

**Nyugat-magyarországi Egyetem
Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskola
Geo-környezettudományi program**

Doktori (PhD) értekezés

**Földrengések helyi hatásának vizsgálatához szükséges
paraméterek meghatározása geofizikai módszerekkel**

Tildy Péter

Témavezető: Dr. Wesztergom Viktor egyetemi magántanár

Sopron, 2016

**FÖLDRENGÉSEK HELYI HATÁSÁNAK VIZSGÁLATÁHOZ SZÜKSÉGES
PARAMÉTEREK MEGHATÁROZÁSA GEOFIZIKAI MÓDSZEREKKEL**

Értekezés doktori (PhD) fokozat elnyerése érdekében

Írta:
Tildy Péter

Készült a Nyugat-magyarországi Egyetem Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskola
Geo-környezettudományi programja keretében

Témavezető: Dr. Wesztergom Viktor
Elfogadásra javaslom (igen / nem)

(aláírás)

A jelölt a doktori szigorlaton % -ot ért el,

Sopron

.....
a Szigorlati Bizottság elnöke

Az értekezést bírálóként elfogadásra javaslom (igen /nem)

Első bíráló (Dr.) igen /nem

(aláírás)

Második bíráló (Dr.) igen /nem

(aláírás)

(Esetleg harmadik bíráló (Dr.) igen /nem

(aláírás)

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

Sopron,

.....
a Bírálóbizottság elnöke

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

.....
Az EDT elnöke

Kivonat

Földrengések helyi hatásának vizsgálatához szükséges paraméterek meghatározása geofizikai módszerekkel

A földrengések okozta megrázottság a forrásjellemzők és a kipattant hullámok távolságfüggő gyengülése mellett nagymértékben függ a helyi földtani felépítéstől, elsősorban a laza üledékek települési viszonyaitól és mechanikai tulajdonságaitól. A földrengésekkel szembeni méretezésre használt szabványok ezek hatását a földtani közeg 30 m-es fedőjének átlagos nyíróhullám sebességén ($V_{S,30}$) alapuló az ún. szeizmikus altalaj osztályok bevezetésével emelik be a méretezési eljárásokba.

A dolgozatomban bemutatott kutatás elsődleges célja budapesti kerületek Eurocode 8 konform szeizmikus altalaj-osztály térképeinek megszerkesztése volt. A nyíróhullám sebesség adatok gyűjtésére felszíni geofizikai mérési eljárást, aktív forrással működő felületi hullám módszert választottam. Első lépésben a kollégáim által végzett korábbi fejlesztéseket folytatva, a mérési geometria és az eszközök megfelelő megválasztásával olyan mérési elrendezést alakítottam ki, amellyel költséghatékonyan, és zajos, városi környezetben is eredményesen végezhető el a felületi hullám mérések. A térképezés előrehaladtával, a belvárosi területeken a megváltozott mérési körülmények miatt a meglévő rendszert passzív mérésekkel egészítettem ki, amelyeket szintetikus vizsgálatok és tesztek alapján specifikáltam.

A korlátozott számú mérési adat területi kiterjesztésére a Budapesti Építésföldtani Atlasz lapjait használtam fel. Ezek lehetővé tették, hogy a sebességadatok területi kiterjesztésére a fedőképződmények mellett egyéb – mélységbeli és geotechnikai – információkat is felhasználjak. Ezt előbb előzetesen kijelölt térképi blokkok lehatárolásával, és az azokon mért sebességértékek összehasonlításával, később térinformatikai eszközökkel végeztem. A fenti módszerekkel a dolgozat megírásáig négy budapesti kerület szeizmikus altalaj osztály térképe készült el.

A módszer adta lehetőségeket kihasználva munkatársaimmal megszerkesztettük Dinar (Törökország) nyíróhullám eloszlás és szeizmikus altalaj osztály térképeit, amelyeket összevetettünk a korábbi földrengés szakirodalomban fellelhető káreloszlásaival. Mivel a káreloszlások nem voltak magyarázhatók csupán a felszín közeli laza rétegsor egydimenziós átviteli sajátosságival, a szabványos paraméter korlátaira is rámutattunk.

Végül vizsgáltam a szakirodalomban előforduló legújabb, lejtőkategóriákon alapuló altalaj-osztályozási módszert is. Megállapítottam, hogy a mért sebességadatokhoz hozzárendelt lejtőgradiens értékek eloszlása alapján Magyarországra a szeizmikusan aktív területekre meghatározott összefüggés érvényes, de nagy méretarányban az így meghatározott kategóriák akár többszörös eltérést mutathatnak a mért értékekből meghatározotthoz képest, így ezt a módszert fenntartásokkal érdemes kezelni.

A dolgozatban bemutatott térképek a megfelelő térképmagyarázóval együtt nagymértékben tudják segíteni a hazai geotechnikus szakembereket szabvány előírásainak alkalmazásában, a szükséges telephelyi vizsgálatok kiválasztásában.

Abstract

Determination of earthquake site effect parameters by geophysical methods

The average shear wave velocity to 30 m ($V_{S,30}$) has been used to develop site categories appropriate for involving site effect into earthquake resistance structural design codes. The main goal of the presented development was to prepare site condition maps for districts of Budapest based on EC 8 ground types. The required shear wave velocity data was collected by surface wave measurements while large scale (1:40.000) geological and engineering geological maps were used for the spatial extension of the measured $V_{S,30}$ data.

The limitation of applied $V_{S,30}$ parameter was investigated in Dinar city (Turkey). The site condition map was prepared by similar methodology and was compared with the damage distributions of the Dinar earthquake (1995). It has been found that 3D effects also should have been the cause of the heavy damages, in addition to the effect of poor soil conditions.

Topographic slope is also regarded as a proxy for site condition and is used for $V_{S,30}$ estimation. This parameter also was investigated, and comparison of measured $V_{S,30}$ values with calculated ones showed that the correlation is valid for Hungary in general. However, after applying the process for large scale maps it was found that it can lead to significant discrepancies between measured and calculated $V_{S,30}$ values.

The presented maps with an appropriate explanation can greatly help geotechnical experts in specifying related site specific tests and investigations to fulfil the regulations of seismic code.

Tartalomjegyzék

KIVONAT	I
ABSTRACT	III
BEVEZETÉS	5
1. SZEIZMIKUS VESZÉLYEZTETETTSÉG, SZEIZMIKUS ZÓNÁK.....	9
2. A HELYI HATÁS FOGALMA, MEGHATÁROZÁSÁNAK MÓDJAI.....	17
2.1. A laza rétegek erősítő hatásának okai – egydimenziós közelítés.....	18
2.2. Az erősítés meghatározásának módszerei.....	21
2.2.1. Analitikus módszerek.....	21
2.2.2. Empirikus módszerek.....	23
2.3. 2D és 3D szerkezetek hatásai	25
2.4. Helyi hatások figyelembe vétele regionális léptékben.....	26
3. A VESZÉLYEZTETETTSÉG ÉS A HELYI HATÁS MEGJELENÉSE A MÉRETEZÉSI SZABVÁNYOKBAN.....	28
3.1. A szeizmikus altalaj osztályok és a $V_{S,30}$ paraméter bevezetése	28
3.2. Méretezés Magyarországon – az Eurocode 8 szabvány előírásai	31
4. A NYÍRÓHULLÁM SEBESSÉG MEGHATÁROZÁSÁRA ALKALMAZOTT MÓDSZEREK.....	35
4.1. Fúrólukbéli módszerek	35
4.1.1. Crosshole módszer	35
4.1.2. Downhole módszer.....	35
4.2. Felszíni módszerek	36
4.2.1. Hagyományos reflexiós és refrakciós módszerek	36
4.2.2. A felületi hullám módszer	37
4.2.2.1. A felületi hullámok diszperzív tulajdonsága.....	38
4.2.2.2. Korai mérési eljárások.....	39
4.2.2.3. Többcsatornás eljárás – MASW	42
4.2.2.4. Felületi hullámok inverziója.....	47
5. HELYI HATÁS TÉRKÉPEZÉS – NEMZETKÖZI PÉLDÁK.....	51
6. HELYI HATÁS TÉRKÉPEZÉS MAGYARORSZÁGON	57
7. SZEIZMIKUS ALTALAJ OSZTÁLY TÉRKÉPEZÉS AZ ELGI-BEN ÉS AZ MFGI-BEN	63
7.1. Módszertani háttér	63
7.1.1. A térképi megjelenítésre alkalmas paraméter kiválasztása.....	63

7.1.2.	A mérési elrendezés és módszertan kialakítása	65
7.1.3.	Földtani felépítés figyelembe vétele.....	71
7.2.	Budapest XVIII. kerület	72
7.2.1.	A rendelkezésre álló térképi adatok, és azok alkalmazása	72
7.2.2.	A terület földtani fejlődéstörténete és felépítése.....	73
7.2.3.	Terepi mérések	76
7.2.3.1.	Előkészítés.....	76
7.2.3.2.	A mérések végrehajtása	77
7.2.3.3.	Adatfeldolgozás	77
7.2.4.	Eredmények.....	78
7.3.	Passzív mérések belvárosi környezetben.....	80
7.3.1.	A passzív módszerek alkalmazásának okai	80
7.3.2.	Módszertan.....	80
7.3.3.	Terepi mérések	83
7.4.	Felületi hullám mérések Törökországban.....	85
7.4.1.	Kutatási előzmények	86
7.4.2.	Terepi munka, adatfeldolgozás.....	88
7.4.3.	A nyíróhullám sebességek és a földtan kapcsolata.....	89
7.4.4.	A területre jellemző nyíróhullám sebesség eloszlás és a telephely kategóriák.....	90
7.4.5.	A sebesség eloszlás és a földrengés okozta károk kapcsolata	93
7.4.6.	Értékelés.....	95
7.5.	Óbuda	96
7.5.1.	Bevezetés	96
7.5.2.	A terület földtani felépítése	96
7.5.3.	Előzetes kategória-térkép	97
7.5.4.	Terepi mérések és eredményeik	99
7.5.5.	A sebességek és lejtőkategóriák kapcsolata	101
7.5.6.	Sebességbecslés és kategorizálás térinformatikai adatok felhasználásával	105
7.5.7.	Óbuda telephely kategória eredménytérképe	115
8.	ÖSSZEFOGLALÁS, ÉRTÉKELÉS.....	117
	KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS.....	120
	IRODALOMJEGYZÉK.....	121
	MELLÉKLETEK.....	131

Ábrajegyzék

1. ábra A Kárpát-medence földrengései (456–2007).....	11
2. ábra Földrengés forrásterületek egy lehetséges modellje a Kárpát- medencében	11
3. ábra Az előző ábra „1” forrásterületére vonatkozó magnitúdó-gyakorisági görbe.....	12
4. ábra A szakirodalomban található horizontális csúcsgyorsulás gyengülési görbék az epicentrális távolság függvényében	13
5. ábra Valószínűségi földrengésveszély meghatározásához használt logikai fa.....	14
6. ábra Az alapkőzetre és a talaj felszínére számított egyenlő valószínűségű válaszspektrumok három különböző valószínűségi szintre	15
7. ábra Magyarország földrengés veszélyeztetettségi térképe.....	16
8. ábra A Michoacan földrengés okozta talajgyorsulások regisztrátumai.....	17
9. ábra Függőlegesen terjedő SH-hullám amplitúdói az alapkőzetben és H vastagságú kisebbességű rétegben	18
10. ábra Kétréteges modell átvitele a 0-25 Hz-es sávban.....	20
11. ábra A rugalmassági modulus deformációfüggése nagyobb deformációk esetén.....	22
12. ábra Nyírási modulus és csillapítási arány függése a deformációtól különböző nyomások mellett.....	23
13. ábra Az 1994-es Northridge földrengés során fellépő fókuszáló hatás sematikus rajza, az utórétegekről készült felvételekkel	25
14. ábra Az 1992-ben a Coachela Valley-ben (Kalifornia) észlelt medenceél hatás sémája	26
15. ábra Laza üledékekkel fedett területen és kőzetkibúváson mért normált válaszspektrumok	28
16. ábra Empirikus és numerikus vizsgálatokkal meghatározott, különböző gyorsulásszintekre vonatkozó erősítési koefficiensek az egyes szeizmikus altalaj osztályokra.....	30
17. ábra Különböző erősítési paraméterek összehasonlítása az 1-3 Hz-es sávban.....	31
18. ábra A szeizmikus altalaj osztályokhoz rendelt válaszspektrumok a szabványban ($M_S > 5,5$) 5%-os csillapítás mellett	33
19. ábra Crosshole mérések elvi vázlata és eredménye.....	35
20. ábra Downhole mérések elvi vázlata és eredménye.....	36
21. ábra Homogén izotrop féltér felszínén felvett harmonikus vertikális irányú pontforrás által keltett elmozdulásmező és az egyes hullámtípusok energia arányai.....	37
22. ábra Rayleigh hullám amplitúdók a mélység függvényében.....	38
23. ábra Különböző hullámhosszú Rayleigh hullámok terjedése kétréteges esetben	38
24. ábra A felületi hullám diszperziós összefüggések felhasználása az inverzió során	39
25. ábra SASW terepi mérés vázlata	40
26. ábra 24 csatornás terepi felvétel a különböző hullámtípusokkal.....	42
27. ábra Terepi felvétel és a τ -p transzformációval meghatározott diszperziós görbe	44
28. ábra A modellparaméterek 25%-os változásának hatása a Rayleigh hullám diszperziós görbére	48
29. ábra Az inverzió eredménye hatréteges modell esetén (a) diszperziós görbe (b) S hullám sebességprofil	49
30. ábra Kalifornia nyíróhullám sebességeken alapuló helyi hatás térképe	52
31. ábra A Los Angeles-i terület eredeti (balra) és módosított változata	53
32. ábra A szeizmológiai állomások környezetében mért, becsült átlagos nyíróhullám sebességek összevetése.....	53
33. ábra A mért $V_{S,30}$ (m/s) és a vonatkozó lejtő gradiens (m/m) értékek korrelációja aktív tektonikus (A) és stabil kontinentális (B) területeken	54
34. ábra A mért $V_{S,30}$ (m/s) értékek és a lejtő- (a) valamint földtani kategóriákon (b) alapuló becslések eltéréseinek logaritmusából képzett hisztogramok a vonatkozó statisztikai paraméterekkel.....	55
35. ábra A Budapest építésföldtani atlasz I. lapja (Békásmegyér, Káposztásmegyér).....	57
36. ábra Felszínközeli képződmények Debrecen determinisztikus veszélyeztetettségi számításainál használt 2D modellje	59
37. ábra Felszínközeli képződmények modellje Debrecen belterületén.....	60
38. ábra A Debrecen területére számolt szintetikus szeizmogramok válaszspektrum görbéi.....	60
39. ábra Az Eurocode 8 1. típusú válaszspektrum görbéjére illesztett földrengés regisztrátumok.....	61
40. ábra Egységesített rétegsorok és az azokból szerkesztett zónák Győrben.....	61
41. ábra Számított és szabványos válaszspektrum görbék Győrben	62
42. ábra Pestlőrincen végzett kísérleti mérés felvétele, és feldolgozási eredménye.....	66
43. ábra Pestlőrincen végzett kísérleti mérés csatornaválogatott feldolgozása – a távoli (a) és közeli (b) 48 csatorna a felvételen és f-k transzformáltjai (sorrendben c és d)	67

44. ábra Pestlőrincen végzett kísérleti mérés csatornaválogatott feldolgozása – a közeli 24 csatorna a felvételen (a) annak f-k transzformáltja (b) és a „zero padding” hatása (c) és (d).....	68
45. ábra Az SR II. szeizmikus forrás spektruma	69
46. ábra Downhole mérés eredménye a 10 legjobban illeszkedő felületi hullám inverziós modellel	71
47. ábra A XVIII. kerület fedett, fedetlen földtani és, és kvarter vastagság térképeinek összevont változata	75
48. ábra A kerület előzetes blokkterképe	76
49. ábra A különböző típusba tartozó területrészekben mért $V_{S,30}$ sebességek	78
50. ábra A mérési pontok adataiból szerkesztett sebességeloszlás (balra) és az előzetes blokkterkép (jobbra)	79
51. ábra Passzív kísérleti mérési elrendezés külső forrással	81
52. ábra Ricker-féle elemi hullám és az ebből képzett diszperz hullámcsomag.....	82
53. ábra Diszperz hullámcsomagokból generált felvételek 24 csatornára és 4 m-es geofonközellel (a), valamint 48 csatornára és 2 m-es geofonközellel (b).....	82
54. ábra Az összegzéses módszerrel meghatározott diszperziós görbe 24 csatornás (balra) és 48 csatornás (jobbra) terítés esetén	83
55. ábra A VIII. kerületben végzett aktív és passzív mérések helyszínrajza	84
56. ábra Az összegzéses módszerrel meghatározott terepi diszperziós görbe (balra) és normált változata (jobbra).....	84
57. ábra Az aktív és passzív mérésekből nyert diszperziós adatok a 16-os mérési helyszínen	85
58. ábra Nyugat Anatólia tektonikai viszonyai (balra) a dinari terület földtani térképével (jobbra).....	86
59. ábra A város területi felosztása a korábban végzett vizsgálatok szerint az okozott károk és a földtani-geomorfológiai jellemzők alapján	87
60. ábra Három jellemző sebességprofil Dinarban	89
61. ábra A $V_{S,30}$ paraméter eloszlása Dinarban és környékén térképi (fent) és perspektivikus megjelenítésben	91
62. ábra Az átlagsebességek eloszlása különböző mélységterületekre	92
63. ábra Dinar és környékének telephely kategória térképe a zónahatárok feltüntetésével.....	93
64. ábra A sebesség- és káreloszlások kapcsolata Dinarban.....	94
65. ábra Az alapozási mélység sebességének és károk eloszlásának kapcsolata Dinarban	95
66. ábra A Budai-hegységet és előtereit alkotó földtani képződmények elvi rétegoszlópa, a III. kerület képződményeinek jelölésével	97
67. ábra Óbudai mérésből származó felvétel phase shift eljárással meghatározott diszperziós görbéje	100
68. ábra Óbudai mérésből származó diszperziós görbe illesztése	100
69. ábra A XVIII. kerület DDM 10 (balra) és SRTM (jobbra) adatok felhasználásával szerkesztett szintvonalas térképe.....	102
70. ábra A pestlőrinci adatok beillesztése a szeizmikusan aktív (bal oldal) és passzív területekre jellemző adatrendszerbe.....	103
71. ábra A XVIII. kerületre vonatkozó SRTM (jobbra) és földtani (balra) adatok felhasználásával szerkesztett kategória térkép.....	104
72. ábra Óbuda lejtőgradiens értékekből szerkesztett kategóriatérképe a mérési pontokkal.....	105
73. ábra Óbudai földtani szelvény sekély mélységben lévő szilárd képződményeinek digitalizálása	107
74. ábra Óbudai földtani szelvény sekély mélységben lévő szilárd képződményeinek megjelenítése a földtani szelvényeken (fent), és a rezonanciára hajlamos területek lehatárolása (lent halványlila színnel).....	108
75. ábra A szürke és sárga kiscelli agyag nedves térfogatsűrűsége a mélység függvényében.....	109
76. ábra A mérési helyszíneken meghatározott, különböző alapozási kategóriákhoz tartozó sebesség-mélység összefüggés, az illesztett egyenesekkel	111
77. ábra A felső 13 m-es rétegsor számított és mért átlagsebességeinek cross-plotja	113
78. ábra A laza üledékre eső pontok sebességprofiljai (a), a nagyobb sebességugrásokkal (b), és a területi kategóriákhoz kapcsolható típusok kijelölésével.....	114
79. ábra Az óbudai térképlap mért és számított sebességeinek cross-plotja a teljes térképlapra (balra), és a laza üledékes területekre (jobbra).....	115

Bevezetés

Jóllehet, Magyarország nem tartozik a szeizmikusan aktív területek közé, a földrengésveszélyt a közvélemény hajlamos alábecsülni. Ennek egyik oka minden bizonnyal az, hogy hazánkban a legutóbbi jelentősebb károkat okozó földrengés több mint 30 éve történt, ami a hétköznapi szemlélet számára igen hosszú idő. Ha azonban kicsit tágítjuk az időkeretet, az utóbbi ötven évben tapasztaltakhoz képes jóval aktívabb időszakokat is találhatunk. Az 1760 és 1810 közötti 50 évben például öt, a berhidainál nagyobb földrengés rázta meg az országot, köztük az 1763-as komáromi ($M=6,3$), és az 1810-es móri ($M=5,4$) rengés. Az 1763 óta eltelt durván 250 év földtani értelemben jelentéktelen időtartam. A Kárpát-medence belsejének veszélyeztetettsége tehát semmiképpen sem tekinthető elhanyagolhatónak.

A helyzet nem lesz kedvezőbb, ha felidézzük a Richter nevéhez kötött, a mérnökszeizmológusok által gyakran idézett gondolatot, miszerint „earthquakes don't kill people, buildings do”. A dolgozat szerzőjének volt alkalma szeizmikus méréseket követő épületkár bejelentéseket vizsgálni. Az ott tapasztaltak alapján biztosan állítható, hogy egy nagyobb településhez közel kipattanó, 5-ös magnitúdónál nagyobb rengés alapjaiban változtatná meg a földrengésveszély megítélését.

A dolgozat a földrengések helyi hatásának (site effect) vizsgálatával foglalkozik. A helyi hatás magyarázza a rengéshullámok okozta gyorsulások területi eloszlásának „finomszerkezetét”, a vizsgált, általában kis terület átlagos viselkedését adja meg a többi területhez viszonyítva. A szeizmikus hullám terjedéséből adódik, hogy a rezgésmódosítás szempontjából a laza üledék települési viszonyainak van meghatározó jelentősége. A tapasztalatok szerint ugyanis a felszíni kissebességű képződményekben fellépő amplitúdó erősödés, és az aljzatról visszaverődő hullámok hatására kialakuló interferenciajelenségek, rezonanciák miatt a földrengések intenzitása, és ezzel együtt az okozott károk megnövekednek. Magyarország nagy része fiatal üledékekkel fedett terület, a helyi hatással tehát számolni kell. Erre számos példa van a múltbéli rengések esetén is (Dunaharaszti, 1956, Berhida 1984).

A tiszta szeizmológiai okok mellett gyakorlati szempontok is alátámasztják a témaválasztást. Magyarországon sokáig csak a panelépületek földrengéssel szembeni méretezése volt kötelező, egy erre kialakított méretezési irányelv alapján (MI-04.133-81.). Az építési törvény 2006-os módosítása írta elő a szeizmikus méretezést, de az előírás megszületése idején még nem volt erre vonatkozó magyar szabvány. Ez 2009 január 1-től lépett életbe (MSZ EN 1998-1, szokásos nevén Eurocode 8), az alkalmazáshoz szükséges nemzeti mellékletekkel együtt. Az Eurocode 8 az elmúlt csaknem négy évtizedben kialakított új egységes európai szerkezettervezési szabványsorozat földrengésekkel foglalkozó önálló kötete. Az EC 8 már csak tárgyánál fogva is új a magyar mérnöktársadalom számára, ráadásul komplex szemlélete miatt alkalmazása a tervezésbe bevont különböző szakterületek képviselőinek (építész, statikus, geotechnikus) intenzív együttműködését igényli.

A szerző hazai konferenciákon azt tapasztalta, hogy, a helyi hatás figyelembevételére bevezetett szeizmikus altalaj osztály¹ paraméterek meghatározása különösen nehezen értelmezhető feladatot jelent a magyar geotechnikusok számára. Ennek oka az, hogy a dolgozatban ismertetett – elsősorban geofizikai – vizsgálatok jelentősen különböznek a szakterület által rendszeresen használt módszerektől, és hogy a szükséges vizsgálatok kiválasztásához a korábbiaknál erőteljesebb földtani személtre van szükség. Ezért úgy véltem, hogy a különböző építésföldtani térképek mintájára célszerű lenne a helyi hatás paraméterek hasonló megjelenítése, amely megfelelő magyarázó segítségével támogathatja a szakembereket a szabvány alkalmazása során.

Mivel a helyi hatás figyelembe vételére kialakított telephelytípus osztályozás az Eurocode 8 (és számos egyéb) szabvány előírásai alapján elsősorban a felső 30 m-es rétegsor átlagos nyíróhullám sebességén (a továbbiakban $V_{S,30}$) alapul, a fő cél elsősorban e sebességek meghatározása volt. Ennek megfelelően a dolgozatban bemutatott kutatási program a következő célokat tűzte ki:

- A $V_{S,30}$ paraméter meghatározására alkalmas felületi hullám mérési rendszer és feldolgozási módszertan kialakítása.
- A rendelkezésre álló földtani adatok lehetőleg minél teljesebb felhasználása a mérési eredmények kiterjesztésére

A program előrehaladtával újabb kihívásokkal és lehetőségekkel kerültünk szembe, amelyek újabb feladatokat jelöltek ki. Ezek a következőképpen csoportosíthatók.

- (1) A korábbiakhoz képest eltérő adottságú területek térképezése a mérési módszertan és a földtani adatok felhasználása terén egyaránt új, a korábbiaknál kifinomultabb eljárásokat igényelt:
 - Felületi hullám mérések nagy forgalmú, zajos területeken.
 - Térképi adatok felhasználása változatos földtani felépítésű területeken.
- (2) Újabb térképezési módszerek jelentek meg a szakirodalomban, amelyeket nem lehetett figyelmen kívül hagyni:
 - Lejtőkategória térképek tesztelése.
- (3) A paraméter tesztelése „élesben” – földrengéssel sújtott terület vizsgálata:
 - A helyi hatás paraméter és földrengéskárok eloszlásának vizsgálata Törökországban.

A konkrét kutatási eredmények bemutatása mellett arra is hangsúlyt fektettem, hogy az méretezés elméleti háttérét, a – sokat vitatott – $V_{S,30}$ paraméter kiválasztásának okait, és az általam végzett mérések módszertani háttérét is bemutassam. Ennek érdekében a dolgozat

¹ Az EC 8 az angol eredetiben a helyi hatás figyelembe vételére alkalmazott paraméter megnevezésére a „Ground type” kifejezést használja. A hivatalos magyar fordításban az „Altalaj-osztály” szerepel. Mivel a magyar nevezéktanban a „talaj” kifejezés már eddig is több, egymástól eltérő jelentéssel bírt, a dolgozatban a hivatalos szövegtől eltérően a „szeizmikus altalaj osztály” kifejezést használom.

Érdemes fogalommagyarázatot adni az „alapkőzet” kifejezéshez is. Az alapkőzet a mérnökszeizmológiában olyan földtani közeget jelent, melynek jellemző hullámterjedési sebessége eléri azt az értéket, amelynél nem kell szignifikáns amplitúdó erősödéssel számolni. Ez a gyakorlatban jelenthet szilárd kőzetet, de erősen kompaktált nagy (750-800 m/s-nál nagyobb) nyíróhullám sebességgel rendelkező üledéket is.

első fejezetében röviden ismertetem a valószínűségi földrengés veszélyeztetettségi számítások folyamatát, amelyből a méretezési szabványok legfontosabb bemenő paramétere, a csúcsgyorsulás érték származik. A második fejezetben a helyi módosító hatás fellépésének fizikai alapjait, és számbavételének legfontosabb módszereit mutatom be. A sokszor szofisztikált és számításigényes módszerek ismertetése után a harmadik fejezetet a $V_{S,30}$ paraméter bevezetésének szentelem, azt taglalom, hogy milyen megfontolások álltak a meglehetősen egyszerű, átlagos tulajdonságot tükröző paraméter bevezetése mögött, egyben röviden bemutatom a terhek meghatározására használt szabványos módszereket.

A negyedik fejezetben a nyíróhullám sebesség meghatározására használt felszíni és fúrólukbeli módszereket ismertetem, részletesebben foglalkozva a felületi hullám módszerrel. A ötödik és hatodik fejezetben a földrengés veszélyeztetettség és a helyi hatás térképezésére mutatok be néhány hazai és nemzetközi példát.

Végül a hetedik fejezetben ismertetem a célkitűzésben szereplő térképezést, annak előzményeit az Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben², a módszertani fejlesztéseket és az első alkalmazást. A tárgyalás során az egyszerűtől a bonyolult felé haladva mutatom be, hogy az első – Budapest XVIII. kerületében végzett – térképezést követően milyen új problémák merültek fel és ezeket hogyan oldottuk meg a fejlődő módszerek és eszközök segítségével.

² A dolgozatban bemutatott kutatásokat a szerző az Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben (ELGI), illetve 2012-től a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) és az ELGI összevonásával létrehozott Magyar Földtani és Geofizikai Intézetben (MFGI) végezte. Hivatkozás esetén a kutatási helyet a dolgozat szövegében mindig az ismertetett tevékenységnek megfelelő intézményi megnevezéssel illetem.

1. Szeizmikus veszélyeztetettség, szeizmikus zónák

A ma alkalmazott módszertan szerint egy adott terület földrengés-veszélyeztetettségének meghatározását három nagyobb feladatkörre lehet osztani. Az első – főleg szeizmikusan aktív területeken megkívánt – feladat a törésvonalak mentén megjelenő felszíni elvetődésekkel (surface rupture) kapcsolatos. Természetes, hogy ilyen szerkezetek közelébe nem célszerű építeni, ezért a civil (pl. EC 8 Part 6. 4.1.2) és különösen a nukleáris szabványokban (IAEA NS-R-3 Site Evaluation for Nuclear Installations 3.7 pont) ezek kizáró feltételként jelennek meg. Magyarországra diffúz szeizmicitás jellemző, az eddig feljegyzett történelmi földrengések közül egyiknél sincs bizonyíték felszínre húzódó törésre, nukleáris telephelyek esetén azonban így is vizsgálják a törésvonalak mozgásképességét. Jelen dolgozatnak azonban ez nem témája.

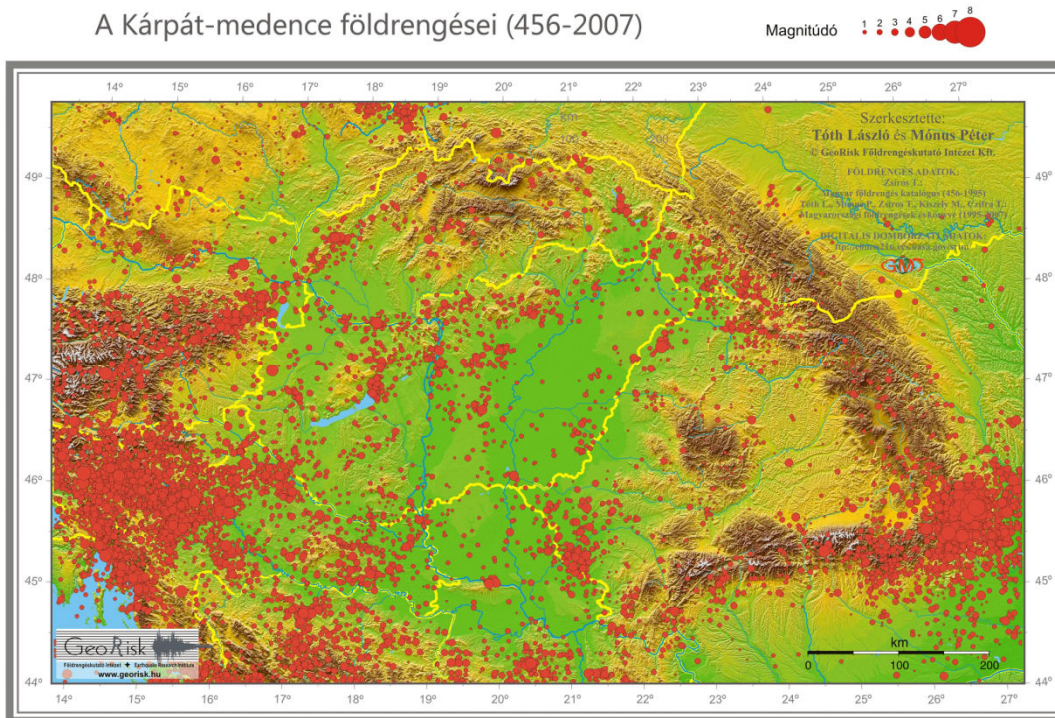
A következő feladat a megrázottság becslése. Ehhez szintén több vizsgálatot kell elvégezni. Mielőtt erre kitérnénk, definiálni kell, milyen paraméterrel írjuk le a megrázottságot. Erre korábban az intenzitásskálákat használták, mert ezek műszeres megfigyelések híján is lehetővé tették annak becslését, hogy milyen a kipattant földrengés „erősségének” felszíni változékonysága. Az intenzitás meghatározása jól megválasztott, laikusok által is érezhető jelenségek, jellegzetes károk segítségével végezhető el. Megfelelő számú észlelés alapján a megszerkeszthetők a földrengés azonos intenzitású felszíni pontjai (izoszeiszták) amelyek a földrengés fészekmélységének becslését is lehetővé teszik (Kövesligethy 1907). Manapság a műszeres mérések elterjedésével ennél pontosabb mozgásjellemzők (amplitúdó, sebesség, gyorsulás) is nagy számban állnak rendelkezésre. E jellemzők közül a talajrézecskek (vízszintes) csúcsgyorsulásának van a legnagyobb gyakorlati jelentősége, mert a szerkezeti méretezésnél, a terhelőerők meghatározásában ez a kiinduló paraméter. A szerkezetek viselkedésére természetesen nem csak a gyorsulás, de a rengés időtartama és spektrális tulajdonságai is hatással vannak. A méretezéssel foglalkozó modern szabványok a válaszspektrum görbék alkalmazásával ez utóbbit vonják be a szeizmikus terhek meghatározásába. A válaszspektrum görbe egy adott spektrumú és csúcsgyorsulással rendelkező talajrezgéssel gerjesztett egy szabadságfokú rendszer válaszát adja meg adott csillapítás mellett. E paramétereket részletesebben a szabványokról szóló fejezetben mutatom be.

A méretezés szempontjából tehát a talajgyorsulás és a földrengéshullám spektruma a kulcsparaméterek. Ezek becslésére természetesen csak közvetetten van lehetőség. A manapság elterjedt valószínűségi földrengésveszély meghatározás (Probabilistic Seismic Hazard Analysis) alapjait Cornell (Cornell 1968) rakta le. A valószínűségi földrengés kockázat vizsgálat végeredménye egy összefüggés a helyszínen előforduló talajmozgás nagysága és ennek előfordulási valószínűsége között. A számítás a következő lépéseken nyugszik:

- A várható földrengések forrásterületeinek kijelölése
- A forrásterületen észlelt földrengések magnitúdóinak és a jellemző magnitúdó-gyakoriság meghatározása
- A veszélyeztetettségi paraméter (pl. spektrális vagy csúcsgyorsulás) távolság szerinti csillapodásának meghatározása
- A csillapodási összefüggések felhasználásával, a fenti paraméterekkel jellemzett valamennyi forrászóna várható hatásának kiszámítása a vizsgált helyszínen.

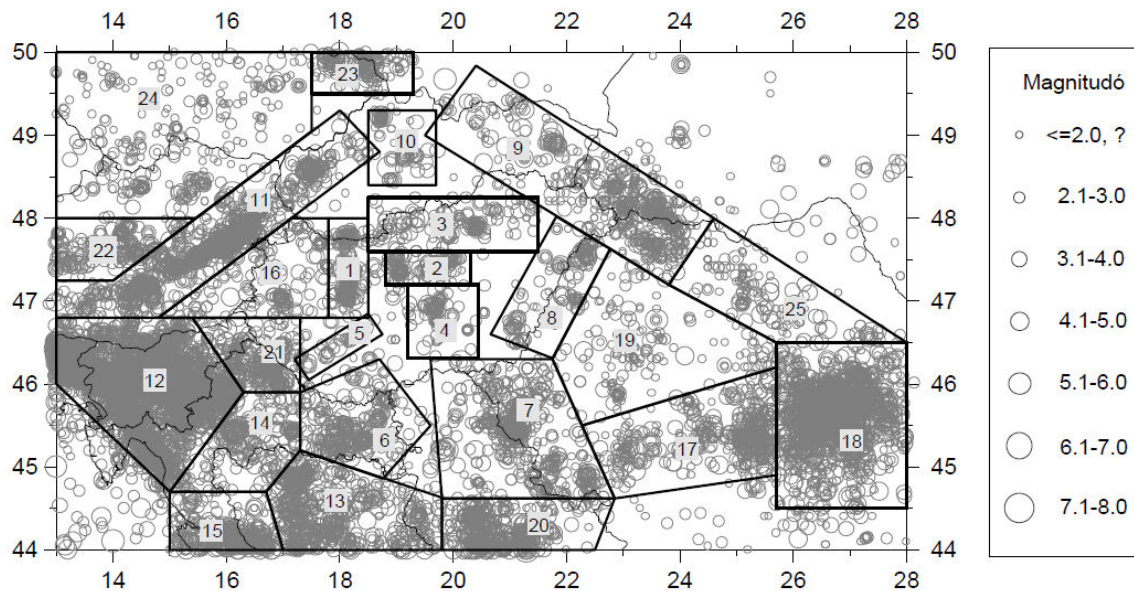
A forrászónák olyan területeket jelentenek, amelyeken belül hasonló valószínűséggel, hasonló tulajdonságokkal rendelkező földrengések keletkeznek. A forrásterületek kijelölésénél és a gyakoriság meghatározásánál a makroszeizmikusan vagy műszeresen megfigyelt rengések adataiból indulnak ki. Erre a különböző földrengés katalógusok adnak alapot. A Kárpát-medence ismert rengéseit a Zsíros Tibor által összeállított katalógus tartalmazza, (Zsíros 2000), amely korábbi katalógusok (pl. Réthly 1952), obszervatóriumi jelentések és egyéb források (levéltári adatok, újságcikkek, történelmi feljegyzések) felhasználásával készült. Az idézett munka a 44.05°–50.0° északi szélességek és a 13.0°–28.0° keleti hosszúságok között keletkezett földrengések közül több mint 20 500 eseményt tartalmaz azok adataival együtt (kipattanási idő, epicentrum, fészekmélység, magnitúdó, epicentrális intenzitás). Az ebből származó adatbázist folyamatosan frissítik, a rendszeresen megjelenő földrengés évkönyvek adataival (Tóth et al. 1995-2015). Az adatbázis földrengéseit az **1. ábra** térképén mutatom be. A térképen jól kirajzolódnak a peremi területek nagyobb forrászónái (Vrancea zóna, Mur-Mürtl zóna, Zágráb vonal), és a medencebelsőre jellemző sűrűsödési helyek (Komárom-Mór-Balaton zóna, középhegységi peremek, Jászság). A forrászónák kijelöléséhez az ismert események eloszlása mellett egyéb geológiai és tektonikai ismereteket is felhasználnak. A Kárpát-medence egy lehetséges forrásmodelljét mutatom be a **2. ábra**. Különböző szemlélettel természetesen különböző forrásmodellek határozhatók meg, amelyek szignifikánsan eltérő eredményeket is adhatnak (Zsíros 1993).

A Kárpát-medence földrendései (456-2007)



1. ábra A Kárpát-medence földrendései (456–2007)

(Forrás: foldreges.hu)



2. ábra Földregés forrásterületek egy lehetséges modellje a Kárpát-medencében

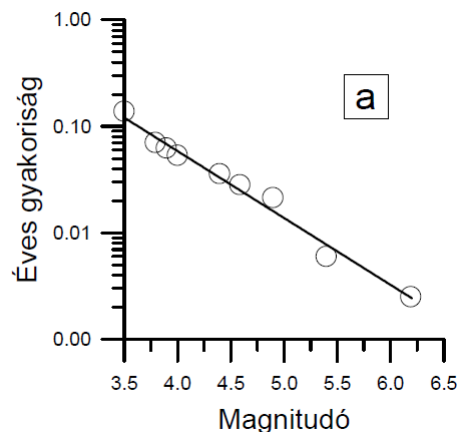
(Forrás: Zsíros 2000)

A térképeken az egyes földregéseket jelölő körök mérete a kipattanás során felszabaduló energiával (pontosabban annak logaritmusával) arányos magnitúdó szerint változik. A magnitúdónak kulcsszerepe van a veszélyeztetettség meghatározásában,

nagyszámú mérés alapján az egyes forrásterületeken kipattanó rengések gyakorisága és magnitúdója között ugyanis a következő, jó meghatározható összefüggés van (Gutenberg és Richter, 1949):

$$\log(N) = a - bM \quad , \quad (1.1)$$

ahol N a földrengés kipattanásának gyakoriságát adja meg, M a magnitúdó, a és b pedig a forrásterületenként változó konstansok. A konstansokat a történelmi adatokból lehet meghatározni. Az 'a' konstans értéke a terület szeizmicitásával van összefüggésben (nagyobb 'a' érték nagyobb aktivitást jelez), míg a 'b' érték a területen kipattanó földrengések magnitúdóeloszlását mutatja (3. ábra).



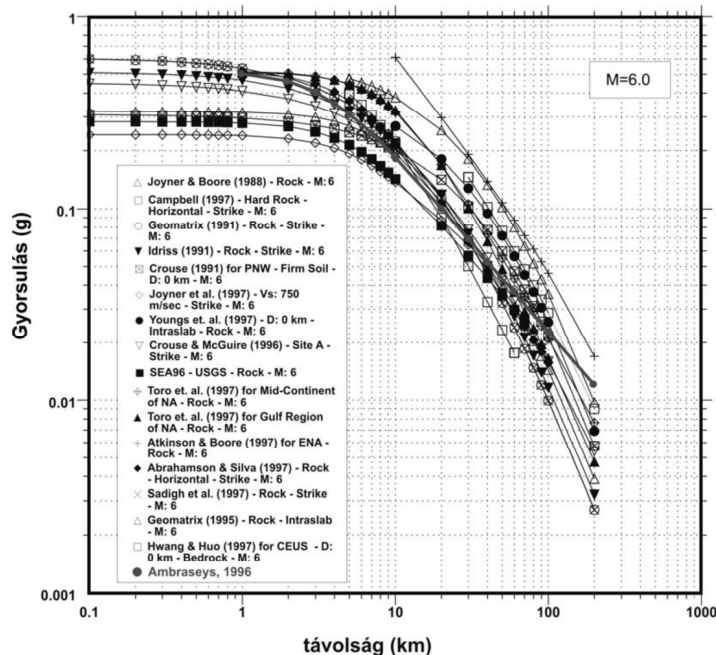
3. ábra Az előző ábra „1” forrásterületére vonatkozó magnitúdó-gyakorisági görbe

(Forrás: Zsíros 2000)

A látszólag egyszerű összefüggés meghatározásának nehézsége az adatrendszer bizonytalanságából adódik. Ahhoz, hogy megfelelő összefüggést kapjunk, az adatbázisnak homogénnek és teljesnek kell lennie. A történelmi rengések esetén ennek biztosítása nem egyszerű, mivel csak olyan események maradnak fent, amelyek kellően sűrűn lakott helyek közelében pattantak ki, és amelyeket feljegyeztek. További problémát jelent, hogy az összefüggés csak a fő eseményekre igaz, ezért az adatrendszerből a gyakorisági összefüggések felállítása előtt el kell tüntetni az elő- és utórengéseket. Erre számos gyakorlati módszer létezik, a szubjektív kiválasztástól a fix időintervallumon keresztül, a magnitúdóküszöb beállításáig, e módszerek értékelése azonban nem témája e dolgozatnak. Meg kell még említeni, hogy a magnitúdó-gyakoriság görbék a mikroszeizmikus mérőhálózatok kiépítésével „lefelé”, paleoszeizmikus események figyelembevételével pedig „felfelé” terjeszthetők ki. Utóbbiak olyan események, amelyek a földtani múltban fordultak elő, és a földrengésre utaló nyomok alapján rekonstruálhatók. Ilyenek a – Magyarországon is kutatott szeizmiték (földtani feltárásokban megjelenő talajfolyósodási nyomok (Magyari és társai 2002) és a cseppkövek földrengések hatására bekövetkező törései (Szeidovitz és társai 2005).

A földrengésveszély meghatározásának további fontos lépése a rengéshullámok nagyléptékű távolság szerinti csillapításának becslése, amit a forrásterületek tágabb környezete és a rengések fészekmélysége határoz meg. A „rengéshullámok gyengülése” kifejezés túlságosan általános, a csillapodás függvény meghatározása nem választható el a veszélyeztetettségi paramétertől. A bevezető bekezdésekben ismertetett megfontolásoknak megfelelően jellemzően a földrengés intenzitást, a maximális (horizontális) csúcsgyorsulást, illetve a –válaszspektrum meghatározására alkalmas – több frekvenciára vonatkozó spektrális gyorsulásokat választják veszélyeztetettségi paraméterként. A szakirodalomban rengeteg olyan modell létezik, amely egy esemény magnitúdója és az általa okozott hatás kapcsolatát írja le. Az empirikus összefüggésekben a hatást leíró paraméterek között a magnitúdó mellett a fészekmechanizmus típusa, és különböző távolságadatok (epicentrális, felszíni elvetéstől való távolság stb.) is szerepelnek. Douglas (2010) az 1964 és 2010 közötti időszakot átölelő szakirodalmi gyűjtésében 289 csúcsgyorsulásra és 188 spektrális gyorsulásra vonatkozó empirikus összefüggést ismertet. Ezek között olyan is van, amelyik a regionális csillapítás mellett már a hatásterület lokális földtani felépítését is számításba veszi, amivel később részletesen foglalkozom.

Az olyan, mérsékelt szeizmicitású területeken, mint a Kárpát-medence, nem áll rendelkezésre annyi műszeres adat, amennyi a csúcsgyorsulásra vonatkozó terület-specifikus csillapítás meghatározásához szükséges. A szakirodalomban számos gyengülési modell lelhető fel (4. ábra), de Zsíros izoszeiszta térképekből nyert intenzitás gyengülési adatai alapján a Kárpát-medence belsejére jellemző regionális csillapítás a vékony, repedezett és plasztikus (nagy hőmérsékleti gradienssel rendelkező) kéreg miatt viszonylag magas (Zsíros 1996).

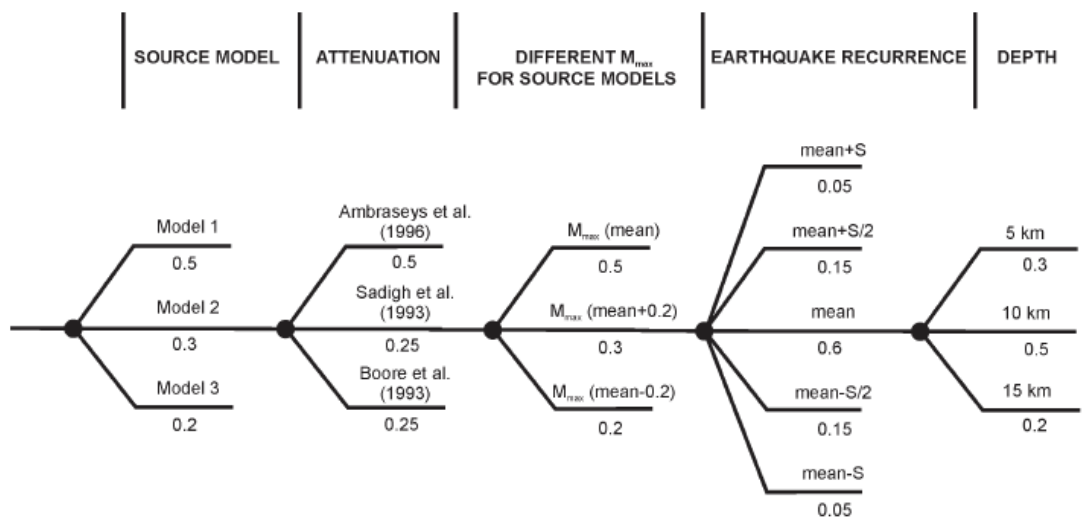


4. ábra A szakirodalomban található horizontális csúcsgyorsulás gyengülési görbék az epicentrális távolság függvényében

(Forrás: Tóth et al. 2004)

A bizonytalanságok kezelése miatt a hazai veszélyeztetettségi számításoknál így párhuzamosan több, a terület szeizmotektonikai viszonyaihoz jól illeszkedő csillapodási összefüggést vesznek figyelembe (Tóth et al. 2006).

A földrengésveszély valamennyi bemenő adatát (a forrásterületek lehatárolását, a történelmi rengésekhez hozzárendelt magnitúdó értékét, a gyakoriság számításánál figyelembe vett események valamint a magnitúdó-veszélyeztetettségi paraméter egyenletet és a csillapítási görbe megválasztását) nagy bizonytalanság jellemzi. A bizonytalanságok kezelésére a valószínűségi földrengésveszély meghatározást ki lehet egészíteni egy logikai fa metodikával, több modellt alkalmazva, amelyekhez súlyok és bizonytalanságok rendelhetők (5. ábra).

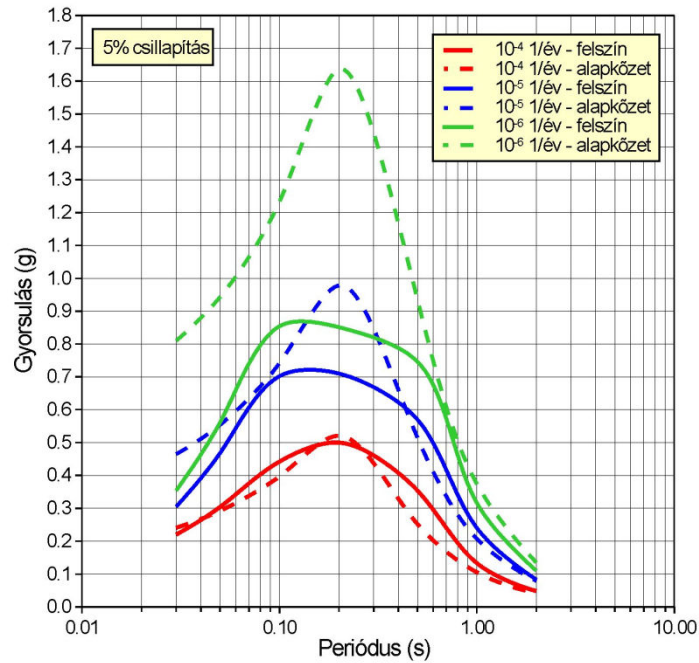


5. ábra Valószínűségi földrengésveszély meghatározásához használt logikai fa

(Forrás: Tóth et al. 2006)

A számítás eredményeképpen megadhatók a vizsgált terület veszélyeztetettségi görbéi, amelyek a különböző veszélyeztetettségi paraméterek (gyorsulás, intenzitás, vagy spektrális gyorsulások) különböző szintjeinek éves gyakoriságát írják le. Mivel a földrengések időbeli eloszlása jól közelíthető a Poisson eloszlással, az éves gyakoriságokból meghatározható, hogy adott időszak alatt, adott meghaladási valószínűséggel mekkora lesz a megrázottság. A fenti számítások nem tartalmazták az adott helyre jellemző földtani felépítés hatását, olyan paramétert adnak eredményül, amelyet szilárd kőzeten (pl. a medencealjzaton) regisztrálnánk. Ezért ezt a paramétert alapkőzeti földrengés-veszélyeztetettségnek nevezzük.

Kisebb területekre, különösen valamilyen kiemelt objektum veszélyeztetettségének jellemzésére rendszerint az azonos valószínűségű válaszspektrumot (UHRS) adják meg. A 6. ábra példaképpen a Paksi Atomerőmű szeizmikus felülvizsgálatához különböző visszatérési időkre meghatározott UHRS görbéket mutat be. Az ábrán az alapkőzetre vonatkozó mellett már megjelennek a felszín közeli laza rétegek módosító hatását figyelembe vevő görbék is.



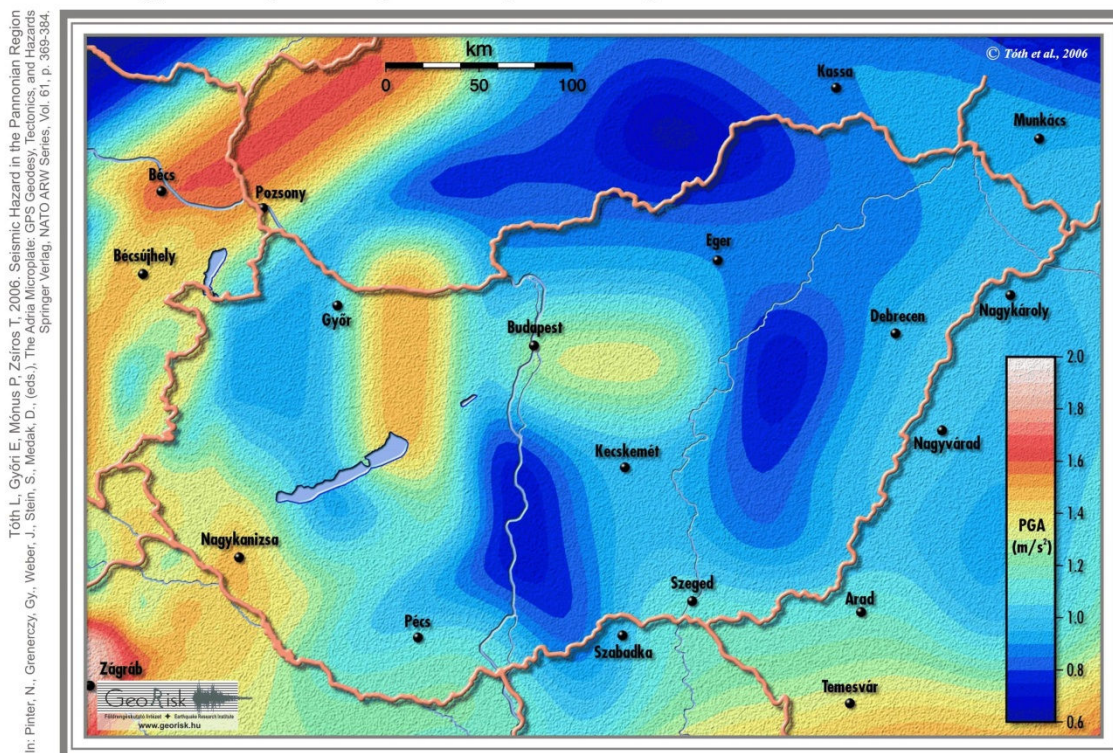
6. ábra Az alapkőzetre és a talaj felszínére számított egyenlő valószínűségű válaszspektrumok három különböző valószínűségi szintre

(Forrás: Győri et al. 2002)

A mai méretezési szabványok általában tartalmaznak néhány standardizált, és a csúcsgyorsulással normált válaszspektrum görbét. Ha ismert a szűkebb területre – a szabványban rögzített visszatérési időre – meghatározott csúcsgyorsulás érték, a standardizált válaszspektrum görbék valamelyike közvetlenül felhasználható a méretezési számításokhoz. Így a vízszintes csúcsgyorsulás értékek térképe a szabványok szerves részét képezik. Magyarország szabványos – 475 éves visszatérési időre vonatkozó – csúcsgyorsulás térképét a GGKI munkatársai (Tóth et al. 2006) a fent ismertetett módszertannal szerkesztették meg (7. ábra).

Magyarország földrengésveszélyeztetettsége

Horizontális gyorsulás értékek 50 évre,
10% meghaladási valószínűség mellett
(1/475 év gyakoriság) az alapközeten, m/s² egységben



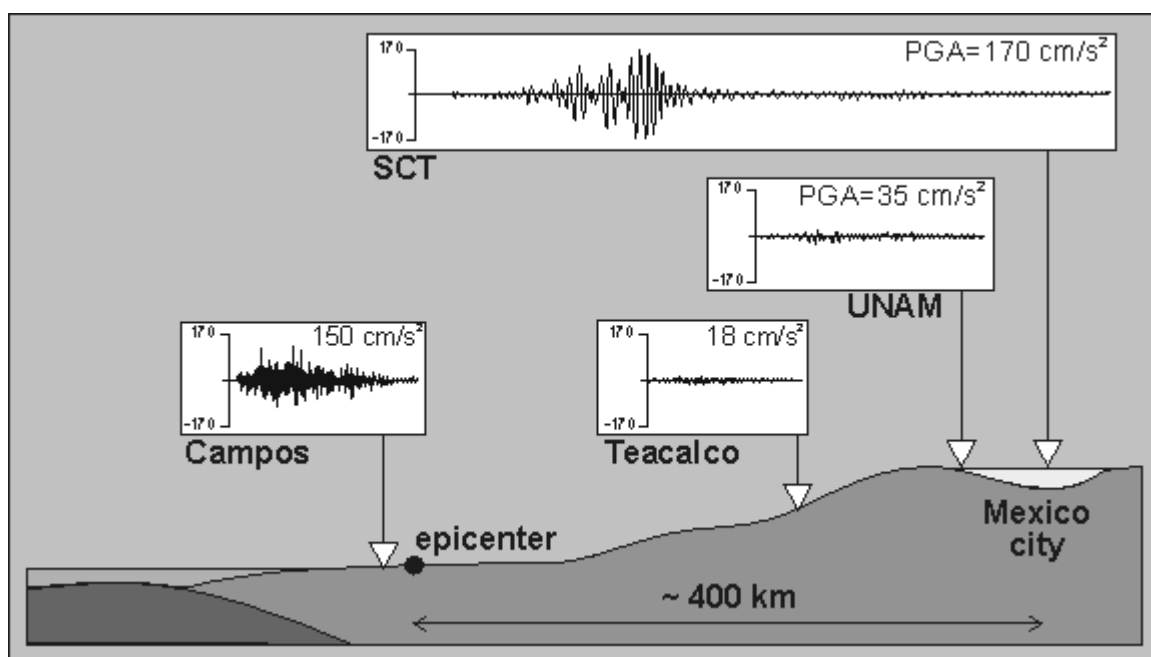
7. ábra Magyarország földrengés veszélyeztetettségi térképe

(Forrás: foldrenges.hu)

A térkép láthatóan jól korrelál a Kárpát-medence földrengéseinek eloszlásával, de nagy különbséget jelent, hogy a térképen olyan jól definiált paraméter jelenik meg, amely a méretezési eljárások során is használható.

2. A helyi hatás fogalma, meghatározásának módjai

Az előző fejezetben részletezett eljárással meghatározott veszélyeztetettségi paraméterek nem veszik figyelembe azt a gyakori jelenséget, hogy a földrengéshullámok okozta talajmozgás a felszín közeli – jellemzően kevésbé kompakt – földtani képződményeket elérve felerősödik – az ilyen területen elhelyezett állomások nagyobb gyorsulásértékeket regisztrálnak, mint egy közeli kőzetkibúváson telepített műszer. Az egyik legtöbbet idézett példa erre az 1985-ös Michoacan földrengés, amely az epicentrumtól mintegy 400 km-es távolságban fekvő Mexikóvárosban okozott hatalmas károkat (8. ábra). Mivel a felszínközeli összletek a vizsgált terület helyétől függően meglehetősen változékonyak, ezek hatásait helyi hatás (site effect) névvel foglalják össze.



8. ábra A Michoacan földrengés okozta talajgyorsulások regisztrátumai

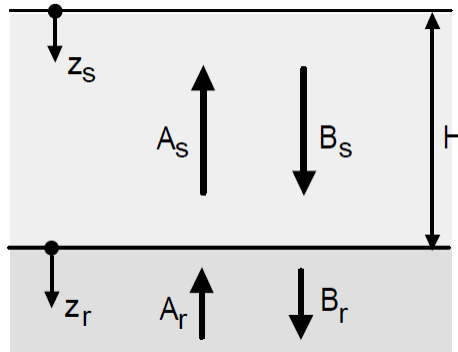
A városban található laza feltöltött területeken a környező állomásokhoz képest extrém nagy gyorsulásokat mértek (Forrás: Semblat és Pecker 2009)

A helyi hatás szerepét régen felismerték, Japánban már az 1930-as évektől kezdve foglalkoztak a jelenséggel, az első lineáris rugalmasságtani összefüggéseken alapuló magyarázatot Takashi és Hirano adta meg (1941). Számszerű, gyorsulásra vonatkozó erősítési tényezőket a pasadenai földrengés adataiból először Gutenberg határozott meg (1957). A kvantitatív erősítési tényezők lehetőségét adnak a veszélyeztetettségi számítások pontosítására. Ennek legegyszerűbb módja az egyenlő valószínűségi válaszspektrum módosítása az adott helyre jellemző átvittel. A feladat ily módon a laza réteg átviteli függvényének meghatározása.

2.1. A laza rétegek erősítő hatásának okai – egydimenziós közelítés

A felszíni laza üledékek gyorsulást erősítő hatásának fő oka az, hogy a felfelé haladó rengéshullámok a medence alsó határát átlépve a kis sebességű rétegben reverberálnak, ami bizonyos frekvenciákon rezonanciát okoz. A jelenség alapesetben viszonylag egyszerű modellekkel is számszerűsíthető. Ehhez rendszerint függőlegesen felfelé tartó horizontálisan polarizált hullámbeérkezéssel és homogén vízszintes rétegsorral számolnak. A jelenség számszerűsítésének bemutatására a következőkben a számítás vázlatát egy rétegre mutatom be.

Tekintsünk egy nagy sebességű alapkőzetben elhelyezkedő H vastagságú homogén laza üledékből álló réteget, amelyet alulról függőlegesen A_r amplitúdójú SH-hullámfront ér el (9. ábra).



9. ábra Függőlegesen terjedő SH-hullám amplitúdói az alapkőzetben és H vastagságú kisebbességű rétegben

A kőzetben és az üledékben fellépő elmozdulásokra az egydimenziós hullámegyenlet alapján a következő általános megoldás írható:

$$u_r(z_r, t) = A_r e^{i(\omega t + k_r z_r)} + B_r e^{i(\omega t - k_r z_r)} \quad (2.1)$$

$$u_s(z_s, t) = A_s e^{i(\omega t + k_s z_s)} + B_s e^{i(\omega t - k_s z_s)}$$

ahol u az elmozdulás ω a frekvencia t az idő, k a hullámszám z a mélység. Az indexek az alapkőzetet (r) és a laza üledéket (s) jelölik, z iránya réteghatároktól lefelé mutat.

Az amplitúdók a határfeltételek felírásával határozhatók meg. Az egyik határfeltétel szerint a felszínen eltűnnek a feszültségek. Mivel itt csak nyírófeszültség van (SH-hullám):

$$\tau(0, t) = G\gamma(0, t) = G \frac{\delta U_s}{\delta z} = ik(A_s - B_s) e^{i(\omega t)}, \quad (2.2)$$

ahol τ a nyírófeszültség, G a nyírási modulus, γ a deformáció. Az egyenletből következik, hogy a felszínen a beeső és visszaverődő hullámok amplitúdója megegyezik.

A másik határfeltételi egyenlet az alapkőzet–laza réteg határára vonatkozik, ahol az elmozdulások és a nyírófeszültségek folytonosak:

$$\begin{aligned}
& u_s(H, t) = u_r(0, t) \\
\text{és} & \\
& \tau_s(H, t) = \tau_r(0, t)
\end{aligned} \tag{2.3}$$

a felszíni amplitúdók egyenlőségét felhasználva behelyettesítés után adódik:

$$\begin{aligned}
& A_s(e^{(ik_s H)} + e^{(-ik_s H)}) = A_r + B_r \\
\text{és} & \\
& A_s \frac{iG_s k_s}{iG_r k_r} (e^{(ik_s H)} + e^{(-ik_s H)}) = A_r - B_r
\end{aligned} \tag{2.4}$$

ahonnan:

$$\begin{aligned}
& A_r = \frac{1}{2} A_s \left[\left(1 + \frac{G_s k_s}{G_r k_r}\right) e^{(ik_s H)} + \left(1 - \frac{G_s k_s}{G_r k_r}\right) e^{(-ik_s H)} \right] \\
\text{és} & \\
& B_r = \frac{1}{2} A_s \left[\left(1 - \frac{G_s k_s}{G_r k_r}\right) e^{(ik_s H)} + \left(1 + \frac{G_s k_s}{G_r k_r}\right) e^{(-ik_s H)} \right]
\end{aligned} \tag{2.5}$$

Az első egyenletből tehát kifejezhető az alapkőzetbe beérkező és a felszínen észlelhető (kétszeres) amplitúdók aránya:

$$2A_s = \frac{4A_r}{\left[\left(1 + \frac{G_s k_s}{G_r k_r}\right) e^{(ik_s H)} + \left(1 - \frac{G_s k_s}{G_r k_r}\right) e^{(-ik_s H)} \right]}, \tag{2.6}$$

amiből megadható az az átviteli függvény, ami a laza réteg nélküli (kőzetkibúváson mért), és az annak hatását figyelembe vevő elmozdulások viszonyát írja le:

$$F(\omega) = \frac{2}{\left[\left(1 + \frac{G_s k_s}{G_r k_r}\right) e^{(ik_s H)} + \left(1 - \frac{G_s k_s}{G_r k_r}\right) e^{(-ik_s H)} \right]}, \tag{2.7}$$

ami az Euler összefüggés felhasználásával:

$$F(\omega) = \frac{1}{\left[\cos(k_s H) + i \frac{G_s k_s}{G_r k_r} \sin(k_s H) \right]} \text{ és } |F(\omega)| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2(k_s H) + \left(\frac{G_s k_s}{G_r k_r}\right)^2 \sin^2(k_s H)}} \tag{2.8}$$

A $G_s k_s / G_r k_r$ hányados a szeizmikus impedanciák arányát jelenti. Az átviteli függvény maximuma ott lesz, ahol a koszinuszos tag 0 értéket vesz föl, tehát:

$$k_s H = \frac{2\pi}{\lambda} \cdot H = \frac{(2n+1)\pi}{2} \quad (n = 0, 1, 2, 3 \dots), \tag{2.9}$$

amiből a laza rétegben terjedő hullám hullámhosszára:

$$\lambda = \frac{4H}{(2n+1)} \quad (n = 0,1,2,3 \dots). \quad (2.10)$$

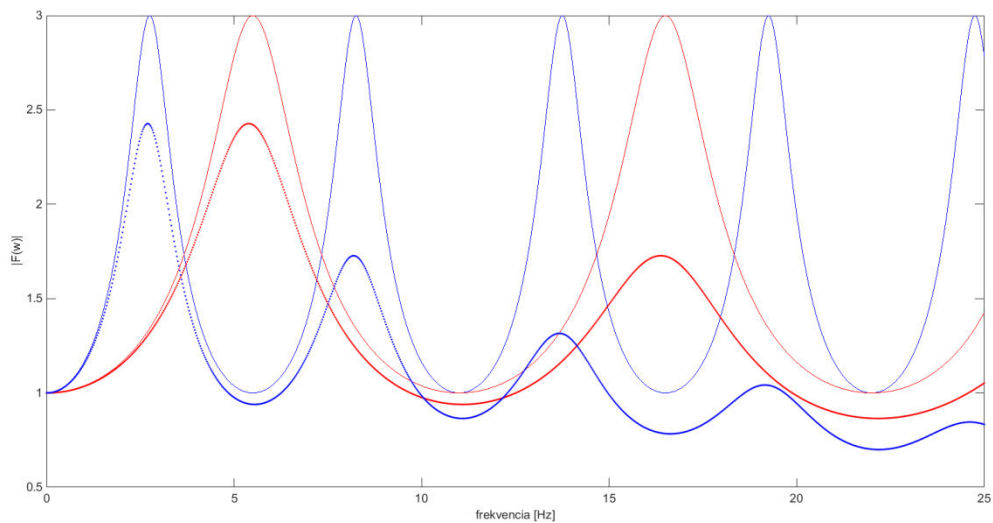
Ezért a jelenséget $\lambda/4$ rezonanciának is nevezik. Ez a feltétel a következő frekvenciákon teljesül:

$$f_{rez} = \frac{(2n+1)\beta_s}{4H} \quad (n = 0,1,2,3 \dots), \quad (2.11)$$

Abban az esetben, ha a beeső hullám hullámhossza a rétegvastagság négyszerese az erősítés értéke (veszteségmentes esetben):

$$N = \frac{1}{\frac{G_S k_S}{G_R k_R}} = \frac{1}{\frac{\rho_S \beta_S}{\rho_R \beta_R}} \quad (2.12)$$

A képletek alapján tehát a rezonanciafrekvenciákon ciklusosan megnő az erősítés, amely maximális értékét az alapkőzet és a laza réteg szeizmikus impedancia arányától függően veszi fel. Adott sebességviszonyok között a réteg vastagságának változásával a rezonanciafrekvenciák is megváltoznak (**10. ábra**).



10. ábra Kétréteges modell átvitele a 0-25 Hz-es sávban

A paraméterek a következők: az alapkőzet sebessége 660 m/s laza réteg sebessége 220 m/s, sűrűségkontrasztot nem vettünk fel (az impedancia hányados értéke 3), a rétegvastagságok 10 m (kék) illetve 20 m (piros). A vékony vonalak a lineáris veszteségmentes, a vastagabb, pontozott vonalak a viszkoelasztikus modellre vonatkozó átvitelt ábrázolják, ahol a csillapítások a kőzetre és a laza üledékre 2% illetve 5%

Mivel a sebességkontrasztok messze nagyobbak, mint a sűrűségkülönbségek, az átviteli függvény erősítéseinél ennek van nagyobb súlya. A frekvenciával növekvő csillapítás miatt az erősítés rendszerint csak kis frekvenciákon jelentős.

Több réteg esetén az alsó és felső réteghatárra érvényes határfeltételeket felírva egy rekurziós összefüggést kapunk a réteg alatti és a rétegben terjedő hullám amplitúdók között. Ez az összefüggés a felső rétegből kiindulva (ahol a beeső és visszaverődő hullám amplitúdója mindig megegyezik) fejthető ki, így bármely két réteg közötti átvitel meghatározható. Mindebből következik, hogy ha egy adott hely jól közelíthető vízszintesen rétegzett földtani felépítéssel, a helyi hatás az itt ismertetetthez hasonló átviteli függvény meghatározásával analitikus úton is megadható.

2.2. Az erősítés meghatározásának módszerei

2.2.1. Analitikus módszerek

Az átviteli függvény meghatározására analitikus és empirikus módszerek is léteznek. Az előző alfejezetben közölt levezetés során egyszerű Hook-modellként kezeltük a közegeket, ezt azonban könnyen módosíthatjuk a k hullámszám és a G nyírási modulus értékének megváltoztatásával, ha tekintetbe vesszük a hullámok elnyelődését, és a viszkoelasztikus csillapítást. A feszültség–deformáció összefüggés így lineáris marad, a rugalmassági modulus és a viszkozitás értékei függetlenek a deformáció nagyságától, a csillapodás mégis kezelhető a megfelelő mozgásegyenletek levezetése során. Ebben az esetben a közegeket Kelvin-Voigt modellként célszerű leírni, ahol a nyírófeszültség és a nyírási deformáció közötti kapcsolat a következő alakot ölti:

$$\tau = G\gamma + \eta\dot{\gamma}, \quad (2.13)$$

ahol τ a nyírófeszültség, G a nyírási modulus, γ a deformáció, η a viszkozitás, $\dot{\gamma}$ a deformáció sebességét jelöli. A deformációt és annak időbeli változását elmozdulásokkal kifejezve a nyírási modulus a következőképpen írható:

$$G^* = G(1 + i\omega\eta), \quad (2.14)$$

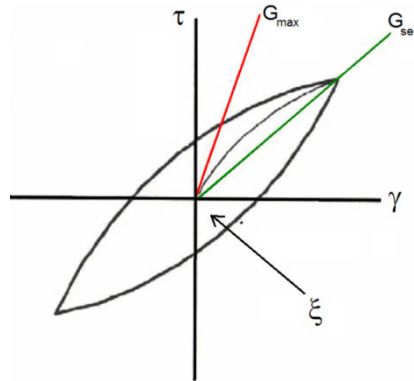
a hullámszám pedig:

$$k^* = \sqrt{\frac{\rho\omega^2}{G^*}} \quad (2.15)$$

A feszültség és a deformáció kapcsolata tehát lineáris, de komplex értékű nyírási modulus segítségével képes kezelni a csillapítást is. Amennyiben a (2.14) és (2.15) összefüggésekkel helyettesítjük a (2.8) egyenletek reális (csillapításmentes) értékeit, az átviteli függvény a **10. ábrán** bemutatottnak megfelelően módosul.

A fenti eljárás viszonylag jó értékeket ad a gyenge mozgásokra, de erős rengések esetén (10^{-6} – 10^{-3} deformáció tartományon belül) a deformáció már a terhelés előéletétől is függ. Erre először Hudson hívta fel a figyelmet (Hudson 1972). Ő az 1906-os San Francisco-i földrengés során regisztrált amplitúdókra próbálta alkalmazni a Gutenberg által meghatározott erősítési tényezőkkel, de ellentmondásra jutott. A két terület közötti legnagyobb különbség a figyelembe vett rengések erőssége volt. Az erős és gyenge mozgásokra vonatkozó erősítési

tényezők eltérése új kutatási irányt jelölt ki, bonyolultabb modellek használatával próbáltak az észleléseket jobban tükröző leírást adni. Az egyik legelterjedtebb ilyen megközelítés a lineáris ekvivalens modell. A modellben a dinamikus rezgésterhelésnek kitett talaj a terhelés megszűnésével nem tér vissza a kezdeti konszolidált állapotába, azaz maradandó alakváltozást szenved, a deformáció–feszültség összefüggést egy hiszterézis görbe írja le, ahol az egy ciklus során bekövetkező energia veszteség a hurok által közrezárt területtel arányos (**11. ábra**).

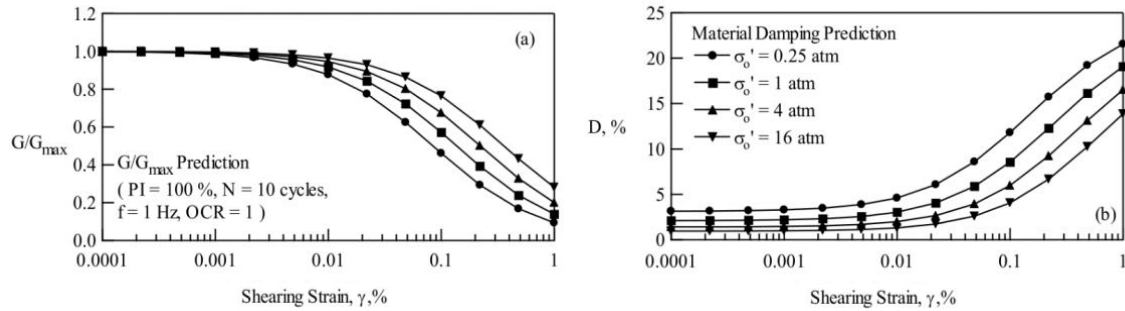


11. ábra A rugalmassági modulus deformációfüggése nagyobb deformációk esetén

*Az ábrán megengedtük az anyag húzásra történő terhelhetőségét és csak egy ciklus alakváltozását ábrázoltuk
(Forrás: Törös 2006)*

A nonlinearitás mértéke a földtani közeg típusától függ, a legkisebb a kemény kőzeteknél, közepes az agyagoknál és legerősebb a laza homokoknál, mesterséges feltöltéseknél. A zárt hiszterézis görbe, vagyis a terhelés során állandónak tekinthető, G_{max} (kis deformációhoz tartozó modulus) lehetővé teszi, hogy egy aktuális deformáció esetén az átviteli függvény számítása során felvegyük az azzal kompatibilis ún. szekáns (a görbén az aktuális deformáció által kimetszett) átlagos modulus, és a továbbiakban ezzel végezzük el a lineáris számításokat. A megoldásba tehát itt beépítik, hogy a feszültség és a deformáció közötti kapcsolat nem lineáris, de úgy, hogy az átviteli függvény számításánál a lineáris egyenleteket használják. A modulusok és a viszkozus csillapítás deformációtól függő változását iteratív lépésekkel vezetik be a számításba. Ezek során az előző lépésben meghatározott rugalmassági „állandó” értékekkel minden lépésben újraszámítják a deformáció aktuális értékét, amelyikkel újrakalibrálják a modulusokat és a csillapítási tényezőt.

Az iterációt addig folytatják, amíg a nyírófeszültség értékének változása egy adott korlát alatt marad. A modulusok és a csillapítási arány deformációtól való függését természetesen bemenő adatként meg kell adni, ami laboratóriumi tesztek eredményei, vagy szakirodalmi adatok alapján történhet (**12. ábra**).



12. ábra Nyírási modulus és csillapítási arány függése a deformációtól különböző nyomások mellett
(Forrás: Darendeli és Stokoe 2001)

Végül, ha figyelembe vesszük, hogy a földrengéshullámok hatására a közegben a deformáció időben változik, tehát a modulusok egy adott esemény során sem tekinthetők állandónak (a hiszterézis görbe nem zárt), akkor valódi nemlineáris analízist kell végrehajtani, amit a modulusok időbeli változása miatt csak időtartományban lehet végezni. Azt a módszert nem taglalom, mivel nem tartozik szorosan a dolgozat témájához, de meg kell említeni, hogy attól függően, hogy számítások során figyelembe vesszük-e a talajtömörödés hatására bekövetkező talajvíz nyomásváltozást, megkülönböztetünk teljes és effektív feszültség módszereket. Utóbbival a talajfolyósodás erősítésre gyakorolt hatása is figyelembe vehető (Bánné Györi 2004).

2.2.2. Empirikus módszerek

Az előző alfejezetben ismertetett analitikus módszerek nagy előnye, hogy többféle input mozgást lehet vizsgálni, és a paraméter érzékenység számszerű meghatározására is alkalmas. Hátrányuk viszont, hogy a közeg jellemzőinek felvételéhez reprezentatív mintavételezésre van szükség és részletes geotechnikai-geofizikai vizsgálatokat kell végezni. Mindezek helyett (vagy mellett) lehetőség van az átvitel közvetlen mérésére is. Ehhez alapesetben szükség van arra, hogy a földrengéshullámot egy kőzetkibúváson (esetleg az alapkőzetet elérő fúrásban), és egy, a vizsgált laza üledéken elhelyezett műszer is regisztrálja. A két regisztrátum Fourier transzformáltjának hányadosa megadja a standard spektrális arányt (SSA):

$$SSA(f) = \frac{H_S(f)}{H_B(f)} \quad (2.16)$$

Ahol $H_S(f)$ a talajon $H_B(f)$ az alapkőzeten mért gyorsulás amplitúdó spektruma, f a frekvencia. A jelölést az indokolja, hogy az arányt általában horizontális gyorsulások alapján számítják. A módszert számos helyen alkalmazták (Borcherdt 1970). A módszer hátránya a műszerezettség igény, és az, hogy a vizsgált laza üledékekkel borított terület közelében nincs mindig megfelelő – a szeizmográf elhelyezésére alkalmas kőzetkibúvás.

Ezért többféle módszert vezettek be, hogy a kérdéses terület sajátfrekvenciáját, esetleg erősítési tényezőjét egyetlen műszer felhasználásával is meghatározzák. Ilyenek a Kanai (1957) féle spektrális amplitúdó módszer, amely a mikroszeizmikus háttérzaj spektruma alapján adja meg a sajátfrekvenciát, és számítja a rétegsor átvitelét. A módszer szigorú feltételekhez kötött, megkívánja, hogy a háttérzaj a rezonancia sávban fehér spektrumú legyen, és függőlegesen felfelé haladó transzverzális hullámokból származzon. A feltételek városi környezetben az erős felületi hullám komponenssel beérkezéseket produkáló, és hangolt közlekedési zajforrások miatt gyakran nem teljesülnek.

Nakamura (1989) a mikroszeizmikus háttérzaj erős Rayleigh hullám tartalmát feltételezte, és ennek hatását csökkenteni képes mérési eljárást dolgozott ki. Abból a tapasztalatból indult ki, hogy a felszín közeli laza réteg kizárólag a Rayleigh hullám vertikális komponensét módosítja. Ezért a szabad felszínen és az alapkőzet felszínén mért vertikális komponensek spektrális aránya ($A_s(f)$) egyfajta indikátorként kezelhető, amely megadja a regisztrált háttérzaj Rayleigh hullám „szennyezettségét”. Alkalmos tehát arra, hogy segítségével korrigáljuk és megbízhatóbbá tegyük a vele a Kanai féle standard spektrális arányt.

$$SMA(f) = \frac{SSA(f)}{A_s(f)} = \frac{H_S(f)/H_B(f)}{V_S(f)/V_B(f)} = \frac{H_S(f)/V_S(f)}{H_B(f)/V_B(f)} \quad (2.17)$$

Ez még nem tűnik nagy előrelépésnek, de Nakamura mérésekkel igazolta, hogy az alapkőzet felszínén mért horizontális és vertikális komponensek jó közelítéssel megegyeznek:

$$\frac{H_B(f)}{V_B(f)} \approx 1 \quad (2.18)$$

Így a módosított spektrális arány megegyezik a felszínen mért horizontális és vertikális komponensek arányaival:

$$SMA(f) = \frac{H_S(f)}{V_S(f)} \quad (2.19)$$

A H/V arányt széles körben használják, jóllehet elméleti háttere nem teljesen tisztázott. Egyes kutatók szerint (pl. Bard 1998) a H/V arány spektrális jellegzetességei a Rayleigh komponens alap harmonikusának ellipszicitásával vannak összefüggésben, és így a görbékkel S hullám sebesség inverzió is végezhető. Ez nyilvánvalóan ellentétes a módszer eredeti feltételezéseivel, és a módszer létrehozója spektrális vizsgálatokkal vitába szállt az elképzeléssel (Nakamura 2000). Az eljárást mindezek mellett változatos földtani környezetben és különböző háttérzaj mellett, sőt kisebb rengések regisztrátumain is kipróbálták, és széles körben elfogadott a módszer alkalmazhatósága a rezonanciafrekvenciák meghatározására. Az erősítés mértékét tekintve nem ennyire egyértelmű a módszer megbízhatósága, H/V arányt sokan inkább annak alsó becsléseként kezelik. Magyarországon

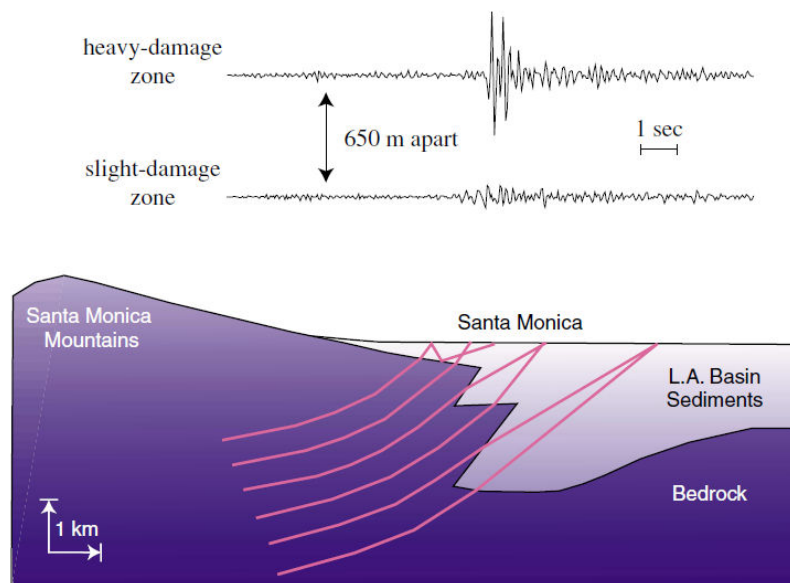
Bánné Győri (2004) vizsgálta a módszer alkalmazhatóságát, és a lágymányosi területeken konzekvens összefüggést talált a laza üledék vastagsága és a rezonanciák megjelenése között.

2.3. 2D és 3D szerkezetek hatásai

A földtani felépítés nem mindig modellezhető homogén sík rétegekkel, a változatos földtani szerkezetek és topográfia befolyásolják a földrengéshullámok terjedését, ezért természetesen más erősítési viszonyokat találhatunk ilyen területeken. A főbb jellegzetességek alapján a következőképpen csoportosíthatók a két és háromdimenziós szerkezetek hatásai:

Fókuszáló hatás

A felszín alatti földtani szerkezet a különböző utakat befutó hullámok konstruktív interferenciája miatt fókuszálni képes a beeső földrengéshullámokat. Az erősítés a szerkezet alakjától, a kitöltő üledék sebességviszonyaitól és a beesés irányától is függ. Ez utóbbit az 1994-es Northridge földrengés utóregéseinek észleléseivel is sikerült igazolni (**13. ábra**).



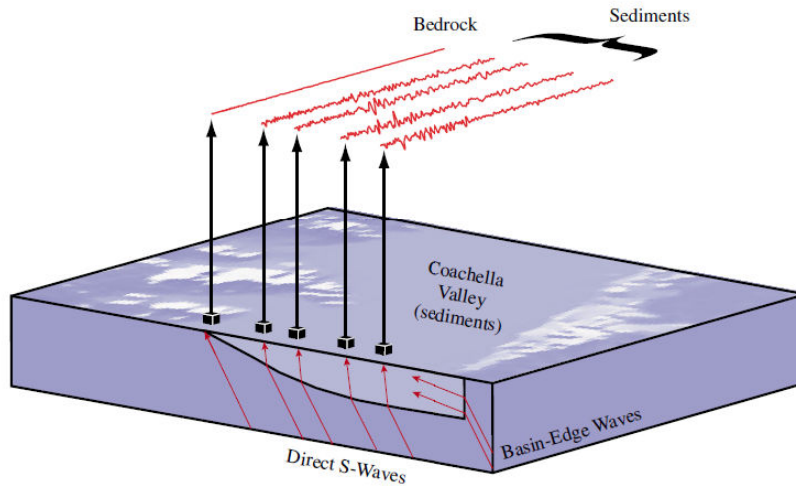
13. ábra Az 1994-es Northridge földrengés során fellépő fókuszáló hatás sematikus rajza, az utóregésekről készült felvételekkel

*Az ábra tetején megjelenített (elmozdulási sebesség) szeizmogramokat két, egymástól 650 m-re lévő állomáson regisztrálták. A csúcserőérték arány eléri az ötöt.
(forrás: Field 2000)*

Ehhez hasonló hatással járnak az alapkőzet felszínén található bemélyedések is. Szerencsésebb helyzet az alapkőzet kiemelkedése, amely szóró hatással van a földrengéshullámokra, ezzel csökkenti a felszíni mozgásokat

A medenceperem keltette hullámok hatása:

Laza üledékekkel feltöltött medencék esetén gyakori megfigyelés, hogy az előző fejezetben tárgyalt rezonanciák mellett más hatás is növeli az erősítést, és különösen, hogy a felvételeken uralkodóak a felületi hullám komponensek. Ezt a medenceperemeken fellépő diffrakcióval és azt követő felületi hullám konverzióval magyarázzák (**14. ábra**).



14. ábra Az 1992-ben a Coachella Valley-ben (Kalifornia) észlelt medenceél hatás sémája

*A megjelenített szeizmogramok nagy amplitúdójú beérkezései a konvertált felületi hullámokból származnak
(Forrás: Field 2000)*

További erősítéssel jár az üledékekkel fedett alapkőzet éles tagoltsága. Ebben az esetben a lépcső pereméből diffrakciós hullámok indulnak el, ami erősíti az amúgy is meglévő rezonanciát, és hatására differenciális mozgás alakul ki.

2.4. Helyi hatások figyelembe vétele regionális léptékben

A fejezetben ismertetett módszerekkel meghatározott erősítések tehát nem csak a beeső földrengéshullámoktól (főleg ezek irányától) függenek, de olyan speciális paraméterektől is, mint a talaj lineáris vagy nemlineáris viselkedése (az extrém mértékű mexikóvárosi erősítés egyik oka éppen a talaj extrém lineáris viselkedése volt).

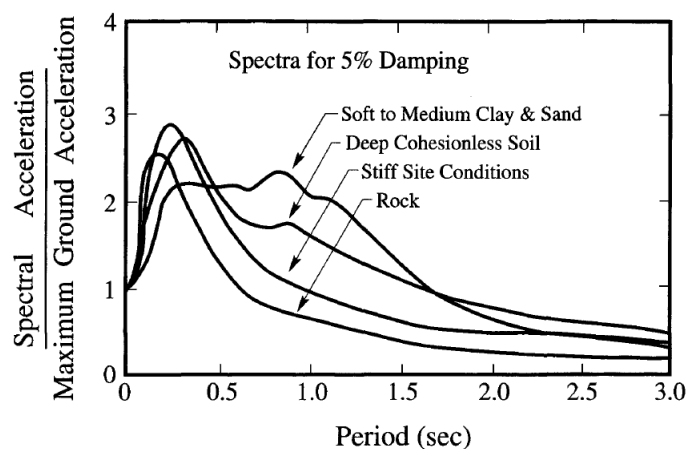
Adott, viszonylag kis terület (pl. valamilyen beruházás telephelyének környezete) veszélyeztetettségének meghatározásánál ezek a jellemzők viszonylag pontosan meghatározhatók és kezelhetők, mivel a kutatásra fordítható erőforrások nagyok. Más a helyzet a méretezési szabványok kialakításánál. E szabványok általában országos, de időnként annál is nagyobb léptékben írják elő a szerkezettervezés földrengésekre vonatkozó előírásait (pl. Eurocode 8).

Ebben az esetben az erősítés rendkívüli változékonysága, és erős függése a kipattanás helyétől és távolságától komoly kérdéseket vet fel a forrásjellemzők és a regionális terjedési viszonyok, valamint a helyi hatás szétválaszthatóságával és azzal kapcsolatban, hogy mekkora erőforrást érdemes fordítani a földtani szerkezet megismerésére, ha a végső eredmény erősen függ ezektől a megjósolhatatlan tényezőktől.

3. A veszélyeztetettség és a helyi hatás megjelenése a méretezési szabványokban

3.1. A szeizmikus altalaj osztályok és a $V_{S,30}$ paraméter bevezetése

A helyi hatások szabványokban történő kezelésével az USA-ban kezdtek el foglalkozni (Seed 1976a, b). A vizsgálatok eredményei eltérőek voltak a különböző veszélyeztetettségi paraméterekre. Seed először tömör, nagyvastagságú, kohéziómentes képződményeken és közeli kőzetkibúvásokon mért regisztrátumok csúcsgyorsulás értékeit hasonlította össze, de nem talált jelentős különbséget. Ezzel szemben spektrális vizsgálatait a hosszú periódusú tartományban már jelentős különbséget mutattak (15. ábra).



15. ábra Laza üledékkel fedett területen és kőzetkibúváson mért normált válaszspektrumok

Az ábra átlagolt értékeket jelenít meg (Forrás:Seed: 1976b)

Az ábrán látható eredmények felhasználásával 1978-ban az ATC 3 projekt keretében egyszerűsített spektrális válaszspektrum görbéket konstruáltak, amelyet az amerikai szabvány is átvett. A megjelenített görbéknek megfelelően három szeizmikus altalaj osztályt különítettek el, egybevonva a kibúvásokra eső és a tömör üledékkel fedett, és megtartva a nagy mélységű, de tömör és a sekély laza üledékkel fedett területeket. A mexikóvárosi rengésnél tapasztalt hatására 1988 és 1994 között egy további, nagyon laza üledéknek megfelelő kategóriát is bevezettek, amihez már nyíróhullám sebességet (500 láb/s) is rendeltek.

1994-től a kaliforniai és a keleti parti területek eltérő csúcsgyorsulásai, és a különböző periódusú rengéseknél tapasztalt eltérő nemlineáris hatások miatt a válaszspektrum görbéket úgy alakították ki, hogy a szabvány képes legyen e feltételek rugalmas kezelésére. Ezért a veszélyeztetettségi térképek nem egy csúcsgyorsulást, hanem két spektrális (egy hosszú és egy rövid periódusra vonatkozó) gyorsulásértéket tartalmaznak. E két érték aránya alapján határozzák meg a válaszspektrum görbe platójának helyét és szélességét. A két spektrális gyorsuláshoz az értékétől és a szeizmikus altalaj osztálytól is függő erősítést kell rendelni.

Végül a plató alatti és feletti „lecsengő” szakaszt a rövid, illetve hosszú periódusú szakaszra vonatkozó spektrális gyorsulásértékek felhasználásával adják meg.

Az módosított szabályok 1997-es bevezetésekor a telephely kategóriákat is egyértelműsítették. Ehhez az elméleti alapot az adta, hogy a hullámterjedést leíró egyenletek alapján, ha eltekintünk a szóródástól, a reflexiótól és a képlékeny csillapodástól, a hullám energiája egy nyalábon belül megmarad, tehát az egységnyi idő alatt, egységnyi felületen áthaladó energia nem változik. Így ha a hullám terjedése során kisebb sebességű közegbe ér, a sebesség- (és sűrűség-) csökkenés miatt a hullám amplitúdója megnő.

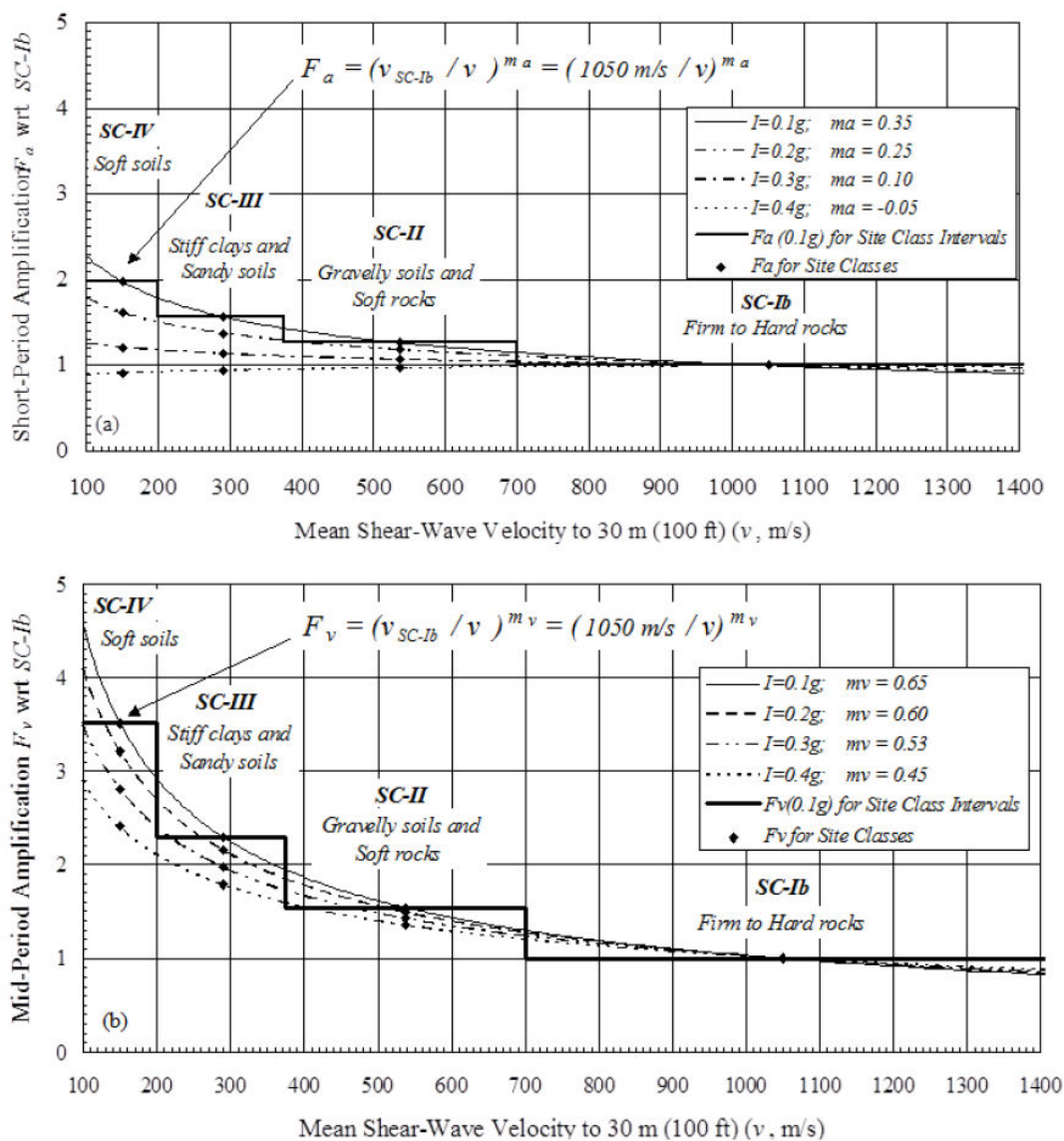
$$\frac{A_2}{A_1} = \sqrt{\frac{c_1 \rho_1}{c_2 \rho_2}}, \quad (3.1)$$

Ezek alapján logikus elgondolás, hogy a rengések hullámhosszával összemérhető rétegsor átlagsebessége korrelál az erősítéssel. Kérdés természetesen, mekkora legyen az a mélységtartomány, amelynek átlagos sebességét figyelembe vesszük. Az első ilyen paramétert a Joyner és társai (1981) vezették be a szakirodalomba, ők a domináns frekvenciák által meghatározott hullámhossz negyedére javasolták átlagolni a sebességet. A frekvenciaválasztás természetesen módosítja a mélységtartományt, ezért az egyértelműséget szem előtt tartva Tinsley és Fumal (1985) 1 Hz-es hullámokra készítettek nyíróhullám sebesség térképet a Los Angeles régióra. A 30 m-es mélységtartomány felvételét meglehetősen praktikus szempontok indokolták. A fúrások mélység szerinti eloszlásában a 30 m (~100 láb) egy küszöbérték, körülbelül ekkora fúrólukat lehet lemélyíteni egy nap alatt. Meglehet, ez komolytalan érvnek tűnik, ám amikor Tinsley-ék az 1 Hz-re vonatkozó mélységről áttértek a 30 m-esre, a figyelembe vehető fúrások száma 33-ról 84-re emelkedett, ami nem elhanyagolható mértékben növeli meg a figyelembe vehető adatok számát. Így Borchardt, a Loma Prieta földrengés adatain végzett empirikus vizsgálatai alapján javaslatot tett arra, hogy a telephely osztályozást a $V_{S,30}$ érték alapján végezzék (Borchardt 1994).

Erős impedancia kontraszt esetén természetesen megkérdőjelezhető a paraméter alkalmazhatósága. Day (1996) azonban elméletileg kimutatta, hogy ha a válaszfüggvényt átlagoljuk egy adott, a mélységtől függő sávra, annak alakja csak az adott mélység átlagsebességétől függ, és követi a (3.1) összefüggést. Minél nagyobb ez a mélység annál jobb lesz az átlagos válaszfüggvény spektrális felbontása. Anderson és társai (1996) szintetikus vizsgálatok alapján a felső 30 m-es rétegsor sebességét meghatározónak találta a mélyebb képződményekhez képest, de egyben javasolta a frekvencia független Q csillapítás figyelembe vételét is.

A gyakorlatban a nemlineáris hatások miatt az összefüggés nem követi a (3.1) egyenletben leírtat. Ezért Borchardt empirikus vizsgálatokat végzett annak megállapítására, hogy az egyes szeizmikus altalaj osztályokra milyen erősítési értékeket célszerű hozzárendelni. Az ún. telephely koefficienszeket a Loma Prieta földrengés kőzetkibúváson és üledékekkel fedett részein regisztrált gyorsulásspektrumok arányainak rövid és hosszú periódusú adataiból határozta meg. Mivel a regisztrátumokon a földrengés csúcsgyorsulása

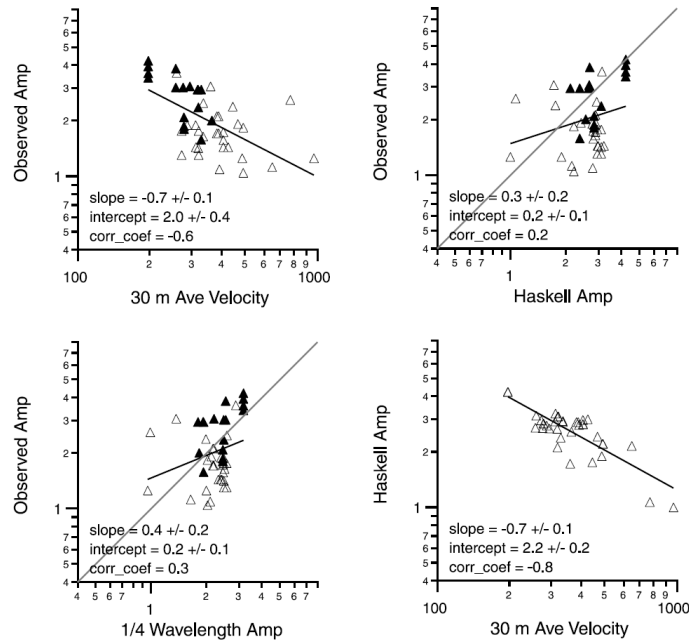
nem nagyon haladta meg a 0,1 g-t, a nagyobb gyorsulásértékek meghatározására nagyszámú egydimenziós, ekvivalens lineáris és nemlineáris számítást végeztek (16. ábra). A szabványokban tehát e koefficiensek meghatározásakor figyelembe vették a laza rétegek nemlineáris viselkedését is.



16. ábra Empirikus és numerikus vizsgálatokkal meghatározott, különböző gyorsulásszintekre vonatkozó erősítési koefficiensek az egyes szeizmikus altalaj osztályokra

A felső ábrán a rövid, az alsón a hosszú periódusokra vonatkozó összefüggések láthatók. A szeizmikus altalaj osztályok határait a lépcsős fekete vonal jelöli (forrás: Borchardt 2012)

A szeizmikus altalaj osztályok és a koefficiensek felhasználásával több földrengésre számítottak erősítéseket (Borchardt, 1994, Dobry et al. 1999) amelyek alátámasztották a $V_{S,30}$ paraméter használhatóságát. Wald és Mori (2000) Kaliforniában 33 helyszínen vizsgálta különböző paraméterek és az észlelt erősítés kapcsolatát. Minden esetben tapasztalt korrelációt, jóllehet a szórás igen nagy volt. Érdekes módon a legjobb korrelációt a $V_{S,30}$ paraméter és az 1-3 Hz-es sávban meghatározott erősítések között kapták (17. ábra)



17. ábra Különböző erősítési paraméterek összehasonlítása az 1-3 Hz-es sávban

Az átlagsebességeket és az 1 dimenziós Haskell féle lineáris terjedési mátrixszal számított erősítéseket az észlelések 290 m-en belüli környezetében mélyített fúrások adatainak felhasználásával határozták meg (forrás: Wald és Mori 2000)

Természetesen az itt bemutatott példák mellett sokan szkeptikusak a paraméter alkalmazhatóságát illetően. Gallipoli (2009) olaszországi vizsgálatai alapján az esetek harmadában a $V_{S,30}$ értékek alapján meghatározott erősítések jelentősen kisebbek a H/V mérések spektrális erősítéseinél, és ez főleg azokra a területekre igaz, ahol a sebességmenet nem mutat monoton növekedést a mélységgel. Lee és Trifunac (2010) vizsgálatai alapján az Seed és társai (1976b) által javasolt, a mélységbeli sebességeloszlást figyelembe vevő osztályozás jobb korrelációt szolgáltat. Mindezek mellett 1997 óta ez a paraméter jelenti a szeizmikus általaj osztályok alapját, tehát a méretezésnél is ezt használják.

3.2. Méretezés Magyarországon – az Eurocode 8 szabvány előírásai

Földrengéssel szembeni méretezést sokáig csak a panelépületekre kellett végezni Magyarországon (nem szabvány, hanem egy speciális irányelv alapján), mivel az akkor érvényes szakmai konszenzus szerint dinamikus hatásként elegendő volt a szélterheket figyelembe venni. Az építési törvény 2006-os módosítása írta elő a szeizmikus méretezést, apró szépséghiba volt, hogy az előírás megszületése idején még nem volt erre vonatkozó magyar szabvány. Ez 2009 jan. 1-től lépett életbe (MSZ EN 1998-1, szokásos nevén Eurocode 8-1, röviden EC 8-1), az alkalmazáshoz szükséges NA és NB nemzeti melléklettel együtt. A nemzeti mellékletben jelenik meg a **7. ábrán** bemutatott veszélyeztetettségi térkép is.

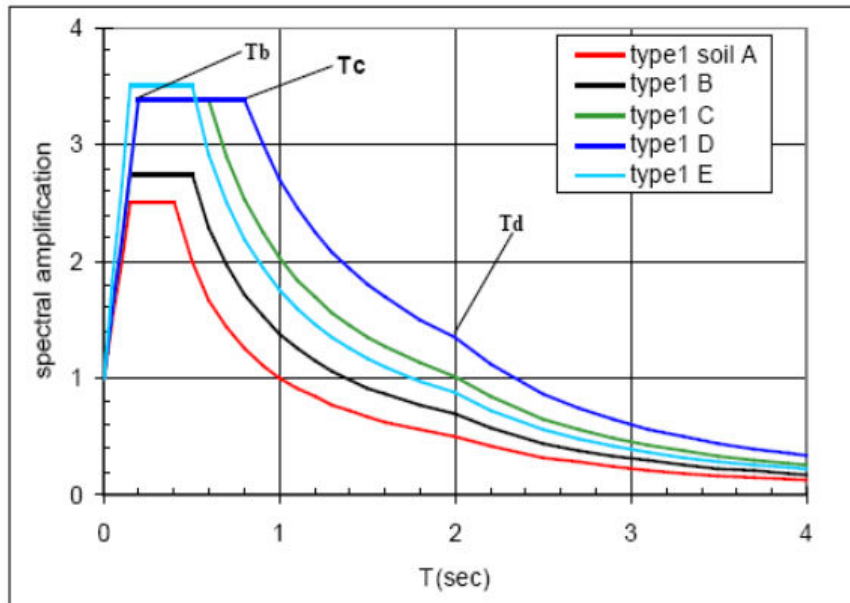
Az Eurocode szabványsorozat ötlete még 1975-ben merült fel. Olyan előírást kívántak létrehozni, amely egységes európai szerkezeti méretezést tesz lehetővé. Mivel Európa szeizmicitása nem éri el Japánét, vagy Kaliforniáét, a földrengéskutatásra fordított kutatások is kisebb volumenűek. Így természetes, hogy a szabvány az amerikai mintát követi, figyelembe véve az európai jellegzetességeket. A $V_{s,30}$ paraméterre alapozott telephelytípusok hivatalosan csak a 2004-es tervezetben jelentek meg, de a javaslatot már ezt megelőzően tárgyalták a szakirodalomban. (Rey et al. 2002). A telephely kategóriák (3.1 táblázat) az amerikaiakhoz hasonlóak, két jelentős eltéréssel. A szilárd kőzetek itt egy kategóriába kerültek („A” ún. Altalaj-típus, amelyre én az egyértelműség miatt a dolgozatban szeizmikus altalaj osztály kifejezéssel hivatkozom), és a Gallipoli (2009), által is észlelt alulbecslés kezelésére bevezették a rezonanciára hajlamos területekre vonatkozó „E” kategóriát.

Altalaj-típus	Leírás	$V_{s,30}$ (m/s)	N_{SPT} (ütés/30cm)	c_u (kPa)
A	Olyan kőzet, vagy egyéb képződmény, amelynek legfeljebb 5 m vastagságú lazább fedője van.	> 800	–	–
B	Olyan nagy tömörségű homokból, kavicsból vagy erősen konszolidált agyagból álló szilárd üledék, amely néhányszor 10 m vastag, a mélységgel fokozatosan egyre kedvezőbb mechanikai paraméterekkel jellemezhető.	360-800	> 50	> 250
C	Vastag, tömör, közepesen tömör homokból, kavicsból, vagy közepesen szilárd agyagból álló üledék, amelynek vastagsága néhányszor 10 m-től több száz méterig terjedhet.	180-360	15 - 50	70 - 250
D	Közepes és laza állapotú kohézió nélküli anyagból álló (esetleg néhány gyengén kötött réteget tartalmazó) üledék, vagy döntően lágy, illetve közepesen szilárd, kötött talajokból álló üledékek.	< 180	< 15	< 70
E	Olyan rétegsor, amely 5-20 m közötti vastagságú C vagy D típusba tartozóhoz hasonló V_s sebességgel jellemezhető fedőből és az A kategóriába tartozó fekéből áll	-		
S₁	Legalább 10 m vastag nagy plaszticitású ($PI > 40$), agyag/iszap réteget tartalmazó, vagy teljesen abból álló nagy víztartalmú üledékek	< 100	–	10 - 20
S₂	Folyásra hajlamos talajok, érzékeny agyagok, és bármely a fentiekbe nem sorolható egyéb rétegsor			

3.1 táblázat: Az Eurocode 8-ban szereplő altalaj-típusok és a meghatározásukra szolgáló paraméterek

$V_{s,30}$ – a felső 30 m-es rétegsor átlagos nyiróhullám sebessége, N_{SPT} – dinamikus szonda ütőszám
 c_u – drénezetlen nyirószilárdság

A válaszspektrum görbék az Eurocode 8-nál egyszerűbbek, mint az amerikai szabványban, a lineáris/nemlineáris hatások kezelését itt két görbesereg bevezetésével kezelik, megkülönböztetve az 5,5-nél nagyobb és kisebb magnitúdójú eseményeket. Az EC-8 Nemzeti Mellékletébe a szerkezettervezők javaslatára csak a nagyobb magnitúdójú rengésekre vonatkozó válaszspektrum (1-es típusú) görbék kerültek be, mert a tervezők megítélése szerint a 2. típusú görbék nagyobb periódusra vonatkozó gyors lecsengése miatt az épületre vonatkozó terhek meghatározása bizonytalan (a sajátfrekvencia meghatározásának bizonytalansága nagyon erősen jelenik meg a számított terhekben). Az 1. típusú görbéket a **18. ábrán** mutatom be.



18. ábra A szeizmikus altalaj osztályokhoz rendelt válaszspektrumok a szabványban (MS>5,5) 5%-os csillapítás mellett

A görbék a csúcsgyorsulással normáltak. Az egyre lazább képződmények (A-D típusok) görbéi a hosszabb periódusok felé a 15. ábra átlagolt görbéihez hasonlóan egyre nagyobb spektrális gyorsulásokat adnak. Az „E” kategória a rezonancia hatását mutatja

A tervezés bemenő adatainak meghatározását erősen leegyszerűsítve a következőképpen kell végezni:

1. A veszélyeztetettség térkép alapján meg kell határozni a várható csúcsgyorsulás értéket
2. A $V_{S,30}$ paraméter, vagy annak hiányában a 3.1 táblázatban szereplő egyéb módszerek segítségével meg kell határozni a szeizmikus altalaj osztályt, és ez alapján ki kell választani a megfelelő válaszspektrum görbét, amelyet fel kell szorozni a csúcsgyorsulással
3. A tervezett épület sajátperiódusa segítségével a válaszspektrum görbén ki kell jelölni az ahhoz tartozó (vízszintes) spektrális gyorsulást, amely megadja a méretezendő terhet.

Ezt még két tényező módosítja, az épület funkciójához kapcsolt fontossági tényező, és az épület jellemző csillapítása: Az egyes tényezők súlyát a válaszspektrum görbét leíró egyenletek segítségével könnyen számszerűsíthetjük. A görbe platójára a következő egyenlet vonatkozik:

$$S_E(T) = a_{gR} \cdot \gamma_i \cdot S \cdot \eta \cdot 2,5, \quad \text{ha} \quad T_b \leq T \leq T_c: \quad (3.2)$$

ahol a_{gR} a veszélyeztetettséget leíró csúcsgyorsulás érték, S az erősítési koefficiens γ_i a fontossági tényező, η a csillapítástól függő érték. Ezek lehetséges intervallumai:

a_{gR}	0,8-1,5
γ_i	0,8-1,2
S	1,0-1,4
η	0,8-1,2 (10%-2% közötti csillapítási tartomány)

Látható, hogy a gyorsulásérték kivételével a szeizmikus altalaj osztály a többi tényezővel lényegében azonos súllyal szerepel a terhek meghatározásában. Szerepe tehát a biztonság, és a költségek oldaláról egyaránt nagyon fontos.

Összefoglalásként megállapítható, hogy a helyi hatások becslése igen fontos és hasznos, akár a közvetlen felhasználást célozzuk meg, akár nagyobb léptékben, tervezési segédletként használjuk, vagy kockázati számítások bemenő adataként. Az 2. és 3. fejezetben többféle, a helyi hatások becslésére használatos módszert ismertettem. Ezek mindegyikének megvannak az előnyei és hátrányai, különböző részletezettségű vizsgálatokat igényelnek, eltérő a pontosságuk, és alkalmazási körük. E fejezetben azt igyekeztem bemutatni, hogy bár a nyíróhullámok átlagsebességére épülő szeizmikus altalaj osztályozást sok kritika éri, szabványos paraméterként történő kiválasztását alapos mérlegelés, rengeteg empirikus számítás és modellvizsgálat előzte meg, és a kétségtelen gyakorlatiasságon kívül is számos érv hozható felhasználata mellett, akár a frekvencia válaszfüggvényt, vagy az empirikus vizsgálatok eredményeit tekintjük. Véleményem szerint mindezek mellett önmagában az a tény, hogy ez a méretezésnél elsődlegesen használt paraméter, indokolja a nyíróhullám átlagsebességek területi meghatározására alkalmas eljárások vizsgálatát.

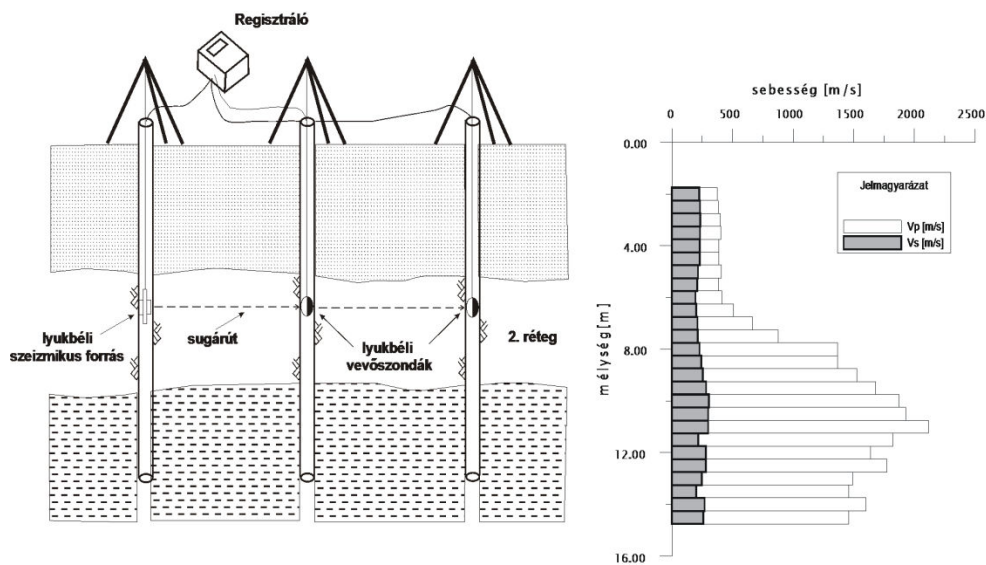
4. A nyíróhullám sebesség meghatározására alkalmazott módszerek

4.1. Fúrólukbeli módszerek

4.1.1. Crosshole módszer

A módszer a különböző típusú szeizmikus hullámok sebességének fúrólukak közötti közvetlen meghatározására alkalmas. Kivitelezését az ASTM D 4428/D 4428M amerikai szabvány definiálja.

A mérést lehetőség szerint PVC csővel béléscsövezett, elcementált gyűrűs terű fúrólukakban kell végezni. A sebesség a mérési geometriából és a hullámok beérkezési idejéből egyszerűen számolható. 20 m-nél mélyebb fúrások esetén a fúrólukak dőlésmérésére is szükség van. A mérés eredménye a fúrólukak közötti longitudinális (P) és/vagy transzverzális (S) hullám sebességprofil, általában 0,5-1 m-es mélységközre (lásd **19. ábra**). A sűrűségek ismeretében a dinamikus talajmechanikai paraméterek szelvényei is megadhatók (Young- és nyírási modulus, Poisson hányados).



19. ábra Crosshole mérések elvi vázlatja és eredménye

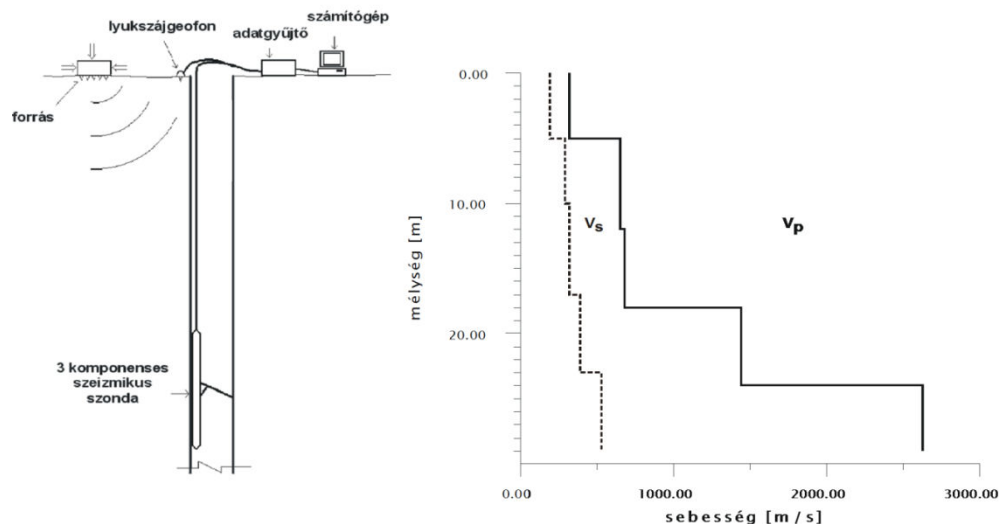
A crosshole mérés előnye a többi módszerrel szemben a jó és mélységfüggetlen felbontóképesség és a pontos eredmények. Ugyanakkor a több fúróluk mélyítése, a béléscsövezés, az esetleges dőlésmérés és sűrűség-szelvényezés, valamint a szeizmikus mérések speciális eszközigénye miatt ez a legköltségesebb módszer, ami alkalmazását korlátozza.

4.1.2. Downhole módszer

A sebesség-meghatározás ennél a módszernél egy fúróluk és a lyukszájhoz közeli rezgésforrás felhasználásával végezhető. Kivitelezését az ASTM D 7400 amerikai szabvány szabályozza. A mérés során mélységpontként meg kell határozni a gerjesztett hullám

beérkezési idejét. Az átlagsebességet az adó és a vevő közötti távolság és a mért beérkezési idő hányadosa adja. A kiértékelés során a különböző mélységekre vonatkozó átlagsebességekből meghatározhatók a rétegsebességek. A pontos eredményekhez célszerű figyelembe venni a réteghatáron történő törést is.

A mérés eredménye a crosshole mérésekhez hasonlóan a két (P- és S-) hullámsebesség és a sűrűségek ismeretében a dinamikus modulusok mélységfüggvénye, de a mélységfelbontás itt általában maximum 2-3 m-es (**20. ábra**).



20. ábra Downhole mérések elvi vázlata és eredménye

A mérést, a fellépő csőhullámok miatt lehetőség szerint PVC csővel béléscsővezett lyukban kell végezni, az érzékelő szondát pedig S-hullám méréseknél a fúróluk falához kell szorítani. Mindezeket figyelembe véve a downhole módszer kompromisszumnak tekinthető a pontos, de költséges crosshole és a sokkal bizonytalanabb, de jóval olcsóbb felszíni módszerek között. A downhole módszert széles körben használják Európában és az USA-ban a sebességprofilok meghatározására, míg crosshole méréseket inkább speciális, részletező vizsgálatok esetén végzik.

4.2. Felszíni módszerek

4.2.1. Hagyományos reflexiós és refrakciós módszerek

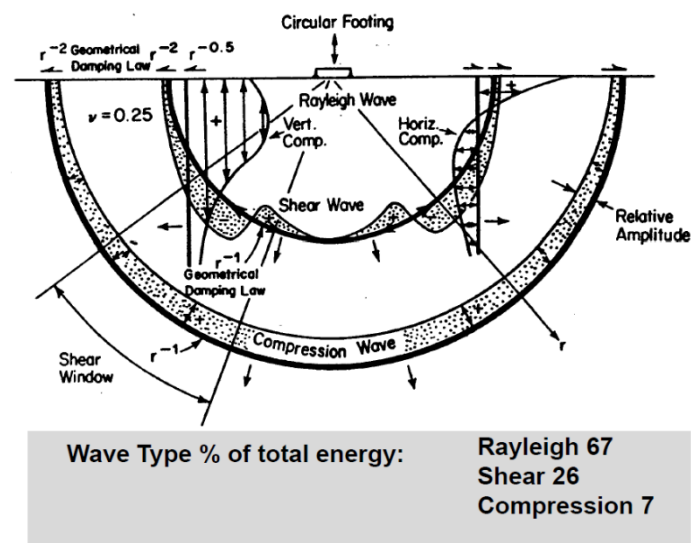
A hagyományos reflexiós és refrakciós módszerek is alkalmasak sebesség meghatározásra, és vannak is példák ezek alkalmazására (Williams et al. 1999). Megfelelő terítési rendszerek alkalmazása mellett lehetőség van tomográf feldolgozásra is, amivel nagyobb felbontású sebességszelvények nyerhetők ki. Előnyük, hogy sekélykutatás esetén a fúrásban végzett módszerekhez képest költséghatékonyak, és alkalmasak kis mélységben elhelyezkedő nagysebességű aljzat követésére. A refrakciós módszer korlátja ugyanakkor,

hogy csak a mélységgel növekvő sebesség esetén alkalmazható, és hogy a felső 20-30 m-es behatolási mélységhez hosszú (akár 140-180 m-es) mérési vonalra is szükség lehet. A reflexiós módszer esetén az adatfeldolgozás jóval időigényesebb, mint az eddig tárgyalt egyéb módszereké, ami megnöveli a költségeket. Mindkét módszer esetén problémát jelent ugyanakkor a zajérzékenység, ami erősen korlátozza e mérések alkalmazhatóságát városi környezetben. A legnagyobb nehézséget az S-hullámok keltése (kétirányú ütéssel ellentétesen polarizált hullámokat kell gerjeszteni) és azonosítása jelenti.

4.2.2. A felületi hullám módszer

Mivel a dolgozatban ezt a technikát használtam, a módszert, annak fizikai alapjait, a terepi adatgyűjtési és feldolgozási eljárásokat részletesebben ismertetem. A felületi hullámok a szabad felszín mentén terjedő, gyengén csillapodó hullámok, amelyek a különböző testhullám komponensek interferenciája révén jönnek létre. Amplitúdójuk a mélységgel exponenciálisan csökkennek, de mivel a terjedés a felszínhez kötött, a csillapodás a testhullámokkal szemben nem a gömbi szóródás szerint változik, hanem a forrás-észlelési távolság elsőfokú függvényével arányos.

Első leírásuk is a kis csillapodással függ össze, a földrengés regisztrátumokon észlelt nagyenergiájú beérkezések ugyanis nem voltak magyarázhatók a testhullámok terjedésével. Szilárd közegben két fő típusuk a szabad felszín mentén terjedő P-SV komponenseket tartalmazó Rayleigh hullám (Rayleigh 1885) és az SH komponenseket tartalmazó Love hullám (Love 1900). Utóbbi csak akkor jön létre, ha a féltér rétegzett. A gyenge csillapítás a szeizmikus mérések esetén hátrányos. A földfelszínen elhelyezett vertikális szeizmikus forrás ugyanis a talaj felszíne mentén terjedő (Rayleigh) hullámokat is generál (**21. ábra**), amelyek a reflexiós méréseknél zajként jelentkeznek (ground roll). Ezért reflexiós méréseknél a ground roll-t a geofonok csoportosításával igyekeznek szűrni.

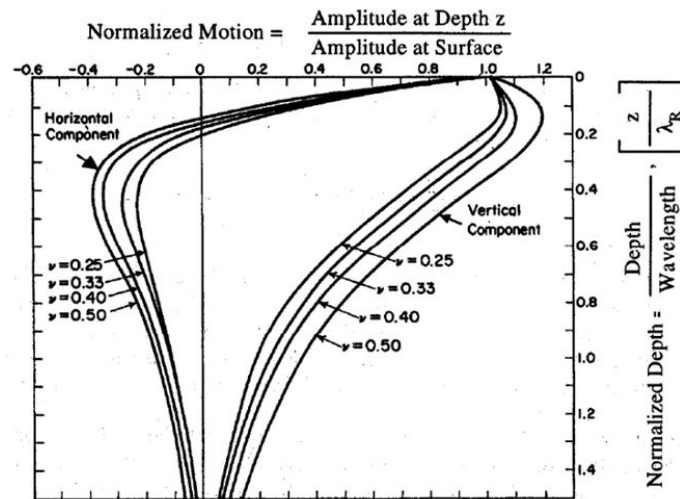


21. ábra Homogén izotróp féltér felszínén felvett harmonikus vertikális irányú pontforrás által keltett elmozdulásmező és az egyes hullámtípusok energia arányai

(Forrás: Woods 1968)

4.2.2.1. A felületi hullámok diszperzív tulajdonsága

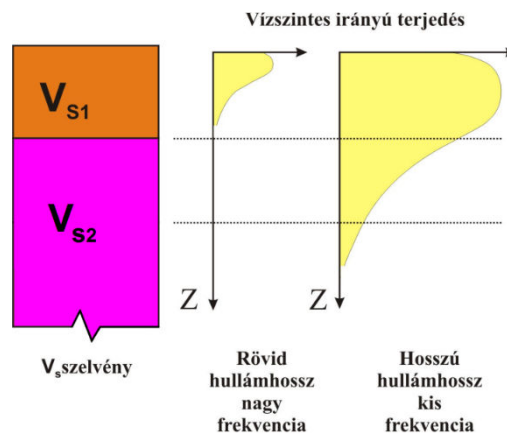
A **21. ábrán** jelölt energiaeloszlás és csillapítási arányok nagyon hasznosak, ha a felületi hullámokat jelként kívánjuk hasznosítani. Erre az ad lehetőséget, hogy az amplitúdók erős mélységcsökkenése miatt a felületi hullámok terjedése csak egy viszonylag szűk és jól meghatározott mélységintervallum mechanikai paramétereitől függ (**22. ábra**). Ez a mélységtartomány hozzávetőleg megegyezik a hullámhosszal.



22. ábra Rayleigh hullám amplitúdók a mélység függvényében

*A tengelyeken normált amplitúdó és hullámhosszal normált mélység szerepel
(Forrás: Richart et al. 1970)*

Ha nem homogén féltérre, hanem kétréteges esetre vizsgáljuk a terjedést, akkor azt találjuk, hogy a nagyfrekvenciás (kis hullámhosszú) komponensek terjedése csak a legfelső rétegtől függ, míg a frekvencia csökkentésével az alsó rétegek tulajdonságai (S- és P-hullám sebesség, valamint sűrűség) is befolyásolják a hullámterjedést (**23. ábra**). A hullámok frekvenciafüggő sebessége a diszperzió, és mivel itt a diszperziós sajátosságokat a felépítés geometriája határozza meg, a jelenséget geometriai diszperzióknak nevezik.



23. ábra Különböző hullámhosszú Rayleigh hullámok terjedése kétréteges esetben

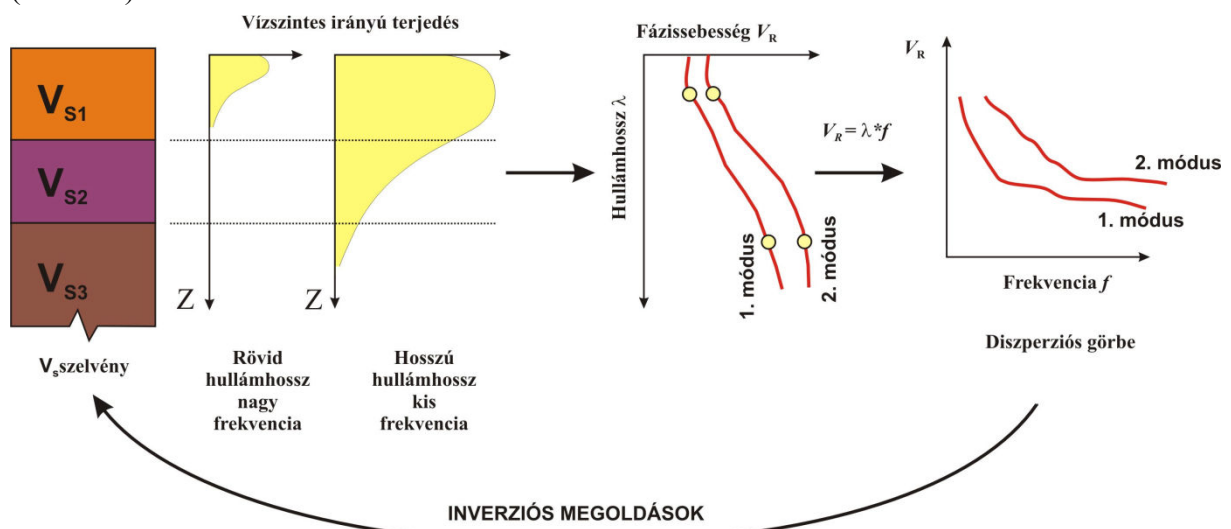
Knopoff (1972) parciális deriváltakon alapuló érzékenység vizsgálatai szerint a λ hullámhossz komponens V_R sebességére legnagyobb befolyással a

$$z = 0,4 \cdot \lambda \quad (4.1)$$

mélységben lévő V_S transzverzális hullámsebesség van. A kisfrekvenciás, nagy hullámhosszú határesetben a kis sebességű réteg vastagsága elhanyagolható a hullámhosszhoz képest, így a terjedési sebességét az aljzat S sebessége határozza meg. A kis- és nagyfrekvenciás határesetben közelítőleg használható a végtelen féltér esetében pontos kapcsolat a Rayleigh-hullám V_R és a V_S terjedési sebesség között:

$$V_R = 0,92 \cdot V_S \quad (4.2)$$

Valójában a helyzet ennél sokkal bonyolultabb, rétegzett közegben a Rayleigh-hullámoknak több módusa lép fel, amik bonyolulttá teszik a terepi diszperziós görbe meghatározását és a belőle nyerhető szerkezeti információ megszerzését. A Rayleigh-hullámok diszperziós görbéi rétegzett közeg esetén meghatározhatók a rétegsor térfogatsűrűség, P-, és S-hullám sebesség adataiból. A megoldás a rétegsor paraméterek mátrixegyenleteiből számítható, így jól algoritmizálható (Haskell 1953). A rétegvastagságok és paraméterek tehát meghatározhatók a diszperziós görbe inverziójából, ami rendszerint a mért és a feltételezett rétegsorra számított diszperziós görbék összehasonlításán alapul. (24 ábra).



24. ábra A felületi hullám diszperziós összefüggések felhasználása az inverzió során

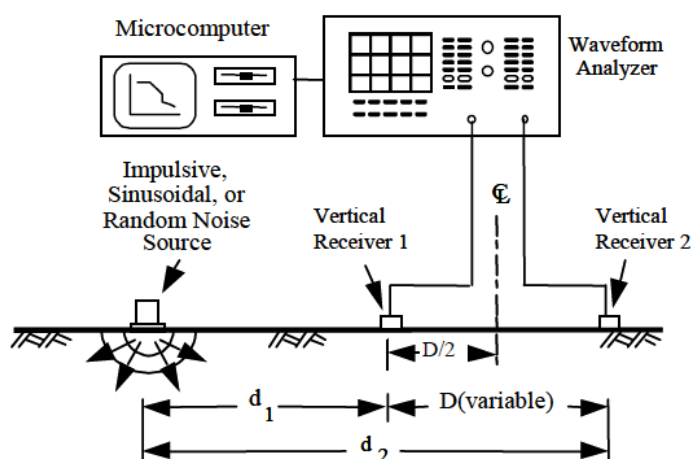
4.2.2.2. Korai mérési eljárások

A sebességmeghatározási eljárás lépései az adatgyűjtés, a diszperziós görbék kinyerése a felvételekből és az inverzió. A folyamat valamennyi elemének sokféle változata van, amik a számítógépes kapacitások és a jelfeldolgozó eljárások fejlődésével folyamatosan változnak. Az első alkalmazásokban (steady state eljárás, Jones 1958), mindösszesen egy szeizmikus forrást és egy érzékelőt használtak. A forrás szabályozható frekvenciájú szeizmikus vibrátor

volt, amellyel monofrekvenciás jeleket gerjesztettek. Az érzékelővel addig távolodtak a forrástól, amíg a gerjesztett és a regisztrált jel fázisba került. Így ez a távolság megegyezett a hullámhosszal, ami a frekvencia ismeretében megadta az adott frekvenciájú hullám sebességét. A frekvencia változtatásával tehát „bejárható volt” a diszperziós görbe. A transzverzális sebesség mélység függvény számításánál abból indultak ki, hogy a Rayleigh hullám alpmódusának $c(\lambda)$ fázissebessége a $V_S(z)$ transzverzális sebesség mélységben skálázott változata. Gyakorlatban a

$$V_S(z) = 1,1c(\lambda = rz), \quad (4.3)$$

összefüggést használták, ahol r a mélység konverziós tényező, aminek értéke 2 és 4 között van, és az adott helyszínen kísérletekkel tették pontosabbá. A módszer nagyon durva közelítéseken alapul, de az alapvető elveket nagyon jól mutatja, és sokszor meglepően jó eredményeket szolgáltat, nagy hátránya azonban a terepi munka időigénye.



25. ábra SASW terepi mérés vázlatja

(Forrás: Stokoe et al. 1994)

A módszer következő fejlődési lépcsője az ún. SASW (Spectrum Analysis of Surface Waves – Nazarian and Stokoe 1983, Stokoe 1994) módszer. A terepen itt egy forrást és két érzékelőt használtak (25. ábra), ezek jelének keresztmérés spektrumából határozták meg a fáziskülönbségeket:

$$S_{12}(\omega) = \bar{S}_1(\omega)S_2(\omega) = |S_1(\omega)|e^{-i(\Phi(\omega)+k(\omega)x_1)}|S_2(\omega)|e^{i(\Phi(\omega)+k(\omega)x_2)} \quad (4.4)$$

$$= |S_1(\omega)||S_2(\omega)|e^{ik(\omega)(x_2-x_1)}$$

$$\Phi_{12}(\omega) = k(\omega)(x_2 - x_1) \quad (4.5)$$

amiből meghatározható a sebesség:

$$c(\omega) = \frac{\omega(x_2-x_1)}{\Phi_{12}(\omega)} \quad (4.6)$$

A SASW mérésre impulzusforrás is használható, ami megnöveli az egy lövéshez tartozó sáv szélességet (tehát a diszperziós görbeszakasz hosszát). Ebben az esetben azonban célszerű többféle forrás-érzékelő távolságra és ismételve végezni a mérést.

Az ismétlődő mérések felhasználásával a keresztmérés spektrum ensemble átlagát számolják, ami csökkenti a korrelálatlan zaj fázistorzítását, és lehetőséget ad egy minőségi paraméter, a koherencia számítására:

$$\gamma_{12}(\omega) = \frac{\hat{s}_{12}(\omega)\overline{\hat{s}_{12}(\omega)}}{s_{11}(\omega)s_{22}(\omega)} \quad (4.7)$$

ahol a nevezőben a keresztmérés spektrum ensemble átlaga, a számlálóban a két csatorna teljesítménysűrűség spektrumának szorzata szerepel. A koherencia függvény 0 és 1 közötti értéket vehet fel, 1-es értéket a két érzékelő által regisztrált jelek lineáris függése esetén kapunk. A koherencia függvény segítségével lehet a spektrumot a zajmentes sávra szűkíteni.

Egy-egy forrás érzékelőpár elrendezés esetén a koherencia függvény alkalmazásával javítható a jel/zaj viszony, de a rendelkezésre álló frekvenciasáv szűkül. Ezért van szükség többféle elrendezésre. Két fő oka van a koherencia függvényérték csökkenésének, a csillapodás és az ún. near-field hatás, ezek mindegyike frekvenciafüggő. A csillapodás miatt szükség van viszonylag kis forrás-érzékelő távolságokkal végzett mérésekre, de mivel a pontforrásból származó hullámfront csak egy bizonyos távolság felett tekinthető síkhullámnak – ami szükséges feltétele annak, hogy a diszperziós összefüggések a valóságot közelítsék – ez a távolság alulról korlátos. A near-field távolság az aktuális hullámhossz függvénye, numerikus szimulációk alapján nem haladhatja meg annak felét (Tokimatsu 1995). Másik oldalról, a hullámhossz háromszorosát meghaladó érzékelő távolság esetén a jel/zaj arány romlik le (Stokoe et al 1988). Ezért a mérési eredmények csak a következő távolságintervallumban vehetők figyelembe:

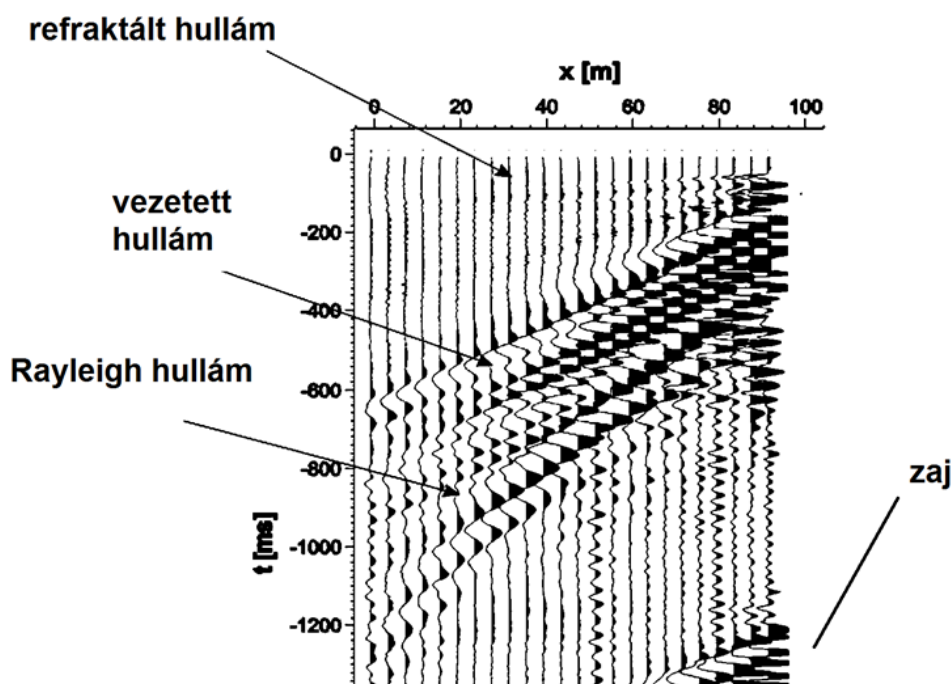
$$\frac{D}{3} < \lambda < 2D \quad (4.8)$$

ahol D a forrás-vevő távolság. Így a diszperziós görbét hullámhossz-tartományokra bontva különböző elrendezéssel (forrás és érzékelő távolsággal) szakaszolva határozzák meg, majd a kompozit görbét valamilyen átlagolással egyesítik.

A módszert máig alkalmazzák, két nagy hátrányát azonban nem lehet orvosolni. A megfelelő minőségű adatokhoz (milyen érzékelő távolsággal, hány felvételt készítsenek) számos szubjektív döntést kell hozni a terepen, ami nagyfokú hozzáértést és gyakorlatot követel meg. A másik negatívum a kevés érzékelő használatából adódik – a viszonylag szerény térbeli mintavételezés miatt a hullámszám szerinti felbontás gyenge, ami miatt a diszperziós görbe alap és magasabb módusai összemosódhatnak, és az inverzió során a móduscúszások fals eredményeket szolgáltathatnak.

4.2.2.3. Többcsatornás eljárás – MASW

A hullámszám felbontás több érzékelő bevonásával – sokcsatornás mérések alkalmazásával – javítható. A sokcsatornás felvételeknek további előnye, hogy a reflexiós szeizmikus gyakorlatban számos eljárás létezik a különböző hullámtípusok (26. ábra) szeparálására, azzal a céllal, hogy a nem kívánatosokat (ground roll) eltávolítsák a felvételekről. Ezek a módszerek a felvételeken regisztrált beérkezések látszólagos sebessége alapján választják szét a hullámteret. Mivel a mérési vonalba eső források által keltett felületi hullámok látszólagos sebessége megegyezik a valódival, az eljárásokkal kinyerhetők a diszperziós összefüggéseket leíró fázissebesség görbék.



26. ábra 24 csatornás terepi felvétel a különböző hullámtípusokkal

A legkorábbi ilyen technika az f - k transzformáció, amely a hullámteret idő, és távolság szerinti Fourier transzformációval a távolság-beérkezési idő (t - x), tartományból a frekvencia-hullámszám (f - k) tartományba viszi át. Érdekes módon először mégis a szeizmológiában (Nolet and Panza 1976) használták a technikát felületi hullámok elemzésére, de nem sokkal később a reflexiós szeizmikában is megjelent (Al Hussein et al. 1981), ahol a ground roll sebességviszonyait próbálták tisztázni. Az első kifejezetten kismélységű alkalmazását Gabriels mutatta be (Gabriels et al. 1987). Az f - k tartomány használata azért kedvező, mert a felületi hullámok eltérő frekvenciái és sebességei miatt a diszperziós görbék jól szeparálhatók megjelenített képen, ráadásul a szeizmikus gyakorlatban számos alaposan tesztelt és gyors algoritmus áll rendelkezésre.

A másik, gyakran használt technika alapja az ún. „slant stacking” (McMechan és Yedlin, 1981). Ennek lényege az, hogy a hullámteret különböző dőléssel és időkéssel összegzik, és azt az időkésés, dőlés tartományba transzformálják. A fenti eljárás másik elnevezése a τ - p transzformáció, mivel az x - t (érzékelő távolság-beérkezési idő) tartomány különböző dőlésű egyenesei különböző horizontális látszólagos sebességnek felelnek meg, ennek reciproka pedig a szeizmológiában több mint száz éve bevezetett p hullámszám paraméter. A diszperzió analízis második lépéseként a transzformált mezőt az időkésés tengelye mentén Fourier transzformálják, aminek eredményeképpen a diszperziós fázissebességek maximum értékkel jelentkeznek a kapott hullámparaméter frekvencia képen. Az eljárás lényegét diszkrét (mintavételezett) felvételeken Yilmaz (2015) alapján mutatom be:

A $d(x, t)$ felvételt τ - p transzformáljuk:

$$u(p, \tau) = \sum_x d(x, \tau + px), \quad (4.9)$$

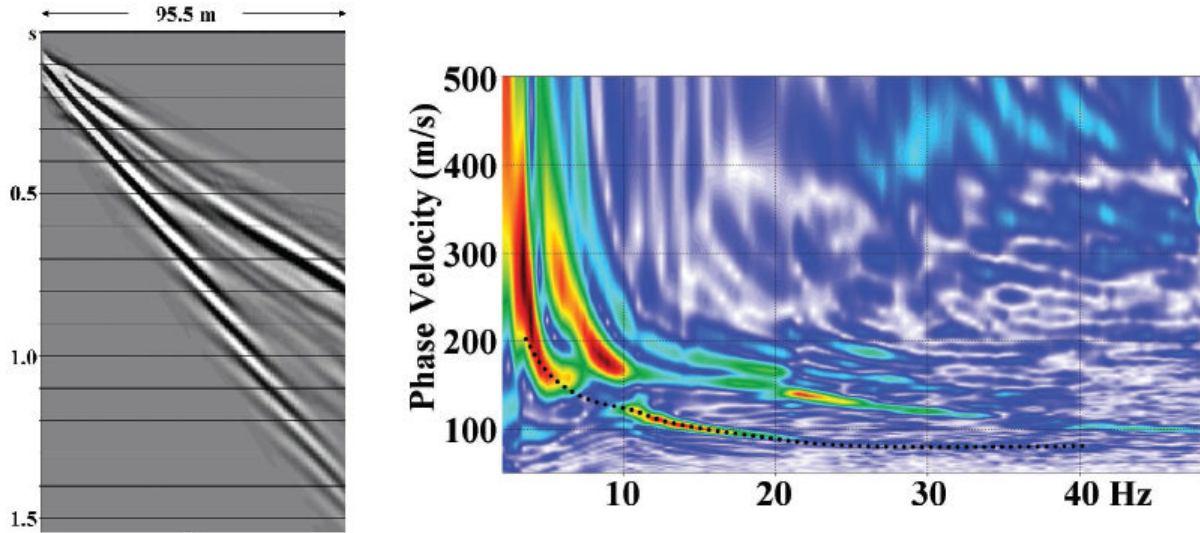
ahol p a hullámszám paraméter (dimenziója s/m), τ az időkésés, vagyis a t beérkezési idő tengely menti metszet, x a forrás érzékelő távolság, a $\tau = t - px$ összefüggés írja le a lineáris koordináta transzformációt. A slant stack révén kapott gyűjtés diszkrét formája másként felírva:

$$u(p, \tau) = \sum_x d(x, \tau + px) = \sum_k u_k(p) \delta(\tau + k\Delta\tau), \quad k = 0, 1, 2 \dots \quad (4.10)$$

ahol $u_k(p)$ egy adott p értékre vonatkozó csatorna, $\delta(\tau - \Delta\tau)$ a mintavételező Dirac delta sorozat. Ezután kell venni a transzformált csatornák τ tengely menti Fourier transzformáltját.

$$u(p, \omega) = \sum_k u_k(p) \exp(-i\omega k\Delta\tau), \quad k = 0, 1, 2 \dots \quad (4.11)$$

Mivel a felületi hullám diszperziós sajátosságainak megfelelő fázissebességekhez tartozó dölések mentén végzett összegzés kiemeli az adott jelet, és az időkésések mintavétele megegyezik az adatokéval, az így kapott transzformált amplitúdó spektrumán a diszperziós sebességek maximum értékkel jelentkeznek (**27. ábra**).



27. ábra Terepi felvétel és a τ - p transzformációval meghatározott diszperziós görbe

(Forrás: Yilmaz, 2015)

Az itt ismertetett slant stack módszer tulajdonképpen leegyszerűsített változata a tomográf képrekonstrukciós eljárásoknál használt Radon-transzformációnak (Chapman 1978), számos módosulata létezik, melyek közül az inverziós módszerekkel kombinált diszkrét lineáris Radon transzformáció a legismertebb. Ezek helyett a gyakorlatban elterjedt phase-shift eljárást ismertetem (Park et al. 1998), amelyik az előző eljárás frekvenciatartománybeli megfelelője.

A szeizmikus csatornát jelöljük $u(t)$ függvénnyel. Ennek Fourier transzformáltja:

$$U(\omega, x) = \int u(t, x) \cdot e^{i\omega t} dt. \quad (4.12)$$

A transzformált felbontható egy amplitúdó és fázis tagot tartalmazó szorzatra:

$$U(\omega, x) = A(\omega, x) \cdot P(\omega, x), \quad (4.13)$$

ahol $A(\omega, x)$ az amplitúdó, $P(\omega, x)$ a fázisfüggő tag, vagyis az amplitúdó és fázisspektrum. A fázisspektrum tartalmazza a sebességviszonyokra vonatkozó információt, míg az amplitúdó-spektrum a geometriai szóródástól és a csillapodástól függ. Mivel az egyes frekvencia összetevők egymástól függetlenek, ezért a csatorna a következőképpen is felírható:

$$U(\omega, x) = e^{-i\Phi x} \cdot A(\omega, x), \quad (4.14)$$

ahol Φ a c_ω fázissebességtől és ω körfrekvenciától függő fázistolást jelenti.

$$\Phi = \frac{\omega}{c_\omega} \quad (4.15)$$

Több csatornára, különböző fáziskésések felvételével a következő transzformáció végezhető el:

$$V(\omega, \varphi) = \int e^{i\varphi x} \cdot \frac{U(\omega, x)}{|U(\omega, x)|} dx = \int e^{i(\varphi-\Phi)x} \cdot \frac{A(\omega, x)}{|A(\omega, x)|} dx, \quad (4.16)$$

ahol φ a független változóban szereplő fázisszög, míg Φ az egyes frekvenciákhoz tartozó fáziskésés. Mivel $A(\omega, x)$ valós és pozitív függvény, $V(\omega, \varphi)$ egy adott frekvencián a $\varphi=\Phi$ helyen veszi fel maximumát. A normálás tulajdonképpen a forrástávolságtól való függést oldja fel. Egy adott felvételnél tehát nincs más feladat, mint képezni a (4.16) egyenletben megadott transzformáltat, és megkeresni annak maximumhelyeit. A $V(\omega, \varphi)$, illetve a diszperziós görbére transzformált $I(\omega, c_\omega)$ függvényen nem csak az első, hanem a magasabb módusok is leképeződnek. Az eljárás viszonylag egyszerűen kiterjeszthető hálózatos terítésekre, amelyekkel passzív mérések is feldolgozhatók. Ezt a 7. fejezetben ismertetem részletesebben. Ez utóbbi módszer főleg kis csatornaszám esetén ad jobb eredményeket, mint a slant stack. Ennek oka, hogy viszonylag kis offseteknél a különböző frekvenciájú és sebességű felületi hullámkomponensek az időtartományban kevésbé válnak szét, mint a frekvenciatartományban, így az összegzés zajosabb lesz, ami csökkenti a felbontást.

A különböző diszperziós görbe kiemelő eljárások hatékonysága nagymértékben függ a zajérzékenységtől, a felbontástól és a feldolgozás időigényétől. Mindez elválaszthatatlan a terepi mérések geometriájától és az alkalmazott eszközöktől. A méréstervezés során a következő paramétereket kell megválasztani.

1. érzékelő köz (geofon távolság),
2. terítéshossz,
3. időbeli mintavétel,
4. felvételhossz,
5. forrástávolság,
6. szeizmikus forrás típusa
7. geofon típusa (sajátfrekvencia)

A tervezést az adott kutatási cél (mélység, felbontás) elérése vezérli, figyelembe kell venni ugyanakkor a módszer fizikai korlátait, és a rendelkezésre álló erőforrásokat (műszerezettség, időkeret és személyzet). A kutatási cél szempontjából a regisztrált jelek hullámhossz tartománya a meghatározó. Ehhez megfelelő tér- és időbeli mintavételre van szükség. Ezek közül a megfelelő térbeli mintavétel biztosítása a nehezebb. A hullámszám tartomány maximális értéke (másképpen a minimális hullámhossz) a geofonköztől függ. A Nyquist mintavételi elv alapján ez a geofonköz felének reciproka, de mivel a felületi hullám mérések egyoldalusak (tehát a sebesség előjele meghatározott), a spektrum negatív hullámszám tartományba tartozó része eltolható („unwrappelhető”). Így a geofon távolság gyakorlatilag megegyezik a minimális visszaállítható hullámhosszal.

Adott geofonköz mellett a spektrális felbontást a terítéshossz határozza meg. Ha a terítéshossz kicsi (és ezzel párhuzamosan kevesebb érzékelőt használunk) a csökkent

felbontóképesség miatt csökken a sebesség meghatározás pontossága, és a különböző módusok nem válnak szét a transzformált hullámmezőben. A 2D Fourier transzformációnál külön problémát jelent, hogy a térbeli és időbeli mintavétel nagyon eltér egymástól. Ennek technikai megoldása a „zero padding”, vagyis üres csatornák hozzáadása a felvételhez. Ez tulajdonképpen egy interpolációs technika, a valódi felbontást azonban nem javítja. Célszerű tehát adott geofonköz esetén a lehető legnagyobb terítéshosszt használni. Ezt a jel/zaj viszony romlása és a laterális változékonyság korlátozza. Előbbi nagyobb teljesítményű forrással, vagy összegzéssel javítható, a laterális változékonyság azonban az itt ismertetett módszerek esetén át nem hidalható korlátot jelent, mivel a felületi hullám inverzió feltétele a homogén vízszintes rétegekből álló modell.

Az időbeli mintavétel és felvételhossz, valamint a kvantálás (AD átalakítás) a mai műszeres lehetőségek mellett aktív forrást alkalmazó mérések esetén nem jelent problémát. Mindegyik módszert korlátozza ugyanakkor hullámtér mintavételi hatás. Egy-egy felvétel úgy tekinthető, mint a teljes hullámtér valamilyen térbeli és időbeli szakaszon megmintázott, ablakozott része. Ha a hullámteret idő-távolság tartományban az $s(x,t)$ függvény adja meg, a regisztrátum a következőképpen írható fel:

$$r_{obs} = s(x,t)w(x,t), \quad (4.17)$$

ahol $w(x,t)$ egy kétváltozós négyszögjel ablak függvény. Ennek Fourier transzformációja után a szorzás konvolúcióba megy át, vagyis:

$$R_{obs} = S(f,k) * W(f,k), \quad (4.18)$$

A négyszögjel függvény Fourier transzformáltja mindkét tengely mentén sinus cardinális függvényt ad, tehát ha ezzel konvolváljuk az ideális transzformáltat, spektrális szivárgás jelentkezik, vagyis a transzformált hullámmezőben a diszperziós sebességnek megfelelő maximumhelyeket mellékmaximumok kísérik. Ezek a mellékmaximumok több módus esetén összekeverednek, így a felbontás jelentősen csökken. A mellékmaximumok jelentősen csökkenthetők, ha a felvétel szélein fellépő ugrást alkalmas (pl. Hanning) ablak alkalmazásával simítjuk.

A forrástávolság megválasztásánál arra kell törekedni, hogy a SASW módszernél említett near field hatást csökkentjük, ami jellemzően a megfelelő hullámhossz felénél, egészénél nagyobb forrás-érzékelő távolságot jelent. A szeizmikus forrás és érzékelők optimális megválasztását a 7. fejezetben saját mérési eljárásunk leírásával együtt mutatom be

4.2.2.4. Felületi hullámok inverziója

A diszperziós görbe kinyerése után a következő lépés a sebességprofil előállítás. Ez különböző típusú inverziós módszerekkel végezhető el. Ezek mindegyike azon alapszik, hogy egy kezdeti modellt felvéve előállítjuk a diszperziós görbét, ezt összevetjük a mérttel, majd egy iteráció során a mért és számított görbét közelítjük. Az előremodellezésre, vagyis a szintetikus diszperziós görbék számítására szintén többféle eljárás létezik. A legismertebb ilyen eljárás a Thomson-Haskell féle mátrixmódszer (Thomson 1950, Haskell 1953) Az eljárás lényege, hogy a különböző módushoz tartozó fázissebesség görbéket N réteges modell esetén egy $N \times N$ -es (ún. transzfer) mátrix determinánsának c -f síkon található zérushelyeinek számításával adjuk meg. A transzfer mátrix elemei a rétegparaméterektől függő komplex kifejezések. Egy réteg 4 paraméterrel definiálható (rétegvastagság, S -sebesség, P -sebesség, sűrűség), N réteg esetén $4N-2$ ismeretlent kell kezelni, mivel az aljzatnak nincs véges vastagsága, és a sűrűségek az első rétegre normált formában szerepelnek. Így például L_2 norma alkalmazásával 8 réteges modellre, 30 dimenziós térre a

$$\Delta = \sum_k (c_m(f) - c_c(f))^2 \quad (4.19)$$

eltérésfüggvény minimumát kell megkeresni, ahol a c_m a mért, c_c a rétegparaméterekből számított fázissebesség.

A rétegparaméterek és a fázissebességek közötti kapcsolat nem lineáris, ezért az inverzió során vagy linearizálják a problémát, vagy globális keresőmódszereket alkalmaznak. A linearizálást Foti et al. (2015) alapján ismertetem. Megoldandó a következő:

$$\mathbf{G}(\mathbf{x}) = \mathbf{b} \quad (4.20)$$

egyenlet, ahol \mathbf{G} a modellt leíró nemlineáris függvény operátor, \mathbf{x} a modellparaméter vektor \mathbf{b} a mért adatok vektora. A linearizáláshoz a modellt Taylor sorba fejtsük, és csak az első lineáris tagot tartjuk meg:

$$\mathbf{G}(\mathbf{x}) = \mathbf{G}(\mathbf{x}_0) + \mathbf{J}(\mathbf{x})_{\mathbf{x}_0}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_0), \quad (4.21)$$

ahol $\mathbf{J}(\mathbf{x})$ a Jacobi mátrix:

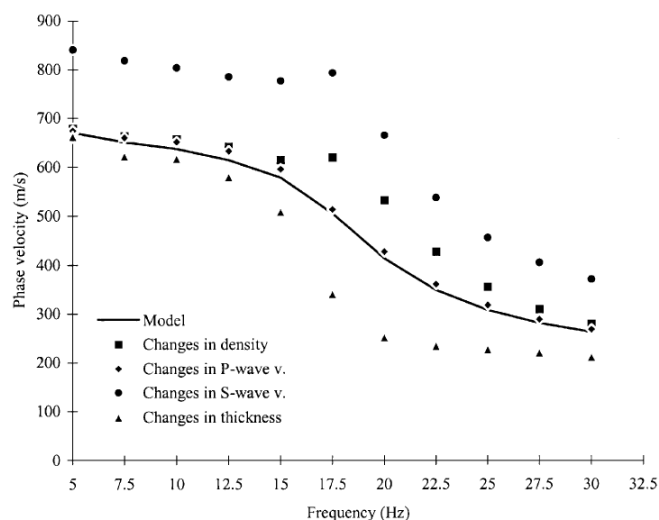
$$\mathbf{J}(\mathbf{x})_{\mathbf{x}_0} = \left[\frac{\delta \mathbf{G}(\mathbf{x})}{\delta \mathbf{x}} \right]_{\mathbf{x}_0} \quad (4.22)$$

vagyis a modellfüggvény egyes paraméterek szerinti, az induló modell környezetére vonatkozó parciális deriváltjaiból álló $N \times M$ -es mátrix. A Jacobi mátrix segítségével érzékenységvizsgálatot lehet végezni, amellyel meg lehet határozni, hogy mely paraméterek határozzák meg elsősorban a diszperziós görbe alakját. Xia és társai (1999) szintetikus modelleken végeztek érzékenység vizsgálatokat. A vizsgálatot hatréteges modellen végezték (4.1 táblázat) és az egyes paramétereket 25 %-kal változtatták. A fázissebesség görbe az S

sebességek változására volt a legérzékenyebb, majd sorrendben a rétegvastagság, sűrűség és P sebesség következett (28. ábra). A fázissebességek átlagos változása a modellparaméterek változásának arányában rendre 1,56, 0,64, 0,4 és 0,13. Ha figyelembe vesszük, hogy a rétegszám növelésével a rétegvastagság változása jól kezelhető, és hogy a felszín közeli rétegek sűrűségváltozása ritkán haladja meg a 10-15 %-ot, és viszonylag jól korrelálnak a sebességekkel, akkor egyértelmű, hogy az inverzió eredményét alapvetően az S-hullám sebességprofil határozza meg.

Réteg száma	V _S (m/s)	V _P (m/s)	ρ (g/cm ³)	h (m)
1	194	650	1.82	2,0
2	270	750	1.86	2,3
3	367	1400	1.91	2,5
4	485	1800	1.96	2,8
5	603	2150	2.02	3,2
féltér	740	2800	2.09	végtelen

4.1 táblázat: Szintetikus modell paraméterei (Xia et al. 1999)



28. ábra A modellparaméterek 25%-os változásának hatása a Rayleigh hullám diszperziós görbére

Folytonos vonal jelöli az induló modellt (Forrás: Xia et al. 1999)

A levezetést folytatva, a Jacobi mátrix felhasználásával a következő linearizált inverziós egyenlet írható fel:

$$J(\mathbf{x})_{\mathbf{x}_0}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_0) = \mathbf{b} - G(\mathbf{x}_0), \quad (4.23)$$

leegyszerűsítve a jelöléseket:

$$J\Delta\mathbf{x} = \Delta\mathbf{b} \quad (4.24)$$

ahol $\Delta\mathbf{b}$ a mért adatok és a kiinduló modell válaszáinak különbsége, $\Delta\mathbf{x}$ a kezdeti modell paraméterek változása. A fenti egyenlet alapján a mért és számított adatok különbségének L2 normája:

$$S = (J\Delta\mathbf{x} - \Delta\mathbf{b})^T (J\Delta\mathbf{x} - \Delta\mathbf{b}), \quad (4.25)$$

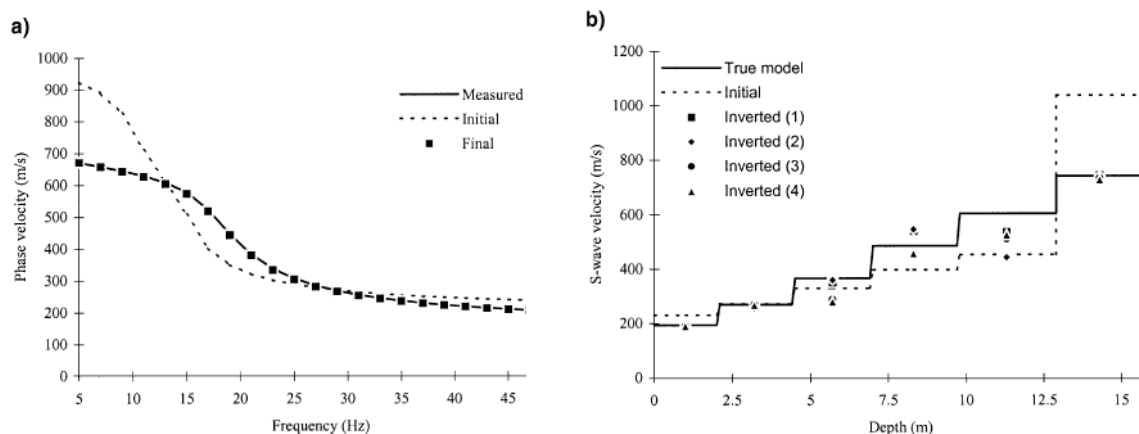
Az egyenlet megoldásához ezt a kifejezést kell minimalizálni, tehát a kifejezés paraméterelemek szerinti deriváltját kell egyenlővé tenni nullával. A differenciálást elvégezve a paraméterváltozás vektorra a következő kifejezés adódik:

$$\Delta \mathbf{x} = (\mathbf{J}^T \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T \Delta \mathbf{b} \quad (4.26)$$

A fenti egyenlet a probléma Gauss-Newton megoldása (az első iterációban), ahol a $(\mathbf{J}^T \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T$ mátrix a linearizált probléma ún. általánosított inverz mátrixa. A fenti egyenlet megoldásának feltétele, hogy a $(\mathbf{J}^T \mathbf{J})$ mátrixszorzat invertálható legyen, a használhatóságához pedig arra van szükség, hogy a megoldás konvergáljon. Ezért alulhatározott, vagy kevert határozottságú egyenletek esetén (főként ez utóbbi gyakran előfordulhat), kényszerfeltételek bevezetésére van szükség. Ezek közül az egyik a paraméterváltozások korlátozásának bevezetése (Levenberg Marquardt más néven csillapított legkisebb négyzetek módszere), amely egy addíciós tag segítségével biztosíthatja, hogy a sajátértékek ne tűnjenek el.

$$\Delta \mathbf{x} = (\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \lambda \mathbf{I})^{-1} \mathbf{J}^T \Delta \mathbf{b} \quad (4.27)$$

A csillapító tag megválasztása kritikus, a pontos megoldást annak kis értéke mellett kaphatjuk csak meg, ami viszont a modell paraméterek szórását növeli. Ezért az inverzió során a megoldás pontosságának és a paraméterek szórásának optimumát keresik. Xia és társai említett cikkükben az inverzió stabilitását is vizsgálták szintetikus modelleken és terepi példán egyaránt. Ezek közül egy szintetikus példát mutatok be a **Hiba! A hivatkozási forrás nem található.. ábrán**. A modell paraméterei megegyeznek a 4.1 táblázatban közöltekkel.



29. ábra Az inverzió eredménye hatréteges modell esetén (a) diszperziós görbe (b) S hullám sebességprofil

Az 1-4 inverziós eredmények különböző indulómodellekre vonatkoznak. Az 1. esetben csak az S hullám sebességprofil tért el a valódi modellben megadottól, a 2. esetben a P-hullám sebesség, a 3.-nál a sűrűség, a 4.-nél mindhárom paraméter változik. (Forrás: Xia et al. 1999)

Az S hullám sebességprofil hibái kismértékben megnőnek a többi paraméter változtatásának hatására, de az inverzió az adott modellre stabil eredményeket szolgáltat. A linearizált megoldásra számos egyéb eljárás is létezik, mint pl. a szinguláris érték szerinti

szétválasztás, és különböző súlyfüggvények alkalmazása, de ezeket nem ismertetem bővebben. Fontos megemlíteni, hogy Xia és társai adatfelbontási mátrixok segítségével vizsgálták több módus együttes inverziójának hatását is, és természetesen megnövelt pontosságot tapasztaltak (Xia et al. 2008). Meg kell ugyanakkor jegyezni, hogy mivel az általunk végzett vizsgálatok célja a $V_{S,30}$ paraméter meghatározása, amelyhez viszonylag nagy kutatási mélységet kell megcéloznunk, zajos városi környezetben, a terítési rendszer összeállításánál elsődleges célunk a legnagyobb energiájú alaplómódus detektálása volt. Ezért ritkán találkozunk felvételeinken magasabb módusok megjelenésével. Ráadásul a közlekedési zajból származó zavarhullám beérkezések időnként könnyen magasabb módusnak értelmezhetők. Ezért ezeket ritkán vonjuk be az inverzióba.

Az inverziós módszerek ismertetését a globális optimalizálási módszerek rövid bemutatásával fejezem be, annál is inkább, mert az ELGI-ben a 90-es évek végén végzett módszerfejlesztés során mi is alkalmaztuk ezek egyikét, a genetikus algoritmust.

A globális keresési módszerek alkalmazását az alfejezet elején ismertett nemlineáris tulajdonság indokolja. Jóllehet, a linearizálást követő szinguláris érték problémákat az alkalmazott algoritmusok jól kezelik, azt nem képesek biztosítani, hogy a megoldás a globális optimumot találja meg. Főleg bonyolultabb modellek, sebességinverziók esetén könnyen előfordulhat, hogy az eljárás valamilyen lokális szélsőértéket találva fals értéket szolgáltat. A globális keresési módszerek célja, hogy a teljes paraméterteret letapogassák. Erre véletlen (Monte Carlo szimuláció), és különböző irányított algoritmusok léteznek (simulated annealing, genetikus algoritmus, Sen and Stoffa, 1995). A genetikus algoritmusok a biológiai evolúciót modellezik. Működésük során az egyes rétegmodellek jelentik az egyedeket, míg a paraméterek a géneket. A paraméterek evolúcióját a következő folyamatok szabályozzák:

- Reprodukció és kereszteződés – a kapcsolatba lépő egyedek paraméterei kereszteződnek és új egyedek jönnek létre
- Mutáció – a reprodukció során mutációk jöhetnek létre, amelyek véletlenszerűen megváltoztatnak egyes paramétereket. Ez megnöveli a változékonyságot, tehát lehetővé teszi, hogy a modellek az evolúció során „kitörjenek egy adott paraméter-környezetből
- Természetes kiválasztódás – az egyed túlélése attól függ, hogy milyen a genom „fitnessze”, vagyis, hogy a modellparaméter vektorból számított diszperziós görbe mennyire áll közel a diszperziós görbéhez. Így a jó modellek túlélnek, míg a rosszak kipusztulnak, a fennmaradó generáció tehát alkalmazkodik a környezethez.

A genetikus algoritmus kezdő populációjának paraméterei általában véletlen választás eredményei. Az ELGI-ben az algoritmus gyorsítása érdekében ehhez hozzákevertünk egy általunk meghatározott kezdőmodellt is, amelynek származtatását a 7. fejezetben ismertetem.

5. Helyi hatás térképezés – nemzetközi példák

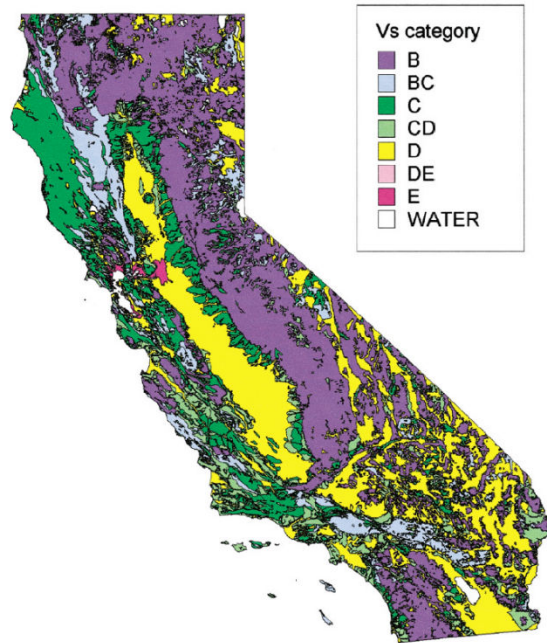
A térképezés természetesen nagy adatigénnyel jár. A különböző sebesség-meghatározási módszereket a következő fejezetben ismertetem, de bármelyiket válasszuk is, nagy anyagi és emberi erőforrást igényel, hogy egy területet megfelelően reprezentáló $V_{S,30}$ eloszlást kapjunk. Ennek feloldására rendszerint valamilyen archív adatrendszert is bevonnak a térképezésbe, és ezek adatainak felhasználásával kísérlik meg kiterjeszteni a mérési eredményeket. A legkézenfekvőbbben a meglévő – lehetőleg minél kisebb méretarányú – földtani térképek adataiból lehet kiindulni. Ebben az esetben a képződmények szilárdsági jellemzőit minősítik, és a jellemző paramétereket kiterjesztik a térkép egészére.

Ezt a módszert választották az elmúlt évek egyik legnagyobb helyi hatás térképezéséhez is (Wills et al., 2000), amelynek eredményeképpen elkészítették Kalifornia állam 1:250 000 arányú, a UBC kategorizálásán alapuló térképét. A térkép egy nagyobb program részeként készült el, amelynek célja Kalifornia valószínűségi földrengés-veszélyeztetettségének értékelése volt (Petersen et al. 1999). A térképezéshez két, hasonló méretarányú (1:250000) földtani térképsorozatot, és mintegy 550, fúrásból származó nyíróhullám sebességszelvényt használtak fel. A térképeken szereplő valamennyi formációhoz, annak kora, jellemző szemcsemérete, keménysége és repedezettsége alapján szakirodalmi adatok alapján (Fumal 1978, Fumal and Tinsley 1985, Borchardt 1994) hozzárendeltek egy, a UBC kategorizálásból származtatott típust. Mivel sok képződmény V_s sebessége átnyúlt a szabványos kategóriákon, köztes kategóriákat is felvettek (5.1 táblázat). A fentiek alapján megszerkesztett térképet (30. ábra) tesztelték az ismert V_s szelvényekkel, és 74%-os egyezést találtak a kategorizálás és a mért sebességértékek között.

A kategorizálás alapján kapott, és a mérésekkel megállapított átlagsebességek eltéréseit vizsgálva arra jutottak, hogy azok legnagyobb részben a vékony üledékekkel fedett területeken fordulnak elő. A jelenséget „thin alluvium problem”-nek nevezték.

Térképi kategória	Várt $V_{S,30}$ sebességintervallum	Sebességszelvények száma	$V_{S,30}$ érték		
			Átlag	Medián	Szórás
B	>760	7	686	674	275
BC	555–1000	38	724	583	368
C	360–760	42	464	423	147
CD	270–555	154	372	365	98
D	180–360	239	301	281	104
DE	90–70	46	298	222	225
E	<180	15	163	165	31

5.1. táblázat: A Wills-féle térkép kategóriái (Wills et al, 2000 nyomán)

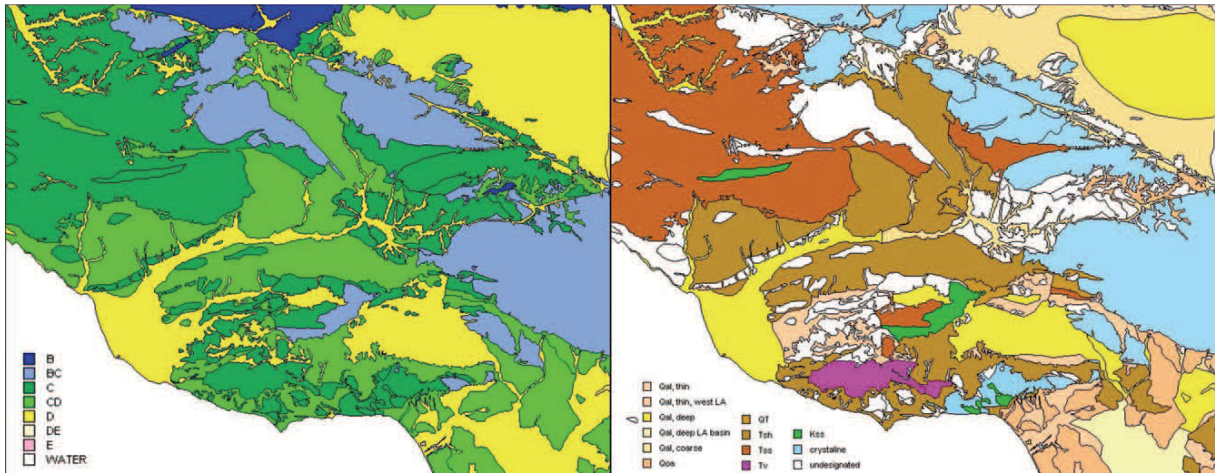


30. ábra Kalifornia nyíróhullám sebességeken alapuló helyi hatás térképe
(forrás: Wills et al 2000)

A térképet később a felmerülő új igényeknek megfelelően módosították (Wills és Clahan 2006). A munkát a PEER (Pacific Earthquake Engineering Research) Center NGA (Next Generation Attenuation equation) projektje generálta, amelynek célja nevének megfelelően az, hogy új empirikus csillapodási egyenletet alakítson ki a kaliforniai régióra. Mindehhez szükség van a szeizmológiai állomások földtani környezete által okozott helyi hatás pontosabb ismeretére. Korábban ezt egyszerűen a befoglaló földtani képződmény alapján határozták meg, de így nehézkes volt paraméter egységesítése. A program közvetlen célja a 2000-ben készült térkép kategóriái és a mérések közötti 26 %-os eltérés csökkentése volt, amelyhez a térkép valamennyi összetevőjét újraértékelték. A főbb lépések a következők voltak:

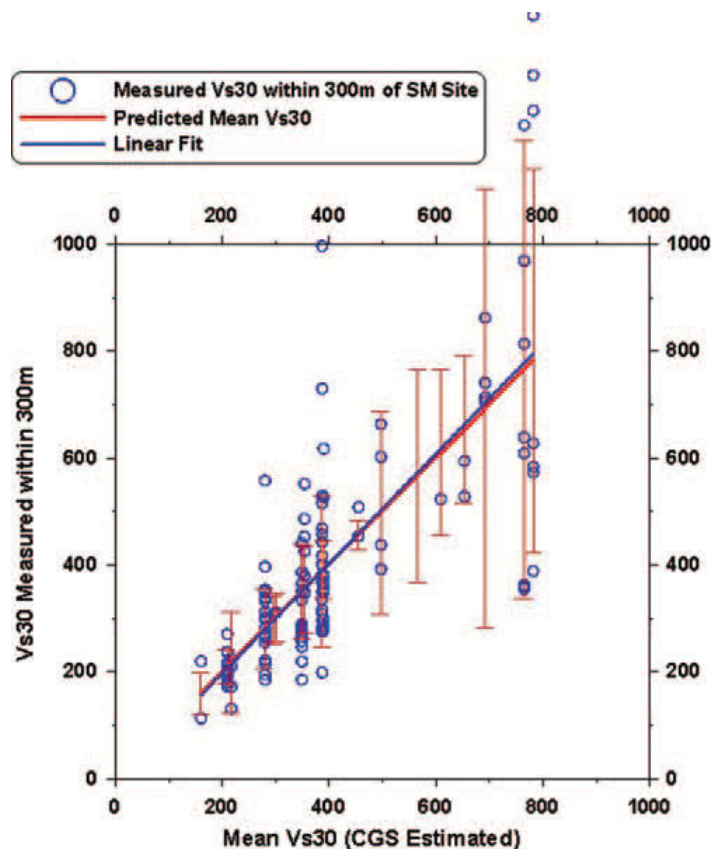
- A földtani határok közelében található sebességprofilok esetében a határok pontosítása
- A földtani egységek differenciálása, illetve összevonása A differenciálás elsősorban az allúviummal fedett területeket érintette, amelyeket a képződmények szemcseméretétől és települési vastagságtól függően tovább tagolták.
- Nyíróhullám sebességek hozzárendelése az így kialakított földtani egységekhez

A fenti műveleteket nem a teljes Kalifornia térképre, hanem csak az állomások és a sebességprofilok mérési helyeinek környezetére végezték el. Így nem szerkesztették újra a teljes, egész Kaliforniát lefedő helyi hatás térképet, helyette a csillapodás függvény számításához fontos részterületek térképeit pontosították (**31. ábra**). A sebességadatok szórása ezek után is jelentős maradt (**32. ábra**)



31. ábra A Los Angeles-i terület eredeti (balra) és módosított változata

Főként az eredeti térkép sárgával jelölt, D típusba sorolt foltjai változtak az alluviális képződmények vastagság szerinti differenciálása miatt (forrás: Wills and Clahan 2006)



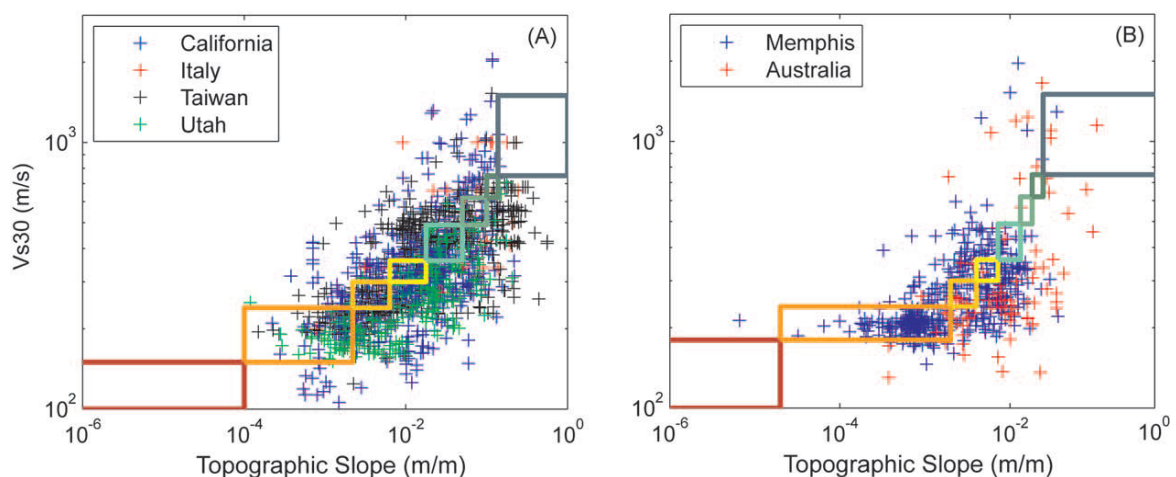
32. ábra A szeizmológiai állomások környezetében mért, becsült átlagos nyíróhullám sebességek összevetése
A mérési helyszínek távolsága az állomásoktól nem haladta meg a 300 métert. A kapcsolat nyilvánvaló, de a szórás – főként a nagyobb sebességekre – igen nagy.
(forrás: Wills and Clahan 2006)

A , a földtani felépítés, a kőzettani jellemzők és a morfológiai megjelenés közötti kapcsolat régóta ismert, a kőzetek szilárdsága és a lejtőformák közötti direkt kapcsolat részletes és több területre kiterjedő vizsgálatával Selby (1980) foglalkozott először. Clayton és társai (1998) széleskörű vizsgálatokat folytattak Nagy Britanniában a denudációs ellenálláson

alapuló kőzetosztályozással kapcsolatban, és Magyarországon is végeztek statisztikai vizsgálatokat a lejtőszögek és a földtani képződmények kapcsolatáról (Püspöki et al. 2005). Így kézenfekvő megoldás, hogy a kőzetek, talajok állékonysága és a topográfiai tagoltság nyilvánvaló kapcsolatát kihasználva geomorfológiai kategóriák (Matsuoka et al. 2006, Yong et al. 2012) vagy egyszerűen lejtőszögek alapján végezzük el az osztályba sorolást.

A mérnökszeizmológiai szakirodalomban Wald és Allen (2007) foglalkoztak először a helyi hatás paraméterek és a lejtőszögek kapcsolatával. Számos különböző területen vizsgálták a topográfiából számított lejtés, a földtan és az adatbázisokból rendelkezésükre álló $V_{s,30}$ paraméterek kapcsolatát, és azt találták, hogy a lejtési viszonyok szoros kapcsolatban vannak a helyi hatás paraméterekkel. A lejtőszögeket a globálisan elérhető NASA SRTM (Shuttle Radar Topography Mission – <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>) programja során készített magassági adatokból nyerték, annak kisebb felbontású, 30 szögmásodperces felbontású adatait használva, a sebességadatokat pedig különböző egyesült államokbeli és külföldi (tajvani, olasz, ausztrál) adatbázisokból, amelyeket a Wills féle térképnél is említett NGA projekt számára szerveztek adatbázisba.

Természetesen nincs analitikus formula a $V_{s,30}$ paraméter és a lejtő gradiens között. A köztük lévő kapcsolatot nagyszámú adat bevonásával keresték, különféle területeken (33. ábra). Mivel az adatok szórása, főleg a nagyobb lejtőszögek esetén nagy, a összefüggés meghatározását a görbeillesztés helyett (amit szubjektív adatválogatás nélkül nem lehetett volna elvégezni) robusztusabb eljárással végezték. Az előforduló sebességértékeket az NEHRP (National Earthquake Hazard Reduction Program) által ajánlott kategóriahatárokból kiindulva szűkített intervallumokra osztották, a hozzájuk tartozó lejtőszög-kategória határait pedig úgy húzták meg, hogy az azokba eső sebességértékek mediánja az adott intervallumba essen. A lejtőkategóriák és a sebességparaméterek közötti korrelációs számítások alapján kétféle összefüggést különböztettek meg, amelyek szeizmikusan aktív és stabil területekre vonatkoznak (5.2 táblázat).



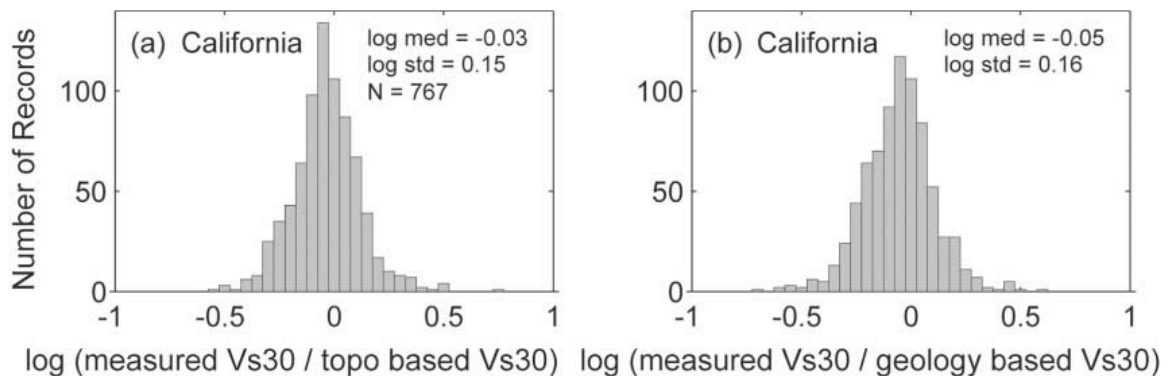
33. ábra A mért $V_{s,30}$ (m/s) és a vonatkozó lejtő gradiens (m/m) értékek korrelációja aktív tektonikus (A) és stabil kontinentális (B) területeken

*A színekkel jelölt téglalapok az 5.2 táblázatban megadott határokat mutatják.
(forrás: Wald és Allen 2007)*

Talajtípus (NEHRP)	$V_{s,30}$ érték	Lejtő gradiens (aktív területek)	Lejtő gradiens (stabil területek)
E	<180	<3,2E-5	<1,0E-6
D	180–240	3,2E-5–2,2E-3	1,0E-6–2,2E-3
	240–300	2,2E-5–6,3E-2	2,0E-3–6,3E-3
	300–360	6,3E-3–0,018	4,0E-3–7,2E-3
C	360–490	0,018–0,05	7,2E-3–0,013
	490–620	0,05–0,10	0,013–0,018
	620–760	0,1–0,138	0,018–0,025
B	>760	>0,138	>0,025

5.2. táblázat: A talajtípusok és a lejtőkategóriák közötti korrelációból meghatározott osztályok szeizmikusan aktív és passzív területeken (Wald és Allen, 2007 nyomán)

A mért és becsült adatok eltéréseinek vizsgálatából arra jutottak, hogy az összefüggés jobb, mint a Wills féle térkép esetében (34. ábra). Meg kell jegyezni, hogy ez utóbbinál az eredeti, az üledékvastagságot figyelmen kívül hagyó adatokat vették figyelembe.



34. ábra A mért $V_{s,30}$ (m/s) értékek és a lejtő- (a) valamint földtani kategóriákon (b) alapuló becslések eltéréseinek logaritmusából képzett hisztogramok a vonatkozó statisztikai paraméterekkel

(forrás: Wald és Allen 2007)

Az összefüggést nagyobb felbontású magassági adatrendszerekre is vizsgálták (Allan és Wald 2009). Ezekbe a vizsgálatokba a 9 szögmásodperces SRTM mellett a hasonló felbontású USGS által szolgáltatott INSAR és LIDAR adatokból kialakított digitális terepmodellt is bevonták (<http://nationalmap.gov/elevation.html>). Az újabb vizsgálatok alapján a kategóriahatárokat kissé módosították, és arra a következtetésre jutottak, hogy a bár a nagyobb felbontás miatt a geomorfológiai jellegzetességek jobban kivehetők a térképeken, ez nem javítja számottevően a sebesség-korrelációt, mivel a simább felszín stabilabb $V_{s,30}$ becslést tesz lehetővé. Fontos megállapítás továbbá, hogy a nagyobb felbontású SRTM adatok használhatósága lapos, alluviális területen a lombkoronaszint változékonysága miatt erősen csökken.

A kétféle módszer az utóbbi időben közeledik egymáshoz, a legújabb Wills-féle Kalifornia térképeken a tervek szerint a fiatal alluviális területeket lejtőszög kategóriák alapján kívánják tovább bontani (Wills and Gutierrez 2011). Ugyanakkor a lejtőszög kategóriák szisztematikus eltéréseit (pl. löszterületek, fennsíkok) a földtani adatok segítségével próbálják csökkenteni, miközben a mért $V_{s,30}$ sebességeket is bevonják a

számításba. Így egy interpolációs módszerrel határozzák meg a sebességeloszlást, amelynél az optimalizálandó célfüggvény paramétereibe a lejtőkategóriákat, a földtani egységeket, és indokolt esetben ezek kombinációit is beveszik (Wald et al. 2011). E módszert Tajvan szigetére tesztelték, amelynek felépítése a sebességeloszlás szempontjából egyszerű (viszonylag kevés, jól elkülönülő képződményre tagolható). Meg kell jegyezni, hogy a dolgozat megírásáig e teszterületen kívül egyik eljárással sem készült el végleges térkép.

6. Helyi hatás térképezés Magyarországon

Magyarország moderált földrengés-veszélyeztetettségéből és a rendelkezésekre álló erőforrásokból is következik, hogy a helyi hatás térképezés nem áll a földtani-geofizikai tevékenység központjában, mindezek mellett számos részterületre készültek ilyenek.

A helyi földtani képződmények rengésmódosító hatását megjeleníteni hivatott első térkép egy igen nagy ívű munka részeként készült el. Ez Budapest Építésföldtani Atlasza, amely az MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézetének munkatársai által készített földrengés-veszélyeztetettség térképet is tartalmaz (Bisztricsányi és Szeidovitz 1980). A térkép legfontosabb tematikája a 2. fejezetben részletezett, grániton mért intenzitásértékekhez viszonyított változás volt. Az intenzitás változását a szeizmikus impedanciák arányaiból határozták meg Medvegyev módszere szerint (Medvegyev 1962). Az alkalmazott képlet a következő volt:

$$dI = 1,67 \cdot \log \frac{v_0 \rho_0}{v_1 \rho_1} + e^{-0,04 \cdot h^2} \quad (6.1)$$

Ahol v_0, ρ_0 , a gránit sebesség- illetve sűrűségértéke, v_1, ρ_1 , a vizsgált kőzet sebesség- illetve sűrűségértéke, h a talajvíz mélysége méterben.

A fedőképződmény szeizmikus impedanciájának meghatározására mintegy 600 helyen végeztek sekély szeizmikus terepi méréseket aktív forrással (súlyejtéssel). A Medvegyev képletben szereplő, a gránitra vonatkozó impedancia értéket irodalmi adatok alapján adták meg ($16,2 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2 \cdot \text{s}$). A mérések alapján 3 fokozatú skálát hoztak létre ($+1^\circ, +2^\circ, +3^\circ$), amelyet térképen ábrázoltak (35. ábra).



35. ábra A Budapest építésföldtani atlasz I. lapja (Békásmegyer, Káposztásmegyer)

A színek az intenzitás növekményt jelzik ($+1^\circ$ – zöld, $+2^\circ$ – sárga, $+3^\circ$ – piros).

A makroszeizmikus észlelések adatait osztott körök jelzik.

Természetesen az intenzitásnövekedés önmagában keveset mond, meg kellett adniuk azt is, hogy ezeket az értékeket mire kell vonatkoztatni, tehát Budapesten milyen intenzitásértékek várhatók grániton. Ehhez a Csomor (1972) féle földrengés területbeosztás térképet használták, amely alapján Budapesten maximálisan 8° -os (MKS) intenzitású

földrengés várható. Ez az érték megfelel az 1956-os dunaharaszti földrengés során megfigyelt legmagasabb értékeknek. Ezt az értéket tekintették a legkedvezőtlenebbnek, tehát gránitra 5°-os intenzitással számoltak. A várható (mértezendő) rengések az 5° és a térkép adott területet jellemző intenzitásnövekedési kategória összegeként adódnak. Az intenzitásnövekedés térképezésénél nem csak a mért sebességeket vették figyelembe, hanem Popov (1959) nyomán különböző tipikus földtani szerkezetek rezgésmódosító hatásait is.

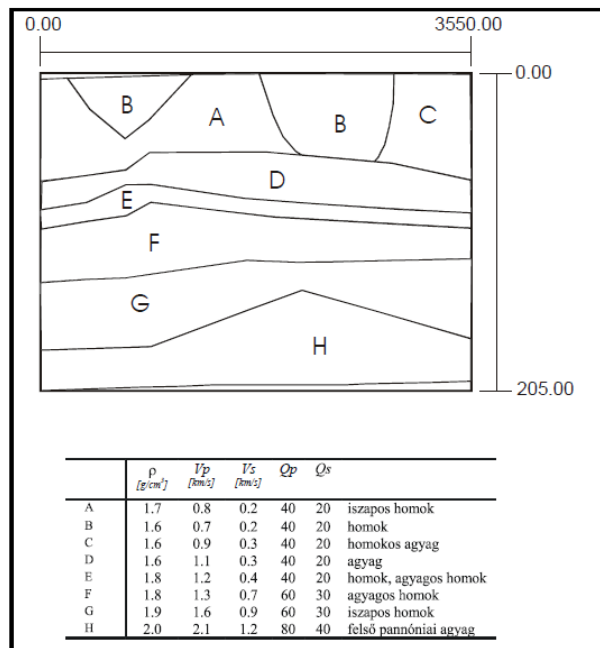
A sekélyszeizmikus mérések és a földtani kritériumok alapján megrajzolt kategóriatérképen a dunaharaszti földrengésből származó makroszeizmikus észlelések adatait is ábrázolták, valamint talajnyugtalanság méréseket is végeztek. A méréseket (75 mérési ponton) a spektrális amplitúdó (SA) módszerrel végezték (Kanai 1957), 1-100 Hz-es frekvenciasávban. Mivel a módszer előfeltétele, hogy a regisztrált háttérzaj vertikálisan felfelé haladó transzverzális hullámokból álljon, és hogy a vizsgált frekvenciatartományban a jelek spektruma jó közelítéssel fehér zaj legyen, a méréseket igyekeztek csendes helyen és időben végezni. A 10 Hz fölötti tartományban így is kicsi volt a mért spektrumok stabilitása, és az 1-10 Hz-es sávban is meglehetősen változékony spektrális csúcsokat kaptak, így az e mérésekből származó adatokat a magyarázóban a szerzők is csak tájékoztató jellegűnek írták le. A budapestihez hasonló intenzitásnövekedési térképet készített Szeidovitz (1993) Eger környékéről is.

Újabb vizsgálatokat végzett Gribovszki (2005) és Kegyes–Brassai (2014) Debrecen, illetve Győr földrengés veszélyeztetettségének vizsgálatára. Röviden bemutatom a veszélyeztetettségi paraméterek számításához használt két eljárást, de a kockázati számításokkal – mivel ezek nem képezik a dolgozat témáját – nem foglalkozom.

Gribovszki hibrid determinisztikus módszerrel határozta meg Debrecen földrengés veszélyeztetettségét, amelyet kockázati számításokkal egészített ki. A determinisztikus módszer feladata – a legnagyobb várható földrengés (maximum credible earthquake — MCE) figyelembevételével – a vizsgált területen bekövetkező maximális talajmozgás meghatározása. A számítási eljárás során kijelölik a vizsgált terület szempontjából lényeges egy vagy több forrászónát, majd meghatározzák minden egyes zónában a legnagyobb várható földrengés méretét. Ezután kijelölik az egyes forrászónáknak a kérdéses helyszínhez legközelebbi pontját, és feltételezik, hogy a zóna „karakterisztikus” földrengése itt pattan ki. A vizsgált helyen a talajmozgást determinisztikusan állapítják meg, adott magnitúdó, forrászóna távolság és földtani jellemzők alapján.

A hibrid jelző arra utal, hogy a paraméter meghatározását hullámterjedés modellezéssel pontosítják. Ez lehetőséget ad a felszín közeli laza üledékek hatásának figyelembe vételére. A számításokat Gribovszki két lépésre osztotta. Először két különböző forгатókönyv alapján egy-egy szelvényre kiszámította a veszélyeztetettségi értékeket Debrecen belvárosára, majd az egyik scenáriót kiválasztva, 11 különböző szelvény felhasználásával a város minden pontjára meghatározta a maximális talajgyorsulás-értékeket és a hozzájuk tartozó válaszspektrum görbéket. Ezt követően a veszélyeztetettség-számítási

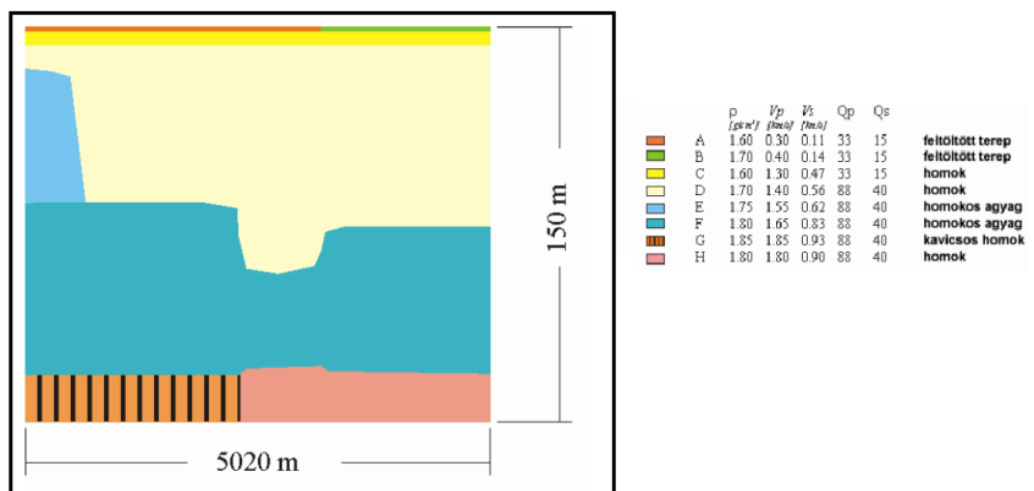
eredményei és a Debrecenben található épületek szintszámai alapján földrengés kockázati térképet szerkesztett.



36. ábra Felszínközeli képződmények Debrecen determinisztikus veszélyeztetettségi számításainál használt 2D modellje

(Forrás: Gribovszki 2005)

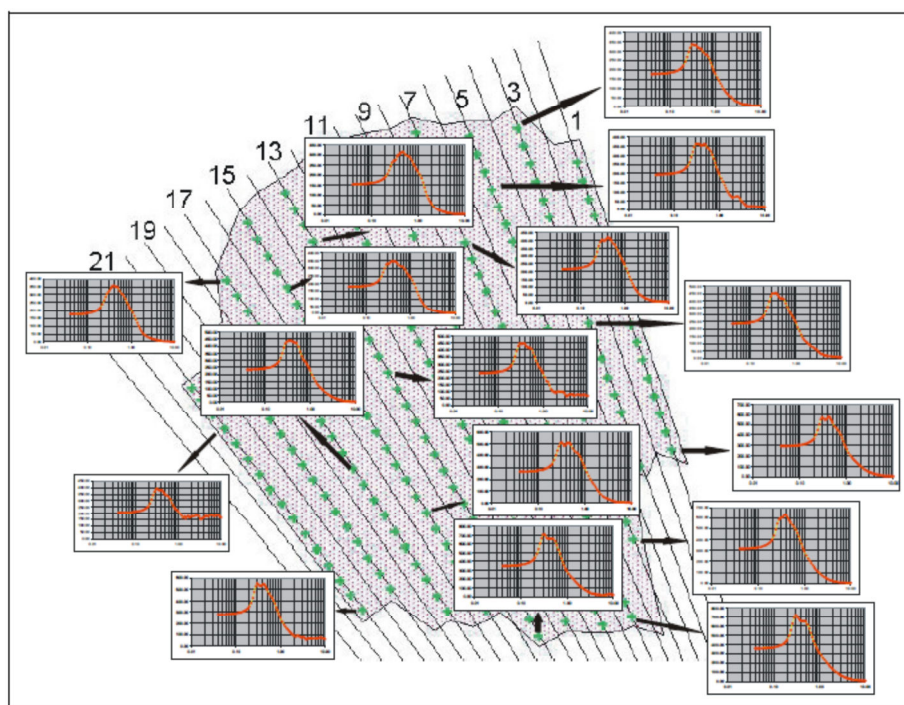
A hullámterjedés modellezésére használt szelvények mindegyike egy 1D alapközeti, és egy a vizsgálati területhez közeli laterálisan változó kismélységű modell kompozitjából (**36. ábra**) állt. A modellek paramétereit a közeli mély (1D), illetve szelvény menti sekélyfúrások segítségével határozta meg. A modellezőprogrammal a szelvény laterálisan heterogén részére P-SV (radiális és vertikális komponensek) és SH (transzverzális komponens) szintetikus elmozdulás, sebesség szeizmogramokat, és akcelerogramokat számított. A második lépésben a nagyobb veszélyeztetettséget jelentő (hosszúpályi) rengés epicentrumából kiindulva 11 szelvényrel fedte le a város területét. A laterálisan heterogén szelvények szerkesztését további vízkutató fúrások bevonásával, térinformatikai eszközökkel végezte (**37. ábra**).



37. ábra Felszínközeli képződmények modellje Debrecen belterületén

(Forrás: Gribovszki 2005)

A számítások eredményeképpen a 11 szelvény mentén kb.110 helyen szintetikus szeizmogramokat számolt, és azokból meghatározta a válaszspektrum görbéket (38. ábra).

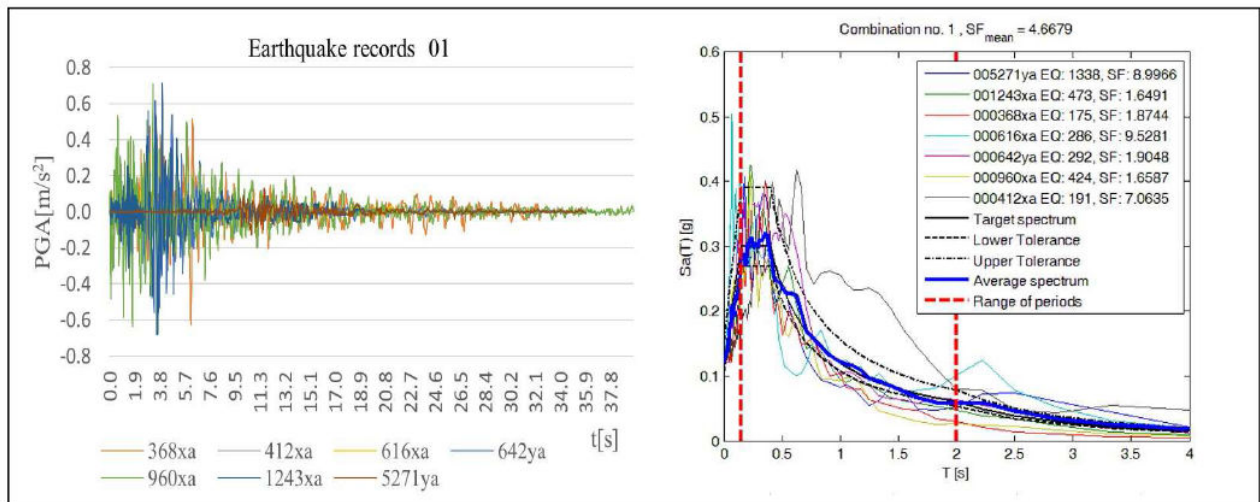


38. ábra A Debrecen területére számolt szintetikus szeizmogramok válaszspektrum görbéi

(Forrás: Gribovszki 2005)

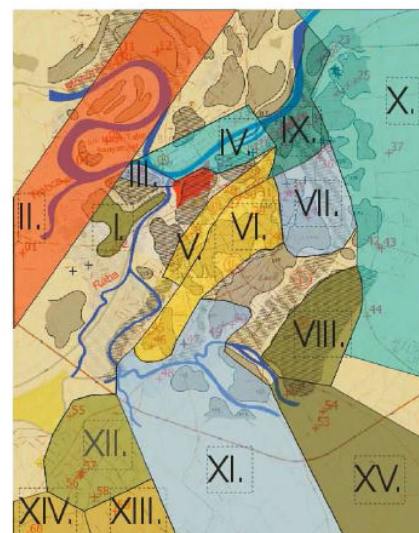
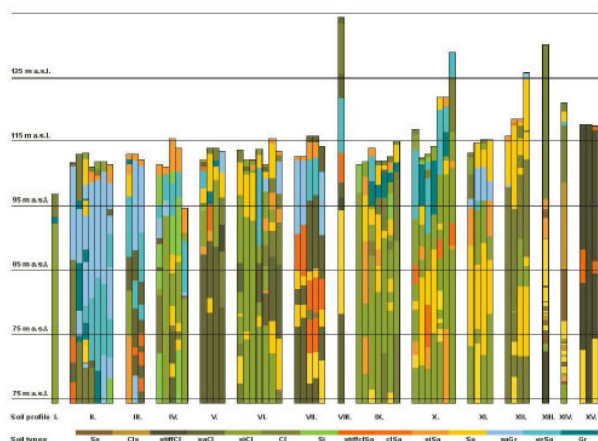
A módszert később a budapesti belváros földrengés-veszélyeztetettségének meghatározására is alkalmazták (Gribovszki et al. 2010). Itt a dunaharaszti földrengés forrásparamétereinek elhasználásával a debrecenihez hasonló módszerrel négy szelvény mentén számítottak szintetikus szeizmogramokat és válaszspektrum görbéket, majd a csúcsgyorsulás értékekből eloszlás térképet szerkesztettek.

Kegyes–Brassai Győr területére végzett kockázati számításai során az Eurocode 8 szabványos válaszspektrum görbéihez illesztett, adatbázisból származó földrengés regisztrátumokat használt (39. ábra).



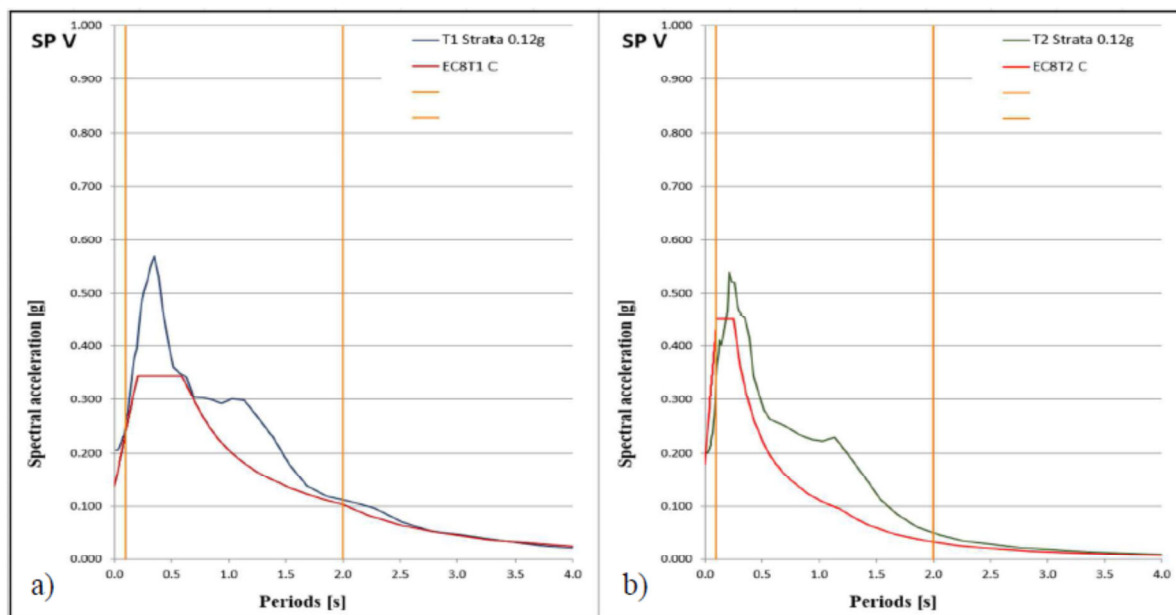
39. ábra Az Eurocode 8 1. típusú válaszspektrum görbéjére illesztett földrengés regisztrátumok
(Forrás: Kegyes–Brassai 2014)

A helyi földtani felépítés modelljét mintegy 60 db vízműkút rétegsorainak felhasználásával készítette el. A rétegekhez felületi hullám mérésekből származó nyíróhullám sebességeket rendelt, amelyeket CPT mérésekkel is validált. Mivel viszonylag kevés felületi hullám mérés történt, néhány képződmény esetén a hiányzó sebességadatokat empirikus mélységfüggvényekből származó értékekkel pótolta (Nottis 2001). A fenti eljárást követően a fúrások felhasználásával a város területét egységes sebesség-mélység szerkezettel rendelkező zónákra osztotta (40. ábra).



40. ábra Egységesített rétegsorok és az azokból szerkesztett zónák Győrben
(Forrás: Kegyes–Brassai 2014)

A bemenő adatok előállítása után a referencia rengés spektrumok és az egységesített rétegsorok felhasználásával az erősítést leíró átviteli függvényt 1D lineáris ekvivalens módszerrel határozta meg. A gyorsulásspektrumokból meghatározta a válaszspektrumot is, és ezeket összehasonlította a szabványban szereplő, megfelelő szeizmikus altalaj osztállyal korrigáltakkal (41. ábra). A válaszspektrumok összehasonlítása alapján megállapította, hogy az Eurocode 8 szabványos válaszspektrum görbéi normál épületekre igen gyakran alábecsült terheléseket adnak.



41. ábra Számított és szabványos válaszspektrum görbék Győrben

(Forrás: Kegyes–Brassai 2014)

Egy további vizsgálatot kiemelt fontossága miatt mindenképpen meg kell említeni. Ezt a paksi atomerőmű telephelykutatásának keretében végezték, amelynek során a Nemzetközi Atomenergia Ügynökség előírásainak megfelelő 10 ezer éves és ennél nagyobb (10^5 és 10^6) visszatérési periódusú földrengésre határozták meg a felszíni laza réteg spektrális nagyítási arányát és az így kapott maximális csúcsgyorsulást. A számításokat ekvivalens lineáris, nemlineáris teljes és effektív feszültség módszerekkel is elvégezték, és összehasonlították ezek eredményeit (Györi 2002, Bánné Györi 2004). Az effektív feszültség módszer vizsgálatokat során a talajfolyósodás lehetőségét is vizsgálták, meghatározva a folyásra hajlamos réteget, valamint az esemény visszatérési periódusát szabad felszínre és az atomerőmű alatti térrészre. A vizsgálatok alapján az arra érzékeny réteg elfolyósodása csak 10^{-6} /év valószínűségi szintre elvégzett számításokban jelent meg.

7. Szeizmikus altalaj osztály térképezés az ELGI-ben és az MFGI-ben

Az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Mérnökgeofizikai Főosztályán 2001-ben kezdődött el a rendszeres szeizmikus altalaj osztály térképezés. Az induló projekt (Településgeofizika – Mérnökseizmológiai térképezés) vezetésével e dolgozat szerzőjét bízták meg. A munka célja olyan helyi hatás térképek készítése volt, amelyek a méretezési szabványokhoz kapcsolódva segítik azok alkalmazását, és alkalmasak arra, hogy a helyi hatás bevonható legyen a kockázati számításokba. A terület kiválasztásánál nagy hangsúlyt kapott a gyakorlati használhatóság, ezért a legnagyobb népsűrűségű, és legérzékenyebb területet, a fővárost jelöltem ki célterületnek. E választást az is alátámasztotta, hogy a város környezetében két nagyobb földrengés kipattanásáról is vannak adataink (1541 Buda, 1956 Dunaharaszti), a veszélyeztetettség tehát semmiképpen sem tekinthető elhanyagolhatónak.

A projekt keretében a térképszerkesztés mellett foglalkoztam a munkához szükséges módszertani fejlesztésekkel, és a szabványok alkalmazásához kapcsolódó szakmai háttér biztosításával, valamint az alkalmazók (elsősorban a geotechnikus mérnökök) szakmai tájékoztatásával is. A dolgozatban ismertetett eredményeket az intézet kutatási jelentéseiben közzétük (Tildy 2003, 2004, 2007, 2008, Neduczka és Tildy 2005, 2006), számos hazai és külföldi konferencia előadást tartottunk (Tildy et al. 2003, 2005a, 2005b, 2007a, 2007b, 2008, 2015), 2006 és 2007 között részt vettem az Eurocode 8 Szabványügyi Testület által szervezett szakmai lektorálásában, a Nemzeti Melléklet kialakításában, végül a szabvány bevezetését követően egy részletes ismertető cikkben foglaltuk össze az alkalmazás során felmerülő földtani, geotechnikai és mérés-technikai jellegű kérdéseket (Bánné Győri et al. 2009).

A továbbiakban a térképezés során megoldandó feladatokat, és az azokra adott megoldásokat ismertetem. Minden nagyobb lélegzetű munka velejárója, hogy a változó körülmények, feltételek megkövetelik az alkalmazott módszerek és eszközök átgondolását és új elemek beemelését a folyamatba. A másik oldalról az utóbbi időkben a számítástechnikai eszközök és programok fejlődése új lehetőségeket is teremt, amelyeket célszerű kihasználni. A térképezést a földtani felépítés és a mérési környezet szempontjából is egyszerű területen kezdtük, eszköz oldalról viszont – főként a digitális térképek és az azok kezelésére alkalmas szoftverek szükségessége miatt – a mainál sokkal nehezebb volt a dolgom. A dolgozat következő részében a térképezéshez szükséges módszerek kialakítása mellett azt is be kívánom mutatni, hogyan lehet megfelelni az új kihívásoknak az eszközrendszer fejlesztésével.

7.1. Módszertani háttér

7.1.1. A térképi megjelenítésre alkalmas paraméter kiválasztása

A 2. és 3. fejezetben részletesen taglaltam a helyi hatás fogalmát, bemutattam, hogy a földrengéshullámok erősítését milyen tényezők befolyásolják, hogy az erősítés meghatározása erős bizonytalansággal terhelt, és irányfüggő. Bemutattam, hogy a legfontosabb vonatkozó

szabványok milyen paraméterekkel, és milyen módon adják meg a helyi földtani felépítés hatását. Számos nemzetközi és az ismertett hazai térképezési példákban a szabványos paraméterekre épülőkhöz képest eltérő módszerekkel találkozhatunk, és ezek eredményeihez képest a szabványos válaszspektrum görbék gyakran alulbecsült földrengésterheket szolgáltatnak. Éppen ezért sokan vitatják, hogy a felső 30 m-es rétegsor átlagos nyíróhullám sebességére alapozott spektrális módosítás a legmegfelelőbb módszer a helyi hatás figyelembe vételére.

Mindezek mellett nehezen vitatható, hogy az így kialakított paraméter térképi megjelenítésre kiválóan alkalmas, és egyértelmű szabályok előírását teszi lehetővé. Gyakorlati oldalról egyértelmű, hogy azokban az országokban, ahol az erre alapozott méretezési eljárásokat használják (pl. USA), a földrengéskárok jelentősen kisebbek, mint más, hasonló szeizmicitású, de kevésbé szigorú előírásokkal rendelkező régiókban (Törökország, Irán stb.). Ezért a mérési módszertan kialakításánál a UBC előírásokban szereplő $V_{S,30}$ értékek meghatározását tűztem ki célul, vagyis olyan költséghatékony technikát igyekeztem kialakítani, ami alkalmas a felső 30 m-es rétegsor nyíróhullám sebességének megbízható meghatározására.

A választást erősen megnehezítette, hogy a projekt indulásakor az Eurocode szabvány még nem nyerte el végleges formáját. A 2000-es évek elején a szabvány tervezete a következő szeizmikus altalaj osztályokat tartalmazta:

- A** Olyan kőzet, vagy egyéb képződmény, amelynek V_S sebessége legalább 800 m/s és maximum 5 m vastagságú lazább fedője van.
Olyan homok, kavics vagy erősen konszolidált agyagból álló szilárd üledék, amely néhányszor 10 m vastag, a mélységgel fokozatosan egyre kedvezőbb mechanikai paraméterekkel jellemezhető, és 10 m mélységben a V_S sebesség legalább 400 m/s.
- B** Vastag, közepesen tömör homokból, kavicsból, vagy közepesen szilárd agyagból álló üledék, amelynek vastagsága néhányszor 10 m-től több száz méterig terjedhet, 10 m mélységben legalább 200 m/s V_S sebessége van, amely 50 m mélységben legalább 350 m/s-ig nő.
- C** Laza, kohéziómentes üledék, amelyben nincsenek kohéziós rétegek, a felső 20 m-ben a V_S sebesség 200 m/s alatt van.
Döntően lágy-közepesen szilárd, kohéziós, a felső 20 m-ben a 200 m/s-nál alacsonyabb V_S sebességgel jellemezhető üledékek

A fenti osztályozás jóval nagyobb mélységtartomány ismeretét feltételezi, és a szeizmikus altalaj osztályok ilyenén meghatározása a UBC szabályozásnál alkalmazotthoz képest sokkal inkább támaszkodik a mélységprofil pontos ismeretére. Ezért a megbízható osztályba soroláshoz elegendő mennyiségű és kellő mélységű igen költséges downhole vagy crosshole mérésre van szükség. A projekt indulásakor azonban a $V_{S,30}$ értékek használata terjedőben volt, ezért valószínűnek tűnt, hogy a formálódó Eurocode 8 szabványban is

áttérnek e paraméter használatára. A választás végül is szerencsésnek bizonyult, az EC 8 idővel apró módosításokkal adaptálta a nyíróhullám sebességre épülő szeizmikus altalaj osztály paramétert.

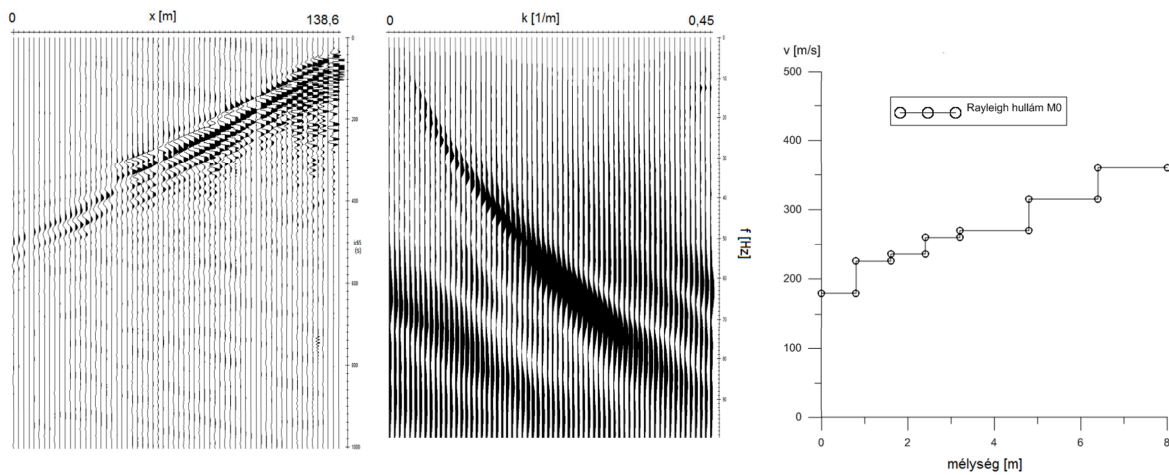
7.1.2. A mérési elrendezés és módszertan kialakítása

Budapesten, a szakirodalmi ismertetés során bemutatott területektől eltérően minimális nyíróhullám sebességadat lelhető fel, azokat csak in-situ terepi adatgyűjtéssel lehet megszerezni. A fúrásokat felhasználó mérések végzése a költségek és a szükséges időigény miatt nem merülhetett fel. Mivel az ELGI-ben már a térképezés indulása előtt folytak felületi hullám mérésekkel kapcsolatos fejlesztések, természetes volt a vizsgálatokat e módszerek valamelyikére alapozni. Az alkalmazáshoz azonban még számos további vizsgálatra volt szükség.

A térképezéshez szükséges mérési módszertan kialakításához jó alapot jelentett a Főosztály sok éves sekélyszeizmikus gyakorlata, és különösen a Hermann László által fejlesztett Rayleigh és Love hullám inverziót végző szoftver (Hermann 1996, 1997, 1998), ám ezeket csak szintetikus adatokon, és mélyszeizmikus felvételeken tesztelték. A terepi felvonulás előtt tehát kísérleti méréseket és további szintetikus tesztekkel kellett végezni annak eldöntésére, hogy a melyik módszerrel és milyen mérési paraméterekkel kezdjük meg a rendszeres adatgyűjtést.

Kiemelt probléma volt a városi, főként a közlekedési zaj kezelése, amely a számunkra kulcsfontosságú 4,5-10 Hz-es frekvenciasávban meglehetősen nagy amplitúdóval jelentkezik (~300 m/s-os átlagsebességhez és 4,5 Hz-es frekvenciához ~70 m-es hullámhossz tartozik, ami elegendő információt biztosít a 30 m-es mélységtartományhoz tartozó sebességprofil meghatározásához.). Vonalirányú terjedés esetén ez nem okoz problémát, de oldalbeérkezésnél ezekhez eltérő látszólagos sebesség tartozik, ezért a diszperziós görbe kijelölése bizonytalanra válik. Ezért terepi kísérleteket végeztünk az optimális mérési rendszer tesztelésére. Az első kísérleteknél arra voltunk kíváncsiak, hogy a mérnökgeofizikai gyakorlatban gyakran használt kisméretű, löporral működő rezgékeltető „puska”, és a szokványos 10 Hz-es sajátfrekvenciájú geofonok alkalmasak-e a feladatra (a geofonok fázisátviteli hibái általában a sajátfrekvencia alatt is elfogadhatók kb. annak feléig). A kísérletekhez nagyszámú érzékelőt használtunk, hogy a geofonszám csökkentésének diszperziós görbére gyakorolt hatását is vizsgáljuk (**42. ábra**).

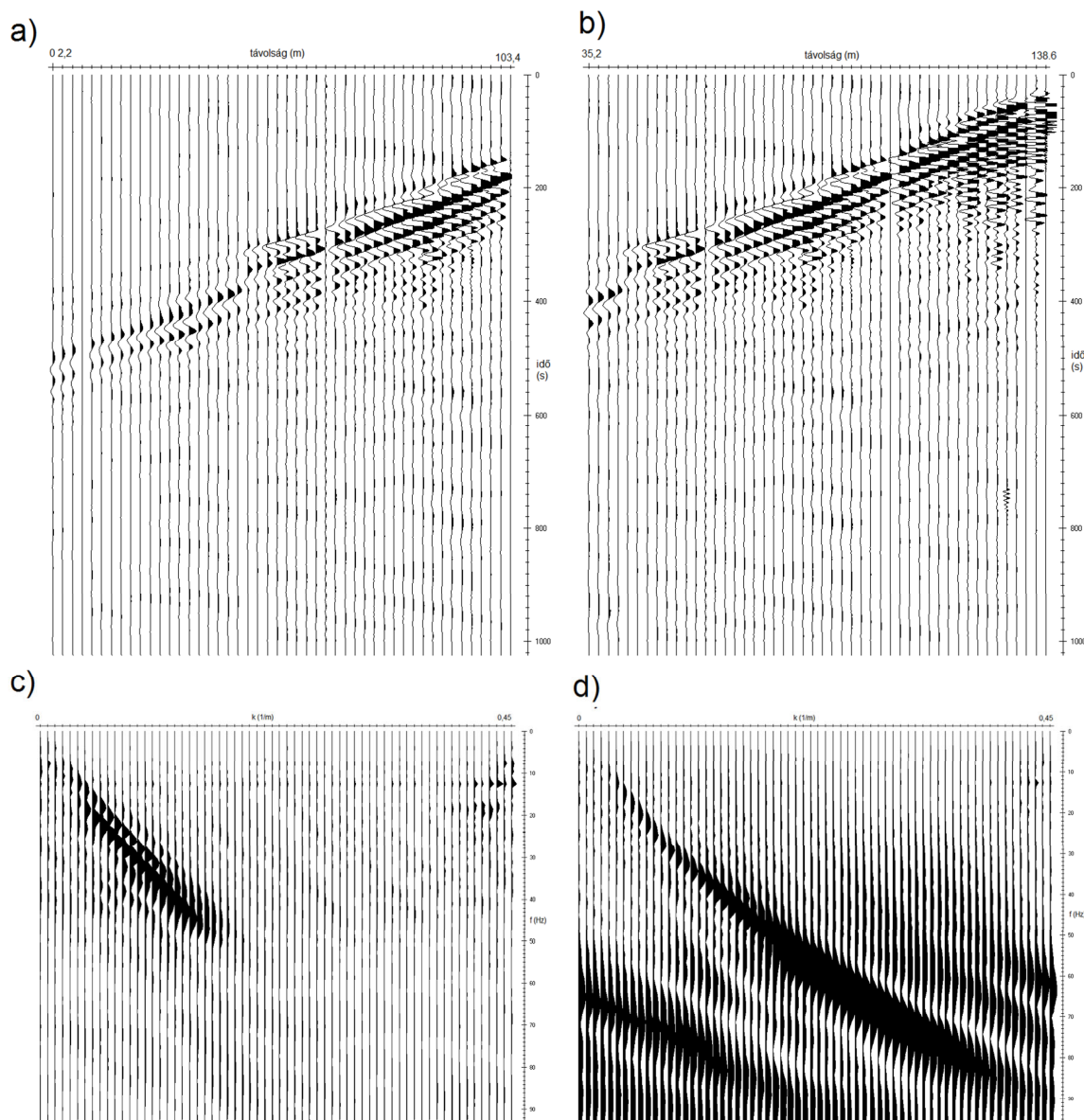
Az ábra bal oldalán a terepi felvétel látható, a geofonköz 2,2 m, az offset 20 m. Az f-k transzformált képen jól kirajzolódik a diszperziós görbe, de a 10 Hz körüli alsó sávkorlát miatt az inverziós eljárással nem lehet elérni a 30 m-es behatolást. A felvétel megfelelő csatornáinak leválogatásával mindemellett jó szemléltethető a mérési geometria diszperziós görbére gyakorolt hatása.



42. ábra Pestlőrincen végzett kísérleti mérés felvétele, és feldolgozási eredménye

Balra: 64 csatornás terepi regisztrátum; középen: a felvétel f - k transzformáltja, amelyen jól kirajzolódik a diszperziós görbe; jobbra: az inverzió eredményeképpen kapott sebességprofil. Az f - k transzformáltat a pozitív hullámszámok felé eltolva ábrázoltam

64 csatorna egyidejű felvételét a rendelkezésünkre álló műszerrel csak két lépésben tudtuk elvégezni, ami rendszeres mérésnél nem célszerű. Ezért leválogattam a forrásközeli, és az attól távolabbi 48-48 csatornát. A távoli csatornák transzformálása után kapott diszperziós képen (**43. ábra** bal oldala) két szembeötlő változás is látható. A nagyfrekvenciás rész erősen csillapszik a frekvencia-szelektív abszorpció miatt, a diszperziós görbe pedig szétválik két részre, amit a felületi hullám első módusának megjelenése okoz. Ez az ún. „far field effect” megjelenése miatt van, amit a felületi hullám méréseket bemutató fejezetben már ismertettem. A bimodális karakter a – bár ott nem ennyire kifejezetten – de a **42. ábra** 64 csatornás felvételén is látszik. Az ábrán bemutatott jellemzők alapján tehát terítéstávolságot még nagyfokú laterális inhomogenitás nélkül is érdemes korlátok közé szorítani, mert a módusok keveredése pontatlan diszperziós görbekijelöléshez, ezáltal kevésbé megbízható inverziós eredményekhez vezet. Ez látszólag ellentmondásban van az inverzióról szóló fejezetben írottakkal, ahol szakirodalmi példák alapján ajánlott a magasabb módusok bevonása a számításokba. A többimódusú inverzió azonban csak abban az esetben alkalmazható, ha ezek szétválasztása egyértelmű. Az f - k transzformáció alkalmazása esetén a kis felbontóképesség miatt ez nem biztosítható, és meg kell jegyezni, hogy több módus felhasználása mindig magában hordja a félreértelmezés veszélyét, az alaplómódusnál rendszerint gyengébb amplitúdójú magasabb módusok ugyanis függetlenül a jelkiemelési eljárásoktól könnyen keverhetők a koherens zajokból, vezetett hullámokból és a spektrális szivárgásból származó jelcsomagokkal. A zajos városi környezetben ezért a térképezéshez kialakított mérési elrendezés offsetjét a nagyenergiájú alaplómódus regisztrálására hangoltuk.

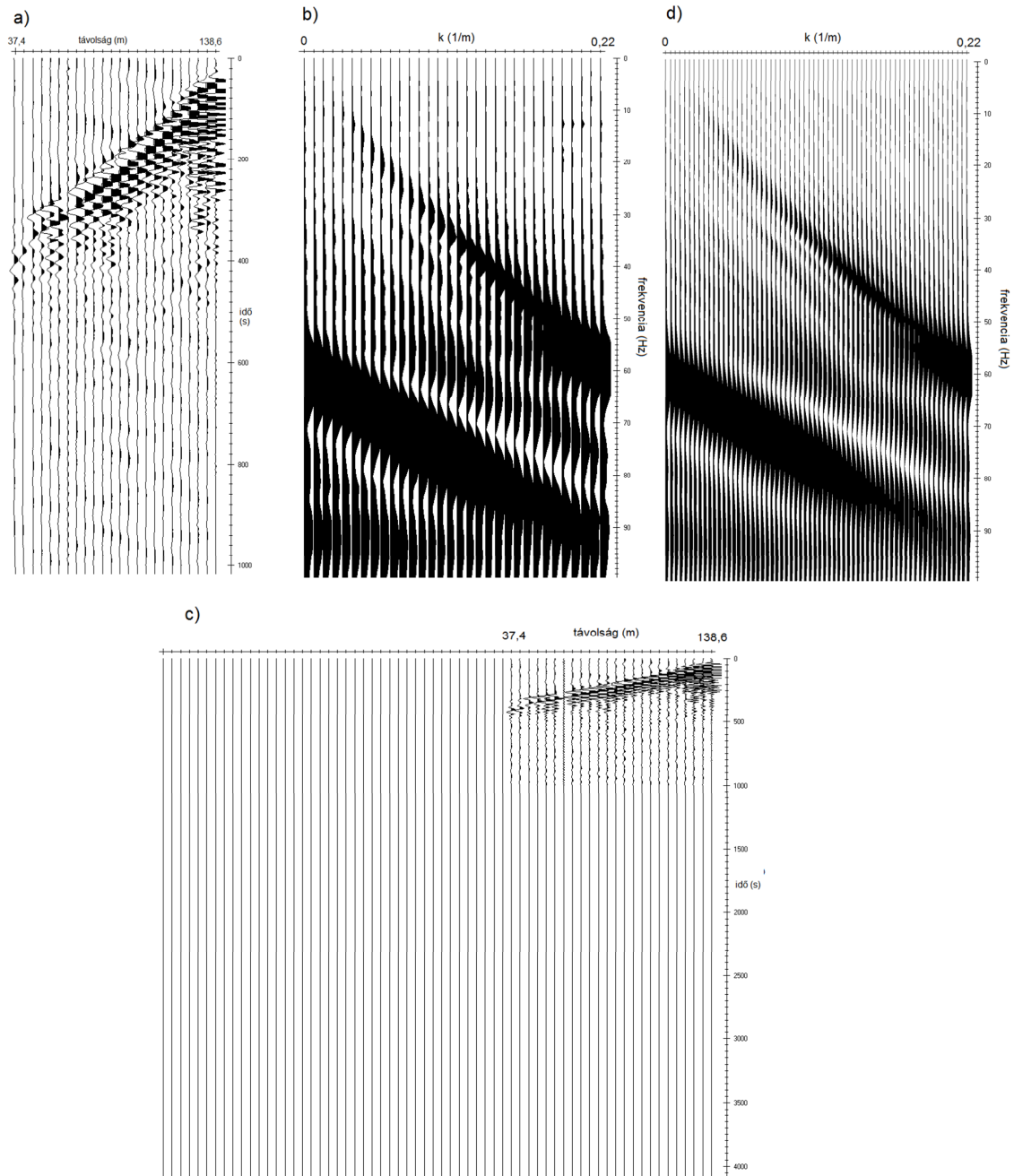


43. ábra Pestlőrincen végzett kísérleti mérés csatornaválogatott feldolgozása – a távoli (a) és közeli (b) 48 csatorna a felvételen és f-k transzformáltjaik (sorrendben c és d)

Szembetűnő a távoli csatornák felülvágott spektruma, és a második módus elkülönült megjelenése

További kérdés volt még, szükséges-e 48 csatornás felvételt készíteni, vagy elegendő ennél kevesebb érzékelő is. Ez a műszerkövetelmény és a terepi időigény szempontjából sem mindegy. A **43. d)** ábrán látható a jel spektrális szivárgásból származó részén jelentkező alias jelenség, de a felvétel irányítottága miatt ez valamilyen „unwrapping” technikával korrigálható, tehát valójában nem lép fel információvesztés. Ezért a (48 csatornás) terítéshossz megtartása mellett felére csökkentettük az érzékelők számát, miközben a geofonköz duplájára nőtt (**44. ábra**). A felvétel f-k transzformáltja (**44. b)** ábrarész) az alias jelenség kivételével valóban nagyon hasonló a 48 csatornás felvételéhez (**43. d)** ábra), spektrális felbontása azonban a kisebb térbeli mintavétel miatt rosszabb. Ezen 0 értékű csatornák hozzáadásával javíthatunk (**44. d)** ábra). Ez az eljárás nem jelent valódi felbontás

növelést, inkább interpolációs technikaként fogható fel, mivel azonban a diszperziós görbék „simák” – hiszen egyfajta mélységbeli átlagolást tükröznek – az eredmény nagyon hasonló a kiinduló felvétel transzformáltjához. A szomszédos b) és d) ábrákon jól látható az is, hogy szükség esetén, az alias jelenség korrigálható.



44. ábra Pestlőrincen végzett kísérleti mérés csatornaválogatott feldolgozása – a közeli 24 csatorna a felvételen (a) annak f - k transzformáltja (b) és a „zero padding” hatása (c) és (d)

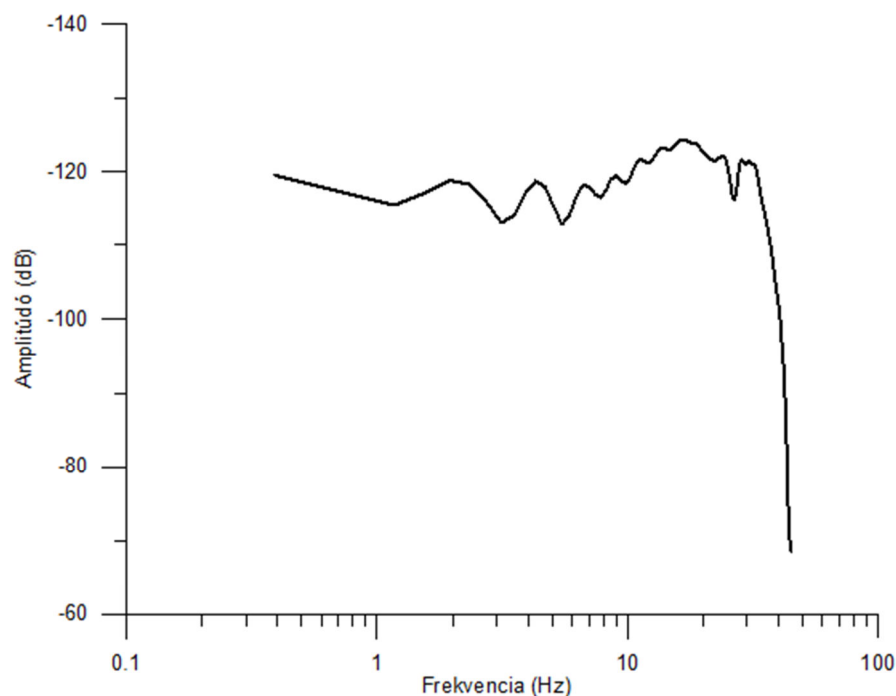
A fenti példákon jól látszik a terítéshossz és geofonköz változtatásának hatása, de egyik terítési rendszer esetén sem érhetjük el a szükséges behatolást. Ehhez a szeizmikus forrás és érzékelők paraméterein is változtatni kell. A választásnál az energiának és a

frekvencia átvitelnek van nagy szerepe. A regisztrált időjelek a következő konvolúciós kifejezéssel írhatók le:

$$x(t) = s(t) * g(t) * r(t) * a(t), \quad (7.1)$$

ahol $x(t)$ a regisztrált jel, $s(t)$ a forrás impulzus, $g(t)$ a földi impulzusválasz, $r(t)$ az érzékelő átviteli függvénye, $a(t)$ a műszer átvitele (amit jellemzően az AD átalakító jellemzői szabnak meg). A frekvenciatartományban a fenti egyenlet egyszerű szorzássá válik. A műszer hatása felületi hullám méréseknél nem lényeges, a földi impulzusválaszra nincs befolyásunk, ám a forrás és az érzékelő spektrális jellemzői igen fontosak.

Ha a 30 m-es mélységtartományból indulunk ki, elfogadjuk a Knopoff féle 0,4-es z/λ közelítést (Knopoff 1972), akkor ez 75 m-es hullámhosszat jelent. Ezek detektálásához 200, illetve 300 m/s-os sebességeket feltételezve sorrendben 2,7 illetve 4 Hz-es frekvenciájú jeleket kell tudnunk regisztrálni. Az adott feladatnál tehát kisfrekvenciás geofonokra (általában a sajátfrekvencia felében szabják meg azt a frekvenciatartományt, ahol a fáziskarakterisztika még elfogadható), és forrásokra van szükség. A rezgéskeltésnél természetesen a jó jel/zaj viszony is kiemelt jelentőségű, de itt praktikus szempontokat (szállíthatóság, szükséges engedélyek stb.) is figyelembe kell venni. Ezek alapján a Mérnökgeofizikai Főosztály eszközparkjából az SR II. szeizmikus forrást, és a 2,4 Hz sajátfrekvenciájú NC 2-es geofonokat választottuk ki. Az SR II egy lőporpatronnal működő 80 kg tömegű ejtősúlyos forrás, amely kellően nagy energiájú kisfrekvenciás jeleket tud keltetni (45. ábra).



45. ábra Az SR II. szeizmikus forrás spektruma

Az ábrán a forrásjel szélessávú szeizmométerrel mért spektruma látható. Az eszköz energiája kb. 0,4 Hz és 35-40 Hz között – méréseink szempontjából optimális sávban – viszonylag egyenletesen oszlik meg

A térképezéshez kapcsolódó mérési–feldolgozási feladataim a fent ismertetett kérdéskörre, a terepi mérési elrendezés kialakítására és a diszperziós görbe meghatározására irányultak. Az inverziót végző programcsomag kollégáim, Hermann László, Prónay Zsolt és Neduczka Boriszláv részben a térképezést megelőző részben azzal párhuzamosan végzett munkájának gyümölcse. A teljesség kedvéért ennek alapvető jellemzőit is ismertetem. A direkt feladat megoldását Thomson–Haskell eljárással működő algoritmus végzi. Maga az inverziót két lépésre bontható. Az elsőben egy közelítő modellt állítottunk elő, ami a másodikban, egy genetikusan bementett képezi. A közelítő modell funkciója kettős. Egyrészt csökkenti a genetikusan bementett képek jelentős számítási időigényét, másrészt nagyon hasznos a paraméter-érzékenységek számítások során.

A kezdőmodell számításánál jó kiindulás a Matthews (1996) féle, amely szerint a Rayleigh hullámok diszperziós görbéje a sebesség-mélység függvény simított, mélységskálázott változata

$$V_S(z) \approx 1.1 \cdot c(\lambda = rz), \quad (7.2)$$

ahol z a mélység, $V_S(z)$ a nyíróhullám sebesség z mélységben, $c(\lambda)$ a λ hullámhosszhoz tartozó fázissebesség. A λ hullámhossz a mélység és az r mélységkonverziós faktor szorzata. A konverziós faktor értéke 2 és 4 között változhat. A kezdőmodell felépítése három lépésben történik. Az első az alapmodell felépítése a mért fázissebesség görbéből, a második a mélységkonverziós tényező meghatározása, a harmadik a rétegenkénti sebességillesztés. A rétegszám a mért diszperziós görbe λ_{max} és λ_{min} hullámhosszainak aránya alapján becsülhető, de érdemes azt felülről korlátozni (10-nél sokkal nagyobb rétegszám ritkán szükséges, és a nagy érték csak az inverziós stabilitását csökkenti). A rétegvastagságokat a csökkenő felbontás miatt célszerű a mélységgel növelni. Ezt a vastagság/mélység arány állandó értéken tartásával a legegyszerűbb elérni (jellemző értéke 0,2 és 0,4 között van). A rétegre bontást követően a sebességek hozzárendelését kell elvégezni. Ez egy adott rétegbe eső mért fázissebesség értékek harmonikus középértékékként határozható meg.

$$V_S(i) = 1,1 \cdot \sqrt{\prod_j c(\lambda(j))} \quad \text{ahol} \quad H(i-1) < \lambda(j) < H(i), \quad (7.3)$$

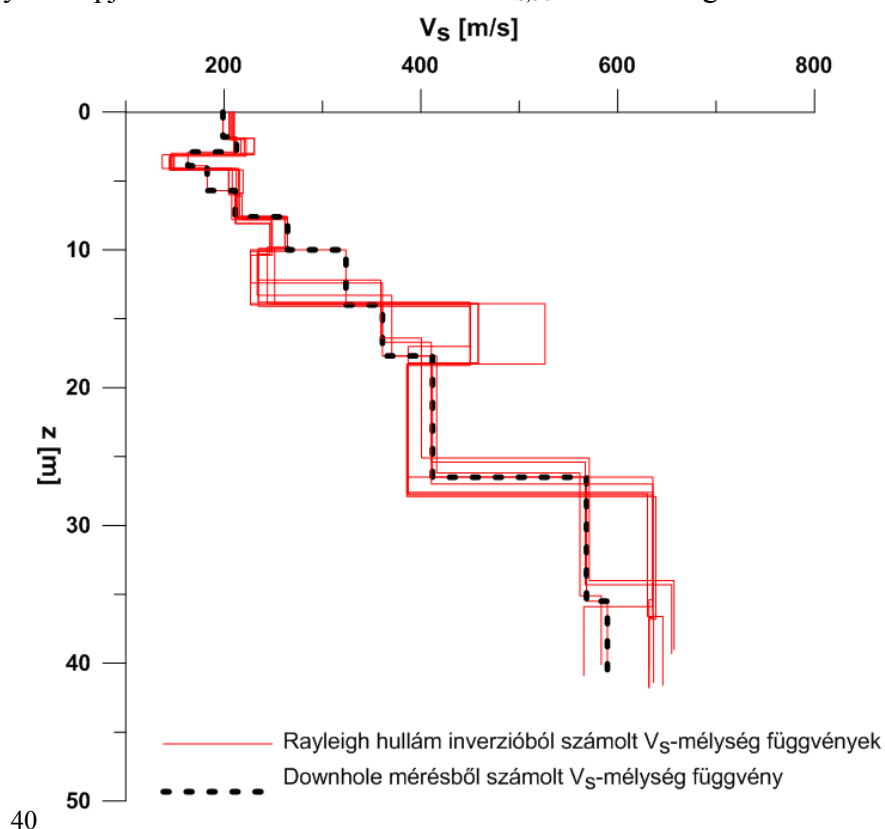
Az eddig bemutatott számításokban a mélységkonverziós tényező értéke 1-nek felelt meg, valódi 2-4 helyett, a következő lépésben tehát az intervallumon belül meg kell keresni a tényező mérési adatokhoz legjobban illeszkedő értékét. Az illesztést a különböző skálázással előállított modell mért adatoktól való eltérése alapján végezzük. A legjobb illeszkedést adó mélységkonverziós tényezővel megadott modell sebességei még magukon viselik a simítás hatását, az utolsó lépésben e sebességeket kell korigálni, amihez az adott réteghez tartozó mért és számított diszperziós adatok mértani közepének arányát célszerű használni:

$$V_S'(i) = \sqrt{\prod_j \frac{c_m(\lambda)}{c_{calc}(\lambda)}} V_S(i) \quad (7.4)$$

A program ezt a lépést iterációs eljárás formájában végzi, az iterációs szám jellemzően 16-32. Az így előkészített modell általában már igen jó közelítést adja a végső megoldásnak, és nagymértékben lerövidíthető vele a genetikus algoritmus végrehajtásához szükséges számítási idő.

A genetikus algoritmus alapelveit a 4. fejezet végén már ismertettem. Az általunk alkalmazott eljárás lényeges specialitása az, hogy az illeszkedési hibát nem az eltérések L_2 normájaként vetszi fel, mert ebben az esetben a diszperziós görbe nagyfrekvenciás része felülreprezentált lenne, tehát az illesztés túl nagy súllyal tartalmazná a sekély rétegek okozta hatásokat. Ezért az eltéréseket súlyozni kell a frekvencia reciprokával. A genetikus algoritmus 50 egyed és generáció felvétele mellett általában körülbelül egy nagyságrendnyivel csökkenti az indulómodell hibáját, miközben a hibafüggvény aszimptotikus jellegű lesz.

A mérési és feldolgozási rendszert ismert rétegsorú fúrás mellett teszteltük (**46. ábra**). Az eredmények alapján azt alkalmasnak találtuk a $V_{S,30}$ értékek meghatározására.



46. ábra Downhole mérés eredménye a 10 legjobban illeszkedő felületi hullám inverziós modellel

7.1.3. Földtani felépítés figyelembe vétele

A főváros nagy kiterjedése miatt vizsgálataimat egy teszterületen, Budapest egyik kerületében kezdtem el. A vizsgálandó terület így is többször 10 km²-es volt, amelynek térképezése a rendelkezésre álló anyagi forrásokat figyelembe véve nem tűnt kis feladatnak.

Minden pontszerűnek tekinthető vizsgálat esetén alapvető kérdés, hogyan tudjuk reprezentálni a vizsgált területet illetve térrészt. Az adott esetben az a kérdés, milyen mérési sűrűséggel lehet megfelelőképpen leképezni a sebességeloszlást, illetve, hogyan lehet a zonációhoz szükséges munka hatékonyságát növelni. Budapest felszín közeli földtani felépítéséről a 6. fejezetben már említett építésföldtani atlasz (Raincsákné 1984) megszerkesztésével hatalmas ismeretanyag gyűlt össze. Ennek felhasználását már a munka kezdeti szakaszán is elengedhetetlennek láttam.

Az építésföldtani térképsorozat szerkesztése 1970-ben kezdődött meg a KFH³ megbízásából, a MÁFI és az FTV⁴ és vállalkozásában, de egyes tematikus térképlapokat más intézmények (MTA FKI⁵ és GGKI⁶) szerkesztett. Az eredeti térképezés 10.000-es lapokkal indult el 29 területen, de még a nyomtatás előtt, 1979 és 1981 között kisebb, M=1:20 000-es illetve M=1:40 000-es méretarányal egységesítették az elkészült térképeket. A térképsorozat (9 tematikus, egy fúráspontri és vízföldtani észlelési atlasz) elkészült, a nyomdai munkákat azonban pénzühiány miatt nem fejezték be, így néhány térképlap — köztük a földrengés-veszélyeztetettségi — csak szerkesztett változatban, a MÁFI könyvtárában volt fellelhető.

A 2001-ben induló munka első budapesti teszterületének a XVIII. kerületet választottam, mert a MÁFI Településgeológiai Osztálya szennyeződés-érzékenységi térképet szerkesztett e területen, amelyhez az építésföldtani atlasz térképei közül többet is digitalizáltak. A térképek felhasználásának módját a következő alfejezetben ismertettem részletesebben.

A rendszeres térképezést tehát Budapest XVIII. kerületében kezdtük, ahol célunk $V_{S,30}$ adatokon alapuló szeizmikus altalaj osztály térkép megszerkesztése volt, felületi hullám mérések és az építésföldtani atlasz térképi adatainak felhasználásával.

7.2. Budapest XVIII. kerület

7.2.1. A rendelkezésre álló térképi adatok, és azok alkalmazása

A MÁFI munkatársai digitális állományok formájában rendelkezésünkre bocsátották a kerület topográfiai, fedett és fedetlen földtani térképét, ezen kívül papír (később szkennelt, raszteres) formában rendelkezésünkre állt a kvarter képződmények vastagságtérképe, valamint az alapozási adottságok összevont térképe. A szeizmikus altalaj osztály kijelölése szempontjából különösen értékes része a felszíni földtani térképnek, hogy ezeken a felhagyott kavics- és agyagbányák kontúrjait is feltüntetik. Mivel a bányauregeket időközben jelentős vastagságban feltöltötték, a töltésanyag (hulladék, építési törmelék stb.) változatossága és

³ Központi Földtani Hivatal

⁴ Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat

⁵ Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatóintézet

⁶ Magyar Tudományos Akadémia Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet

konzolidálatlan volta miatt ezek a természetes földtani felépítéstől eltérő geotechnikai tulajdonságokkal, így változatos nyíróhullám sebességekkel rendelkeznek. Ezt a méréstervezés és a mérési adatok kiterjesztése során egyaránt figyelembe kell venni. Az építésföldtani térképlapokon számos, az építésföldtan szempontjából releváns információt jelenítenek meg, mint az alapozási minőségek, vagy a csúszásveszélyes területek. Ezek kvalitatív, vagy kvantitatív módon egyaránt figyelembe vehetők a részterületek minősítése során.

A szakirodalomban akkoriban fellelt hasonló térképezéseknél a felszíni képződmények elterjedése alapján osztották be a területet, és e képződményeken mért értékeket használták a zónabeosztásnál. Gyakorlatilag tehát a zónatérképek alapjául a fedett földtani térképeket használták. Az 5. fejezetben is említettem, hogy e módszerből következik, hogy amennyiben a fedőképződmények vastagsága kicsi, a kontrollmérésekkel meghatározott sebességek kilógnak a térképi blokkok intervallumból. Az említett esetben (Wills et al. 2000) ez volt az egyik legfőbb oka a kategorizálás és a mért sebességértékek közötti eltéréseknek (thin alluvium problem).

Az építésföldtani atlasz kínálta lehetőséggel élve azt a célt tűztem ki, hogy a terület blokkosítását ne csak a felszíni képződmények elterjedése alapján, hanem a felső 30-40 m-es rétegsorra vonatkozó valamennyi földtani információ figyelembe vételével végezzem. A térképek szerkesztését a következő fázisokra bontottam

- A rendelkezésre álló földtani adatok felhasználásával a területet a méréseket megelőzően olyan blokkokra osztom, amelyek a hasonló földtani felépítés miatt várhatóan hasonló paraméterekkel rendelkeznek
- A mérési pontok kijelölésénél e blokkok átlagos nyíróhullám sebességeit határozom meg
- A méréseket követően összehasonlítom az azonos és a különböző blokkokba eső mérések eredményeit, és szükség esetén módosítom a blokkhatárokat, illetve újabb méréseket végzünk

Meg kell jegyezni, hogy a XVIII. kerület szerencsés választás volt az indulás szempontjából, mert a teszterület földtani felépítése viszonylag egyszerű.

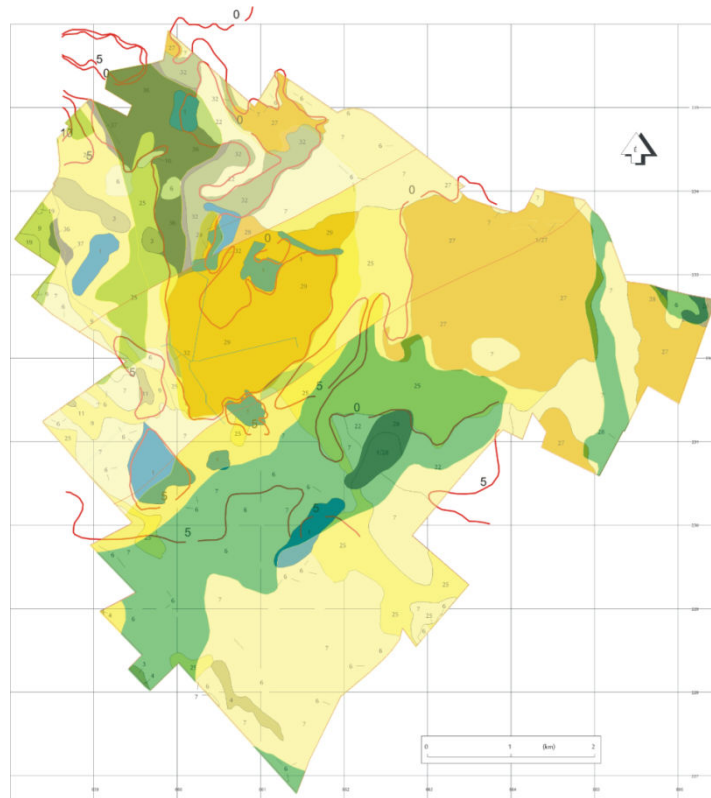
7.2.2. A terület földtani fejlődéstörténete és felépítése

Pestlőrinc a pesti síkság Ny-i, DNy-i részén helyezkedik el, D, DK, a Nagyalföld süllyedéke felé nyitott. Vizsgálatom, vagyis a felső 30 m-es rétegösszlet földtani felépítése szempontjából a viszonylag vastag neogén rétegsor miatt a fejlődéstörténet csak a késő-pannóniaitól releváns, mivel az kora-pannóniai idején a terület szárazulat volt, így ekkor a területen a lepusztulás volt jellemző. A késő-pannóniaitól kezdve a terület több szakaszban süllyedt. A süllyedés egyenlőtlen volt, a D-DK-i részen intenzívebb, ami ezen a területen a

felső-pannóniai rétegsor kivastagodásával járt. A késő-pannóniai végén a terület rövid időre újra szárazulattá vált, a felső-pliocén üledékek diszkordanciával települtek az idősebb képződményekre. A terület D-DK felé ekkor is süllyedt, ami az üledékek kivastagodásában tükröződik is. Az ó- és középső-pleisztocén idején megint a lepusztulás jellemezte a területet, az új pleisztocén alatt idősebb mederágak menti üledék felhalmozódás volt jellemző. A pleisztocén – holocén alatt az erőteljes szélmozgás nagymértékű lepusztulást okozott, a szél lepelhomok takarót és néhol homokbuckákat hozott létre.

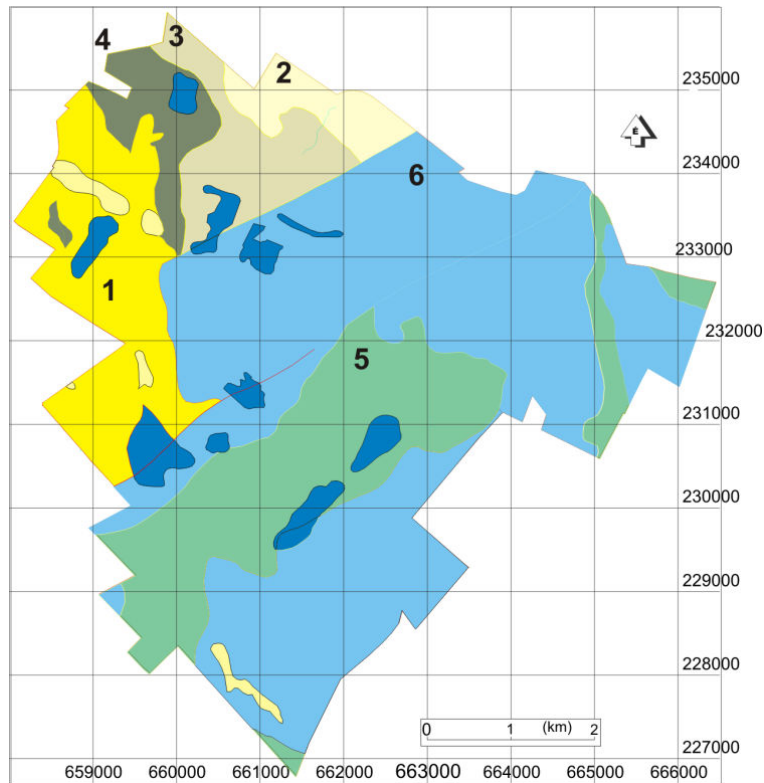
A fentebb ismertetett neogén földtörténet a földtani térképeken teljes mértékben tükröződik, amennyiben a felső pannon képződmények a területen több DNy-ÉK-i csapású vető mentén ÉNY-DK-i irányban több egyre mélyebb helyzetbe kerülnek, míg a terület DK-i részén a felső 30 m-es rétegoszlopot már uralkodóan a felső pliocén fiatalabb képződmények alkotják (1. melléklet). Időközben a korbesorolás megváltozott, és a terület egész részét a pannonba sorolták, megkülönböztetve a fiatalabb Nagyalföldi Tarkaagyag és az idősebb Zagyvai Formáció különböző szemcseösszetételű képződményeit. A blokkosítás szempontjából annak van jelentősége, hogy a különböző korú képződmények anyagukban is eltérnek egymástól, a fiatalabb képződmények nagy vastagságú kavicsos, homokos kavicsos rétegeket tartalmaznak, míg az idősebbek szemcsenagysága ritmusosan váltakozik ugyan, de uralkodóan kőzetliszt mérettartományban van.

A szerkesztést nagymértékben megkönnyítette, hogy a térképeket digitális formában is átadták, azok kezelése azonban így sem volt egyszerű feladat, mivel nem állt rendelkezésemre olyan térinformatikai program (abban az időben a MÁFI-ban a MicroStation szoftvert használták), amellyel az adatokat kezelhettem volna. Ezért a dxf formában kapott digitális állományokat CorelDraw programba importáltam, és a további szerkesztést ott végeztem. Mivel a CorelDraw egyszerű rajzolóprogram, ezért nem tudja kezelni a vonalas és centroiddal ellátott térképi állományokat, a vonalas állományokat poligonná kellett alakítani (1. és 2. melléklet). A program nem képes térinformatikai műveletek (pl. metszetképzés) elvégzésére, ezért a területi jellegzetességeket ezek egymásra lapolásával lehetett vizsgálni. A blokkosításhoz a fedett és fedetlen földtani térkép mellett a kvarter vastagságtérképet is felhasználtam, amelyet digitalizáltam. A szkennelt térképek georeferálásához a digitális topográfiai térképet és a raszteres térképen megjelenített topográfiai elemeket használtam (47. ábra).



47. ábra A XVIII. kerület fedett, fedetlen földtani és, és kvarter vastagság térképeinek összevont változata
A kvarter képződmények vastagságát piros izovonalak jelölik

A fedett földtani és a kvarter vastagságtérkép alapján a negyedkori képződmények jellemzően homok, illetve kavicsos homok üledékekből állnak, vastagságuk általában csekély, és ahol kivastagodnak, ott anyaguk a fekvő Nagyalföldi Formáció üledékeihez hasonló. Ezért ezek jellemzőit a blokkok kialakításánál figyelmen kívül lehetett hagyni. Így a blokkterkép egységeit főképp a fedetlen térkép különböző korú és szemcseösszetételű kategóriái alapján határoztam meg. Ennek alapját szakirodalmi adatok adják (pl. Tinsley és Fumal, 1985, Perrin et al. 2010), melyek szerint a nyíróhullám sebesség a szemcseméret és a kor függvényében változik, és a hasonló korú homok, kavicsos homok képződményekre nagyobb nyíróhullám sebesség jellemző, mint a kőzetliszt mérettartományba esőkre. A feltöltött bányagödrök területét viszont minden esetben elkülönítettem környezetüktől, és ugyanígy tettem a kisebb foltokban előforduló negyedidőszaki öntésiszap és egyéb finomszemcsés képződményekkel. Ezek segítségével készítettem el a kerület blokkosított térképét (**48. ábra**), amely egyben a mérési program kiinduló térképe volt. Mindezek alapján 6 fő blokk típust határoztam le. Ezek területi tagoltsága, valamint a mesterséges feltöltések és a finomszemcsés kvarter képződmények részterületeinek figyelembe vétele alapján mindösszesen 30 blokkot jelöltem ki.



48. ábra A kerület előzetes blokkterképe

A bányagödrök területét kék, az öntésiszapokét halványsárga szín jelöli

A terület nagyságát figyelembe véve ez kevésnek tűnhet, de a hasonló fáciesű üledékeknél az átlagolás simító hatását is figyelembe véve nem várhatunk nagy változékonyságot a sebességadatokban. Inkább azt valószínűsítettem, hogy a mérési eredmények ismeretében a blokkok száma csökkenthető, a mesterséges feltöltések területén kapott eredmények viszont okozhatnak kiugró értékeket, amelyek a kategóriatérképet tagoltabbá tehetik.

7.2.3. Terepi mérések

7.2.3.1. Előkészítés

A területi lehatárolás után nyílt lehetőség a terepi mérési helyek kijelölésére. A cél a kijelölt blokkok nyíróhullám sebességeit megfelelően reprezentáló adatrendszer gyűjtése volt. A méréseket megelőzően terepbejárást kellett tartani, hogy a mérési szelvény helyét kijelöljük. Erre azért volt szükség, mert a mérésekhez szükséges 120 méteres, terítést és offszetet magába foglaló vonalakat városi (jellemzően lakótelepi illetve kertvárosi) környezetben kellett kijelölni, lehetőség szerint elkerülve az erős közlekedési zajok és az egyéb (pl elektromos vezetékek, transzformátor állomások keltette zavarok) kedvezőtlen hatásait. Mivel a mérések egy részénél az aszfalt útburkolat miatt a geofonokat nem tudtuk a talajba szúrni, azokat cserélhető alumínium talppal is el kellett látni.

7.2.3.2. A mérések végrehajtása

A méréseket, a 7.1 fejezetben leírtaknak megfelelően a következő paraméterekkel végeztük (7.1 táblázat):

	Felületi hullám (MASW) mérés	Refrakciós mérés
Geofonköz	4 m	4 m
Forrás	SR-II	kalapács
Alkalmazott geofonok	NC-2, vertikális 2,5 Hz	NC-2, vertikális 2,5 Hz
Csatornaszám	24	24
Mintavételi idő	0,5 ms	0,5 ms
Mintavételi hossz	2048	1024
Geofonköz	4 m	4 m
Terítéshossz	92 m	92 m

7.1 táblázat: A XVIII. kerületben végzett mérések paraméterei

A számos egyszerűsítésnek (kisebb csatornaszám, egyszerűsített refrakciós észlelés) és a pontok előzetes kitűzésének köszönhetően aránylag gyorsan, kb. 3-6 pont/nap teljesítménnyel tudtunk haladni. Meg kell jegyezni, hogy a Ferihegyi repülőtér területén a biztonsági előírások miatt nem tudtunk méréseket végezni. Így végül 32 mérési helyszínen végeztünk méréseket. Ez elmarad ugyan az előzetesen tervezettől (kb. 40 helyszín), de mivel a terület sebességeloszlása a földtani kép által sugalltnál egyveretűbbnek bizonyult, a kiválasztott mintaterület jellemzéséhez, a Ferihegyi repülőtér környékét leszámítva, elegendő volt.

7.2.3.3. Adatfeldolgozás

A mérések feldolgozása az előzőekben leírtak szerint három lépcsőben történt. Egy-egy szelvény mentén egyszerűsített refrakciós feldolgozást végeztünk, amely az inverzió induló modelljéhez szolgáltatott rétegvastagság és P sebesség adatokat. A terület földtanával összhangban, és előzetes várakozásainkkal megegyezően közel vízszintes réteghatárok és második (refraktor) rétegeként a talajvíztükör jellemezte a területet. Az SR-II forrással felvett zavarhullám-felvételeken editálás után f-k transzformálást végeztünk. A felvételek frekvencia-hullámszám tartománybeli képéből nyertük a különböző fázissebességekhez tartozó sebességeket, azaz a diszperziós görbét.

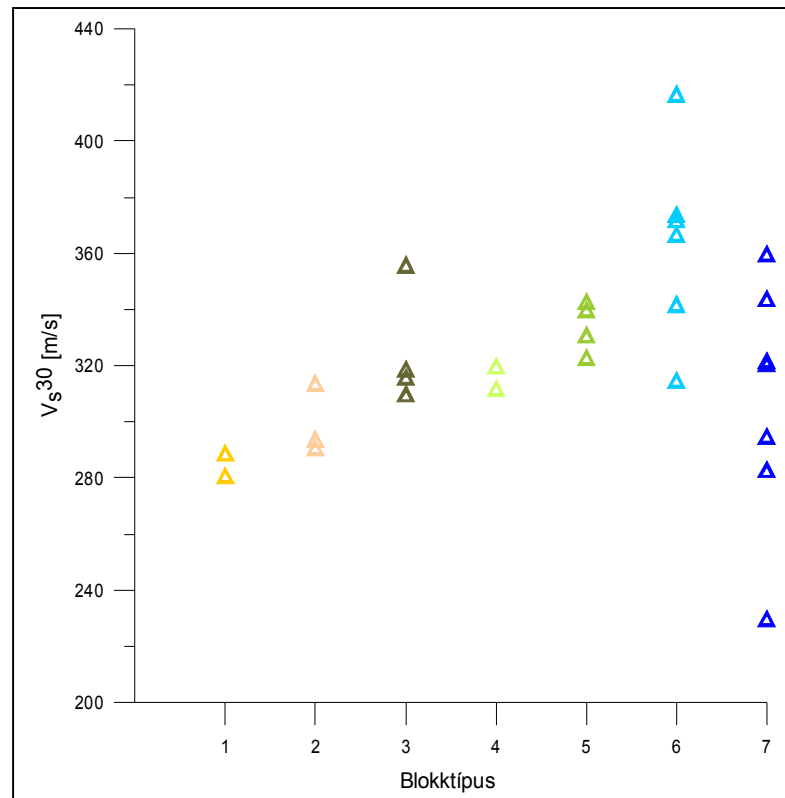
A két adatrendszer bemenetként használva előzetes rétegmodellt számítottunk. Ezt a rétegmodellt használtuk az a Thomson-Haskell kalkulust alkalmazó, azt magként magába foglaló genetikus algoritmus induló modelljeként. A kapott, pontosított sebességprofilból határoztuk meg a felső 30 m-es rétegsor átlagos nyíróhullám sebességét.

Nagy kérdés volt, hogy a földtani előkategorizálás és a mérések eredményei mennyire lesznek összhangban egymással. A földtanilag különböző blokkokba sorolt területeket fedő 30-40 m-es fedő összlet zömmel kohéziómentes, korukban és genetikájukba is sok átfedést mutató rétegekből áll, így nem tűnt kizártnak, hogy a különböző területek nem választhatók szét a terjedési sebességek alapján. A másik bizonytalanság az volt – és ez már a földtani

térképek pontosságával is összefügg –, hogy a sebességek alapján behúzható határok máshol húzódnak, mint a geológiai blokkok határai.

7.2.4. Eredmények

A mérési eredmények cáfolták ezeket az aggodalmakat. A **49. ábrán** a különböző blokkokhoz tartozó sebességeket ábrázoltuk, a típusok szerint csoportosítva.

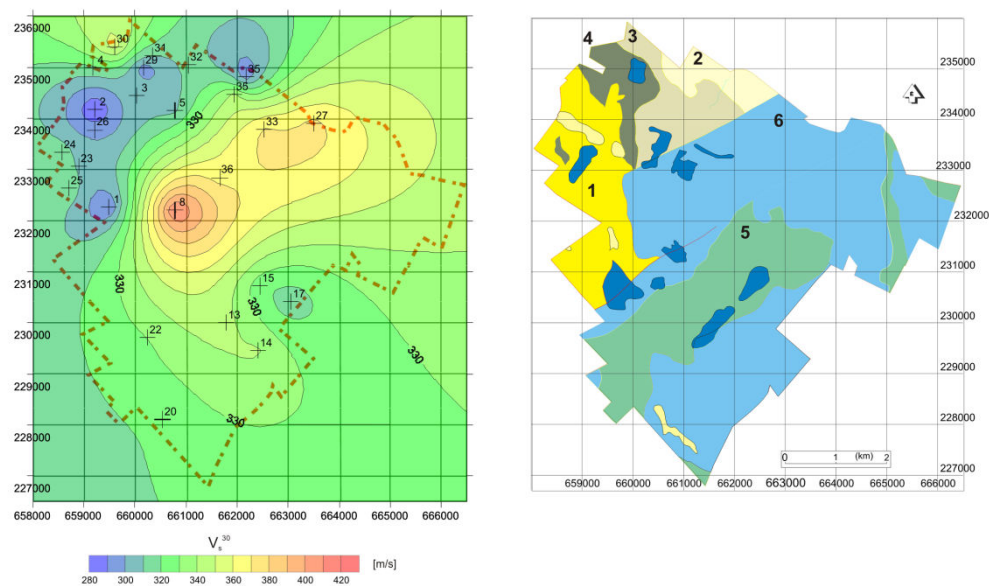


49. ábra A különböző típusba tartozó területrészekon mért $V_{s,30}$ sebességek
A 7-es blokk típus az összes feltöltött terület adatait tartalmazza

A mérési eredmények néhány kiugró értéktől eltekintve meglehetősen szűk tartományba, 280 és 380 m/s közé estek. Mindezek mellett a különböző területrészek sebességeikben is elkülönülnek egymástól. Az ábrán jól látható, hogy az azonos blokkhoz tartozó mérési pontok aránylag szűk sávba esnek, és jellegzetesen elkülönülnek a többi típustól. A 6-ossal jelölt csoportnak némileg nagyobb a szórása, mint a többinek, de ez a blokk területileg két, jól elkülönülő részre osztható. A földtani adatok alapján ez a két területrész azonos blokkba tartozónak látszott, a terjedési sebességek alapján azonban világosan elkülöníthető. A másik típus, amelyik nagymértékben szór, a 7-es, ez azonban nem meglepő, tekintettel, hogy ez a típus nem földtani egységet jelöl, hanem az összes, feltöltött területen végzett mérést reprezentálja.

A **50. ábrán** a mért sebességek térképi megjelenítését láthatjuk. Mivel a sebességeket a természetes földtani képződményekkel kívántuk összevetni, a mesterséges feltöltésen mért sebességértékeket kihagytuk a térképszerkesztésből. A blokkterképpel összevetve világosan

látható a hasonlóság a blokkok és a sebességeloszlás között. Főleg a területet DNy–ÉK-i irányban átszelő átló mentén figyelhető meg egy jellegzetes, arra merőleges határvonal, amely egybeesik a kerületet átszelő fő törésvonallal. Ez a vető választja el egymástól a fedetlen térképen a felsőpannon, zömmel kőzetlisztes és a felsőpliocén, zömmel homokból, kavicsos homokból álló képződményeket. Meg kell említeni, hogy a térkép szerkesztésénél nagyon hiányoznak a Ferihegyi repülőtér területére eső pontok. Az is figyelemre méltó, hogy bár az előzetes földtani kép azt sugallta, hogy a terület D-i és középső részén hasonló sebességek várhatók, ez a várakozásunk nem teljesült, és a világoskékkel jelölt legnagyobb kiterjedésű blokk két különböző területrészre esett szét.



50. ábra A mérési pontok adataiból szerkesztett sebességeloszlás (balra) és az előzetes blokkterkép (jobbra)
A sebességeloszlást a mért sebességekből a mesterséges feltöltésre eső pontok elhagyásával szerkesztettük

A sebességek és az előzetes földtani blokkok alapján szerkesztettük meg az Eurocode 8 osztályozáson alapuló térképet, amelyet a 3 sz. mellékleten mutatok be. A térképen a sebességértékek alapján két önálló Eurocode 8 kategóriát (BC és C) jelöltem be. A BC kategória olyan területet jelöl, amely a $V_{S,30}$ paraméter alapján a B típusba tartozik, de azt a tényt, hogy az értékek meglehetősen közel esnek a 360 m/s-os kategóriahatárhoz, szükségesnek tartottam jelölni. Ezen kívül kijelöltem egy, a C kategória alsó értékén lévő blokkot is, amely a lőrinci téglagyár agyagbányája helyén feltöltött területre esett.

A feltöltött területek az elvárásoknak megfelelően általában környezetüknél alacsonyabb sebességekkel jellemezhetők, de az eltérés a fenti téglagyári feltöltéstől eltekintve nem jelentős. Mivel a feltöltések száma meglehetősen nagy, kiterjedésük kicsi, és jó néhány olyan területre esik, amelyik nem közelíthető meg (ipari telephelyek) vagy a mérés szempontjából különösen kedvezőtlen (nagy forgalmú utak mentén) nem tudunk mindegyiken mérést végezni. Ezeket a blokkokat nem soroltuk kategóriákba, hanem egyedi elbírálást igénylő területként jelöltük ki.

A 3. mellékleten bemutatott térkép az első, amelyet a fentiekben részletezett mérési és adatkezelési módszertannal szerkesztettem meg. Meg kell említeni, hogy tudomásom szerint a nemzetközi szakirodalomban sem volt korábbi példa olyan szeizmikus altalaj osztály térképre, amelyet a mérnökgeofizikai eszközökkel is elvégezhető felületi hullám mérések eredményeire építettek. Mint a bevezetésben említettem, Pestlőrinc szerencsés választás volt a módszer bevezetéséhez, mert a földtani felépítés egyszerű volt, és a mérési körülmények sem jelentettek leküzdhetetlen akadályokat. A továbbiakban a józsefvárosi és óbudai terület példáin mutatom be, hogyan kezelhető, amikor a fenti körülmények nehezebbé válnak.

7.3. Passzív mérések belvárosi környezetben

7.3.1. A passzív módszerek alkalmazásának okai

A sebesség-meghatározásra használt módszernél a következő szempontokat kellett figyelembe venni: a módszer legyen olcsó, zajos környezetben is alkalmazható, és képes legyen leképezni a szabványokban szereplő 30 m-es mélységtartomány sebességviszonyait. Ezek alapján alakítottam ki a refrakciós és felületi hullám diszperzió analízisen (MASW) alapuló módszer-együttest kisfrekvenciás forrás és geofonok használatával, amelyet sikerrel alkalmaztunk a XVIII és a XIV. kerületben. Ezek befejezése után a jelentős részben belvárosi környezetbe eső VIII. kerület térképezését kezdtük el. Itt két problémával szembesültünk. Az egyik az volt, hogy a földtani felépítés alapján kiválasztott mérési helyek számos esetben forgalmas területeken helyezkedtek el, a közlekedési zaj így jelentősen nagyobb lett. A másik problémát az SR-II. szeizmikus forrás használata jelentette, a nagy tömegű, és meglehetősen zajos eszközt a sűrűn lakott, gyakran aszfalttal fedett területeken nem lehetett használni. Ezt a rezgéskeltőt kézikalapács használatával az erős háttérzaj, és a szükséges behatoláshoz szükséges forrásspektrum hiánya miatt nem tudtuk pótolni. A közlekedési eszközök keltette rezgések frekvenciataralma ugyanakkor megfelelő rezgésforrást jelentett, így kézenfekvő ötlet a passzív módszerek alkalmazhatóságával foglalkozni.

7.3.2. Módszertan

Passzív mérésekkel a korábbi években kollégáim is foglalkoztak (Hermann 2000), és a nemzetközi szakirodalomban is fellelhető volt a módszer alkalmazása (Park et al. 2004, 2005; Wathelet 2005), sőt, különböző ingyenesen elérhető, vagy próbaverziós szoftverek (Seisimager/SW, Geopsy) tesztelésére is lehetőségem nyílt. Végül – részben anyagi, részben módszertani okokból – ezek helyett saját fejlesztés mellett döntöttem. A módszertani okok közül a legfontosabb az volt, hogy mivel a zajspektrum nagyfrekvenciás (20 Hz feletti) része gyenge, olyan eszköz használatát tartottam célszerűnek, ami jól illeszkedik a meglévő feldolgozási eljáráshoz, így lehetővé teszi a kalapácsos gerjesztéssel készített felvételek diszperziós görbéinek kiegészítését.

A passzív mérések feldolgozására szolgáló algoritmus kiválasztásánál a Park és társai (Park et al. 2004), által publikált irányszög szerinti összegzésen alapuló módszert

választottam, mert ez illeszkedik legjobban műszerezettségünkhöz (aránylag sok, viszonylag nagy sajátfrekvenciájú érzékelő), tapasztalatainkhoz és meglévő számítógépes programjainkhoz.

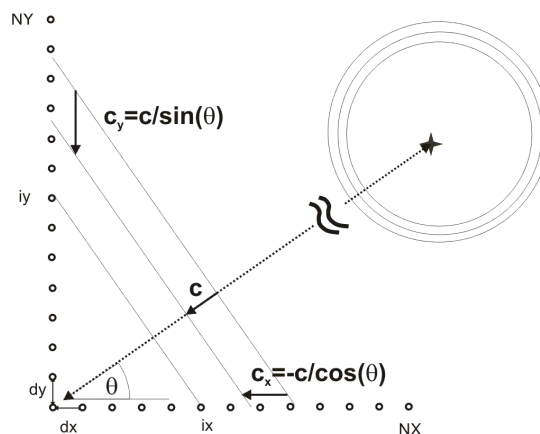
A módszer lényege, hogy a csatornákat a frekvenciatartományban különböző fázissebesség és beesési szög feltételezése mellett a megfelelő fázisszöggel eltoljuk, és spektrálisan összegezzük. Részletesebben:

$$E(\omega, c, \theta) = \left| \sum_{ix=1}^{NX} e^{j\phi_{ix}} R_{ix}(\omega) + \sum_{iy=1}^{NY} e^{j\phi_{iy}} R_{iy}(\omega) \right| \quad (7.5)$$

Ahol R_{ix} és R_{iy} az i -edik csatorna Fourier transzformáltja az x illetve y tengely mentén, θ a síkhullám beesési szöge (**51. ábra**), ω és c a körfrekvencia és a fázissebesség, ϕ_{ix} és ϕ_{iy} a c sebességhez, θ beesési szöghöz és ω körfrekvenciához tartozó fáziskésések:

$$\phi_{ix} = -\omega x_{ix} \frac{\cos \theta}{c}; \quad \phi_{iy} = -\omega y_{iy} \frac{\sin \theta}{c} \quad (7.6)$$

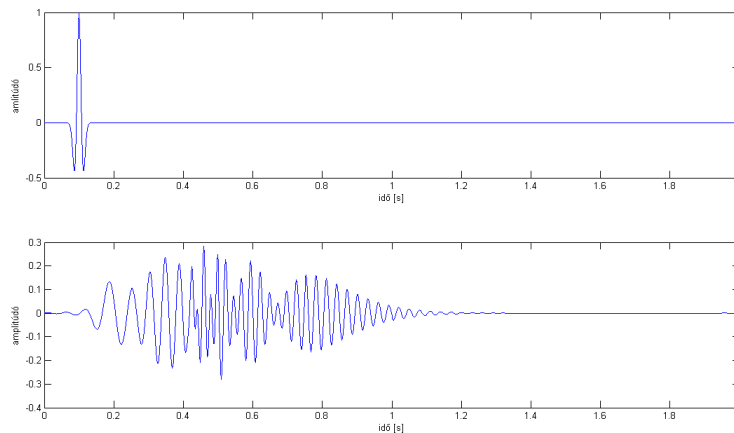
Az így kapott relatív energiaértékek beesési szög szerinti összegzés után már csak a frekvenciától és a fázissebességtől függenek, értékük a diszperziós görbe megfelelő pontjainál maximális. Fontos megjegyezni, hogy a fenti összefüggés csak két lényeges feltételezés mellett igaz, a beeső hullámot síkhullámnak tekintjük, a közeget pedig laterálisan gyengén inhomogénnek. Park kereszt alakú terítést használt, de a városi környezet sajátosságai miatt célszerűbbnek látszott ezt L alakúra változtatni. Így a szintetikus tesztek is ilyen rendszerre végeztem.



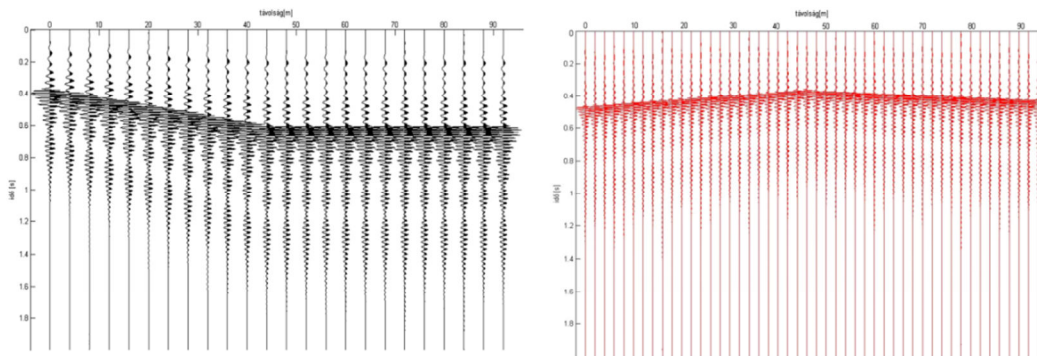
51. ábra Passzív kísérleti mérési elrendezés külső forrással

A feldolgozó program Matlab fejlesztői környezetben készült. A szintetikus csatornákat különböző beesési szöggel terjedő síkhullám beérkezést feltételezve számítottam. A forrásjel Ricker-féle elemi hullám volt, amelyet frekvencia tartományban egy olyan átviteli

függvénnyel szoroztam meg, amely leírta egy megadott kétréteges rétegsor diszperziós viszonyait. Az egyszerűség miatt a terjedést veszteségmentes közegre adtam meg. A csatornákat ezt követően inverz Fourier transzformációval képeztem (**52. és 53. ábrák**).

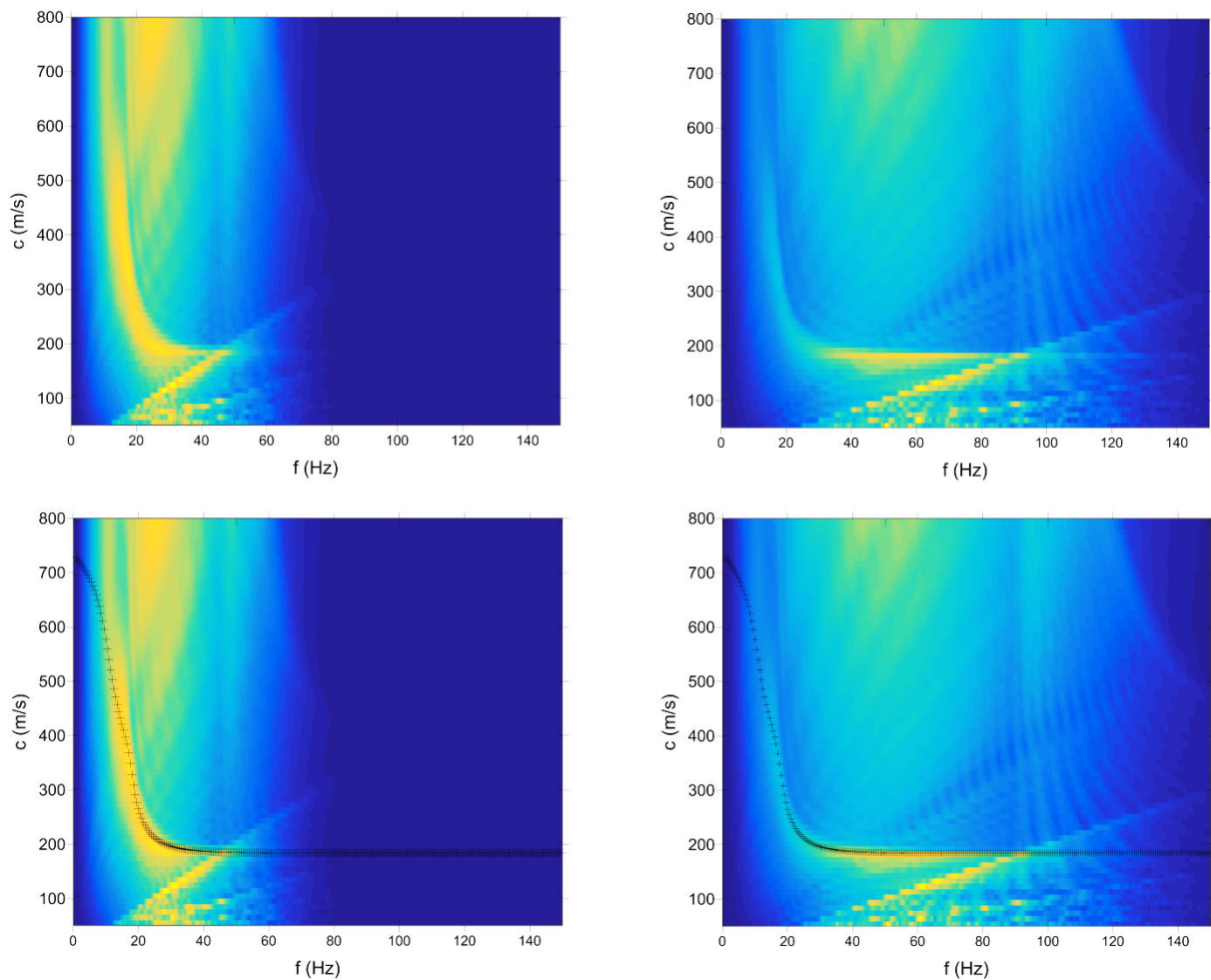


52. ábra Ricker-féle elemi hullám és az ebből képzett diszperz hullámcsomag
(középfrekvencia 30 Hz, távolság 60 m)



53. ábra Diszperz hullámcsomagokból generált felvételek 24 csatornára és 4 m-es geofonközzel (a), valamint 48 csatornára és 2 m-es geofonközzel (b)
(középfrekvencia 30 Hz, távolság 60 m)

A szintetikus csatornákra számított spektrális energia maximumok (**54. ábra**) viszonylag jól visszaadták a bemenő fázissebesség értékeket. Mindezek mellett az összegzett képen feltűnnek művi jelenségek, amelyek lokális és néhol globális maximumértéket adnak. Ezek oka a térbeli alulmintavételezés miatti aliasing. A csatornaszám növelésével a művi hatások csökkennek, és a módszer alkalmazása szempontjából érdekes frekvencia-sebesség tartományon kívülre kerülnek. Ezek alapján a terepi munkára megfelelőnek találtam az L alakú terítést megnövelt térbeli mintavétellel, 48 geofont és 2 m-es geofonközt használva. Több jel együttes feldolgozása azt is mutatta, hogy a terepi mérések során célszerű nagyobb frekvenciájú mesterséges forrást is igénybe venni, így növelhető a diszperziós görbe spektrális szélessége.

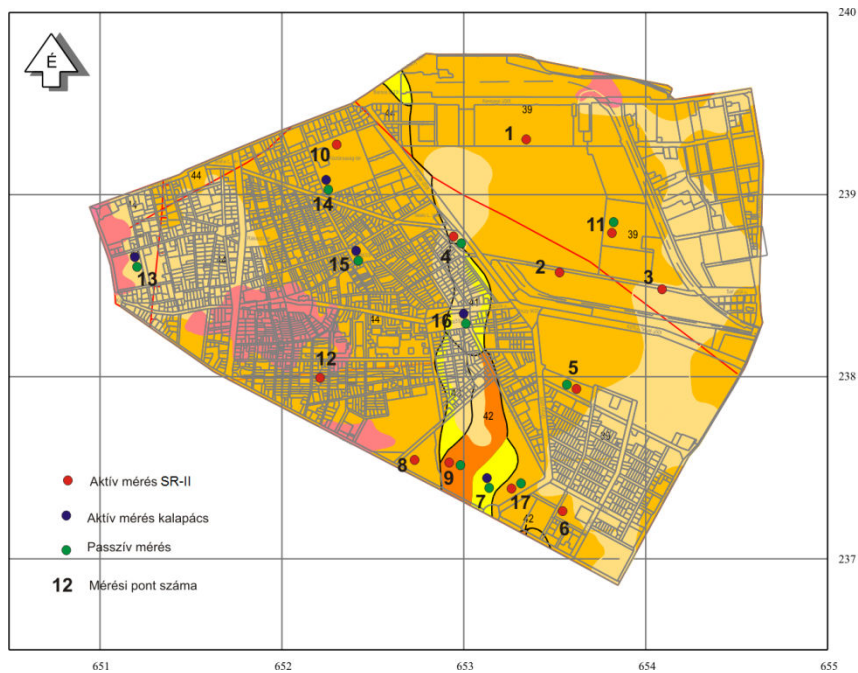


54. ábra Az összegzéses módszerrel meghatározott diszperziós görbe 24 csatornás (balra) és 48 csatornás (jobbra) terítés esetén

(Az elméleti diszperziós görbéket az alsó ábrákon fekete keresztek jelzik)

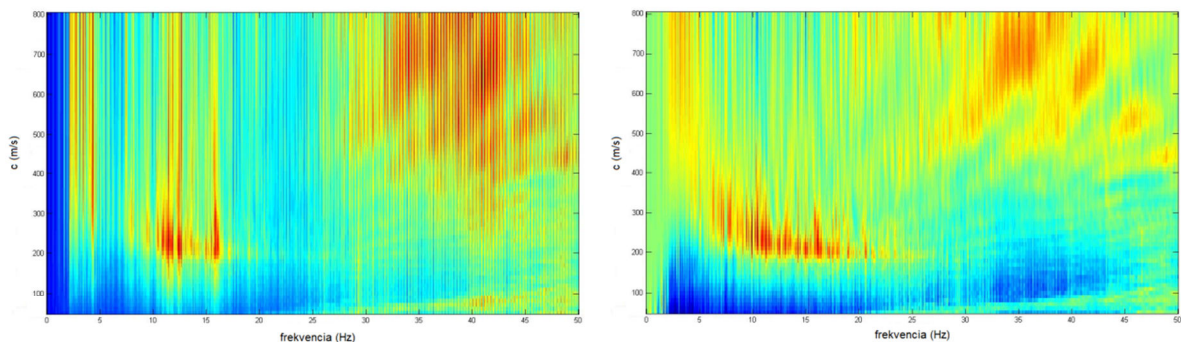
7.3.3. Terepi mérések

Passzív terepi méréseket azokon a helyeken végeztünk, ahol az SR-II. forrás használatát el akartuk kerülni, és ahol elegendő hely állt rendelkezésünkre a terítés elhelyezésére (**55. ábra**). Ezeken a helyszíneken a háttérzaj felvételek mellett a terítés egyik „szárán” forrásként 5 kg-os kalapácsot használva aktív méréseket is végeztünk. Ezekkel egyfelől meghatározható a diszperziós görbék nagyfrekvenciás része (kb. 12 és 50 Hz között), másrészt az aktív és passzív felvételekből kinyert görbék illesztése a mérések minősítésére és az esetleges módusváltások kiküszöbölésére is alkalmas.

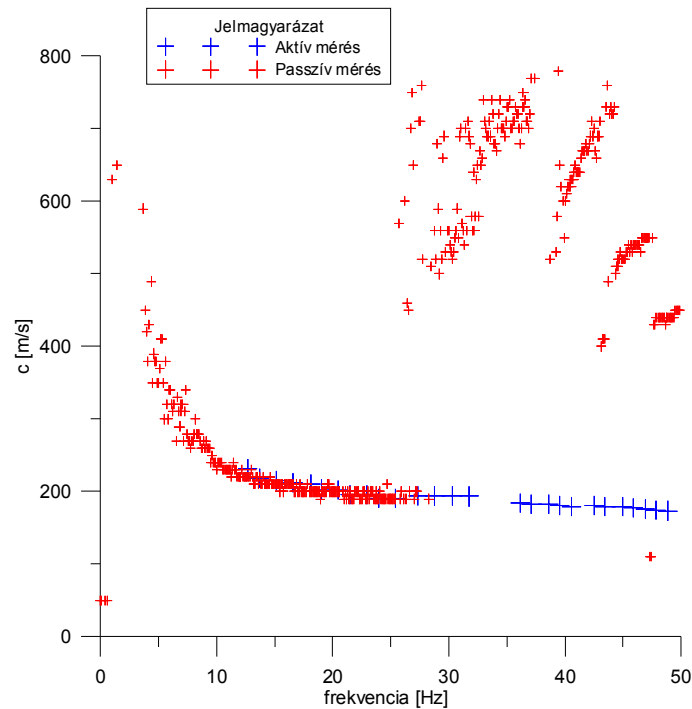


55. ábra A VIII. kerületben végzett aktív és passzív mérések helyszínrajza

A terepi mérések feldolgozását példaként a helyszínrajz 16-os számú mérési helyén (Kálvária tér) rögzített felvételen mutatom be (56. ábra). Az ábra bal oldalán jól látható, hogy a spektrum erősen vonalás, ami megnehezíti az összefüggő diszperziós görbe kijelölését. Ezért indokoltnak láttuk valamilyen spektrumfehérítési eljárás alkalmazását. Az eljárás egyszerű frekvenciánkénti normálás volt, amelynek hatását szintetikus adatokon is teszteltem. A normálás után a diszperziós görbe világosan kirajzolódik, és egyszerű oszloponkénti maximum kereséssel kinyerhető a frekvencia-fázissebesség függvény.



56. ábra Az összegzéses módszerrel meghatározott terepi diszperziós görbe (balra) és normált változata (jobbra)



57. ábra Az aktív és passzív mérésekből nyert diszperziós adatok a 16-os mérési helyszínen

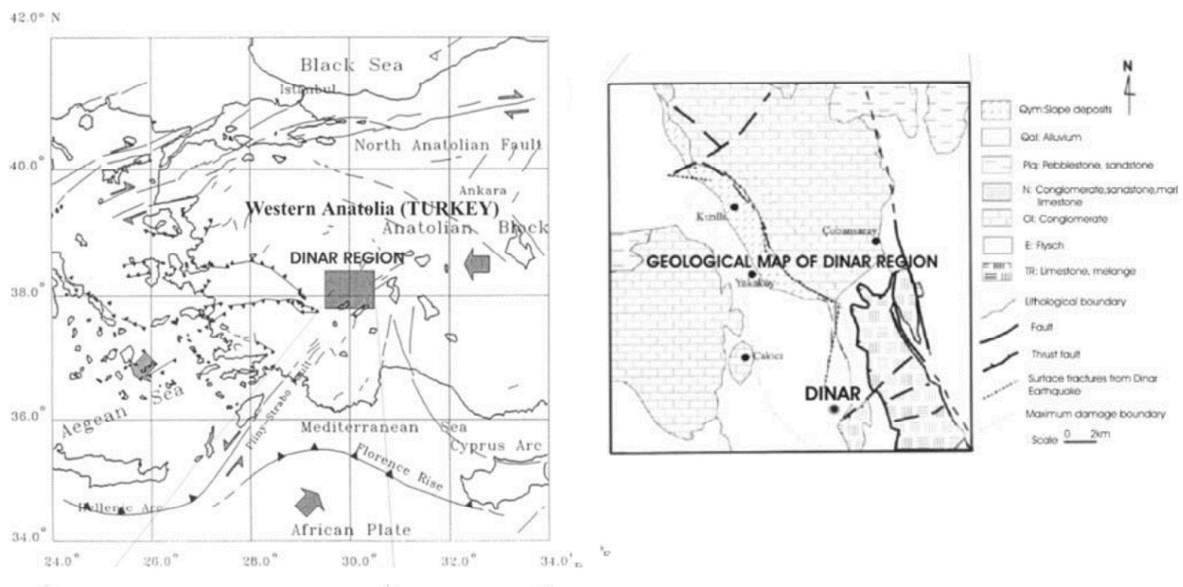
Az fent részletezett, és a hagyományos, aktív mérésekből meghatározott diszperziós görbéket közös frekvencia–fázissebesség tengelyeken ábrázolva egyértelmű, hogy a kétféle eljárás jól kiegészíti egymást, a görbék jól illeszkednek (**57. ábra**). A VIII. kerületben 10 helyszínen használtam az aktív-passzív forrást használó felületi hullám mérések kombinációját a nyíróhullám átlagsebességek meghatározására.

7.4. Felületi hullám mérések Törökországban

A budapesti szeizmikus altalaj osztály térképezés módszertanilag eredményesnek bizonyult, a kialakított terítési rendszerrel és a felületi hullám inverziós feldolgozással megbízhatóan le tudtuk képezni a felszínközeli sebességviszonyokat, de valódi földrengésadatokkal nem lehetett összevetni a kategória térképet (Budapesten az 1956-os dunaharaszti rengés káradatai meglehetősen nagy szórást mutattak, és erősen függenek az építmény minőségétől, ezért korrelációs vizsgálatokra ezeket nem láttuk alkalmasnak). 2003-2004 között a NATO „Collaborative Linkage Grant” program keretében török partnerekkel, az Isztambuli Egyetem Mérnökgeofizikai Tanszékének munkatársaival lehetőségünk nyílt egy földrengéssel érintett terület vizsgálatára. A pályázat szakmai programját a szerző készítette el. Mivel a Törökországban elért eredmények sok tanulsággal jártak, amelyet a később bemutatott óbudai térkép szerkesztése során is figyelembe vettem, a következőkben ezeket mutatom be.

7.4.1. Kutatási előzmények

A kutatási terület és cél egy Délnyugat Anatóliában fekvő város, Dinar és annak $V_{S,30}$ térképezése volt. A város a szeizmikusan aktív extenziós jellegű égei területre esik, de a nagyobb blokkok komplex mozgása következtében a területet ÉNY-DK-i irányú kompresszió jellemzi, aminek hatására azt többszörös ÉK-DNy-i irányú normál és részlegesen oldalelmozdulásos vetősorozat szabdalja fel (Taymaz et al. 1991). Ezek egyikén pattant ki 1995 október 1-jén az az $M_S=6,1$ magnitúdójú földrengés, amelyet követően több, részletes vizsgálatot végeztek a forrásterület vizsgálatára (Demirtas et al. 1995, Eyidogan and Barka 1996, Catal 1997, Pinar 1998), a károk felmérésére és a helyi geotechnikai viszonyok tisztázására. A rengés epicentruma a várostól 3 km-re északra helyezkedett el, a fészekmélység 24 km volt, a módosított Mercalli skálán VIII-as intenzitást határoztak meg. A földrengés hatására felszíni elmozdulás is történt (**58. ábra**)



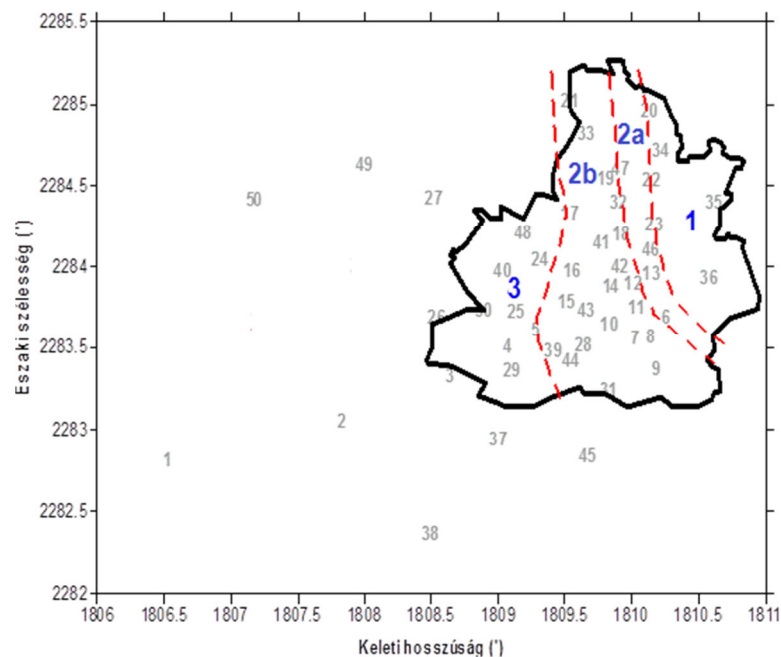
58. ábra Nyugat Anatólia tektonikai viszonyai (balra) a dinari terület földtani térképével (jobbra)

(Pinar 1998 és Önsel et al. 1998 nyomán)

A területet a török partnerek „kínálatából” választottuk ki, a választást a földrajzi és geomorfológiai adottságok, a vizsgálati terület (a rendelkezésre álló időkeretnek megfelelő) nagysága, és a korábbi kutatások során gyűjtött részletes adatok indokolták. A helyi hatás szerepére vonatkozó nagyszámú vizsgálat (Önsel et al 1998, Durukal et al. 1998, Ansal et al. 2001, Bakir et al. 2002, Sucuoglu et al. 2003) oka az volt, hogy a Törökországban nem szokatlan, közepes méretű földrengés váratlanul nagy pusztítást végzett. A halálos áldozatok száma 90 volt, több mint 4000 épület omlott össze, vagy sérült meg súlyosan. Az áldozatok száma a házkárokat figyelembe véve ennél jóval nagyobb lehetett volna, szerencsére az előrengések miatt az emberek többsége — a helyi hatóságok tanácsa ellenére — nem mert a házakban tartózkodni.

A korábbi tanulmányok a súlyos károk elsődleges okaként az telephely viszonyokat és az épületek rossz minőségét jelölték meg. Az elszenvedett épületkárok és a földtani felépítés szempontjából a terület a következőképpen osztható fel (Öncel et al 1998, Durukal et al. 1998, Bakir et al. 2002 – **59. ábra**)

- (1) Az 1. zóna a város keleti, kiemelt térszínű részére esik, ahol a földtani felépítését eocén és oligocén mészkő és konglomerátum képződmények jelentik, és ahol a földrengés okozta károk kicsik.
- (2) A 2. zóna, amelyben a legnagyobb károk jelentkeztek. Ez geomorfológiai és földtani szempontból két alterületre osztható, az egyik (2b) a Menderes folyó által feltöltött alluviális (homokból, kavicsos homokból és agyagból álló) üledékekkel fedett sík terület, a másik (2a) a hegyek és a medence közötti, zömmel tömör képződményekkel fedett mészkő alkotta zóna. A területen korábban végzett geoelektromos mérések (Özpinar 1978) alapján a konszolidálatlan üledék vastagsága néhányszor 10 és 250 m-ig változik.
- (3) A 3. zóna, amely a 2b zónához hasonló geotechnikai adottságokkal, de attól eltérő épületállománnyal rendelkezik, és ahol a károk jóval kisebbek voltak.



59. ábra A város területi felosztása a korábban végzett vizsgálatok szerint az okozott károk és a földtani-geomorfológiai jellemzők alapján

A korábbi tanulmányok a súlyos károkkal kapcsolatban a következőket emelték ki:

- (1) A súlyos károk fő oka a felszín közeli földtani felépítésben keresendő. A város középső részén, a laza üledéken (870 m-es tengerszint feletti magasságnál alacsonyabb területeken) nagyszámú többszintes vasbeton épületet építettek, ezek súlyos károkat szenvedtek, miközben a kedvezőbb adottságú helyeken (880-950 m között) lévő hasonló építmények gyakorlatilag nem károsodtak (Tescan és Ipek, 1996).

- (2) A területen megfigyelt káreloszlások világosan mutatják a helyi földtani és geotechnikai jellemzők meghatározó hatását (Ansal et al. 2001).
- (3) Az intenzitásértékek eloszlása és a helyi geotechnikai jellemzők kapcsolata nyilvánvaló, a kőzetkibúvás területén szignifikánsan kisebb intenzitások adódnak (Sucuoglu et al. 2003).
- (4) A komoly károk oka egyrészt az épületek nem megfelelő minősége, másrészt az alluviális üledékek kedvezőtlen geodinamikai jellemzőiben keresendő. Ez utóbbiak hatása világosan tetten érhető a jobb adottságokkal rendelkező nyugati részen tapasztalható mérsékelt károkból (Catal 1997).
- (5) A fúrások alapján az alluviális üledékek jellemzői a mélységgel és távolsággal egyaránt gyorsan változnak. Az 1D és 2D szintetikus válaszspektrumok eredményei alapján az 1D modellek az erősen károsodott területeken alulbecslik az erősítést. A különböző (1 és 2D) modellek alapján meghatározott spektrális erősítési arányok csúcserősségeinek különbségei a kőzetkibúvástól távolodva csökkennek, a nyíróhullám sebességek növekedésével nőnek. Mindezek a megfigyelések a medenceperem hatás fontos szerepére utalnak (Bakir et al. 2002).

A felsorolt okok között nincs teljes összhang, és – bár a város környezetében történtek fúrásos feltárások, és SPT tesztek is végeztek – főként a belvárosi területekre nem állt rendelkezésre olyan egységes adatrendszer, amellyel a felszín közeli földtani viszonyok térképezhetőek lettek volna. Ezért a terület ideális választás volt, hogy a módszert teszteljük.

7.4.2. Terepi munka, adatfeldolgozás

A terepi munka a budapestihez teljesen hasonló eszközökkel, módszerrel, terítési rendszerrel történt. A paramétereket csak az áttekinthetőség miatt ismétlem meg (7.2 táblázat). A terepi észlelés, így a felvételek megfelelő minőségének biztosítása a szerző feladata volt.

	Felületi hullám (MASW) mérés	Refrakciós mérés
Geofonköz	4 m	4 m
Forrás	SR-II	kalapács
Alkalmazott geofonok	NC-2, vertikális 2,5 Hz	NC-2, vertikális 2,5 Hz
Csatornaszám	24	24
Mintavételi idő	0,5 ms	0,5 ms
Mintavételi hossz	2048	1024
Geofonköz	4 m	4 m
Terítéshossz	92 m	92 m

7.2 táblázat: A Dinarban végzett mérések paraméterei

Nagy különbséget jelentett, hogy Dinarban nem állt rendelkezésre a budapestihez hasonló részletes földtani térkép. Ezért itt az otthoninál jóval sűrűbben végeztünk méréseket, hogy a nagyobb pontsűrűséggel megfelelően lefedhessük a területet. Ezt a város kis területe miatt a rendelkezésre álló szűk időkereten belül is meg lehetett oldani, mert a mérési körülmények kedvezőek voltak – a kisvárosban a közlekedési zaj nem jelentett leküzdhetetlen

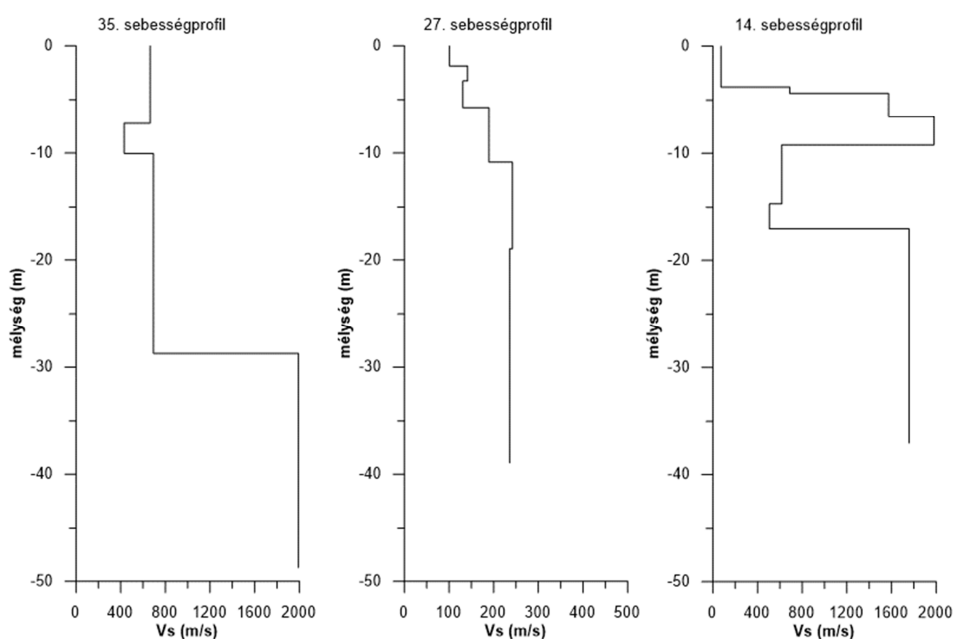
problémát, és a helyi önkormányzattal történő egyeztetéseknek köszönhetően az SR II forrás használata sem ütközött nehézségekbe.

A rendelkezésre álló két hét alatt így 50 helyszínen végeztünk méréseket. A feldolgozást a XVIII. kerületben kialakult gyakorlatnak megfelelően végeztük. A diszperziós görbéket a felvételek f-k transzformáltjai segítségével határoztuk meg – ez jórészt a szerző feladata volt –, majd a simított, skálázott összefüggés segítségével kezdőmodellt számítottunk, végül az inverziót genetikus algoritmussal végeztük el, a Thomson–Haskell algoritmust alkalmazva. A kezdőmodellbe beépítettük a refrakciós mérések eredményeit, mert a felszín közeli kőzetkibúvások és a kis talajvízmélység egyaránt olyan P-hullám sebességugrást okoz, amelyeket célszerű beépíteni a számításokba. A genetikus algoritmust 50 családra és 50 nemzedékre végeztük el.

7.4.3. A nyíróhullám sebessége és a földtan kapcsolata

A nyíróhullám átlagsebességek térképi megjelenítése előtt bemutatok egy-egy, az **59. ábra** zónáihoz kapcsolható tipikus sebességprofil, amelyek jól mutatják a területrészek jellegzetességeit (**60. ábra**). A 35. számú sebességprofil a hegyi zónában végzett egyik mérés eredményét mutatja. A nyíróhullám sebesség a felső, közel 30 m-ben is nagy (~750 m/s) az ez alatt látható sebességugrás nagy valószínűséggel valamilyen kőzettani változás hatása, de erről nem rendelkezünk fúrásos információval.

A 14-es mérési helyszín az átmeneti zónában helyezkedik el, és feltűnő jellegzetessége, hogy sekély mélységben rendkívül nagy sebességugrás figyelhető meg. Ez a rezonanciajelenségek fellépése szempontjából rendkívül kedvezőtlen, amit a későbbiekben bemutatott káreloszlás térképek is igazoltak.



60. ábra Három jellemző sebességprofil Dinarban

(A 35. számú a dombon (1. zóna), a 27. számú az alluviális medencében (2b. zóna), a 14. számú az átmeneti zónában (2a. zóna) végzett mérésekből származik. A sebességskálák eltérőek)

A 27. sebességprofil helyszíne, ahogyan a város területének nagyobb fele is, az alluviális medence területére esik. A felső 10 m-es rétegsort az előző alfejezetben ismertetettel összhangban nagyon kis (100-180 m közötti sebességek jellemzik, és jellemző az is, hogy a mélyebb helyzetben lévő kompaktáltabb üledékek nyíróhullám sebessége sem haladja meg a 250 m/s-os értéket.

A laza üledékekkel fedett részeken (2b. és 3. zóna) a földrengést követően több feltárásos vizsgálatot (kutatófúrás és SPT) is végeztek. A medence területén végzett SPT szondázások N értéke az üledék jellegétől függ Sucuoglu (2003). A nagyobb szemcsenagyságú, általában homok, kavicsos homok üledékekre 4 és 20 közötti N értéket ad meg a felső 5 m-es tartományra és 20-50 közöttit az ez alatti 15 m-es mélyég intervallumra. A két réteget földtani jellemzésében laza és közepes tömörségű kavicsos homoknak feleltette meg. Ott, ahol a rétegsort kisebb szemcseméretű, agyagos üledékek jellemzik az N értékek még kisebbek, a felső 10 m-re a 2-5 az alatta lévő 20 m-re 10-20 intervallumba esnek (Bakir et al 2002). Az Ansal et al. (2001) által meghatározott empirikus összefüggés alapján a nyíróhullám sebesség és az N értékek közötti összefüggés a következő:

$$V_S = 51,5N^{0,516} \quad (7.7)$$

Ezt az összefüggést használva az SPT értékekből meghatározott sebességintervallumokat a 7.3 táblázatban mutatom meg.

mélység tartomány	homok, kavicsos homok	agyag
0-5 m illetve 0-10 m	105-240 m/s	75-120 m/s
5-20 m illetve 10-30 m	240-390 m/s	210-240 m/s

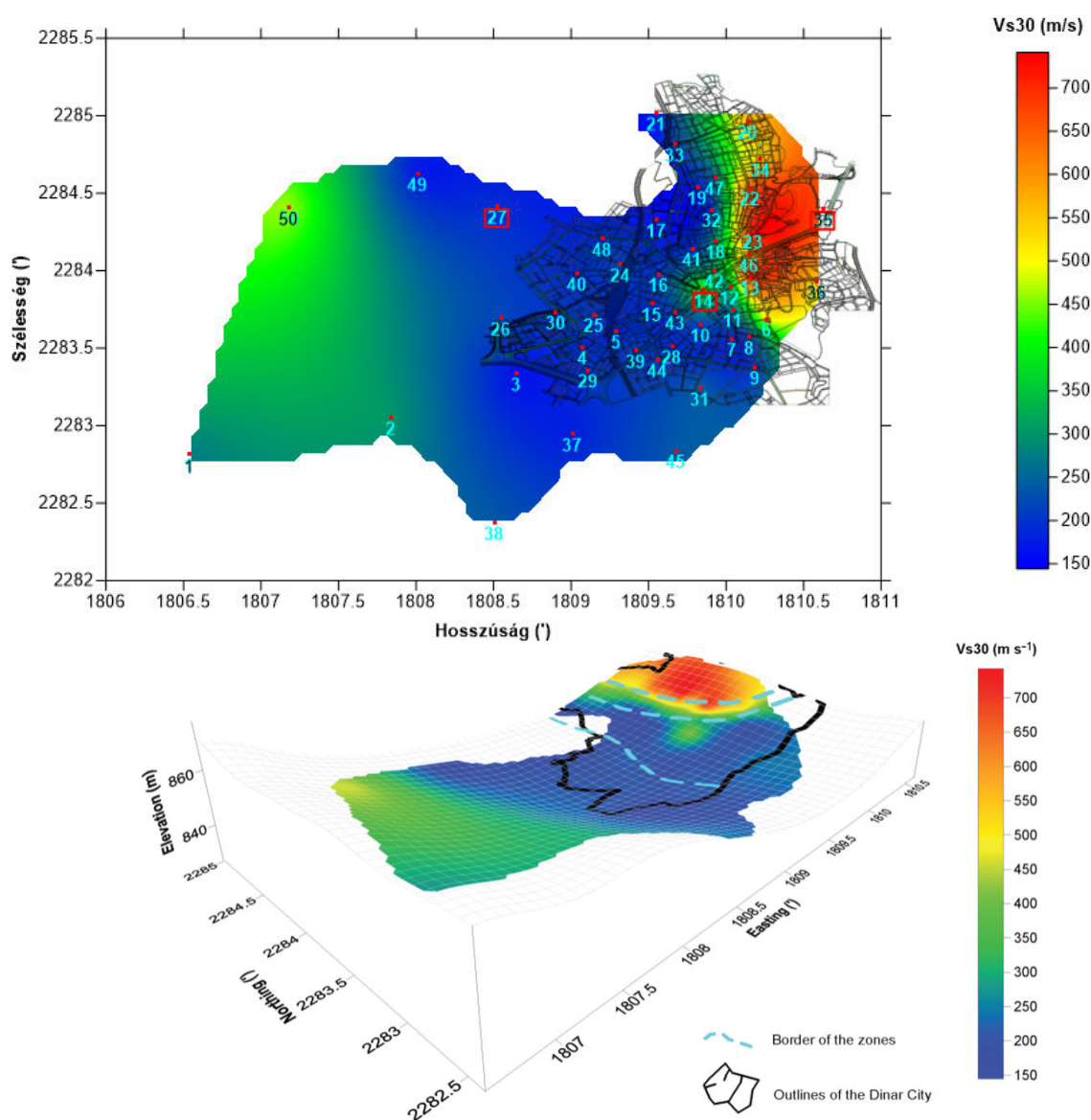
7.3 táblázat: Az SPT vizsgálokból meghatározott sebesség intervallumok a különböző képződményekre

Természetesen az üledékek nem tisztán fordulnak elő, de mérési eredményeink inkább az agyagos üledékre vonatkozó értékekhez állnak közel. A sebességprofilokra jellemző a rendkívül kis felszín közeli sebesség, amely a mélységgel is csak lassan változik. Nagyobb értékeket inkább a város területén kívül, a Ny-i területeken mértünk. Ez összhangban van a Bakir által közölt geoelektromos mérési szelvények adataival, ahol az üledékeket kis ellenállások (a felső 10 m-en 10, és ez alatt is 20 ohmm alatti értékek) jellemzik.

7.4.4. A területre jellemző nyíróhullám sebesség eloszlás és a telephely kategóriák

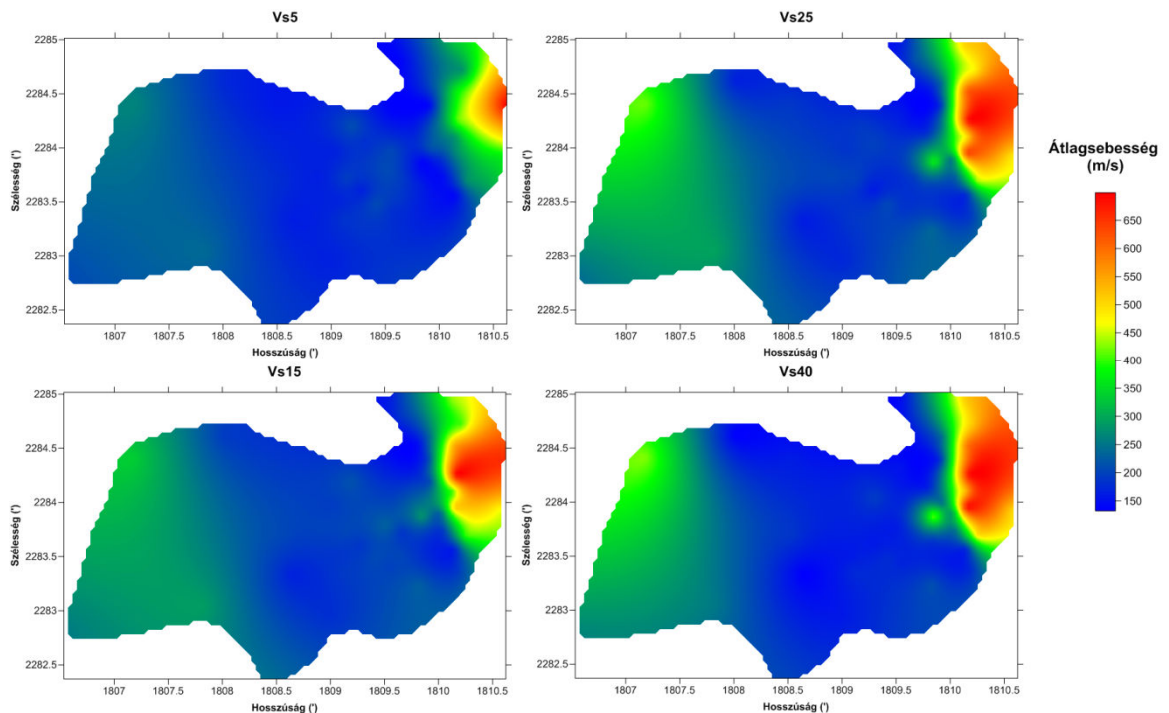
A mérések alapján meghatározott nyíróhullám sebesség eloszlást az **61. ábrán** mutatom be térképen és perspektivikus ábrán. Az **60. ábra** mérési helyszíneit az ábrán piros kerettel jelöltem. Mivel a település környezetében is végeztünk méréseket, a térképi megjelenítésen a beépített terület megkülönböztethetősége miatt a város határvonalát és úthálózatát is feltüntettem. Az ábrán jól látható, hogy a korábban megállapított zónahatárok a sebességeloszlásban is határvonalakat jelentenek, és nyilvánvaló azok kapcsolata a domborzattal. Általánosságban a hegyi és átmeneti területeken nagyobb, a medencében kisebb

sebességek jellemzőek. Az előző alfejezetben leírtak alapján a város inkább az alluviális sorozat finomszemcsés, kisebbességű képződményeire épült, homok, kavicsos homok rétegek csak alárendelten fordulnak elő. Ezért a kis sebességek a szabványos értékekkel összevetve is kicsik (150–250 m/s között), a minimum értékek az Eurocode 8 szerinti D kategóriának felelnek meg. Ilyen értékkel Magyarországon még nem talákoztunk. Az átmeneti zónában meghatározott sebességértékek a 350–450 m/s-os sávba esnek, tehát zömmel az EC 8 szerinti B kategória alsó részén helyezkednek el. A domboldalon mért értékek nem érik el ugyan az EC 8 A kategória határát, de ahhoz igen közel vannak (500–740 m/s). A 800 m/s-nál kisebb sebességeknek gyakran az az oka, hogy a kőzet felszín közeli részén néhány méteres töredezett zóna található, amelynek igen nagy az átlagsebességre gyakorolt hatása.



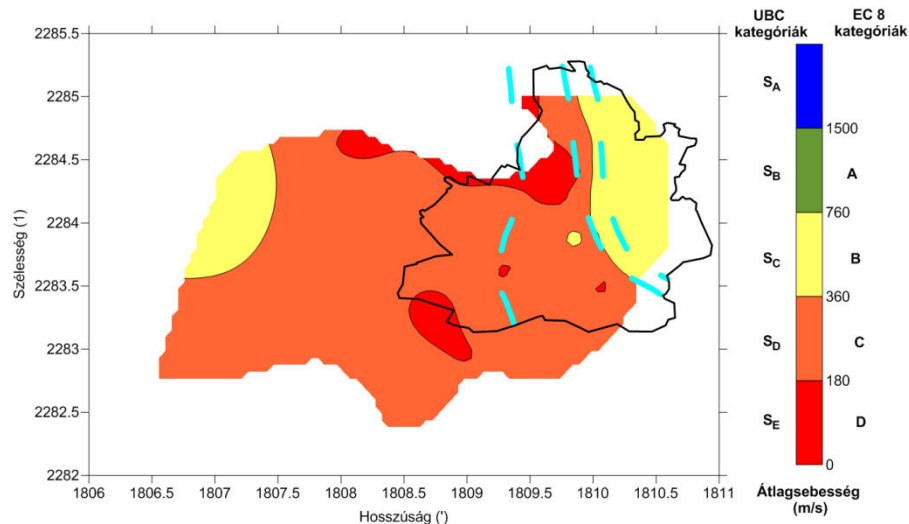
61. ábra A $V_{s,30}$ paraméter eloszlása Dinarban és környékén térképi (fent) és perspektivikus megjelenítésben (A felső ábrán világoskék számok jelzik a mérési helyeket, az alsón hasonló színű szaggatott vonal mutatja a zónabeosztás határvonalait)

A sebességek mélységbeli eloszlásának megjelenítésére kiszámítottuk az 5, 15, és 40 m-es rétegsorra vonatkozó átlagsebességeket is (**62. ábra**). A mélységeloszlás is tükrözi a fent leírtakat, a medence területén nem tapasztalható nagyobb sebességugrás, míg a hegyi zóna szélén, a felszín közeli sebességek jóval kisebbek, mint a mélyebb képződményeké. A sebességváltozás leginkább a felső 25 m-es zónában jelentkezik. Külön fel kell hívni a figyelmet az átmeneti zónához kapcsolódó, attól Ny-ra elhelyezkedő anomáliára, amely a **60. ábrán** bemutatott 14. számú sebességszelvény környezetében van, de további pontokat is érint. A térkép alapján itt valamilyen lokális nagysebességű felszín közeli szerkezet van.



62. ábra Az átlagsebességek eloszlása különböző mélységtartományokra
(A megfelelő mélységtartományt a térképek felett jelöltem)

A sebességeloszlás alapján szerkesztettük meg a terület szabványos telephely kategória térképét (**63. ábra**). Látható, hogy az alluviális terület zömmel az Eurocode 8 C telephelytípusába esik, alárendelten a D kategória is előfordul. E területrészek között valójában nincs nagy különbség, hiszen a sebességértékek a kategóriahatár közelében vannak. Az átmeneti zóna a kategóriák szempontjából is átmeneti, a hegyi területek pedig a B kategóriába esnek (annak felső határa körüli sebességekkel). A terület keleti felén B kategória is előfordul, de az adatsűrűség itt nem elegendő ahhoz, hogy messzemenő következtetéseket vonjunk le, a városon kívüli pontok inkább csak reprezentatív jellegűek. Mindezek mellett a megnövekedett sebességek összhangban vannak a domborzattal, és a földtani jelleggel, vagyis a medenceterület keleti kiékelődésével.



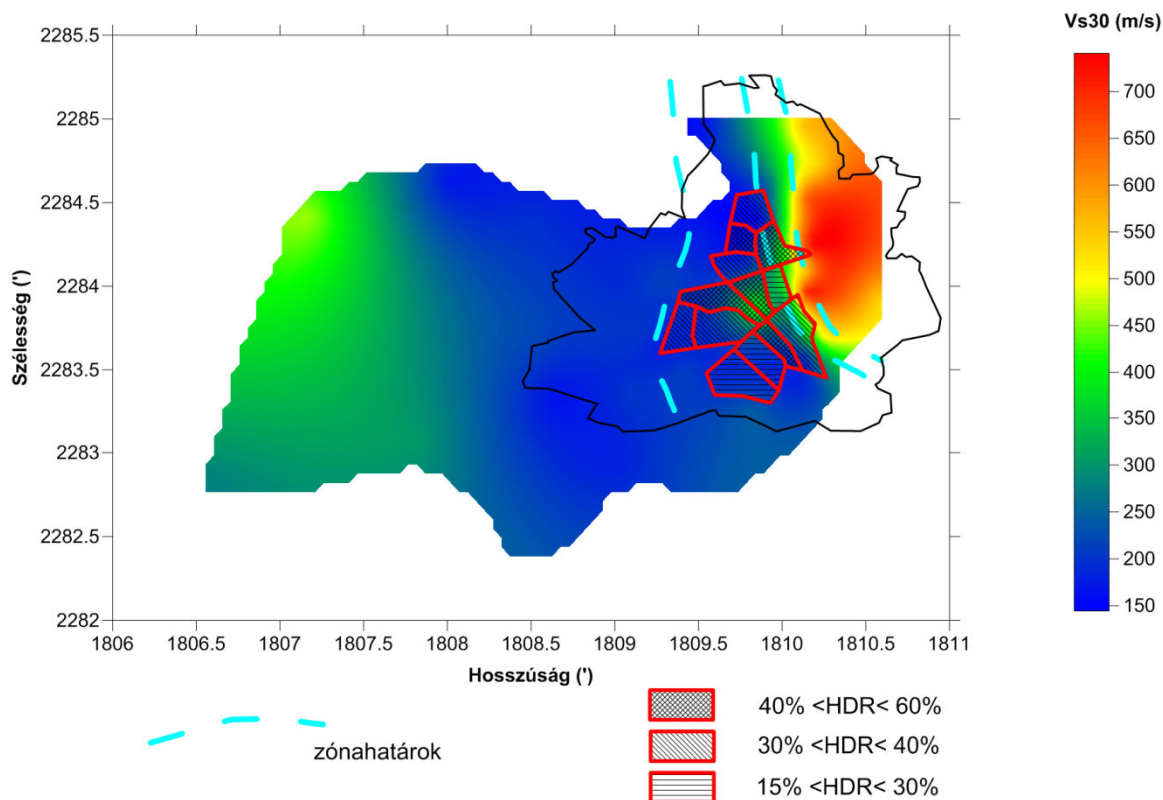
63. ábra Dinar és környékének telephely kategória térképe a zónahatárok feltüntetésével
(A besorolás a UBC és az EC 8 kategóriákat is tartalmazza)

7.4.5. A sebesség eloszlás és a földrengés okozta károk kapcsolata

A puding próbája esetünkben a telephely kategóriák és a földrengéskárok eloszlásának összevetése. Az összevetés mindazonáltal nem egyszerű, a földrengéskárok a telephelyviszonyok mellett számos egyéb tényezőtől is függenek (az épületek jellemző sajátfrekvenciái, az építés minősége stb.). A káreloszlások adatait a bevezető fejezetben ismertett korábbi tanulmányokból gyűjtöttük ki. Ezekben jelenik meg az a 3 fő zóna, amelyet az **59.** és **63. ábrán** is feltüntettünk, miközben a kettes zónát tovább osztottuk az átmeneti és az alluviális területre.

A zónák és a sebességeloszlás, illetve a kategóriatérkép összehasonlításából világos, hogy az átlagsebességek csak az 1. számú, magaslati zóna csekély kárait magyarázzák. A 3. zóna mérsékelt kárai a beépítettség jellegével függenek össze. A 3. zónában a jellemző emeletszám 1-3, a 2-ben 1-6, és a statisztikák alapján ennek növekedésével a károk mértéke erőteljesen emelkedett. Az épületek típusa, kora, és a beépítettség sűrűsége is kisebb a nyugati részen (Sucuoglu, 2003). Mindez a város fejlődésével függ össze. A 60-as évektől Anatólia nyugati részén nagymértékű volt a városiasodás, a 2000-es évek elejéig a város lakossága megnégyszereződött. A betelepülők számára első lépésben a városközpontban építettek lakásokat, a korábban jellemző 1-2 emeletes terméskő- és vályogépületek egy részét lebontották, és helyükre 3-6 emeletes vasbeton, és 2-4 emeletes, erősítés nélküli téglapépületeket emeltek. A beépítettség ezen a területen rendkívül nagy. A nyugati részt a 80-as évek közepétől kezdték beépíteni, az épületek itt ritkásabban épültek, jobb minőségűek, jellemzően 1-3 emeletesek. Mindezek miatt a 2. zóna épületkárainak eloszlását volt célszerű vizsgálni.

A további vizsgálatokhoz Durukal (1998) részletes káreloszlás adataiból területi kategóriákat képeztünk és ezeket ábráztuk a sebességeloszlás térképen (**64. ábra**).

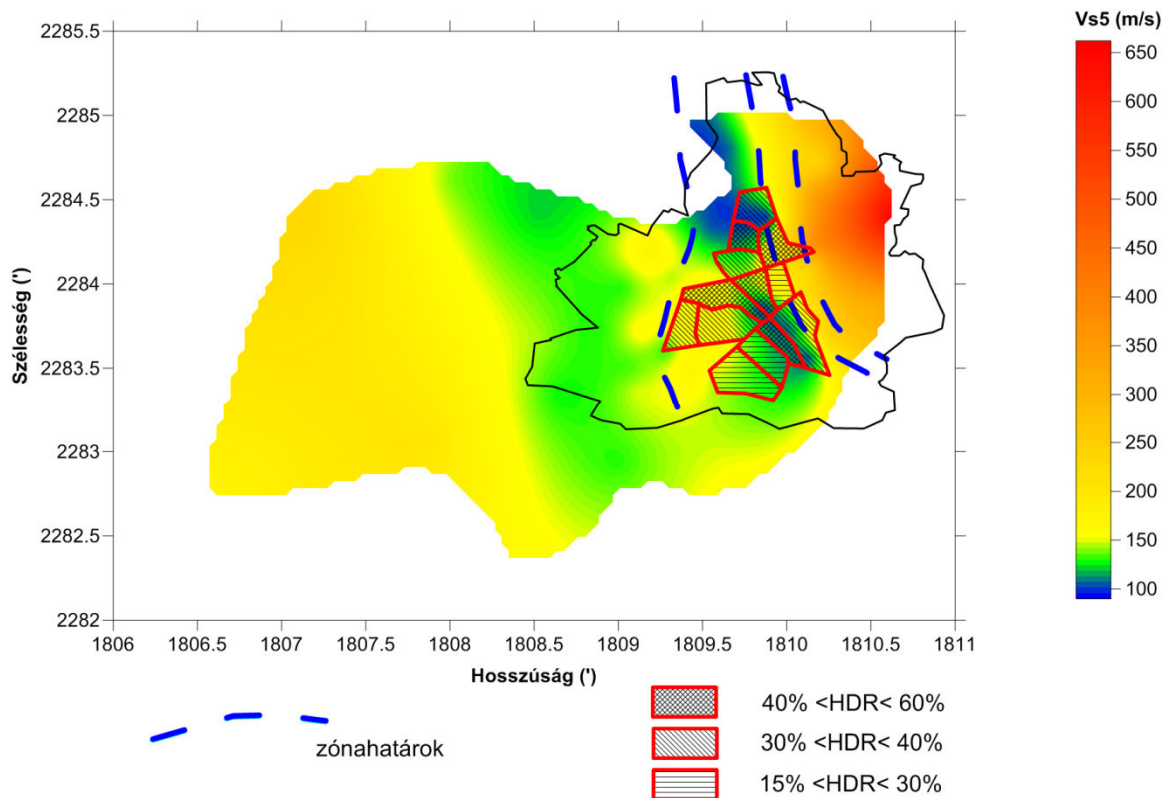


64. ábra A sebesség- és káreloszlások kapcsolata Dinarban

(A területrészek kárstatisztikái a sűrűsödő kitöltésnek megfelelően nőnek)

A területi kategóriák (HDR – High level of Damage Ratios) a súlyosan sérült épületek arányait adják meg a különböző részterületeken. Az ábrából egyértelműen kiderül, hogy a nagy kárt szenvedett területek – bár jelentős részük kisebbességű régióba esik – nem mutatnak egyértelmű összefüggést a nyíróhullám sebességből meghatározott telephelyi kategóriákkal, sőt a 40-60 % közötti HDR-rel rendelkező területek jó része jelentősen belemetsz az átmeneti zónába. Az alapozási mélység hatásának vizsgálatára a káreloszlásokat az 5 m-es átlagsebesség térképre is felvittük (**65. ábra**), és bizonyos területeken határozott összefüggés mutatkozik a két tényező között, ez azonban csak az alluviális medence területére vonatkozóan jelent pontosabb egyezést, a terület középső részén tapasztalt nagy károkat nem magyarázza.

Mindezek alapján kijelenthető, hogy a Dinarban megfigyelt káreloszlásokban a geotechnikai jellemzők mellett más hatások is szerepet játszanak. Ezek közül ki kell emelni a 2.3 fejezetben ismertetett medenceperem hatást. A dinari medence feltöltésének vastagsága néhány mélyebb fúrás és a Sucuoglu által közölt geoelektromos mérési adatok alapján a középső részeken a 150 m-t is eléri, és kelet, vagyis a város felé haladva gyors ütemben egyre sekélyebbé válik. Bakir et al. (2002) számításokat végeztek különböző medencemodellekre vonatkozó szintetikus válaszspektrumok meghatározására, és a medenceperem hatást figyelembe véve jelentős erősítést kaptak. Kayabali (1997) a dinari földrengés időtartama és a medence alakja között összefüggést vizsgálta, és azt találta, hogy a jelenség és a geometria között erős kapcsolat van. Vizsgálataink tehát megerősítették a 3D hatások kiemelt szerepét.



65. ábra Az alapozási mélység sebességének és károk eloszlásának kapcsolata Dinarban

7.4.6. Értékelés

Összegzésképpen a projekt során felületi hullám mérésekkel sikerült olyan kiterjedt adatrendszerhez jutni, amellyel megfelelően lehetett jellemezni a város környezetének nyíróhullám sebességviszonyait. Az sebesség eloszlás térkép alkalmas volt arra, hogy a geotechnikai adottságokat összevethessük a káreloszlásokkal, és levonjuk a következtetést, hogy a dinari földrengés súlyos következményei és káreloszlása csak számos hatás együttes fellépésével magyarázható:

1. A kis szilárdságú (sebességű) helyi földtani képződmények hatása közvetlenül, és a medenceél hatáson keresztül közvetetten is okozója volt a nagy károknak. Ezeket az alapozási mélységbe eső, nagyon laza üledékek tovább fokozhatták.
2. Az épületek minőségi problémái nagymértékben hozzájárultak a hatásokhoz. Az épületminőségtől való függés a hasonló sebességviszonyokkal rendelkező 2b. és 3. zónák eltérő kárstatisztikáiban tisztán tükröződnek.
3. A terület középső részén (az 60. ábrán kiemelt sebességprofil környezetében) lokális rezonanciajelenségek is hozzájárulhattak a károk súlyosbodásához.

A budapesti térképezésre vonatkozóan is tanulságos volt a törökországi kutatás, a budai kerületek esetén ugyanis – bár ott nem várhatóak a dinarihoz hasonló laza üledékkel feltöltött medencék – a rezonanciára hajlamos területek lehatárolására a korábbiaknál sokkal nagyobb hangsúlyt érdemes fektetni.

7.5. Óbuda

7.5.1. Bevezetés

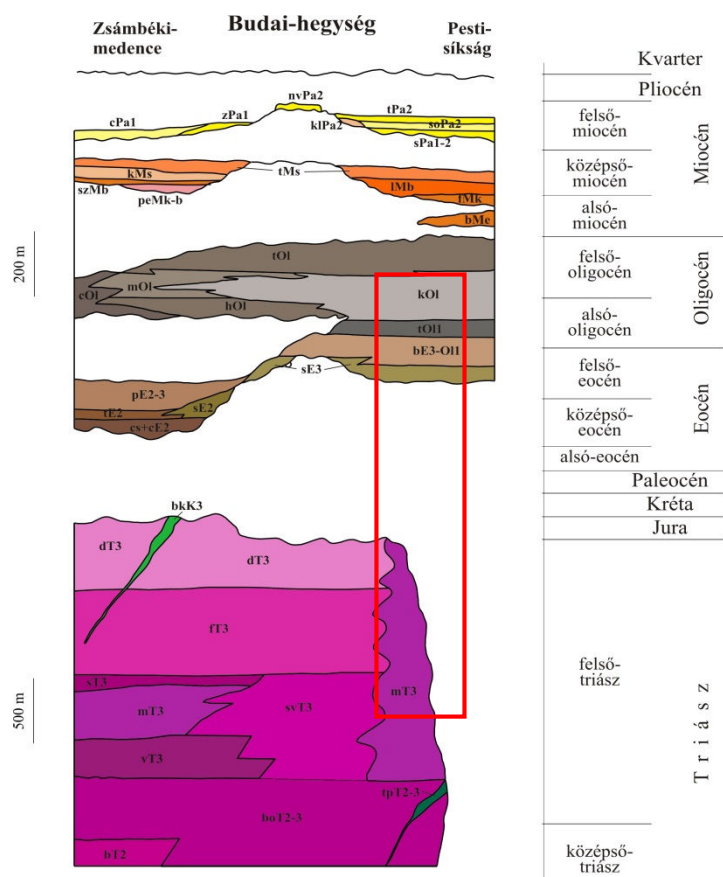
A XVIII. kerület térképezését követően a program folytatódott, és elkészült Zugló és Józsefváros szeizmikus altalaj osztály beosztása is, ezek azonban nem hoztak olyan érdekes eredményeket, amelyeket érdemes volna bemutatni. A következő terület – Óbuda – térképezése azonban sokkal érdekesebbnek bizonyult. Ennek oka részben a komplexebb földtani felépítés, részben pedig az, hogy a budai oldalon célszerűnek látszott kipróbálni az 5. fejezetben bemutatott lejtő-gradiens–nyíróhullám sebesség összefüggésen alapuló kategorizálást. Érdekes kérdés volt a hegylábi területek tipizálása is. A dinari térképezés a gyakorlatban is felhívta a figyelmet a rezonanciára hajlamos területek és a medenceszélék szerepének fontosságára, amelyeket az Eurocode 8 szabvány az E szeizmikus altalaj osztály kategória bevezetésével igyekszik kezelni.

Az óbudai terület bonyolult földtani felépítése miatt a korábban használt „rajzolt” blokk típusú térkép alkalmazása nem volt perspektivikus, az intézetben bevezetett ArcGIS térinformatikai szoftver azonban a különböző térképeken végrehajtható térinformatikai műveletek révén az adatkezelés új szintjét teremtette meg. Ehhez természetesen a szoftver által kezelhető formátumú digitális állományokra volt szükség. Ebben nagy segítséget nyújtottak a Környezetföldtani Főosztály munkatársai, akik egy párhuzamosan futó projekt keretében térinformatikai adatbázist építenek a Budapesti Építésföldtani Atlasz anyagaiból (Andó 2013, 2014).

7.5.2. A terület földtani felépítése

Budapest III. kerülete a Budai-hegység ÉK-i peremi vonulatától É-ra és ÉK-re terül el, a tektonikus Pilisvörösvár–Solymári-árok DK-i részén. A Budai-hegység fő tömegét alkotó felső-triász mészkő és dolomit a Hármashatár-hegyen és a Solymári-árok átellenes, a Pilis DK-i nyúlványához csatlakozó csillaghegyi Péter-hegyen, valamint kisebb területen a Róka-hegyen bukkan felszínre. A terület negyedidőszaknál idősebb képződményeinek zömét a triász alaphegység kibúvásait övező paleogén (felső-eocén és oligocén) üledékek (homokkő, mészkő, márga és agyag) alkotják (66. ábra).

A földrengések helyi hatása szempontjából a felső 30 m-es rétegösszlet a meghatározó, ezért a földtani felépítést a felszíni képződményektől kezdve lefelé haladva taglaljuk részletesebben. A kerület felszínét természetes állapotban negyedidőszaki képződmények borítják. Ezek vastagsága Ny-ról K-re megnő, de a számunkra meghatározó 30 métert sehol sem érik el. A negyedidőszaki képződmények változatos szemcseméretűek és genetikájúak, az agyagoktól és öntésiszapoktól a folyóvízi kavicsokig. Ez utóbbiak viszonylag nagy területen és vastagságban fordulnak elő a kerületben.



66. ábra A Budai-hegységet és előtereit alkotó földtani képződmények elvi rétegszlopa, a III. kerület képződményeinek jelölésével

(Forrás: Szurkos et al., 2008)

A diszkordáns településű negyedidőszaki üledékek fekéje jellemzően az alsó-oligocén kiscelli agyag, amely a fúrások alapján általában több tíz méteres vastagságban van jelen a vizsgált területen. Ebből a kiscelli agyag „takaróból” meredek dőlésű vetőkhöz kapcsolódóan bukkan elő DNY-on a Hármashatár-hegy, ÉNy-on a Péter-hegy és a Róka-hegy triász karbonátból és alárendelten eocén mészkövekből és márgából álló tömege. Az említett takaró helyenként „felfoszlik”, és a Kiscelli agyagnál idősebb Tardi agyag lesz a negyedidőszaki képződmények fekéje, esetenként fedetlen előfordulással. Bár a Tardi és Kiscelli agyag mechanikai tulajdonságai között nem volt várható jelentős eltérés, az elkülönítés a tektonikai viszonyok miatt indokoltnak tűnt (abból kiindulva, hogy a tardi agyaggal borított területeken nagyobb valószínűséggel kerül felszín közeli helyzetbe az alaphegység, vagy valamely felső-eocén karbonátos képződmény). Meg kell említeni még, hogy alárendelten fiatalabb, felső-oligocén és miocén képződmények is megjelennek a területen, de ezek leginkább a Duna medréhez kapcsolódnak.

7.5.3. Előzetes kategória-térkép

A méréstervezéshez elvégeztem a terület kategorizálását. A blokkokat a fedetlen földtani, valamint a kvarter és kavicsvastagság térképek felhasználásával alakítottam ki

(4. melléklet). A melléklet térképén a fenti kettő tulajdonságait együtt ábrázoltam, úgy, hogy a fedetlen térkép blokkjait eltérő színekkel, a blokkokon belüli különböző kvarter vastagságokat és minőséget más-más – különböző mértékű átlátszósággal megkülönböztetett — árnyalattal különítettem el.

A fedetlen földtani térkép alapján önálló típusként határoztam meg:

1. a kiscelli agyaggal fedett területeket,
2. a tardi agyag „ablakokat”,
2. az ezekből szigetként kibukkanó triász karbonátokat,
3. ezek altípusaként a felső-eocén mészköves és márgás képződményeket,
4. a felső-oligocén törmelékes képződményeket,
6. a miocén agyagok, agyagmárgák területét,
7. végül külön – azért, hogy a térképezést Pesthidegkút felé folytatni lehessen – a teljesen alárendelten megjelenő alsó oligocén hárshelyi homokkővet.

A kvarter képződmények elterjedése alapján négy kategóriát különböztettünk meg:

1. a kvarter képződményektől mentes területeket (a vastagság kisebb, mint 5 m),
2. az 5-10 m közötti vastagságú kvarter üledékekkel borított területeket,
3. a 10 m-nél vastagabb kvarter üledékekkel fedett területek egyik altípusát, ahol a képződmények legalább 5 m-es vastagságban kavicsot is tartalmaznak,
4. és a fenti elterjedés azon részét, ahol nincs jelentős kavicsstartalom.

Ez utóbbi felosztással a negyedidőszaki képződmények szemcseméretét próbáltam becsülni. A később bemutatott építésföldtani szelvényeken ugyanis világosan kivehető, hogy a kavicsból, kavicsos homokból álló képződmények a területen általában a kvarter rétegsor alján helyezkednek el, és általában tömör, kiváló teherbíró képességűek, 500 kN/m^2 -nél jelentősen nagyobb határfeszültséggel (Szilvágyi 1982). A 4. melléklet térképe tehát egy olyan előzetes blokkterkép, amelyen a rendelkezésre álló adatok alapján elkülönítettem a nyíróhullám sebesség szempontjából várhatóan hasonló jellegű területeket. Megfelelő kategorizálás esetén a terepi mérések szerepe ezek után az azonos színekkel és árnyalatokkal jelölt területrészek nyíróhullám sebességeit meghatározásából áll.

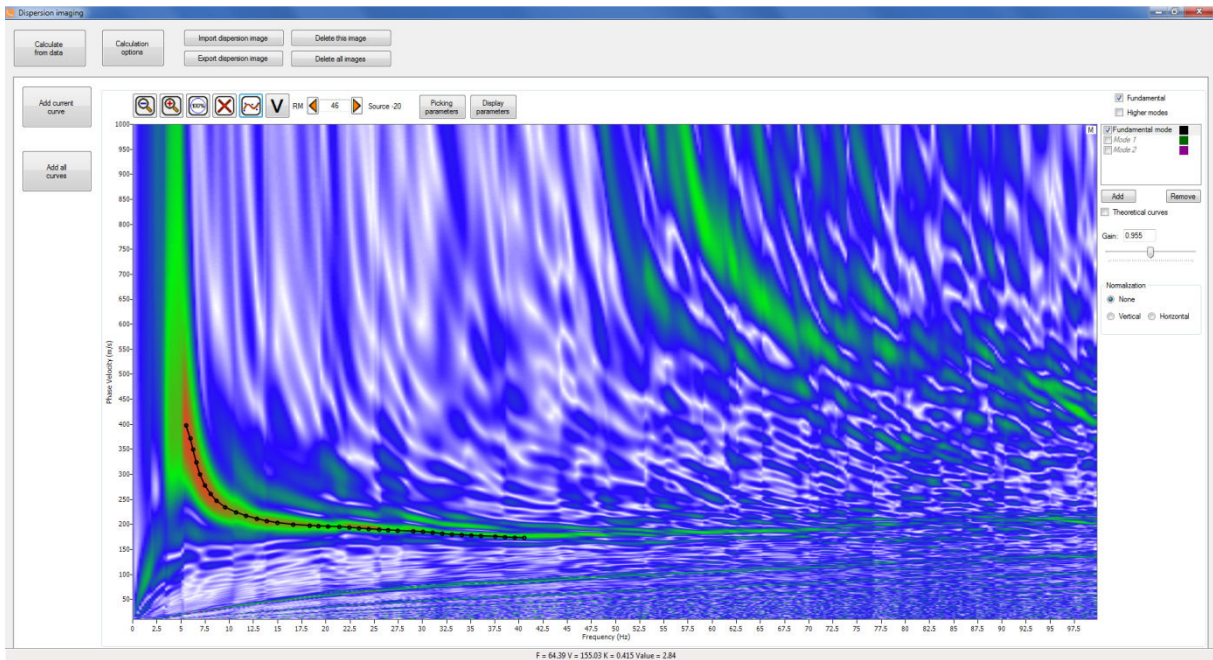
7.5.4. Terepi mérések és eredményeik

A terepi mérések helyszíneit a térképek és helyszíni bejárás, illetve a Google utcakép alkalmazásának felhasználásával választottuk ki. A korábbi években végzett mérésekhez képest jelentős változást jelentett az intézet által beszerzett PEG 40 (The R. T. Clark Companies Inc. USA) eszköz. Ez egy gépkocsira szerelhető 40 kg-os tömegű, gumiszalaggal gyorsított ejtősúlyal működő mérnökszeizmikus forrás, ami az SR-II-nél kisebb feltűnést kelt használat közben.

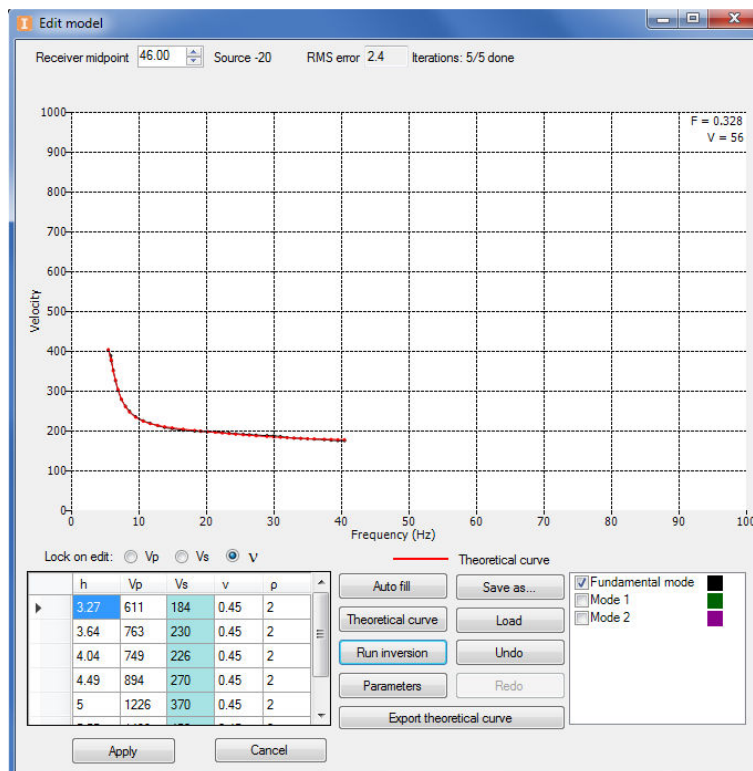
Az alkalmazott mérési paraméterek a következők voltak:

Műszer:	DAQlink III.
Csatornaszám:	24
Mintavételi idő:	0,5-1 s
Mintavételi hossz:	2048 s
Alkalmazott geofonok:	2,5 Hz vertikális
Forrás:	PEG 40
Geofonköz :	4 m
Offszet:	15–30 m terepi körülményektől függően

A zavarhullám-felvételeket szintén új, kereskedelmi forgalomban kapható szeizmikus programmal, (DECO Geophysical Software Company RadEx Professional) dolgoztam fel. Erre azért kényszerültem, mert a korábban használt intézeti fejlesztésű feldolgozóprogramot az operációs rendszerek változásával már nagyon nehézkes volt használni. Az új program a felvételek beolvasása, a geometriájának megadása, esetleges szűrések, „mute”-olás, azonos offszetes összegzés után phase-shift módszerrel határozza meg a diszperziós görbéket **(67. ábra)**, majd az interaktív módon megadott inverziós paraméterekből (mélységhatár, rétegszám, inverziós iterációk száma) kezdeti modellt számít, és linearizáláson és legkisebb négyzeten alapuló inverziót végez **(68. ábra)**. A görbeillesztés során lehetőség van több módus egyidejű figyelembevételére is.



67. ábra Óbudai mérésből származó felvétel phase shift eljárással meghatározott diszperziós görbéje



68. ábra Óbudai mérésből származó diszperziós görbe illesztése

Végül 19 helyszínen végeztünk mérést a kerületben. A pontok koordinátáit és a sebességprofilokból meghatározott átlagsebességeket a 7.4 táblázatban mutatom be.

Pont megnevezés	EOV_Y	EOV_X	V _{s,30} m/s	lejtő gradiens
1	646433	245747	1052	0.15900
3	647074	244520	1285	0.12400
5	647984	244283	305	0.15600
6	649387	244028	352	0.00754
7	650337	246560	308	0.00574
8	649214	244666	362	0.00785
10	649439	248354	329	0.00916
12	649535	247355	369	0.00624
13	647281	246513	265	0.11300
14	648256	245728	322	0.11400
15	647100	248201	300	0.06600
17	646505	247012	288	0.13800
18	651639	249964	325	0.01200
19	649599	251539	344	0.08700
20	650153	250556	347	0.01700
e1	646578	245394	814	0.13300
e4	647859	243219	608	0.11000
obsz1	650439	244866	312	0.01400
obsz2	650935	246002	308	0.01500

7.4 táblázat: Az óbudai mérési pontok koordinátái, a V_{s,30} és a lejtőgradiens értékekkel

A mérési eredményeket az előzetes kategória térképen is ábrázoltam (5. melléklet), de nem sikerült olyan – a Pestszentlőrincihez hasonló – mintázatot felfedezni, amely a sebességértékek területi kiterjesztését lehetővé tette volna. Bár a mérési adatszám meglehetősen alacsony volt, az egyértelműen kiderült, hogy a sebességértékek eltéréseit nem lehet összefüggésbe hozni sem a kvarter üledékek eltérő vastagságával, sem a terület földtani felépítésében uralkodó tardi és kiscelli agyagok elterjedésével. A hármashatár-hegyi mérések alapján az egyértelművé vált, hogy a triász és eocén mészkövek egyaránt megfeleltethetők az EC 8 „A” kategóriájának, ha attól eltérnek (mint az e4 jelű pontnál), annak oka a felszín közeli mállott zóna hatásában keresendő. A mérési eredmények kiterjesztéséhez tehát Óbudán az eddigiektől eltérő módszerre volt szükség.

7.5.5. A sebességek és lejtőkategóriák kapcsolata

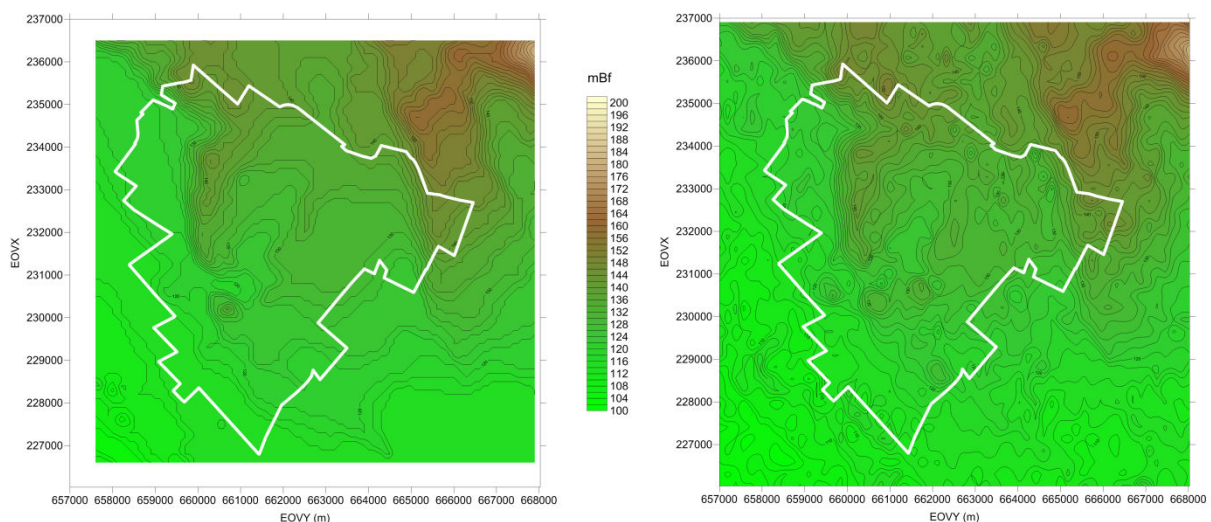
Egyszerűségénél fogva első lépésben az 5. fejezetben ismertetett lejtőgradiens-nyíróhullám sebesség összefüggést volt célszerű tesztelni a területen. Az óbudai térképezést megelőzően a XVIII. kerületben már szerkesztettünk ilyen térképet, és az eredmények biztatóak voltak, de a tagolt felszínű Óbuda ideális helyszín volt a módszer valódi kipróbálására.

A módszer adaptálásakor számos kérdés fölmerült. A legfontosabbak a következők:

- Milyen domborzati térképet/digitális terepmodellt alkalmazunk?
- Új, Magyarországra vonatkozó kapcsolatot keressünk, vagy átvegyük a Wald által megadott értékeket?

A domborzati alapnál kétféle adatrendszert próbáltam alkalmazni. Az egyik a az 1991-1992 között a Magyar Honvédség Tóth Ágoston Térképészeti Intézete (MH TÁTI) által készített „DDM-10” digitális domborzati modell, mely az 1:50 000 méretarányú 1985-92-évi kiadású katonai topográfiai térképek szintvonalainak interpolálásával készült. A térképek szintvonalait szkennelés után vektorizálták, és ellátták magassági értékekkel. Ebből vezették le az 50 x 50 majd a 10 x 10 méteres vízszintes felbontású változatokat, 1 m-es magassági felbontással. Az adatrendszert ábrázolva (69. ábra bal oldala) szembeűnő a lépcsős szerkezet, ami a nem megfelelő interpoláció eredménye. Ezért ez a térkép nem alkalmas arra, hogy a lejtő gradiensekből talajtípus meghatározást végezzünk, a gradiens térkép ugyanis sávos lesz. Próbálkoztam a térkép újramintavételezésével, de lényeges javulást nem lehetett elérni.

Ezután a NASA SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) programja során készített adatbázist használtam fel a lejtő gradiensek alaptérképeként. A program során kétféle felbontásban készült digitális domborzati modell, ami nyilvánosan elérhető az interneten (http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/). A Magyarország területére eső adatok az Eurázsiai adatblokkban találhatóak, ahonnan azok „*.hgt” kiterjesztésű fájlok formájában tölthetők le. Egy fájl egy 1 x 1 fokos terület (foktrapéz) magassági adatait tartalmazza 3 x 3 szögmásodperces felbontásban, így 1201 x 1201 adatot tartalmaz. A 3 szögmásodperces felbontás túl nagy (erről az 5. fejezetben már írtam, lapos területeken a lombkoronaszint hatása miatt erősen változékony lesz a gradiens) ezért a térképet átmintavételeztem 9 x 9 másodpercesre és ebből hoztam létre a gradiens térképet (69. ábra jobb oldala). A két térkép szintvonalbeosztása megegyezik.



69. ábra A XVIII. kerület DDM 10 (balra) és SRTM (jobbra) adatok felhasználásával szerkesztett szintvonalas térképe

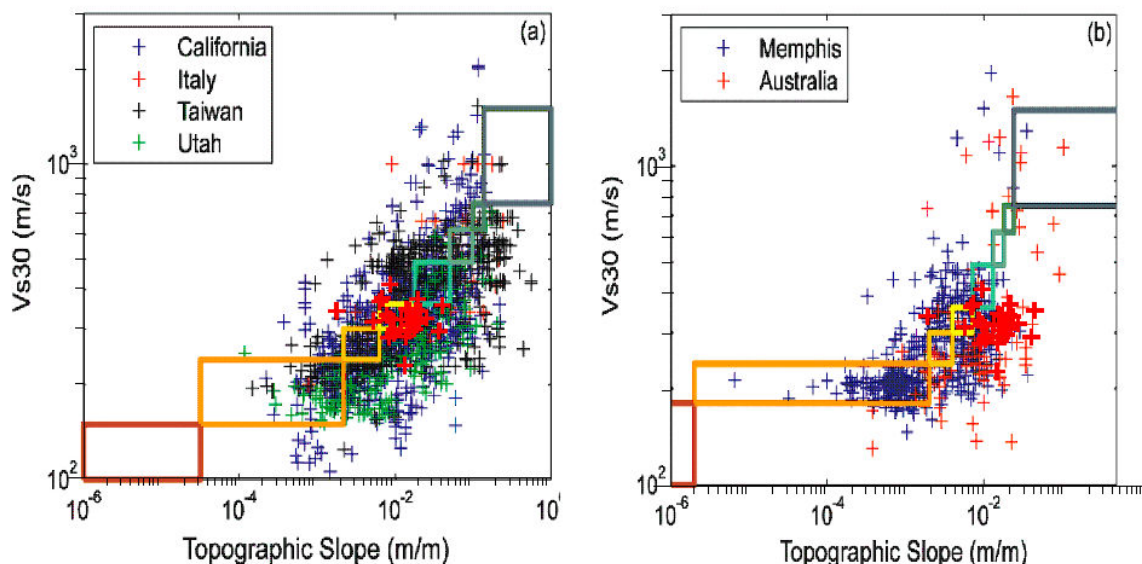
(A szintvonalak lépésköze 2 m)

Az térképek összehasonlítása alapján a következő megállapítások tehetők:

- Az SRTM adatok adatsűrűsége jelentősen kisebb (kb. 180 x 270 m hálóban áll rendelkezésre), de a mért adatrendszerre ez már nem igaz, és a DDM 10 adatrendszerhez képest sokkal kevésbé hordozza az interpoláció okozta torzításokat. Ebből következően:
- A szintvonalsűrűség alapján a topográfiai változatosság nagyobb az SRTM térkép esetén.
- Az SRTM adatok esetén nincs meg a DDM-nél látható lépcsős szerkezet;

Ezért a lejtőgradiens kategóriatérkép szerkesztéséhez az SRTM adatbázist választottam. A másik kérdés a megfelelő lejtőgradiens- $V_{s,30}$ paraméter összefüggés kiválasztásához kapcsolódik. Mivel Magyarországon, főleg lejtősebb területeken kevés nyíróhullám adat van, első lépésben a Wald és Allen által számos adatbázisból létrehozott, szeizmikusan aktív, valamint pajzsterületekre megadott adatrendszerekkel hasonlítottam össze a pestszentlőrinci adatokat. Ehhez kigyűjtöttem a mérési pontokra vonatkozó lejtőkategória értékeket (7.3 táblázat), és azokat beillesztettem a fenti adatrendszerekbe (70. ábra)

A kapott eredmény megegyezik az előfeltevéssel – mivel Magyarország nem pajzsterületen fekszik, adataink sokkal jobban illeszkednek a szeizmikusan aktív összefüggésnek megfelelő eloszlásokhoz. Ezért a térkép szerkesztésekor ezt alkalmaztam, és az így meghatározott kategóriák foltjait összehasonlítottam a földtani adatok alapján szerkesztett (71. ábra).

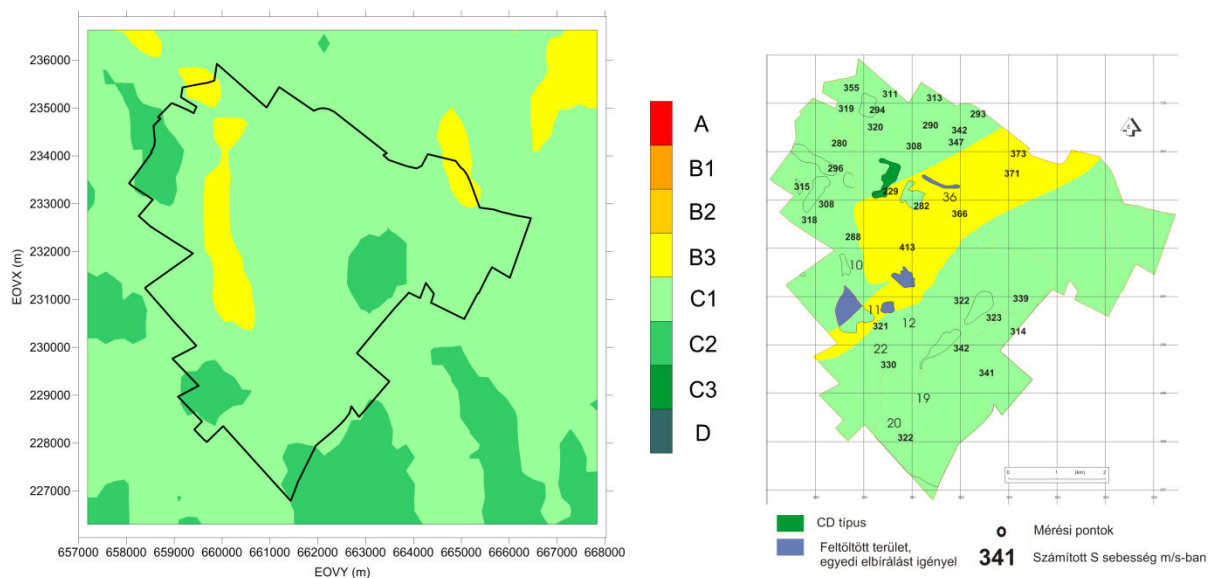


70. ábra A pestlőrinci adatok beillesztése a szeizmikusan aktív (bal oldal) és passzív területekre jellemző adatrendszerekbe

(Az általunk beillesztett adatokat vastag piros kereszt jelöli)

Mint az ábrán látható a terület mindkét térképén két alapkategória fordul elő B és C, a határok azonban különböznek. Az eltérő mintázat értékeléséhez, figyelembe kell ugyanakkor venni, hogy a $V_{S,30}$ paraméter értékei a két térképén nem térnek el jelentősen egymástól, inkább arról van szó, hogy a meghatározott paraméter-eloszlás a két kategória határára esik. A két módszer tehát hasonló értékeket szolgáltat, de az ehhez hasonló, határesetekben eltérő finomszerkezettel. A Wald-Allen féle beosztás finomításával ugyanakkor a kategóriahatárok eltérései nem csökkenthetők jelentősen, a különböző kategóriák foltjait ugyanis határozott, és viszonylag sima és folytonos gradiens maximumok, és minimumok jelölik ki.

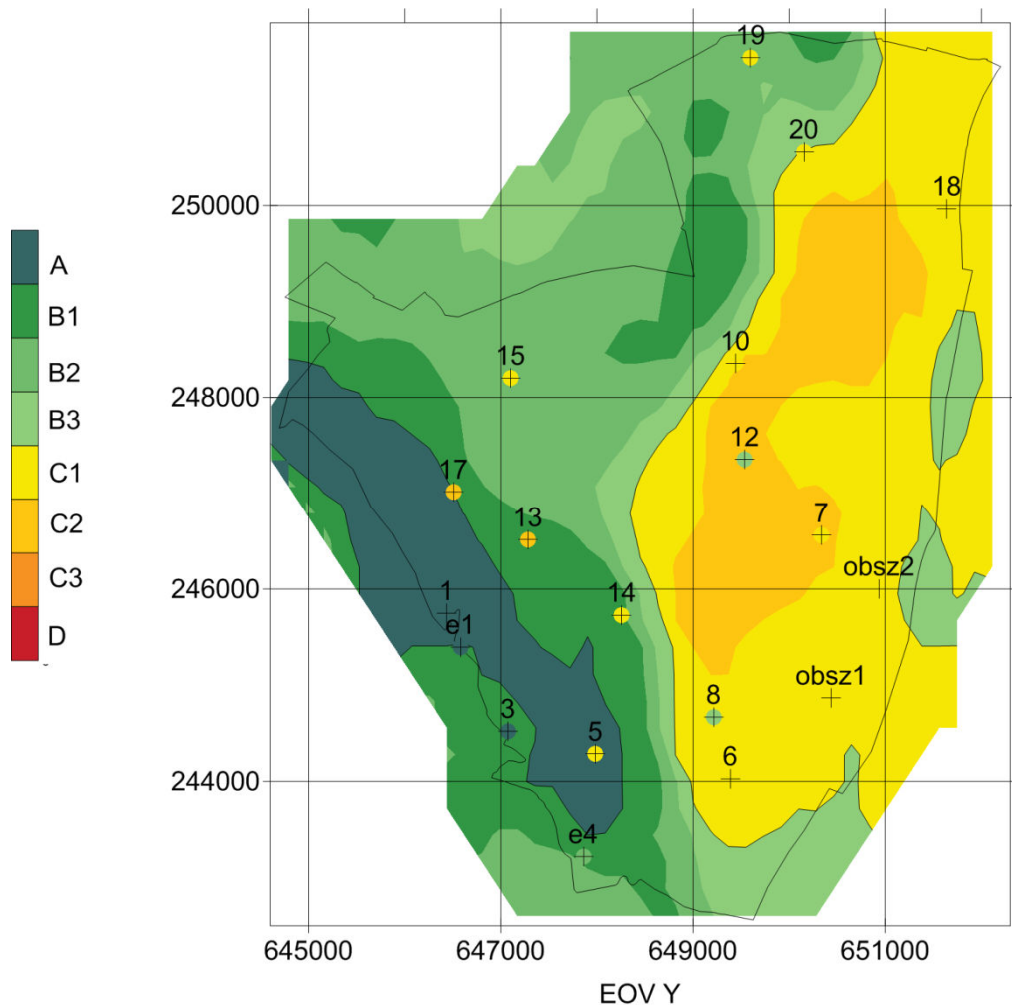
Ez alapján a Wald és Allan féle aktív szeizmikus területekre vonatkozó összefüggése az üledékes Magyarországon használhatónak tűnt, hozzátevé, hogy a hasonlóságot csak egy teszterületre vizsgáltuk, amelynek földtani és domborzati változékonysága is kicsi.



71. ábra A XVIII. kerületre vonatkozó SRTM (jobbra) és földtani (balra) adatok felhasználásával szerkesztett kategória térkép

(A jelmagyarázat az EC 8 kategóriáknak megfelelő felosztást mutatja, a színskála megegyezik)

Mivel Óbuda domborzata sokkal tagoltabb, érdekes kérdés volt, hogyan működik a lejtőgradiens kategorizálás ilyen területen. A szerkesztést ugyanúgy végeztem, mint a XVIII. kerületben, tehát SRTM adatbázist használva, 9"-es felbontásra átmintavételezve, és a szeizmikusan aktív területekre vonatkozó összefüggést használva (**72. ábra**).



72. ábra Óbuda lejtőgradiens értékekből szerkesztett kategóriatérképe a mérési pontokkal
(A pontok színezése megegyezik a területi kategóriáéval)

A kapott eredmény Óbudán nem jó, a mért és becsült kategóriák a mérési helyszínek felén eltérnek egymástól, több ponton többszörös ugrások is megfigyelhetők. Az eltéréseket itt elsősorban a hegylábi, meredek dőlésű területek okozzák, de az is látható, hogy helyenként a közel vízszintesen települő, de egyébként jó alapozási adottsággal rendelkező kavicsstestek sebességviszonyait sem képes leképezni a digitális terepmodellből meghatározott kategória.

7.5.6. Sebességbecslés és kategorizálás térinformatikai adatok felhasználásával

Miután Óbudán a mérési adatokat sem korábbi földtani térképek blokkosításával, sem a domborzati modell kategóriáival nem lehet megbízhatóan kiterjeszteni, szofisztikáltabb módszert kellett találni. Ehhez a földtani-geotechnikai viszonyok térbeli viszonyainak pontosabb ismeretére van szükség. A földtani térképek blokkosítása során, a fedetlen földtani térkép a kvarter és a kavicsvastagság térképekkel együtt adott némi térbeli információt, de ez nem bizonyult elégségesnek. Kézenfekvőnek tűnik ebben az esetben a fúrési adatok felhasználása, de a nagyszámú, különböző időben és módszerrel mélyített fúrások esetenként

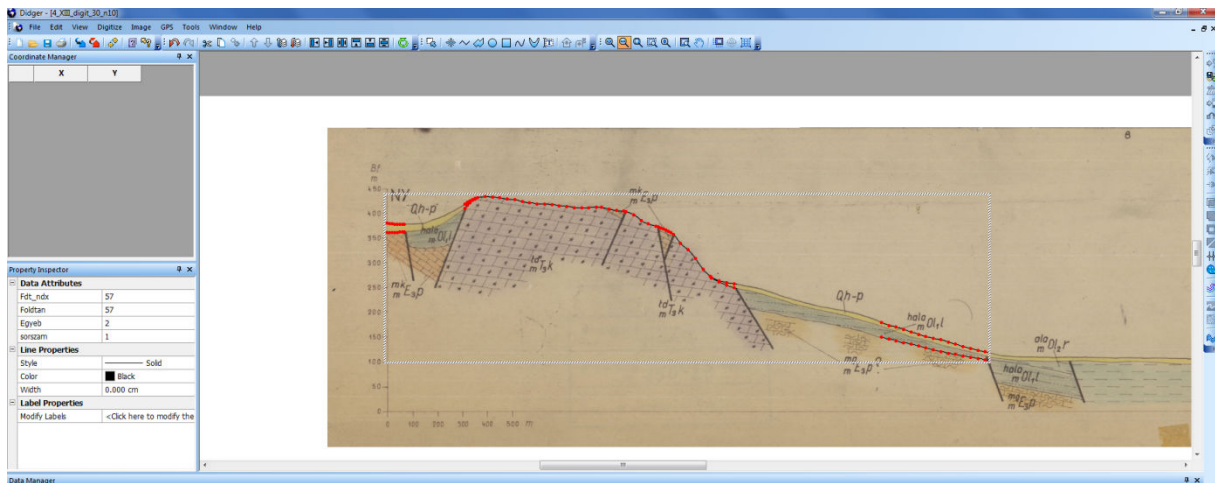
eltérő terminológiával leírt rétegsorainak korrelálása meghaladta a projekt lehetőségeit, főként, ha azt is figyelembe vesszük, hogy az építésföldtani atlasz szerkesztése során e munkát sokkal nagyobb erőforrások felhasználásával végezték. A lehetséges megoldást az atlasz térképeinek térinformatikai adatbázisba szervezése tette lehetővé. Az egységes digitalizált állományt az MFGI Környezetföldtani Főosztály munkatársai jelenleg is folyamatosan bővítik, miközben a kerületek térképeinek reambulálása is folyik. A mérési adatok kiterjesztéséhez, megbízható EC 8 kategória térkép szerkesztéséhez a következő információkra van feltétlenül szükség:

- A terület földtani felépítésében szereplő szilárd (a szabvány „A” kategóriájába tartozó) képződmények azonosítása, azok mélységviszonyainak tisztázása
- A kvarter fedőképződmények települési viszonyainak és sebességviszonyainak becslése
- A kvarternél idősebb, törmelékes üledékes kőzetek sebességeinek becslése

Az első információcsoport esetén első lépésben az óbudai területre eső szilárd képződményeket kell meghatározni. Ezt az építésföldtani atlasz magyarázója (Szilvággyi 1980), és a magyarországi felszíni és felszín közeli földtani képződmények mérnökgeológiai jellemzőit értékelő Chikán és társai (1993) által jegyzett jelentés alapján végeztem el (6. melléklet). A szilárd képződmények és laza képződmények elválasztása nem teljesen egyértelmű, általában 0,6-1 MPa közötti nyomószilárdság érték körzött szokták meghúzni (Gálos és Vásárhelyi 2006). Az óbudai képződmények közül a Budai Márga és a Kiscelli Agyag Formáció képződményei tekinthetők határhelyzetűeknek. A Kiscelli Agyag mélyebb előfordulása gyengén szilárd kőzetnek tekinthető, ez azonban csak a 30 m-nél nagyobb mélységtartományra vonatkozik (Görög 2008). A Budai Márga Formáció esetén a határhelyzetű előfordulásokat két csoportba lehet osztani. Azt egyik a felszínközeli levő, mállott Budai Márga amely ilyen helyzetben laza üledéknek tekinthető, a mélységgel azonban ez gyorsan megváltozik. Igazi kérdőjelet a formáció magasabb helyzetben levő (az építésföldtani atlaszban „budai márga” tehát a formációval megegyező megnevezéssel illetett) tagozatában előforduló agyagmárga képződmények jelentenek. E tagozat meglehetősen heterogén, a szilárdságot meghatározó mésztartalom 35 és 70% között változik (Görög 2008, Báldi 1983). A mésztartalom területi eloszlására nem voltak információim ezért a szilárd képződmények között elkülönítettem a potenciálisan agyagmárgát tartalmazókat. A fedetlen földtani térkép, a szilárdsági kategóriák és a kvarter vastagságtérkép alapján egyszerű térinformatikai metszetképzéssel térképre vihető az EC 8 „A” típusba sorolható képződmények felszíni elterjedése.

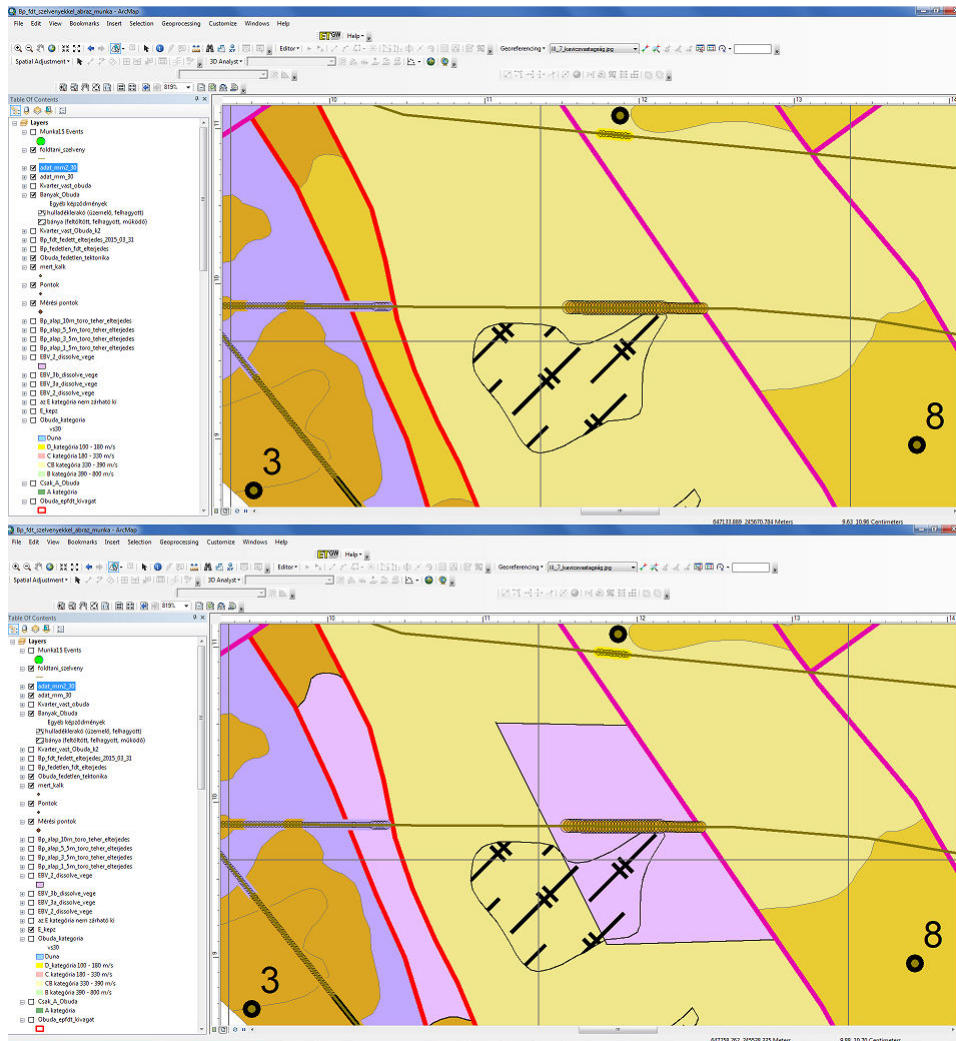
A következő feladat a rezonanciára hajlamos területek meghatározása. A szabvány alapján az 5 és 20 m közötti vastagságú, laza üledékekkel borított szilárd képződményekre az „E” kategória vonatkozik. Az ilyen területek lehatárolása csak abban az esetben lenne elvégezhető az előzőhöz hasonló, egyszerű metszetképzéssel, ha a laza fedő kizárólag kvarter

üledékekből állna. Ez azonban Óbudán nem így van. A negyedkorinál idősebb, de laza üledékekkel fedett területek alatt ugyanis előfordulnak olyan kis mélységű szilárd képződmények, amelyek rezonanciát okozhatnak, de az elmondottak alapján a fedetlen térképen nem jelennek meg. Ezért összegyűjtöttem az atlasz szerkesztése során készített földtani szelvények szkennelt változatait (ezek ugyanis nem álltak rendelkezésre vektoros formában), ezeket hossz-mélység koordinátákkal georeferáltam, és kijelöltem rajtuk azokat a szakaszokat, ahol a szilárd képződmények tetőszintje 30 m-nél kisebb mélységben fordul elő. A digitalizálás során a mélység számításához a kapcsolódó felszíni pontokat, valamint a fekü közzétípusait is megadtam. (73. ábra). A digitalizált vonalakat pontokká konvertáltam, és egy Matlab script segítségével az egyes szelvényszakaszokhoz a nyomvonal alapján hozzárendeltem a megfelelő koordinátákat, valamint a felszín és a fekü helyzetéből meghatároztam a képződmények mélységét.



73. ábra Óbudai földtani szelvény sekély mélységben lévő szilárd képződményeinek digitalizálása
(A triász képződményeket csak a referencia miatt jelöltem)

Ezt követően a szelvényszakaszokat megjelenítettem a térinformatikai szoftver térképén. Az értelmezést megkönnyítendő a szelvényekkel feltárt képződményeket a térképi színekkel, mélységüket pedig változó sugarú karikákkal jelöltem (74. ábra felső része). Az értelmezést megnehezítette, hogy míg a felhasznált földtani szelvények alapján a térkép első (eredetileg 1:10 000-es méretarányú) térképváltozatát készítették el, addig GIS térkép alapjául szolgáló (1:40 000) változat számos, fennmaradt dokumentumokkal nem követhető módosítás eredményeképpen jött létre. A változások érintették a tektonikát és a képződményeket is. Mivel a szelvényhálózat sűrűsége, és természetesen maga az alapadat rendszer sem elégséges a rejtett képződmények „pontos” lehatárolására, az „E” kategóriájú területek megadása csak tájékoztató jellegű lehet. Így ezek az ellentmondások a kijelölt terület kismértékű növelésével kezelhetők voltak.



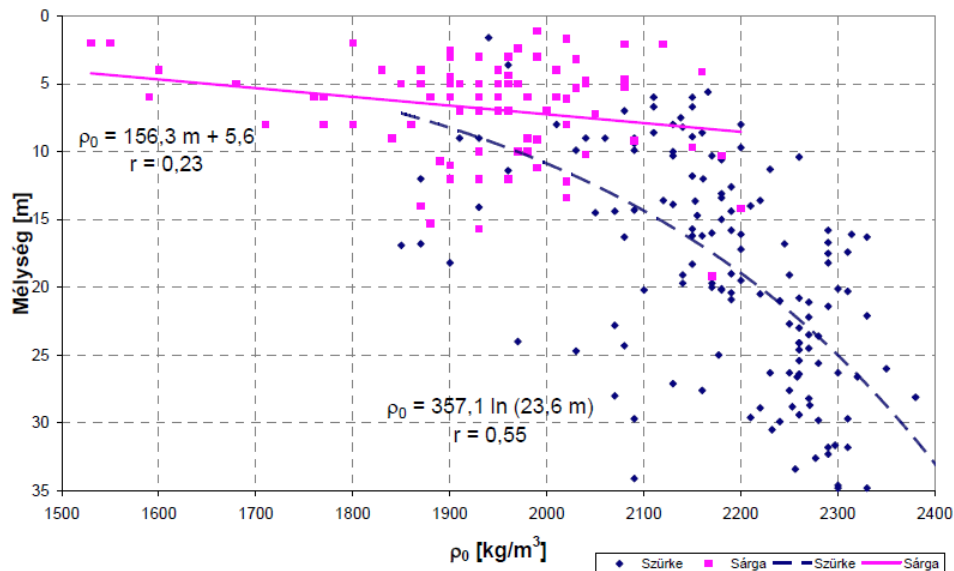
74. ábra Óbudai földtani szelvény sekély mélységben lévő szilárd képződményeinek megjelenítése a földtani szelvényeken (fent), és a rezonanciára hajlamos területek lehatárolása (lent halványlila színnel)

(A szelvényen digitalizált képződményeket a térképi szinkóddal, a mélységeket különböző sugari körökkel jelöltem; a felszíni triász és eocén képződményeket csak a referencia miatt tüntettem fel)

A térképszerkesztéshez szükséges adatok második csoportja (sekély képződmények) az eredeti elgondolás szerint csak a kvarter üledékek települési és sebességviszonyaira vonatkozott volna, azok teljes vastagságára. Ezt a koncepciót a sebességadatok erős mélységfüggése és a felhasználható adatok miatt módosítottam. Az építésföldtani szelvények áttekintése után a kvarter üledékek településére vonatkozó legfontosabb szabályszerűség az volt, hogy a nagy vastagságú előfordulások alsó 5-10 m-es részét a kavicsok, kavicsos homokok uralják, amelyeket Szilvágyi (1980) – a lágymányosi holocén kavicssteraszok kivételével – tömör, kiváló teherbíró képződményként ír le.

Mindezek mellett azokon a területeken, ahol a kvarter üledékek vastagsága kicsi (0-7 m), a kiscelli és tardi agyagok felszín közeli geotechnikai tulajdonságai a fellazulás és mállás miatt hasonlóak a fedő képződményekéhez. Görög (2008) a Kiscelli Agyag 3 mélységbeli szintjét különítette el, a legfelső sárga mállott, a kb. 30 m mélységig tartó szürke üde, de töredezett és a nagy mélységben lévő, szintén szürke, de eredeti állapotú zónára. A sárga szint

Vendl Aladár szerint a limonittá bomlott pirit okozza. A mélységgel kapcsolatos összefüggéseket alapvetően meghatározza, hogy a Kiscelli Agyag sárga mállott része általában 10, maximum 15 m-ig fordul elő, és ilyen kis mélységben általában még nem változik statisztikailag kimutatható mértékben az agyag szerkezete. A szürke Kiscelli Agyag jellemzően 10 m-es mélységtől fordul elő, ennél kisebb mélységben csak ritkán található meg (75. ábra).



75. ábra A szürke és sárga kiscelli agyag nedves térfogatsűrűsége a mélység függvényében
(Forrás Görög 2008)

Ezek tisztázása után nem volt célszerű szétválasztani a felső 10-15 m-es rétegsort kvarterre, és idősebb képződményekre, ráadásul időközben a digitalizálás és reambulálás előrehaladtával elérhetővé vált az alapozási adottságok térképsorozata. E lapokon a 1,5 m, 3,5 m, 5,5 m, és 10 m-es mélység szintek alapozási szempontból elkülöníthető képződményeit jelenítik meg, rövid leírással és a hozzájuk rendelt alapozási paraméterekkel. A leírásban a törmelékes kőzetek esetén a szerkesztők a szemcse nagyságot, agyagok esetén a plasztikus indexet is megadták, szilárd kőzetek esetén pedig a rétegzettséget, töredezettséget jellemzik. A hozzájuk rendelt alapozási kategóriákat a 7.5 táblázatban mutatom be.

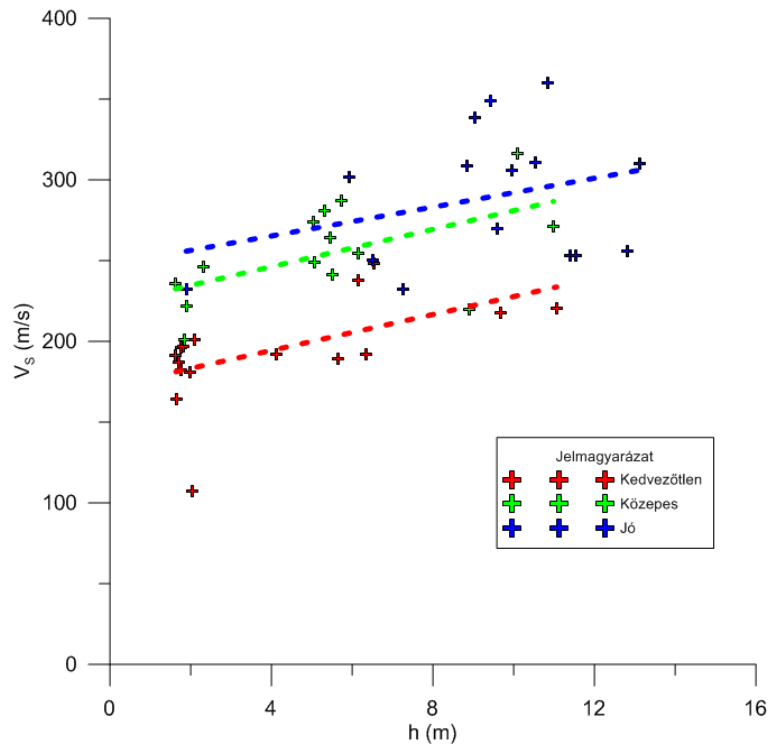
kőzettípus	leírás	paraméter
Szilárd kőzetek	törőszilárdság 25 MPa	$\sigma_a > 25 \text{ MPa}$
	törőszilárdság 5-25 MPa	$25 \text{ MPa} \geq \sigma_a \geq 5 \text{ MPa}$
	törőszilárdság 5MPa	$\sigma_a < 5 \text{ MPa}$
Laza üledékes kőzetek	Jó teherbíró	$\sigma_c > 450 \text{ KPa}$
	Közepes teherbíró	$450 \text{ KPa} \geq \sigma_c \geq 250 \text{ KPa}$
	Kis teherbírású	$\sigma_c < 250 \text{ KPa}$
	Alapozásra kedvezőtlen	—

7.5 táblázat: Az alapozási adottságok kategóriái

A jellemzésre használt paraméter szilárd kőzetek esetén a törőszilárdság, laza üledékes kőzetek esetén a határfeszültség volt. A határfeszültség alapozások tervezésekor használatos geotechnikai paraméter. Az alapozás során el kell kerülni a talaj terhelés hatására történő túlzott süllyedését. A terhek növekedésével az alakváltozás a Hook, és plasztikus fázisok után már nem összenyomódással válaszol, hanem oldalirányban kinyomódik, ún. talajtörést szenved (a nyírófeszültség értéke eléri a nyírószilárdságát). A méretezést úgy végzik, hogy a lehetséges legnagyobb terhek esetén se éri el az ehhez tartozó törőfeszültség értéket, amit egy biztonsági tényező bevezetésével határoznak meg. Bár a törő- és így a határfeszültség az alapozási képződmény mellett az épület és az alap geometriájától, víztartalomtól, és egyéb tényezőktől is függ, a korábbi szabványban (MSZ 15004:1989 Síkalapok határteherbírásának és süllyedésének meghatározása) különböző talajtípusokra táblázatos formában is megadták a képződményekre vonatkozó kiindulási határfeszültség értékeket. Ez a paraméter tehát a képződmények teherbírásával és nyírószilárdságával arányos.

A szakirodalomban nem le lehet fel a paraméterhez tartozó nyíróhullám sebesség tartomány, de méréseim alapján megadható, hogy milyen a különböző határfeszültség intervallumba eső képződmények sebesség-mélység eloszlása. Ennél a lépésnél természetesen az egyes rétegek mérésekből meghatározott intervallum-sebességeit is felhasználjuk, ami kevésbé megbízható, mint az átlagsebesség, de a 4.2.2 fejezetben ismertetettekkel összhangban a felületi hullám módszerrel meghatározott sebességprofilok megbízhatósága ezt lehetővé teszi. A szeizmikus sebességek és a statikus vizsgálatok szoros kapcsolatát az általunk Győrben végzett vizsgálatok is igazolták (Kegyes-Brassai et al. 2015).

Az óbudai területen a mérési helyszínek koordinátái alapján minden laza üledékes kőzetre eső mérési pontra leválogattam a 4 mélységszintre vonatkozó kategóriákat és ezekhez hozzárendeltem a sebességprofil megfelelő rétegsebességeit. Az alapozásra kedvezőtlen kategóriához nem rendelkezem megfelelő paraméterekkel. A térképen megvizsgáltam ezek elhelyezkedését, és azt találtam, hogy ezek a sekély feltöltések, illetve a feltöltött bányák és hulladéklerakók területére esnek. Ezért ezeket is kis teherbírásúnak tekintettem. Végül a fenti kategóriák és a laza üledékekre eső 15 mérési pont adatainak felhasználásával elvégeztem az összehasonlítást (**76. ábra**).



76. ábra A mérési helyszíneken meghatározott, különböző alapozási kategóriákhoz tartozó sebesség-mélység összefüggés, az illesztett egyenesekkel

Az ábrán megjelenő sebességek az invertált modellek rétegsebességei, amelyeket a réteg mélység középpontjához rendeltem. Ez magyarázza, hogy a pontok a mélységtengely mentén sávosan csoportosulnak. Megfigyelhető, hogy a kedvezőtlen alapozási adottságba eső pontok szignifikánsan elválnak a többitől. A közepes és kedvező kategóriák szétválasztása nem ennyire jellegzetes, aminek több oka van. Míg a kedvezőtlen alapozási adottságok egy-egy mérési helyszínen általában széles mélységintervallumban jelennek meg, addig a közepes és jó kategóriák általában keveredve. Így a mérések viszonylag kis vertikális felbontása nem tudja követni a rétegfelbontást. Különösen a jó alapozási kategóriába tartozó sebességértékeknél figyelhető meg nagy szórás. Ennek egyik valószínű oka az, hogy a paraméter csak alulról van lehatárolva, így – például kevésbé mállott Kiscelli Agyag felszín közeli megjelenésekor – a sebességek jelentősen megnőhetnek.

Az illesztett egyenesek paramétereit a 7.6 táblázatban mutatom be.

Alapozási kategória	V_0 (m/s)	dV/dz (1/s)
kedvezőtlen	172	5.56
közepes	223	5.78
jó	247	4.67

7.6 táblázat: A különböző alapozási adottságokra meghatározott sebesség-mélység összefüggéseket leíró lineáris függvények paramétereit

Az viszonylag gyenge összefüggés használhatóságát megnöveli, hogy a szeizmikus altalaj osztály térkép kategóriáinak az átlagsebesség az alapja, és az átlagolás simító hatása

miatt a mért és számított átlagértékek korrelációja sokkal jobb, mint a sebesség mélység függvényeké. Az alapozási kategóriákhoz a következőkben leírtak szerint rendeltem sebességeket. Mivel a térképek négy mélységszintre vonatkoznak, ezekhez 4 réteget rendeltem. A rétegeket úgy vettem fel, hogy tartalmazzák az alapozási mélységeket, és összhangban legyenek a felületi hullám módszer során alkalmazott rétegfelbontással (7.7 táblázat).

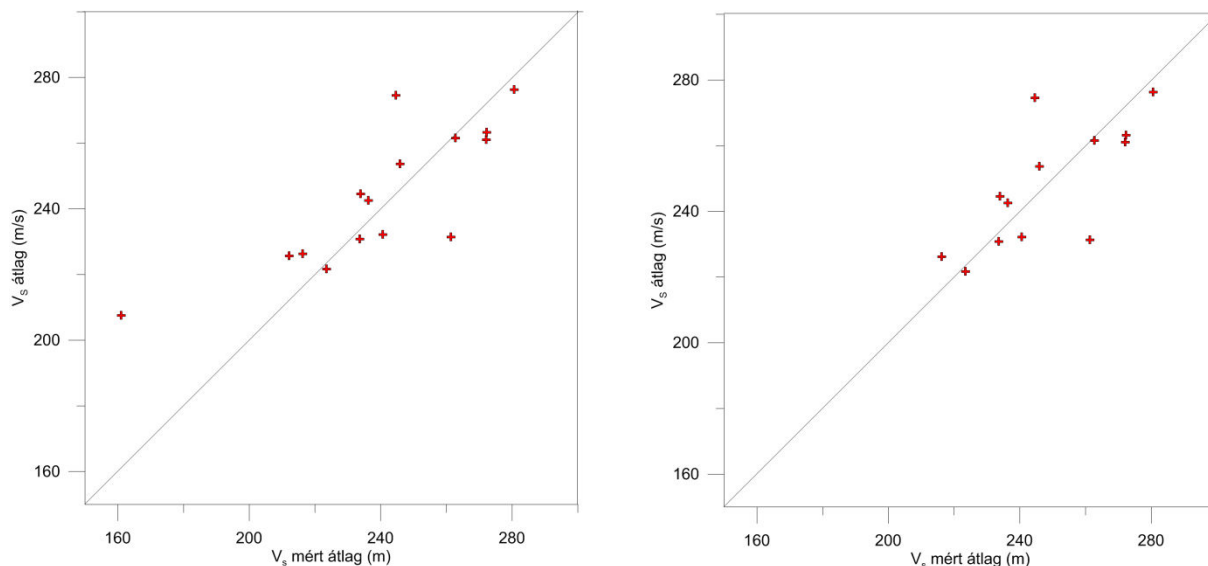
Alapozási térkép szintje	rétegtető (m)	rétegtalp (m)	vastagság (m)	réteg középpontja (m)
1.5	0	2	2	1
3.5	2	4,5	2,5	3,25
5.5	4,5	7,5	3	6
10	7,5	13	5,5	10,25

7.7 táblázat: Az alapozási adottságok térképi mélységszintjei és a hozzájuk rendelt rétegek

A mélységszinteknek megfelelően az illesztett egyenesek felhasználásával kiszámítottam az egyes rétegek középpontjaihoz tartozó átlagsebességeket (76. ábra és 7.7 táblázat). A térkép adott pontján a 4 réteges modell sebessége így kiszámítható.

A térinformatikai szoftverrel a legegyszerűbben úgy lehetett az átlagsebességet kiszámítani, hogy az egyes térképek attribútum tábláiba a különböző kategóriák intervallumsebességei helyett a megfelelő futási időket rendeltem hozzá. Így egyszerű összegzéssel meghatározható egy-egy pont „rétegsorára” vonatkozó futási idő, amiből az átlagsebesség könnyen számítható.

A laza üledékre eső mérési pontok ily módon számított és az invertált rétegmodellből meghatározott sebességeinek cross-plotjait a 77. ábrán mutatom be. A bal oldali ábrán az összes laza üledékre eső pontot ábrázoltam, a jobb oldalin ezekből elvettem a nagyvastagságú feltöltött bányák területére esőket, mert ezek közül az egyik láthatóan kiszór (az ilyen típusú heterogén felépítés indokolja, hogy a feltöltött bányagödrök, hulladéklerakók területét külön kezeljük). A szórás helyenként így is jelentős, de az összefüggés egyértelmű és indokolja az alapozási adottságok térképeinek használatát a heterogén jellemzőkkel rendelkező felszínközeli üledékek sebességbecsléséhez.



77. ábra A felső 13 m-es rétegsor számított és mért átlagsebességeinek cross-plotja

(A jobb oldali ábra a feltöltött bányák területére eső pontok elhagyásával készült
A jobb oldali ábra esetén az eltérések várható értéke 0.3 m/s, szórása 14.2 m/s)

Az alapozási térképekhez kapcsolódóan még egy adathiányt kellett pótolnom, a területet viszonylag nagy kiterjedésben fedi édesvízi mészkő, amelyik szilárd képződményként jelenik meg a térképeken. Ezek sebességeire nem volt adatom, azt a szakirodalomban megjelenő longitudinális sebességek alapján becsültem, a Poisson hányados értékét 0,25-nek feltételezve (7.8 táblázat).

Egyirányú nyomószilárdság (MPa)	kőzet geotechnikai jellemzője	V _P értéke (m/s)	becsült V _S érték (m/s)
<10	kis szilárdságú	<2000	<1150
10 - 20	közepes szilárdságú	2000–2500	1150–1400
20 - 60	nagy szilárdságú	2500–3500	1400–2000
>60	nagyon nagy szilárdságú	3500–7000	2000–4000

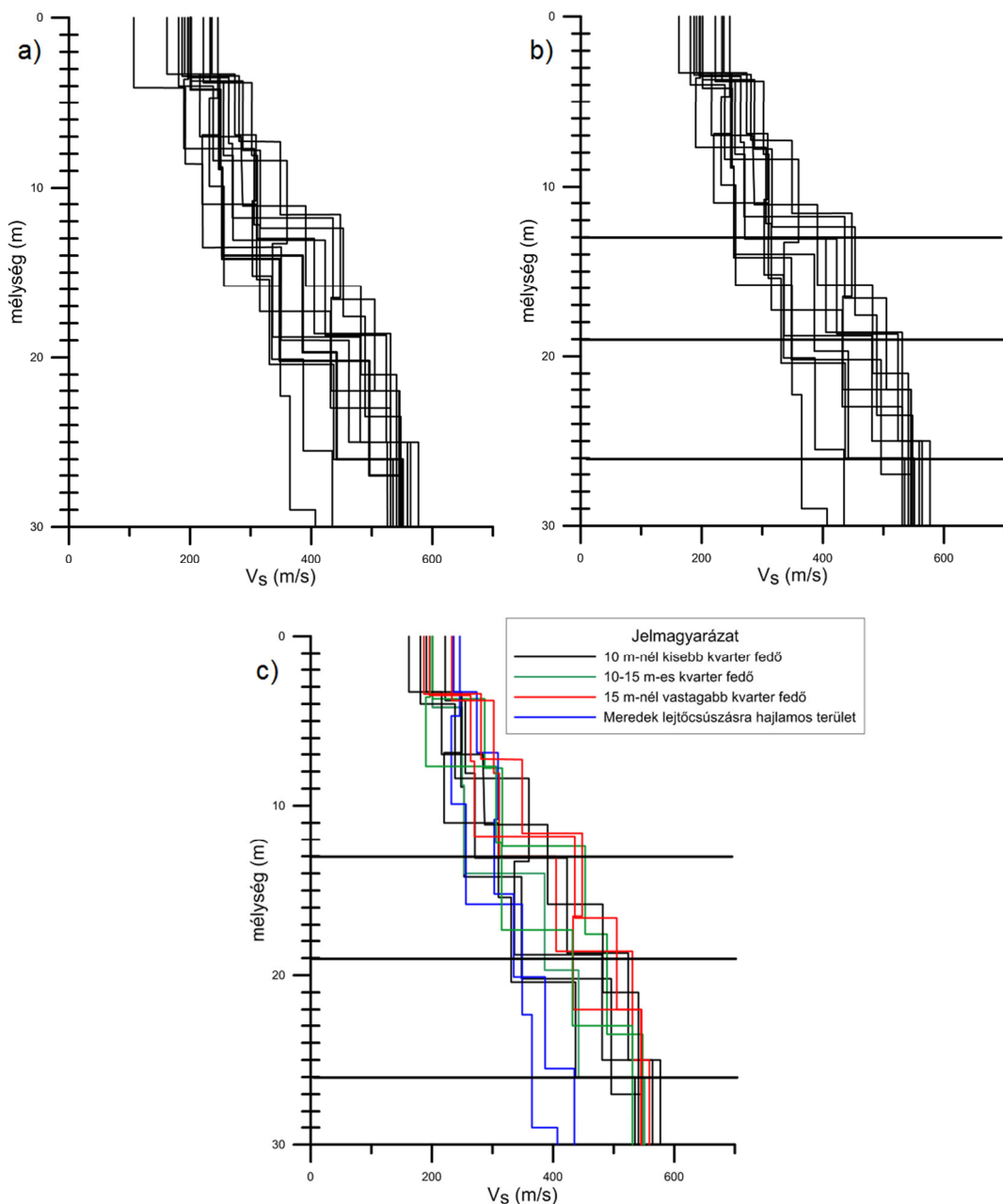
7.8 táblázat: Kőzetek szilárdsági értékei és longitudinális és becsült transzverzális hullámsebességeikkel

(Forrás: Whiteley 2003)

A kategóriatérkép szerkesztésének utolsó lépése a kvarternél idősebb üledékes kőzetek sebességviszonyainak pontosítása. Mivel a kerület fedett térképét a Kiscelli és Tardi agyag képződmények uralják, elsősorban ezeket szükséges valamilyen módon osztályozni. A kiscelli és tardi agyag geotechnikai szempontból azonban nem különíthető el (Görög 2008). Az idézett munka tartalmaz a kiscelli agyagra vonatkozó elkülönítést, de csak Budapest területére, miszerint a lágymányosi részen a képződmény üdebb, és tömörebb, mint Óbudán.

Ezért a mérési pontokon meghatározott sebesség-mélység függvényeket hasonlítottam össze, és próbáltam valamilyen, az építésföldtani térkép térképsorozattal összeköthető jellegzetesség alapján elkülöníteni azokat (**78. ábra**). Ehhez első lépésben eltávolítottam a feltöltésekre eső pontokat, majd nagyobb sebességugrások mélységét próbáltam egységesíteni. Az első „réteghatárnak” az alapozási adottságok alapján meghatározható rétegek talpát (13 m), ez alatt a legkarakteresebb sebességugrások helyeit (19, illetve 26 m)

jelöltem be. A sebességhatárok bejelölése a tipizálást segítette. A görbék közül karakteresen elváltak a kézzel jelölt, meredek, lejtőcsúszásra hajlamos, és a vastag (15 m-nél nagyobb vastagságú) kvarter képződményekkel fedett területrészekre eső pontok profiljai. Előbbinél a tömörítés elmarad a sík területeken tapasztalhatótól, ezért itt a legkisebbek az intervallumsebességek, utóbbiaknál az alapozási mélység alatti első mélységtartományban, valószínűleg a tömör kavicsrétegek miatt a többi pontnál nagyobb sebességek jellemzőek. A többi görbét az eltérő fellazulási viszonyok lehetősége miatt a kvarter vastagság kategóriáinak megfelelően két részre bontottam, ám e szétválasztás inkább logikai alapú, és esetleges új mérések értelmezését segítheti, a két osztály között a sebességek szórása alapján ugyanis nincs szignifikáns különbség.



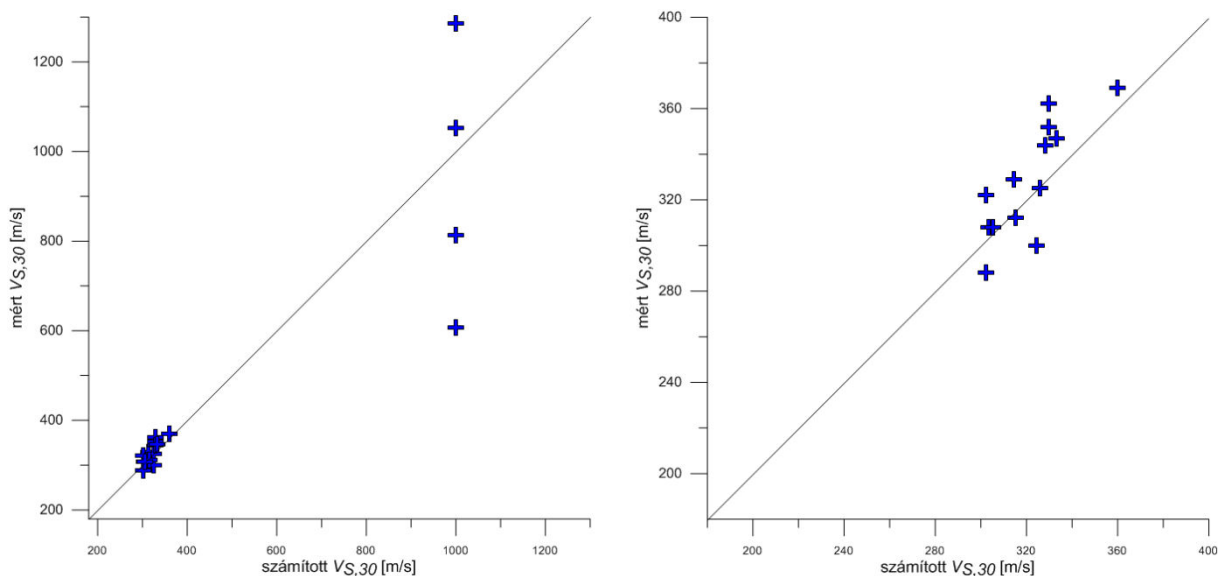
78. ábra A laza üledékre eső pontok sebességprofiljai (a), a nagyobb sebességugrásokkal (b), és a területi kategóriákhoz kapcsolható típusok kijelölésével

Ezt követően meghatároztam az így elkülönített kategóriák átlagsebességeit, és hozzákapcsoltam a térinformatikai adatbázis megfelelő kategóriáihoz. A lejtőcsúszásra hajlamos területeket a geomorfológiai térkép megfelelő alakzatához rendeltem hozzá. A megszerkesztett térképet a 7. mellékleten mutatom be.

7.5.7. Óbuda telephely kategória eredménytérképe

Óbuda szeizmikus altalaj osztály térképe az előző fejezetben leírtaknak megfelelően különböző forrásból származó információk integrált felhasználásával készült. Az „A” kategóriák lehatárolását a fedetlen földtani és a kvarter vastagság térkép alapján végeztem, az 5 m-nél kisebb kvarter fedővel rendelkező területekre. Altípusként lehatároltam a Budai Márga képződmények területét, ezek nagy agyagtartalma és mállása ugyanis esetenként azt eredményezheti, hogy sebességük alatta marad a 800 m/s-os határértéknek. Ez saját mérésünk esetén is így volt, a Budai Márgával fedett területre eső helyszínen a sebességérték 800 m/s alatt maradt, de az egy mérési pont nyilván nem elégséges, hogy lényeges következtetést vonjunk le eredményéből.

A laza üledékes területeken a sebességadatokat összevettem az alapozási adottságok térképeivel, a mélyebb képződmények esetén pedig a térképi kategóriák és a hasonló sebességprofilok alapján határoltam el területrészeket. Így egyfajta kompozit eljárással terjesztettem ki a mérésekkel meghatározott sebességeket a térkép megfelelő területeire. A mért és az adott helyre számított sebességértékeket a **79. ábrán** mutatom be.



79. ábra Az óbudai térképlap mért és számított sebességeinek cross-plotja a teljes térképlapra (balra), és a laza üledékes területekre (jobbra)

A laza üledékes területre eső pontok esetén az adatok eltérésének várható értéke 7 m/s, szórása 15 m/s

Mivel a sebességértékek a kategóriahatár közelébe esnek, a kétszeres szórás értékét figyelembe véve elkülönítettem az átmeneti kategória területeit. A térkép egyértelműen B

kategóriába tartozó területrészeket is tartalmaz azokon a helyeken, ahol a fedetlen térkép fedőképződménye édesvízi mészkő, innen azonban nem áll rendelkezésemre mérési adat.

A digitalizált földtani szelvények és a tektonikai térkép szerkezeti vonalainak segítségével lehatároltam a rezonanciára hajlamos területeket. Ez nem jelentik azt, hogy az így lehatárolt területek alatt feltétlenül fellép a sebességugrás, az elérhető térképi és szelvényadatok felbontása miatt a jelölés inkább figyelemfelhívó jellegű. Végül külön kezeltem a feltöltött hulladéklerakók és bányagödrök területét, mivel ezek heterogén jellege nem teszi lehetővé a megbízható sebességbecslést.

8. Összefoglalás, értékelés

Dolgozatomban a felszíni laza üledékrétegek földrengés módosító hatásának számszerűsítésével, ezen belül a szabványokban erre a célra alkalmazott szeizmikus általaj osztály térképezésével foglalkoztam. Célom az volt, hogy geofizikai mérések és egyéb térképi adatok felhasználásával olyan módszert alakítsak ki, amely Magyarországon is lehetővé teszi ilyen térképek megszerkesztését, figyelembe véve, hogy a mérsékelt földrengés veszélyeztettség miatt az erre fordítható költségek erősen korlátozottak. Úgy vélem, hogy ez a cél, az Eurocode 8 szabvány közelmúltbeli bevezetését is figyelembe véve indokolt és hasznos.

A helyi hatás figyelembe vétele a földrengés veszélyeztettség meghatározásának utolsó fázisa, ezért szükségesnek tartottam, hogy a teljes folyamatot felvázoljam. Röviden összefoglaltam a veszélyeztettség meghatározására manapság elterjedten használt valószínűségi módszert, bemutattam a felszín közeli képződmények módosító hatásának okait, a meghatározására használt analitikus és empirikus módszereket, és azokat a nehézségeket, amelyekkel akkor szembesülünk, ha egyszerű, méretezési célokra alkalmas paraméterekkel kívánjuk azt jellemezni. Mivel a nyíróhullámok átlagsebességére épülő szeizmikus általaj osztály paramétert sok kritika éri, bemutattam, hogy kiválasztását alapos mérlegelés, rengeteg empirikus számítás és modellvizsgálat előzte meg, és a kétségtelen gyakorlatiasságon kívül is számos érv hozható fel használatára mellett, akár a frekvencia válaszfüggvényt, vagy az empirikus vizsgálatok eredményeit tekintjük.

Ezt követően bemutattam a nyíróhullám sebesség meghatározására használt geofizikai módszereket, különös tekintettel a felületi hullámot alkalmazókra. A felületi hullám méréseket azért is ki kell emelnem, mert tudomásom szerint az általunk a XVIII. kerületben végzett helyi hatás térképezés volt az első, amelyet ezek kiterjedt használatára építettek.

Végül ismertettem néhányat a legfontosabb hazai és külföldi térképezési példák közül. A külföldi példák bemutatását azért tartottam fontosnak, mert számomra is ezek jelentették a mintát, miközben igyekeztem figyelembe venni az ott megfogalmazott korlátokat. Ezek közül a legfontosabb a fedett földtani térképek használatából adódik, így ugyanis a sekély mélységben települő földtani képződmények miatt szükségszerűen tendenciózus hibákkal terhelt adatrendszerre jutunk. Ez vezetett el ahhoz az elvhez, hogy a mérések kiterjesztését többféle térkép együttes használatával végezzem. A hazai térképezések áttekintésével azt kívántam bemutatni, hogy azok, kétségtelen szakmai kiválóságuk mellett, az eltérő szemlélet miatt a méretezési szabvány alkalmazása szempontjából nehezen használhatók.

Ezután az ELGI-ben, kollégáim által végzett kutatásokat ismertettem, amelyek munkámat megalapozták. A Mérnökgeofizikai Főosztály munkatársai, Hermann László vezetésével már a 90-es évek második felében (jóval az 1999-ben megjelent „névadó” cikk megjelenése előtt) elmélyülten foglalkoztak sokcsatornás felületi hullám módszerekkel. E nélkül nem lett volna lehetőségem arra, hogy a térképezéshez szükséges terepi munkát

elvégezzem, hiszen a fúrési költségek ezt lehetetlenné tették volna, az egyéb felszíni módszerekkel pedig nem lettem volna képes ehhez hasonló megbízható, homogén adatrendszerhez jutni. Meg kell említenem a szintén az ELGI-ben létrehozott SR-II szeizmikus forrást (kenguru) is, amely nagy energiájánál és kedvező spektrumánál fogva – a belváros kivételével – ideális eszközt jelentett a mérések elvégzéséhez.

Erre és kísérleti méréseket végezve alakítottam ki egy olyan mérési elrendezést, amellyel a felső 30 m-es rétegsor átlagos nyíróhullám sebessége nagy biztonsággal, standardizált módon meghatározható, homogén adatrendszert eredményezve. Ennek során teszteltem a különféle terítéseket (geofonközöket, terítéshossz), vizsgáltam az értékelők és források átvitelének hatását, végül a feldolgozási folyamatot – munkatársaimmal együtt – rutinszerűvé alakítottuk. A végső elrendezést fúrásban meghatározott, ismert sebességprofil közvetlen környezetében teszteltem, igazolva a módszer használhatóságát.

A következő lépés a megfelelő földtani alap kiválasztása volt. A mélyebb rétegek figyelembe vétele miatt ehhez a lehető legteljesebb kis méretarányú térképsorozatot kerestem, amit a Budapesti Építésföldtani Atlaszban találtam meg. Ez tette lehetővé, hogy a mérési adatok területi kiterjesztéséhez a szakirodalomban használt fedett földtani térképeken kívül a fedetlen és kvarter vastagságtérképek adatait is felhasználjam. A földtani adatok felhasználására azt a módszert alkalmaztam, hogy olyan térképi blokkokat határoltam le, amelyekről a földtani felépítés és a képződmények hasonló fáciese miatt hasonló nyíróhullám sebességeket vártam. A blokkok támpontot adtak a mérési pontok kijelölésére, és alkalmasak voltak az eredmények validálására. A fenti eljárással szerkesztettem meg a XVIII. kerület Eurocode 8 szabvánnyal konform szeizmikus általaj osztály térképét.

A budapesti térképezés előrehaladtával a mérési körülmények, vagy a földtani viszonyok változása miatt további eszközökkel és eljárásokkal kellett kiegészítenem a korábbi módszert. Az első problémát a nagy forgalmú belvárosi területeken fekvő mérési helyek jelentették. A közfeltűnést keltő és ilyen körülmények között balesetveszélyes SR-II-t nem lehetett használni, nem állt ugyanakkor rendelkezésünkre megfelelő energiával és spektrummal bíró helyettesítő forrás. Ezért a vizsgálatot passzív mérési rendszerrel egészítettem ki. Ehhez a szakirodalomból választottam módszert, azt számítógépes programkódba foglaltam, szintetikus adatrendszert hoztam létre, az algoritmust és a különböző terítési elrendezéseket ezzel teszteltem. A tesztelés alapján kialakított elrendezéssel sikeres terepi méréseket végeztem, ennek eredményeit beépítettem a VIII. kerület szeizmikus általaj osztály térképébe.

A pesti kerületekhez képest Óbuda szeizmikus általaj osztály térképe a komplex földtani felépítés miatt jelentett nagy kihívást. A terepi munkát megelőzően kialakított térképi blokkok itt nem „rendszereződtek” a területükön mért sebességértékek alapján, ugyanakkor a mérések sok kategória határra eső $V_{S,30}$ értéket adtak. Ezért az eredmények területi kiterjesztésére új eljárást kellett kialakítani. Ezt térinformatikai eszközökkel végeztem, három fő lépésben. A rendelkezésre álló térképsorozat lapjai közül bevontam a 1,5 m, 3,5 m, 5,5 m és 10 m-es mélységekre vonatkozó alapozási kategória térképeket, és ezek kategóriáit

összekapcsoltam a felületi hullám mérésekkel meghatározott sebesség–mélység függvényekkel. Így a különböző mélységre vonatkozó szelet-térképekhez nyíróhullám átlagsebesség értékeket tudtam rendelni. Mivel a terület prekvarter képződményeit a nagy vastagságban települő Kiscelli és Tardi agyag uralja, a mélyebb képződmények sebesség kategorizálásához e képződmények jellemzőinek területi eloszlását is figyelembe kellett venni. Ezért a kategóriákat a mérési pontok sebesség–mélység függvényei, a kvarter vastagságtérképek és a csúszásveszélyes lejtők poligonjait felhasználva alakítottam ki. Végül a potenciálisan rezonanciára hajlamos területeket is lehatároltam, amelyhez az építésföldtani atlasz földtani szelvényeit használtam fel, azok georeferálását, a felszín közeli szilárd képződmények digitalizálását és térképi megjelenítését követően.

A változatos felszíni formákkal rendelkező III. kerület egyben arra is kitűnő lehetőséget adott, hogy teszteljem az időközben a szakirodalomban megjelent lejtőgradiens–nyíróhullám sebesség összefüggést, amely rendkívüli egyszerűsége miatt a térképezést rendkívüli mértékben felgyorsíthatta volna. A mérési adatok és a lejtőgradiens térképek összevetése alapján arra jutottam, hogy bár több mérési területet figyelembe véve Magyarországra a szeizmikusan aktív területekre meghatározott összefüggés jó közelítést ad, de pont a kritikus területeken – például Óbudán a csúszásra hajlamos törmelékajtőn – a mért és számított adatok akár többszörös kategória eltérést mutathatnak. Ezért a lejtőgradiens térképek nem képesek pótolni a részletes földtani és geotechnikai térképeket.

Végül a Törökországban végzett mérések segítségével arra is lehetőségem nyílt, hogy a nyíróhullám átlagsebességéből képzett szeizmikus altalaj osztály paraméter és egy korábbi földrengés okozta károk eloszlását összehasonlíthassam. A méréseket követően egyértelművé vált, hogy az alluviális medencében meghatározott kis sebességek igen kedvezőtlen telephely viszonyokat jelentenek, ám azt is meg kellett állapítani, hogy a káreloszlások nem magyarázhatók a felszín közeli laza rétegsor egydimenziós átviteli sajátságaival, az adatok a medenceperem hatás közrehatását mutatják. Ez egyértelműen mutatja a $V_{S,30}$ tényező korlátait, véleményem szerint azonban a szeizmikus altalaj osztály térképezés létjogosultságát nem kérdőjelezi meg, hiszen mindaddig, amíg azt fel nem váltják egy új, igazoltan jobb paraméterrel, a méretezési szabványokban szereplő terhek számítása ezen alapszik.

Köszönetnyilvánítás

Mindenekelőtt Hermann Lászlónak tartozom köszönettel, ezt személyesen sajnos már nem adhatom át neki. Nem lehetek eléggé hálás azért a segítségért, amelyet újrakezdett szakmai tevékenységemhez nyújtott önkéntes mentoromként. Köszönettel tartozom kollégáimnak, elsősorban a Mérnökgeofizikai Főosztály munkatársaimnak, az ő megalapozó munkájuk nélkül nem születhettek volna meg a dolgozatban ismertetett kutatási eredmények, és munkám során bármikor számíthattam segítségükre. Név szerint kell említenem Neduczai Boriszlávot, Prónay Zsoltot és Törös Endrét, valamint Scholtz Pétert, akiktől Hermann László mellett a legtöbbet tanultam, és akik bizalmukkal segítettek és támogatták munkámat. A térinformatikai programok használatában Paszera György és Vikor Zsuzsanna segített eligazodnom, az ő segítőkészségük nélkül talán még mindig a menürendszerben bolyonganék.

Köszönettel tartozom az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet és a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet mindenkori vezetőinek, akik megadták a kutatómunka lehetőségét és támogatták azt.

Hálás vagyok témavezetőmnek, Dr. Wetztergom Vikornak, hogy e dolgozat megszületését egyengette, késlekedésemet megértően és segítőkészen fogadta. Köszönettel tartozom a munkahelyi védés opponenseinek, Dr. Györi Erzsébetnek és Dr. Takács Ernőnek, valamint önkéntes segítőknek, Dr. Szentpétery Ildikónak, hogy észrevételeikkel felhívták figyelmemet a dolgozat hiányosságaira, lehetővé téve, hogy ezeket javítsam.

Végül, köszönöm családomnak, hogy elviselték hiányomat és ottlétemet, a biztos háttér mellett megadva azt a lüktetést is, ami a legfeszültebb munka idején is képes volt kiszakítani a beszűkült állapotból, és külön Borcának, hogy olyankor is bízott bennem, amikor én már régen nem.

Irodalomjegyzék

- Al Hussein, M. I., Glover, J. B. and Barley, B.J. (1981) Dispersion patterns of ground roll in eastern Saudi Arabia, *Geophysics*, **46**, 121–137.
- Allen, T. I. and D. J. Wald (2009). On the Use of High-Resolution Topographic Data as a Proxy for Seismic Site Conditions (VS30), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 99, No. 2A, 935–943.
- Anderson, J. G., Lee Y. and Zeng, Y. (1996) Control of strong motion by the upper 30 meters *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 1969–1994.
- Andó A., (2013) 2.6. Budapest Építésföldtani Térképsorozat adatbázisba illesztése Kutatási jelentés, Kézirat, Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest,
- Andó A., (2014) 2.10. Budapest Építésföldtani Térképsorozat adatbázis építése, karbantartása Kutatási jelentés, Kézirat, Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest,
- Ansal, A.M., Iyisan, R. & Gullu, H. (2001) Microtremor Measurements for the Microzonation of Dinar, *Pure and appl. Geophys.*, **158**, 2525–2543.
- ASTM D4428 / D4428M-14, Standard Test Methods for Crosshole Seismic Testing, ASTM International, West Conshohocken, PA, 2014
- ASTM D7400-14, Standard Test Methods for Downhole Seismic Testing, ASTM International, West Conshohocken, PA, 2014,
- Báldi T. (1983) Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.
- Bánné Györi E. (2004) A felszíni laza rétegek hatása a földrengések által okozott talajgyorsulásra PhD értekezés, p 135, Budapest
- Bánné Györi E., Hermann L., Tildy P., Törös E. (2009) Az Eurocode 8 szabvány földtani-geotechnikai vonatkozásai és alkalmazásának gyakorlata, *Mélyépítés VII. évf. 1 szám*
- Bakır, B.S., Ozkan, M.Y. and Cılız, S. (2002) Effect of basin edge on the distribution of damage in 1995 Dinar, Turkey Earthquake, *Soil Dyn. Earth. Eng.*, **22**, 335–345.
- Bard P.Y., (1998) Microtremor Measurements: A Tool For Site Effect Estimation?, Manuscript for Proc. of 2nd International Symposium on the Effect of Surface Geology on Seismic Motion, Yokohama, Japan, 1–3 Dec, 1998.
- Bisztricsányi E., Szeidovitz Gy. (1980) Budapest 1:40 000 méretarányú földrengés-veszélyeztetettségi térképének magyarázója
- Boore D.M., Joyner W.B., Fumal T.E. (1997) Equations for Estimating Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquakes: A Summary of Recent Work. *Seism. Res. Let.*; **68**(1), 128–153.
- Borcherdt, R.D. (1970) Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **60**, 29–61.
- Borcherdt, R. D. (1994) Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification), *Earthquake Spectra*, **10**, 617–653.

- Borcherdt, R.D. (2012) Implications of NGA for NEHRP site coefficients: U.S. Geological Open-File Report 2012–1269, p. 25.
- Catal, H.H. (1997) A report on Dinar earthquake of 1 October 1995, and response spectra, *Engineering Structures*, **19**, 594–602.
- Clayton, K., Shamon, N., (1998) A new approach to the relief of Great Britain II. A classification of rocks based on relative resistance to denudation. *Geomorphology* **25**, 155–171.
- Chapman, C. H (1981) Generalized Radon transforms and slant stacks *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* **66**, 445–453.
- Chikán G., Raincsák Gyné, Bedő G., Budai T., Chikán Gné, Don Gy., Koloszar L., Korpás L., Kókai A., Kuti L., Müller T., Scharek P., Vatai J., Zsámbok I. (1993) Jelentés Magyarország felszíni és felszínközeli képződményeinek radioaktív hulladékok elhelyezése szempontjából elvégzett földtani és mérnökgeológiai értékeléséről, Kutatási Jelentés, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest
- Cornell, C. (1968) Engineering Seismic Risk Analysis *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1583–1606.
- Csomor D. (1972) Magyarország földrengési viszonyai Kandidátusi értekezés
- Day, S. M., (1996) RMS response of a of a one-dimensional halfspace to SH, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 363–370.
- Darendeli, M., B. and Stokoe, K., H. (2001) Development of a New Family of Normalized Modulus and Material Damping Curves, *Geotechnical Engineering Report GD01-1*, University of Texas at Austin
- Demirtas, R. et al. (1995) Preliminary Report on the Dinar Earthquake of October 1, 1995, General Directorate of Disaster Affairs of Turkey, Earthquake Research Department, Turkey, p. 24.
- Dobry, R., Ramos, R. and Power M.S., (1999) Site factors and site categories in seismic codes Report MCEER-99-0010, Multidisciplinary Center for Earthquake Engineering Research, Buffalo, NY
- Dobry, R., Borcherdt, R. D., Crouse, C. B., Idriss, I. M., Joyner, W. B., Martin, G. R., Power, M. S., Rinne, E. E., and Seed R. B. (2000). New site coefficients and site classification system used in recent building seismic code provisions, *Earthquake Spectra* **16**, 41–68.
- Douglas, J. (2011) — Ground-motion prediction equations 1964–2010, BRGM/RP-59356-FR, p. 444
- Durukal, E. et al. (1998) Analysis of the strong motion data of the 1995 Dinar, Turkey earthquake, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, **17**, 557–578.
- Eyidogan, H. and Barka, A. (1996) The 1 October 1995 Dinar Earthquake, SW Turkey, *Terra Nova*, **8**, 479–485.
- Field, E.H. S1 (2000) Accounting for Site Effects in Probabilistic Seismic Hazard Analyses of Southern California: Overview of the SCEC Phase III Report, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **90**, 6B, S1–S31.
- Foti, S., Lai, C. G., Rix, G. J. and Strobbia C. (2015) Surface wave methods for near surface site characterization CRC Press Boca Raton, London, New York p. 467

- Fumal, T. E. (1978) Correlations between seismic wave velocities and physical properties of near-surface geologic materials in the southern San Francisco Bay region, California, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 78–1067.
- Fumal, T. E., Tinsley, J. C. (1985) Mapping shear-wave velocities in near-surface geological materials in the southern San Francisco Bay region, California, in *Evaluating Earthquake Hazards in the Los Angeles Region – An Earth Science Perspective*, J. I. Ziony (ED.) USGS Profess. Pap., **1360** 127–150.
- Gabriels, P., Snieder, R. and Nolet, G. (1987) In situ measurement of shear wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves: *Geophysical Prospecting*, **35**, 187–196.
- Gallipoli M., R. (2009) Comparison of Site Classification from $V_{s,30}$, $V_{s,10}$, and HVSr in Italy *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **99**, 340–351.
- Gálos M., Vásárhelyi B., (2006) Kőzettestek osztályozása az építőipari gyakorlatban, Műegyetemi Kiadó, p. 146
- Görög P. (2008) Budai eocén és oligocén korú agyagtartalmú kőzetek mérnökgeológiai értékelése PhD értekezés Budapest
- Gribovszki K. (2005) Földrendések geofizikai és geológiai környezetének valamint Debrecen földrendés-veszélyeztetettségének vizsgálata térinformatikai eszközökkel PhD értekezés, Sopron
- Gribovszki K., Schulek T. and Varga P. (2010) Deterministic Seismic Hazard Assessment of the inner town of Budapest, *Acta Geodaetica et Geophysica*, **45**(3),372–387
- Gutenberg B. and C. F. Richter (1949). *Seismicity of the earth and associated phenomena*, Princeton University Press, Princeton, New Jersey
- Gutenberg, B. (1957) Effects of ground on earthquake motion. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **47**, 221–250.
- Györi E., Tóth L., Katona T.(2002) A felszíni rétegsor hatása a földrendés által okozott gyorsulásokra Magyarország Földrendésbiztonsága Konferencia, Győr, 2002 november 5.
- Haskell, N. A. (1953). The dispersion of surface waves in multilayered media *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **43**, 17–34.
- Hermann L. (1996) 3.1.4 Magyarország földrendés-veszélyeztetettségének vizsgálata Sebesség/sűrűség–mélység függvények meghatározása a kéregkutató szeizmikus mérések Rayleigh hullámainak diszperzióanalízisével, Kutatási jelentés, kézirat, ELGI, Budapest, 5 lev.
- Hermann L. (1997) 3.1.4 Magyarország földrendés-veszélyeztetettségének vizsgálata Sebesség/sűrűség–mélység függvények meghatározása a kéregkutató szeizmikus mérések Rayleigh hullámainak diszperzióanalízisével Kutatási jelentés, kézirat, ELGI, Budapest, 8 lev.
- Hermann L. (1998) 3.1.7 Magyarország földrendés-veszélyeztetettségének vizsgálata Sebesség/sűrűség–mélység függvények meghatározása a kéregkutató szeizmikus mérések Rayleigh hullámainak diszperzióanalízisével Kutatási jelentés, kézirat, ELGI, Budapest, 8 lev.
- Hermann L. (2000) Magyarország földrendés-veszélyeztetettségének II. Rayleigh hullámok diszperzió analízise Kutatási jelentés, kézirat, ELGI, Budapest, 16 lev.

- Hudson, D.E. (1972) Local distribution of strong earthquake ground motions, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **62** 1765–1786.
- IAEA Safety Standard Series (2010) seismic Hazards in Site Evaluation for Nuclear Installations Specific Safety Guards SSG-9
- Jones, R. B. (1958) In-situ measurement of the dynamic properties of soil by vibration methods *Geotechnique* **8**(1), 1–21.
- Joyner, W., Warric, R. and Fumal T. (1981) The effect of Quaternary Alluvium on strong ground motion in the Coyote Lake, California, earthquake of 1979, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **71**, 1333–1349.
- Kanai, K., 1957. The requisite conditions for predominant vibration of ground, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Tokyo Univ. **31**, 457–471.
- Kayabalı, K. (1997) The role of soil behavior on damage caused by the Dinar Earthquake (Southwestern Turkey) of October 1, 1995, *Environ. Eng. Geosci.* **III**, 111–121.
- Kanlı, A. I., Tildy P., Prónay Zs., Pınar A. and Hermann L., VS,30 (2006) Mapping and Soil Classification for Seismic Site Effect Evaluation in the Dinar Region of SW Turkey, *Geophysical Journal International*, **165**, 1, 223–235.
- Kegyes-Brassai O. K. (2014) Earthquake Hazard Analysis and Building Vulnerability Assessment to Determine the Seismic Risk of Existing Buildings in an Urban Area PhD Thesis Győr
- Kegyes-Brassai, O., Ray R. P. and Tildy, P. (2015) Predictive equations for soil shear-wave velocities of Hungarian soils based on MASW and CPT measurements around Győr, *Acta Geodaetica et Geophysica*, **50**(4),1-23, DOI: 10.1007/s40328-015-0148-y
- Knopoff, L. (1972), Observation and inversion of surface-wave dispersion, *Tectonophysics* **13**, 497–519.
- Kövesligethy R. (1907): Seismischer Starkegrad und Intensität der Beben. *Gerands. Beitr. Geophys.*, **8**, 363–366.
- Lasley, S.J, Green, R.A., and Rodriguez-Marek A., (2014) Comparison of Equivalent–linear site response analysis software, Tenth U.S. National Conference on Earthquake Engineering Frontiers of Earthquake Engineering July 21-25, 2014 Anchorage, Alaska
- Lee V. W. and Trifunac M. D. (2010) Should average shear-wave velocity in the top 30 m of soil be used to describe seismic amplification? *Soil and Earthquake Engineering* **30**(11), 1250–1258.
- Love, A. E. H. (1911) Some Problems of Geodynamics, Cambridge University Press, London, England
- Magyari, Á., B. Van Vliet-Lanoe, Csontos L. (2002) Paleoszeizmikus tevékenységek nyoma hazai negyedidőszaki rétegekben, Magyarország Földrengésbiztonsága Konferencia, Győr, 2002. november 5.
- Matsuoka, M., Wakamatsu, K., Fujimoto, F. and Midorikawa, S. (2006) Average shear-wave velocity mapping using Japan engineering geomorphologic classification map, *J. Struct. Mech. & Eqk. Eng.*, **23**(1), 57–68.

- Matthews, M. C., Hope, V. S. and Clayton C.R.I. (1996) The use of surface waves in the determination of ground stiffness profiles *Proc. Inst. Civ. Engs. Geotechnical Engineering* **119**, 84–95.
- McMechan, G., and Yedlin, M.J. (1981) Analysis of dispersive waves by wave field transformation, *Geophysics*, **46**(6), 869–874.
- Medvegyev S. V., (1962) Inzsenernaja szeizmologija *Gosz. Izd. Lityeraturi po Sztoitelsztva i Archityektura* Moszkva
- MI-04.133-81. (1981) Méretezési irányelvek földrengési hatásokra. Építésügyi Ágazati Műszaki Irányelv: Építésügyi Tájékoztatási Központ. Budapest
- MSZ EN 1998-1 (EUROCODE 8-1, röviden EC 8-1) (2008) Tartószerkezetek földrengés-állóságának tervezése, 1. rész: Általános szabályok, szeizmikus hatások és az épületekre vonatkozó szabályok. Budapest, Magyar Szabványügyi Testület.
- MSZ 15004:1989 (1989) Síkalapok határteherbírásának és süllyedésének meghatározása Budapest, Magyar Szabványügyi Testület (*visszavont szabvány*)
- Nakamura Y. (1989) A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *Quart. Rep. Railway Tech. Res. Inst. (RTRI)*, **30**, 25–33.
- Nakamura Y., (2000) Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. In: Proc. 12th World Conf. on Earthq. Eng., New Zeland, 8 p.
- Nazarian, S., Stokoe, K.H. II, and Hudson, W.R. (1983) Use of spectral analysis of surface waves method for determination of moduli and thicknesses of pavement systems, *Transport. Res. Record*, **930**, 38–45.
- Neducza B., Tildy P. (2005) Településgeofizika (Mérnökszeizmológiai térképezés), Kutatási jelentés, Kézirat, Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest, 21 lev.
- Neducza B., Tildy P. (2006) Kutatási jelentés, Kézirat, Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest, 24 lev.
- Nolet, G. and Panza G. F. (1976) Array analysis of seismic surface waves: Limits and possibilities *Pure and Applied Geophysics*, **114**, 775–790.
- Nottis GN (2001) Multidisciplinary Center for Earthquake Engineering Research. <http://mceer.buffalo.edu/education/reu/01presentations/swvlwrhudson.htm>
- Öncel, A.O., Koral, H. and Alptekin, O. (1998) The Dinar Earthquake (MW =6.2; October 1, 1995; Afyon-Turkey) and earthquake hazard of the Dinar-Civril Fault, *Pure appl. Geophys.*, **152**, 91–105.
- Özpinar, B. (1978) Geophysical Resistivity Investigation Report on the Afyon-Dinar Plain, 18th District of the State Hydraulic Works, Isparta, Turkey, p. 8.
- Park, C.B., Miller, R.D., and Xia, J., (1998) Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record: 68th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1377–1380.
- Park, C.B., Miller, R. D., Xia, J., and Ivanov, J. (2004) Imaging dispersion curves of passive surface waves: SEG Expanded Abstracts: Soc. Explor. Geophys., (NSG 1.6)

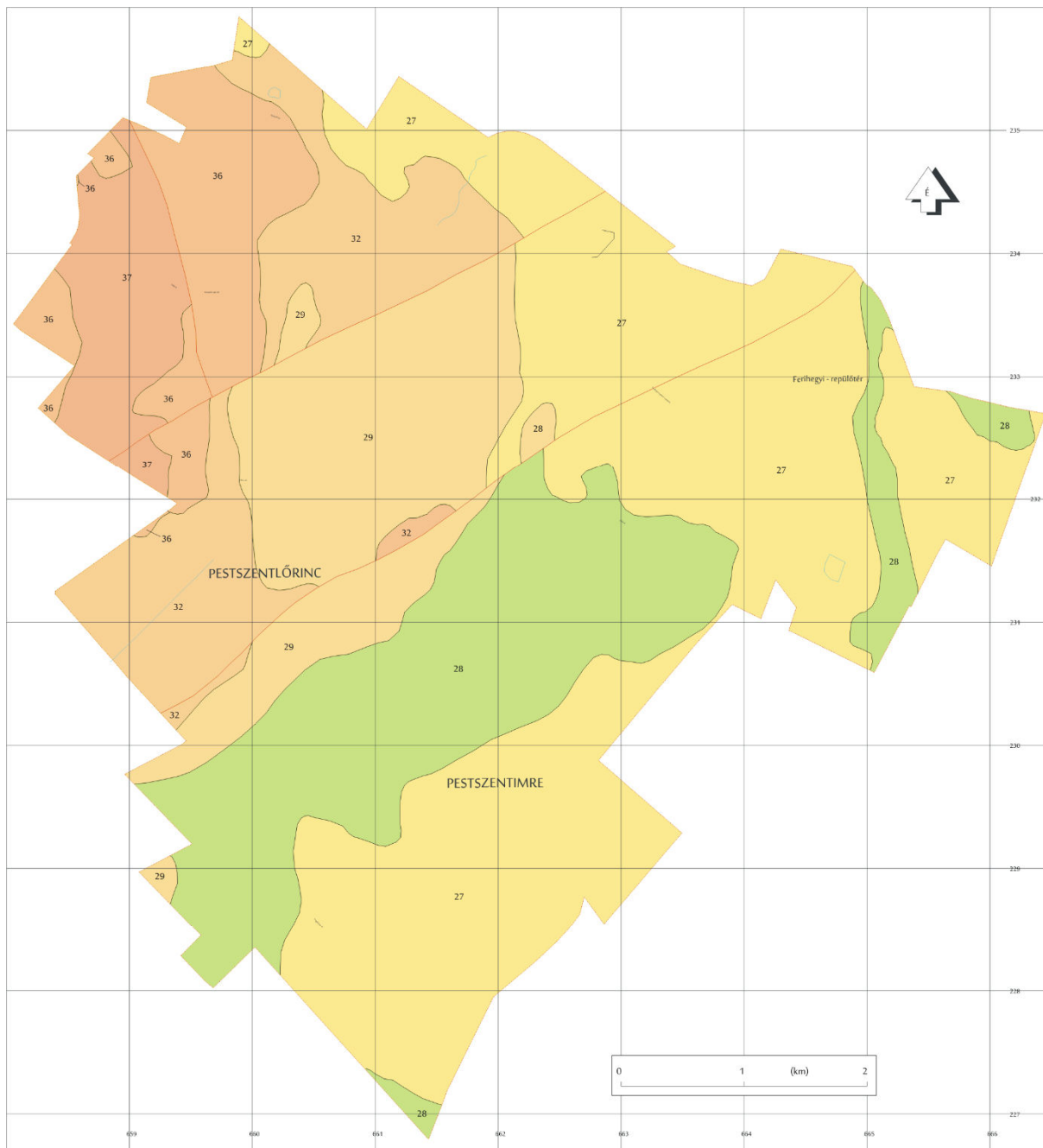
- Park, C.B., Miller, R.D., Ryden, N., Xia, J., and Ivanov, J. (2005) Combined use of active and passive surface waves *Journal of Engineering and Environmental Geophysics (JEEG)*, **10**(3), 323–334.
- Perrin, N. D., Stephenson, W., R. and Semmens, S. (2010) Site class determinations (NZS 1170.5) in Wellington using borehole data and microtremor techniques. In: New Zealand Society for Earthquake Engineering conference proceedings, Wellington, New Zealand, **pn22**
- Petersen, M., D. Beeby, W. Bryant, T. Cao, C. Cramer, J. Davis, M. Reichle, G. Saucedo, S. Tan, G. Taylor, T. Topozada, J. Treiman, and C. Wills (1999). Seismic shaking hazard maps of California, Calif. Div. Mines Geol. Map Sheet 48.
- Pinar, A., (1998) Source inversion of the October 1, 1995, Dinar earthquake (MS =6.1): a rupture model with implications for seismotectonics in SW Turkey, *Tectonophysics*, **292**, 255–266.
- Popov, V. V. (1959) Inzenerno Geologiceszkije kriterii gyetelno szeizmiceszkovo rajonyirovanyija ANSzSzR *Fizika Zemli* **5**
- Rayleigh J.W.S. (1887) On waves propagated along the plane surface of an elastic solid, *Proceedings of the London Mathematical Society*, **17**, 4–11.
- Raincsákné Kosáry Zs. (szerk.) (1984) Budapest területének földtani, vízföldtani, építésalkalmassági térképei (1:40000). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest
- Réthly A. (1952) A kárpátmedencék földrengései (455–1918), Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 513
- Rey, J., Faccioli, E. and Bommer, J.J. (2002) Derivation of design soil coefficients (S) and response spectral shapes for Eurocode 8 using the European Strong-Motion Database, *Journal of Seismology* **6**, 547–555.
- Richart, F., E., Jr, Wood R., .D. and Hall, J., R., Jr. (1970) Vibration of soils and foundations, Prentice-Hall, New Jersey
- Püspöki Z., Szabó Sz., Demeter G., Szalai K., McIntosh, R., W., Vincze L., Németh G., Kovács I., (2005) The statistical relationship between unconfined compressive strengths and the frequency distributions of slope gradients — A case study in northern Hungary *Geomorphology* **71**, 424–439.
- Seed H. B., Muraka, R. Lysmer, J, and Idriss I.M. (1976a) Relationship between maximum acceleration, maximum velocity, distance from source and local site conditions for moderately strong earthquakes *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 1323–1342.
- Seed H. B., Ugas, C, and Lysmer, J (1976b) Site dependent spectra for earthquake-resistant design *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 221–244.
- Seed, H.B., Wong, R.T., Idriss, I.M., and Tokimatsu, K. (1986). Moduli and damping factors for dynamic analyses of cohesionless soils, *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, **112**(11), 1016–1032.
- Selby, M.J., (1980) A rock mass strength classification for geomorphic purposes with tests from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F.* **24**, 31–51.
- Semblat, J.F., and Pecker, A. (2009) Waves and Vibrations in Soils: Earthquakes, Traffic, Shocks, Construction works, IUSS Press, Pavia

- Sen, M.K. and Stoffa, P.L. (1995) *Global Optimization Methods in Geophysical Inversion*, Elsevier, Amsterdam.
- Stokoe, K. H. II, Wright, S. G., Bay J. A. and Roesset J. M. (1994) Characterization of geotechnical sites by SASW method, in *Geophysical characterization of sites. ISSMGE Technical Committee #10*, ed. Woods, R.D., Oxford Publishers, New Delhi.
- Stokoe, K.H. II, Nazarian, G.J. Rix G.J., Sanches-Salineró I., Sheu, J. and Mok, (1988) In-situ seismic testing of hard to sample soils by surface wave method In: *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II: Recent Advances in Ground Motion Evaluation*, ASCE Park City, June 27-30, 264–277.
- Sucuoglu, H., Anderson, J.G. and Zeng, Y. (2003) Predicting intensity and damage distribution during the 1995 Dinar, Turkey, Earthquake with generated strong motion accelerograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 1267–1279.
- Szeidovitz Gy. et al., (1993) Dunaharaszti és Eger környékének szeizmológiai, szeizmotektonikai vizsgálata, Kutatási jelentés, MTA GGKI., Kézirat
- Szeidovitz Gy., Leél-Össy Sz., Surányi G., Czifra T. & Gribovszki K. (2005): Paleorengések által gerjesztett maximális horizontális gyorsulásamplitúdók számítása cseppkövek törőszilárdságának ismeretében. *Magyar Geofizika*, **46** (3), 91–101.
- Szilvágyné I., (1982) Építésföldtani magyarázó, (in: Budapest Építésföldtani térképsorozata) Kézirat, Magyar Állami Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest
- Szurkos G., Budai T., Gyuricza Gy., Zsámbok I., Hermann V., Ollram A., Végh H., (2008) 6.3. Településgeológia III. kerület településgeológiai térképsorozata magyarázóval, Kutatási Jelentés, MÁFI, adattár, Budapest,
- Takhashi, R. and Hirano, K., (1941) Seismic vibrations of soft ground. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **19**, 534–543.
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D. (1991) Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, **106**, 433–490.
- Tezcan, S. and Ipek, M. (1996) A reconnaissance report: 1995 Dinar, Turkey, Earthquake. *Engineering Structures*, **18**, 906–916
- Thomson W. T. (1950) Transmission of elastic waves through a stratified solid medium *J. Appl. Phys.* **21**, 89–93.
- Tinsley, J.C., Fumal, T.E., (1985) Mapping Quaternary sedimentary deposits for area variation in shaking response, in *Evaluating Earthquake Hazards in the Los Angeles Region—An Earth-Science Perspective*, J. I. Ziony (ED.) USGS Prof. Pap. 1360, 101–126.
- Tildy P. (2003) Településgeofizika (Mérnökszeizmológiai térképezés), Kutatási zárójelentés, Kézirat, Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest, 14 lev.
- Tildy P. (2004) Településgeofizika (Mérnökszeizmológiai térképezés), Kutatási jelentés, Kézirat, Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest, 13 lev.
- Tildy P. (2007) Településgeofizika (Mérnökszeizmológiai térképezés), Kutatási jelentés, Kézirat, Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest, 15 lev.

- Tildy P. (2008) Településgeofizika (Mérnökszeizmológiai térképezés), Kutatási jelentés, Kézirat, Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest, 15 lev.
- Tildy P., Hermann L., Neduczka B. and Prónay Zs, (2003) Seismic Microzoning Based on Shear Wave velocity measurements, EEGS-ES 9th Meeting — Prague, Czech Republic, 31 August – 4 September, **P-003**
- Tildy P., Kanlı, A. I., Prónay Zs., Pınar, A. and Hermann L. (2005a) MASW measurements for soil classification in Dinar, Turkey, EEGS-ES 11th Meeting — Palermo, Italy, 4–7 September, **P019**
- Tildy P., Hermann L., Kanlı A. I., Prónay Zs., Pınar A., and Törös E., (2005b) MASW measurements for Seismic Site Effect Evaluation, Fourth Congress of Balkan Geophysical Society, Bucharest, Romania, 9-12 October, **O5–03**
- Tildy P., Hermann L., Neduczka B., (2007a) Problems and Possible Solutions of Geophysics in Eurocode 8 Based Soil Classification. EEGS-ES 13th Meeting — Istanbul, Turkey 3-5 September, **P01**
- Tildy P., Hermann L., Neduczka B., Törös E. (2007b) Geotechnika és földrengésvédelem — Eurocode 8 talajosztályozás, VI. Földtani Veszélyforrások Konferencia, Tengelic május 30.
- Tildy P., Hermann L., Törös E. (2008) Az Eurocode 8 szabvány földtani-geotechnikai vonatkozásai és alkalmazásának gyakorlata, Geotechnika 2008 Konferencia, Ráckeve, október 28-30.
- Tildy P., Prónay Zs., Taller G., Törös E., Hermann L.† (2015) Földrengés általaj típus térképezés az MFGI-ben, A Magyar Geofizikusok Egyesületének 34. Vándorgyűlése, Budapest, szeptember 24-26.
- Tokimatsu, K. (1995) Geotechnical site characterization using surface waves, In: Proceedings of 1st International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, Vol 3, Tokyo Japan, November 14-16, 1333–1368.
- Tóth L., Mónus P., Kiszeli M (1995–2015) Magyar Földrengések Évkönyve <http://www.georisk.hu/Bulletin/bulletinh.html>
- Tóth L., Győri E., Mónus P., Zsíros T. (2004) Mitől függ a földrengéskockázat? A földrengéskockázat meghatározás bizonytalanságai, In: "Magyarország földrengésbiztonsága", Mérnökszeizmológiai Konferencia, Széchenyi István Egyetem, Szerkezetépítési Tanszék, Győr, 2004, 209–218.
- Tóth L., Győri E., Mónus P., Zsíros T. (2006) Seismic Hazard in the Pamnonian Region In: Pinter N., Grenczy Gy., Weber, J., Stein, S., Medak D. (eds), The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazards, Springer Verlag. Nato ARW Series, **61**, 369–384.
- Törös E. (2006) A szeizmikus módszer geotechnikai alkalmazásainak kritikai vizsgálata, PhD értekezés, Sopron, p. 116
- Yong, A., Hough, S.E., Iwahashi, J. and Braverman, A. (2012). Terrain-Based Site Conditions Map of California with Implications for the Contiguous United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **102**, 114–128.
- Yilmaz Ö. (2015) Engineering Seismology with Applications to Geotechnical Engineering Investigations in Geophysics Series No. 17, SEG, Tulsa

- Wald, L. A., and J. Mori (2000). Evaluation of methods for estimating linear site-response amplifications in the Los Angeles region, *Bull. Seism. Soc. Am.* **90**(6B), S32–S42.
- Wald, D. J., and T. I. Allen (2007) Topographic slope as a proxy for seismic site conditions and amplification, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**, 1379–1395.
- Wald, D.J., McWhirter, L., Thompson, E.M. and Hering A.S. (2011). A new strategy for developing Vs30 maps 4th IASPEI/IAEE International Symposium: Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Santa Barbara, USA, August 23–26
- Wathelet, M. (2005) Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion, PhD Thesis, Université de Liège, Faculté des Sciences Appliquées http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Papers/These-Wathelet_2005.pdf
- Williams, R.A., Stephenson W., J., Frankel, A. D. and Odum, J., K. (1999) Surface Seismic Measurements of Near-Surface P- and S-Wave Seismic Velocities at Earthquake Recording Stations, Seattle, Washington, *Earthquake Spectra*, **15**(3), 565–584.
- Wills, C. J., M. Petersen, W. Bryant, M. Reichle, G. Saucedo, S. Tan, G. Taylor, and J. Treiman (2000). A site-condition map for California based on geology and shear-wave velocity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, S187–S208.
- Wills, C. J. and K. B. Clahan (2006). Developing a map of geologically defined site-conditions categories for California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **96**, 1483–1501.
- Wills, C. J. and C. I. Gutierrez (2011). Investigation of geographic rules for improving site-conditions mapping, Proc. of the 4th IASPEI/IAEE International Symposium: Effects of Surface Geology on Seismic Motion, University of California, Santa Barbara, 23–26 August 2011.
- Xia J., Miller R. D. and Park C. B. (1999) Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh wave: *Geophysics*, **64**, 691–700.
- Xia, J., Miller, R.D., and Xu, Y. (2008) Data-resolution matrix and model-resolution matrix for Rayleigh-wave inversion using a damped least-square method: *Pure and Applied Geophysics*, **165**(7), 1227–1248.
- Zsíros T. (1993) Földrengés forrászónák szerepe a Paksi Atomerőmű szeizmikus veszélyeztetettségében *Magyar Geofizika* **34**(1), 7–20.
- Zsíros T. (1996) Macroseismic focal depth and intensity attenuation in the Carpathian region. *Acta Geod. Geoph. Hung.* **31**, 115–125.
- Zsíros T. (2000): A Kárpát-medence szeizmicitása és földrengés veszélyessége: Magyar földrengés katalógus (456-1995). MTA GGKI Szeizmológiai Observatórium, Budapest, p. 495

Mellékletek



JELMAGYARÁZAT

HARMADIDŐSZAK

PLIOCÉN

FELSŐPLIOCÉN

- 27 Kavicson homok, homok
- 28 Mészkonkréciós zöld agyag
- 29 Kavics, homokos kavics

PANNÓNIAI

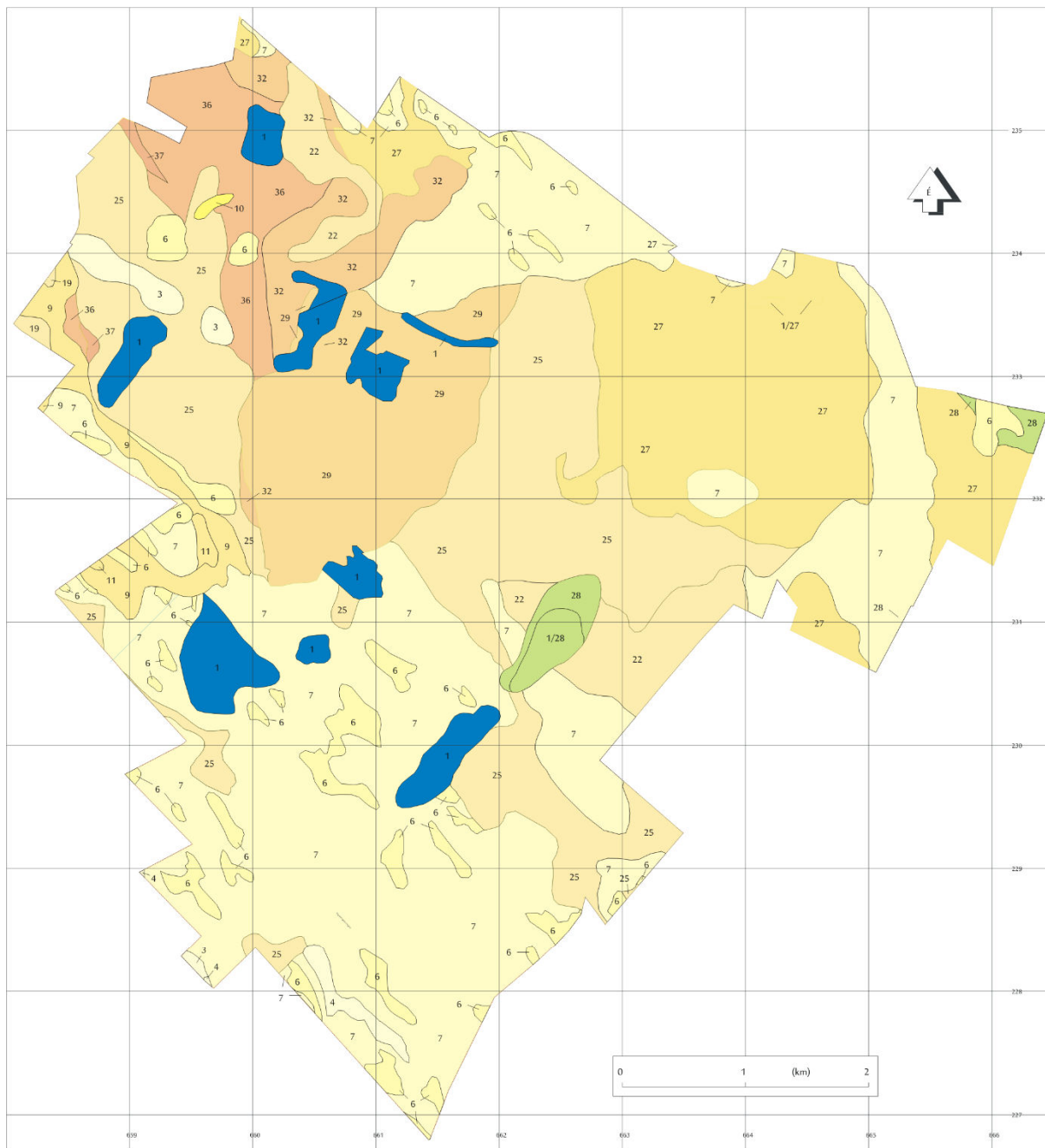
Felsőpannóniai

- "Congeria balatonica"-s szint
- 32 Közélsz, homok, huminites agyag betelepülésekkel
- 36 Homokos közélsz, közélsztes agyag, agyagmárga
- "Congeria ungalaprae"-s szint
- 37 Közélsztes agyag, agyagmárga

Regionális törés, veső

1. melléklet A XVIII. kerület fedetlen földtani térképe

(forrás Budapest XVIII. kerület környezetföldtani – építésföldtani térképsorozata szerk.: Szurkos G., 2002)



JELMAGYARÁZAT

NEGYEDIDŐSZAK

- HOLOCÉN**
- újholocén
- 1 Mesterséges felhőtés
 - 3 Kőzetlisztes homok, kőzetliszt, agyag
 - 4 Huminites öntésszap
- újholocén - óholocén
- 6 Fúthomok
 - 7 Lepelhomok

- ÓHOLOCÉN**
- 9 Kavics, homokos kavics
 - 10 Homok, kőzetlisztes homok
 - 11 Öntésszap, öregvár, mészszip
- PLEISZTOCÉN**
- Felsőpleisztocén
- 19 Homokos kavics, homok
- Középső - Felsőpleisztocén
- 22 Kavicsos kőzettörmelékcs homok és kőzetliszt
- Középsőpleisztocén
- 25 Homokos kavics, homok

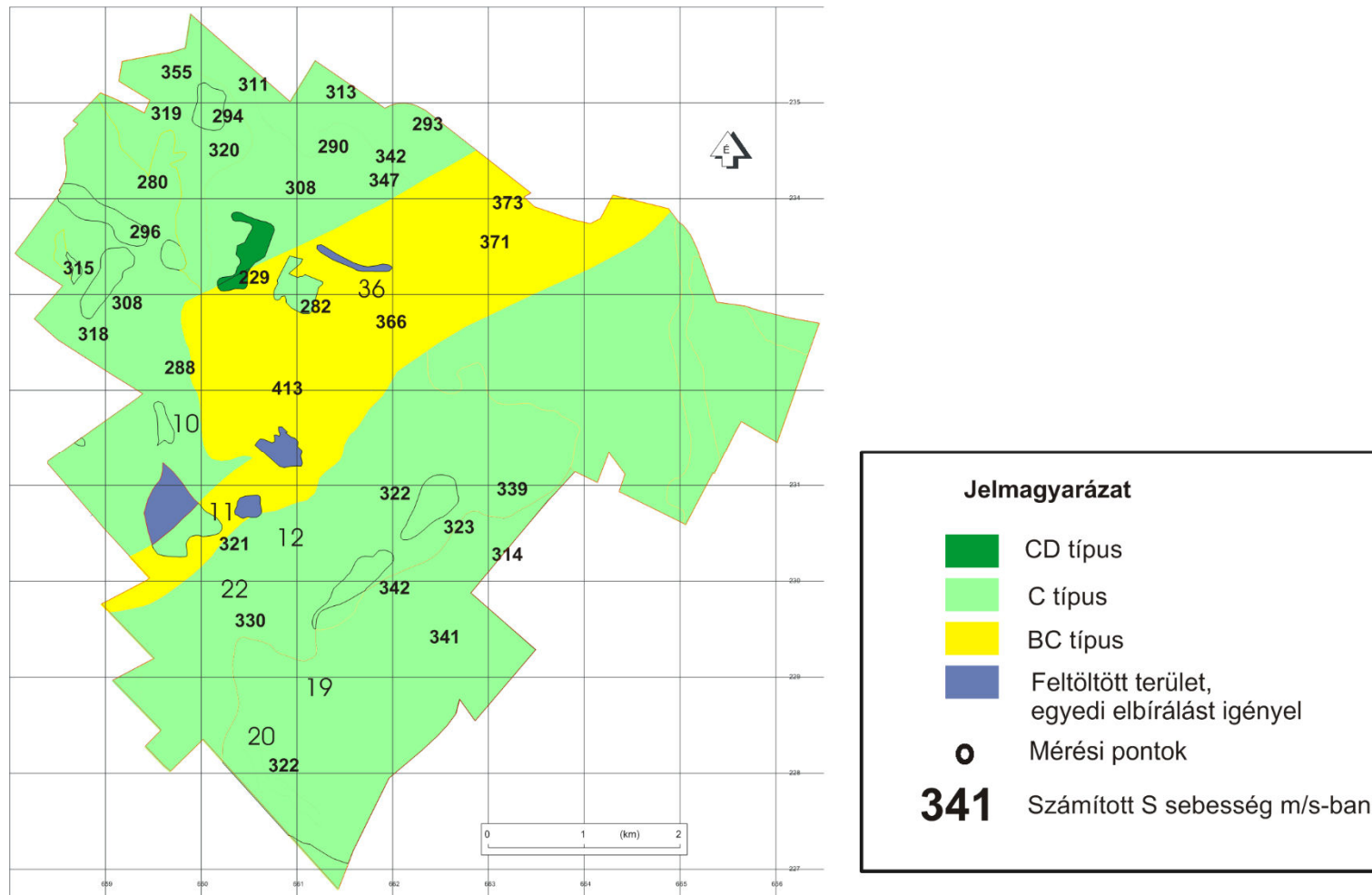
HARMADIDŐSZAK

- PLIOCÉN**
- Felsőpliocén
- 27 Kavicsos homok, homok
 - 28 Mézskonkrécis zöml agyag
 - 29 Kavics, homokos kavics

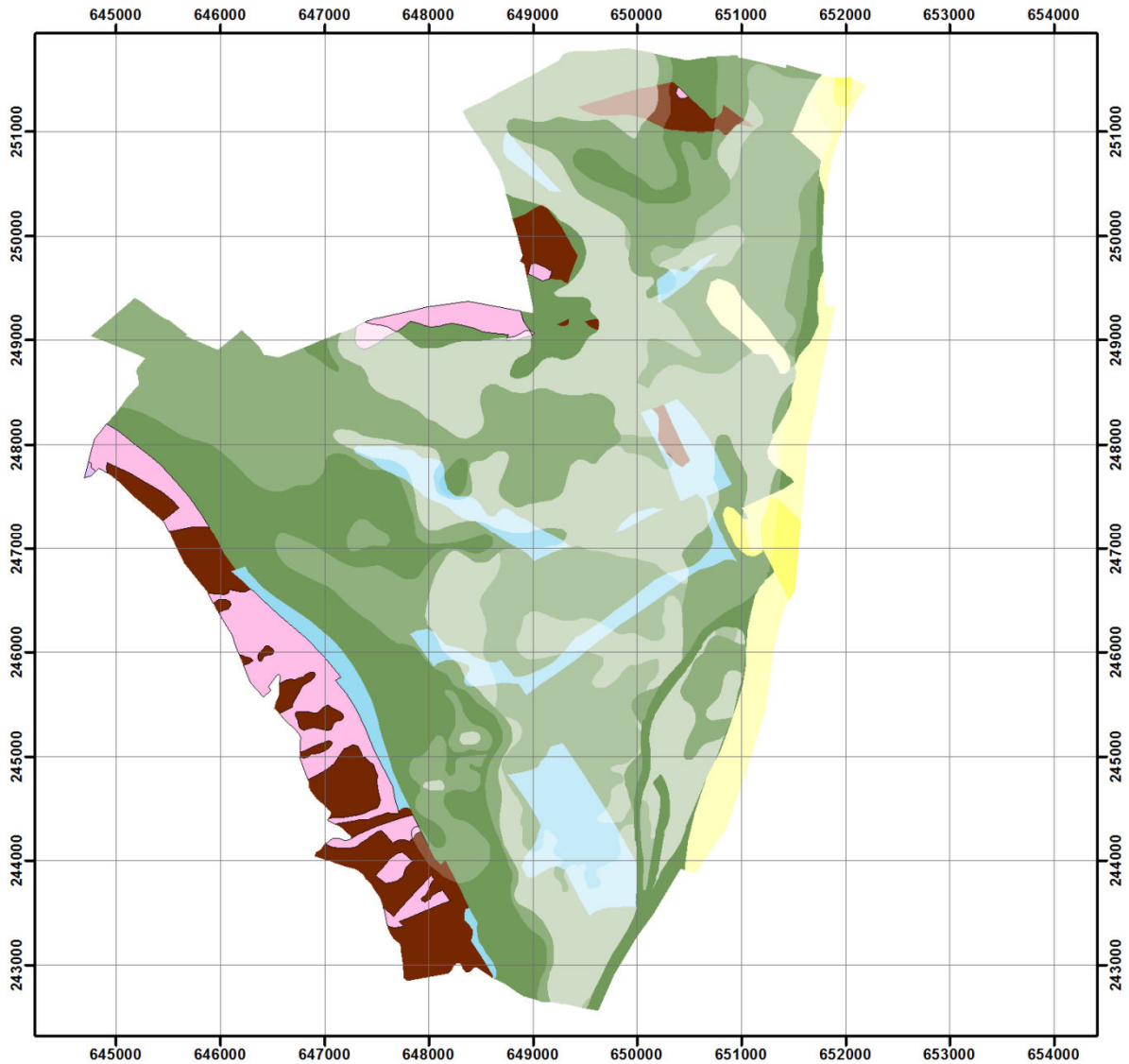
PANNÓNIAI
Felőpanóniai

- "Congeria balatonica" -s szint
- 32 Kőzetliszt, homok; huminites agyag betelepülésekkel
 - 36 Homokos kőzetliszt, kőzetlisztes agyag, agyagmárga
- "Congeria unguisaprac" -s szint
- 37 Kőzetlisztes agyag, agyagmárga

2. melléklet A XVIII kerület fedett földtani térképe
(forrás Budapest XVIII. kerület környezetföldtani – építésföldtani térképsorozata szerk.: Szurkos G., 2002)



3. melléklet A XVIII. kerület EC 8 szeizmikus altalaj osztály kategória térképe

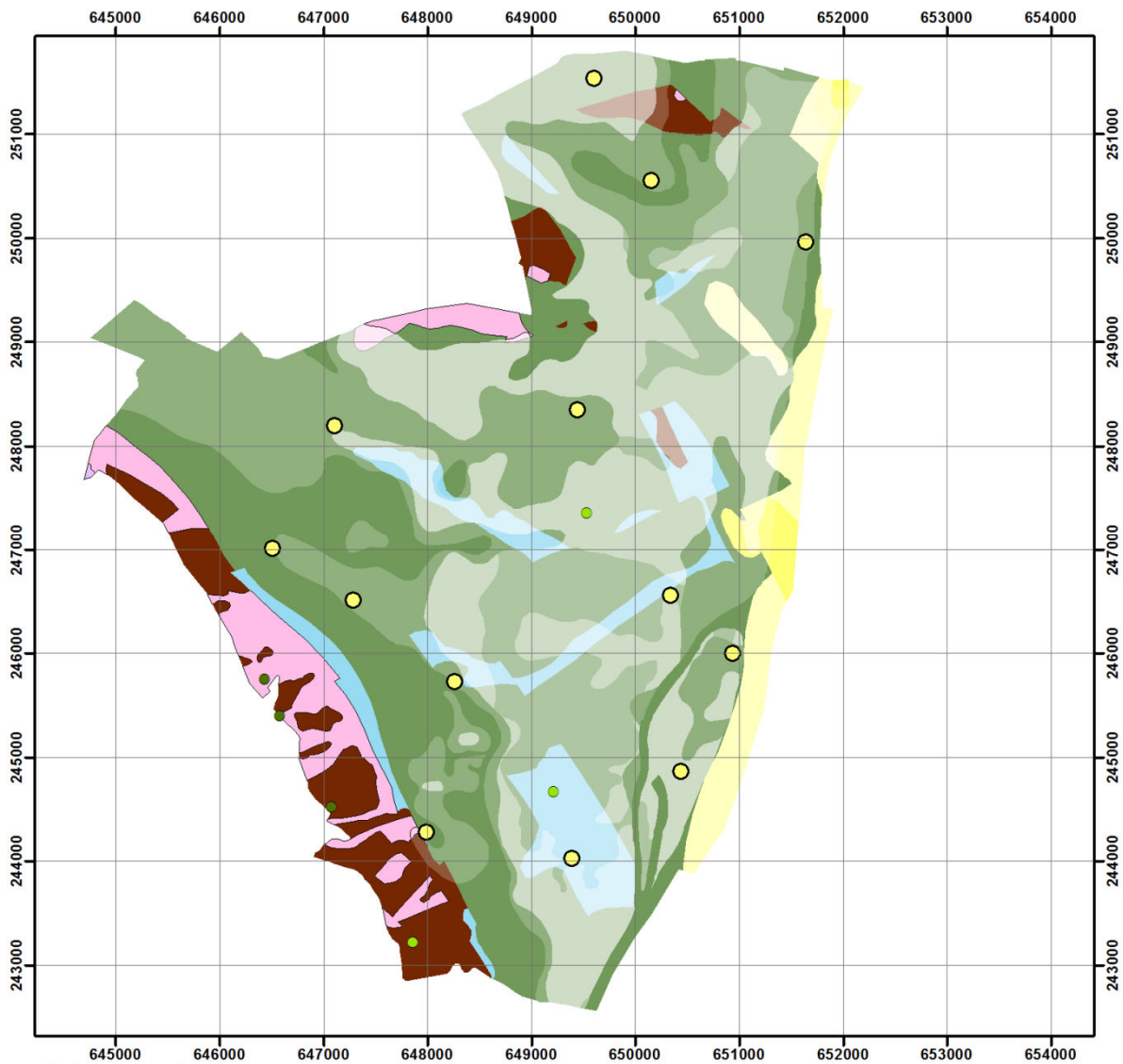


Jelmagyarázat

kategoria_

- Miocén Bádeni Agyag F., agyagmárga
- Felső-oligocén Törökbálinti F., homok aleurit agyag
- Alsó-oligocén, Kiscelli Agyag F.
- Alsó-oligocén Tardi Agyag F.
- Alsó-oligocén Hárshegyi Homokkő F.
- Felső-eocén mészkő és márga képződmények
- Triász mészkő és dolomit képződmények

4. melléklet Óbuda blokkterképe



Jelmagyarázat

EC 8 talajtípus

- A
- B
- C

kategoria_

- Miocén Bádénai Agyag F., agyagmárga
- Felső-oligocén Törökbálinti F., homok aleurit agyag
- Alsó-oligocén, Kiscelli Agyag F.
- Alsó-oligocén Tardi Agyag F.
- Alsó-oligocén Hárshegyi Homokkő F.
- Felső-eocén mészkő és márga képződmények
- Triász mészkő és dolomit képződmények

5. melléklet Óbuda blokkterképe a mérési pontok szeizmikus altalaj osztály kategóriáival

6.

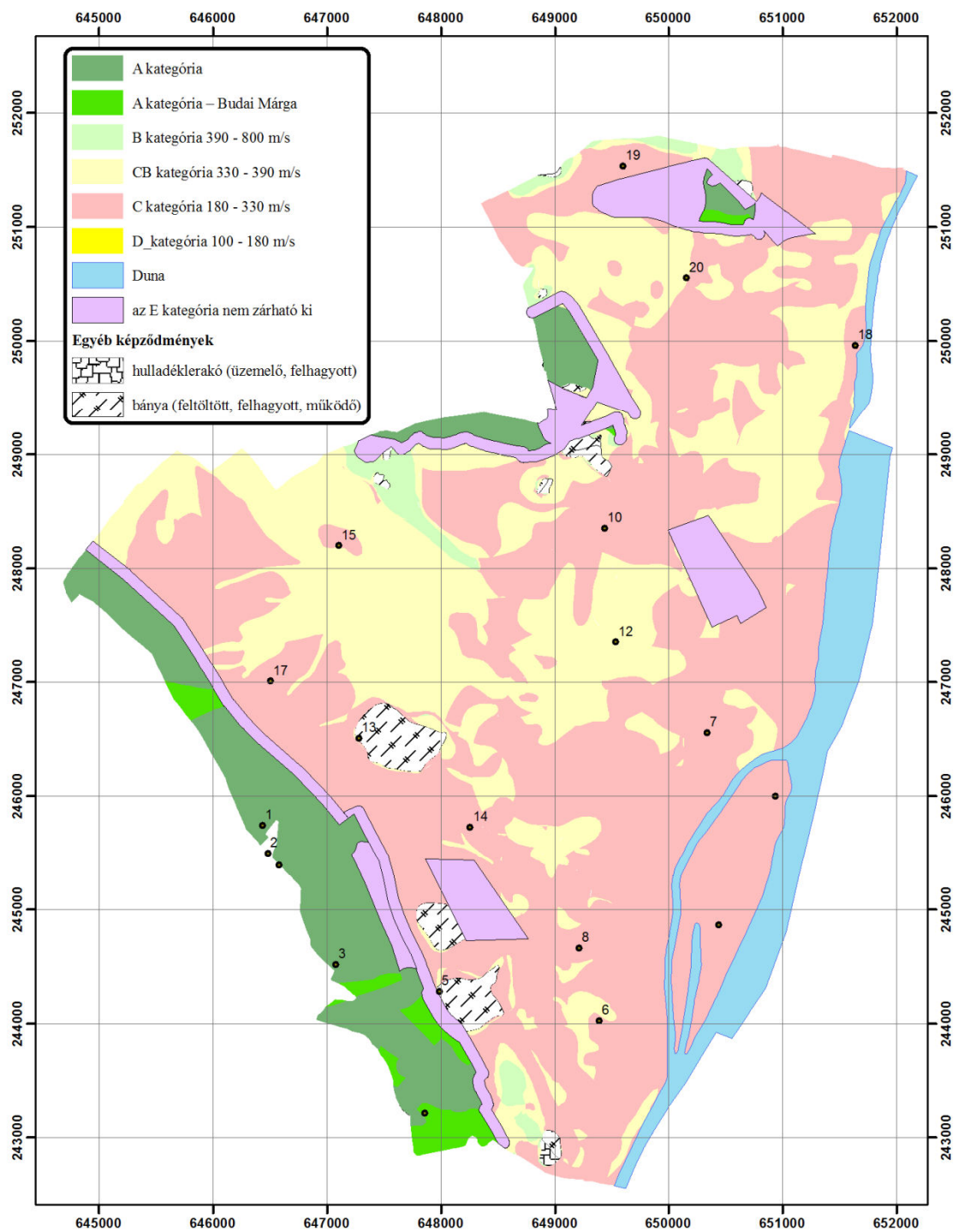
RefName	fdt_ndx_jo	földtani_egység_neve	képződmény száma a "jellemzés"-ben	teherbírési jellemző	teherbírési paraméter	földrengés állékonyság
44	szMb2	SZILÁGYI AGYAGMÁRGA - Aleuritos agyag, foraminiferás agyagmárga	39	jó teherbírású	*	jó
50	tO12_a,h-k	TÖRÖKBÁLINTI FORMÁCIÓ - Kavicsos homok, aleuritos homok, homokkő ("Pectunculus obovatusos" homok)	46	jó teherbírású	$\sigma_a > 500 \text{ kPa}$	jó
51	tO12_a,h-k	TÖRÖKBÁLINTI FORMÁCIÓ - Homok, homokos agyag, agyag	46	jó teherbírású	$\sigma_a > 500 \text{ kPa}$	
52	kO11	KISCELLI AGYAG FORMÁCIÓ - Foraminiferás agyagmárga, agyag	47	jó teherbírású	$\sigma_a > 500 \text{ kPa}$	megbontatlan ép összlet esetében jó, egyébként felszínmozgásra hajlamos
53	tO11	TARDI AGYAG FORMÁCIÓ - Halmaradványos homokos agyag	47	jó teherbírású	$\sigma_a > 500 \text{ kPa}$	jó
54	hO11	HÁRSHEGYI HOMOKKŐ FORMÁCIÓ - Kovás kötőanyagú konglomerátum, homokkő (Hárshegyi homokkő)	48	szilárd	$\sigma_c > 15 \text{ MPa}$	jó
55	bE3-O11_amg	BUDAI MÁRGA FORMÁCIÓ - Mészke, mészmárga, foraminiferás agyagmárga ("Budai márga")	50**	közepesen szilárd	$9(1) > \sigma_c > 15 \text{ MPa}$	jó
56	bE3-O11_rmg	BUDAI MÁRGA FORMÁCIÓ - Törések mentén átkovásodott budai vagy bryozoás márga	50**	közepesen szilárd	$9(1) > \sigma_c > 15 \text{ MPa}$	jó
57	bE3-O11_mmg	BUDAI MÁRGA FORMÁCIÓ - Márga, mészmárga, mészkő ("Bryozoás márga")	5**	közepesen szilárd	$9(1) > \sigma_c > 15 \text{ MPa}$	jó
58	sE3	SZÉPVÖLGYI MÉSZKŐ - Nummuliteses-discocyclinás-lithothamniumos mészkő, meszes homok	50	szilárd	$\sigma_c > 34 \text{ MPa}$	üregeltség esetén rengésveszélyes egyébként jó
59	ke2-3	KÓSDI FORMÁCIÓ - Homokos mészkő, konglomerátum, breccsa, vörös agyag (felső eocén bázis képződmények)	50	közepesen szilárd	$\sigma_c > 9 \text{ MPa}$	jó

RefName	fdt_ndx_jo	földtani_egység_neve	képződmény száma a "jellemzés"-ben	teherbírési jellemző	teherbírési paraméter	földrengés állékonyság
61	fT3	FŐDOLOMIT - Világosszürke pados-vastagpados dolomit	82	szilárd		
62	m_sT3	MÁTYÁSHEGYI FORMÁCIÓ, SASHEGYI DOLOMIT TAGOZAT - Kovás, "tűzköves dolomit"	83	szilárd	$\sigma_c > 123$ MPa	jó
63	m_mT3	MÁTYÁSHEGYI FORMÁCIÓ, MÁTYÁSHEGYI MÉSZKŐ TAGOZAT - Tűzköves bitumines, márgás dolomit és mészkő ("Raibli rétegek")	83	szilárd	$\sigma_c > 42$ MPa (márgás betelepülés esetén)	jó

* heterogén összetétel, a fúrások és térkép alapján besorolva

** A Chikán Raincsákné jelentésben összevont képződményként, de differenciálva jelenik meg, az építésföldtani térkép magyarázóban Szilvágyi a budai és bryozoás márgát egyaránt kiváló teherbíró kőzetnek írja le, csak a felszínközélemben érzékeny a külső hatásokra (fagy, víz)

6. melléklet Óbuda fedetlen képződményeinek teherbírési jellemzői



7. melléklet A XVIII. kerület EC 8 szeizmikus altalaj osztály kategória térképe