágneses, szeizmikus és geoelektromos szempontból is — vizsgáljuk. A feladatok egy része, pl. kéreg vizsgálata — a CONRAD-, vagy a MOHO-szint kijelölése — adott módszerhez, elsősorban a szeizmikus kutatáshoz kötődik.

Érdekes feladat a vulkáni képződmények (köpeny xenolitokat tartalmazó pannon bazaltok) mélybeli hatásának és megjelenésének a vizsgálata, különösen a CELEBRATION–8 szelvény esetében, hiszen e szelvény néhány tanúhegy közelében húzódik.



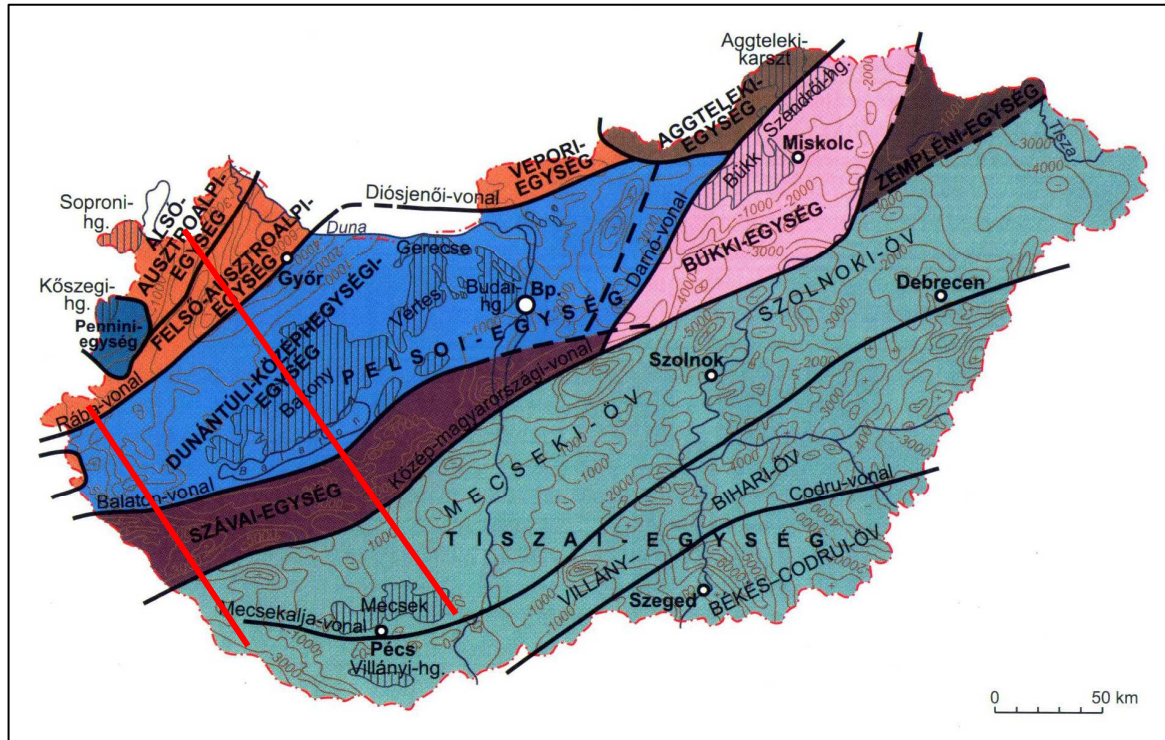
26. ábra: Magyarország egyszerűsített földtani térképe, földtani tájegységekkel (GLATZ et al. 2002)

(AA — Alpokalja, KA — Kisalföld, DUK — Dunántúli-középhegység,
DD — Dunántúli-dombság, A — Alföld, ÉK — Északi-középhegység,
fekete vonallal a földtani szelvények, piros vonallal a CEL–7 és CEL–8 szelvények)

A szelvényekkel párhuzamos földtani szelvények is állnak rendelkezésre, amelyeket összevetés céljából fel tudunk használni (26. ábra, 9. melléklet). Látva a felszíni földtani térképet, nyilvánvalóan tudatos döntés eredménye az, hogy a CELEBRATION szelvények iránya és a földtani szelvények iránya megegyező — ezt a fő mélyszerkezeti irányok indokolják.

A mélyföldtani térkép (27. ábra) megerősíti az ÉÉNy–DDK szelvényirány kiválasztásának helyességét, mivel a szerkezeti vonalakat a rá merőleges szelvényekkel lehet legjobban detektálni. Az is érdekes, hogy földtanilag jól elhatárolható blokkok hogyan köszönnek vissza a különböző fizikai paraméterek változásaiban, azaz a különböző geofizikai módszerek mérési eredményeiben.

A mélyföldtani és nagyszerkezeti vonalak „a priori” információként felhasználhatók az automatikus szelvénymenti feldolgozások értelmezése során.



27. ábra: Magyarország mélyföldtani térképe, nagyszerkezeti vonalakkal (GLATZ et al. 2002)
(piros vonallal a CEL-7 és CEL-8 szelvények)

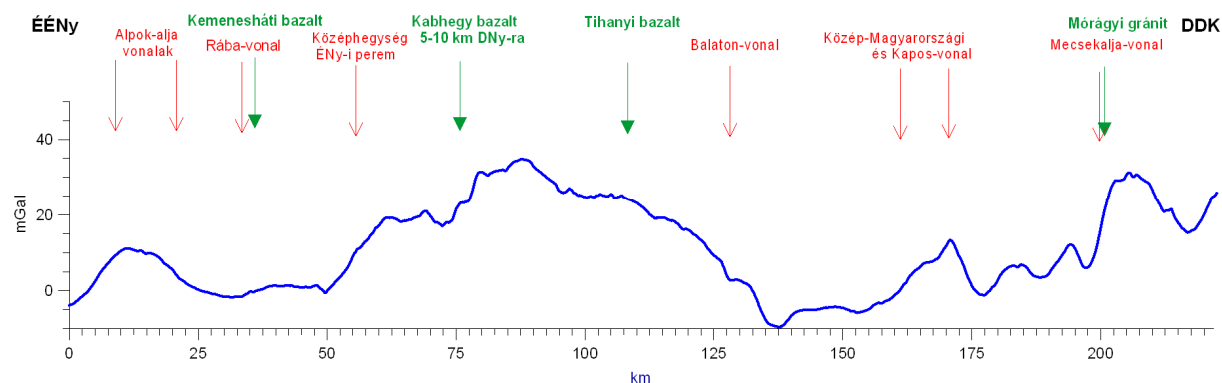
5.1.1. CELEBRATION-8 szelvény

Ez a szelvény a Hanságtól a mohácsi Dunáig húzódik, több mint 200 km hosszan. A szelvény közel merőlegesen metszi a Rába-, a Balaton-, a Közép-Magyarországi- és a Mecsekalja-vonalat, keresztezve az Ausztróalpi-egységet, a Dunántúli-középhegységi-egységet, a Szávai-egységet és a Tisza-egységet, azaz szinte az összes magyarországi nagyszerkezeti egységet.

A CEL-8 egy litoszféra kutató elsőbeérkezései szeizmikus tomografikus szelvény, amely mentén rendelkezésre állnak a gravitációs és földmágneses mérési eredmények, így lehetőség nyílt ezen adatok együttes vizsgálatára.

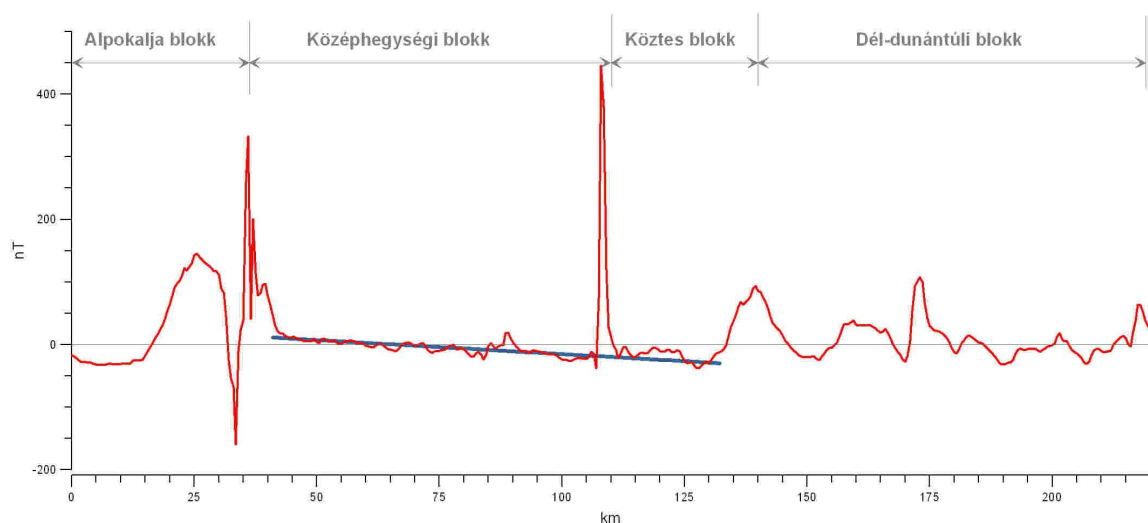
5.1.1.1. Az anomáliák elemzése

Az Alsó-Ausztróalpi-egység CEL-8 szelvényre eső szakasza minimumként jelenik meg a gravitációs anomáliagörbén (28. ábra), A Felső-Ausztriai-egység egy maximum vonulatként, a Mihályi, vagy Büki maximumként jelentkezik. A Kisalföld területe minimumzóna, bár a medencealjzat valódi mélységét nem tükrözi teljes mértékben a Bouguer-anomália, ennek a 2,5 km-nél mélyebb medence az oka (lásd még 2.2.4 fejezetet). A Dunántúli-középhegység maximum zónaként jelentkezik, a felszínen is megtalálható vastag mezozoós összletnek köszönhetően. A Balaton-vonal és a Közép-magyarországi-vonal között a szelvény legerősebb minimuma húzódik. A Tisza-egységre hullámzó anomáliák jellemzők, ahol a minimumokat lokális medencék okozzák: paleozoós és mezozoós self képződményekkel feltöltve. A Balaton-vonaltól a legkisebb Bouguer-értéktől a Mórággyi-rög okozta maximumig egy folyamatos növekedő tendenciájú regionális hatás jellemzi a gravitációs képet.



28. ábra: Gravitációs Bouguer-anomália a CEL–8 szelvény mentén

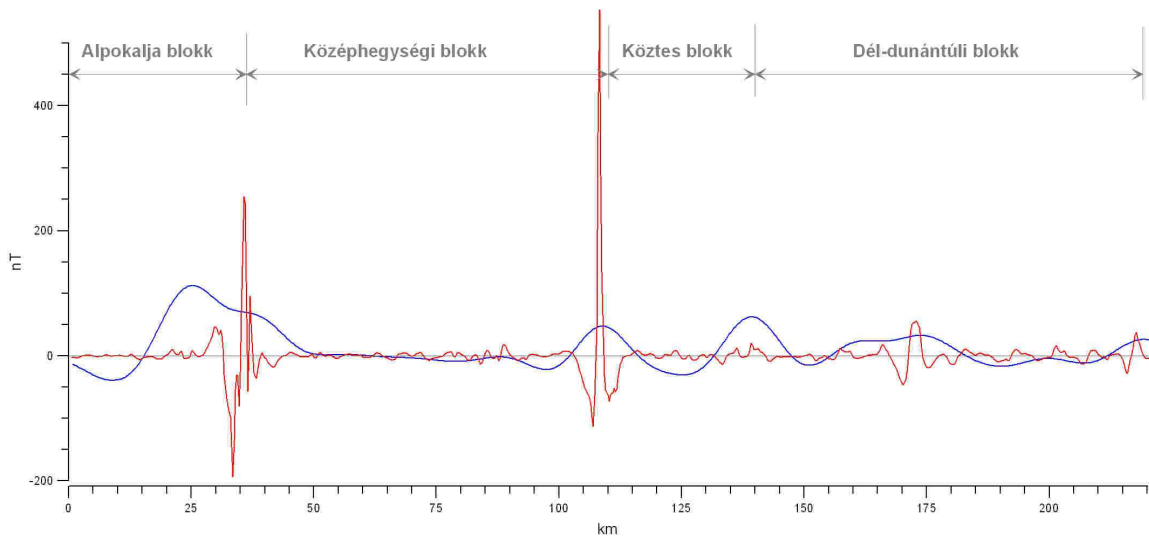
A térképi adatok minőségi értelmezése alfejezetben (4.2.1) felvázolt blokkok egy része a CEL–8 szelvény mágneses anomáliái alapján jól elkülöníthető. Az Alpokalja blokk és a Dél-dunántúli blokk területén a mágneses anomáliák hullámmása (29. ábra) az alaphegység mágnesezettségére utal.

29. ábra: Blokkok és mágneses ΔT anomáliagörbe a CEL–8 szelvény mentén (regionális hatás a Középhegységi és a Köztes blokkon)

Ezzel szemben a Középhegységi blokk, és a Köztes blokk területe — a tanúhegyek lokális, felszíni hatásait nem számítva — gyakorlatilag anomáliamentes. A Középhegységi blokk ÉNy-i és DK-i pereme a felszíni hatóktól származó mágneses anomáliák alapján (30. ábra) határolható le, a Középhegységi blokk és a Köztes blokk együttes területének határa pedig a mélybeli mágneses hatások alapján. Ez a két blokk alapvetően nem mágneses (vastag, biogén eredetű üledékes mezozoós összletek jellemzik), és ennek megfelelően nincsenek mágneses anomáliák. Van egy alig észrevehető regionális hatás, ami a Középhegységi és a Köztes blokkra kiterjedően jelentkezik. E két blokkon a kijelölhető mágneses alapszint ÉNy-on magasabban található, mint DK-en: az eltérés 30–40 nT körüli (29. ábra, kék vonal).

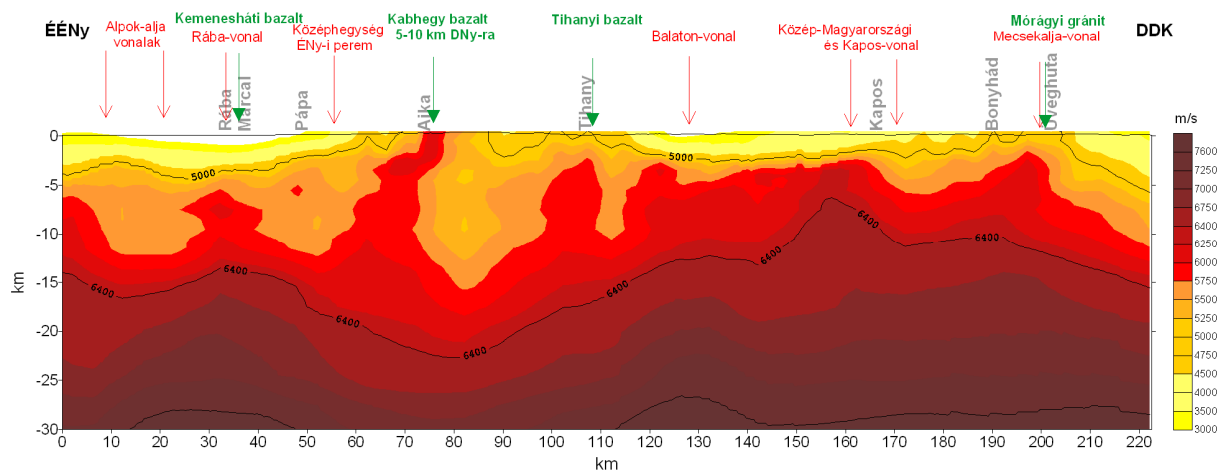
Az átmenet gyakorlatilag lineáris, amit mágneses szempontból csak egy közel szintes regionális mágneses ható felszíne okozhat (pl. mágneses alaphegységi képződmény), amely ÉNy-ról DK felé mélyül (esetleg vékonyodik). A ható peremét az Alpokalja blokk nagy mágneses anomáliái és a Köztes

blokkot lezáró anomáliavonulat jelentheti — itt lehet törése, szakadása az esetleg összefüggő mágneses rétegnek.



30. ábra: Frekvenciaszűréssel (LP, HP) elkülönített regionális (kék) és lokális (piros) mágneses anomáliák

A vastag mezozoós összleteket „pontoszerűen” törik át a pannonban a bazaltos vulkanizmus képződményei köpeny-xenolitokat hozva a felszínre, ami nagyon gyors mozgást, és nagyon mély gyökérzónát — törésrendszereket — feltételez. A közel vertikális nagy sebességű zónák szelvénymenti megjelenését a feltételezhetően e tanúhegyek gyökérzónái okozzák. Ez az egyik legérdekesebb jellegzetessége a CEL–8 szeizmikus szelvénynek (31. ábra / 1. melléklet). A mélybeli zónák egyértelműen összefüggésbe hozhatók a felszíni tanúhegyekkel (Kemeneshát, Kab-hegy, Tihany).



31. ábra: CEL–8 szeizmikus sebesség szelvény

A mágneses szelvényen a Kemeneshát és Tihanyi-félsziget vulkanitjainak hatása látszik, a többi tanúhegyet a szelvény nem érinti. A Kab-hegyhez közel fut a CEL–8 szelvény nyomvonala — a sebességek alapján érződik a gyökérzóna — de a bazaltok a szelvénytől DNY-ra, 5–10 km-re vannak, ezért a mágneses anomáliájuk már nem jelentkezik a szelvényen.

Érdekes jelenség 25–35 km-nél a mélybeli (valószínűleg medencealjzatbeli ható — metavulkanit) és egy felszíni pannon bazaltos ható együttes megjelenése. A két eltérő frekvenciájú hatás vizuálisan is jól elkülöníthető, és digitális adatfeldolgozással, pl. frekvenciaszűréssel szétválasztható (30. ábra). A

kétféle (nagy- és kisfrekvenciás) anomália szuperpozíciójából valóban előáll a mért anomália görbe (29. ábra).

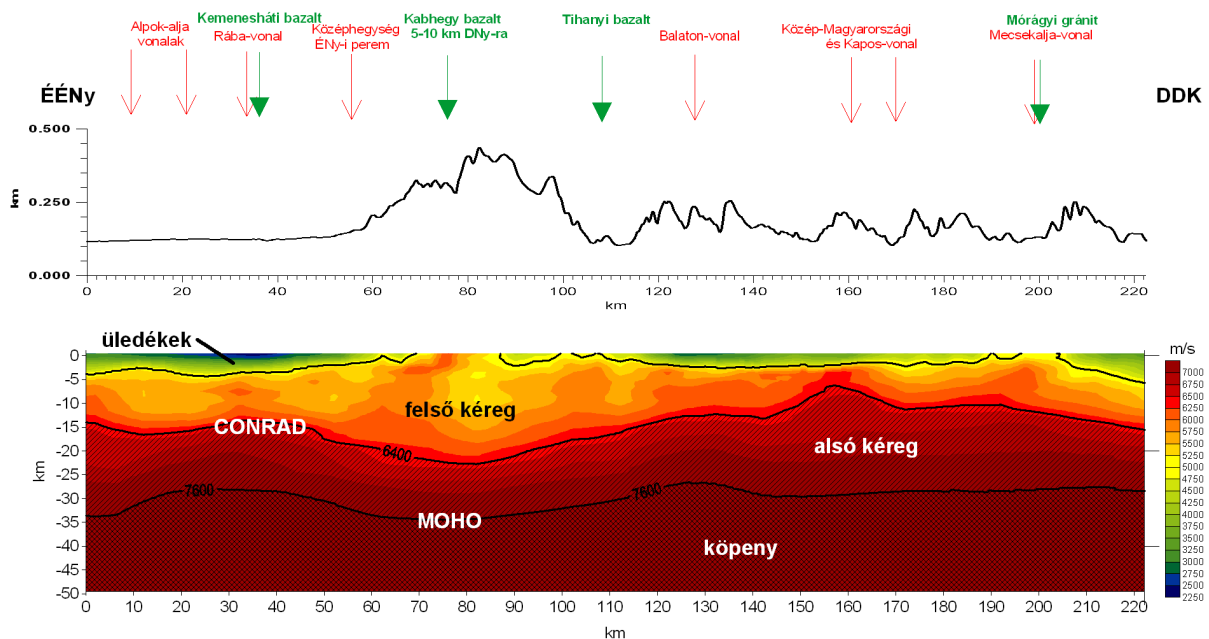
A szeizmikus sebességszelvényen érdekes, és talán a legnagyobb szeizmikus sebességű kéregrendellenesség a 150–160 km-nél jelentkező nagy sebességű zóna (29. ábra), ami egy hosszan követhető mágneses anomáliavonulathoz kapcsolódik (12. ábra). A felszíni, néhányszor 10 nT-ás anomáliavonulat alatt, egy 3 km-es mélységtől, több mint 15 km mélységig kimutatható, környezeténél nagyobb sebességű zóna található, aminek az eredete nem ismert. 190 és 200 km között egy hasonló, de talán kevésbé mély „nyúlvány” látszik, amelynek felszíni folytatása a Mórággyi-rög.

A nagysebességű zónák jól azonosítható kapcsolatot mutatnak a földtörténet különböző időszakaiban a kéregben megjelenő magmás képződményekkel.

5.1.1.2. A földkéreg felépítése a CEL–8 szelvény mentén

Az első beérkező szeizmikus tomográfia a mérési adatokból a ZELT-féle (ZELT és SMITH 1992, ZELT 1993) algoritmus alapján határozza meg a sebesség-eloszlást. A CEL–8 szelvényen a CHRISTENSEN-MOONEY-féle (1995) átlagos kéregsebesség-modell alapján a CONRAD-mélység 5–20 km mélységben jelentkezik (32. ábra / 2. melléklet).

A CEL-8 sebesség-szelvényen jól látszik egy, az izosztatikus gyökérszónának megfelelő, csökkent sebességű zóna a Dunántúli-középhegység alatt (a kéreg fizikai paramétereivel benyomul a mélyebben elhelyezkedő köpenybe). Ez mind a CONRAD-, mind pedig a MOHO-töréscsíkok lefutásában azonosítható. Ez szép példája annak, amit a korábbi kéregkutató szelvények már kimutattak (POSGAY et al. 1991), hogy egy alacsony röghegység alatt is megtalálható az izosztatikus gyökérszóna!



32. ábra: A földkéreg szerkezete a mért sebességek alapján a domborzattal a CEL-8 szelvény mentén (szeizmikus kétdimenziós inverzió: Kovács Attila Csaba, 2001)

A jelölt határfelületek alapján azt mondhatjuk, hogy a méréseinkkel kimutatott legjelentősebb sebesség-változások a felső kéregben, 10–15 km mélységig találhatók. Ez azt is jelenti, hogy pl. a vulkáni gyökérszónák a CEL-8 szelvényen (31. ábra / 1. melléklet) a felső kéregben azonosíthatók, de valószínűleg a CONRAD-diszkontinuitás alatti szférákból táplálkoznak. Egy másik kutatási módszer — a bazalt-xenolitok vizsgálata — alapján FALUS és SZABÓ (2004) hasonló következtetésre jutottak:

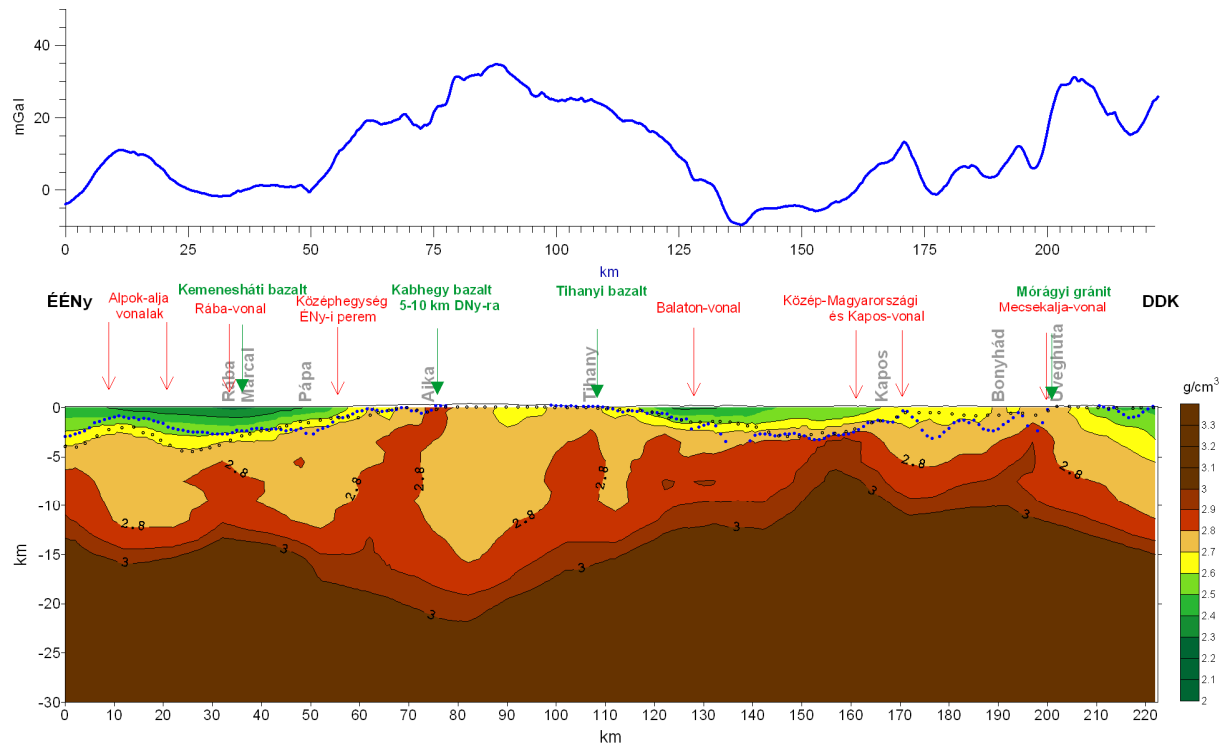
„A tihanyi vulkán (a CEL-8 szelvény 110 km-nél) több kitörési központból álló maar komplexuma a Bakony-Balaton-felvidéki vulkáni terület legidősebb alkáli bazaltos vulkánja (7,5-8 millió év). A magmás aktivitás során, a terület alatti felső köpeny és alsó kéreg anyaga felszakított kőzetdarabok (xenolitok) formájában a felszínre került, lehetőséget nyújtva ezzel a felső köpeny és alsó kéreg 8 millió évvel ezelőtti állapotának vizsgálatára”.

A gravitációból kapott szerkezetek (lásd később) szintén nem nyúlnak le a CONRAD-féle felület alá, ami arra utalhat, hogy a feldolgozások mélységi határa nem az anomáliák hullámhosszából származó legnagyobb behatolási mélység, hanem a CONRAD-féle határfelület (A CHRISTENSEN ÉS MOONEY-féle kéregmodell (3.1 fejezet) és a NYIKOLAJEVSKIJ-féle kéregtektonikai hipotézis egymást erősíti).

5.1.1.3. A medencealjzat mélységének meghatározása

Gravitációs szempontból a magyarországi földtani felépítés megközelítőleg kétréteges modellnek felel meg — felül a medence laza üledékei, alul a nagy sűrűségű kristályos medencealjzat. Ebből adódóan ennek a viszonylag egyszerű modellnek a segítségével a Dunántúl területére meghatározható, hogy milyen mélyen van a határvonal a két réteg között. A fedőüledékek és a medencealjzat közötti sűrűségkülönbséget (sűrűségkontrasztot) megbecsülhetjük, illetve az egyszerű modellből adódóan többféle értéket is használhatunk a mért gravitációs anomália tér modellezéséhez.

A gravitációs CORDELL-HENDERSON-féle (1968) mélységinverzió eredménye a KILÉNYI-ŠEFARA (1191) mélységtérképhez hasonló medencealjzat-lefutást mutat $0,25 \text{ g/cm}^3$ -es sűrűségkontraszt mellett (33. ábra). Ez azt jelenti, hogy az ebben az esetben homogénnek feltételezett medencealjzat és a szintén homogénnek feltételezett fedő között $0,25 \text{ g/cm}^3$ sűrűségkülönbség van — a fedő- és az aljzat-képződmények sűrűsége átlagosan ennyire tér el egymástól (33. ábra / 3. melléklet).



33. ábra: Bouguer-anomália (felül) és a gravitációs mélységinverzió eredménye a sebességből számított sűrűség-mélység szelvényen a CEL-8 mentén (kék pontok — Cordell-Henderson mélységinverzió eredménye, fekete körök — Kilényi-Šefara medencealjzat-mélység)

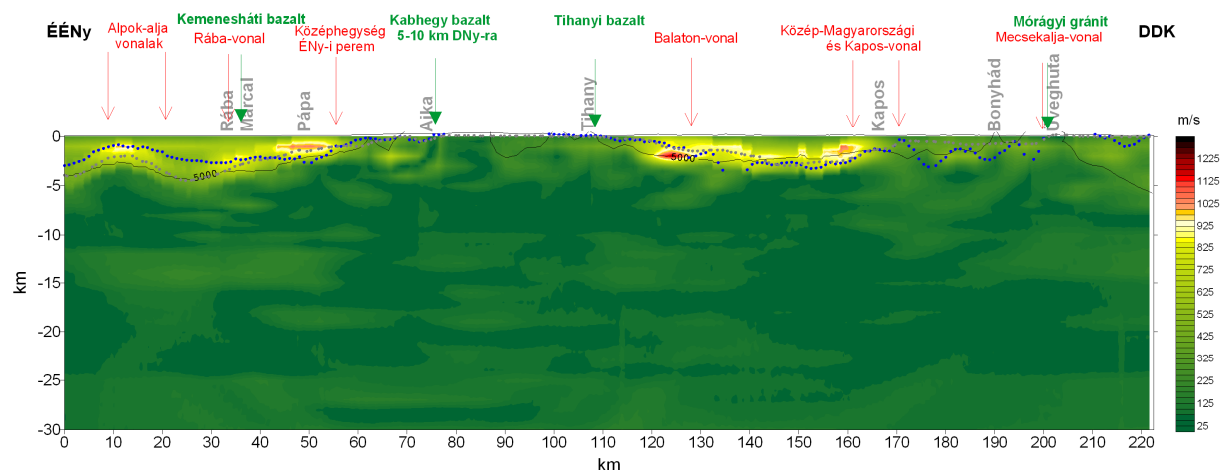
Az illeszkedés a szelvény elején, a Kisalföld ÉNy-i részén nem tökéletes, ahol a gravitációs mélység kisebb, mint ami a KILÉNYI–ŠEFARA (1991) mélységadatokról rajzolódik ki. A valós mélységet esetünkben akkor kapnánk meg, ha a sűrűség-kontrasztot az Ausztróalpi-egységen $0,25 \text{ g/cm}^3$ -nél kisebbre vennénk. Ez azonban nem jó megoldás, mivel a paleozoós medencealjzat felett kivastagodó negyedidőszaki és pannon összletek még inkább a nagyobb sűrűség-különbséget indokolnák. A megoldás inkább az lehet, hogy a földtani felépítés nem közelíthető kétréteges modellel, azaz a medencealjzat, a sűrűsége alapján, nem tekinthető homogénnek, hanem egy további nagyobb sűrűségű összlettel is számolnunk kell a behatolási mélységen belül. Ez a mélybeli hatás megemeli a gravitációs szintet, ezért a fúrási adatok alapján meghatározott medencealjzat nem illeszkedik a gravitációból — az egyszerűsített kétréteges modellel — meghatározott mélységhez.

A másik eltérés a Mecsek É-i előterében jelentkezik, ahol a gravitációból kapott inverziós mélységek „zsebszerű” bemélyedéseket mutatnak, amely a KILÉNYI–ŠEFARA-féle (1991) aljzatsűrűsége nem látszik. Ez azt jelezheti, hogy nem mindegyik mezozoós medencealjzat képződmény sűrűsége éri el az átlagos aljzatsűrűség-értékét. Magyarázattal a mezozoós képződmények litológiája szolgálhat. A Dunántúli-dombság területén ugyanis a mezozoikum nem mélytengeri kifejlődésű, hanem self-képződmények alkotják, amelyek tömörödöttsége esetenként nem olyan mértékű, mint a középhegységi mezozoikumi képződményeké (2.2.4. fejezet, 3. ábra).

A szelvény mentén feltüntettem az ismert szerkezeti vonalak helyét. A mélységinverzióból kapott medencealjzat és a Bouguer-anómália alapján ezek a főbb szerkezetek azonosíthatók.

A szeizmikus sebesség (31. ábra / 1. melléklet) alapján az esetek többségében kijelölhető a medencealjzat felszíne. Az 5000 m/s sebességhatár vagy a sebesség-gradiens maximuma mutatja a laza medenceüledék és a kristályos medencealjzat közötti határfelületet. Az 5000 m/s sebességszint alkalmazásával egy általánosan elfogadott közetfizikai sebességhatárt használtam az üledékvastagság szeizmikus meghatározására, a meghatározás alapját a 3.1. fejezetben mutattam be.

A gradiens értéke nem mindig az 5000 m/s-os medencealjzatnál jelentkezik, hanem gyakran fölötte, pl. az Ausztróalpi-egység esetében is, a gravitációs Cordell-Henderson inverziós szinttel közel azonosan jelentkezik (34. ábra / 4. melléklet).



34. ábra: Szeizmikus sebesség gradiens (zx síkbeli) a CEL-8 szelvény mentén, az 5000 m/s sebességszinttel (fekete) és a gravitációs inverziós szinttel (kék)

5.1.1.4. Szerkezeti elemek kimutatása

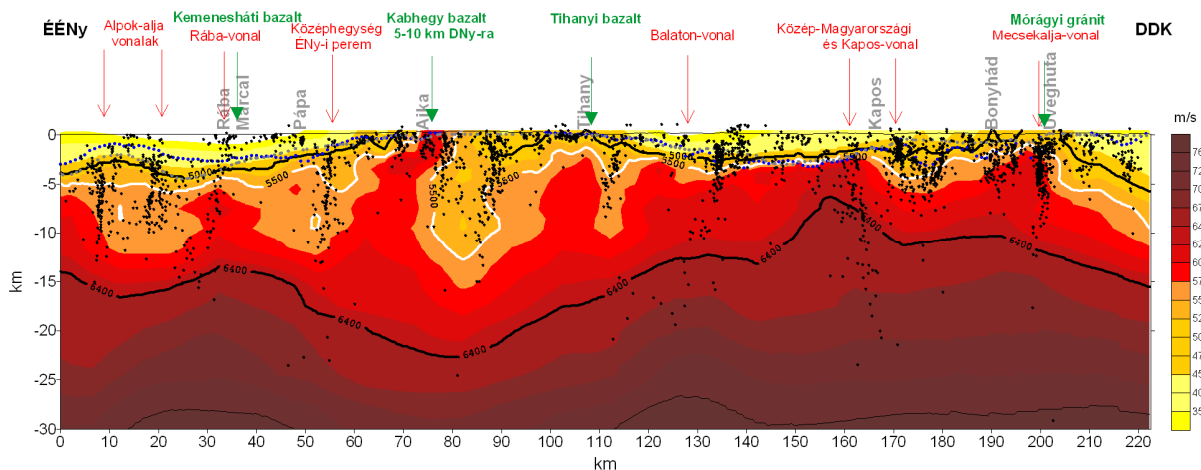
A különböző módszerek mérési eredményeinek összevetésével a tektonikai zónák, vonalak jól azonosíthatók. A nagy szerkezeti vonalak csökkent sebességű zónákként jelentkeznek. Ezt a jelenséget legjobban az 5500 m/s sebesség-értékű izovonal lefutásán lehet követni (5000 m/s az

üledékes és a kristályos kőzetek közötti határsebesség). Úgy tűnik, hogy ahol az 5500 m/s sebességű izovonalnak mélybeli nyúlványa van, ott egy tektonikai szempontból megbolygatott zóna található.

A gravitációs megoldások megerősítik ezt az elképzelést, mivel a laterális sűrűségváltozások többször ezekhez a nyúlványokhoz kapcsolódnak. Ez alól csak a Kapos- és a Mecsekalja-vonal a kivétel: ezeknél a gravitáció alapján meghúzható szerkezeti vonalak 5500 m/s-nél nagyobb sebességtartományban jelentkeznek. A gravitációs megoldások a főbb szerkezeti vonalakat jól azonosíthatóan kijelölik, ez alól csak az Ajkától DDK-re jelentkező szerkezetek (35. ábra / 5. melléklet) jelentenek kivételt.

A tektonikai értelmezés során olyan rendellenességeket keresek, amelyek a szerkezeti zónákra jellemző — tört, feldarabolódott — kőzetekre utalnak, azaz a kőzeten belül a sebesség megváltozásával járnak, így a feldolgozások során a figyelmem középpontjába a sebesség anomális megváltozásának kimutatása került. A jobb értelmezéshez esetenként az elsődleges mérési paraméterek bizonyos fokú átalakítása szükséges. Ezeknek az átalakításokat úgy kell elvégezni, hogy tükrözzék a mért fizikai paraméter értékeit, de az általános mélybeli törvényszerűségektől le kell tisztítani az adatrendszert úgy, ahogy ezt a gravitációs mérések korrekciójánál, vagy a mágneses normál tér korrekció esetében már rutinszerűen tesszük.

A sebesség szelvényen nagyon egyértelműen látszik az az általános tendencia, hogy a sebesség értéke a mélységgel nő. Ez egy általános sebességtrend — vagy ha úgy tetszik, „normális sebesség menet”. Úgy tűnt, hogy ennek a normál menetnek a kiszűrése jelentősen javítja az anomális részek kijelölésének lehetőségét és esetleg az értelmezést, mivel a „normál menet”-hez hozzáadódó laterális eltérések ilyen módon felerősíthetők.

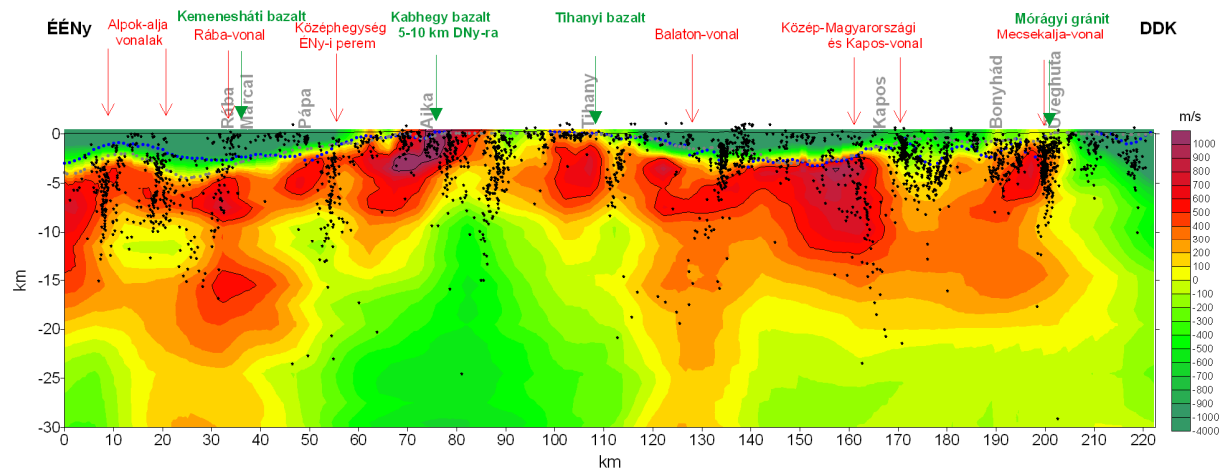


35. ábra: Gravitációs Euler- és Werner-megoldások a CEL-8 sebesség szelvényen (szeizmikus kétdimenziós inverzió: Kovács Attila Csaba, 2001)

A sebességtrend kiszűrésére több eljárás is létezik (Kiss 2005). Az erőter-geofizikai módszerek esetében a regionális hatások eltávolítására alkalmazott trendszűrést használtam fel. Egy másik lehetséges megközelítés az, amikor a sebességfüggést az egyedi pontok sebesség-mélység összefüggése alapján határozható meg. Ebben az esetben a sebesség-mélység grafikon ponthalmazára illesztett polinom adja meg az összefüggést, az általános vertikális sebességtrendet. Ezt minden pontban eltávolítva az eredeti sebességeloszlásból egy sebesség-anomália szelvényhez jutottam.

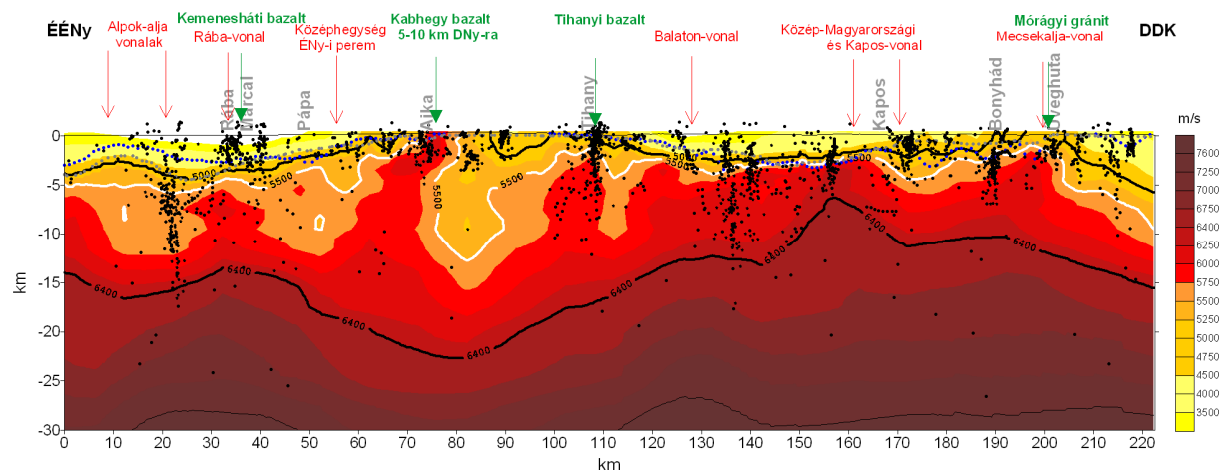
A sebesség-anomália szelvény (36. ábra / 6. melléklet) az erőter-geofizikából kapott automatikus

feldolgozási eredményekkel sokkal szorosabb kapcsolatot mutatnak, mint a normál sebességszelvény (35. ábra / 5. melléklet). A sebesség-anomália szelvényen a legjelentősebb változás az, hogy a medencealjzat jelentős sebességugrásként jelentkezik, amit kisebb-nagyobb sávként azonosíthatunk (36. ábra / 6. melléklet).



36. ábra: Gravitációs Euler- és Werner-megoldások a CEL-8 sebesség-anomália szelvényen

A vulkáni tevékenység, a Föld folyékony forró anyagának a felszínre ömlése, annak felszíni megnyilvánulásai nagyon gyakran szerkezeti elemekhez, vetőkhöz és képződményhatárhoz köthetők. Érdekes módon, a gravitáció alapján kimutatható szerkezetek többnyire csökkent sebességű zónákkal mutatnak kapcsolatot. Azokon a helyeken, ahol a medencealjzatot szerkezeti mozgás vagy litológiai váltás jellemzi, ott a szeizmikus sebesség lecsökken, ami a sebesség-anomália szelvényen jól kivehető. A gravitációból kapott automatikus Euler- és Werner-megoldások (laterális sűrűség-inhomogenitások) jelzik ezeket a csökkent sebességű zónákat. Ezzel szemben a felszíni tanúhegyek pontról pontra nagy sebességű zónák felett vannak. Célszerű megnézni, hogy a mágneses anomáliák feldolgozása, azaz az automatikus eljárások hol fogják megadni a mágneses hatókat. A magmás képződmények megjelenése nagy sebességű zónákhoz, különböző mélységekhez kötődnek. Vannak közöttük nagyon mélyek és vannak olyan felszíni vulkanitok, amelyek hatása csak a felső laza törmelékes összletben jelentkezik.



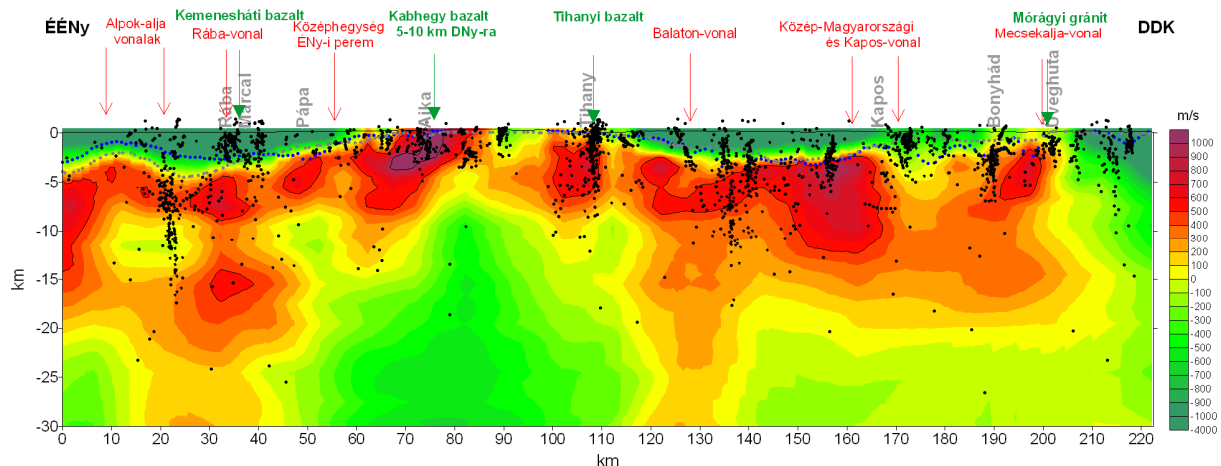
37. ábra: Mágneses Euler- és Werner-megoldások a CEL-8 sebesség szelvényen (szeizmikus kétdimenziós inverzió: Kovács Attila Csaba, 2001)

A pásztori mágneses anomália a Kisalföldön (a Rába-vonalhoz kapcsolódóan), a szelvény 25–40 km közötti szakaszán jelentkezik egy nagy sebességű zóna 7 km mélységben (37. ábra / 7. melléklet). A mágneses megoldások alapján ÉÉNy-ról nagyon mély, 10–15 km-es határfelületet látszik, amihez

DDK-en egy 7 km-ig azonosítható határfelület kapcsolódik. A viszonylag nagy kiterjedésű mágneses ható e két határfelület között van. A határfelületek kontaktusként értelmezhető modellek, a mágneses ható a két kontaktus között jelenik meg.

Ehhez, mélységben csak a Balaton-vonal menti mágneses megoldások hasonlítanak. A tihanyi, a Kapos-vonali és a bonyhádi anomáliák esetében a mágneses megoldások körülbelül 5 km-es mélységig azonosíthatók és lokálisnak („vékony lemez modell”-nek) számítanak a Rába- és Balaton-vonal mentén jelentkező anomáliákhoz képest. Ez a megállapítás a szűrt mágneses anomáliák, azaz a domináns hullámhosszúság alapján is belátható.

A nagy sebességű aljzatfelszínhez köthető sávot a mágneses megoldások is kettészakítják (38. ábra). Ez azonosítható 20 km környékén, Tihanynál (110 km), és Kapostól D-re (175 km), a Közép-magyarországi-vonalnál és a Mórággyi-rög D-i peremén.

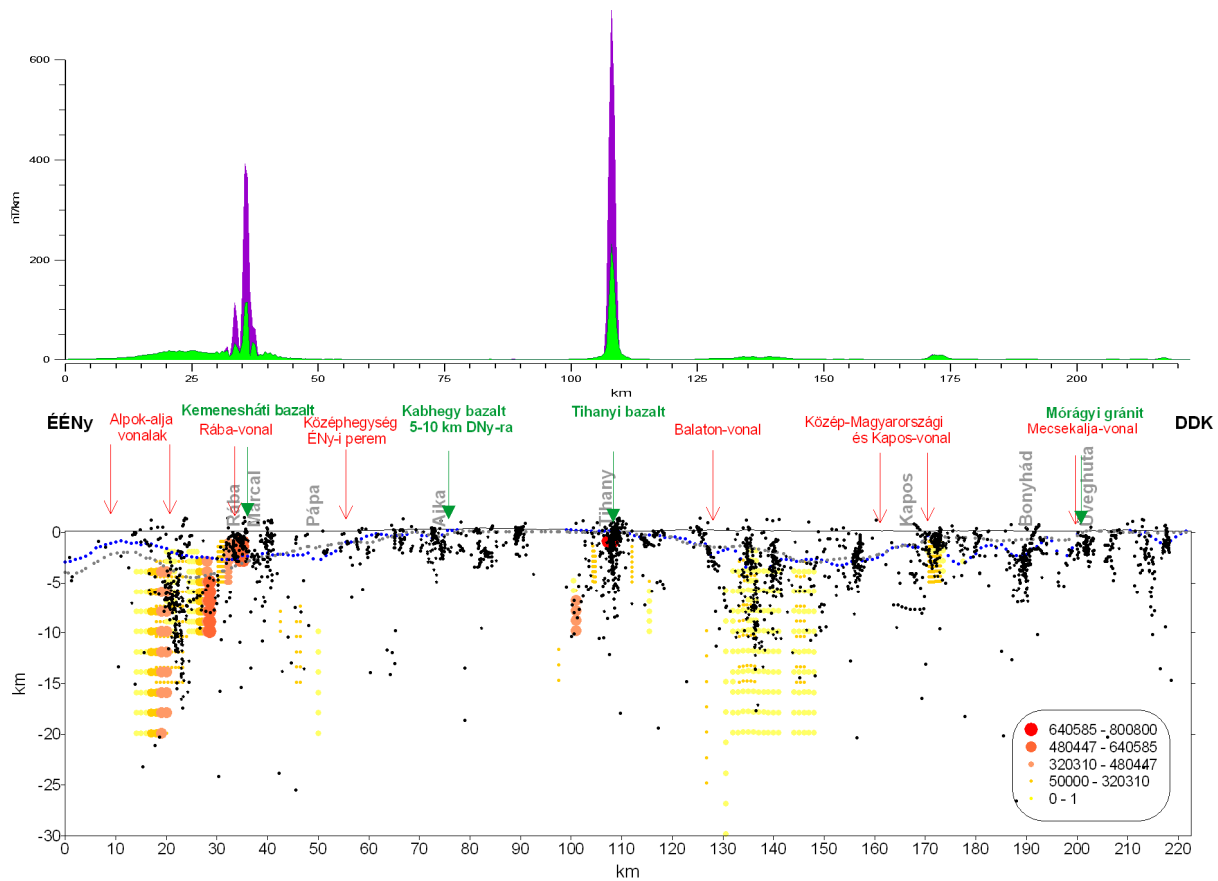


38. ábra: Mágneses Euler- és Werner-megoldások a CEL–8 sebesség-anomália szelvényén

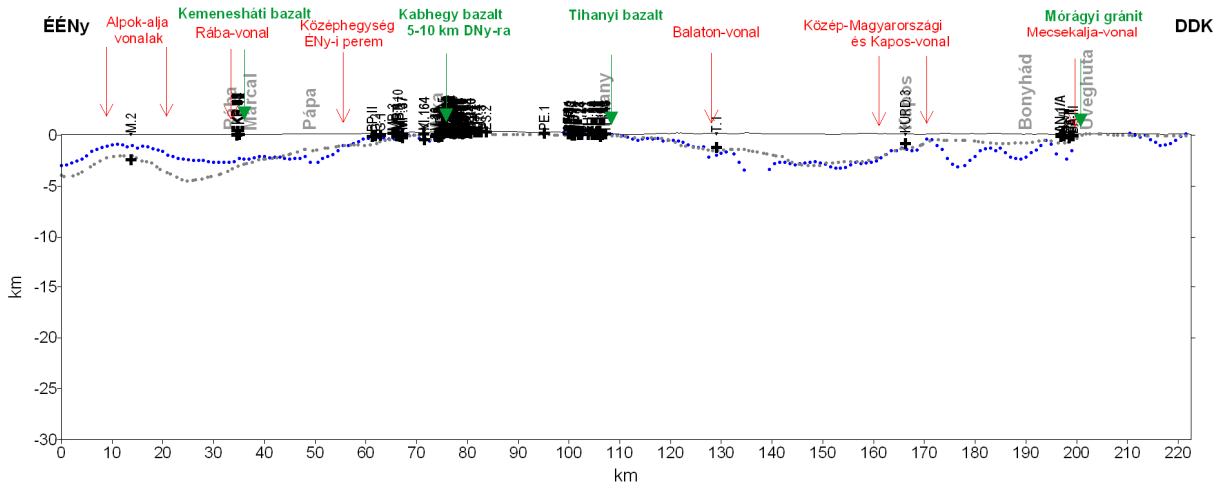
Az egyszerűbb anomália rajzolatok eléréséhez felhasználtam a mágneses szelvénymenti adatfeldolgozási eljárások közül az analitikus jelképzést is (NABIGHIAN 1972, 1974). Ezt a feldolgozási eljárást magyarul térgradiens vagy totál gradiens számításnak szoktuk nevezni (4.2.2.6 fejezet). Kiszámoltam a térgradiens nagyságát, az analitikus jelet az eredeti anomália értékek alapján — ez a görbe a „lemez modell”-re érzékeny és azokat az anomáliákat mutatja, ahol ilyen modell várható. A horizontális gradiens alapján kiszámított analitikus jel a „kontaktus modell” felett ad anomáliát (39. ábra / 8. melléklet).

A lemez és kontaktus modell elnevezés relatív — erősen mélységfüggő. Egy nagy mélységű lemez modellt felszínre emelve, a peremei mentén már a kontaktus modellként fog jelentkezni, mert a test horizontális vastagsága és a mélységi helyzete együttesen határozza meg a lemez és kontaktus típusjellegét. A számításból adódóan a térgradiens csak pozitív értékekből áll. A kapott anomália görbén ott jelentkezik anomália — nullától különböző érték, ahol mágneses ható van. Ez a nagy előnye a térgradiens görbék alkalmazásának, a frekvenciaszűrt görbékkel (30. ábra) szemben.

Akár a térgradiens görbék ellenőrzéseként a mágneses hatókat a Naudy-megoldásokon (4.2.3.7 fejezet) keresztül meg is tudjuk jeleníteni (39. ábra / 8. melléklet). Ennél a feldolgozásnál is különböző ablakméretekkel dolgoztam és az eredményeket egy megbízhatósági paraméter alapján rangsoroltam. A kapott eredmények a többi feldolgozással összhangban, de nemcsak a ható várható peremeit, hanem az egész mágneses testet „megjeleníti”. A térgradiens görbék anomáliái a hatók felett vannak és a mélységi elkülönülés is látszik — más a pannon bazaltok és a metabazitok mélysége és térgradiens anomáliája is.



39. ábra: Mágneses Naudy- (sárga-piros pontok), Euler- és Werner-megoldások (fekete pontok) a CEL-8 mentén, felül a mágneses térgradiens görbék lemez (lila) és kontaktus (fekete) modellre számítva



40. ábra: Mélyfúrások elhelyezkedése a CEL-8 szelvény mentén

A CEL-8 szelvény mentén csak szakaszosan (40. ábra) és csak a felső néhány kilométeres mélységről állnak rendelkezésre mélyfúrási adatok. A mélyfúrások zöme a bakonyi bauxit-kutatás során mélyült le, viszonylag közel esnek egymáshoz az egyes kutatási területeken belül. A többi fúrás 20–40 km-re található egymástól és csak néhány esetben mélyebb, mint 1 km, ezzel szemben a feldolgozások 10-15 km-es mélységről is adnak információkat.

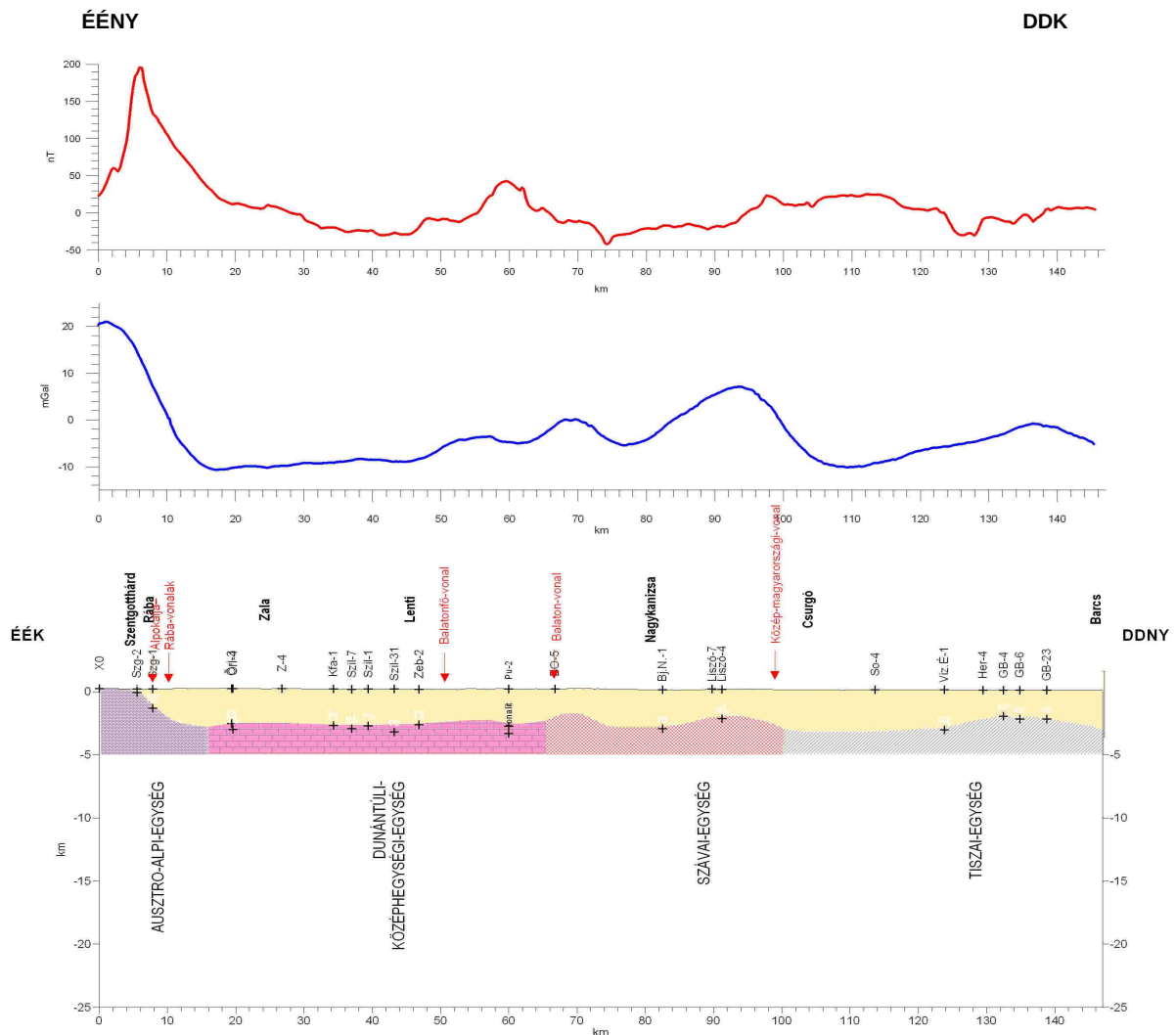
A Soproni-hegységtől a Villányi-hegységig a CEL-8 szelvénytől DNY-ra, kb. 25 km távolságra a mélyfúrások alapján elvi földtani szelvény készült. A 25 km-es távolság ellenére érdemes volt összevetni a gravitációs szerkezet-kijelölések eredményét és a földtani szelvényt (lásd 9. melléklet).

5.1.2. CELEBRATION–7 szelvény

A CEL–7 litoszféra kutató szeizmikus (elsőbeérkezési tomográfia) szelvény mentén egy OTKA pályázatnak köszönhetően hasonló, 2 km-es állomás sűrűséggel magnetotellurikus szondázásokat mért az MTA-GGKI és az ELGI (SZARKA et al. 2004, ÁDÁM et al. 2005, ÁDÁM et al. 2006). A szeizmikus és magnetotellurikus módszernek a behatolási mélysége hasonló, ehhez kiegészítésképpen felhasználtam a mérési vonal mentén rendelkezésre álló gravitációs és földmágneses mérési adatokat is. A szelvény mentén négy fizikai paraméter (sebesség, elektromos vezetőképesség, sűrűség és mágnesezettség) hatását vethetjük össze a jobb földtani értelmezés céljából.

5.1.2.1. Az anomáliák elemzése

A szelvény Szentgotthárdtól Barcsig húzódik, keresztezve az Alpokalját, a Rába-vonalat, a Balaton-vonalat és a Közép-magyarországi vonalat (27. ábra). Az Ausztróalpi-egységről indulva keresztezi a Dunántúli-középhegységi a Szávai-egységet és ráfut a Tisza-egységre.

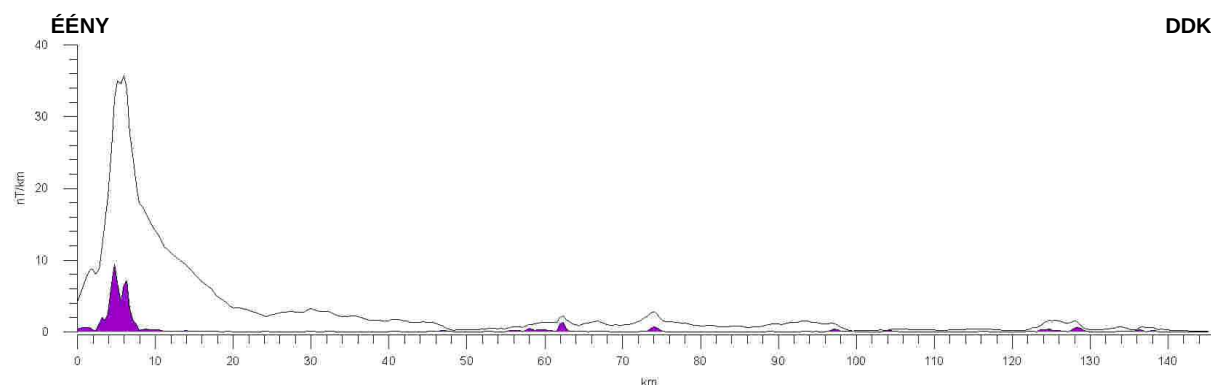


41. ábra: Mágneses (felül), gravitációs (középen) anomália görbék és a fúrások a medencealjzat-mélység adataival (alul) a CEL–7 szelvény mentén

A mágneses és gravitációs anomáliák (41. ábra / 10. melléklet) a CEL–7 szelvény mentén a nagyszerkezeti kép alapvető vonásait jól tükrözik. A mágneses térkép minőségi értelmezése során kijelölt blokkok itt is azonosíthatók, a Középhegységi blokk összeszűkül, kiterjedése a Rába-vonaltól

(10 km-től) egy jellegzetes mágneses anomália végéig, a szelvény 70. km-ig tart. A Dél-dunántúli blokk kb. 90 km-től tart a szelvény végéig. Ezeket a mágneses blokkokat összevethetjük a földtani nagyszerkezeti egységekkel (41. ábra). Az Ausztróalpi-egységet nagy gravitációs és mágneses maximum jellemzi, mivel a metamorf összlet a felszínközélen van. A Tiszai-egység főleg a gravitációs anomáliák alapján fogható meg. 100–110 km-től, egy relatív minimumtól, a szelvény egyenletes növekedést mutat D felé, és csak a szelvény végén kezd újra csökkenni. A Dunántúli-középhegységi-egység és a Szávai-egység talán csak a mágneses görbe alapján azonosítható, őket a 60 km-nél jelentkező mágneses maximum választja el. Az Ausztróalpi-egység és a Tiszai-egység közötti tér — nem számítva a 60 km-nél jelentkező maximumot — egy nagyon széles mágneses minimumként jelentkezik. A Dunántúli-középhegységi-egységen a mágneses anomáliák É felé, a Szávai-egységen D felé növekednek, mint egy minimum zóna két pereme. A Bouguer-anomálián az Ausztróalpi-egység után lassú hullámzó D-i irányú emelkedés látszik a Közép-magyarországi-vonalig, majd hirtelen egy nagyobb minimum után megint emelkedés kb. 136 km-ig, a kép alapján nagy sűrűségű képződmények általános É-i dőlése valószínűsíthető.

A CEL–7 szelvény mentén a mélyfúrások a CEL–8 szelvényénél sokkal egyenletesebben helyezkednek el és a mélységük is nagyobb — mivel olajkutató fúrások, több kilométeres. Ez a medencealjazat-kijelölés szempontjából pontosabb ellenőrzést tesz lehetővé.



42. ábra: Mágneses térgradiens görbék lemez (lila) és kontaktus (fekete) modellre számítva a CEL–7 szelvény mentén

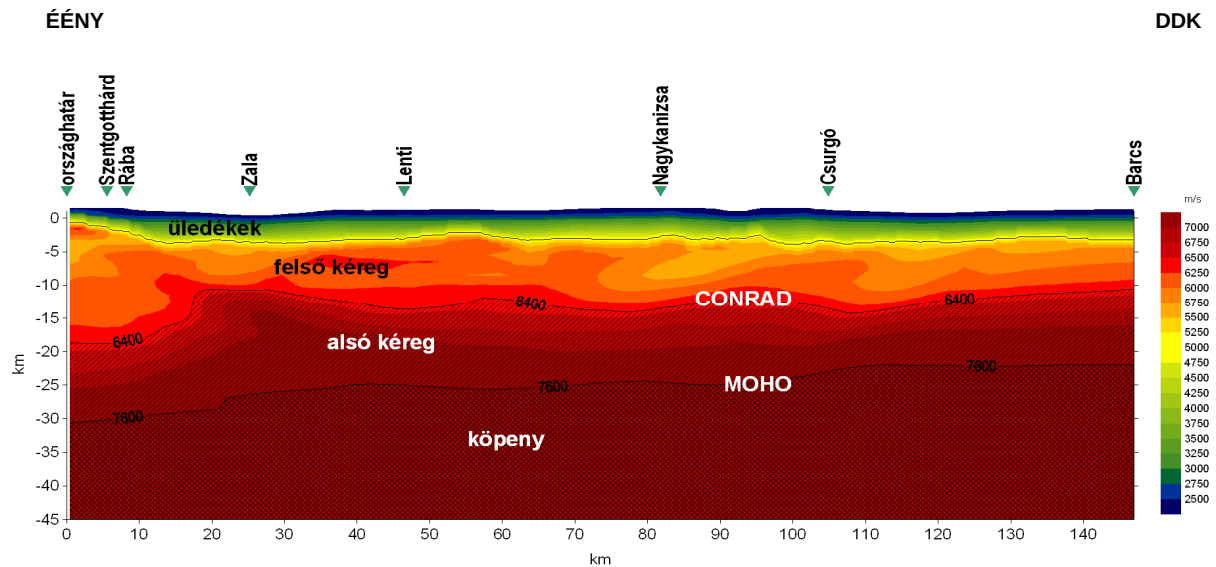
A mágneses térgradiens görbék alapján a fő mágneses hatások a szelvény mentén kiemelhetők. Jellemző, hogy ezek az anomáliák (42. ábra) egy nagyságrenddel kisebbek, mint a CEL–8 szelvényen a pannon bazaltoktól származó anomáliák. Ennek ellenére jól azonosítható a szelvény elején az Ausztróalpi-egység anchimetamorf fillitjeinek mágneses hatása (a fillit magnetitet is tartalmaz — NÉMETH 2004). A felszínközeli kontaktus 4–8 km között van, de az anomália 48 km-ig követhető. Az anomáliához egy 40°-os dőlésű sebesség-anomália kapcsolható (43. ábra). A következő mágneses zóna a Szávai-egység felett (58–98 km) rajzolódik ki, kontaktus zónaként 62, 74 és 98 km jelentkezik (60 km környékén a Pu-2 fúrás tonalitot, mélységi magmás kőzetet harántolt). Az utolsó mágneses zóna 122 és 130 km között jelentkezik. Ennek a zónának az eredete ismeretlen.

5.1.2.2. A földkéreg felépítése a CEL–7 szelvény mentén

A CEL–7 szelvényen a CHRISTENSEN és MOONEY-féle kéregsebesség-modell alapján a CONRAD-mélység 10–20 km mélységben jelentkezik (43. ábra / 11. melléklet), az Alpoknál mélyebben 20 km-en, a szelvény többi részén 10–15 km mélységben. Itt is elmondhatjuk, hogy a bejelölt szintek alapján a legjelentősebb sebességváltozások a felső kéregben vannak.

Érdekes, hogy a szeizmikus szelvényen a felső kéregben azonosítható inhomogenitásoknak szintén egyfajta vízszintes elfekvése figyelhető meg (43. ábra / 11. melléklet). Nem-szeizmikus feldolgozóként

nehéz eldönteni, hogy ez a jelenség a szeizmikus hullámutakkal van összefüggésben, vagy pedig másról, (pl. a NYIKOLAJEVSZKIJ (2001) által megfogalmazott elfekvésről) van-e szó a CONRAD-diszkontinuitás mélységében. Az elfekvések csökkent sebességű zónák „zsebek” kialakulásához vezetnek, lásd 20–30 km, 80–100 km és 110–120 km között. A „zsebek” között, a környezetnél nagyobb sebességű zónák látszanak. Ezek közül a legelső és legerősebb, a szelvény elején található és az Ausztroalpi-egység metamorf képződményeit (fillit, metabazit) jelzi, a környezetnél magasabb mágneses szuszceptibilitással (42. ábra). Érdekes, hogy a nagy sebességű zóna már 20 km-es mélységben is azonosítható, és egészen a felszínig (Ausztroalpi-egység) terjed.



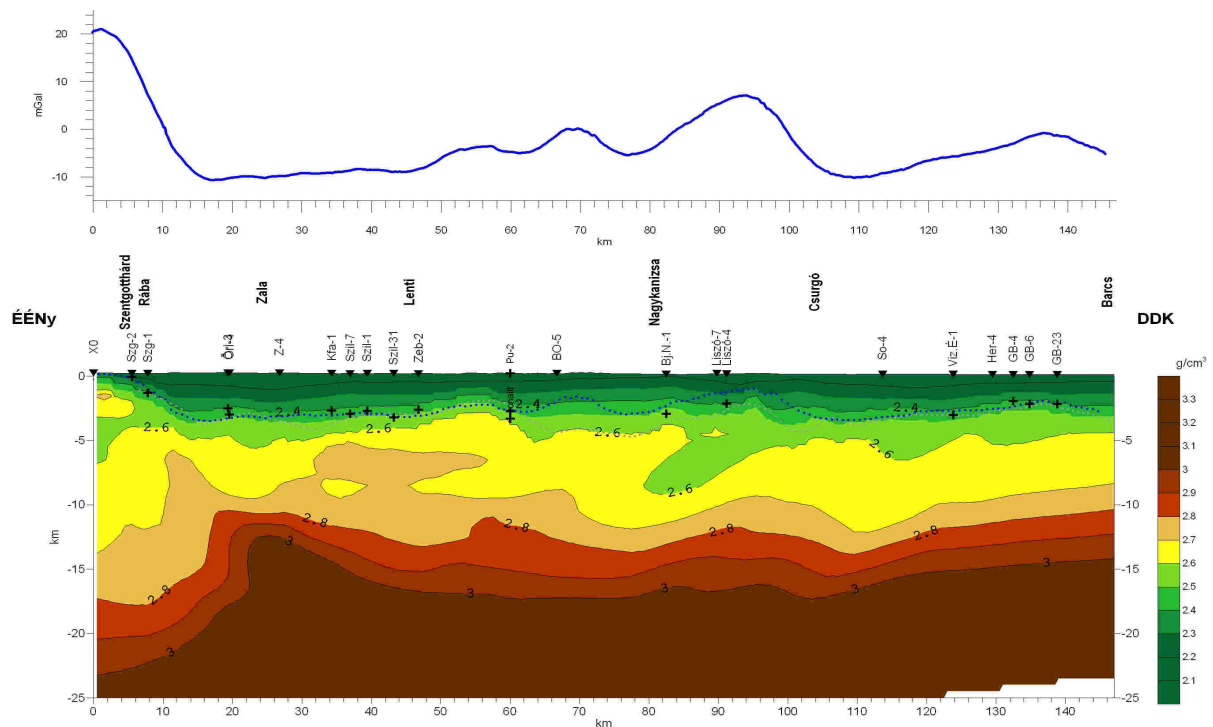
43. ábra: A földkéreg szerkezete a mért sebességek alapján a CEL-7 szelvény mentén (szeizmikus kétdimenziós inverzió: Kovács Attila Csaba, 2001)

Jelentős mélységváltozás jelentkezik — 20 km-ről 10 km-re emelkedik a CONRAD-szint (6400 m/s sebességű szint) — a szelvény elején, elhagyva az Ausztroalpi-egységet. Feltételezhetően az Alpokalja izosztikus hatását látjuk visszatükröződni.

5.1.2.3. Medencealjzat mélységének meghatározása

A medencealjzat mélységének meghatározása a gravitációs adatokból mélységinverzióval lehetséges. Az inverzió során kell egy (vagy több) referencia pont, ahol az aljzatt mélységről megbízható információval rendelkezünk. Ez talán a legbizonytalanabb része a feldolgozásnak: kiválasztani azokat a fúrásokat, amelyeket sűrűség szempontjából biztos medencealjzatúnak (nagy sűrűségűnek) vélünk. Ehhez rendelkezünk fúrási adattal a szelvény nyomvonalában, de kontrollként felhasználhatók a KILÉNYI-ŠEFARA (1991) mélységtérkép adatai is.

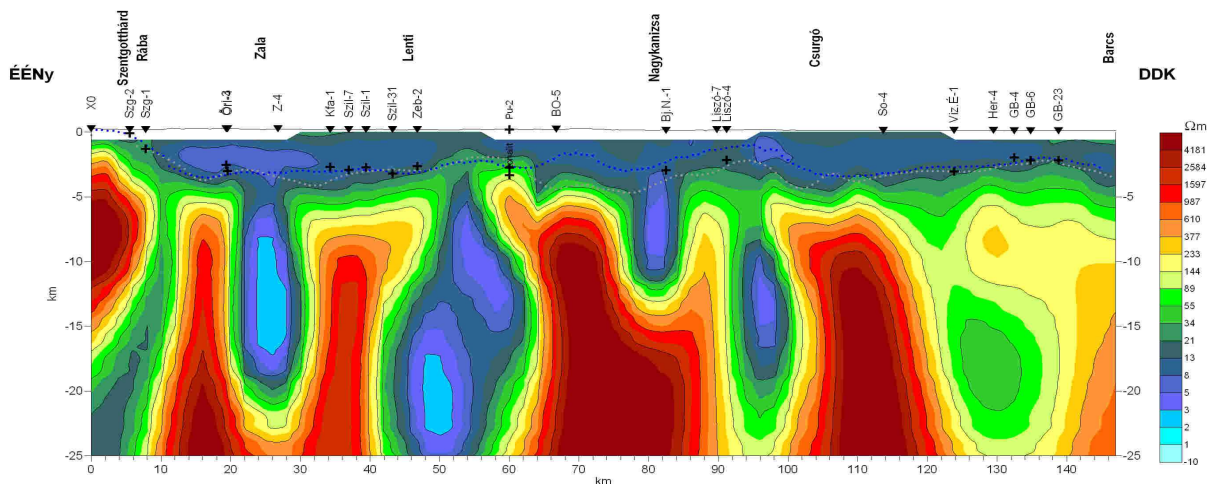
A gravitációs adatok alapján a Cordell-Henderson mélységinverzióval határoztam meg a medencealjzat várható felszínét (44. ábra / 12. melléklet). Az alkalmazott sűrűségkontraszt érték itt is a $0,25 \text{ g/cm}^3$ volt. A Kilényi-féle medencealjzat mélységgel végzett összevetés jó egyezést adott, egy központi (60 és 105 km közötti) zóna kivételével. Ebben a zónában a kétféle forrásból származó mélységgörbe eltér, de igazán egyik sem illeszkedik a néhány mélyfúrási adatra. A jelenség oka lehet a medenceüledékek inhomogenitásában, de okozhatja a medencealjzat összetételének megváltozása is (pl. a kétréteges modell nem megfelelő) vagy a szelvény többi részére nem jellemző lokális test jelenléte, mint például vulkanit vagy metamorfit. Ez a zóna tektonikai szempontból is fontos, de erre még visszatérek.



44. ábra: Cordell-Henderson mélységinverzió (kék pontvonal) eredménye a CEL-7 szelvény mentén (a mélyfúrások medencealjazat mélységének (+) és a Kilényi-Šefara-féle mélység (szürke pontvonal) feltüntetetésével, alap a sebességből számított sűrűség-eloszlás)

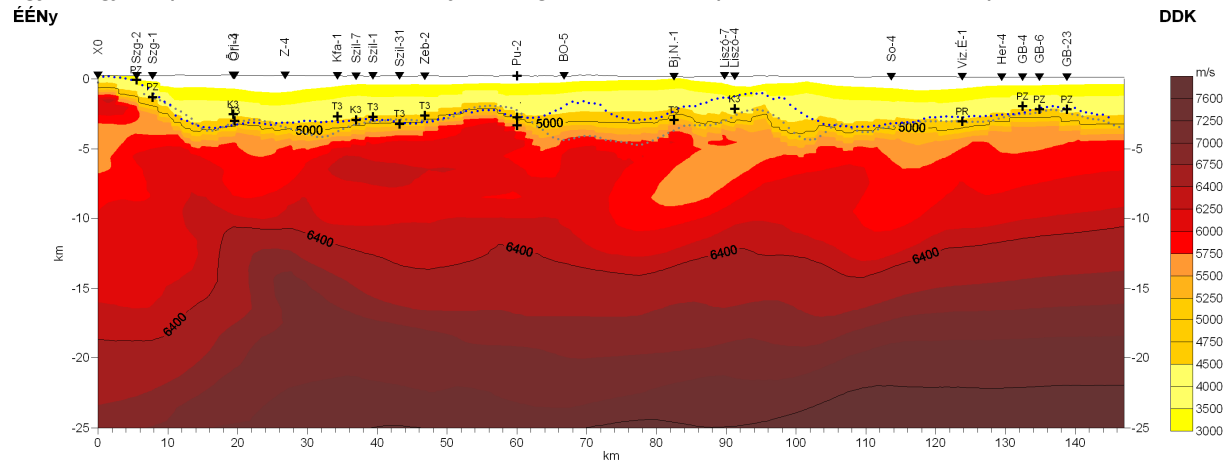
A medencealjazat-mélységet a magnetotellurikus adatok alapján is vizsgálhatjuk, mivel az erősen kristályos képződmények néhány kivételtől eltekintve nagy fajlagos ellenállással rendelkeznek. Az egydimenziós magnetotellurikus feldolgozások tapasztalata az volt, hogy a H -polarizáció (TM) jobban visszaadja a medencealjazat mélységét, míg az E -polarizáció (TE) az aljazatbeli inhomogenitásokra érzékenyebb (ÁDÁM 2007). A kétdimenziós inverzió (RODI és MACKIE 2001) elvileg egyszerre írja le az E - és H -polarizációs görbéken észlelt változásokat, amit a földtani felépítés okoz.

Első megközelítésben laza kapcsolat látszik a magnetotellurikus fajlagos ellenállások és a gravitáció által meghatározott medencealjazat között (45. ábra / 16. melléklet). A medencealjazat nagy ellenállás-növekedése az inverzió alapján a gravitációs aljazatnál mélyebben jelentkezik, vagy egy vastagabb átmeneti zónával jellemezhető.

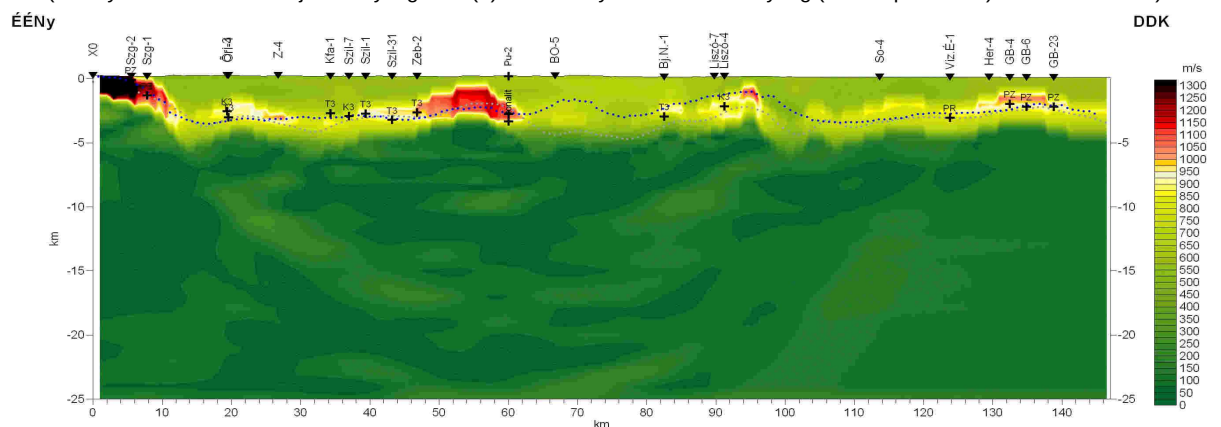


45. ábra: Magnetotellurikus fajlagos ellenállás szelvény a gravitációs mélységinverzió (kék pontvonal) eredményével (CEL-7) (a mélyfúrások medencealjazat mélységének (+) és a Kilényi-Šefara-féle mélység (szürke pontvonal) feltüntetetésével) (magnetotellurikus kétdimenziós TE-TM együttes inverzió: VARGA GÉZA, 2004)

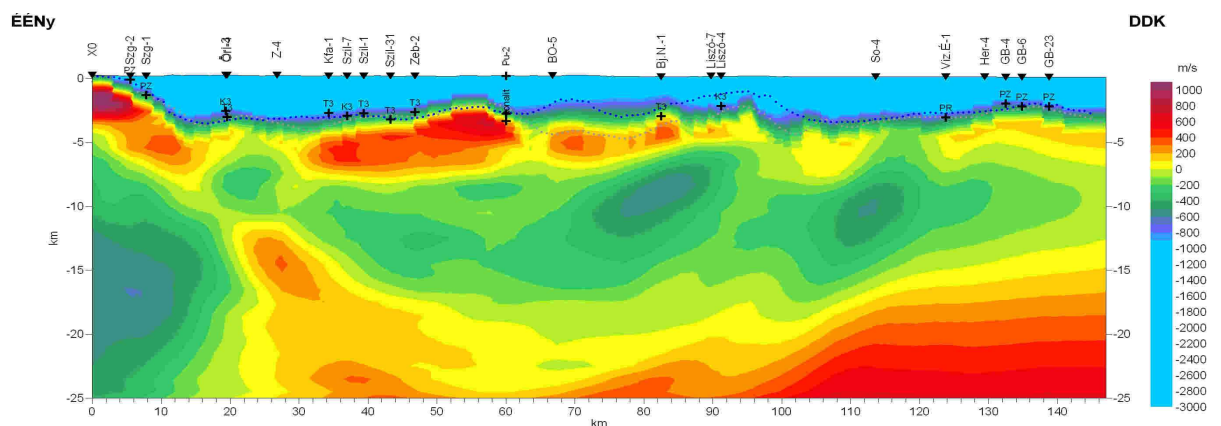
A szeizmikus adatok is felhasználhatók a medencealjazat meghatározására. A szeizmikus sebesség-eloszlás (46. ábra) első pillantásra eltérőnek látszik, de a további elemzések és feldolgozások sok közös jellegzetességet hoznak elő. Mivel a legnagyobb sebességugrás mindig a medenceüledék és a medencealjazat között jelentkezik, rögtön adódik, hogy a sebesség-gradiens értéke valószínűleg az egyik legjobb paraméter a medencealjazat meghatározására (47. ábra / 13. melléklet).



46. ábra: Szeizmikus sebesség szelvény a gravitációs mélységinverzió (kék pontvonal) eredményével (CEL-7) (a mélyfúrások medencealjazat mélységének (+) és a Kilényi-Šefara-féle mélység (szürke pontvonal) feltüntetetésével)



47. ábra: Szeizmikus sebesség-gradiens szelvény a gravitációs mélységinverzió (kék pontvonal) eredményével (CEL-7) (a mélyfúrások medencealjazat mélységének (+) és a Kilényi-Šefara-féle mélység (szürke pontvonal) feltüntetetésével)



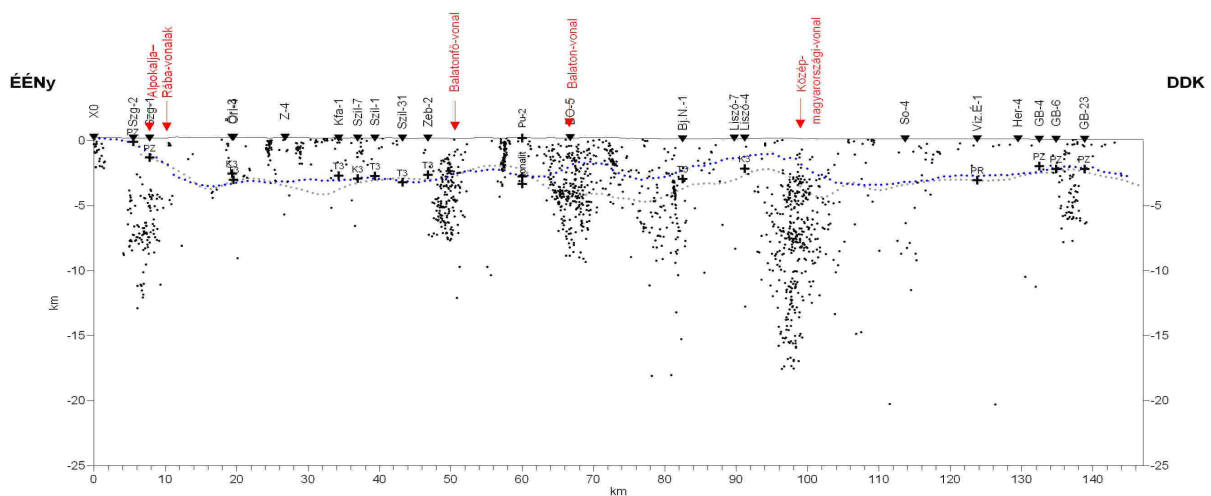
48. ábra: Szeizmikus sebesség-anomália a gravitációs mélységinverzió (kék pontvonal) eredményével (CEL-7) (a mélyfúrások medencealjazat mélységének (+) és a Kilényi-Šefara-féle mélység (szürke pontvonal) feltüntetetésével)

Érdekes tendencia rajzolódik ki a sebesség-gradiens szelvényen. Minél nagyobb mélységben van a medencealjazat, annál kisebb sebességugrással jellemezhető az átmenet (magyarázat az általános

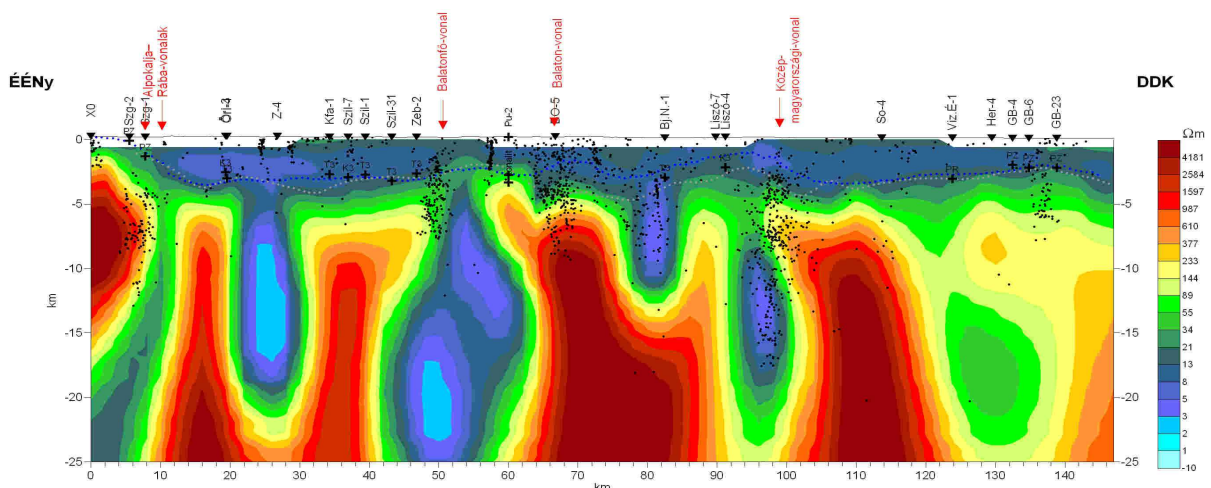
tömörödési trendből adódik). A szeizmikus sebességek mélységtrendje negyedfokú polinommal közelíthető (Kiss 2005), amit ha egységesen az egész szelvényre vonatkoztatva kivonunk a sebesség adatokból, akkor a sebesség-anómália értékek megint lehetőséget adnak a medencealjzat kijelölésére (48. ábra).

5.1.2.4. Szerkezeti elemek kimutatása

A gravitációs és mágneses adatok alapján kijelöltem különböző kontaktus határfelületeket, illetve ezek határesetét, a lemez-modelleket. A CEL-7 szelvény gravitációs adatain elvégzett Euler- és Werner-dekonvolúció jól azonosítható határfelületeket ad. A képet összevetve a Cordell-Henderson megoldásokkal, azt tapasztaljuk, hogy a Szávai-egységet — Euler- és Werner-megoldások alapján — mindkét oldalon tektonikai szerkezetek határolják. É-on a pontszerű megoldásokat körülbelül 8 km-es mélységig, D-en körülbelül 15 km-es mélységig lehet követni. A ponthalmazok a földtani ismereteink alapján pontosan beazonosíthatók (49. ábra).



49. ábra: Gravitációs Euler- és Werner-megoldások és Cordell-Henderson mélység a CEL-7 mentén (kék pontvonal — Cordell-Henderson mélységinverzió eredménye, szürke pontvonal — Kilenyi-Sefara-féle medencealjzat mélység, fekete pontok — gravitációs Euler- és Werner-féle hatókijelölés eredménye)



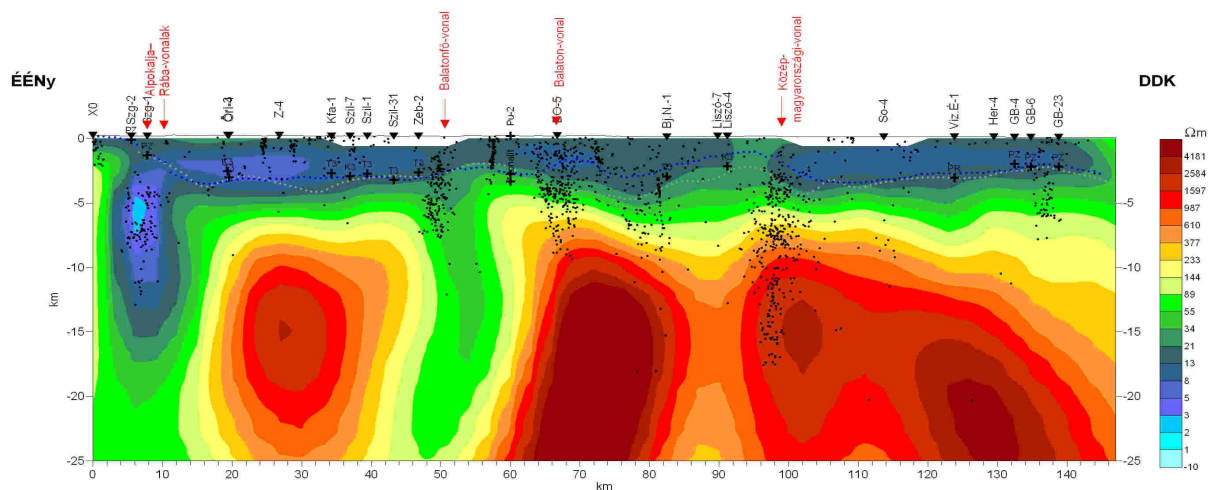
50. ábra: Gravitációs Euler- és Werner-megoldások a magnetotellurikus fajlagos ellenállás szelvényen a CEL-7 mentén (magnetotellurikus kétdimenziós TE-TM együttes inverzió: Varga Géza, 2004)

A gravitációs megoldásokat megjeleníthetjük a szelvény nyomvonalában mért magnetotellurikus szondázások 2D inverziójából kapott fajlagos ellenállás – mélység szelvényen (50. ábra / 17. melléklet). A gravitációs és magnetotellurikus adatok összevetése megerősíti, vagy elveti a

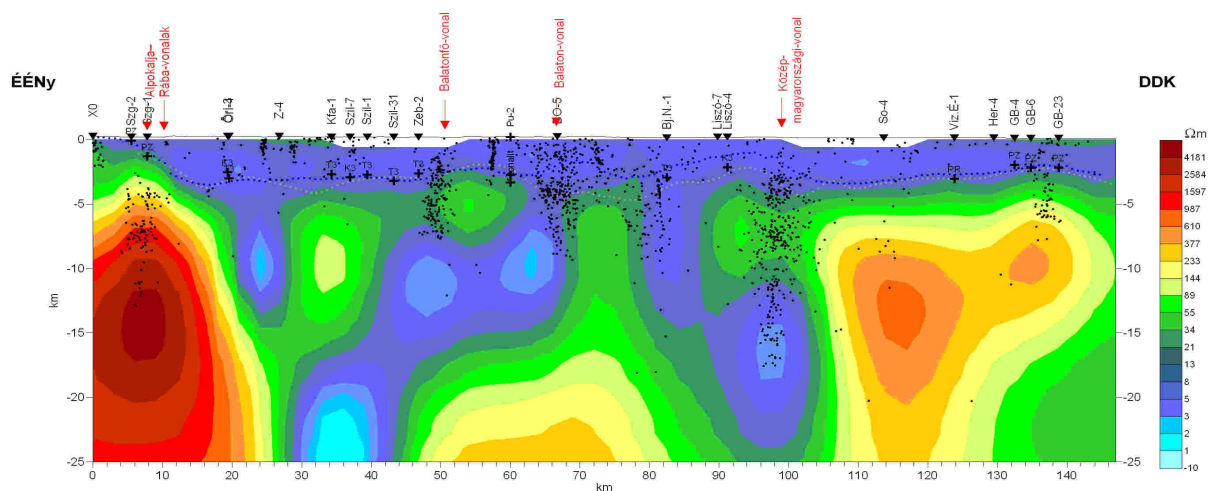
megoldások egy részét, bár — mivel eltérő geofizikai módszerek adatairól van szó — az eltérésnek más magyarázata is lehet. Az MT fajlagos ellenállás szelvényen négy nagymélységű jól vezető zónát lehet azonosítani, mint esetleges nagyszerkezeti vonal (zóna) indikációját, az egyik 20–30 km-nél (Középhegység É-i pereme, vagy Rába-vonal), a másik 45–55 km-nél (Balatonfő-vonal), a harmadik 80 km-nél (a Kapos-vonal) és a negyedik 100 km körül (a Közép-magyarországi-vonal). Egy csökkent ellenállású zóna rajzolódik ki 5–10 km között is, ami az Alpokalja vonallal kapcsolatos. Hirtelen laterális váltás jelzi a Balaton-vonalat.

A gravitációs határfelületek jól illeszkednek az MT jól-vezető anomáliái alapján kijelölhető Alpokalja-Rába-vonalhoz, a Balatonfő-vonal É-i és D-i pereméhez, a Balaton-vonalhoz. A Kapos-vonal is határfelületként jelentkezik 80–85 km-nél. A gravitációs megoldások a zónák egy részét jól jelzik, esetenként a zóna mindkét peremét, máskor viszont — nyilván a megfelelő sűrűségkontraszt hiányában — egyáltalán nem érzik, lásd a 20–30 km közötti ellenállás minimum zónát (50. ábra).

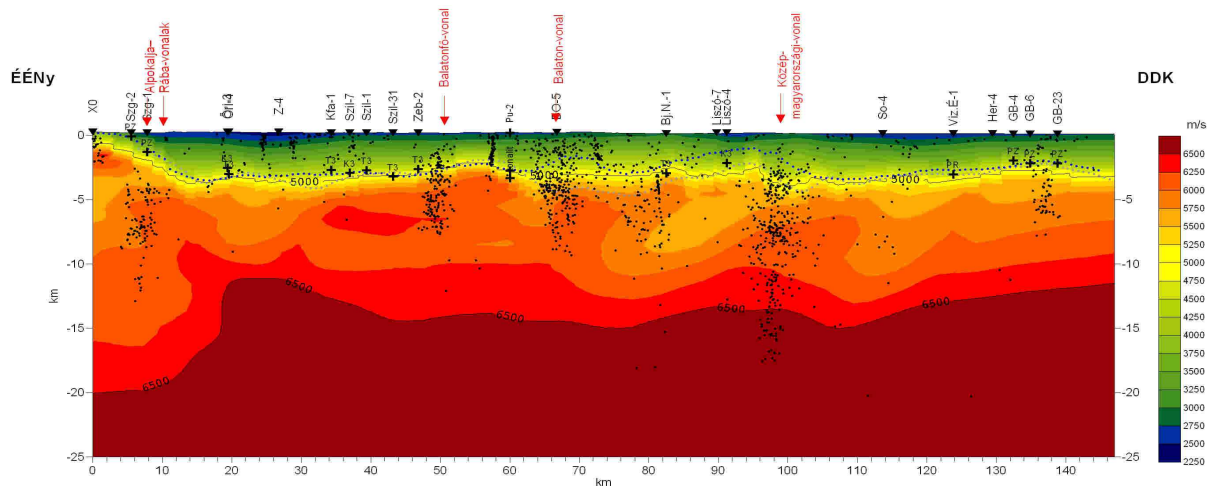
Az 51. ábra, szemlélteti a kétdimenziós magnetotellurikus inverzió E-polarizációs, az 52. ábra a H-polarizációs feldolgozási eredményeit. A különböző polarizációjú feldolgozások eredményeinek eltérése a medencealjzat kijelölésekor és a szerkezetek kimutatásakor is jelentkezik.



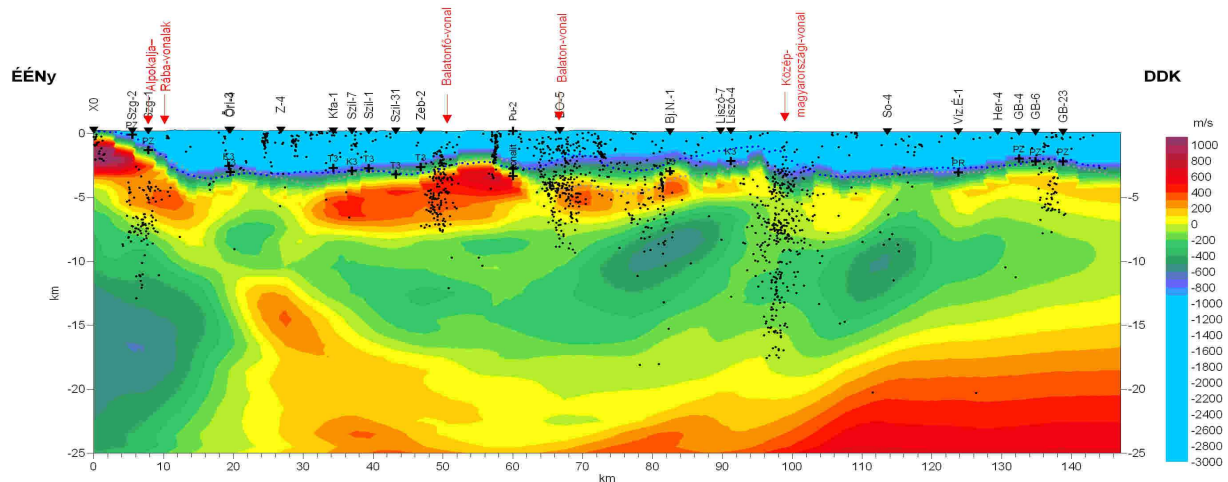
51. ábra: Gravitációs Euler- és Werner-megoldások a magnetotellurikus fajlagos ellenállás szelvényen a CEL-7 mentén (magnetotellurikus kétdimenziós TM inverzió: Varga Géza, 2004)



52. ábra: Gravitációs Euler- és Werner-megoldások a magnetotellurikus fajlagos ellenállás szelvényen a CEL-7 mentén (magnetotellurikus kétdimenziós TE inverzió: Varga Géza, 2004)



53. ábra: Gravitációs Euler- és Werner-megoldások a szeizmikus sebesség szelvényen a CEL-7 mentén (szeizmikus kétdimenziós inverzió: Kovács Attila Csaba, 2001)

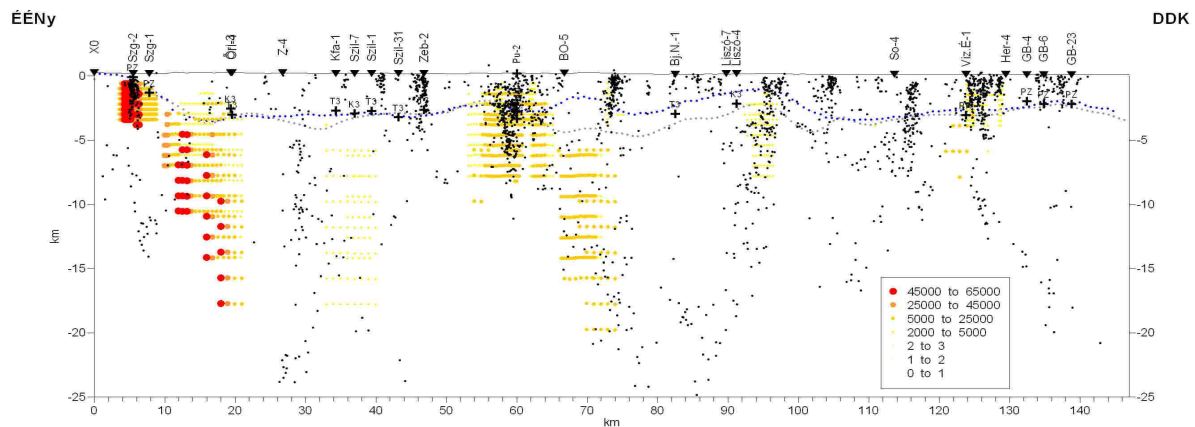


54. ábra: Gravitációs Euler- és Werner-megoldások a szeizmikus sebesség-anomália szelvényen a CEL-7 mentén

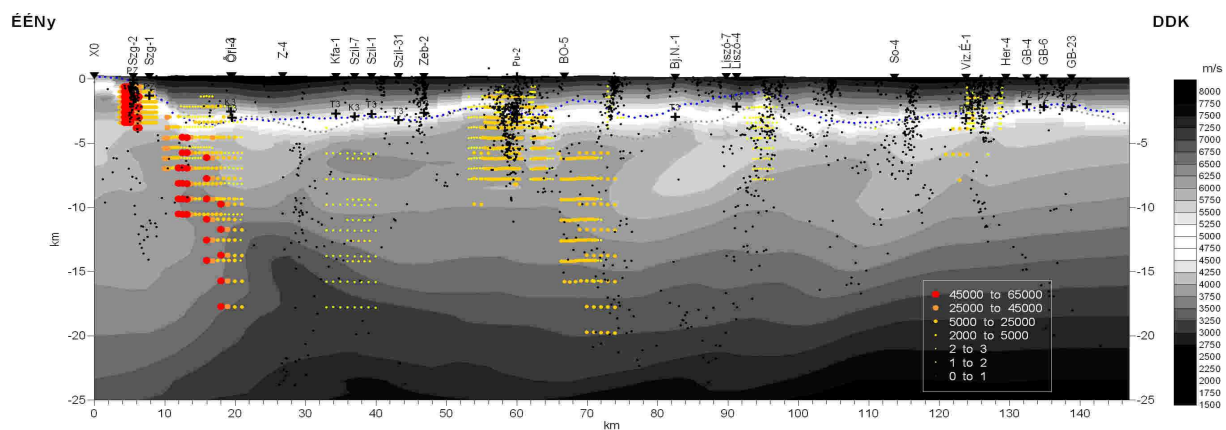
A szerkezeti célú értelmezések során az analógia az MT fajlagos ellenállásból kapott kép és a gravitációs határfelületek között meggyőzőnek tűnik. A szeizmika és a gravitáció kapcsolata kezdetben nem tűnt egyértelműnek (53. ábra / 14. melléklet), de a sebesség-anomália (Kiss 2005) bevezetésével az analógiákat valóban sikerült láthatóvá tenni (54. ábra).

A CEL-7 esetében is érdekes adalékkal szolgálnak a mágneses adatok a különböző geofizikai adatok értelmezése szempontjából. Az Euler- és Werner-megoldások a mágneses kontaktusok és lemezek egy részét jól leképezik, de ez még nem teszi lehetővé a testek lehatárolását. A testek elhelyezkedését a Naudy-dekonvolúció eredményeivel tudjuk megjeleníteni. Természetesen nem kapunk pontos kontúrt, de a megoldások sokat segíthetnek a valós elhelyezkedés megítélésében. A mágneses inverziós eredményeket az 55. ábra (19. melléklet) mutatja.

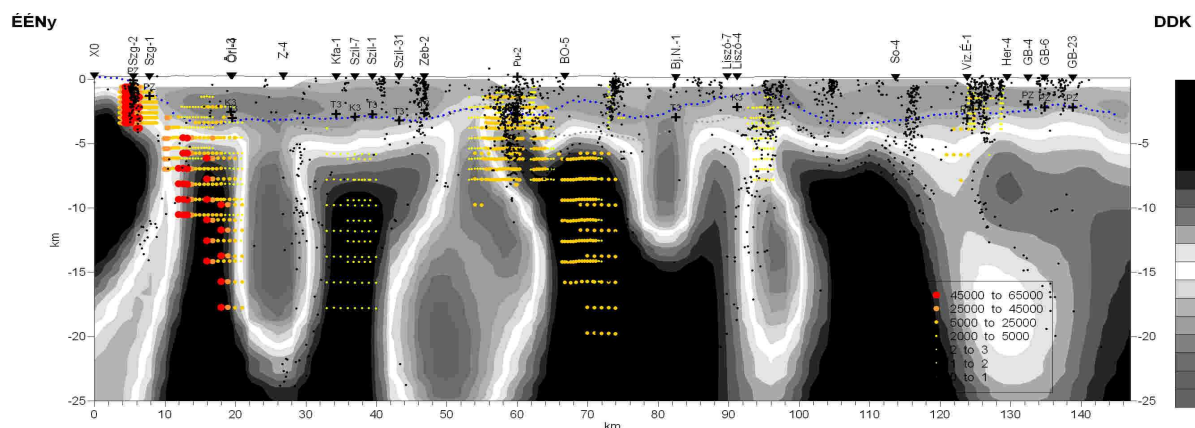
A Naudy-megoldások magyarázatot adnak a sebesség-változásának okaira. Látszik, hogy a hullám-utak besűrűsödésének is földtani okai lehetnek — pl. mágneses képződmények. Mivel a mágneses ásványok sűrűsége nagy (2.1.2 fejezet), így nem kell csodálkoznunk, hogy ezekben a zónákban a szeizmikus hullámsebesség is megnövekedett értékekkel jelentkezik. Tulajdonképpen ugyanezt tapasztaltuk a CEL-8 szelvény esetében a bazaltok gyökérzónáinál.



55. ábra: Mágneses Euler-, Werner- és Naudy-megoldások a CEL-7 szelvény mentén (fekete pontok — Euler- és Werner-megoldások, kék pontvonal — Cordell-Henderson mélység, szürke pontvonal — Kilényi-Šefara-féle mélység, sárga-piros pontok — Naudy-megoldások, a megbízhatósági paraméter alapján rangsorolva)



56. ábra: Mágneses Naudy-megoldások a sebesség szelvényen a CEL-7 mentén (kék pontvonal — Cordell-Henderson mélység, zöld pontvonal — Kilényi-Šefara-féle mélység, sárga-piros pontok — Naudy-megoldások, a megbízhatósági paraméter alapján rangsorolva)



57. ábra: Mágneses Naudy-megoldások a magnetotellurikus fajlagos ellenállás szelvényen a CEL-7 mentén (kék pontvonal — Cordell-Henderson mélység, zöld pontvonal — Kilényi-Šefara-féle mélység, sárga-piros pontok — Naudy-megoldások, a megbízhatósági paraméter alapján rangsorolva)

Az 56. ábra (15. melléklet) szerint a nagy sebességű zónák egy része kapcsolható a Naudy-megoldásokhoz. A szelvény közepének gravitációs maximumai (58 km és 70 km) is a mélybeli mágneses hatóknak köszönhetők, amelyek „benyomulásuk” során sűrűsögnövekedést és

medencealjzat szintemelkedést is okozhattak. Ezek a mélybeli hatók jól azonosíthatóan jelentkeznek 70 és 95 km-nél, összhangban a gravitációból kapott Cordell-Henderson mélységzinttel.

A mágneses Naudy-megoldások és az MT fajlagos ellenállás szelvénnnyel való összevetés is új eredményt hozott. A mágneses megoldások a nagy fajlagos ellenállású gyökérszónákra illeszkednek (57. ábra / 18. melléklet). Csak a Közép-magyarországi-vonal D-i oldala a Tisza-egység medencealjzat képződményei mentesek a mágneses hatóktól — a fedőben már itt is vannak mágneses képződmények.

5.2. Konklúzió

A regionális szelvények (CEL–8 és CEL–7) mentén végzett gravitációs és mágneses feldolgozási eredményeim a földtani értelmezésben a medencealjzat mélységének meghatározásában, szerkezet-kijelölésben és a vulkanitok kijelölésében nyújtottak segítséget.

A szeizmikus sebesség-szelvények alapján a földkéreg felépítését vizsgáltam, kijelölve az átlagos sebességhatárokat alapján a MOHO-, CONRAD-szinteket és a medencealjzatot. Vizsgáltam a laterális irányú sebességváltozások és a gravitációs és mágneses feldolgozási eredmények kapcsolatát. A gravitáció a szerkezetek kijelölésben, a mágneses adatok a vulkanitok lehatárolásában adtak fontos információkat. A mélyfúrásoknál nagyobb mélységtartományokban, a szeizmikus sebességváltozások eredetének megértéséhez nélkülözhetetlenek voltak az erőter-geofizikai feldolgozások eredményei. A szeizmikus tomografikus feldolgozásokban megjelenő, „hullámhatók” okozta geometriai torzulások ellenére a feldolgozásaimmal sikerült kapcsolatot találni a sebesség, sűrűség és a mágneses paraméterek között.

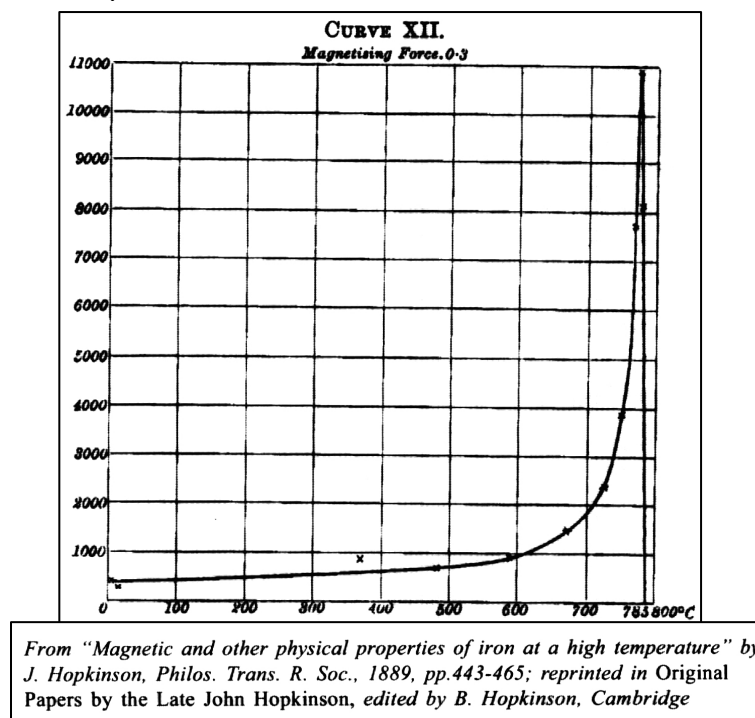
A magnetotellurikus szondázások csökkent fajlagos ellenállású zónákként jelzik az aljzatbeli nagyszerkezeti vonalakat, amelyek lefutását a gravitációval alapján lehetett pontosítani. A mágneses feldolgozásokkal kimutatott medencealjzatbeli hatók nagy fajlagos ellenállású zónákként jelentkeznek. Ezeket a nagy fajlagos ellenállású zónákat csak a geomágneses adatok ismeretében tudtam elkülöníteni az egyéb kristályos medencealjzat képződményektől.

6. Curie-hőmérséklet, Hopkinson-effektus

A litoszféra-kutató szeizmikus szelvények erőter-geofizikai vizsgálata során a Curie-hőmérséklet mélységét is vizsgálnom kellett, mivel a Curie-hőmérsékleten a mágneses anomáliát okozó földtani képződmények ferromágneses ásványai paramágnesessé válnak. Az értelmezés szempontjából ez azt jelenti, hogy egy Curie-hőmérséklet mélysége után a korábban mágneses tulajdonságokkal rendelkező képződmény megszűnik mágneses ható lenni.

A ferromágneses anyagok Curie-hőmérsékleten túli felmelegítése során a mágnesezettség (indukált és remanens egyaránt) eltűnik és az anyag paramágnesessé válik. Ha csökkentjük a hőmérsékletet, a ferromágneses állapot visszaáll. A mágneses jellegnek az átalakulását és visszarendeződését másodrendű mágneses fázisátalakulásnak nevezzük. A fázisátalakulás oka az a hőenergia, amely ferromágneses rendezettséget megszünteti.

A Curie-hőmérsékleten végbemenő másodrendű fázisátalakulásnak a kísérő jelensége a Hopkinson-effektus. 1885-ben JOHN HOPKINSON (1889) kísérleti úton fedezte fel (58. ábra), hogy a mágneses permeabilitás közvetlenül a mágneses fázisátalakulás előtt rendkívüli mértékben megnő. Ez azt jelenti, hogy a Curie-mélységben egy mágneses ható indukált mágnesezettsége a felszíni mágnesezettségének a többszöröse — akár százszorosa lehet (Kiss et al. 2005a, 2005b).



58. ábra: Az első publikált Hopkinson-csúcs (HOPKINSON 1889)
(mágneses permeabilitás függése a hőmérséklettől — 30 szorosára nő a permeabilitás)

DUNLOP (1974) már a hetvenes években feltételezte a megnövekedett mágneses szuszceptibilitást a földkéreg nagyobb mélységeiben, mivel a mágneses hatók értelmezésekor a felszínen ismert szuszceptibilitásoknál jóval nagyobb mágneses szuszceptibilitást kellett alkalmaznia. Mivel köztudott fizikai mérésekkel nem tudták igazolni a szuszceptibilitás ilyen mértékű megnövekedését a Curie-hőmérsékleten — elvetette a feltételezést. A különféle elemeken végzett fizikai anyagvizsgálatok azonban napjainkban

igazolták a jelenséget (RÜDT et al. 2004). A Hopkinson-effektus (1889) földkéregbeli megjelenése feltételezhető, és hatására a kéregben jelentős mágneses és — amint a vizsgálataink mutatják (KISS et al. 2007) — magnetotellurikus anomáliák lehetnek.

6.1. A Curie-mélység meghatározása

Mivel a Curie-hőmérsékleten bekövetkező változások hatással vannak az anyagok mágneses paramétereire (s ezáltal geofizikai anomáliák forrásai is lehetnek), fontos tudni azt, hogy hol, milyen mélységben várható bekövetkezése. Nem zárható ki ugyanis az a lehetőség, hogy a földkéreg néhány jellegzetes anomáliájának kialakulásában ez a jelenség közrejátszik.

A Curie-hőmérséklet földkéregbeli mélységét kétféle úton határozhatjuk meg:

- a geotermikus gradiens nagyságából és a kőzetalkotó mágneses ásványok (elemek) Curie-hőmérsékletéből kiindulva;
- a mágneses anomáliák spektrális analízisével, ami abból indul ki, hogy a legnagyobb hullámhosszúságú mágneses anomália a Curie-mélységből származik.

A korábbi publikációkban (KISS et al. 2005a, 2005b) már foglalkoztunk a geotermikus adottságokkal a Curie-izoterma mélységének meghatározása céljából. Akkor az átlagos geotermikus gradiens értékéből indultunk ki, lineáris növekedést feltételezve (59. ábra, kék szaggatott vonal). A különböző módszerek alapján végzett mélység-meghatározások hamar bebizonyították, hogy a lineáris geotermikus gradiens csak korlátozottan alkalmazható — csak áttételesen veszi figyelembe a hőtermelés, hővezetési és hőáramlási tényezőket. Magyarország geotermikus adottságaival korábbi években behatóan foglalkoztak DÖVÉNYI et al. (1983) és LENKEY et al. (2002). Ezekben a munkákban az átlagos (minimális és maximális) geotermikus adottságok publikálva lettek. Ezeket figyelembe véve sokkal pontosabb meghatározás is elvégezhető volt. FOWLER (2005) kétféle képletet is közzétett a hőmérséklet-mélység összefüggésre. Az egyik az egyszerűbb, ahol az asztenoszféra felett csak egyetlen réteggel számol:

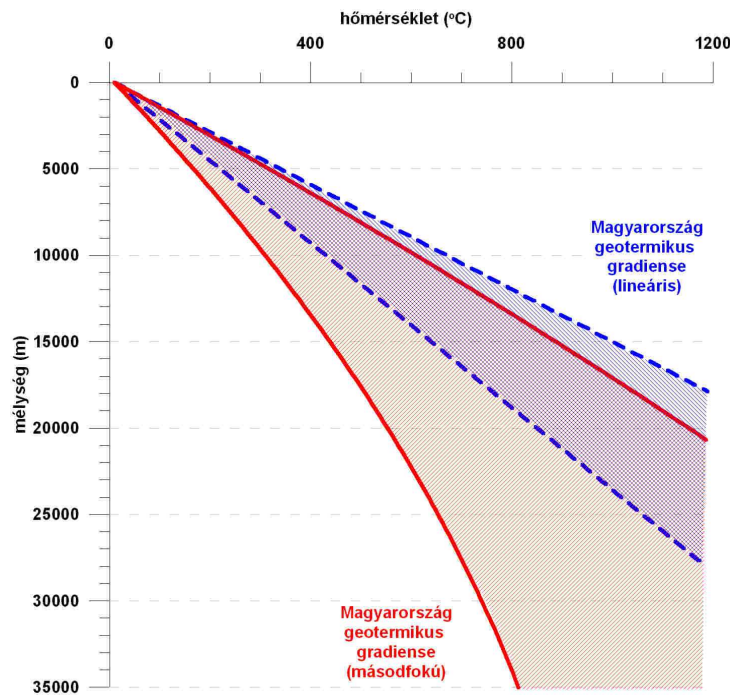
$$T = \frac{A}{2k} Z^2 + \frac{Q + Ad}{k} Z \quad (32)$$

ahol, a Pannon-medencére alkalmazott paraméterek a következők:

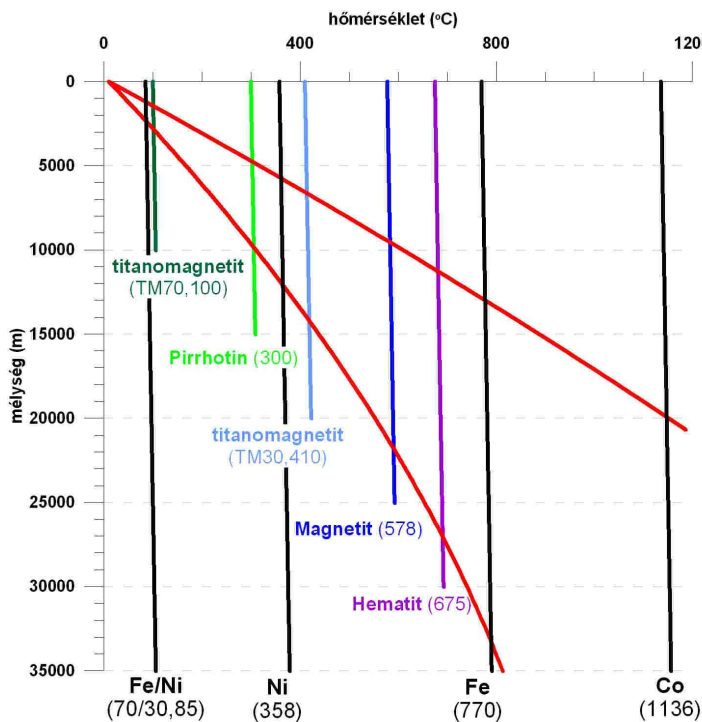
k (hővezetés):	2,67 W/(m°C)
A (hőtermelés):	1,5 mW/m ³
Q (hőfluxus):	50–130 mW/m ²
d (köpenymélység):	25 km

Az 59. ábra jól mutatja, hogy a geotermikus paraméterek alkalmazásával a Curie-hőmérséklet várható mélysége a minimális hőfluxus esetén nagyobb is lehet, mint azt korábban feltételeztük, a maximális hőfluxusok esetén a mélységek számottevően nem változtak. Az új hőmérséklet-mélység esetében is érdemes megnézni a főbb ferromágneses elemek és ásványok helyzetét, amit a Curie-hőmérsékletük és a nyomástól való függésük alapján ítéldünk meg.

4



59. ábra: Hőmérséklet-mélység összefüggések
(minimális és maximális geotermikus gradiens illetve minimális és maximális hőfluxus esetén)



60. ábra: Különböző ferromágneses anyagok Curie-hőmérséklete
és Curie-mélysége a geotermikus gradienssel (piros vonal)

Az 60. ábra mutatja be azt, hogy a különböző kémiai elemek és a közetalkotó ásványok esetében hol és milyen mélységben várható a Curie-hőmérséklet — azaz hol metszi a geotermikus gradiens görbét (piros vonal) a jellemző Curie-érték. Érdekes, hogy a Ni, Fe és Co durván ugyanolyan távolságra helyezkedik el egymástól a hőmérsékleti tengely mentén. Meglepő, hogy a Fe/Ni 70-30%-os ötvözet milyen alacsony Curie-hőmérsékletű.

A mágneses ásványok esetében elmondható, hogy a hematit Curie-hőmérséklete a legmagasabb (675°C) és ebből adódóan a hematit jelentkezik a legmélyebben (27 km). Ez a mélység Magyarország területére az átlagos MOHO mélységet adja.

A Co és Fe/Ni ötvözet Curie-hőmérsékletei alapján feltételezhető, hogy egy széles mélységtartományban jelentkezhet a Hopkinson effektus, azaz nincs egységes Curie-pont mélység, hanem összetételtől függően változhat. Mai felszíni (vagy felszínes) ismereteink alapján a magnetit a legerősebben mágneses ásvány, de még ebben az esetben is a maximális-minimális hőfluxustól függően 9–22 km mélységtartományban jelentkezik a Curie-

hőmérséklet vagy a Hopkinson-effektus (60. ábra). A különböző Ti-, Ni-ötvözetek esetében 2–20 km-es mélységtartomány jöhet szóba. A hematit esetében a Curie-hőmérséklet a MOHO-szint környékén van.

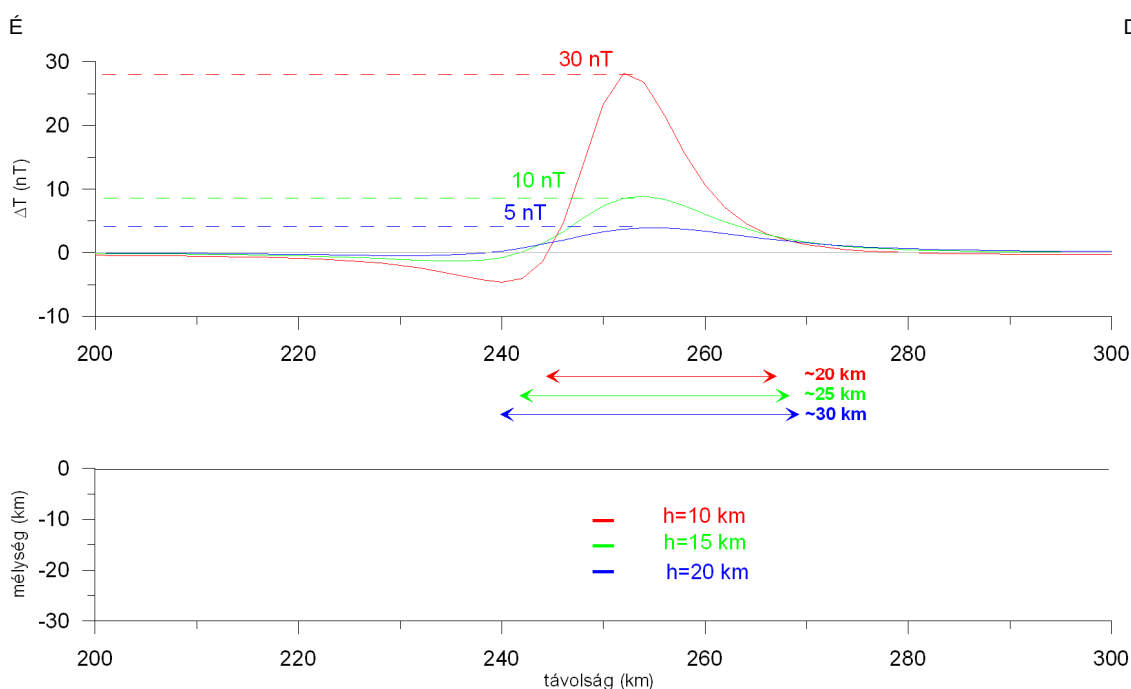
A másik mélység-meghatározási lehetőség a mágneses adatok alapján végzett spektrális mélységbecslés. Kellően nagy adatrendszer harmonikus analízisével meghatározható a mágneses energiasűrűség- vagy teljesítményspektrum (MESKÓ 1983). Az eljárás lényegét a térképi feldolgozások 4.1.1. fejezetben már ismertettem. A legnagyobb mélységű mágneses hatók, azaz a Curie-mélység legvalószínűbb értéke Magyarországon a mágneses adatok alapján 18–21 km között van. Ez a mélység a CONRAD-szintnek (bazalt-gabbro összetételű alsó kéreg tetejének) felel meg.

6.2. A Hopkinson-effektus következménye

A Hopkinson-effektussal, azaz a mágneses szuszceptibilitás (az indukált mágnesezettség) jelentős megnövekedésével a fentiek alapján — az összetételtől függően, a viszonylag kis mélységektől egészen a MOHO szintjéig, azaz 2–25 km közötti mélységtartományban elvileg bárhol számolhatunk.

6.2.1. A mágneses permeabilitás hatása a geomágneses anomália térre

Ha sikerül bebizonyítani kőzetfizikai mérésekkel a Hopkinson-effektus létjogosultságát a Föld mélyében, akkor minden nagy hullámhosszúságú geomágneses anomália esetében feltételezhető egy ilyen eredet. Mivel a Curie-mélység már kívül esik a fúrásokkal kutatható mélységtartományon, a bizonyítási feladat nem egyszerű.



61. ábra: Curie-mélységben lévő kis méretű, nagy szuszceptibilitású ható hatása (amplitúdó és maximum szélesség) (Hopkinson-effektus modellezése, a ható mérete: $2 \times 2 \times 0,5$ km, szuszceptibilitása: 1,25 SI, mélysége: 10, 15 és 20 km)

A vizsgálatok alapján, egy viszonylag kis kiterjedésű, a Hopkinson-effektus miatt megnövekedett szuszceptibilitású mágneses ható a mélységtől (és mérettől) függően 5–30 nT amplitúdójú, és 20–30 km szélességű anomáliát okoz (azaz kis amplitúdójú, nagy hullámhosszúságú anomáliákat). Ilyen jellegű anomáliákat találhatunk Magyarország

mágneses anomália térképén (KISS és GULYÁS 2006) is a nagyszerkezeti vonalak mentén. A Hopkinson-effektus jelenléte a mágneses modellezés alapján nem zárható ki.

A Curie-hőmérsékleten bekövetkező mágneses paraméterváltozások nemcsak mágneses anomáliákat okozhatnak, hanem a magnetotellurikus mélyszondázásokra is hatással lehetnek (KISS et al. 2005a, RIJO 2003). Ezzel, a Hopkinson-effektus azonosítására egy újabb lehetőség adódik, amihez elméletileg is igazolni kell a mágneses szuszceptibilitás/permeabilitás hatását az MT mérésekre.

6.2.2. A mágneses permeabilitás hatása a természetes elektromágneses térváltozásokra

Modellezéseket végeztünk annak igazolására, hogy a mágneses permeabilitás hatással van a magnetotellurikus mérésekre. A modellezésekhez azonban az elméleti alapokig vissza kellett nyúlni.

A magnetotellurikus direkt és inverz feladatban a képletek — a μ_r relatív mágneses permeabilitás használata tekintetében — nem teljesen általános formában szerepelnek. Az egyszerűsítés indokoltnak tűnt, hiszen az esetek többségében $\mu_r=1$. Olyan esetekben azonban, mint a mágneses fázisátalakulás, ennek az egyszerűsítésnek nincs helye, mivel $\mu_r \neq 1$. Az alapképleteket sokkal általánosabb formában kell felírni ahhoz, hogy a mágneses permeabilitás hatását meg lehessen ítélni, ez viszont felvet néhány érdekes problémát!

6.2.2.1. Homogén féltér

Hullámszám (k):

A közeg — amelyen keresztül az elektromágneses hullámok terjednek — alapvető elektromos karakterisztikáját a hullámszám (k) adja meg, ami egy komplex szám:

$$k = \sqrt{-i\omega\sigma\mu - \omega^2\epsilon\mu} \quad (33)$$

A képletben megtalálhatók a földtani közeg jellemző elektromágneses paraméterei, mint elektromos vezetőképesség (σ), mágneses permeabilitás ($\mu = \mu_r \mu_0$), dielektromos permittivitás (ϵ), és az elektromágneses tér jellemző paramétere a körfrekvencia ($\omega=2\pi f$) vagy frekvencia (f).

A földtani közegek elektromágneses indukciós vizsgálatánál $\omega\mu\sigma \gg \omega^2\epsilon\mu$, azaz $\sigma \gg \omega\epsilon$, tehát

$$k = \sqrt{-i\omega\sigma\mu} = \sqrt{-i\omega} \sqrt{\sigma\mu} \quad (34)$$

A közeg áramvezetését kisfrekvenciás elektromágneses térben az elektromos vezetőképesség és a mágneses permeabilitás együttesen határozza meg. A hullámszámnak (k) van egy a mérési frekvenciától, és egy másik, a rétegparaméterektől (a közeg vezetőképességtől és a mágneses permeabilitástól) függő változója.

A hullámszám szempontjából ez azt jelenti, hogy ha a mágneses permeabilitás értéke „ n ”-szeresére nő, az egyenértékű a vezetőképesség „ n ”-szeres növekedésével.

Szkin-mélység (d_s):

A szkin-mélység megadja, hogy homogén féltérben milyen mélységben csökken le a tér amplitúdója a felszíni érték $1/e$ -ad részére. Ez általában egyszerűen kifejezhető:

$$d_s = \sqrt{2/(i\omega\sigma\mu)} = \sqrt{2/\omega} \cdot (1/\sqrt{\sigma\mu}) \quad (35)$$

A szkin-mélység kifejezésében tehát a mágneses permeabilitás (μ) növekedése egyenértékű a vezetőképesség (σ) növekedésével.

Az elektromágneses hullám sebessége (v)

A kis frekvenciás elektromágneses mérések esetén homogén féltérben a hullámsebességet (JAKUBOVSKIJ, 1982, MATVEJEV, 1990) a következőképpen számíthatjuk:

$$v = \sqrt{2\omega/(\sigma\mu)} \quad (36)$$

A képlet alapján megállapítható, hogy a hullámsebességben a mágneses permeabilitás (μ) növekedése egyenértékű a vezetőképesség (σ) növekedésével.

Az eddig vizsgált paraméterek (k , d_s , v) mindegyikére igaz, hogy a mágneses permeabilitás (μ) és az elektromos vezetőképesség (σ) hasonló módon változtatja, azaz a μ növekedése ugyanolyan hatást okoz, mint a σ növekedése. Ez a törvényszerűség azonban nem minden esetben igaz, lássunk erre is példát!

Felszíni impedancia (Z_p):

Az elektromágneses mérések során a mért elektromos és mágneses térkomponensek alapján az ún. impedanciát határozzuk meg. A magnetotellurikus méréseknél ez a következő:

$$Z_{xy}(\omega) = E_x(\omega) / H_y(\omega) \quad (37)$$

ahol

$E_x(\omega)$ — a felszínen mért ω frekvenciájú elektromos térváltozás x irányú horizontális komponense,

$H_y(\omega)$ — a felszínen mért ω frekvenciájú mágneses térváltozás y irányú horizontális komponense.

Természetesen a földtani közeg paramétereivel is szoros összefüggésben van az impedancia. Homogén féltér felszínén

$$Z_{xy} = \omega\mu / k \quad (38)$$

Ez tovább alakítható:

$$Z_{xy} = \omega\mu / \sqrt{-i\omega\sigma\mu} = \sqrt{-i\omega\rho\mu} = \sqrt{-i\omega} \sqrt{\frac{\mu}{\sigma}} \quad (39)$$

Itt már láthatjuk, hogy a mágneses permeabilitás (μ) és a vezetőképesség (σ) már nem egymás mellett jelenik meg, és a μ növekedése impedancia növekedést okozza, míg a σ növekedése az impedancia csökkenését idézi elő. Nézzük meg az impedanciát bonyolultabb modell esetén is!

6.2.2.2. Rétegzett féltér

Amennyiben a közeg nem homogén, hanem pl. rétegzett féltérről van szó, akkor a képlet módosul

$$Z_{xy} = (\omega\mu_1 / k_1) R_n \quad (40)$$

ahol

$R_n = f(k_1, h_1, \mu_1, k_2, h_2, m_2, \dots, k_n, h_n, \mu_n)$ azaz a rétegzett féltér paramétereinek alapján rekurzióval számítható.

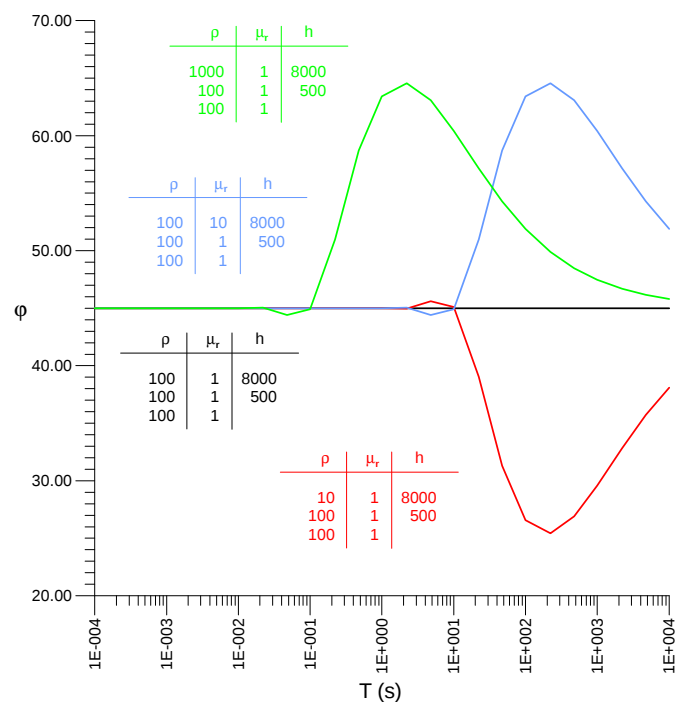
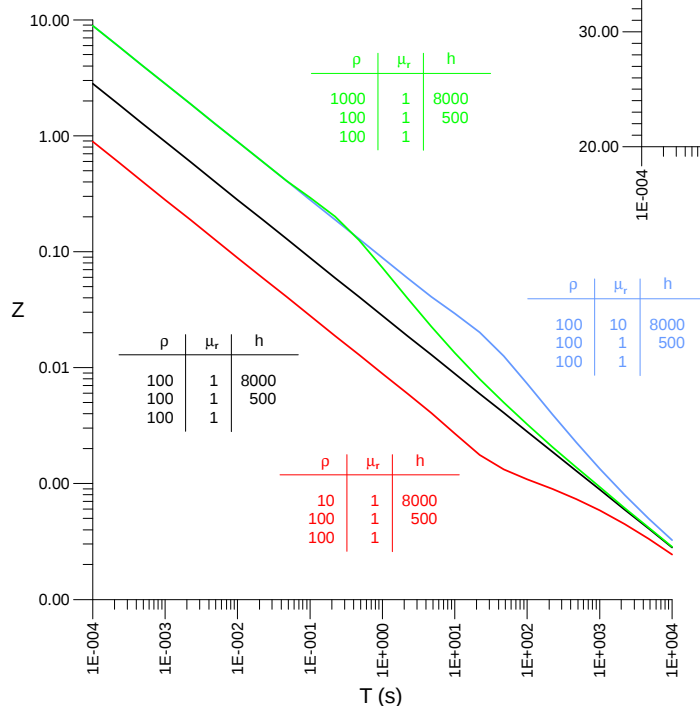
Az egydimenziós modellezések alapján a mágneses permeabilitás (μ) növekedése rétegzett féltér esetén is az impedancia (Z_{xy}) növekedését okozza és az ellenállás (ρ) növekedésével azonos, azaz a vezetőképességgel (σ) ellentétes hatásként jelentkezik, amit a modellezések egyértelműen bizonyítottak. A két, különböző (σ és μ) hatásra megjelenő impedancia között csak frekvenciabeli (periódusidőbeli) eltérés van, ami az impedancia- és a fázisgörbéken (62. ábra) megfigyelhető. A frekvencia (periódusidőbeli) különbség az elektromágneses hullámterjedés sebességének eltérésére mutat rá!

Az ábrákon jól látszik, hogy a kis periódusidők esetén (nagy frekvenciákon) a nagy fajlagos ellenállású és a nagy mágneses permeabilitású görbeszakaszok menete azonos (mivel a mágneses permeabilitás is impedancia- és fázisnövekedést okoz). Vegyük azonban észre az ábrákon azt is, hogy a vezetőképesség növekedése és a mágneses permeabilitás növekedésének hatása ugyanazokon a periódusidőknél jelentkezik, míg az ellenállás növekedése jóval kisebb periódusidőknél következik be, ami egyértelműen arra utal, hogy a nagy ellenállás és a mágneses permeabilitás okozta hatások, eltérő hullámterjedési sebességekkel jelentkeznek.

Azaz a rétegzett féltér modell esetében a hullámsebesség és a látszólagos fajlagos ellenállás együttes vizsgálata elvileg lehetővé teszi a mágneses permeabilitás okozta hatások kimutatását.

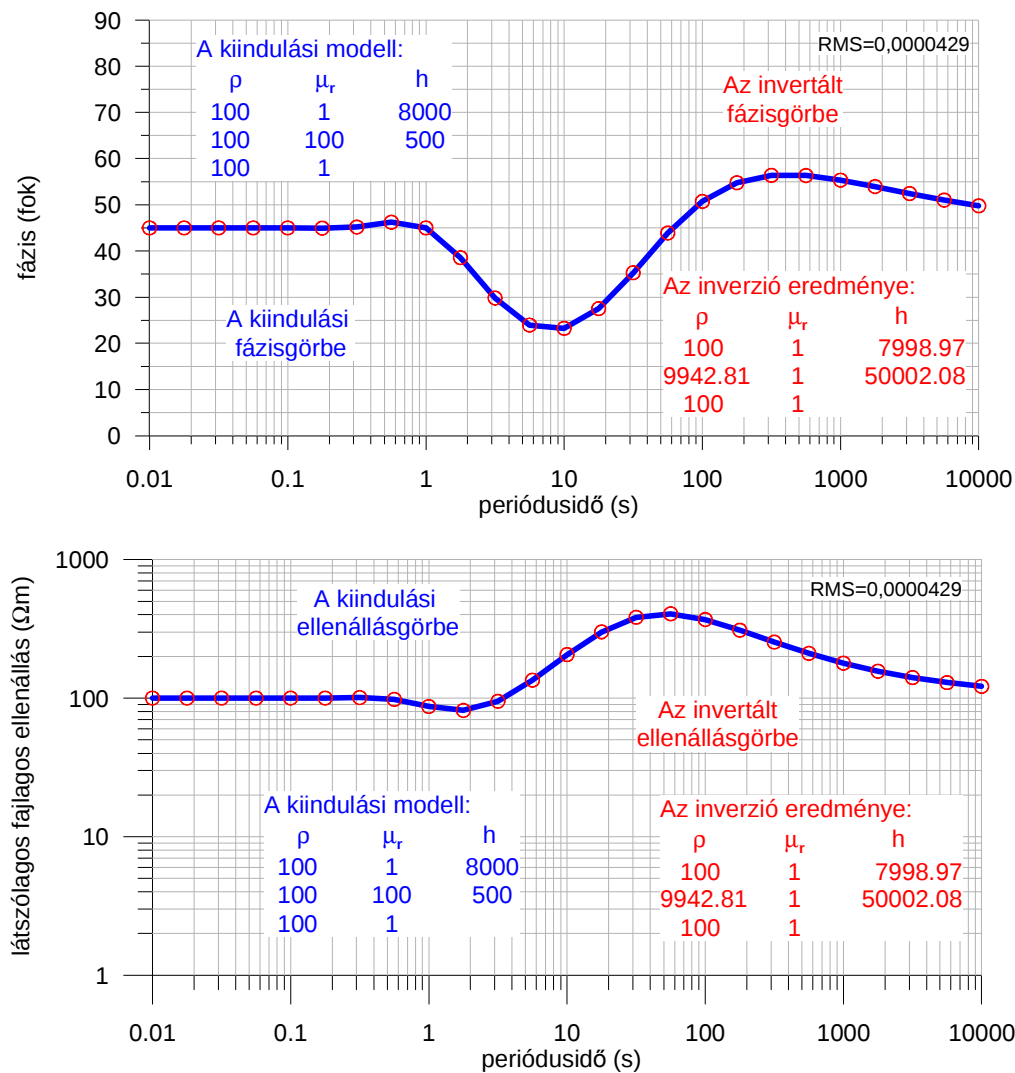
A kérdés, hogy hogyan tudjuk ezt a két mennyiséget (impedancia és sebesség) kimérni.

a)



b)

62. ábra: Az első réteg fajlagos elektromos ellenállásának és mágneses permeabilitásának hatása az impedancia abszolút értékére (a) és a fázisra (b), a periódusidő függvényében (MT 1D modellező program — Prácser Ernő, Kiss János 2004)



63. ábra: A mágneses permeabilitás hatása a hagyományos kiértékelések esetén

A vizsgálatok alapján a mágneses permeabilitás (mágneses szuszceptibilitás) jelentős megváltozása drasztikusan megváltoztatja a magnetotellurikus szondázások során mért szondázási görbéket. Ezt mutatja a 63. ábra, ahol folyamatos kék vonallal és számmal a direkt feladat megoldása, piros pontokkal és számokkal az inverzió eredménye látható. A direkt feladat megoldása során a mágneses permeabilitást figyelembe vettük, de a kapott szondázási görbék feldolgozására a hagyományos inverziót alkalmaztuk.

A mágneses permeabilitás megnövekedésével — az ellenállás szempontjából homogén összletben — a permeabilitáshoz hasonló mértékű ellenállás- és vastagság-növekedés volt tapasztalható. Azaz a 100-szoros mágneses permeabilitás-növekedés eredményeképpen 100-szoros ellenállás növekedést és 100-szoros vastagság növekedést tapasztalhatunk. A kapott modellezési eredmény szépen mutatja, hogy a lokális szinten megjelenő ferromágneses anyag rendkívül drasztikusan módosítja a magnetotellurikus szondázási görbéket.

A hagyományos magnetotellurikus kiértékelésben nehézséget jelent, hogy a vezetőképesség és a mágneses permeabilitás változást nem tudjuk szétválasztani, azok együttes hatásával kell számolni.

7. Mélybeli mágneses hatók, vulkanitok kimutathatósága

7.1. Térbeli helyzet, geometriai sajátosságok

A magmás képződmények helyzetüket és megjelenési formájukat tekintve is nagyon eltérőek lehetnek. Ismerünk olyan vulkanitokat, amelyek több 100 km² kiterjedésűek, közel azonos vastagságúak és a kitörési központról nincsenek információk (sztratovulkáni, takaró vulkáni képződmények pl. trapp bazaltok). Más esetekben a kitörés helye és a magmás képződmények elterjedése szinte egybeesik (intrúziók, szubvulkáni testek, dagadó kúpok). Nyilvánvaló, hogy mindez az összetétel és a képződési feltételek függvénye. A földtörténet során ezek a képződmények felszínre kerülnek, vagy éppen eltemetődnek fedőüledékekkel.

7.2. A vulkanitok kőzetfizikai paraméterei, detektálási lehetőségei

A kőzetfizikai paramétereik alapján a vulkáni kőzetek nagyon változatosak. Amíg az üledékes kőzetek akár egy fizikai paraméter alapján is szétválaszthatók különböző típusokra, a vulkanitok nem oszthatók egyetlen paraméter alapján. Az üledékes környezetben megjelenő vulkáni betelepülések értelmezési problémákat okoznak, ami miatt elsősorban a nyersanyag (kőolaj) kutatásban fontos lenne az elkülönítésük. Van egy paraméter, a mágneses szuszeptibilitás, ami elsősorban a vulkáni képződményekre (azokon belül is a bázisos lávákra) jellemző és az értéke jelentősen eltér az üledékes képződmények szuszeptibilitás értékétől. Azokon a területeken, ahol egy bizonyos nagyság feletti szuszeptibilitással találkozunk vastag üledékes környezetben, az anomáliát nagy valószínűséggel magmás eredetű kőzet okozza.

7.3. Mágneses anomáliák, interpretációs nehézségek

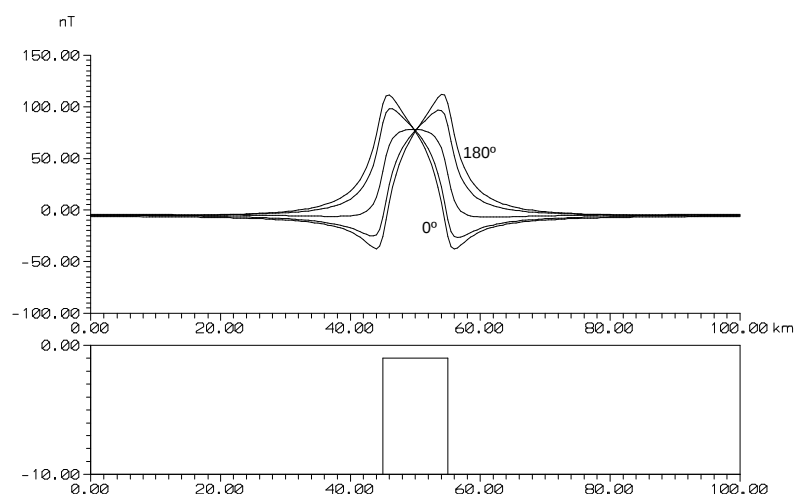
A nagy mágneses szuszeptibilitással rendelkező képződményeket a mágneses tér mérésével lehet kimutatni. A mágneses erőter azonban nem „skalártér” (vagy függőleges irányú vektortér), mint például a gravitációs tér (ahol az anomália forrása közvetlenül az anomália alatt van), hanem tetszőleges irányú „vektortér”, amelynek értelmezése nem olyan egyértelmű. Ezt néhány egyszerű modell felett elvégzett kétdimenziós elméleti görbe számítással illusztrálok, csak indukált mágnesezettséget feltételezve:

- függőleges vastag lemez (64. ábra),
- egy irányból véges vízszintes lemez (65. ábra),
- két irányból véges vízszintes lemez (66. ábra),
- két párhuzamos vízszintes lemez (67. ábra)

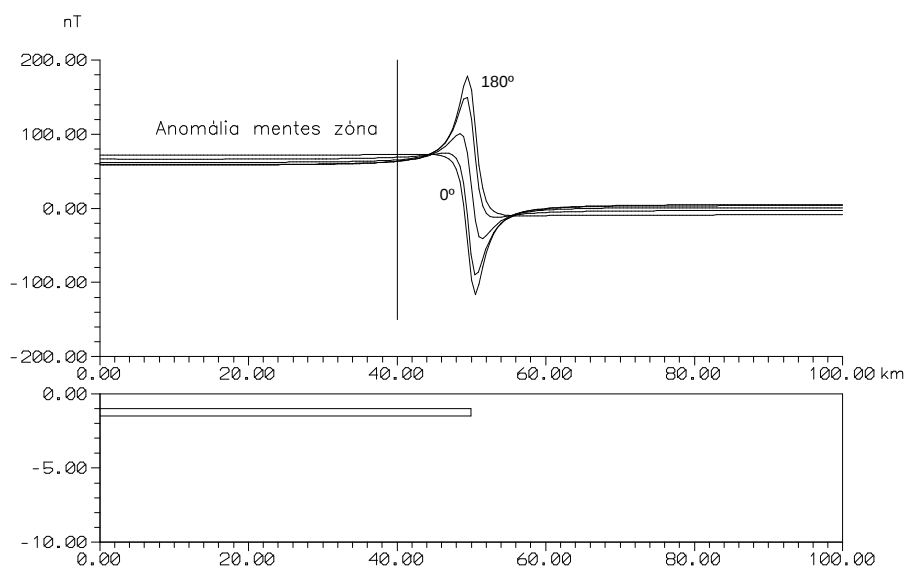
Az ábrákon a modell felett észlelhető mágneses ΔT tér látható, különböző irányú szelvények felett (a szelvényirány mindig merőleges a test csapására, mint a kétdimenziós modellezéseknél általában).

A képződmények vízszintes elterjedésétől függően vagy van anomália a test felett, vagy nincs (illetve csak helyenként van). Talán úgy fogalmazhatnánk meg, hogy ahol van anomália, ott biztosan van ható is (legalább is a széle). Ahol pedig nincs, ott a környezettől függően lehet, hogy van test, de az is lehet, hogy nincs. Ideális geometriai tényezők esetén a mágneses hatók felett megemelkedett térértéket tapasztalunk, ennek a kimutatása

azonban egy szabálytalan test (és anomáliatér) esetében nem egyszerű és a peremhatások nagy anomáliái el is nyomhatják.



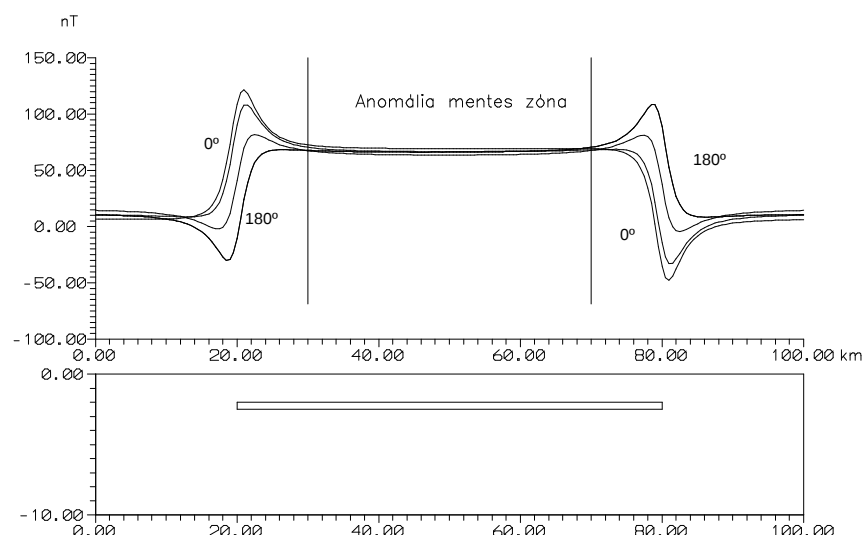
64. ábra: Függőleges, vastag kétdimenziós lemez indukált ΔT mágneses tere — 0, 45, 90, 135 és 180° szelvényirány mellett



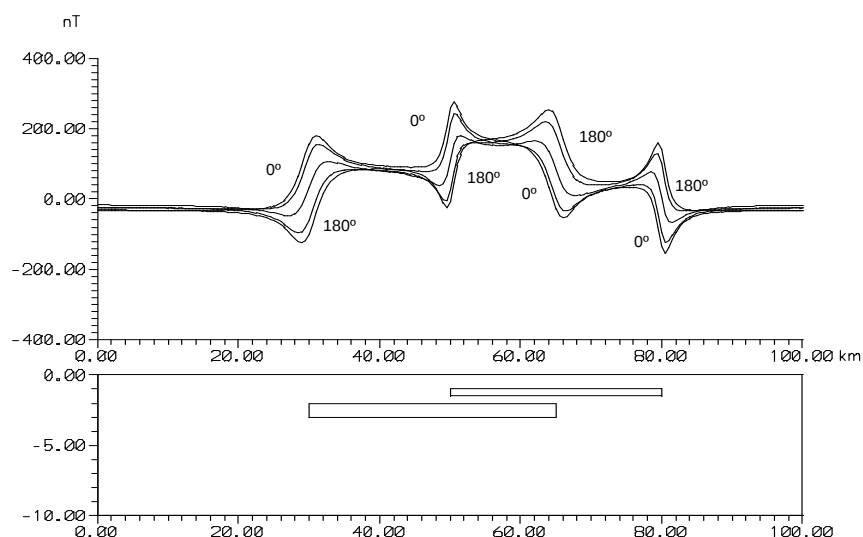
65. ábra: Egy irányból véges, kétdimenziós vízszintes lemez indukált ΔT mágneses tere — 0, 45, 90, 135 és 180° szelvényirány mellett

A különböző görbék a különféle irányú szelvényeken — 0, 45, 90, 135 és 180°-os szelvényirány mellett — mutatják az anomáliákat. Hasonló hatása lehet a testek remanens (nem a Föld jelenkori, hanem múltbeli mágneses erőteréből származó) mágnesezettségnek, amely tetszőleges dőlésirányokat és azimutot — akár ellentétet is — vehet fel, ami nagyon megnehezíti a mágneses értelmezést.

Bonyolult egymás felett elhelyezkedő hatók esetén még egyszerű geometriájú testet feltételezve is nagyon nehéz a szuperponálódó anomáliagörbék értelmezése (67. ábra).



66. ábra: Két irányból véges, vízszintes lemez indukált ΔT mágneses tere — 0, 45, 90, 135 és 180° szelvényirány mellett



67. ábra: Két párhuzamos vízszintes lemez bonyolult indukált ΔT mágneses tere — 0, 45, 90, 135 és 180° szelvényirány mellett

7.4. Magyarország mágneses anomáliaképe

Magyarország nagyszerkezeti jellege — a DNy–ÉK-i sávosság — a mágneses anomália térképen is jelentkezik. Annak eldöntése, hogy az anomália vonulatok a törésvonalak mentén felnyomuló vulkáni anyaggal, vagy nagy kiterjedésű, közel horizontálisan települő vulkáni anyag peremrészeivel vannak összefüggésben, egyértelműen eldönteni nem lehet. Az ilyen vizsgálatok során minden területet külön-külön kell kezelni, tilos az általánosítás.

Az országos mágneses térkép sávos anomáliáinak magyarázatát az ekvivalencia miatt kis kiterjedésű mágneses hatókkal is megadhatjuk, feltételezve, hogy a hatók közvetlen a Curie-hőmérséklet előtt nagy szuszceptibilitás értéket vesznek fel (Hopkinson-effektus). A spektrális mélység-meghatározás eredményei és a 2D modellezések nem zárják ki ennek a feltételezésnek létjogosultságát.

8. Kvázi-egyenáramok és mágneses anomáliák

Ha egy szelvény mentén vizsgálom a mágneses anomáliákat, akkor kétféle összetevővel lehet számolni. Az egyik a kőzetek természetes mágneses szuszceptibilitásától származó hatás, a másik a stacionárius kvázi-egyenáramok esetleges hatása a mágneses térre. Ez utóbbi hatás nem ismert általánosan, emiatt ismertetése — a további vizsgálódások előtt — fontos és elkerülhetetlen.

$2,5 \cdot 10^{-4} \text{ A/m}^2$ nagyságú áramsűrűség, amely víztározó összeletekben jelenlevő állandó talajvíz-áramlásnak köszönhetően alakul ki, generálhat 200 nT-át meghaladó amplitúdójú mágneses anomáliát, amint azt dél-afrikai és ausztráliai példák mutatják (DE BEER et al. 1982, WOODS és LILLEY 1980). Célszerű tehát a mágneses modellezések során figyelembe venni a stacionárius kvázi-egyenáramok lehetséges hatását.

A Föld mágneses tere alapvetően a magban lejátszódó fluidumok dinamikájához kapcsolódó elektromos áramoknak köszönhető. Egy terepi mágneses felmérési időszak alatt ez a tér állandónak tekinthető, és a kapott mágneses anomália csak a közeg mágneses szuszceptibilitásának változásával mutat kapcsolatot. Erre rakódik rá a töltött részecskék migrációjából származó másodlagos mágneses tér — a felszíni mágneses zaj.

Van más egyenáramú áramforrás is, ami geokémiai és hidrogeológiai jelenségekhez kapcsolódik (REAGEN és RODRIGEZ 1981). Minden egyenáram mágneses hatást generál, amit figyelembe kell venni, mielőtt a szuszceptibilitás alapú mágneses modellezést elvégezzük. Az ilyen jellegű hatásokra — a kvázi-egyenáram áramsűrűségének megváltozására — ott kell számítani, ahol a földtani felépítésben, a laza törmelékes összlet összetételében, vagy annak fekvésében jelentős változás áll be. Ezekben az esetekben, a tellurikus egyenáram okozta mágneses anomália a közeg ellenállásával arányos mértékű lesz (CULL 1985).

Az áramvonal mágneses terét — a tömegvonzási törvény analógiája alapján — SZARKA LÁSZLÓ (1986) publikálta — az ausztrál szerzők cikkével egyidőben. Az ellenállás szelvény alapján a H_x komponens számítása a következő:

$$H_x = \frac{E_y}{2\pi} \int_{A_\sigma} \frac{\sigma \cdot z}{R^2} dA \quad (41)$$

ahol	dA	— elemi keresztmetszet
	σ	— az elemi keresztmetszet vezetőképessége ($\sigma = 1/\rho$)
	R	— a vezető elem távolsága a ponttól (km)
	z	— a pont mélysége (km)
	E_y	— elektromos térerősség (V/km, mV/m)

A szelvény minden egyes pontjában a képlet felhasználásával az MT ellenállás szelvényekből kiszámíthatjuk a H_x komponensét. Az integrálást a MT 2D inverzióból kapott ellenállás szelvényének szabályos rácsba interpolált adatainak felhasználásával lehet elvégezni és ez valójában csak összegzést jelent, mivel a rácstávolságok adottak és nem közelítenek a nullához.

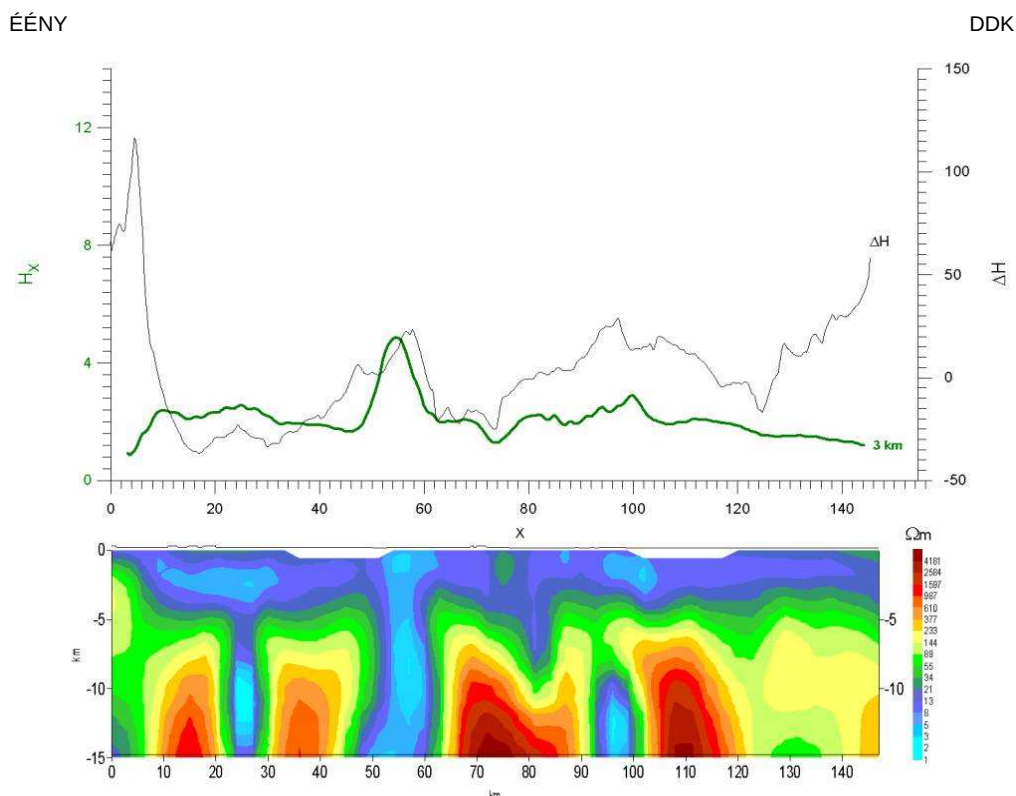
Egy program segítségével az MT ellenállás (vezetőképesség) adatokból kiszámítottam a H_x komponens értékét. A program az integrálást az MT szelvény rácsméreteinek megfelelően végzi, azaz summázza a rácspontokban jelentkező ellenállást a $(\sigma \times z)/R^2$ alapján (SZARKA

1986). A programot úgy oldottam meg, hogy az oldalhatások kiszűrése miatt a szelvény elején és végén a megadott mélységnek megfelelő távolságig nincs adat, azaz ha 2 km-es mélységet vizsgálók, akkor egy 0–100 km-es szelvényenél 2–98 km tartományra lesz eredménye a számításoknak. Az $E_y / 2\pi$ értéke konstans és ismeretlen. A programban lehetőséget adtam arra, hogy a mélységet tetszőlegesen lehessen változtatni — nyilván az üledékes medencében lesznek olyan kvázi-egyenáramú áramok, amiből a mágneses hatást várjuk, de ennek a mélysége változó, szelvényről szelvényre. A bemenő paraméter a fajlagos ellenállás rács és a kívánt mélység. A kimenet egy adatsor, a távolság és H_x értékével.

A H_x komponens számításakor el kellett döntenem, hogy milyen mélység-tartományt vizsgálók. Az CEL–07 szelvényen a medencealjzat 250–4700 m-es mélységben található a KILÉNYI-ŠEFARA-féle (1991) mélységadatok alapján, felette törmelékes üledékes kőzetek a jellemzők. A gravitációs kétréteges modell alapján kiszámolt mélységek is ezt mutatják (44. ábra). A szelvény egészére ennek megfelelően a 3 km-es aljzattmélység a jellemző, és erre mélység-tartományra kiszámolt H_x görbe írja le a valóságot legjobban.

8.1. Az MT ellenállás szelvény felett számolt H_x komponens

A CEL–7 mentén az MT 2D inverziójából kapott ellenállás szelvényekre is kiszámítottam H_x komponenset. Az ábrán (68. ábra) feltüntettem a földmágneses tér vertikális komponenséből számított horizontális komponenset (ΔH) is — aminek amplitúdója (-40 – +120) nT között változik, nem jelentős — az összevethetőség miatt.



68. ábra: Magnetotellurikus (2D) inverzió ellenállás szelvénye (alul), felette a földmágneses anomália tér horizontális komponense (szürke vonal) illetve a 3 km-es mélység tartományra kiszámított H_x komponens (magnetotellurikus kétdimenziós TE-TM együttes inverzió: VARGA GÉZA, 2003)

Megítélésem szerint ez a ΔH komponens mérhető össze a H_x értékével, mivel a szelvény közel É—D irányú és a szelvényre merőleges irány, a kvázi-egyenáramú áramok iránya ennek megfelelően közel K—Ny-i.

Az ábrán a 3 km-es mélység tartományra (ez az átlagmélysége a medence üledékeknek) kiszámolt H_x görbék látszanak, majd az MT 2D inverzióból kapott ellenállás szelvények. A legérdekesebb az 55–60 km környékén kialakuló H_x maximum, ami teljesen egybeesik a ΔH maximummal. A szelvényen lokális maximumként jelen van, a 2D inverzió esetében a hatása domináns.

A vizsgálatok alapján, az anomáliák korrelációja miatt nem zárható ki a stacionárius kvázi-egyenáramok által keltett mágneses hatás, ami szuperponálódik a földmágneses erőterrel. A további vizsgálatok a gravitációs és mágneses térképek összevetését, korrelációját valamint mágneses hatók mélységének számítását, becslését igényli.

8.2. Gravitációs és mágneses térképek összevetése

A gravitációs Bouguer-anomália térkép alapján (69. ábra, a) a nagy sűrűségű medencealjzat felszínét tudjuk követni. Egyszerűbb modell esetén mélységtérkép szerkesztető a térkép alapján (CORDELL-HENDERSON 1968). A gravitációs térkép alapján meg tudjuk mondani, hogy hol vannak a nagy törmelékes üledékes fedő kőzetekkel kitöltött medencék, ahol a stacionárius kvázi-egyenáramú áramok megjelenésére számítani lehet.

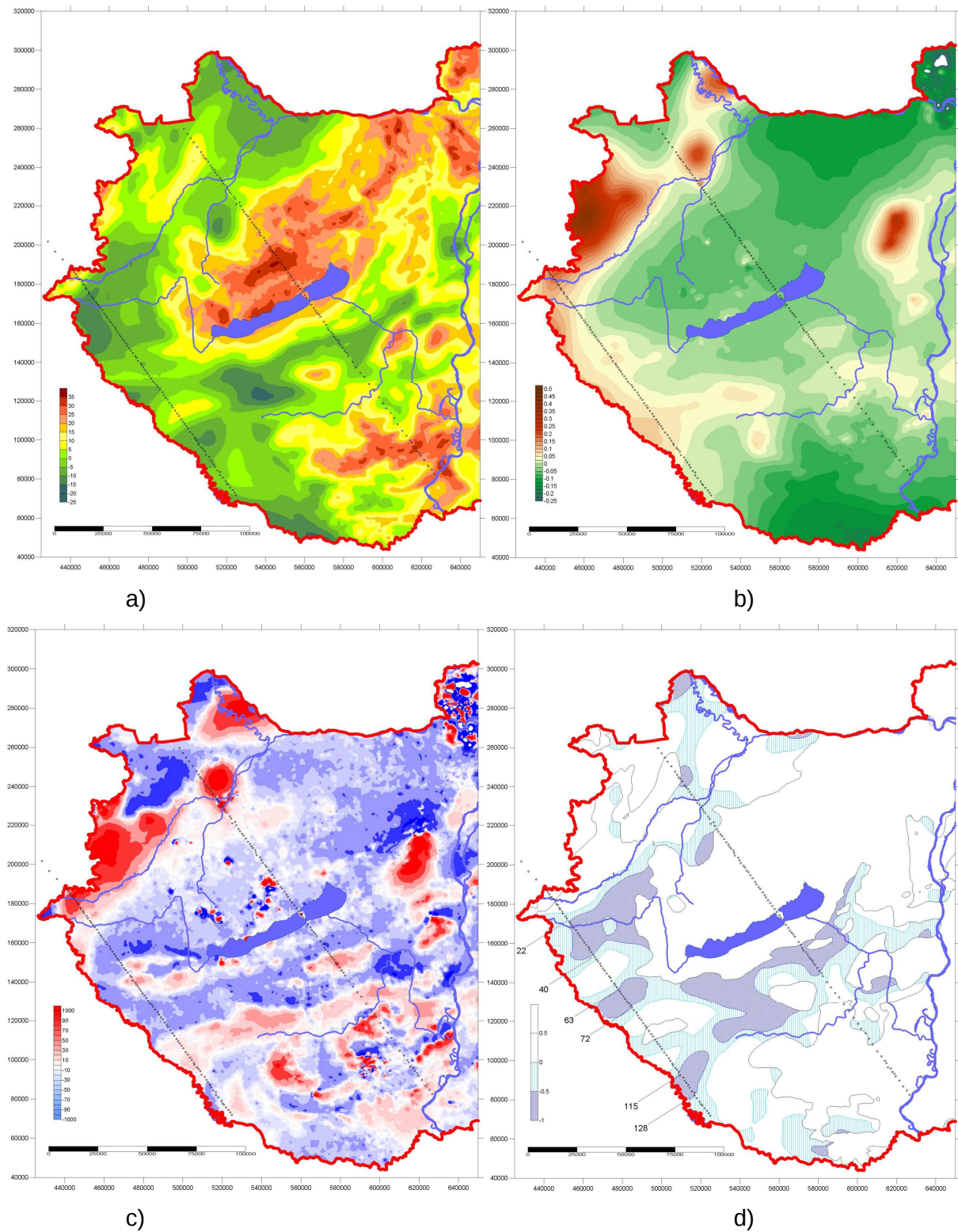
A mágneses anomália térkép alapján (69. ábra, c) tudjuk, hogy hol vannak a mágneses anomáliák, amelyeknek az eredete a hiányos földtani ismereteink alapján nem meghatározott.

Mindössze néhány mágneses tulajdonságokkal rendelkező ásvány (magnetit, titanomagnetit, pirrotin) határozza meg a kőzetek mágneses tulajdonságait. Általános érvényű, hogy az üledékes kőzetek nem mágnesesek (kivéve a magnetites torlatokat), a magmás kőzetek viszont minél bázikusabbak, annál erősebben mágnesesek. A metamorf kőzetek a kiindulási alapkőzet, illetve a másodlagos változások jellegéből adódóan lesznek mágnesesek. Tehát a mágneses kőzetek döntő többsége vulkáni vagy metamorf eredetű, viszont nagy sűrűséggel jelentkeznek.

A kétféle geofizikai erőter alapján elvileg eldönthető, hogy hol húzódnak nagy medencék és mágneses anomáliák is. Mivel a vulkanitok és a metamorfitek is nagy sűrűségű összletként kezelhetők, a nagy medencékben a jelenlétük kizárható. Minden olyan mágneses anomáliát, amely a gravitáció szerint medence területre esik, elvileg okozhatnak a kvázi-egyenáramok. Ezeket a területeket a gravitációs és a mágneses — vagy inkább az abból számítható pszeudogravitációs (69. ábra, b) — anomáliák korrelációs vizsgálatával lehet kimutatni. Ahol a gravitáció alapján medence van és a gravitációs és pszeudogravitációs térkép „antikorrelál”, azaz a korrelációs koeficiens értéke $-0,5$ és $-1,0$ közé esik, ott nem zárható ki a kvázi-egyenáramok okozta mágneses tér.

A korrelációs koeficiens térképén (69. ábra, d) kitakartam azokat a területeket, ahol $\Delta g > 5$ mGal, mert jelentős tellurikus áramokkal nem kell számolni. A többi területre, ahol a nagyobb medencékben nem zárható ki a tellurikus egyenáramok jelenléte. Kék színekkel jelöltem a nullánál kisebb értékeket, amelyek „antikorrelációt” — ellentétes irányú változást — jeleznek. A térkép alapján látható, hogy a például a CEL–7 szelvény nyomvonalában három helyen is jelentős antikorreláció figyelhető meg. Azok a helyek, ahol antikorreláció van, nem pontosan esik egybe azokkal a helyekkel, ahol az MT ellenállás eloszlás alapján H_x komponenseket számoltunk (pl. 50–60 km közötti szakasz). A korrelációs vizsgálat alapján egy a gravitáció

szempontjából átmeneti vagy lokális medence, és a pszeudogravitáció szempontjából maximum zóna adja a legperspektivikusabb helyet 63–72 km között. A mágneses szuszceptibilitás és kvázi-egyenáramok okozta mágneses tér szuperponálódása miatt egy ilyen mértékű horizontális eltolódás elképzelhető.



69. ábra: A korrelációs vizsgálat térképei: Bouguer-anomália térkép (a), pszeudogravitációs térkép (b), mágneses ΔZ térkép (c), és a korrelációs együtthatók térképi eloszlása (d)

9. Az értekezés legfontosabb eredményei

A dolgozatban egy átfogó ismertetést adtam a gravitációs és mágneses adatfeldolgozási fázisokról, amelyeket saját magyarországi (dunántúli) feldolgozási eredményeken keresztül be is mutattam.

Bevezettem az Euler-, Werner-, Naudy- és Cordell-Henderson automatikus feldolgozási eljárásokat az erőter-geofizikai értelmezésekbe, ezt szemléltettem a regionális CELEBRATION szelvények (CEL-7 és CEL-8) mentén elvégzett feldolgozások ismertetésével. Az automatikus feldolgozások mélységi fókuszálását végeztem el a mintavételi ablak változtatásával és az anomáliák felfelé folytatásával — ami szondázás-szerű feldolgozásokat tett lehetővé a szelvények mentén.

Gravitációs, mágneses, magnetotellurikus és szeizmikus méréseket együttesen dolgoztam fel, keresve az összefüggéseket és az eltéréseket, amelyek egy-egy földtani célú feladat megoldásában (például medencealjzat-meghatározásban, vagy szerkezetek kimutatásában, esetleg vulkáni gyökérszónák kimutatásakor) segítséget jelenthet a mért adatok értelmezésében.

Az elsőbeérkezéssel szeizmikus tomográfia sebességszelvényei a tömörödésből adódóan a mélységgel arányosan növekvő sebességviszonyokat tükröznek. Kiszűrtem a mélységfüggés hatását a szeizmikus sebesség-szelvényekből (ez többféleképpen is elvégezhető volt — a kapott eredményt sebesség-anomáliának neveztem el), ami egyszerűbbé teszi az anomális zónák felismerését, a sebesség horizontális és vertikális irányú változásainak pontosabb kimutatását és a más paraméterekkel végzett együttes elemzést.

Felismertem, hogy a földkéregben, adott hőmérsékleten, a mágneses fázisátalakulás és annak kísérő jelensége a Hopkinson-effektus jelen lehet, ami a felszínen is érzékelhető geomágneses és magnetotellurikus anomáliákat okozhat. Mágneses és magnetotellurikus modellezésekkel vizsgáltam a megnövekedett mágneses paraméterek hatását.

Nagyobb üledékes medencékben a tellurikus kvázi-egyenáramok is okozhatnak mágneses anomáliát. Ennek lehetőségét vizsgáltam a magnetotellurikus mérésekből kapott a fajlagos ellenállás értékek felhasználásával és a gravitációs és pszeudogravitációs anomáliák korrelációs vizsgálatával.

10. Köszönetnyilvánítás

Köszönetet mondok témavezetőmnek, Dr. Szarka Lászlónak, a földtudományok doktorának a bizalomért és a szakmai segítségért, amit a doktori tanulmányaim és a disszertációm elkészítése során nyújtott.

Köszönet kollégáimnak (ELGI, MTA-GGKI) az együttműködésért és külön köszönet Prácser Ernőnek a programozási és matematikai problémák leküzdésében nyújtott segítségéért.

A szakmai kutatásaimhoz szükséges háttérrel az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet és a BTIX Kft. biztosította. Kutatásaim kapcsolódtak az alábbi OTKA-projektekhez:

1. T-43100 Magyarország gravitációs lineamenstérképe (témavezető: Bodoky Tamás — ELGI, 2003-2006);
2. TS-40848 Földi elektromágnesség c. tudományos iskola (témavezető: Verő József — MTA-GGKI, 2001–2005);
3. T-37694 Új irányzatok a magnetotellurikában, (témavezető: Szarka László — MTA-GGKI–ELGI, 2002-2006);
4. T-68475 Mágneses fázisátalakulás a földkéregben és geofizikai következményei (témavezető: Szarka László — MTA-GGKI, 2007-2011).

Ez utóbbit megelőzően — a NYME PhD-hallgatójaként résztvevője voltam:

5. T-61013 Geo-elektromágnesség és a változó Föld (témavezető: Verő József — MTA-GGKI, 2006-2008)

11. Hivatkozások

- ÁDÁM A., KOHLBECK F., NOVÁK A., SZARKA L. 2006.: Interpretation of the deep Magnetotelluric soundings along the Austrian part of the CELEBRATION-007 profile, *Acta Geod. Geoph. Hung.*, v. 43, No. 1, p. 17–32 (2008), DOI:10.1556/AGEOD.43.2008.1.2
- ÁDÁM A., NOVÁK A., SZARKA L. 2005.: Tectonic weak zones determined by magnetotellurics along the CEL-7 deep seismic profile, *Acta Geod. Geoph. Hung.*, v. 40, No. 3–4, p. 413–430.
- ÁDÁM A., NOVÁK A., SZARKA L. 2007.: Basement depths of 3D basins, estimated from 1D magnetotelluric inversion, *Acta Geod. Geoph. Hung.*, v. 42, No. 1, p. 59–67.
- ÁDÁM O. 1987.: Szeizmikus kutatás, Tankönyvkiadó, Budapest
- ATHY L.F. 1930.: Compaction and oil migration, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* v. 14. p. 25–35.
- ATCHUTA RAO D., H.V.RAM BABU AND P.V. SANKER NARAYAN, 1981.: Interpretation of magnetic anomalies due to dikes: The complex gradient method, *Geophysics*, v.46, p. 1572–1578.
- BARTA GY. 1952.: Jelentés az országos mágneses mérés feldolgozásának eredményeiről, Kézirat, ELGI adattár
- BHATTACHARYYA B. K. 1978.: Computer modeling in gravity and magnetic interpretation, *Geophysics*, v. 43. No. 5. p. 912–929.
- BLAKELY R.J., R.W.SIMPSON, 1986.: Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies, *Geophysics*, v. 51, p. 1494–1498.
- BODOKY T., BRUECKL E., FANCSIK T., HEGEDŰS E., POSGAY K. 2001.: Szervezőbizottság és munkacsoport: CELEBRATION 2000 — nagyszabású ezredzáró projekt a litoszférakutatásban. *Magyar Geofizika* 42. évfolyam, 1. szám, 15–21. oldal
- BUDÓ Á. 1979.: Kísérleti fizika II., Tankönyvkiadó, Budapest
- CARMICHAEL R.S.1982.: *CRC Handbook of physical properties of rocks*, CRC Press, Vol. 2, Boca Raton, Fla.
- CHRISTENSEN, N. I., AND W. D. MOONEY 1995.: Seismic velocity and composition of the continental crust: a global view, *J. Geophys. Res.* 100, B7, 9761-9788.
- CORDELL L. 1973.: Gravity analysis using an exponential density-depth function — San Jacinto graben, California, *Geophysics*, v. 38. p. 684–690.
- CORDELL, L., 1979.: Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe Country and the Espanola Basin, New Mexico, *New Mexico Geol. Soc. Guidebook*, 30th Field Con., p. 59–64.
- CORDELL L. and GRAUCH, 1987.: Limitations of determining density or magnetic boundaries from horizontal gradient of gravity or pseudogravity *Geophysics*, v. 52. No. 1, p. 118-121.
- CORDELL, L., and HENDERSON, R.G., 1968.: Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer *Geophysics*, v. 33, p. 596–601.
- COWAN D.R., COWAN S. 1981.: Analytical Techniques in Interpretation of Regional Aeromagnetic Data. *Exploration Geophysics*, v. 22, p. 81-84
- CULL J. P. 1985.: Self potential and current channeling. *Geophysical Prospecting*, v. 33, p. 460–467

- CSAPÓ G. 2000.: Új országos gravimetriai hálózatunk (MGH-2000) és az egységes európai gravimetriai hálózat (UEGN), HUNGEO2000 előadás,
- CSAPÓ G. 2002.: Nagypontosságú geodéziai-gravimetriai mérések feltétel-rendszerének vizsgálata és az eredmények gyakorlati alkalmazása, Akadémiai doktori értekezés
- DE BEER J.H., J.S.V. VAN ZIJL AND D.I. GOUGH 1982.: The Southern Cape conductive belt (South Africa): its composition, origin and tectonic significance. *Tectonophysics*, v. 83. p. 205–225.
- DOBRINYIN B.M., VENDELSTEIN B.J., KOZSEVNYIKOV D.A. 1991.: *Petrofizika*, Nyedra Kiadó, Moszkva (ДОБРЫНИН Б.М., ВЕНДЕЛЬШТЕЙН Б.Ю., КОЖЕНИКОВ Д.А. 1991.: *Петрофизика*, Недра, Москва)
- DORTMAN N.B. 1976.: *Kőzetek és szilárd nyersanyagok fizikai tulajdonságai*, Nyedra Kiadó, Moszkva (ДОРТМАН Н.Б. 1976.: *Физические свойства горных пород и твердых полезных ископаемых*, Недра, Москва)
- DÖVÉNYI P., F. HORVÁTH, P. LIEBE and I. ERKI 1983.: Geothermal conditions of Hungary, *Geophysical Transactions*, v. 29., No 1. p. 3–114.
- DUNLOP D.J. 1974.: Aspect of rock magnetism — Thermal Enhancement of magnetic susceptibility, *Geophysics*, v. 40. p. 439–451.
- EGERER F., KERTÉSZ P. 1993.: *Bevezetés a kőzetfizikába*, Akadémiai Kiadó, Budapest
- FALUS GY., SZABÓ CS. 2004.: Felsőköpeny eredetű xenolitok Tihanyról: nyomonkövethető litoszféra-fejlődés a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területen? *Földtani Közlöny*, v. 134, No. 4, p. 499–520
- FOWLER C.M.R. 2005.: *The Solid Earth*, 2nd Edition, Cambridge University Press
- GLATZ F., MÉSZÁROS E., SCHWEITYER F., 2002.: *Magyar Tudománystár 1., Föld, víz, levegő*, MTA Társadalomkutató Központ, Kossuth Kiadó
- GARDNER G.H.F., GARDNER L.W., GREGORY A.R. 1974.: Formation velocity and density — the diagnostic basics for stratigraphic traps, *Geophysics*, v. 39. No. 6, p. 770–780.
- GRANSER H. 1987.: Three-dimensional interpretation of gravity data from sedimentary basins using an exponential density depth function, *Geophysical Prospecting*, v. 35. p. 1030–1041.
- HARTMAN, R.R., TESKEY D.J. AND FRIEDBERG J.L. 1971.: A system for rapid digital aeromagnetic interpretation (Werner method), *Geophysics*, v. 36, No. 5, p. 891–918.
- HANSEN, R.O., AND SIMMONDS, M. 1993.: Multiple-source Werner deconvolution *Geophysics*, v. 58, No. 12, p. 1792–1800.
- HERMANCE J.F. 1995.: *Electrical Conductivity Models of the Crust and Mantle*, *Global Earth Physics, A Handbook of Physical Constants*, AGU Reference Shelf 1
- HOPKINSON J. 1889.: Magnetic and other physical properties of iron at a high temperature. *Philos. Trans. R. Soc.* p. 443–465
- JAKUBOVSKIJ JU.B., LJÁNOV L.L. 1982.: *Geoelektromos kutatómódszer*, Nyedra Kiadó, Moszkva (ЯКУБОВСКИЙ Ю. В., ЛЯХОВ Л. Л. 1982.: *Электроразведка*, Москва, Недра)
- JANOVSKIJ B.M. 1978.: *Földmágnesesség*, Leningrádi Tudományegyetem Kiadója, Leningrád (ЯНОВСКИЙ Б. М. 1978. *Земной магнетизм*, Ленинградский Университет, Ленинград)

- KABAN M. K. 2001.: A kéreg és a köpeny gravitációs modellje, „A Föld tudománya” orosz akadémiai folyóirat, v. 3, No. 2, Orosz Tudományos Akadémia Földtudományi Intézet (Кабан М. К. 2001. Гравитационная модель коры и верхней мантии Северной Евразии, Российский журнал науки о Земле, Том 3, No. 2, Институт физики Земли Российской Академии Наук)
- KILÉNYI É., ŠEFARA J. 1991.: Pre-Tertiary Basement Contour Map of Carpathian Basin Beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. *Geophysical Transactions* v. 36, No. 1–2
- KISS J. 2005.: A CELEBRATION-7 szelvény komplex geofizikai vizsgálata, és a sebességanómália fogalma, *Magyar Geofizika*, 46. évfolyam, 1. szám, 25–34. oldal
- KISS J. 2006.: Magyarország gravitációs lineamenstérképe — első eredmények, *Magyar Geofizika*, 47. évfolyam, 2. szám, 1001–1010. oldal
- KISS J., GULYÁS Á. 2006.: Magyarország mágneses ΔZ anomália térképe, M=1:500 000-es nyomtatott térkép, ELGI kiadvány
- KISS J., SZALMA E. 2007.: Tündérrózsák és a gravitációs tér?!, *Magyar Geofizika*, 48. évfolyam, 2. szám, 56–69. oldal
- KISS J., SZARKA L., PRÁCSER E. 2005a.: Second-order magnetic phase transition in the Earth, *Geophysical Research Letters*, v. 32, L24310, doi:10.1029/2005GL02199
- KISS J., SZARKA L., és PRÁCSER E. 2005b.: A Curie-hőmérsékleti fázisátalakulás geofizikai következményei, *Magyar Geofizika* 46. évf. 3. szám, 102–110. oldal
- KISS J., SZARKA L., PRÁCSER E., ÁDÁM A., FRANKE A. 2007.: Second-order magnetic phase transition in the Earth's crust: reality or fiction? IUGG 24. konferenciája, Perugia, Olaszország
- KOSZTYURINA A. G. 2006.: Novoszibirszki Tudományegyetem, Laboratóriumi gyakorlat fizikából — Elektromosság és mágnesesség, Novoszibirszk, Egyetemi Jegyzet
- KUCHLING H. 1980.: Fizika (kézikönyv), VEB Fachbuchverlag, Leipzig
- LANGEL R.A., HINZE W.J. 1998: The magnetic field of the Earth's lithosphere, The satellite perspective, Cambridge University Press
- LENKEY L., DÖVÉNYI P., F. HORVÁTH AND CLOETINGH P.L. 2002.: Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the neotectonics, EGU Stephan Mueller Special Publication Series, v. 3, p. 29–40
- LOGACSOV A. A., ZAHAROV V.H. 1979.: Mágneses kutatómódszer, Nyedra Kiadó, Moszkva (ЛОГАЧЁВ А. А., ЗАХАРОВ В. П. 1979.: Магниторазведка, Недра, Москва)
- Matvejev B. K. 1990.: Geoelektromos kutatómódszer, Nyedra Kiadó, Moszkva (МАТВЕЕВ Б. К. 1990.: Электроразведка, Москва, Недра)
- MCQUILLIN R., BACON M., BARCLAY W. 1979.: An Introduction to Seismic Interpretation, Graham & Trotman Limited, London
- MESKÓ A. 1983.: A frekvenciatartomány felhasználása gravitációs és mágneses térképek lineáris szűrésében, *Magyar Geofizika*, 24. évfolyam, 2. szám, 43–75 old.
- MESKÓ A. 1984.: Digital filtering: Applications in geophysical exploration for oil, Akadémiai Kiadó, Budapest
- MESKÓ A. 1989.: Bevezetés a geofizikába, Tankönyvkiadó, Budapest
- MÉSZÁROS F., ZILAHÍ-SEBESS L. 2001.: Compaction of the sediments with great thickness in the Pannonian Basin, *Geophysical Transactions* v. 44., No. 1, p. 21–48.
- MIRONOV V.Sz. 1980.: Gravitációs kutatómódszer, Nyedra Kiadó, Leningrád (МИРОНОВ В. С. 1980.: Гравиразведка, Недра, Ленинград)

- NABIGHIAN M. N. 1972.: The analytical signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation, *Geophysics*, v. 37, No. 3, p. 507–517.
- NABIGHIAN, M. N. 1974.: Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: *Geophysics*, v. 39 No. 1, p. 85-92.
- NAUDY H. 1971.: Automatic determination of depth on aeromagnetic profiles, *Geophysics*, v. 36, p. 712–722.
- NÉMETH G. 2004.: Összefoglaló jelentés a CEL–7 kéregkutató MT szelvénymenti geológiai tapasztalatokról, Tanulmány, MTA-GGKI
- NYIKOLAJEVSZIJ V. N. 2001.: КÉРЕГТÖРÉСЕК ÉС ТЕКТОНΙΚАИ HULLÁМОК, VESZТNYIK OGGGGN OROSZ TUDOMÁÁNYOS AKADÉMIA, No. 1. (НИКОЛАЕВСКИЙ В. Н. 2001.: Разломы земной коры и тектонические волны „Вестник ОГГГГН РАН” No1.)
- POSGAY K. 1962: A magyarországi mágneses hatók áttekintő térképe és értelmezése. *Geof. Közl.* „11. évfolyam, 1-4 szám, 77-99.
- POSGAY, K.1967: A comprehensive survey of geomagnetic masses in Hungary, *Geophysical Transactions.*, v. 16, No. 4. p. 1-118.
- POSGAY K., ALBU I., MAYERKOVA M., NAKLADALOVA Z., IBRMAJER I., BLIZKOVSKY M., ARIC K., GUTDEUTSCH R. 1991. Contour map of the Mohorovičić discontinuity beneath Central-Europe, *Geophysical Transactions*, v. 36, No. 1, p. 7–13.
- POSGAY K., KOVÁCS A. CS., CSABAFI R., BODOKY T., HEGEDŰS E., FANCSIK T., RIGLER B. 2007.: A CEL07 mélyszeizmikus szelvény újraértékelése, *Magyar Geofizika*, 48. évfolyam, 3. szám, 87–99. oldal
- RANALLI G. 1997.: Rheology of the lithosphere in space and time, In: Burg j., Ford M. (eds.): *Orogeny through time*, Geological Society Special Publication v. 121, p. 19–37
- REAGEN R.D., RODRIGEZ P., 1981: An overview of the external magnetic field with regard to magnetic surveys, *Geophysical Survey* v. 4. p. 255–296.
- RIJO L., 2003.: Magnetic static shift effects on 2-D magnetotelluric soundings, Eight International Congress of The Brazilian Geophysical Society
- RODI, W., MACKIE, R.L. 2001.: Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion.. *Geophysics* v. 66, No. 1, p.174-187.
- RÜDT C., BABERSCHKE K. 2004.: Sfb290 TP A2 UP II: ac-susceptibility in UHV, <http://www.physik.fu-berlin.de/~agbaberschke/sfb290/TPA2up2.html>
- SOBOLEV S., BABEYKO A.Y. 1994.: Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks, *Surveys in Geophysics*, v. 15, p. 515–544.
- SPECTOR A., GRANT F.S. (1970): Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics* v. 35, p. 293-302.
- SZABÓ Z., PÁNCSECS Z. 1999.: Rock densities in the Pannonian basin — Hungary, *Geophysical Transactions* v. 42, No. 1-2, p. 5–28.
- SZARKA L. 1986: Geofizikai térképezés stacionárius elektromos és mágneses térkomponensekkel, Kandidátusi értekezés, Sopron
- SZARKA L. (szerk.), 2008.: Nyersanyag- és energiakincs. A fenntartható felhasználás felé. *Geofizika* 6. ISBN 978-963-8381-30-9, http://foldev.hu/geofizika_fuzet_6.pdf
- SZARKA L., ÁDÁM A., KISS J., MADARASI A., NOVÁK A., PRÁCSEER E., VARGA G. 2004: Magnetotelluric images from SW-Hungary, completed with gravity, magnetic and seismic

measurements. 17th EM Induction Workshop, Hyderabad, India

<http://www.emindia2004.org>, www.geophysics.dias.ie/mtnet

TAYLOR S. R. 1964.: Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1964, v. 28. No. 8, p. 1273—1285

THOMPSON, D.T., 1982.: EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data (Euler method), *Geophysics*, v. 47, p. 31–37.

VOLAROVICH M.P., PARKHOMENKO E.I. 1976.: Electrical properties of rocks at high temperatures and pressures, In: ÁDÁM A. (ed.): *Geoelectric and geothermal studies (East-Central Europe, Soviet Asia)*, Akadémiai Kiadó, Budapest

VÖLGYESI L. 2002.: *Geofizika*, Műegyetem Kiadó, Budapest

WERNER, S. 1953.: Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies *Sveriges Geologiska Undersök*, ser. C.C. *Arsbok* v. 43, N:06.

WOODS D.V., LILLEY F.E.M. 1980.: Anomalous geomagnetic variations and the concentration of telluric currents in southwest Queensland, Australia, *Geophysical J. Roy. Astron. Soc.* v. 62. p. 675–689.

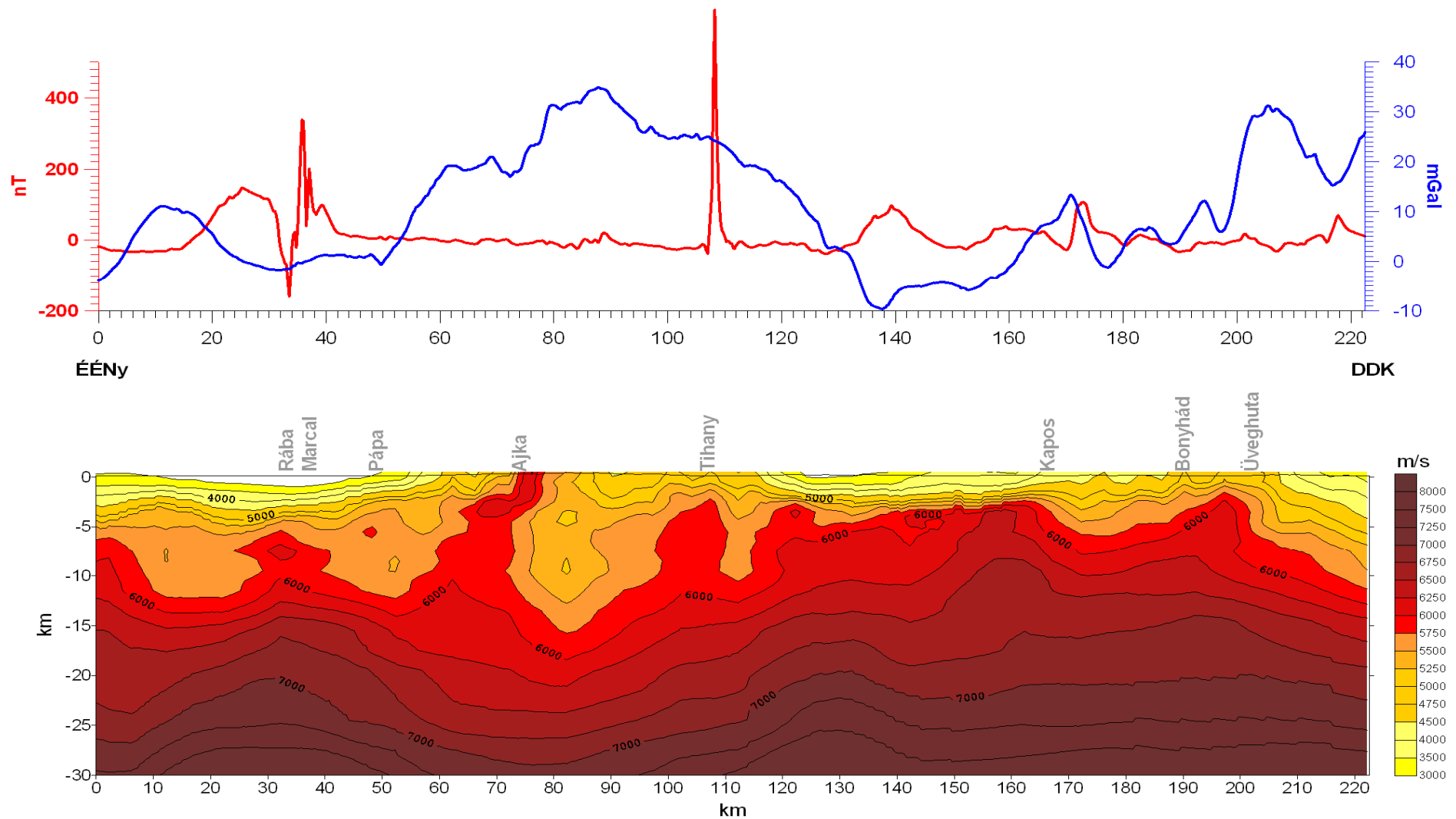
ZELT, C.A. and R.B. SMITH 1992.: Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys. J. Int.* v. 108, p. 16-34.

ZELT C. 1993.: RAYINVR: 2-D travel time inversion and amplitude modeling programs, FAST: 3-D First Arrival Seismic Tomography programs,

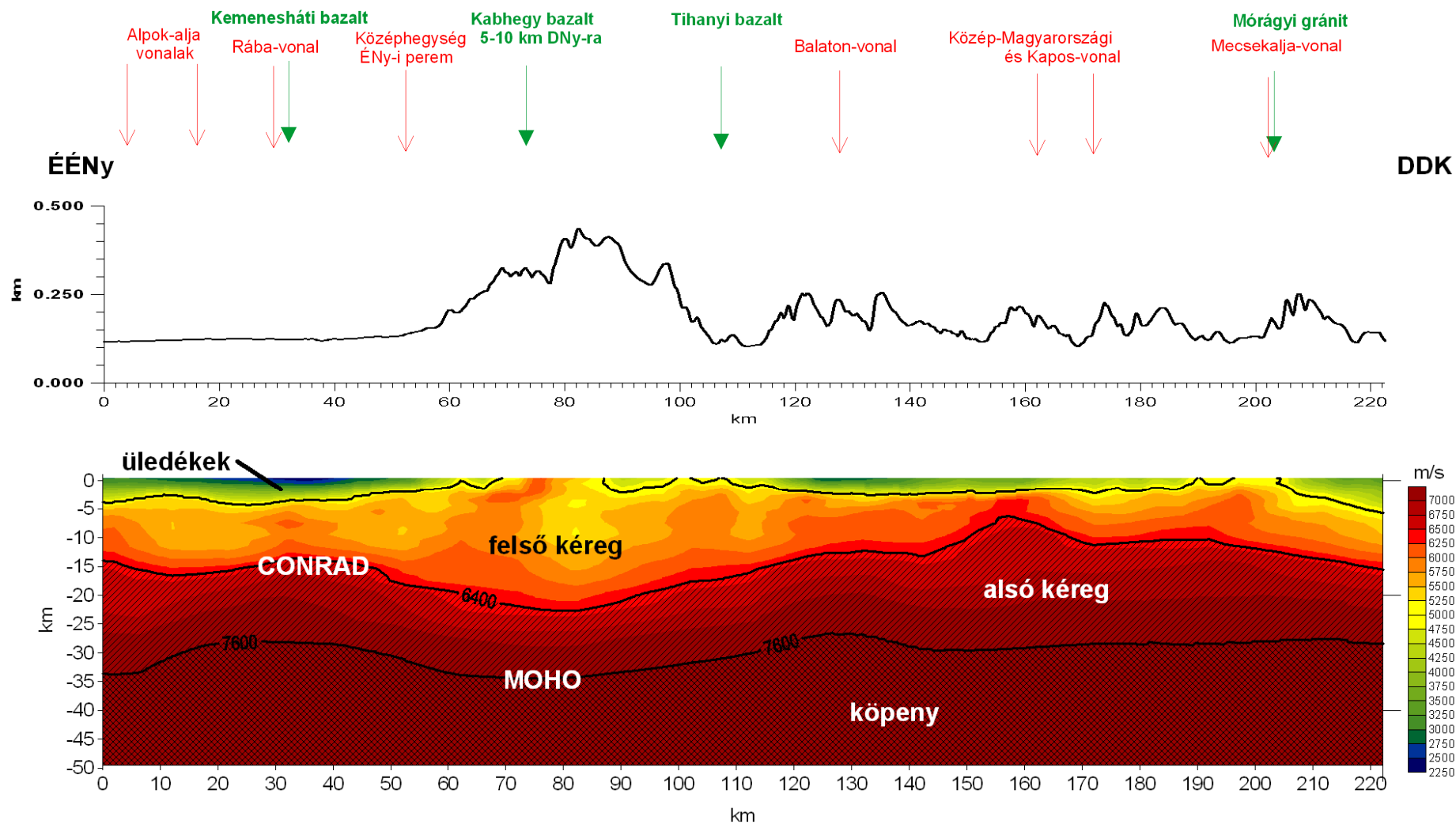
ZILAHÍ-SEBESS L. 2001.: *Kőzetfizikai vizsgálatok a Salgó medencében*, Kézirat, BTIX Bt.

ZNAMENSKIJ V.V. 1980.: *Terepi geofizika*, Nyedra Kiadó, Moszkva (Знаменский В.В. 1980. *Полевая геофизика*, Недра, Москва)

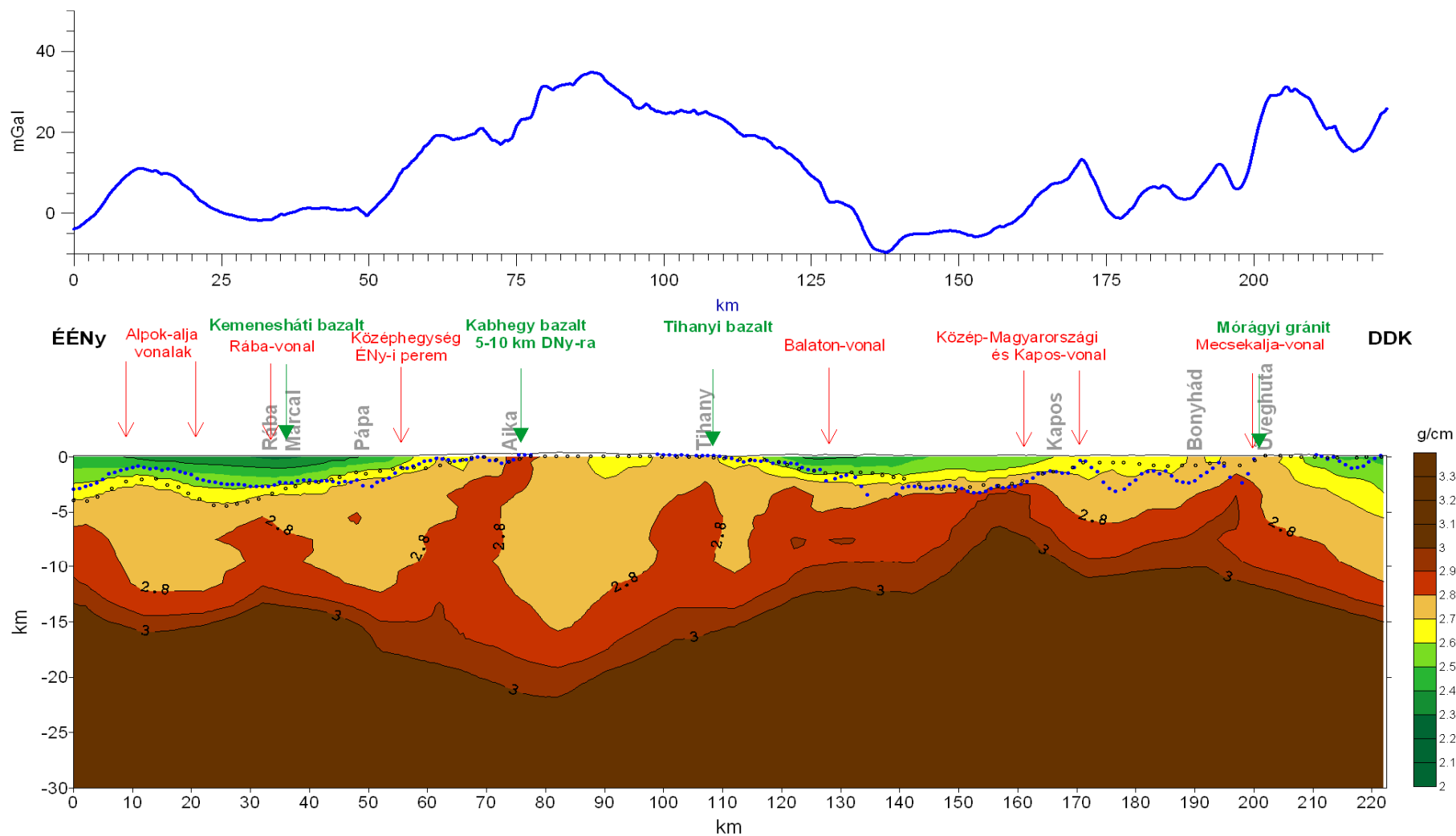
ZSDANOV M.C. 1986.: *Geoelektromos kutatómódszer*, Nyedra Kiadó, Moszkva (Жданов М. С. 1986. *Электроразведка*, Недра, Москва)



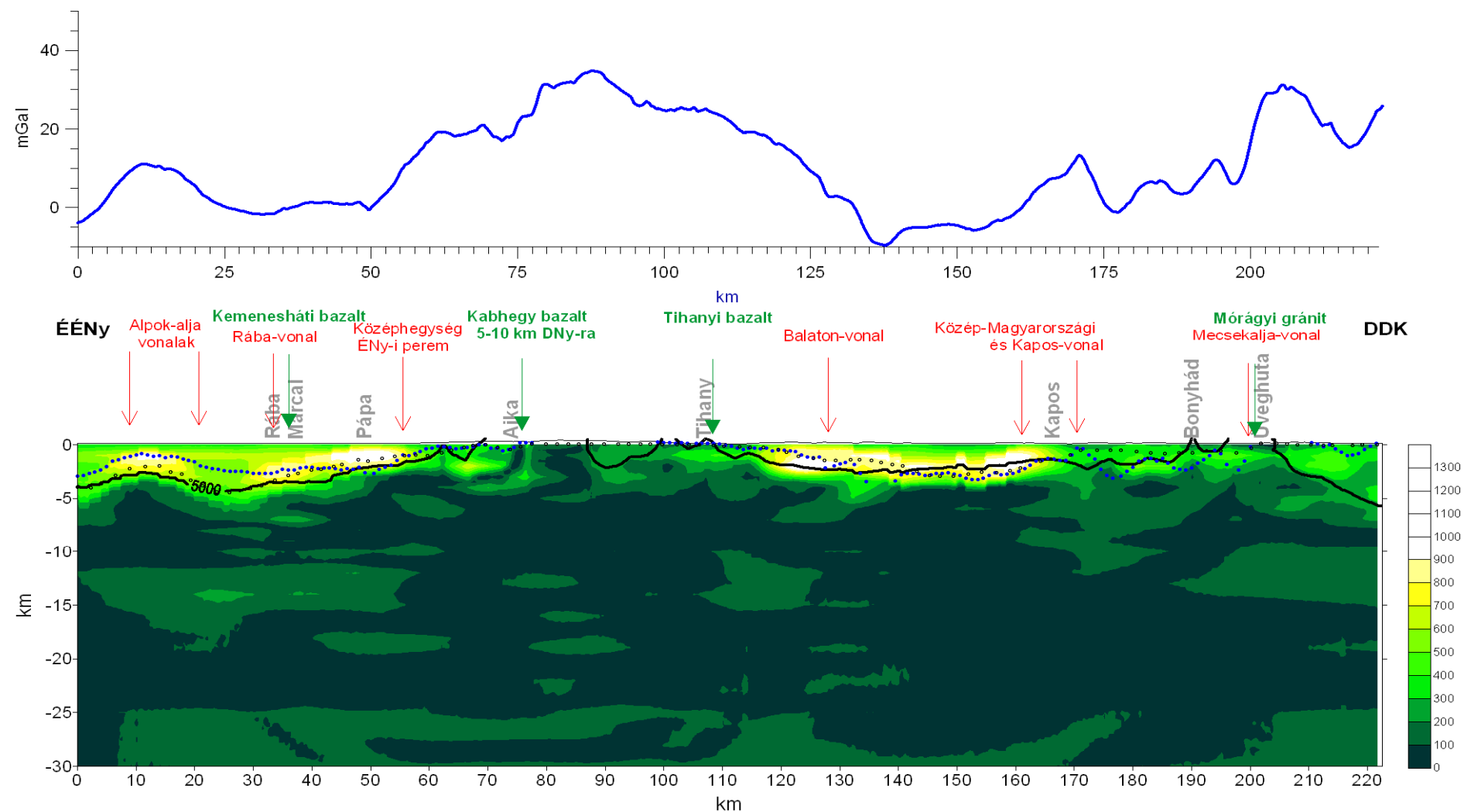
1. melléklet: Gravitációs (kék) és mágneses (piros) anomáliák (felül) a CEL-8 szeizmikus sebesség szelvény (alul) mentén



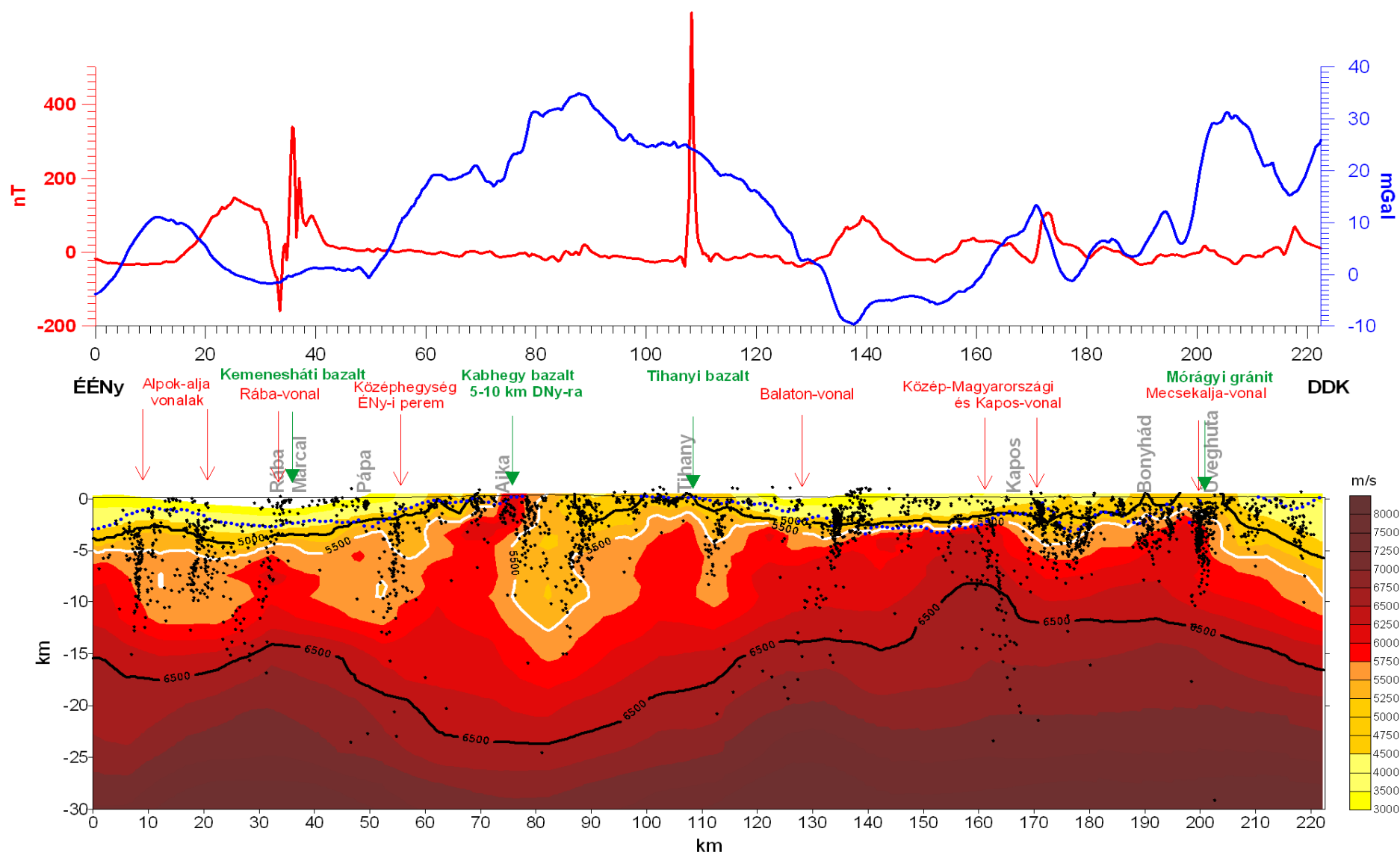
2. melléklet: Domborzat (felül) és a földkéreg szerkezete (alul) a mért sebességek alapján a CEL-8 szelvény mentén



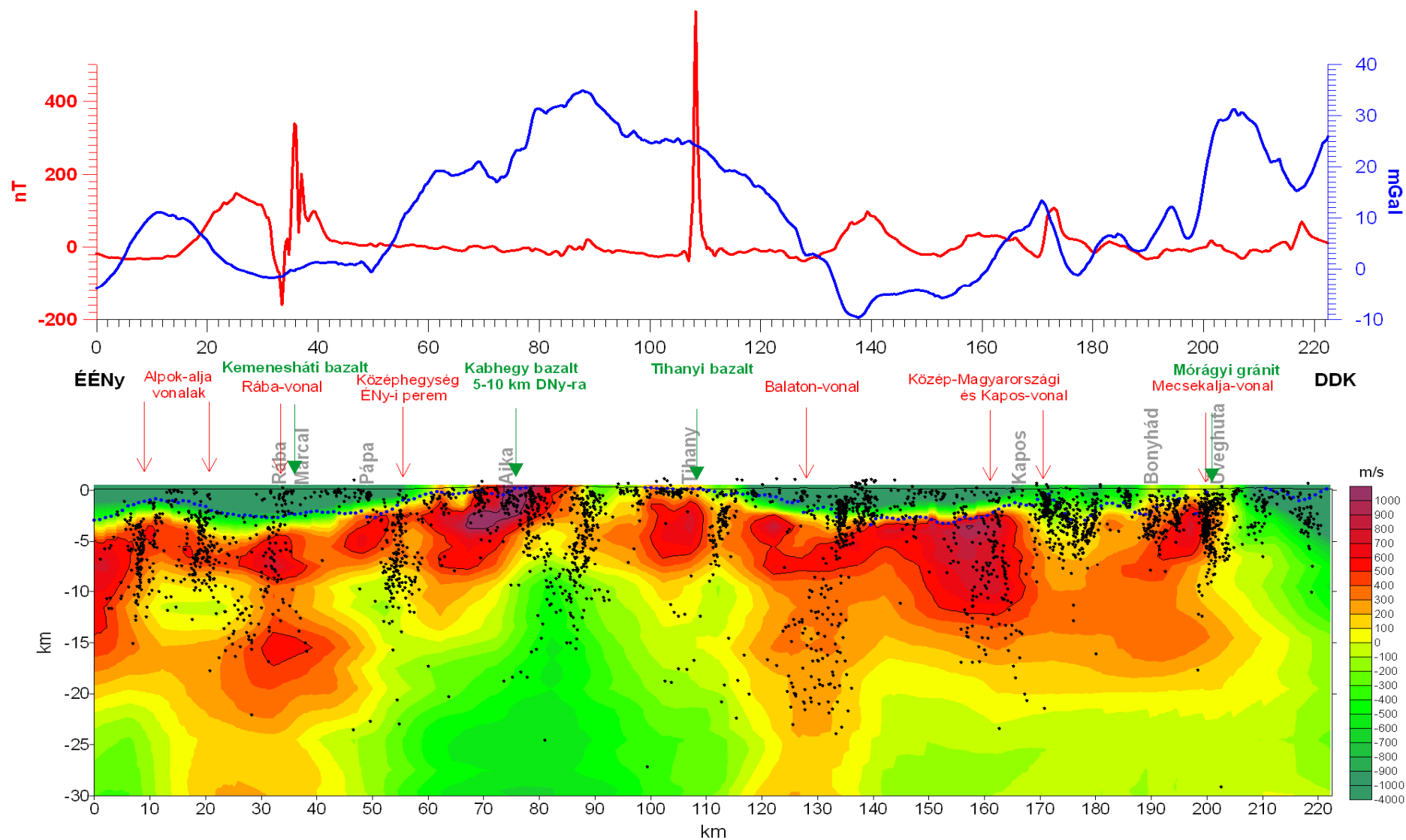
3. melléklet: Bouguer-anomália (felül) és a Cordell-Henderson mélység-inverzió (kék pontvonal) eredménye a sebességből számított sűrűség szelvényen (alul) a CEL-8 mentén (a Kílényi-Šefara mélységadatok szürke pontvonallal jelölve)



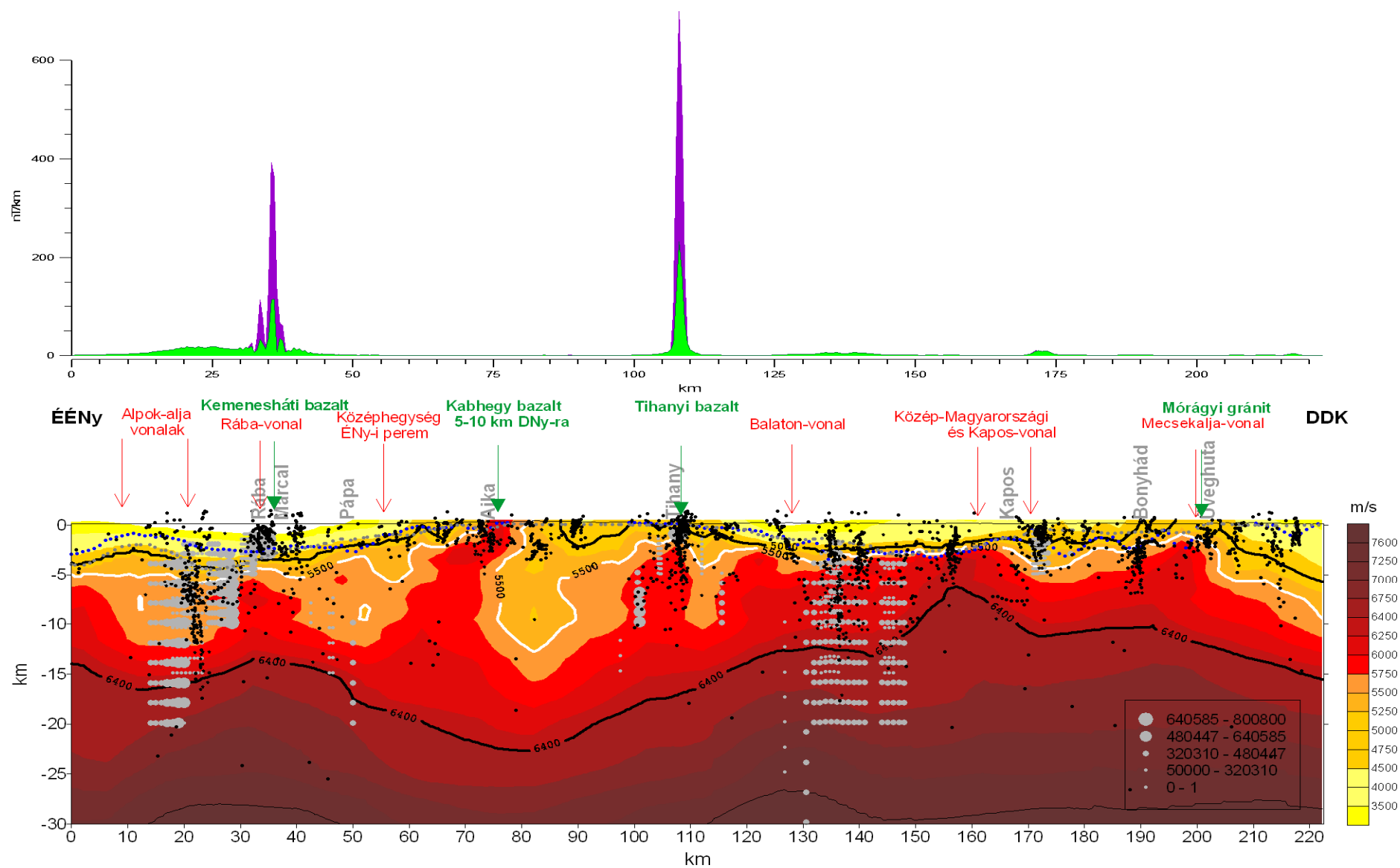
4. melléklet: Bouguer-anomália (felül) és a sebesség (ZX síkú) gradiense az 5000 m/s sebességszinttel (fekete vonal), a Cordell-Henderson (kék pontvonal) és a Kilényi-Šefara (fekete körökkel) mélységadatokkal (alul) a CEL-8 mentén



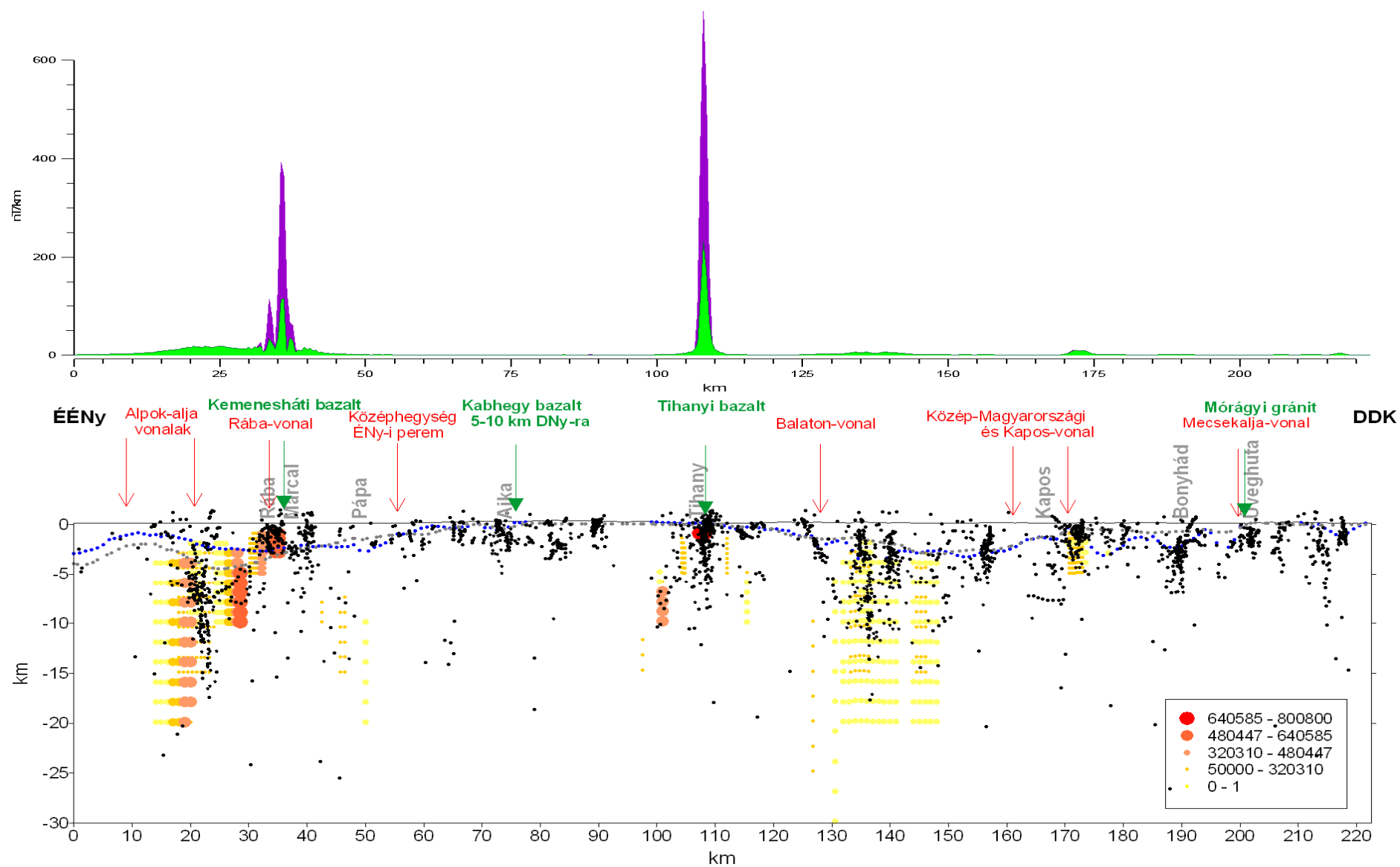
5. melléklet: Gravitációs és mágneses anomáliák (felül) és gravitációs Euler- és Werner megoldások a szeizmikus sebesség szelvényen (alul) a CEL-8 mentén (Cordell-Henderson mélységadatokkal (kék pontvonal))



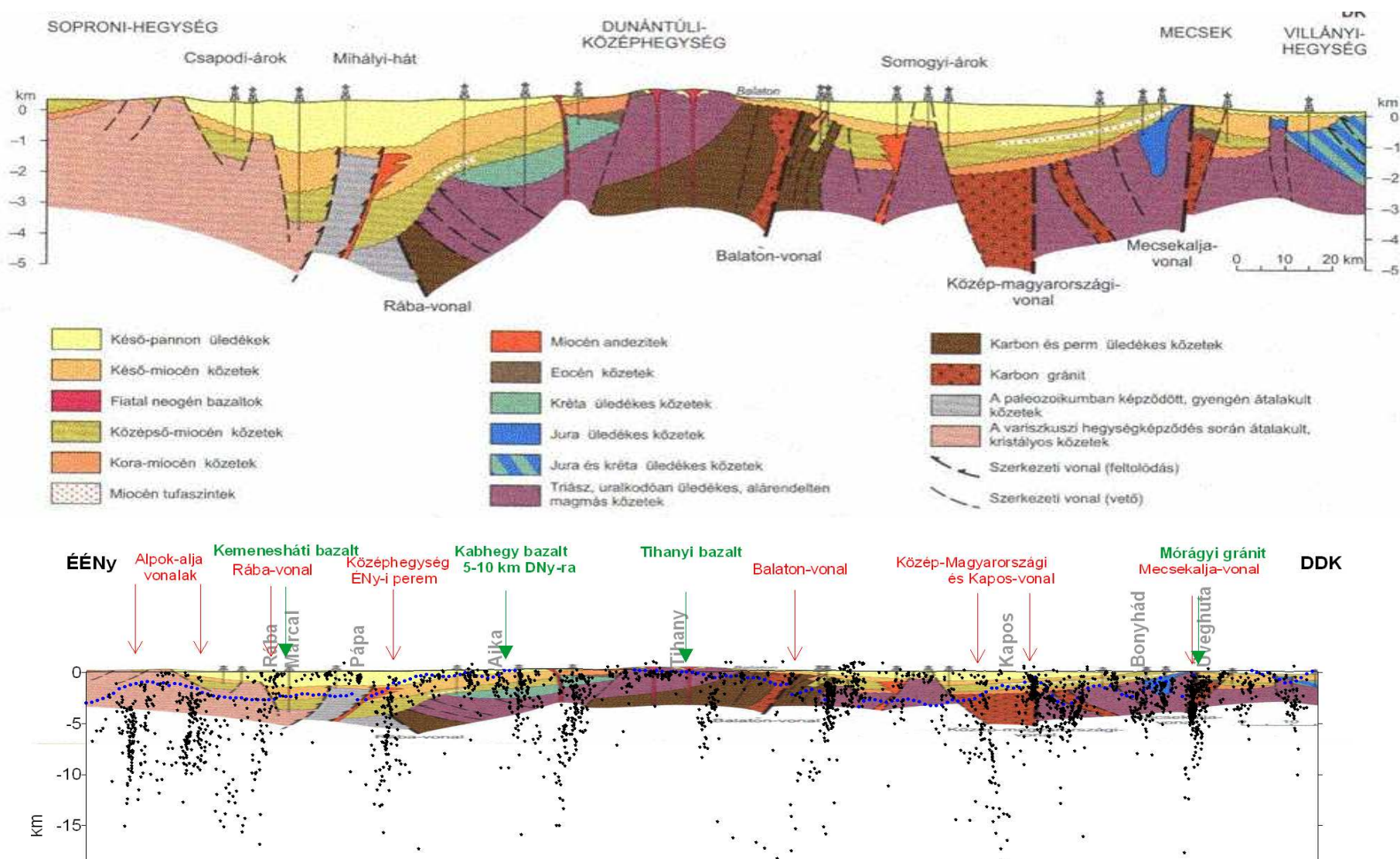
6. melléklet: Gravitációs és mágneses anomáliák (felül), sebesség-anomália szelvény (alul) a gravitációs Euler- és Werner-megoldásokkal a CEL-8 szelvény mentén (Cordell-Henderson mélységadatok (kék pontvonal))



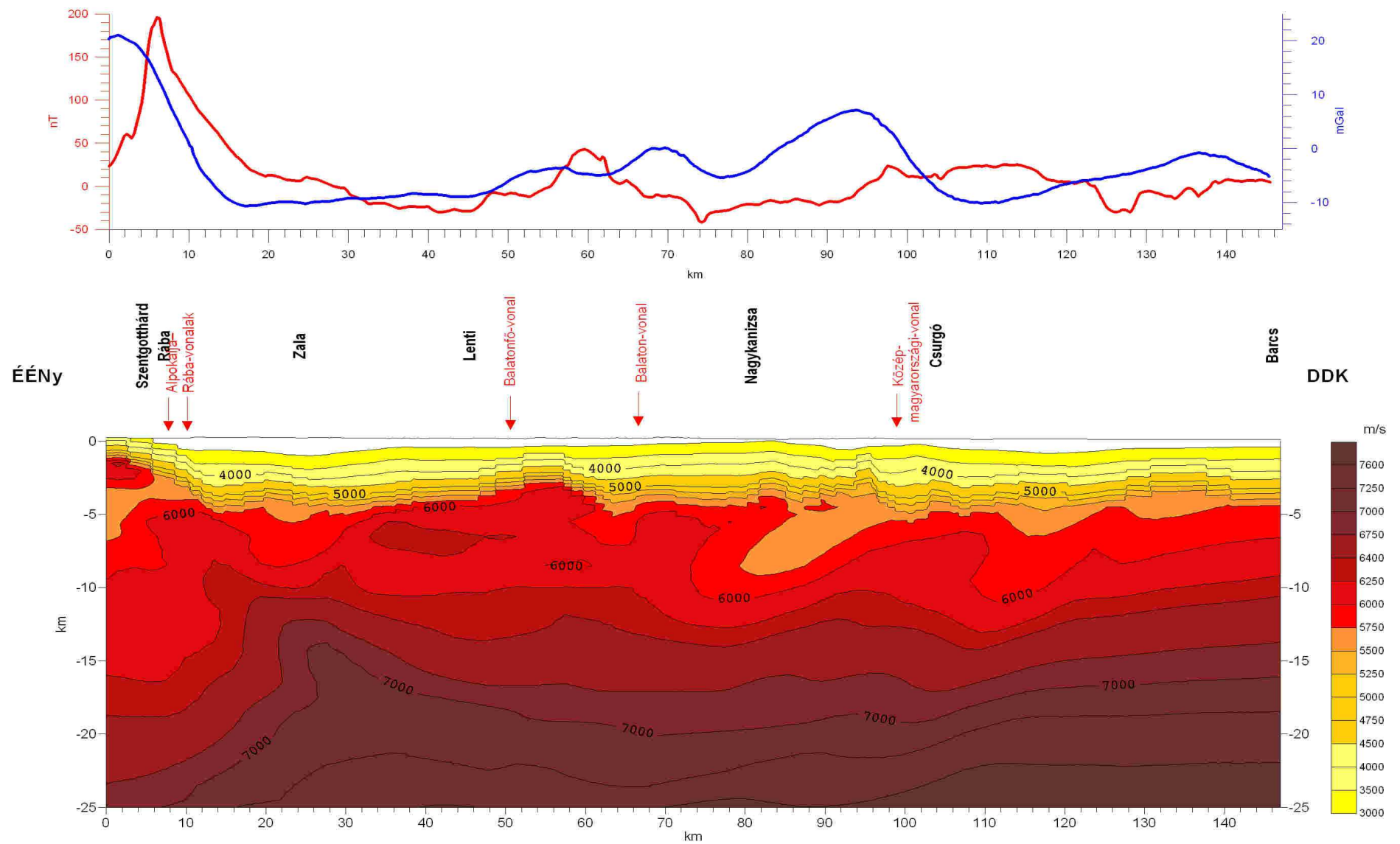
7. melléklet: Mágneses térgradiens görbék (felül), mágneses Euler-, Werner- (fekete) és Naudy-megoldások (szürke pontok) a CEL-8 sebesség szelvényen



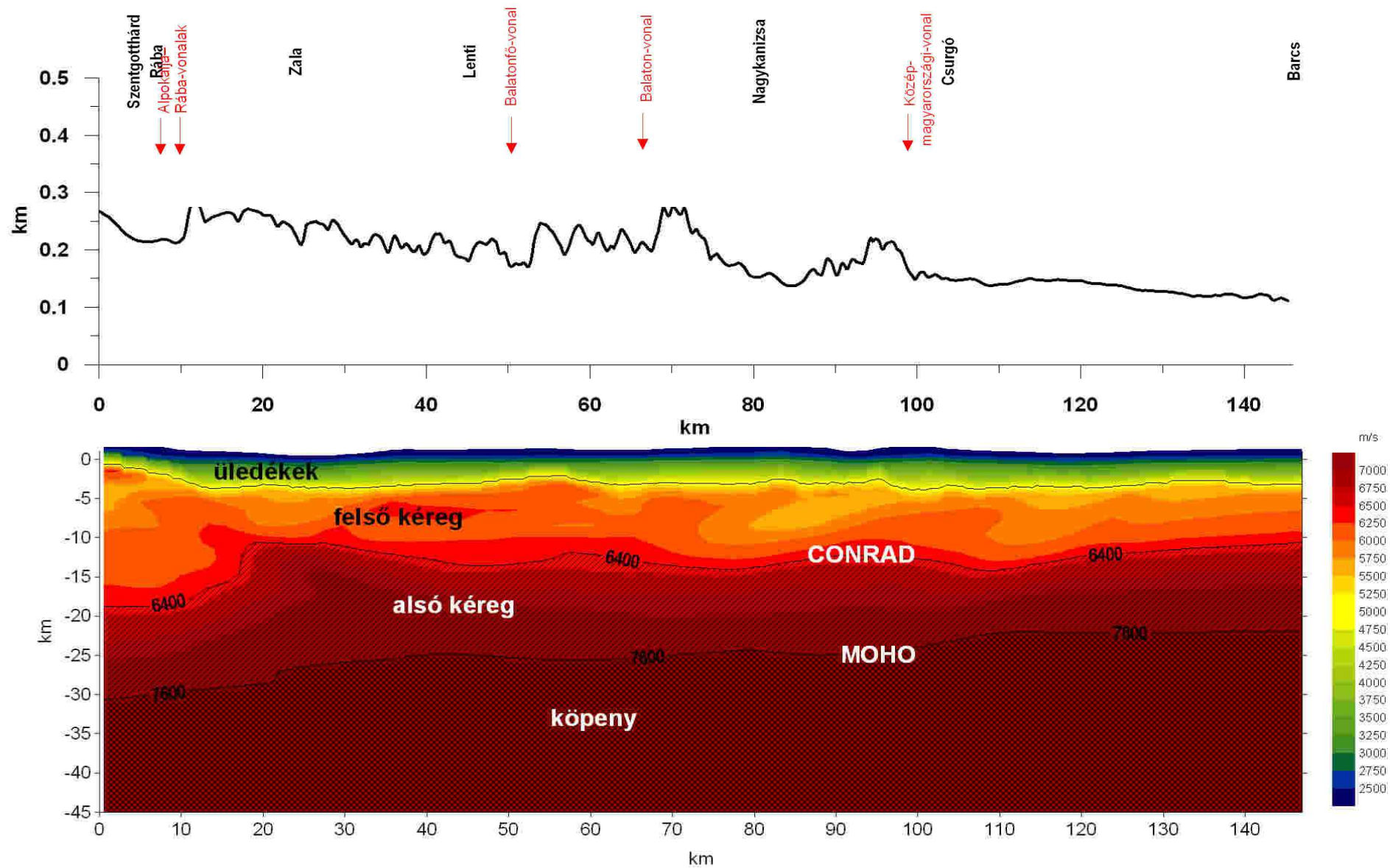
8. melléklet: Mágneses térgradiens (felül), mágneses Euler-, Werner- (fekete) és Naudy-megoldások (piros-sárga pontok) a CEL-8 szelvény mentén (alul)



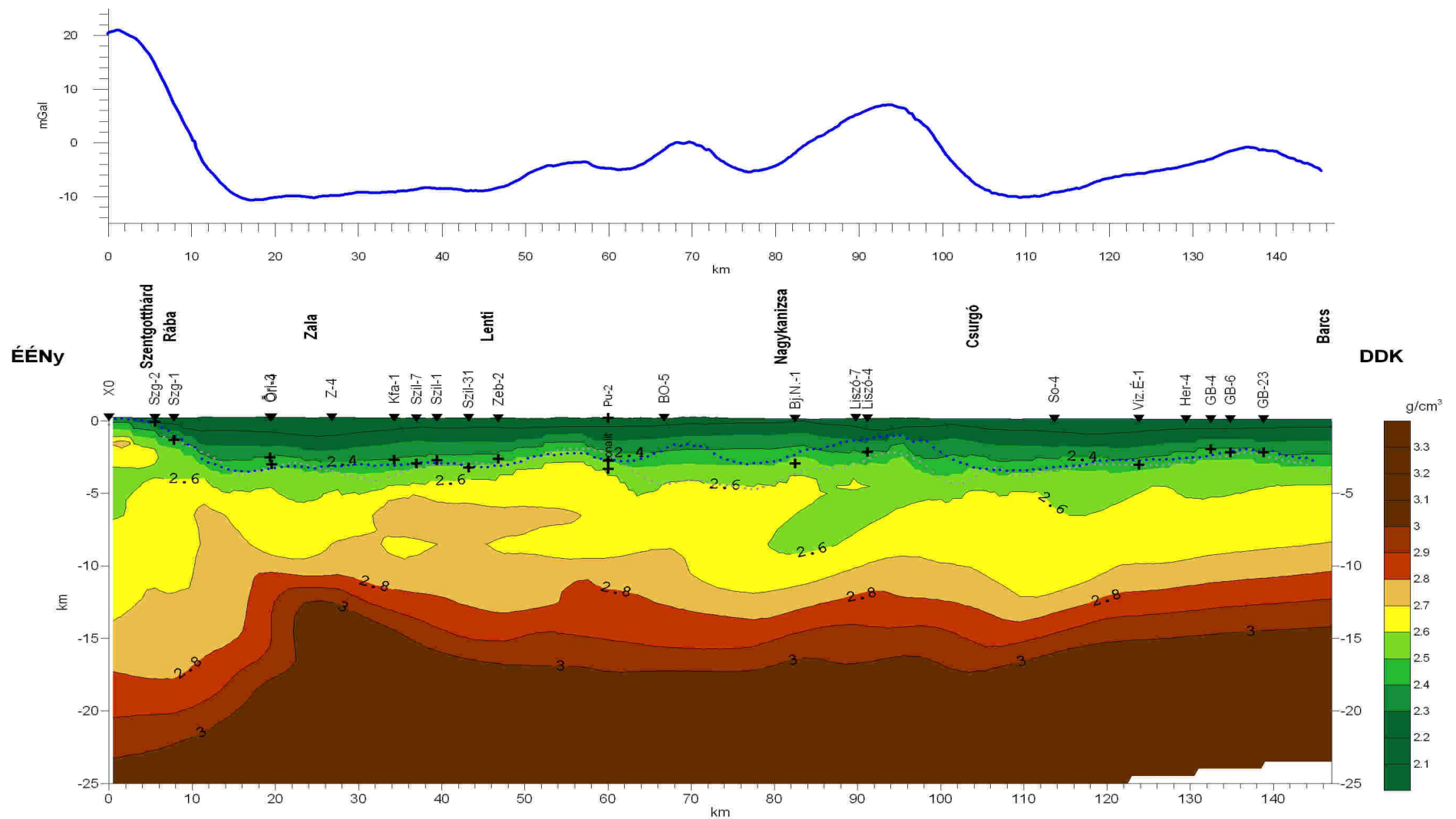
9. melléklet: Földtani szelvény a Sopron-hegységtől a Villányi hegységig (felül) és a CEL-8 gravitációs szerkezet kijelölései a szelvényen (alul) (a párhuzamosan futó földtani szelvény (Glatz et al. 2002) nyomvonalát a 26. ábra mutatja, távolság a CEL-8 szelvénytől kb. 25 km)



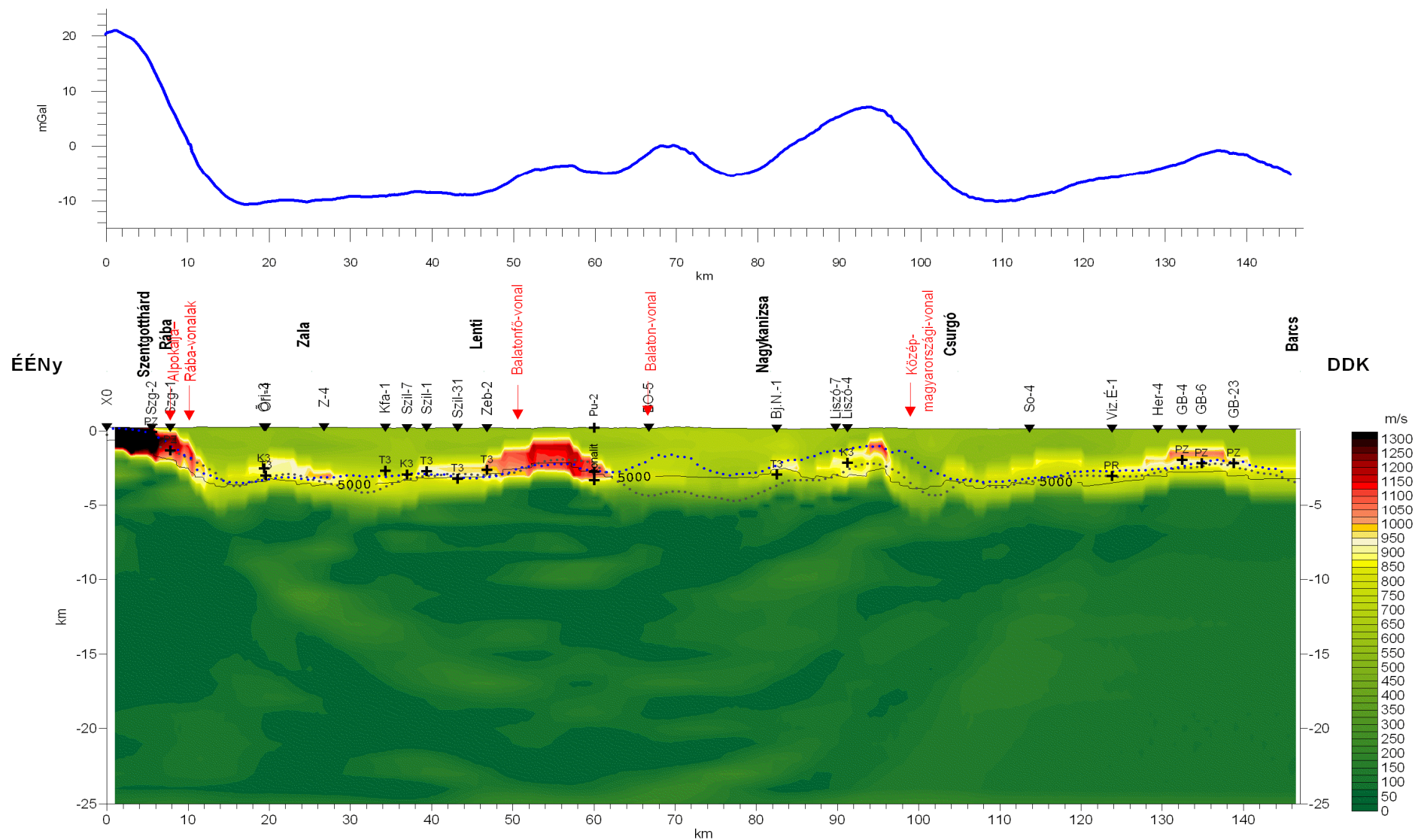
10. melléklet: Gravitációs (kék) és mágneses (piros) anomáliák (felül) a CEL-7 szeizmikus sebesség szelvény (alul) mentén



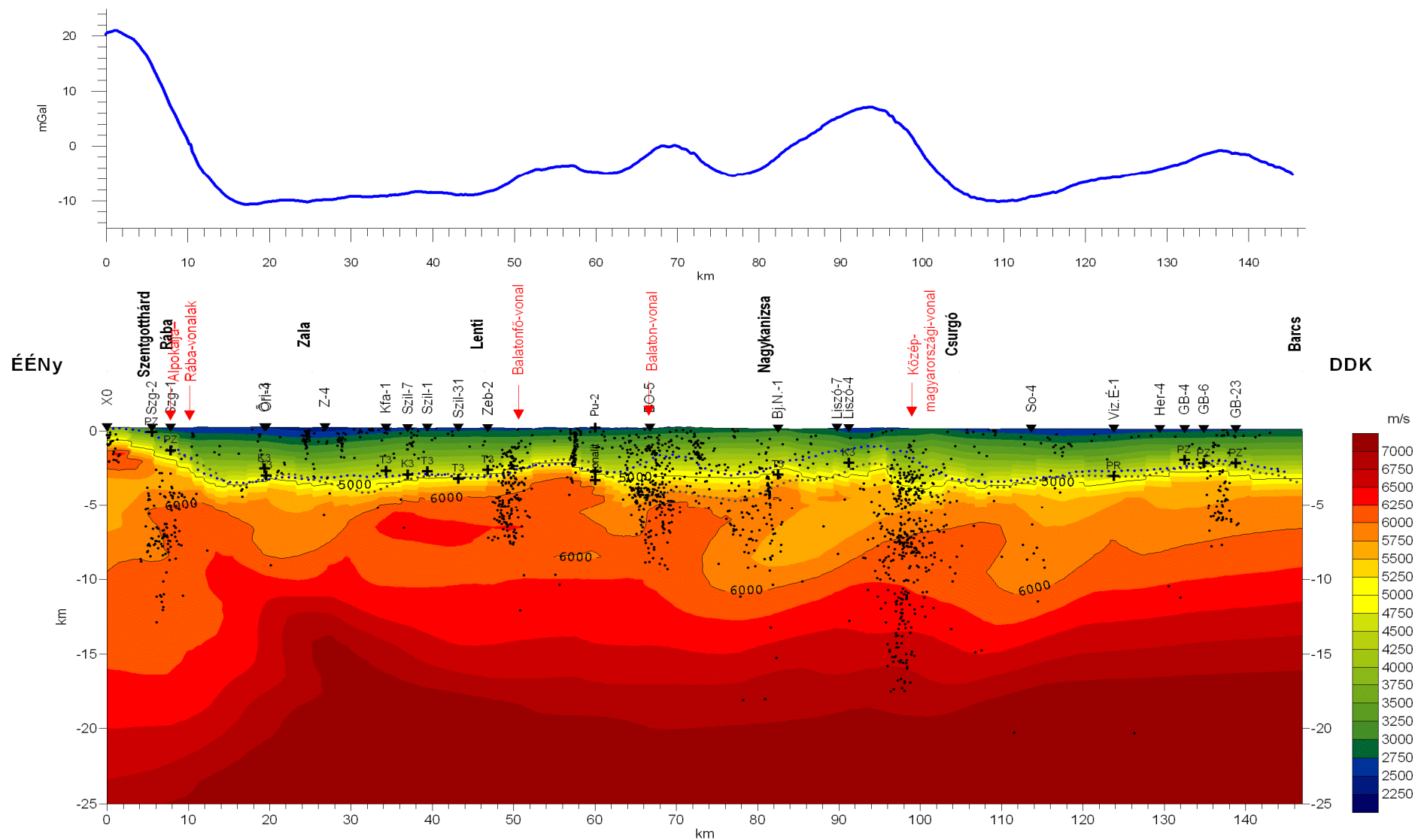
11. melléklet: Domborzat (felül) és a földkéreg szerkezete (alul) a mért sebességek alapján a CEL-7 szelvény mentén



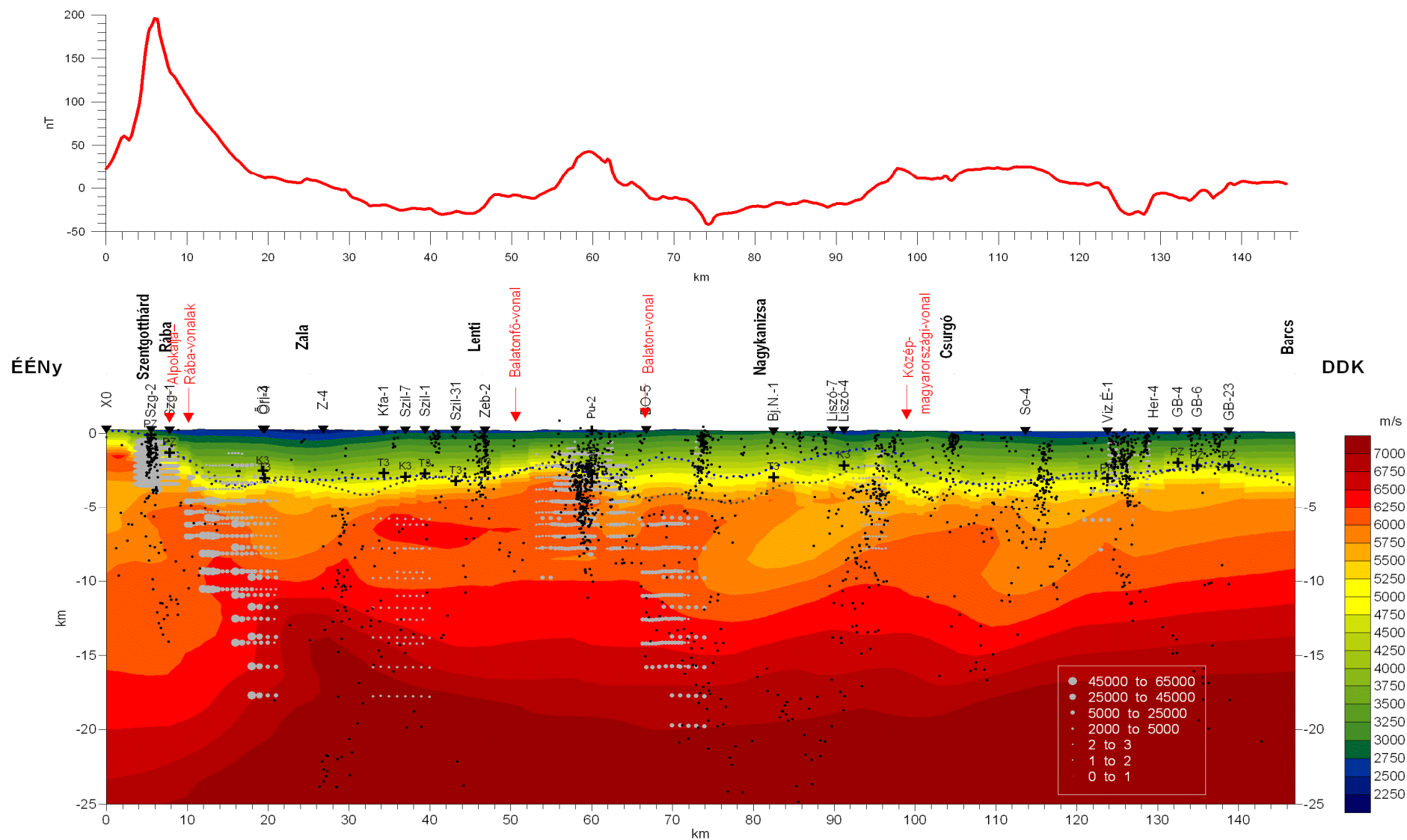
12. melléklet: Bouguer-anomália (felül) és a Cordell-Henderson mélységinverzió eredménye (kék pontvonal) a sebességből számított sűrűség szelvényen (alul) a CEL-7 mentén (a Kilenyi-Šefara mélységadatok szürke pontvonalal, a fúrások aljzatmélysége + jellel jelölve)



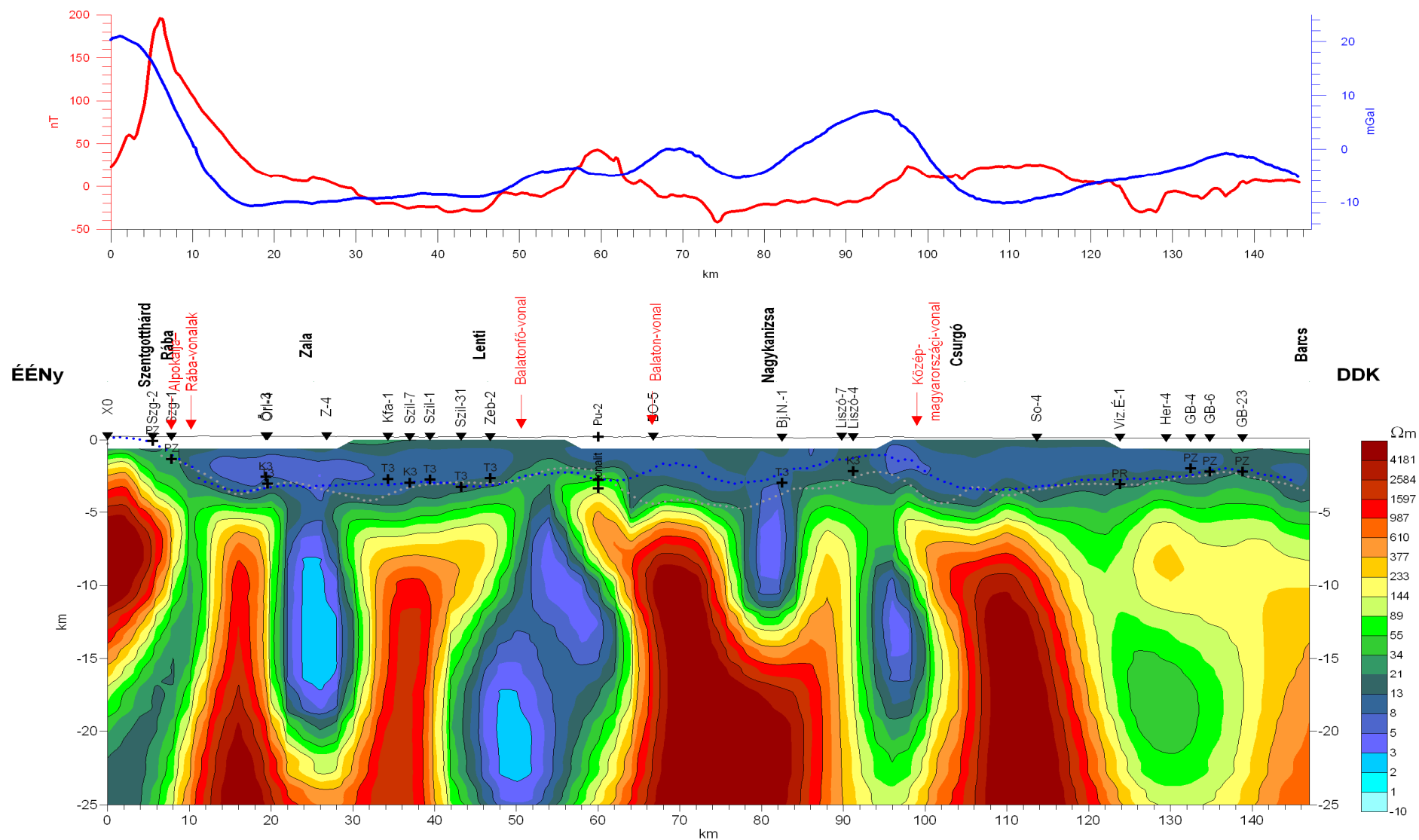
13. melléklet: Bouguer-anomália (felül) és a sebesség (ZX síkú) gradiense az 5000 m/s sebességszinttel (alul)
(Cordell-Henderson (kék) és a Kélenyi-Séfara (szürke pontvonal) mélységadatokkal, valamint a fúrások aljzatmélysége + jellel jelölve)



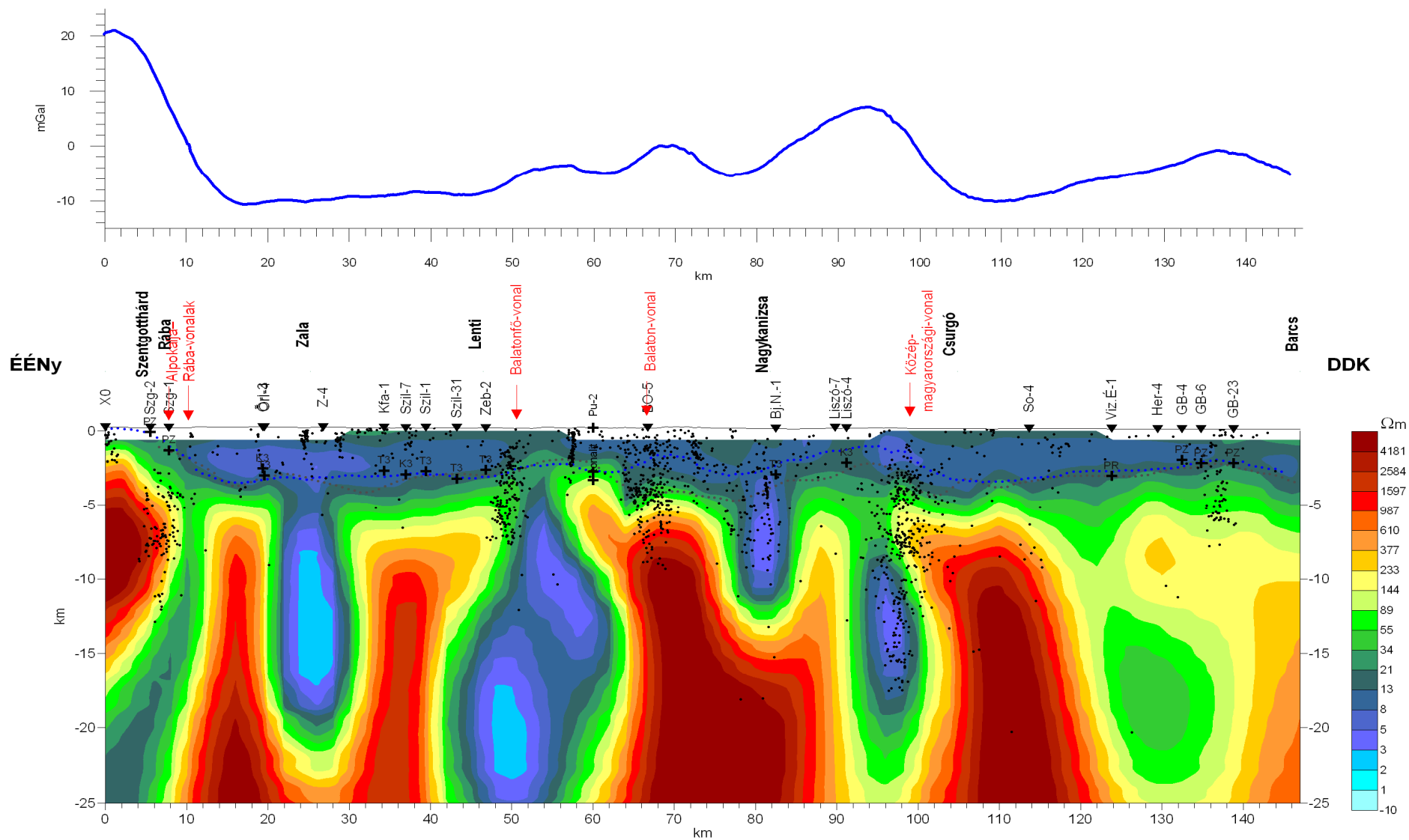
14. melléklet: Bouguer-anomália (felül), gravitációs Euler- és Werner megoldások (fekete pontok) a szeizmikus sebesség szelvényen a CEL-7 mentén (Cordell-Henderson mélységinverzió (kék), a Kiliényi-Séfara mélységadatok (szürke pontvonal), a fúrások aljzatmélysége + jellel jelölve)



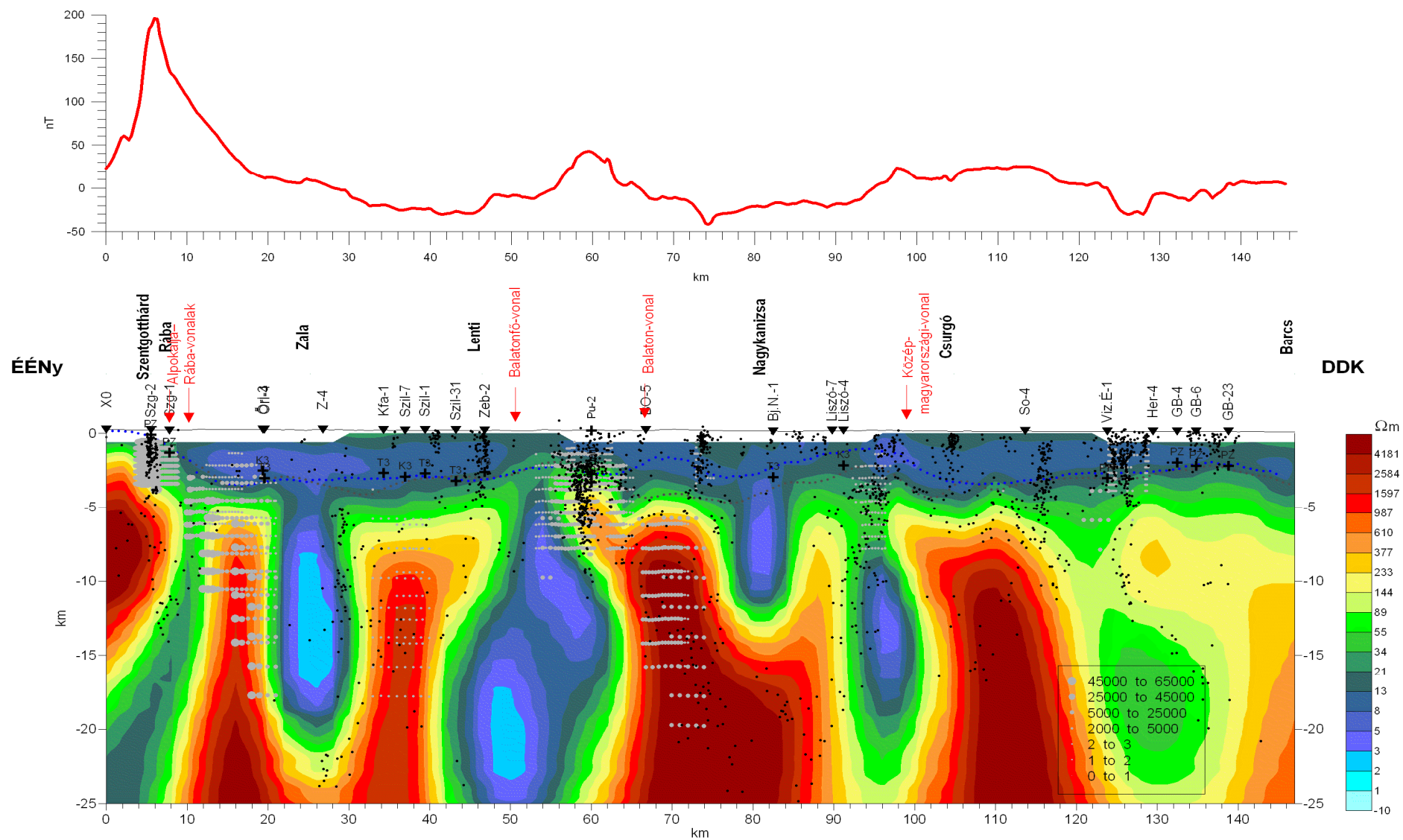
15. melléklet: Mágneses anomália (felül), mágneses Euler- és Werner- (fekete) és Naudy-megoldások (v. szürke pontok) a szeizmikus sebesség szelvényen a CEL-7 mentén (Cordell-Henderson mélységinverzió (kék), a Kilyéni-Sáfara mélységadatok (szürke pontvonal), a fúrások aljzatmélysége + jellel jelölve)



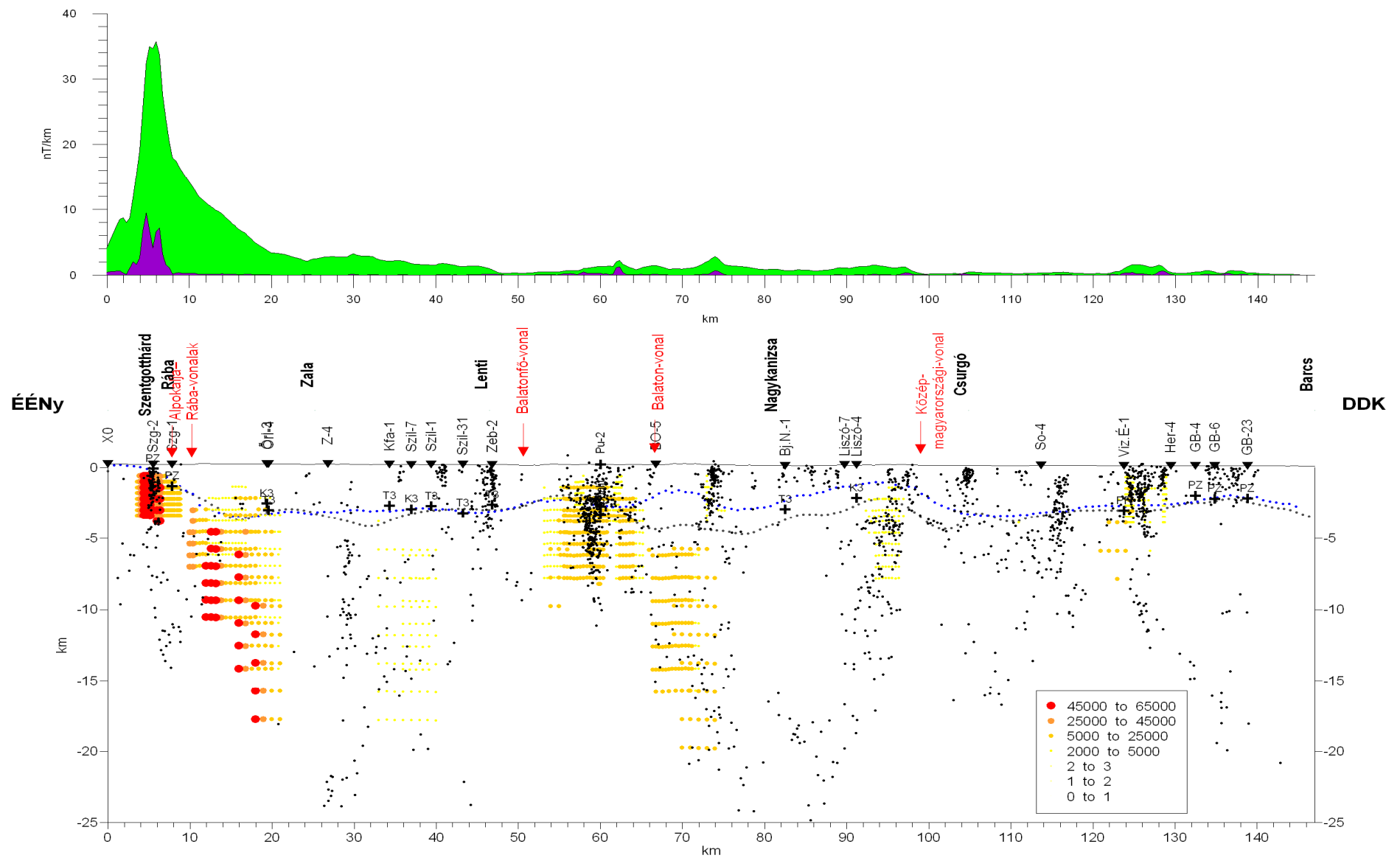
16. melléklet: Gravitációs (kék), mágneses (piros) anomáliák (felül) és a magnetotellurikus ellenállás szelvény (alul) a CEL-7 mentén (Cordell-Henderson mélységinverzió kék, a Kilenyi-Šefara mélységadatok szürke pontvonallal, a fúrások aljzatmélysége + jellel jelölve)



17. melléklet: Bouguer-anomália (felül), gravitációs Euler- és Werner megoldások (fekete pontok) a magnetotellurikus ellenállás szelvényen (alul) a CEL-7 mentén (Cordell-Henderson mélység inverzió (kék), a Kőzép-magyarországi-vonal (szürke pontvonal), a fúrások aljzatmélysége + jellel jelölve)



18. melléklet: Mágneses anomália (felül), mágneses Euler- és Werner- (fekete) és Naudy-megoldások (v. szürke pontok) a magnetotellurikus ellenállás szelvényen (alul) a CEL-7 mentén (Cordell-Henderson kék-, a Kilényi-Séfara mélységadatok szürke pontvonallal, a fúrások aljzatmélysége + jellel jelölve)



19. melléklet: Mágneses térgradiens (felül), mágneses Euler-, Werner- (fekete) és Naudy-megoldások (piros-sárga pontokkal) a CEL-7 szelvény mentén (alul)

