

**SEKÉLY VULKANITOK LEHATÁROLÁSA
SZEIZMIKUS TOMOGRÁFIA ÉS FÚRÁSI ADATOK
SEGÍTSÉGÉVEL A BODROGKÖZ TERÜLETÉN**

OTDK DOLGOZAT

Borsos Lilla Emőke

Geofizikus MSc



Témavezető:

Szabó Tivadar

okl. geofizikus

Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Természettudományi Kar

Földrajz- és Földtudományi Intézet

Geofizikai és Űrtudományi Tanszék

Budapest

2023.

Tartalomjegyzék

Absztrakt	3
1. Bevezetés	4
2. A kutatási terület	5
3. A Bodrogek földtana	6
4. A <i>shingling</i> jelenség	9
5. Az adatfeldolgozás módszertana	12
5.1. A refrakciós szeizmikus tomográfia	12
5.2. Az adatok előkészítésének menete	14
6. Az adatfeldolgozás folyamata	15
7. Eredmények	20
7.1. Vajdácskai terület	20
7.2. Apróhomoki terület	22
8. Eredmények komplex értelmezése a fúrásokkal	24
9. Konklúzió	26
Köszönetnyilvánítás	28
Irodalomjegyzék	29

Absztrakt

2021. nyarán a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat 2D szeizmikus reflexiós mérést végzett a Bodrogek területén. A földtani információk és a térségben mélyült fúrások megvizsgált rétegsorai arról tanúskodnak, hogy a felszín alatt sekély mélységben előfordulnak vulkanikus kőzettestek, többek között riolitufa, andezit és bazalt. A szeizmikus mérés nyers, geometriával ellátott robbantóponti gyűjteményein két szakaszon is megjelenik az úgynevezett *shingling* jelenség, mely a szakirodalomból gyűjtött információk alapján sekély, vékony, nagy sebességű rétegeket jelezhet a felszín alatt. A sekély vulkanitok lehatárolására a robbantóponti gyűjtemények vizsgálata, fúrási adatok értelmezése és refrakciós szeizmikus tomográfia együttes alkalmazásával tettem kísérletet. A refrakciós szeizmikus tomográfia alkalmazásához a felvételeken kijelöltem az első beérkezéseket, melyhez a sekély, *shinglinget* okozó, és mélyebb refraktorokat követtem. Kezdeti sebességteret definiálva elvégeztem az inverziót, így az invertált szelvényeken a kutatási területeken jellemző p-hullám sebességtér állt elő. A sebességterekre vetített szelvényközeli fúrások rétegsora segített megmagyarázni és értelmezni a felszín alatti sebességviszonyokat, így az eredményül kapott sebességterek és a fúrási rétegsorok komplex értelmezésével a fúrások által feltárt sekély vulkanittesteket horizontális és vertikális irányban sikerült lehatárolnom.

1. Bevezetés

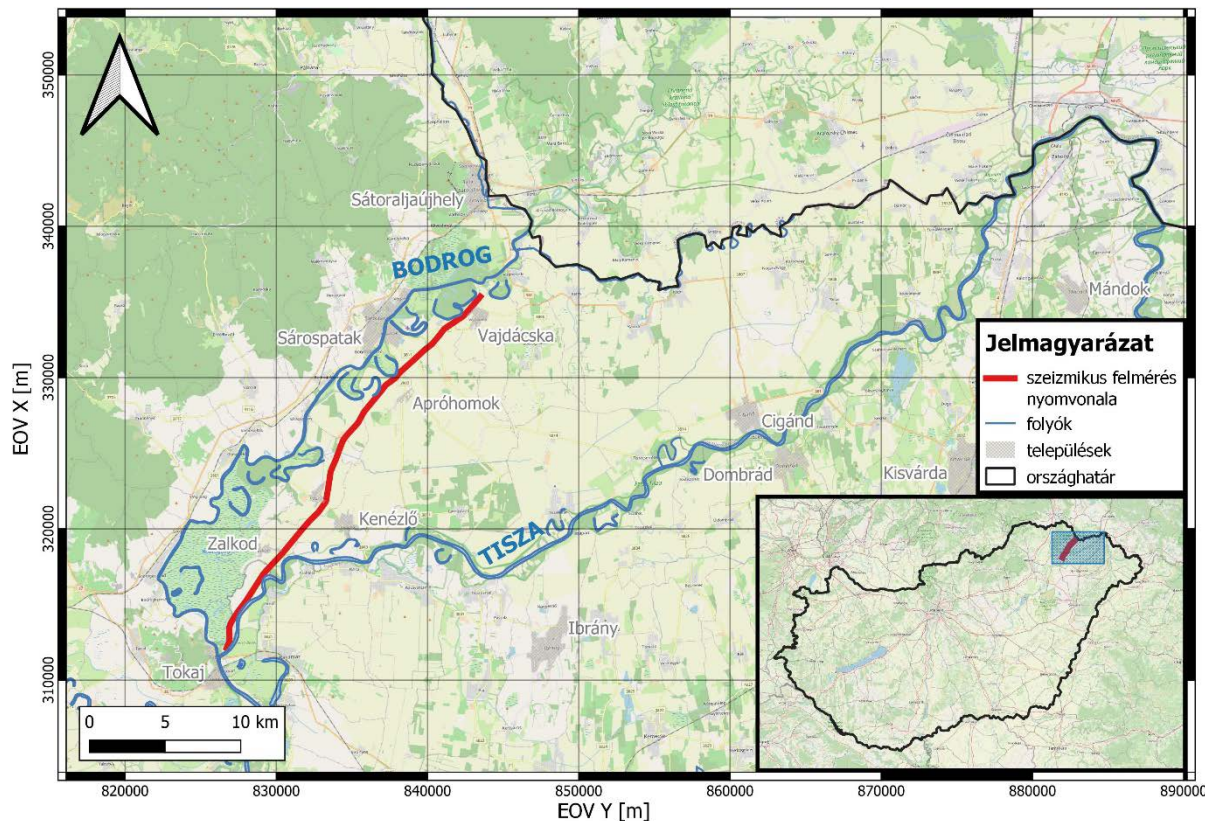
A Bodrogeköz geológiai és geofizikai szempontból Magyarország egyik legkevésbé ismert területe. Néhány vízföldtani és felszínalatti vízáramlással foglalkozó szakirodalmi mű utal arra, hogy a Tisza és Bodrog által lerakott folyóvízi üledékek feküi szórványosan miocén vulkanikus kőzettestek is lehetnek. Ezek feltehetően a Bodrogeköztől délnyugatra elhelyezkedő Tokaji-hegység felszínalatti nyúlványai, azonban nem áll rendelkezésünkre megfelelő mennyiségű adat ahhoz, hogy átfogó képet kapjunk a Bodrogeköz földtani felépítéséről. További információval szolgálnak a területen korábban mélyített fúrások, amelyek többé-kevésbé harántoltak vulkanikus rétegeket.

A Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat 2021. nyarán 2D szeizmikus mérést végzett a területen, a Bodrogeköz nyugati részén közel 30 km hosszan húzódott a szeizmikus szelvény. A terepi mérés végeztével a robbantóponti gyűjtemények vizsgálata során azt tapasztaltuk, hogy több szakaszon is előfordul az úgynevezett *shingling* jelenség, amely sekély mélységű, vékony, nagy akusztikus sebességű rétegek indikátora lehet (Rosenbaum, 1965). Tehát azokon a szakaszokon, ahol ez az effektus jelentkezik, nagy sebességű felszínközeli vulkanittesteket sejtünk. A teljes szeizmikus szelvényen kijelöltem két jellemző szakaszt, amelyeken markánsan jelentkezik a *shingling* jelenség. Ezeket a szelvényrészeket refrakciós szeizmikus tomográfia módszerével vizsgáltam, amely alapján a felszínalatti közegre jellemző akusztikus terjedési sebesség eloszlásáról kaptam információt.

Kutatásom célja, hogy az értelmezett szeizmikus tomográfia szelvények alapján, és a két kutatási terület közelében található fúrások rétegsorának vizsgálata során következtetéseket tudjak levonni a szelvény mentén található, sekély mélységű vulkanikus kőzettestek horizontális és vertikális kiterjedéséről, valamint ezek térbeli változékonyságáról. A téma relevanciája, hogy a Bodrogeköz földtana kevésbé kutatottnak minősíthető, így munkám során a kutatási területen az eddig rendelkezésre álló információhalmazt bővíthetem.

2. A kutatási terület

A Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat 2021. nyarán a Bodrogtörzs nyugati részén végzett 2D reflexiós szeizmikus felmérést, melynek elhelyezkedése az 1. ábrán látható.

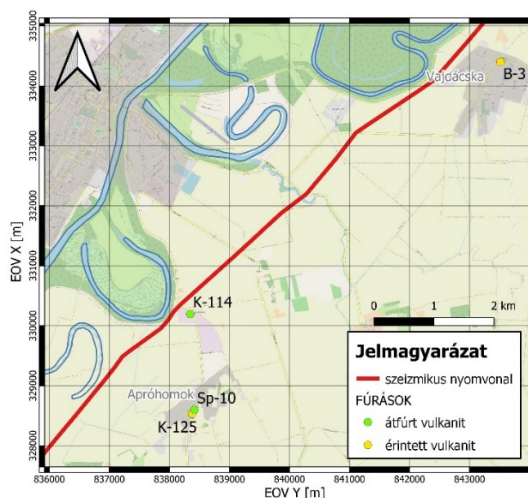
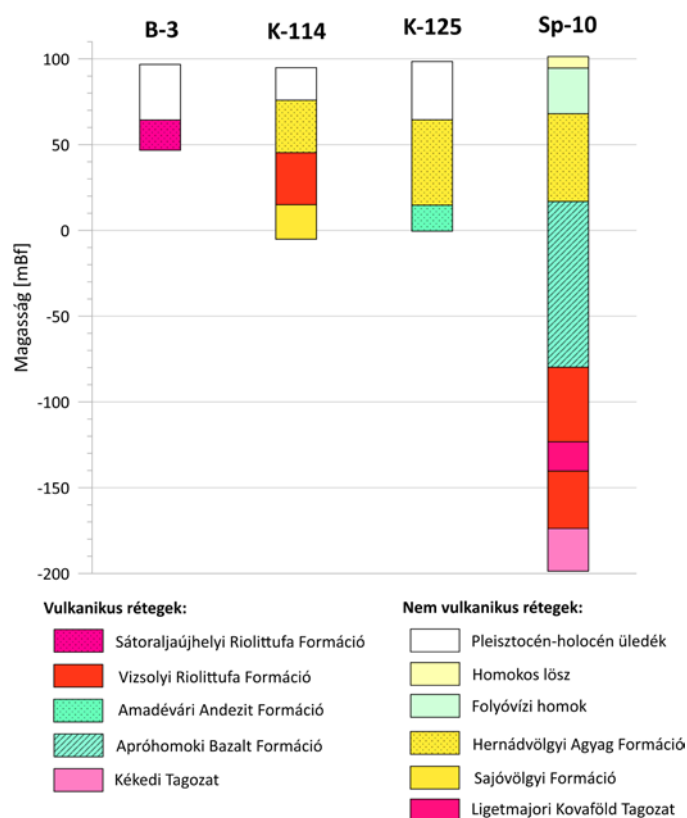


1. ábra: A szeizmikus felmérés nyomvonala

A mérés során a geofonok 10 méterenként kerültek elhelyezésre, a gerjesztés pedig 20 méterenként történt, ahol a terepi viszonyok megengedték azt. A forráskeltéshez vibroszeiz technológiát alkalmaztak, a frekvenciatartomány pedig 10-100 Hz között mozgott. A választott geofonköz ideális volt ahhoz, hogy sekély mélységből jó felbontású adatok érkezzenek, a nagy ofszet távolságok (kb. 2 km) pedig a mélyebb rétegek leképezéséhez járultak hozzá, így egy átfogó mélységtartományból érkeztek refrakciós információk a felszín alatti térrészről.

3. A Bodrogek köz földtana

A Bodrogek köz nagy részét a pleisztocén során a Bodrogek és mellékfolyói töltötték fel homokos hordalékanyagokkal. Ekkor a Bodrogek köz és a Nyírség felszíne még egybefüggött, a holocén során váltak ketté. A többnyire negyedidőszaki üledékek alatt nagy kiterjedésű pannóniai üledéksor található, melynek vastagsága a Nyírség felé haladva meghaladhatja a 100 métert is. A tájegység feltöltődésében szerepe lehetett a tokaji vulkanizmusnak, melyre a savanyú piroklasztikumok jellemzőek. Ezek fekszik a tokaji Kopasz-vulkán riodácit tufája (Urbancsek, 1965).



2. ábra: A kutatási terület környezetében mélyült fúrások rétegsorai és elhelyezkedésük

A kutatási területen és annak közvetlen környezetében 8 fúrás mélyült, amelyekből kettő vulkanitban állt meg, kettő pedig át is fúrta a vulkanitot (2. ábra). A továbbiakban a fúrásokban feltárt vulkanitos geológiai formációkat ismertetem röviden.

Sátoraljaújhelyi Riolittufa Formáció

Jellemző kőzetei a riolittufa, riolit, perlites riolit. Általában 100-300 m vastag, késő-bádeni korú (Kercsmár, 2015). A Vajdácska területén található B-3 fúrásban azonosítható, 32,4-50 m közötti mélységben, azonban a fúrás a formációban megállt, így vertikális kiterjedése valószínűleg meghaladja a 17,6 métert.

Vízsollyi Riolittufa Formáció

Fő felépítő kőzetei a riolit lavinatufa, a hullott/áthalmazott riolittufa és a tufit. Vastagsága legfeljebb 150 m, korát tekintve pedig miocén, kb. 11 millió éves (Gyalog, 2004). Az Apróhomok környéki K-114-es fúrásában 49,6 és 79,9 m között jelentkezik, így vastagsága ebben az esetben 30,3 m. A szintén apróhomoki Sp-10 fúrásban 181,1-275,1 m között azonosítható, azonban közé ékelődik a 17 m vastag kovás Ligetmajori Kovaföld Tagozat 224,6-241,6 m között.

Amadévári Andezit Formáció

Lemezes, pados, lávatakaró jellegű savanyú piroxénandezit jellemzi. Vastagsága 70 métertől 200 méterig terjed, korát tekintve 10,3-10,5 millió éves (Kercsmár, 2015). Az apróhomoki K-125 fúrásban 83,8 és 98,9 m között jelentkezik, azonban ezt a formációt sem sikerült átfúrni, így vertikálisan nem határolható le megfelelően, az azonosított 15,1 méteres vastagságot valószínűleg meghaladja.

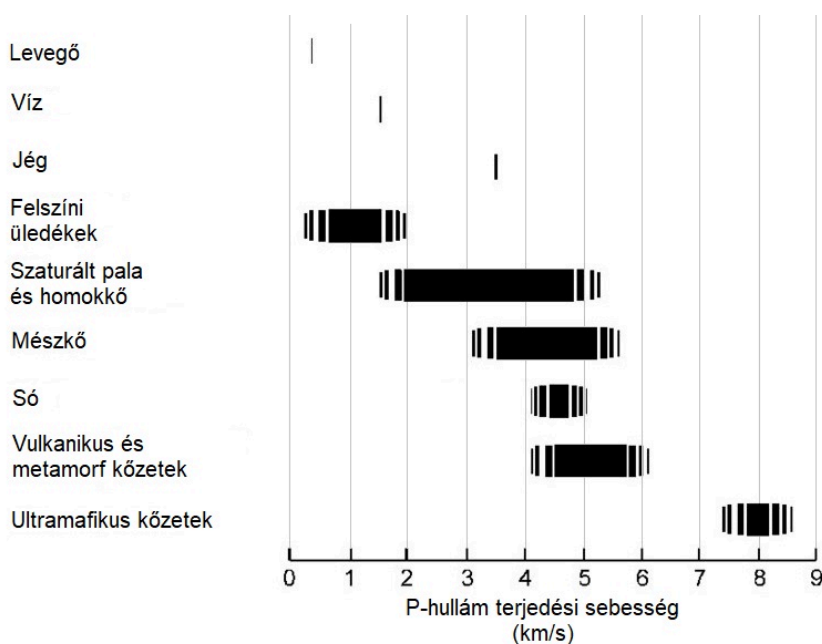
Apróhomoki Bazalt Formáció

Tömött, ép vagy hólyagüreges olivinbazalt jellemzi, néhol bazalttufa is előfordulhat. Vastagsága kb. 100 m, 9,6 millió éves (Kercsmár, 2015). A formáció olivinbazaltja kőzetkémiai és földtani adottságai alapján folyamatos, folytatódó vulkánossághoz sorolható. A formáció a Bodrogek fiatal üledékei alatt elterülő kis, centrális rétegvulkán, melynek három lávafolyása volt, piroklasztikumokkal elválasztva (Szepesi, 2013). Az apróhomoki Sp-10 fúrásban 96,6 m vastagsággal, 84,5-181,1 m között jelenik meg. Máig még csak ebben a fúrásban sikerült azonosítani, azonban a geofizikai mérések alapján nagyobb területen is elterül a Bodrogekben, fiatal üledékekkel fedve (Kercsmár, 2015).

Zeolitosodott riolittufa előfordulások jellemzik (Szepesi, 2013). Az apróhomoki Sp-10 fúrás alja éri el 275,1 és 300 m között, azonban a tagozatot nem fúrták át.

A Tokaji-hegy vulkáni összlete a Tiszántúlon is tovább folytatódik. Geofizikai adatok alapján akár 2000 m vastagságú összletről is beszélhetünk. A Bodrogközben mélyült fúrások, a már említetteken kívül dácitot, andezitet egyaránt harántoltak, pl. Viss, Kenézlő, Zalkod térségében. További fúrások pedig több 1000 méter vastagságban tártak fel miocén vulkanitokat, Nyíregyháza, Gelénes, Baktalórántháza, Komoró és Nagyecséd környékén (Szepesi, 2013).

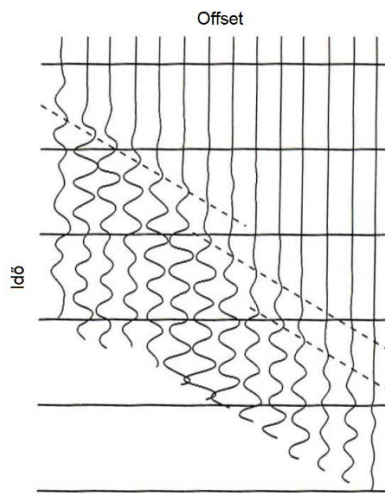
Az említett vulkanikus kőzeteket nagy szeizmikus terjedési sebesség jellemzi abban az esetben, ha tömör formában fordulnak elő. A p-hullám hasonló sebességgel terjed más, hasonló fizikai adottságokkal rendelkező kőzetekben is, többek között a tömör mészkőben vagy a metamorf kőzetekben. Emiatt, kizárólag a szeizmikus sebességekből nem lehet következtetni a kőzet típusára, a pontos meghatározáshoz geológiai háttérismeret is szükséges. Továbbá, a terjedési sebességek tartománya elmozdulhat a kisebb értékek felé, amennyiben a kőzet repedezett, töredezett. A felszínközeli, laza üledékek akusztikus sebességértékei pedig nagymértékben változhatnak attól függően, hogy a talajvízszint alatt vagy felett helyezkednek el. Néhány gyakori p-hullám terjedési sebességet foglal össze a 3. ábra, melyen látható, hogy a formációkban előforduló vulkanikus kőzetekre a 4000-6000 m/s érték jellemző (Barton, 2006).



3. ábra: P-hullám terjedési sebesség különböző anyagokban Griffiths és King (1987) alapján

4. A *shingling* jelenség

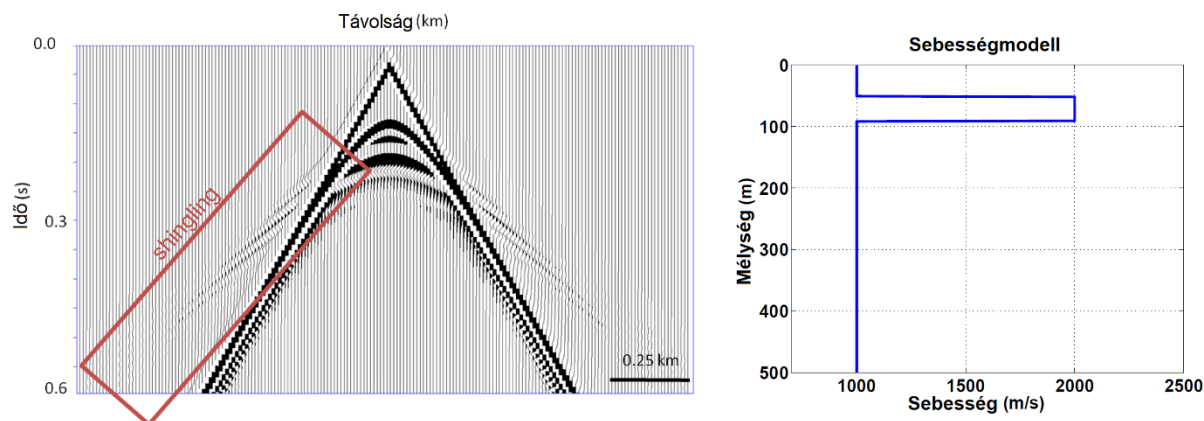
Az úgynevezett *shingling* egy olyan jelenség, ami robbantóponti gyűjteményeken jelentkezik a leglátványosabban. Cox (1999) egy *en echelon* mintázatként írja le. Kialakulásának oka az, hogy az ofszet növekedésével az energia egyre későbbi ciklusokba tolódik el. Sheriff és Geldart (1995) is hasonlóan definiálja: olyan jelenség, mely esetében az ofszet és a ciklusok számának növekedésével a csúcsergia a hullámsor későbbi szakaszára tolódik el. A 4. ábrán megfigyelhető, hogy ha az első beérkezések görbéjének illesztésekor a feldolgozó a *shingling* jelenséget követi, akkor a görbe szögletes, lépcsőszerű lesz. Tehát a refraktor esetében jelentkező *shingling* jelenség megnehezíti az első beérkezések kijelölését.



4. ábra: A *shingling* jelenség Cox (1999) ábrája alapján

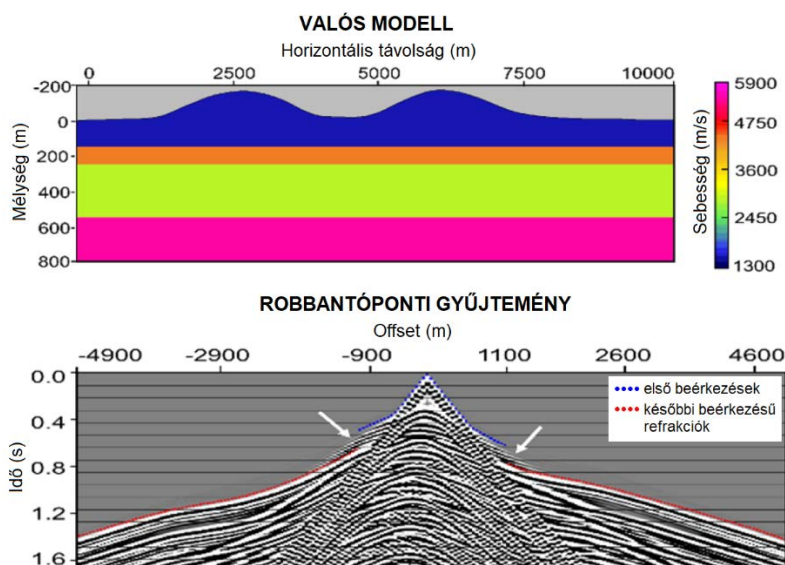
Mivel a jelenség gyakran akadályt jelent legfőképpen a refrakciós, de a reflexiós szeizmikában is, több tanulmány született jobb megértése érdekében. Az 1950-es és 1960-as években számos fizikai modellezési kísérletet végeztek, hogy tanulmányozhassák a jelenséget. Néhány fontosabb következtetést érdemes kiemelni. Rosenbaum (1965) sikeresen kimutatta, hogy vékony réteg esetében valóban létrejöhét a *shingling* effektus. Lavergne (1966) kísérletet tett arra, hogy a vékony réteg vastagságát számszerűsítse, és arra a következtetésre jutott, hogy ha a refraktor vastagsága a szeizmikus hullámhossz hatodánál kisebb, akkor jelentős csillapodás figyelhető meg. Spencer (1965) fizikai modellezési kísérlete során felismerte, hogy *shinglinget* okozhat az is, ha a többszörös hullámok a fejhullámmal és az elsődleges reflexióval interferálnak. Erre az interferenciára Hammad (2010) egy numerikus példát is bemutat, amely egy nagy sebességű vékony réteget tartalmazó modellből származik. Az 5. ábrán megfigyelhető a *shingling* effektus, melyet a jobb oldalon látható sebességmodellben megjelenő vékony, nagy sebességű réteg okoz. Tehát a numerikus modellezés eredményeiből is következtethetünk arra,

hogy ha a reflexiók és azok többszörösei interferálnak a fejhullámmal, akkor *shingling* jelenség alakulhat ki.



5. ábra: Hammad (2010) numerikus modellje

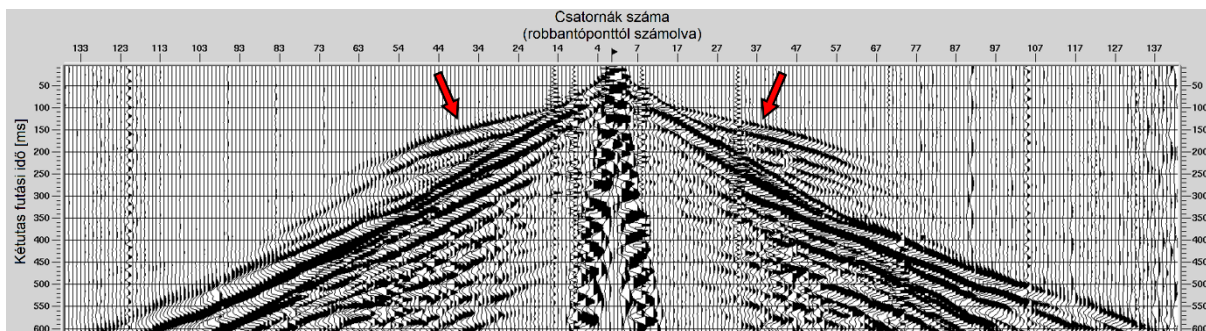
Zhiwen és társai (2018) felszínközeli komplex struktúrákkal hozták kapcsolatba a jelenséget. A szerzők szerint, ha a nagy sebességű aljzat felett egy mállási réteg helyezkedik el, és erre települ egy vékony, nagy sebességű réteg, akkor az első beérkezések *shinglingre* jellemző mintázatot mutathatnak a közeli ofszetben. Ezt szintetikus modell segítségével prezentálták (6. ábra), melyen látszik, hogy a hirtelen sebességváltozás a *shingling* effektus kialakulásához vezet.



6. ábra: Zhiwen és társai (2018) szintetikus modellje

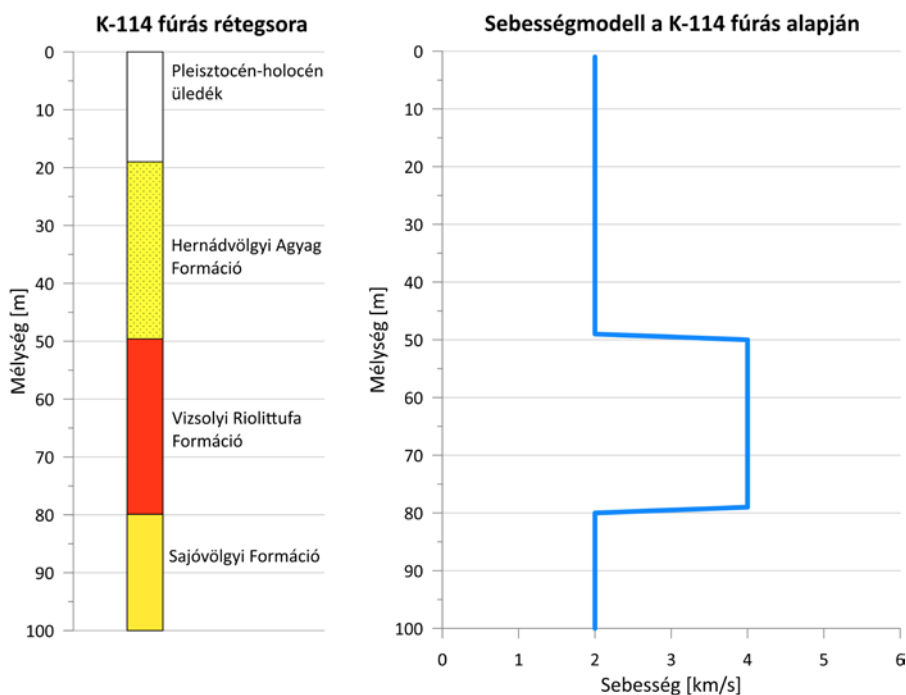
A dolgozatom témáját képező kutatási területeken mért szeizmikus szelvény felvételein is megjelenik a *shingling* effektus (7. ábra). Mivel a szakirodalmi források alapján ez a jelenség jó indikátora a sekély mélységben található vékony, nagysebességű rétegeknek, valamint a

földtani információk is utalnak sekély vulkanikus közettestekre, ezért feltételezhetjük, hogy a jelenséget sekély vulkanitok okozzák, melyekben a p-hullám terjedési sebessége igen nagy (akár 5000 m/s).



7. ábra: Saját adatrendszeren felismerhető shingling jelenség (piros nyilakkal jelölve)

Hammad (2010) numerikus modelljéhez használt sebességmodell igen hasonlít ahhoz a geológiai szituációhoz, ami a kutatási területen található K-114-es fúrás rétegsorán figyelhető meg. A felszínközeli pleisztocén-holocén laza üledékre, az alatta lévő agyagos-homokos Hernádvölgyi Agyag Formációra és a 80 m mélyen kezdődő agyagmárgás-homokos Sajóvölgyi Formációra jellemző terjedési sebesség megközelítőleg fele akkora, mint az 50-80 m mélységben jelentkező, 30 m vastag vulkanikus Vizsolyi Rioltuffa Formációban terjedő hullám sebessége (8. ábra). A felsorolt földtani tények alapján tehát indokolt és várható a *shingling* effektus megjelenése a kutatási területen.



8. ábra: A K-114 fúrás alapján felállított elméleti sebességmodell

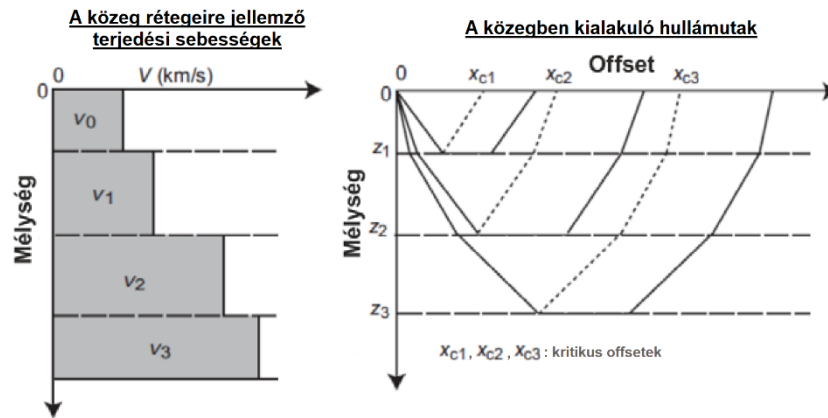
5. Az adatfeldolgozás módszertana

5.1. A refrakciós szeizmikus tomográfia

Refrakciós első beérkezések időadatain alapuló szeizmikus módszereket előszeretettel alkalmaznak a sekély-geofizikában, felszínközeli kutatási célokra. Az ilyen jellegű adatok feldolgozásához gyakran inverziós technikákat használnak. A refrakciós szeizmikus tomográfia széles körben elterjedt, hiszen ezzel egyaránt kezelhetők a vertikális és a horizontális sebességváltozások is (Paripás, 2013).

White 1989-ben a refrakciós tomográfia módszerét olyan kétdimenziós szeizmikus mérésekre optimalizálta, ahol a geofon és forrás közötti távolságok kisebbek, mint a hagyományos, nagyléptékű szeizmikus mérések esetében. Az inverziós módszer lehetővé teszi a felszín alatti sebességváltozások, valamint az egyes hatók, rétegek geometriájának meghatározását, tehát ennek segítségével leképezhető a felszín alatti sebességtér.

Az első beérkezéseket általában a refrakciós sugárelmélet segítségével modellezzik, ahol a felszínközeli modell jellemzően több sebességrétegből áll. Az első beérkezések a kritikus szögben beeső, két réteg közötti határfelület mentén haladó refraktált hullám energiáját jelentik. Ez a modell lehetővé teszi a rétegsebességek laterális változásait, de feltételezi, hogy az egyes rétegeken belül nincsenek vertikális sebességváltozások. A gyakorlat azonban azt mutatja, hogy függőleges változások is jelen vannak. Zhu és társai (1992) a függőleges sebességváltozások figyelembevételére a *turning ray* (vagy folytonos refrakciós) modellt javasolták. Ebben az esetben az első beérkezések által leképezett hullámfront egy olyan folytonos sebességű közegen halad keresztül, amelyben nem csak laterális, hanem függőleges sebességváltozások is jelen vannak. A függőleges változások következtében a lefele tartó sugarak elfordulnak, majd végül felfelé hajolnak, és visszatérnek a felszínre (9. ábra). A *turning ray* módszeren alapuló, első beérkezésekre támaszkodó szeizmikus tomográfia a gyakorlatban eredményesebben használható eszköz a felszínközeli sebességtér leképezésére (Zhu et al. 1992).



9. ábra: Függőlegesen rétegzett közegben kialakuló hullám utak (Hua-Wei (2014) alapján)

Az inverzió alkalmazásához szükséges a jelkeltések és a geofonok pozíciójának ismerete, illetve a kezdő sebességtér definiálása. Az inverzió során a hullámok beérkezési idejét az algoritmus úgy adja meg, hogy a felszín alatti tartományt cellákra osztja fel, és az egyes cellákban eltöltött időket összegzi. Az inverziós algoritmus a számított és a mért értékek eltéréseit ismételt számítással addig csökkenti, amíg az egy minimális, a mérési hibát elérő értékig el nem ér, és eközben a cellák számított sebességértékeit folyamatosan javítja. A számított sebességmező akkor tekinthető a valódi sebességtérrel megegyezőnek, ha a mért és számított első beérkezési idők eltérése a mérési hibánál kisebb (Törös, 2007).

Ahhoz, hogy a szeizmikus tomográfia eredményeként kapott szelvények megbízhatóak, és mind vertikálisan, mind horizontálisan jó felbontásúak legyenek, szükséges, hogy a vizsgált felszín alatti térrész minél több sugárúttal, lehetőleg egyenletesen legyen lefedve. A szelvény annál pontosabb lesz, minél több sugárút keletkezik (Törös, 2007).

A refrakciós szeizmikus tomográfia eredményei felhasználhatók ugyanazon szeizmikus adatok reflexiós feldolgozása során. A refrakciós statikus korrekcióhoz szükséges laza réteg sebességét és vastagságát a tomográfia eredményei alapján megismerhetjük, illetve a sebességanalízis során is segítségünkre lehet a felszín alatti sebességtér ismerete.

5.2. Az adatok előkészítésének menete

Ahhoz, hogy a refrakciós szeizmikus tomográfia módszerét alkalmazhassuk, néhány előkészítési munkát el kell végezni a meglévő adatrendszeren.

I. Nyers szeizmikus adatok feltöltése geometriával.

A terepen gyűjtött nyers szeizmikus adatrendszer felgeometriázása elengedhetetlen, hiszen így kapunk pontos információt a forráspontok és a geofonok helyzetéről, ezáltal pedig a terjedési sebességekről. Az esetek többségében a szeizmikus felvételeken a rossz csatornák leválogatását követően nem ajánlott korrekciókat vagy szűréseket végezni, hiszen azok módosíthatják a regisztrált jelek beérkezési idejét, ezáltal befolyásolhatjuk a mért adatokat és növeljük a kapott eredmények bizonytalanságát. A geometriával ellátott adatrendszer már alkalmas az első beérkezések kijelölésére.

II. Első beérkezések kijelölése.

Az első beérkezések kijelölésekor konzekvensen kell eljárni, érdemes minden felvételen ugyanazokat a refraktorokat követni, ugyanis, ha különböző refraktorokat jelölünk ki, akkor ezzel az adatrendszerünk hibáját növeljük. A következetesség mellett arra is figyelni kell, hogy más-más felvételen eltérhet az amplitúdók nagysága, és a refraktorok beérkezési ideje is, valamint célszerű a szeizmikus jelnek egy olyan pontját kijelölni, ami egyértelműen meghatározható, például a jel maximuma. Fontos odafigyelni, hogy a felvételeken előforduló zajba, és az esetleg előforduló „döglött” csatornákra ne jelöljünk első beérkezést, hiszen ez is hibával terheli az adatrendszert. A kijelölt első beérkezéseket tartalmazó adattömb fogja képezni az inverzió bemenetét.

III. Kezdő sebességtér felállítása.

Az inverzió megkezdése előtt definiálni kell egy kezdő sebességteret. Számos inverziós program automatikusan beállít kezdőértékeket az első beérkezéseket tartalmazó adattömb alapján. Ha saját magunknak kell beállítani az értékeket, akkor a szeizmikus felvételen a refraktált hullámra illesztett egyenes segítségével tudunk sebességet becsülni, majd a mért látszólagos refraktorsebességek alapján be kell állítani a kezdő sebességértékeket a modell tetején és alján.

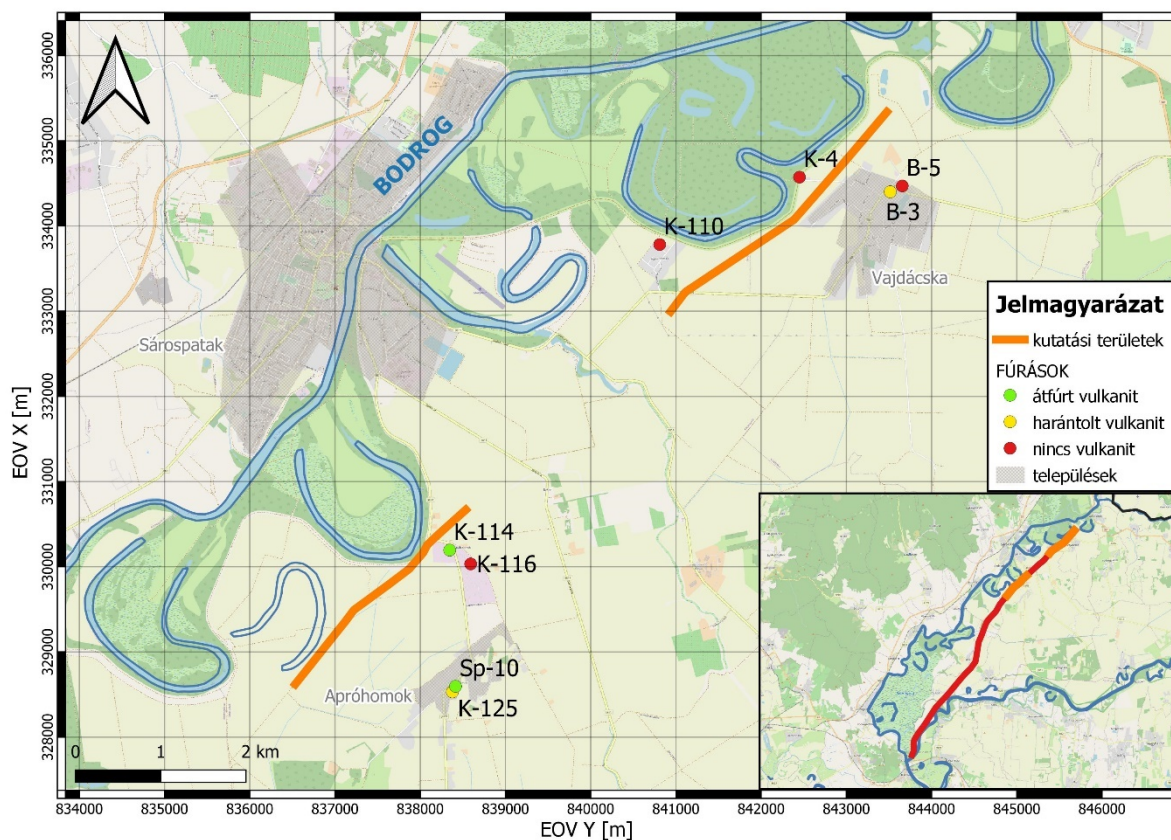
IV. Inverziós paraméterek beállítása.

Az inverziós paraméterek beállítása során többek között a szelvény alatti tartomány celláinak számát, méretét, a felbontást és az iterációk számát is megadhatjuk. Ezek után az adatrendszer készen áll az inverzióra.

6. Az adatfeldolgozás folyamata

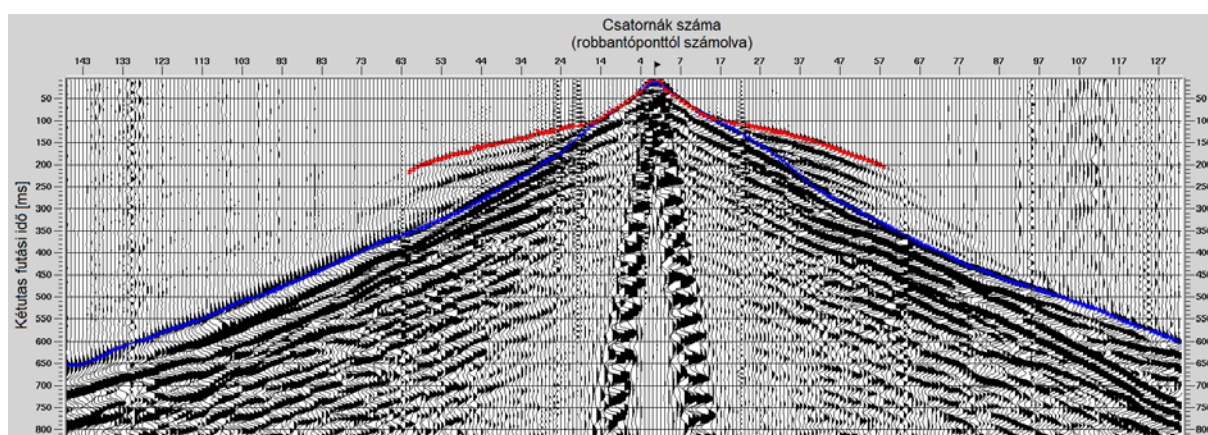
A szeizmikus adatrendszert geometriával feltöltve bocsátották rendelkezésemre, így lehetséges volt a valós terjedési sebességek becslése. A felvételeken szűréseket és korrekciókat nem alkalmaztam, a további lépéseket a nyers, de felgeometriázott adatrendszeren hajtottam végre.

A DNy-ÉK csapású, közel 30 km hosszúságú szelvény robbantóponti gyűjteményeit többször átnéztem, a *shingling* jelenség után kutatva, ugyanis ez az effektus jó indikátora a sekély, nagysebességű rétegeknek. A felvételek vizsgálatát többféle erősítéssel is elvégeztem, ugyanis a refraktorok nem minden esetben jelentkeztek nagy amplitúdóval. Végül két olyan szakaszt sikerült lehatárolnom, ahol a *shingling* jelenség markánsan megjelent, így ezt a két szakaszt jelöltem ki alaposabb vizsgálatra. Az első terület a szelvény északkeleti végén, Vajdácska térségében helyezkedik el, mely egy közel 3,5 km hosszú szakasz, a második terület pedig délebbre, Apróhomok község közelében található, itt 3 km hosszan húzódik a vizsgált vonalszakasz (10. ábra). Az adatfeldolgozást a két kijelölt szakasz vizsgálatával folytattam.



10. ábra: A kutatási területek és a közeli fúrások

A következő lépés az első beérkezések kijelölése volt, melyet két részfolyamatra bontottam mindkét területen. Először a *shingling* jelenséget okozó, sekély refraktorra illeszttem az első beérkezéseket, a réteghatárt konzekvensen követtem felvételtől felvételre, hogy minél pontosabb bemenő adatrendszert tudjak előállítani az inverzióhoz. Ez a refraktor nem minden esetben jelent meg a felvételek mindkét oldalán, előfordult, hogy csak a forrásponttól balra vagy jobbra eső csatornákon észleltem, valamint a *shingling* effektus tulajdonságai miatt a refraktor csak a kisebb ofszeteken jelentkezett. A második részfolyamat a sekély, nagysebességű refraktorokat figyelmen kívül hagyó első beérkezések kijelölése volt. Ebbe a csoportba a felszínközeli, lassabban terjedő refraktált hullámok és a mélyebb, nagyobb sebességű refraktorokról érkező, a lehető legnagyobb ofszetekig követhető jelek tartoztak. A 11. ábrán látható az első beérkezések kijelölésének módszere.

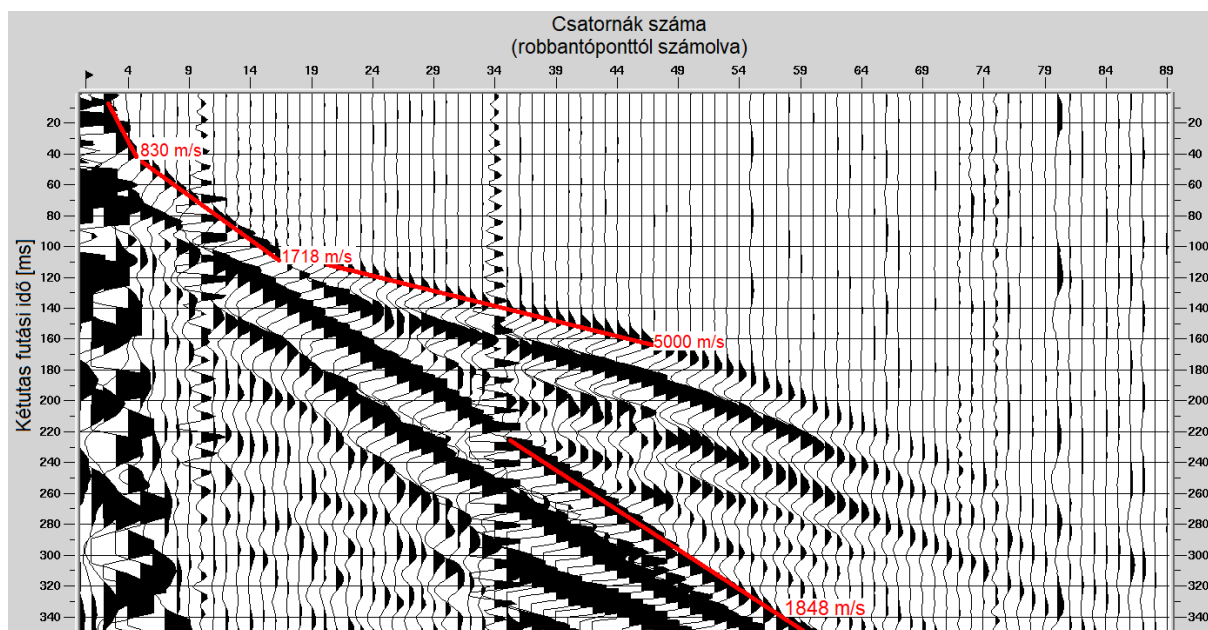


11. ábra: Kijelölt első beérkezések:
piros: sekély, nagysebességű refraktorok;
kék: egyéb sekély és mélyebb refraktorok

A sekély refraktorok megszűnése után néhány felvétel erejéig tovább folytattam a mélyebb refraktorok kijelölését, hogy a szelvények szélein minél több adat álljon rendelkezésre a megbízhatóbb eredmények érdekében. A zajos, illetve dőglött csatornákra került kijelöléseket töröltem, hiszen az ezekből származó adatok hibával terhelik az adatrendszert. Miután kijelöltem a felvételeken az első beérkezéseket, a sekély és mély refraktorok adatait tartalmazó adatrendszert egyesítettem. Ezzel elő is állt a refrakciós tomográfiához szükséges bemeneti adatrendszer, mely tartalmazza a forráspontok és geofonok geometriáját, valamint a terjedési idő adatokat.

A kezdő sebességtér definiálásához kiválasztottam egy kevésbé zajos, ideális felvételt, amelyen a refraktorokra illesztett egyenes segítségével tudtam sebességet mérni (12. ábra). A felső, laza réteg sebessége körülbelül 800 m/s. Ez után az 5. csatornától egy nagyobb

sebességű refraktor jelenik meg, 1700 m/s körüli sebességgel, ez valószínűleg a talajvíztükrön futó refraktált hullám, hiszen a vízben terjedő p-hullám sebessége körülbelül 1500 m/s. A 19. csatornától kezd megjelenni a sekély refraktor, mely sebessége 5000 m/s, így az általam definiált sebességtér határértékei 800 és 5000 m/s, ugyanis a szelvény mentén nem várható nagyobb p-hullám sebességgel jellemezhető képződmény a mélyebb zónákban sem.



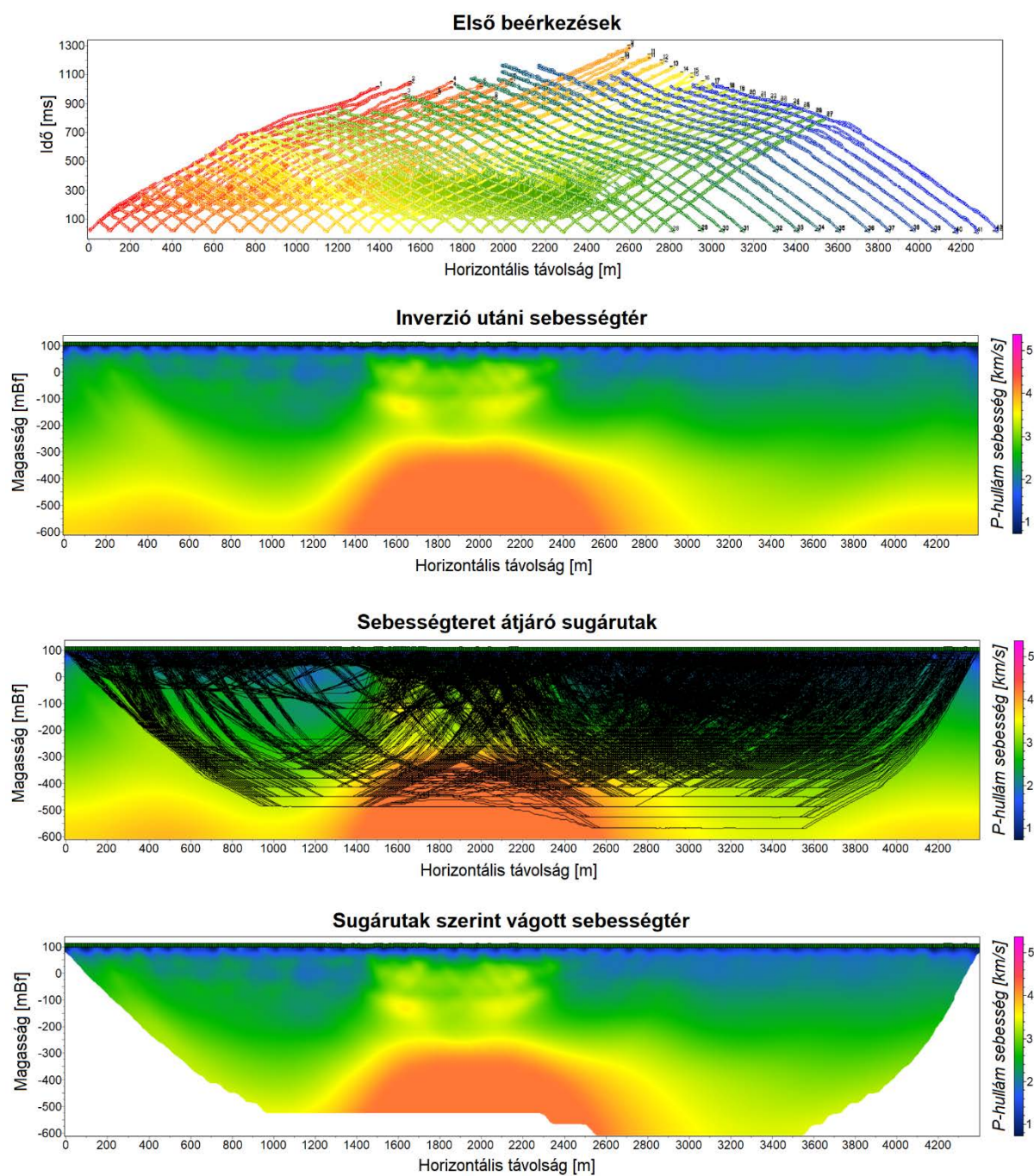
12. ábra: Refraktált hullámokra illesztett egyenesek alapján számolt refraktorsebességek

Az inverziót elvégeztem külön csak a sekély refraktorok első beérkezési időadatait tartalmazó, illetve az azokat figyelmen kívül hagyó refraktorok időadatait tartalmazó adatrendszeren is, majd a kettőt egyesítve is alkalmaztam a refrakciós tomográfia módszerét. Mindhárom esetben a 700 m körüli behatolást kívántam elérni, azonban az egyesített adatrendszer nagy adatmennyisége miatt a sebességtér celláinak számát csökkenteni kellett, hogy ebben az esetben is el lehessen végezni az optimálisnak bizonyult 5 iterációt. Az inverziós paraméterek további értékeit az 1. táblázatban tüntettem fel.

Az inverzió végeztével az eredményül kapott sebességtereket a legmélyebb sugárutak mentén levágtam, ugyanis az ezen kívül eső térrészt nem járták át hullámok, ide csak extrapolált sebességértékek kerültek, amelyek nem felelnek meg a valóságnak. A 13. ábrán láthatók a vajdácskai kutatási területről származó adatrendszer első beérkezései, az invertált sebességtér, az azt átjáró sugárutak, majd a sugárutak mentén vágott sebességtér.

Paraméter		Paraméter értéke	Megjegyzés
Z node-ok	kezdő mélység (Z)	7	Ezeket a paramétereket úgy választottam meg, hogy a modell mélysége elérje a 700 métert, a hardveres kapacitásokat figyelembe véve, a lehető legjobb felbontással.
	node-ok száma	38	
	növekedési tényező (<i>incremental factor</i>)	1,05	
kezdősebesség a modell tetején [km/s]		0,8	
kezdősebesség a modell alján [km/s]		3,7	
inverzió fajtája		simított (<i>smoothness constrained</i>)	
iterációk száma		5	
modell minimális sebessége [km/s]		0,7	
modell maximális sebessége [km/s]		5	
simasági arány (<i>smoothness ratio</i>)		0,2	Az értéket úgy választottam meg, hogy az inverzió a vertikális változásokra legyen érzékenyebb.

1. táblázat: Inverziós paraméterek



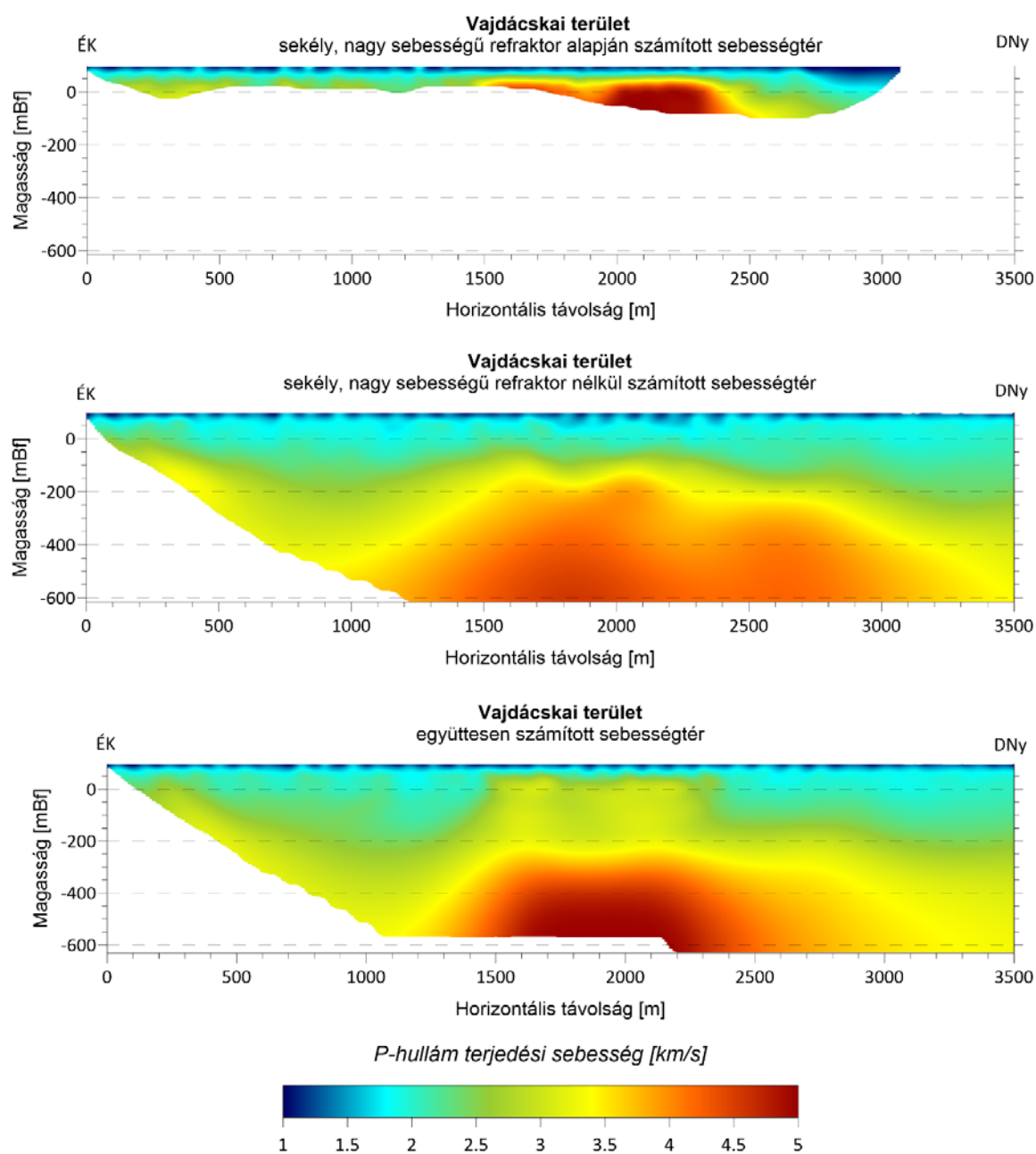
13. ábra: A vajdácskai terület sebességtere és az azt bejáró hullámutak

7. Eredmények

Az eredmények mindkét területen három-három szelvényt foglalnak magukba: a felszínközeli refraktorok, a mélyebb refraktorok, és az egyesített időadatok alapján invertált sebességtérket. Az eredményeket egységes színskálán jelenítettem meg, és a horizontális távolságok a három-három szelvény esetében megegyező határok között mozognak.

7.1. Vajdácskai terület

A Vajdácska község közelében elhelyezkedő terület invertált szelvényei a 14. ábrán figyelhetők meg.



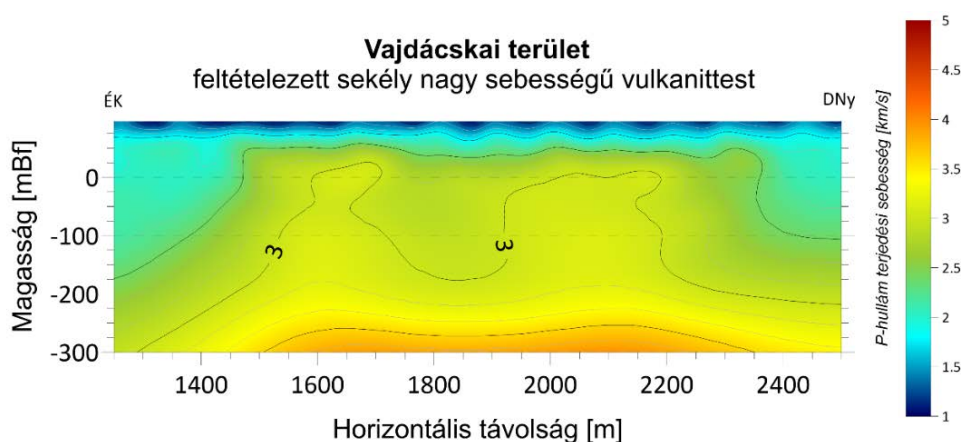
14. ábra: A vajdácskai kutatási terület invertált szelvényei

Az első szelvényen a sekély, nagysebességű refraktorra kijelölt első beérkezések alapján számított sebességtér látható. A felszínközeli, 97-70 mBf között egy kis sebességű réteg figyelhető legfeljebb 30 méteres vastagságban. Horizontális 1500-2400 m között 40 mBf-től kezdődően egy nagy, 4500-5000 m/s sebességű réteg jelenik meg, mely vertikális kiterjedése csak felülről határolható le, mivel az első beérkezések alapjául szolgáló sekély refraktor alatt jó eséllyel alacsonyabb sebességű réteg helyezkedik el, ennek megfelelően nem alakulhat ki refraktált hullám a két réteg határán.

A második szelvény alapjául a sekély refraktort figyelmen kívül hagyva kijelölt első beérkezések, és mélyebb refraktorok első beérkezései szolgáltak. Itt szintén megjelenik a felső 30 m kis sebességű rétege. A szelvény egészen megfigyelhető egy nagy, 3500-4500 m/s sebességű réteg, mely a horizontális 1000 m-en még -500 mBf mélyen jelentkezik, majd 1600-2100 m között -140-(-180) mBf-ig feljön, aztán 2750 m-ig -230 mBf-en stagnál, majd innentől kezdve egyre mélyebben jelentkezik, a szelvény DK-i végére mélysége -600 mBf.

A harmadik szelvényen az egyesített adatrendszer alapján végrehajtott szeizmikus tomográfia eredménye látható. A felső 30 métert szintén egy kis sebességű réteg jellemzi. Az első szelvényen megfigyelt felszínközeli nagy sebességű réteg itt is hasonló horizontális kiterjedésen jelenik meg (1450-2300 m). A második szelvényen azonosított mélyebb, nagy sebességű réteg is hasonló mélységben és horizontális kiterjedésben határolható le.

A robbantóponti gyűjteményeken jelentkező *shingling* effektus indikátor jellege miatt a harmadik szelvényt érdemes közelebbről megvizsgálni, annak is a sekély, nagy sebességű rétegét. A kivágott sebességteret kontúrvonalakkal láttam el, hogy a sebességváltozások könnyebben beazonosíthatóak legyenek (15. ábra).

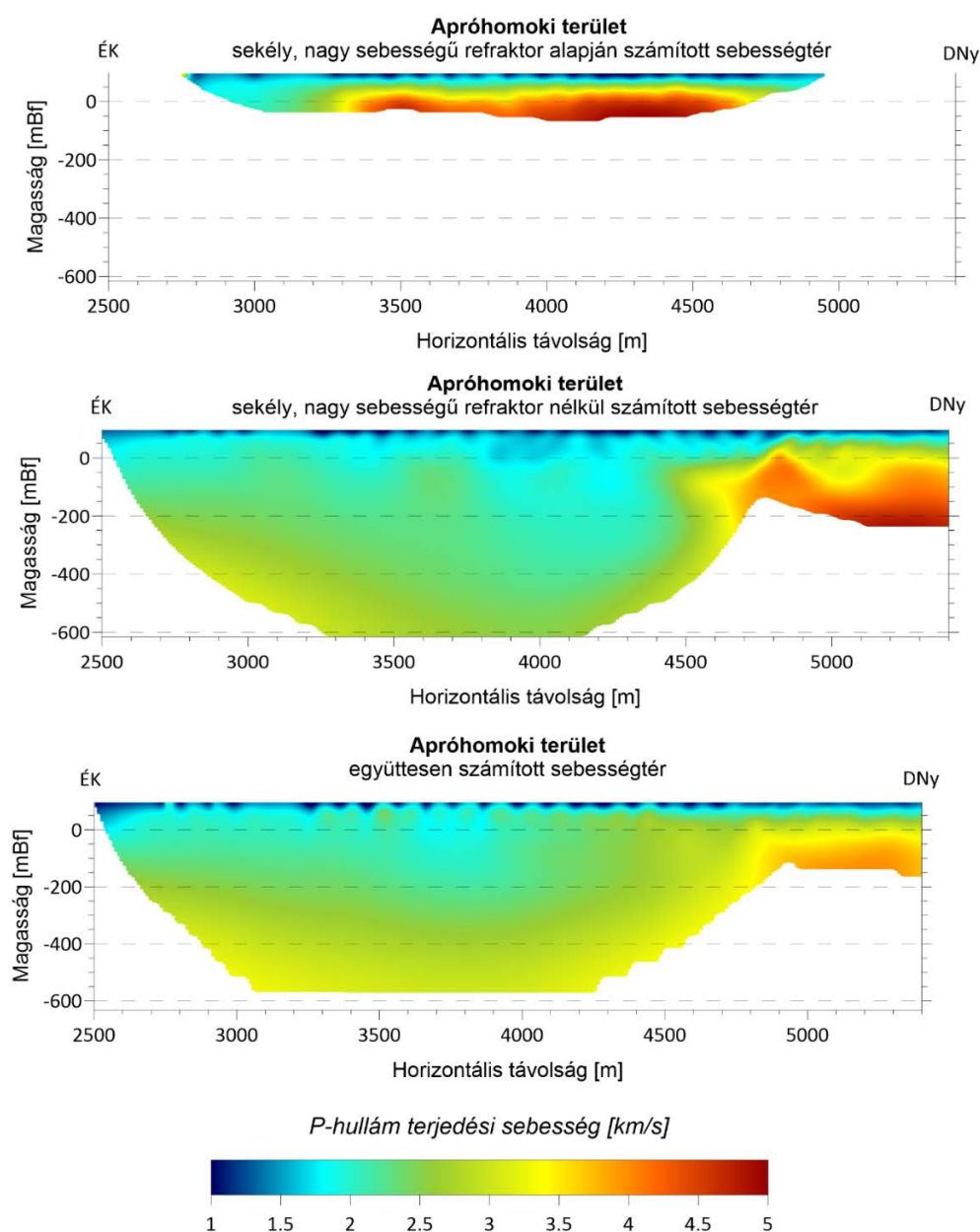


15. ábra: A vajdácskai terület sekély, nagy sebességű rétege

A környezetéhez képest nagyobb sebességű réteg, 1450-2300 m között jelenik meg, tehát horizontálisan lehatárolható, kiterjedése kb. 850 m. Vertikálisan 40 mBf-től -40 mBf-ig figyelhető meg, így kb. 80 m vastag rétegről beszélhetünk. -40 mBf és -250 mBf között egy bizonytalan tartomány látható, ugyanis a felszínközeli nagysebességű réteg valószínűleg árnyékhatast fejt ki az alatta található tartományra. Itt kevesebb hullámút halad, emiatt bizonytalanok az inverzió során számított sebességértékek ebben a tartományban.

7.2. Apróhomoki terület

A 16. ábrán láthatóak az apróhomoki területről származó első beérkezések időadatai alapján invertált szelvények.



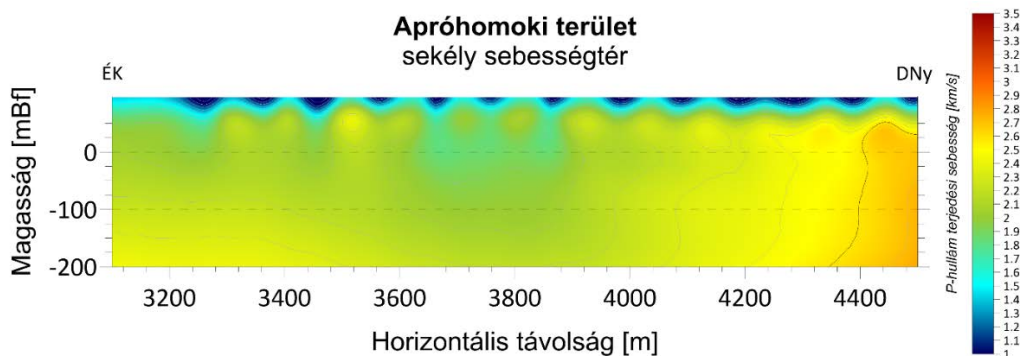
16. ábra: Az apróhomoki kutatási terület invertált szelvényei

Az első szelvényen látható a sekély, nagysebességű refraktor alapján számított sebességtér. A felszínközeli (96-76/66 mBf) 20-30 m vastag réteg kis sebességgel (1000-1500 m/s) jelentkezik. Horizontális 3250-4750 m között, 50-40 mBf-től egészen a szelvény aljáig egy nagy sebességű (4000-5000 m/s) réteg figyelhető meg, melynek vertikális kiterjedése az első kutatási területhez hasonlóan itt sem határolható le, a sugárutak mélységbeli kiterjedésének végessége miatt. Viszont az a következtetés vonható le, hogy a nagysebességű réteg legalább -70 mBf-ig terjed, tehát vastagsága helyenként meghaladja a 110-120 métert.

A második szelvény sebességtere a sekély refraktort figyelmen kívül hagyva kijelölt egyéb sekély és mélyebb refraktorok időadatain alapul. A felső 20-30 méteren itt is jelentkezik az 1000-1500 m/s sebességű réteg. A szelvény horizontális kezdő értéke 2500 m, innentől egészen 4500 méterig egy olyan térrész figyelhető meg, mely sebessége a kb. 60 mBf-en jellemző 1600 m/s-tól a mélységgel növekszik, és a legmélyebb leképezett tartományban a 3000 m/s-ot is elérheti. A szelvény DNy-i felén a behatolási mélység csökken, mivel a környezeti zaj elnyomta a nagy ofszeten jelentkező refraktált hullámokat, valamint a nem *shingling* jellegű nagysebességű refraktorokról érkező jelek DNy felé haladva egyre inkább a kis felvételi időknél jelentkeztek a felvételeken. Horizontális 4600 métertől kezdve -300 mBf-től megjelenik egy nagy sebességű réteg, mely a szelvény DNy-i vége felé haladva egyre közelebb kerül a felszínhez, legsekélyebb részeken 40 mBf-ig.

A harmadik szelvény sebességtere az egyesített adatrendszeren alapul. A felszín alatti 20-30 m vastag, kis sebességű réteg itt is megfigyelhető, valamint a szelvény DNy-i felén felszínközelsébe kerülő nagy sebességű réteg már horizontális 2800 métertől jelentkezik -400 mBf-nél mélyebben, majd 4700 métertől kezd a felszínhez közeledni.

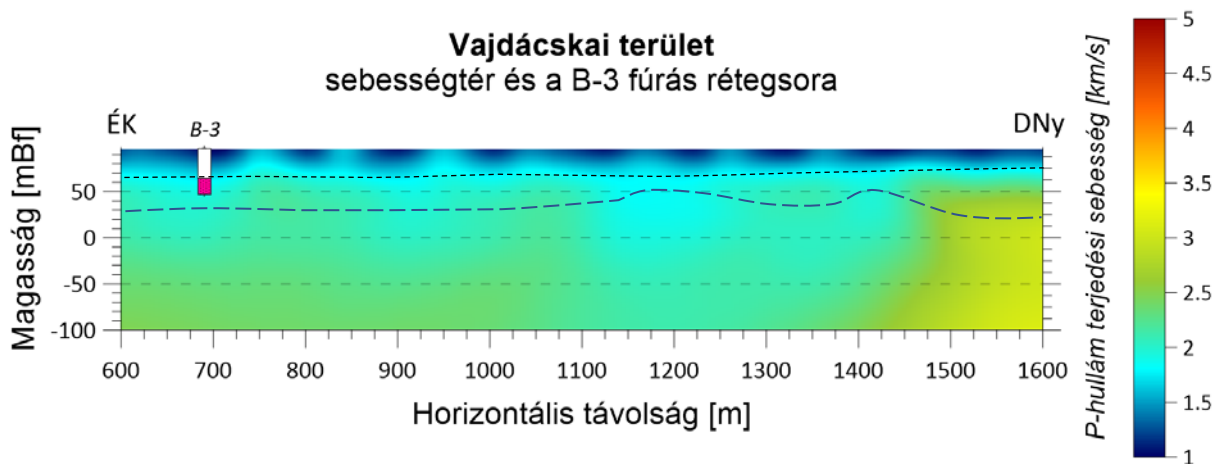
A harmadik szelvény kivágott sebességtérén 3600-3900 m között egy kisebb sebességű réteg jelentkezik - 30 mBf-ig, azonban a negatív anomáliától ÉK-re és DNy-ra egy nagyobb sebességű tartomány látható, kb. 50 mBf-től (17. ábra).



17. ábra: Az apróhomoki terület sekély térrésze

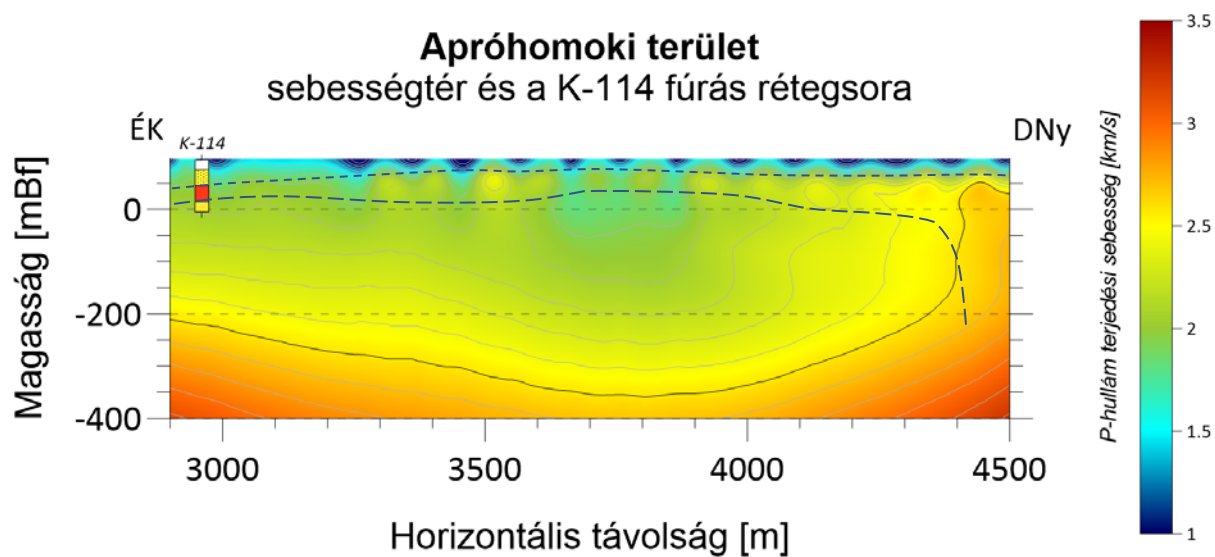
8. Eredmények komplex értelmezése a fúrásokkal

A vajdácskai területen található a B-3 fúrás, amely 635 méterre DK-re helyezkedik el a szelvénytől. A fúrás vulkanitot harántolt a felszín alatt 30 méterrel 64,34-46,74 mBf között, azonban a rétegen nem hatolt át a fúrás, így a vulkanikus közetréteg vertikális kiterjedése nem határozható le a fúrás alapján. A vajdácskai területen számított sebességtéren beazonosított, sekély, nagy sebességű réteg a felszín alatt nagyjából megegyező mélységben helyezkedik el, mint a B-3 fúrásban azonosított Sátorajaujhelyi Riolittufa Formáció. 700-1450 m horizontális távolságok között végig követhető egy kb. 70 mBf és 30 mBf között húzódó, 2500-3000 m/s sebességű anomália, majd 1450 métertől megugrik a sebesség 3500 m/s körüli értékekre. Itt feltehetően anyagminőség váltás történik a sekély vulkanitrétegen belül. A B-3 fúrás rétegsora a vajdácskai területen számított sebességtérre vetítve az 18. ábrán látható, a fúrás rétegsorán a vulkanikus réteget lila szín jelöli, a fehér szín pedig a pleisztocén-holocén üledék, mely a sebességtér felső szakaszán is jól megfigyelhető, kis sebességgel.



18. ábra: A vajdácskai szelvény sebességtere és a B-3 fúrás

Az apróhomoki szelvénytől DK-re 225 méterre található a K-114 fúrás, amely a sebességtérre vetítve a 19. ábrán látható. A fúrás felső rétege pleisztocén-holocén üledék (rétegsoron fehérrel jelölve), mely a felszín alatt 20-30 m vastagon jelentkezik az invertált szelvényen is. Az előző fejezetben leírt, horizontális 3600-3900 m közötti kisebb sebességű rétegtől ÉK-re és DNy-ra egy nagyobb sebességű rész jelentkezik, kb. 50 mBf-től. Ezzel egybevág, hogy a felszín alatt 50 méterrel 45,28-14,98 mBf között egy 30 méter vastag vulkanit réteg került átfúrásra (a rétegsoron narancssárga színnel, a szelvény mentén pedig szaggatott vonallal jelölve). 4400 m horizontális távolságtól a vulkanit réteg feltehetően jelentősen kivastagszik, ennek szerkezeti oka is lehetséges.



19. ábra: Az apróhomoki szelvény sebességtere és a K-114 fúrás

9. Konklúzió

A kutatási terület, azaz a Bodroglók földtani hátterét és a környékbeli fúrásokat áttekintve azt figyeltem meg, hogy a térségben több helyen is előfordul sekély mélységű vulkanikus kőzettest: riolittufa, andezit, vagy akár bazalt. A szeizmikus felvételeket áttekintve két szakaszra volt jellemző a *shingling* jelenség, mely a szakirodalom alapján sekély, nagy sebességű rétegek indikátora lehet. Ezeket az információkat együtt kezelve arra a következtetésre jutottam, hogy a kutatási területen gyűjtött szeizmikus felvételeken előforduló *shingling* effektust sekély, alacsony sebességű üledékes összletek között található vulkanitok okozzák, ugyanis a vulkanikus kőzeteket nagy szeizmikus sebesség jellemzi.

A kutatási terület robbantóponti gyűjteményein sekély, *shinglinget* okozó és mélyebb refraktorokat követve kijelöltem az első beérkezéseket, majd ezek időadatait felhasználva alkalmaztam a refrakciós szeizmikus tomográfia módszerét. Az eredményül kapott sebességtereket a fúrásokkal együtt értelmezve megfigyeltem, hogy a felszínközeli pár 10 méteres vastagságú pleisztocén-holocén üledékek a vajdácskai és az apróhomoki területen is kis sebességgel jelentkeznek.

A vajdácskai kutatási területen sikerült lehatárolni egy sekély, nagy sebességű réteget, mely horizontális kiterjedése kb. 1800 m, vertikálisan pedig a felszín alatt 40-50 méterrel, 40 mBf-től kezdve jelenik meg. Ez egybevág a szelvény közelében mélyült B-3 fúrás rétegsorával, ahol hasonló mélységben van jelen vulkanikus réteg. Az apróhomoki kutatási terület szelvényén megfigyeltem, hogy a horizontális 3600-3900 m közötti kisebb sebességű rétegtől ÉK-re és DNy-ra a felszín alatt 40-50 m mélységtől, kb. 50 mBf-től kezdődően egy nagyobb sebességű tartomány jelentkezik. A környéken mélyült K-114 fúrás rétegsora ezt alátámasztja, hiszen a felszín alatt 50 méterrel 45,28-14,98 mBf között egy 30 méteres vulkanit réteg került átfúrásra.

Összességében, a földtani háttérismeret, a fúrási adatok, a szeizmikus felvételeken jelentkező *shingling* jelenség és a refrakciós szeizmikus tomográfia során eredményül kapott szelvények alapján arra a következtetésre jutottam, hogy a Bodroglók e területén a felszín alatt sekélyen, 40-50 m mélységben megfigyelt nagy sebességű rétegek vulkanikus kőzettestek, melyeket horizontálisan sikeresen lehatároltam.

A vulkanitok pontosabb vertikális lehatárolásához és a horizontális kiterjedés pontosításához további információkra lenne szükség. A fúrási adatokkal, a *shingling* jelenség

alapos értelmezésével és a szeizmikus tomográfia módszerével közösen a sekély vulkanittek vastagsága nagyságrendileg megbecsülhető és vertikális lehatárolásra van lehetőség. Az első beérkezések kijelölését több robbantóponti gyűjteményen elvégezve jobb felbontást lehetne elérni, azonban ennek a véges számítási kapacitás határt szabott. A kutatás kiterjesztéséhez a szeizmikus adatrendszer sekély tartományokra fókuszáló reflexiós feldolgozása szolgálhat új eredményekkel, esetleg más geofizikai módszerekkel meg lehetne határozni a felszín alatti térrész további fizikai tulajdonságait.

Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, Szabó Tivadarnak, hogy szakmai tudásával és ötleteivel segítette dolgozatom elkészülését. Köszönettel tartozom a Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatóságának a mérési adatokért, valamint a lehetőségért, hogy magam is részt vehettem a szeizmikus felmérésen. Köszönet Lukács Tamásnak, hogy baráti javaslataival hozzájárult dolgozatom csiszolásához. Köszönöm szeretteim támogatását és biztató szavait, végül pedig köszönöm mindenkinek, aki végig olvasta dolgozatomat.

Irodalomjegyzék

- BARTON, N., (2007), Rock quality, seismic velocity, attenuation and anisotropy, Balkema-proceedings and monographs in engineering, water and earth sciences. Taylor & Francis, London; New York, p. 629.
- COX, M., (1999), Static corrections for seismic reflection surveys. Society of Exploration Geophysicists, p. 546
- GRIFFITHS, D.H., KING, R.F., (1987), Geophysical exploration, in: Bell, F.G. (Ed.), Ground Engineers Reference Book. London, p. 27/1-27/21.
- GYALOG L., BUDAI T., (2004), Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 195–232.
- HAMMAD, H.I., (2010), Waveform inversion for areas with complex near surface, in: Masters Abstracts International, p. 102.
- KERCSMÁR Z., BUDAI T., (2015), Magyarország felszíni képződményeinek földtana magyarázó Magyarország földtani térképéhez (1:500 000). Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest, p. 62.
- LAVERGNE, M., (1966), Refraction le Long des Bancs Minces Rapides et Effet D’ecran pour les Marqueurs Profonds. *Geophysical Prospecting* **14**, 504–527.
- PARIPÁS A.N., (2013), Felszínközeli földtani szerkezetek vizsgálata refrakciós inverziós módszerrel (Doktori értekezés). Miskolci Egyetem, Miskolc, p. 94.
- ROSENBAUM, J.H., (1965), Refraction arrivals through thin high-velocity layers. *Geophysics* **30**, 204–212.
- SHERIFF, R.E., GELDART, L.P., (1995), Exploration seismology. Cambridge University Press. p. 628.
- SPENCER, T.W., (1965), Refraction along a layer. *Geophysics* **30**, 369–388.
- SZEPESI J., (2013), A Tokaji-hegység és Telkibánya környezetének földtani viszonyai. Nyíregyházi Főiskola, Nyíregyháza, p. 41.
- TÖRÖS, E., (2007), A szeizmikus módszer geotechnikai alkalmazásának kritikai vizsgálata (Doktori értekezés). Nyugat-Magyarországi Egyetem, Sopron, p. 116.

- URBANCSEK, J., (1965), A Nyírség, a Bodrogtörzs és a Rétkör, valamint a Bereg-Szatmári-síkság vízföldtani viszonyai. *Földrajzi Értesítő*, 421–443.
- WHITE, D.J., (1989), Two-dimensional seismic refraction tomography. *Geophysical Journal International* **97**, 223–245.
- XUE, Z., ZHANG, J., SUN, M., WANG, Y., (2018), Long-wavelength statics solutions for the near surface with velocity reversal, in: 2018 SEG International Exposition and Annual Meeting. OnePetro. p. 2722-2726.
- ZHOU, H.-W., (2014), Practical seismic data analysis. Cambridge University Press. p. 481.
- ZHU, X., SIXTA, D.P., ANGSTMANN, B.G., (1992), Tomostatics: Turning-ray tomography+ static corrections. *The Leading Edge* **11**, 15–23.