

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI ÉS INFORMATIKAI KAR
FÖLDRAJZI ÉS FÖLDTUDOMÁNYI INTÉZET
ÁSVÁNYTANI, GEOKÉMIAI ÉS KÖZETTANI TANSZÉK



**Metamorf kőzetblokkok térbeli
kapcsolatrendszere az Algyői-hát területén**

OTDK pályamunka

Készítette:
Gyuris Csaba
Földtudomány BSc szakos hallgató
3. évfolyam

Témavezető:
Dr. M. Tóth Tivadar
Tanszékvezető egyetemi tanár

Szeged
2024

Tartalomjegyzék

Tartalmi összefoglaló	1
1. Bevezetés	3
2. Földtani háttér	5
3. Vizsgálat tárgya, előzetes ismeretek	10
4. Eszközök, módszerek	13
4.1. Lyukgeofizikai mérési módszerek	13
4.1.1. Természetes gamma (GR)	13
4.1.2. Természetes potenciál (SP)	15
4.1.3. Neutron gamma porozitás (NG)	16
4.1.4. Ellenállás (RT)	18
4.1.5. Mikrologok (MLPO és MLGR)	19
4.2. Adatfeldolgozási eljárás – diszkriminancia analízis	19
5. Eredmények	20
5.1. A litológiák leírása	21
5.2. Tanulási adatbázis diszkriminancia analízise	24
5.3. Kutankénti vizsgálat	29
6. Értelmezés	48
7. Diskusszió - Felállított szerkezeti modell	50
8. Összegzés	54
Irodalomjegyzék	55
Függelék	58

Tartalmi összefoglaló

Az Alföld metamorf aljzatát három nagy szerkezeti zóna, a Mecseki-, a Villányi-Bihari-, és a Békés-Kodru-szerkezeti öv építi fel, melyeknek kialakulása az alpi takaróképződéshez köthető (BUDAI & KONRÁD 2011). Mindezek mellett a kristályos aljzat jelenlegi szerkezetét a Pannon-medence kainozoos kialakulásával párhuzamosan létrejövő magkomplexum rendszerek is nagyban befolyásolták. Ezen tektonikai folyamatok eredményeképpen egy igen heterogén felépítésű aljzat jött létre, melynek minél pontosabb megismerése fontos mind tudományos, mind pedig gazdasági (például szénhidrogén-tározók, fluidum migrációs zónák) szempontok miatt is.

A dolgozat által vizsgált Algyői-hát is egy metamorf magkomplexum (POSGAY et al. 1996; TARI et al. 1999), ezáltal felépítését is leginkább a heterogenitás jellemzi. Fűrőmaganyag alapján alapvetően két komplexumba sorolhatóak közei: a Tiszai Paragneisz Komplexumba, illetve az Algyői Metamorfit Komplexumba. Az ezeket felépítő különböző kőzetblokkok térbeli kapcsolatrendszere, egymáshoz viszonyított helyzete azonban a mai napig nem teljesen ismert (M TÓTH et al. 2021).

Annak érdekében, hogy ez a kép valamelyest tisztuljon, tíz darab Algyőn mélyült mélyfúrás aljzatra vonatkozó karotázs adatait felhasználva végeztem elemzést.

A maganyag alapján háromféle litológia különíthető el: gránátos, kianitos gneisz, csillámpala; kloritpala; illetve epidotos ortogneisz (M. TÓTH & KONDOR 2022). A fúrások mentén azonban jelentős szakaszokról nem állt rendelkezésre közvetlen kőzettani információ, csupán lyukgeofizikai adatsorok. Erre a problémára kínált megfelelő megoldást IBM SPSS Statistics programcsomagban elvégzett lineáris diszkriminancia analízis. A vizsgálatnak ezen részén olyan tanító algoritmus felállítása volt a célom a fűrőmagok alapján, mely lehetővé teszi az ismeretlen szakaszok litológiai besorolását is a kapott függvények segítségével (FISER-NAGY et al. 2014; M. TÓTH & VARGÁNÉ TÓTH 2020).

Az egyes kőzettípusok eltérő ásványos összetételük miatt szignifikáns eltérést mutattak egymáshoz viszonyítva a lyukgeofizikai mérések során kapott értékeikben, ezáltal lehetővé téve a maggal ismert szakaszok kiterjesztését azon mélységintervallumokra, ahonnan kőzetminták nem álltak rendelkezésre. Ennek köszönhetően a kutak mentén vertikális szelvényeket tudtam szerkeszteni. Az így megkapott elméleti kőzetoszlopok kutak közötti korrelációjával 2D-s szelvények voltak

kaphatóak, melyek segítségével szerkezeti modell felállítására is lehetőségem nyílt. Ez alapján elmondható, hogy a gránátos, kianitos gneisz, csillámpala található a legmélyebb pozícióban, mindezek mellett pedig e kőzettípus fogja közre a kloritpalát, illetve az epidotos ortogneiszt, melyek közül pedig előbbi a magasabb szerkezeti helyzetű. A litológiák között nagy valószínűséggel normál vetős szerkezetek találhatóak.

Az elkészített szelvények tehát lehetővé tették az Algyői-hát területén elhelyezkedő kőzetblokkok térbeli kapcsolatrendszerének értelmezését. Emellett pedig lényeges eredménnyé vált az is, hogy az általam felállított modell beleillik a területen végzett szeizmikus értelmezés alapján felállított térbeli és fejlődési képbe (MATENCO & RADIVOJEVIC 2012).

Munkám során bizonyosságot nyert, hogy a lineáris diszkriminancia analízis egy jó módszer a fűrómagból kinyerhető információ fűrólyuk menti kiterjesztésére. Továbbá a felállított modell hozzájárulhat a még mindig sok helyen kérdéseket felvető alföldi kristályos, prekainozoos aljzat, azon belül is az Algyői-hát felépítésének, szerkezetének, kialakulásának tisztázásához.

Kulcsszavak: Algyői-hát, metamorf aljzat, magkomplexum, lyukgeofizika, lineáris diszkriminancia analízis, térbeli modell

1. Bevezetés

Magyarország földtani felépítésének vizsgálatának története a 19. század közepéig nyúlik vissza, majd a kiegyezés utáni évtizedekben lendült fel többek között LÓCZY Lajos, BÖCKH Hugó, ifj. LÓCZY Lajos és FÜLÖP József munkáinak is köszönhetően. A 20. század közepén az egyre elterjedő geofizikai méréseknek, az intenzívebb vízföldtani és szénhidrogénipari kutatásoknak eredményeképpen az ismeretek bővültek. A lemeztektonikai modell hazánkra történő megalapozásában és kiterjesztésében jelentős szerepet játszottak például GÉCZY Barnabás, HORVÁTH Ferenc, STEGENA Lajos, CSONTOS László, TARI Gábor. Az e kutatók munkája által is pontosított földtani felépítésre vonatkozó modern elképzeléseket összegezte több kiadvány is az ezredforduló környékén, például HAAS János és szerzőtársainak munkája (BUDAI & KONRÁD 2011).

A Dél-Alföldön található Algyő és környéke földtani felépítésének megismerésében az 1965-ben itt felfedezett nagyméretű szénhidrogén-tároló hozott jelentős előrelépést. Az itt mélyült több, mint 1000 darab fúrásnak köszönhetően a területről nagyon sok információ áll rendelkezésre. Az eddigiekben kiaknázott rezervoárok jelentős hányadát az alsó- és felső-pannon homokrétegek (76 darab homokréteg egymás alatt-felett) képezik. Az ezekből való intenzív termelésből és az ehhez kapcsolódó kutatásból származó adatok alapján az algyői térség kainozoos felépítése igen jól ismert (WEROVSKY et al. 1990).

Azonban az előbbieken említetteken túl nemcsak ezen közzétettek játszanak jelentős szerepet a terület szénhidrogén potenciáljában. Az úgynevezett „Deszki-szint” telepe egyebek mellett a variszkuszi metamorf aljzatban is megtalálható. Kiemelkedő jelentőségük van a szénhidrogének tárolásában a paleozoos metamorfitek felső töredezett, repedezett zónáinak, valamint a fluidumok migrációjában is igazoltan az egyik legfőbb helyszínek a kristályos aljzat fellazult tetőzónái (BABINSZKI & KOVÁCS 2018). A Pannon-medence területén számos példa bizonyítja a hasonló repedezett metamorf fluidumtárolók létezését (M. TÓTH 2008), például az Algyői-hát szomszédságában található Dorozsmai mező kútjai is ehhez hasonló kristályos aljzati kőzetekből termelnek (MUCSI 1999).

Láthatjuk tehát, hogy mind tudományos, mind pedig ipari szempontból igen nagy fontosságú az Alföld prekainozoos aljzatának feltérképezése. Noha az utóbbi évtizedekben egyre pontosabb képünk áll rendelkezésre a metamorf aljzatról, még mindig

sok kérdés megválaszolatlan a felépítésével, szerkezetével kapcsolatban. Ebből kifolyólag szükségesek a további kutatások a minél jobb megismerés céljából.

Ebben segíthetnek sokat az aljzatot elért mélyfúrások, melyeknek maganyagának elemzésével közvetlen közettani információt nyerhetünk a lábunk alatt található kristályos kőzetekről. Noha a magmintavétel költségigényessége miatt ezen rendelkezésre álló maganyag mennyisége általában csekély, a fúrólukokban végzett geofizikai mérésekből származó adatokat felhasználva mégis van mód a vertikális felépítés meghatározására. Ez az ismert szakaszok alapján felállított tanító algoritmussal, majd az így létrejövő függvény által az ismeretlen szakaszok közettani besorolásával történik (FISER-NAGY et al. 2014; M. TÓTH & VARGÁNÉ TÓTH 2020).

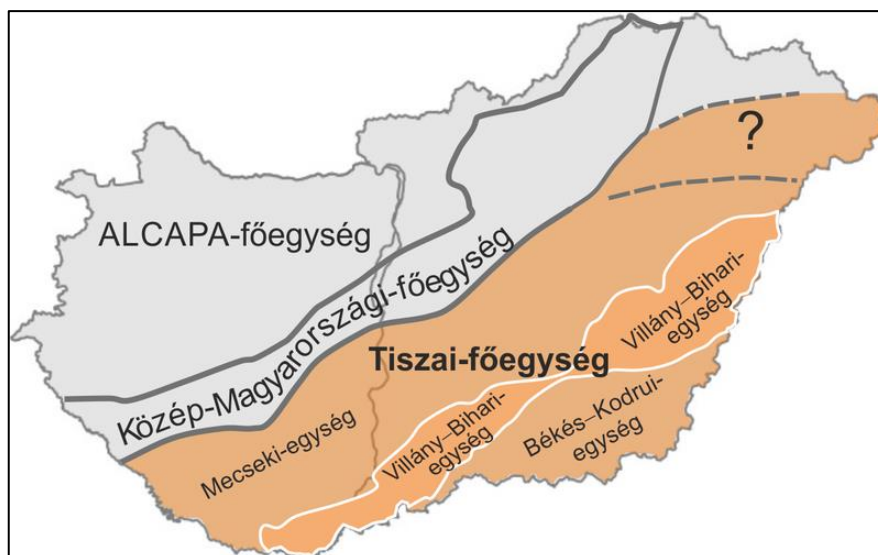
Szakedolgozatom keretein belül egy ilyen diszkrimináló algoritmus felállítása volt a célom lineáris diszkriminancia analízis segítségével az Algyői-hát területén található 10 darab fúrásra vonatkoztatva, emellett pedig megvizsgáltam, hogy ezen eredménnyel az általam vizsgált kutak alapján milyen szerkezeti modell adható, a különböző kőzettestek határa rekonstruálható-e, esetleg lehetséges-e az egyes kutak közötti korreláció.

2. Földtani háttér

Az elmúlt 540 millió évben három jelentős hegységképződési ciklus zajlott le. Ezek időrendben a kaledóniai, a variszkuszi és az alpi ciklus. Hazánk szempontjából a késő-permben (kb. 280 millió éve) kezdődő alpi ciklus a jelenleg is meghatározó, mivel a Kárpát-medence az Alpi-hegységrendszernek az Alpok, a Kárpátok és a Dinaridák által övezett viszonylag fiatal, bonyolult felépítésű hegyközi medencéje. Szerkezetalakulása három fő szakaszra osztható. Az első a prealpi, amely a kaledóniai és a variszkuszi orogén ciklusokat foglalja magába (ópaleozoikum). A második az alpi szakasz, amely az újpaleozoikumtól a mezozoikumon át egészen a paleogénig tart. Az utolsó, harmadik szakasz pedig a neoalpi vagy pannóniai, melyet a neogén és a kvarter idejére teszünk (BUDAI & KONRÁD 2011).

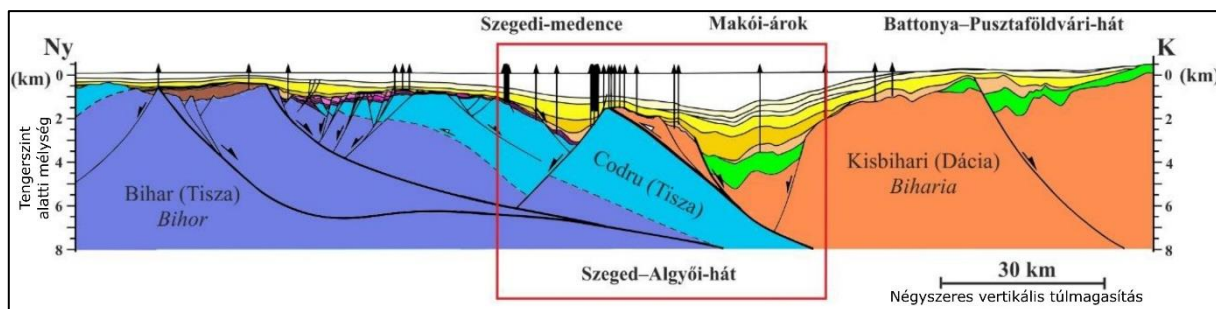
Az előbb említett első két fejlődési szakaszhoz köthető a Kárpát-medence aljzatának kialakulása, mely Magyarországon csupán csak középhegységeink területén (Bükk, Aggtelek, Mecsek, Villányi-hegység stb.) és az Alpoknál (Soproni- és Kőszegi-hegység) bukkan a felszínre. A többi területen az idősebb kőzeteket a neoalpi ciklus során képződött vastag, helyenként több kilométernyi fiatal üledék fedi (BUDAI & KONRÁD 2011).

A hazánk aljzatára vonatkozó elképzelések, modellek időről időre folyamatosan változtak. A XX. század elején még az a fixista elképzelés volt elfogadott, miszerint az aljzatot egy összefüggő, egységes merev kristályos masszívummaradvány alkotja, melyet körülölelnek az alpi hegyláncok (LÓCZY 1913, 1918b, 1920a; KOBER 1921; PRINZ 1926). Ezt az elméletet azonban a század második felében történő egyre modernebb és alaposabb kutatások, geofizikai mérések megcáfolták. Ennek eredményeképpen ma már tudjuk, hogy az aljzatot két eltérő forrású és fejlődésű litoszféra töredék alkotja, melyek csak 15–20 millió éve kerültek jelenlegi, egymás melletti helyzetükbe tektonikai mozgások következményeként. Az egyik litoszférblokk az Afrikai-lemez eredetű ALCAPA-főegység, mely az aljzat ÉNY-i részét alkotja, a másik litoszférblokk hazánk DK-i aljzatát adó, az Eurázsiai-lemezről származó Tiszai-főegység. A két nagyobb blokkot az ország közepén húzódó, DNY-ÉK-i csapású Közép-magyarországi-főegység választja el egymástól (BUDAI & KONRÁD 2011) (1. ábra).



1. ábra: Magyarország paleozoos-mezozoos medencealjzatának nagyszerkezeti egységei (HAAS et al. 2014 nyomán)

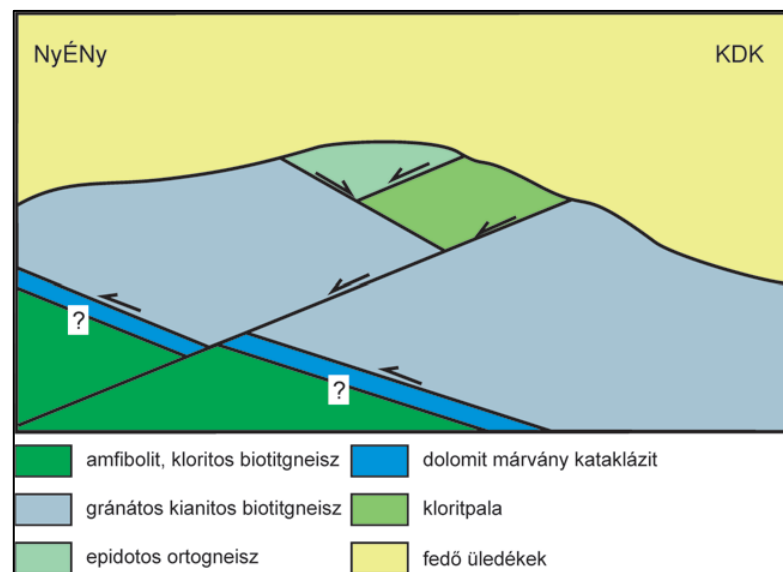
A Tiszai-főegység felépítését tekintve takarós szerkezetű. Három nagy takarós egysége van, melyek a következők: Mecseki-egység, Villány-Bihari-egység, Békés-Kodru-egység. Mindhárom egység DNY-ÉK-i csapású (1. ábra). Felépítésükre alapvetően jellemzőek a kompressziós szerkezetek, a redők, a pikkelyek, kialakulásuk az alpi orogenezis takaróképződéséhez köthető. Elhelyezkedésüket tekintve a Mecseki-egység a legészakibb és legalsó szerkezeti helyzetű, felszíni kibúvásai a Mecsekből ismertek. A felette található Villányi-Bihari-egység a Villányi-hegységben tanulmányozható felszínen hazánkban, míg a legfelső helyzetben lévő és legdélebbre eső Békés-Kodru-egység csak az ország DK-i csücskéből ismert mélyfúrások kőzetanyagaiból (BUDAI & KONRÁD 2011; VARGA 2020). Ezen takarós egységek nemcsak határainkon belül találhatók meg. Noha a Mecseki-egység kelet felé kiékelődik és elvégződik, a Villány-Bihari-, illetve a Békés-Kodru-egység az Erdélyi-középhegységben is fellelhető, ráadásul itt mindkettő a felszínen, tanulmányozásukra itt vannak a legjobb körülmények (CSONTOS 1997). Újabb kutatások és Erdélyi-középhegységi analógiák alapján egyre inkább beigazolódni látszik az a feltételezés, miszerint az ország DK-i részén a Békés-Kodru-egység felett megtalálhatóak az aljzatban az Erdélyi-középhegységben magasabb szerkezeti helyzetben lévő takarók is, amelyek azonban már nem a Tiszai-főegység, hanem a Dácia-főegység részei. Ezek alapján a Szeged-Algyői-háton belül húzódik a Békés-Kodru-takarórendszer és a Dácia-főegység legalsó szerkezeti helyzetű egységének, a Kisbihari (Biharia)-takarórendszernek a határa (SCHMID et al. 2008; USTASZEWSKI et al. 2008; MATENCO & RADIVOJEVIĆ 2012; M. TÓTH et al. 2021) (2. ábra).



2. ábra: Algyő környéki regionális keresztmetsvény a Pannon-medence déli részéről (MATENCO & RADIVOJEVIĆ (2012) nyomán VARGA (2020) által módosítva)

A Szeged-Algyői-hát — hasonlóan az Alföld egyéb területeihez — a korábbi viszonylag egységes metamorf aljzat elképzelés helyett egy sokkal komplexebb, heterogénebb felépítést mutat. Mai szerkezetét alapvetően határozta meg a kréta kori alpi takaróképződés, melynek hatására lapos szögű nyírási zónák mentén kerültek egymás alá-főle korábban egymástól távolabb eső kőzettestek. Az algyői területet, noha számtalan fúrás harántolta, ezen fúrások az aljzatot csak sekély mélységben tárták fel. Ebből kifolyólag a rendelkezésre álló maganyag alapján a kőzettípusok területileg elhelyezhetők, de a vertikális kapcsolatrendszer feltárására nem volt mód. A felszínre hozott kőzetanyag alapján 2 komplexumba sorolhatóak a minták. A hát északi és déli részén található a Tiszai Paragneisz Komplexum, melyet lényegében gránátos, kianitos biotitgneisz épít fel, néhány helyen gránátos amfibolittal együtt megjelenve. A széleken található nagy metamorf fokú kőzetek fogják közre a középső területeken lévő, kisméretű metamorfózison átesett Algyői Metamorfit Komplexumot, mely egymással ismeretlen szerkezeti kapcsolatban lévő epidotgneiszből (geokémiai és szöveti jellemzők alapján ortogneisz), zöldpalából és kloritpalából áll. Noha valós kőzetanyagból nem ismert több kőzettípus az Algyői-hát területéről, a dorozsmai területen végzett mélyfúrások és az azokból kapott eredmények analógiájára a Tiszai Paragneisz Komplexum alatt feltételezhetően megtalálható a kisméretű Dorozsmai Dolomárvány, melyet különböző mértékben deformált dolomitmárvány kataklázit alkot, illetve ez alatt a közepes fokú Szeghalmi Amfibolit, melyet tömeges amfibolit mellett amfibolos biotitgneisz, kloritos biotitgneisz épít fel. Az egymáson lévő különböző metamorf fejlődésű egységek és erdélyi-középhegységi példák alapján az egyes komplexumok olyan posztt tektonikus határokkal érintkeznek egymással, melyek a kréta kori takaróképződéshez köthetők. Ez alapján a Szeghalmi Amfibolit a Békés-Kodru-takarórendszerbe, a Tiszai Paragneisz pedig már a Kisbihari-takarórendszerbe sorolandó. A kettő között található Dorozsmai Dolomárvány utóbbinak a talpi lenyesési felületeként értelmezhető. Az Algyői

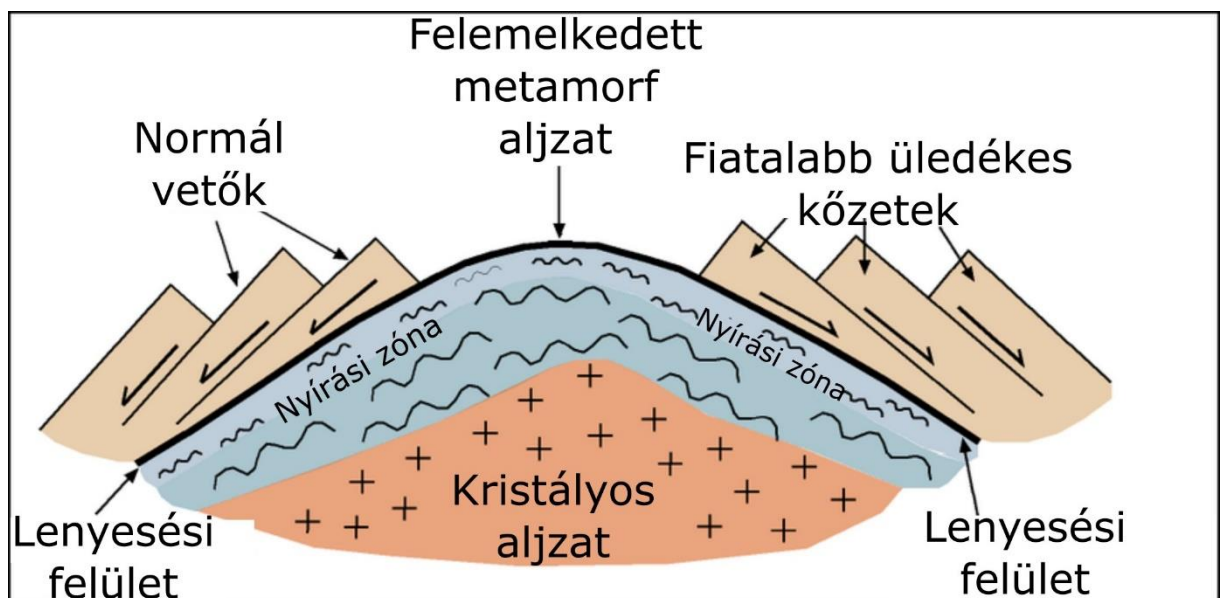
Metamorfit komplexum helyzete azonban nem definiálható a kora kréta során keletkező lapos szögű nyírási zónákkal, ugyanis a kőzetein felfedezhető metasomatikus felülbélyegzés a környező Tiszai Paragneisz kőzetein nem jelentkezik. Ebből kifolyólag a két egység feltételezhetően a krétánál fiatalabb szerkezeti mozgások eredményeképp került egymás szomszédságába (KONDOR & M. TÓTH 2021; M. TÓTH et al. 2021) (3. ábra). Az egység eredeti alpi takarós szerkezeti helyzete nem ismert, azonban jelenlegi helyzete és határai feltételezhetően a Pannon-medence kialakulásával egyidejű neogén magkomplexum létrejöttéhez köthetőek (M. TÓTH et al. 2021).



3. ábra: Az Algyői-hát idealizált felépítése M. TÓTH et al. (2021) alapján

A kontinentális kéreg felső részének extenziója alapvetően normál vetők létrejöttével következik be. Abban az esetben, ha a kéreg vékonyodása igen intenzív, metamorf magkomplexumok keletkezhetnek. A gyors extenzió következtében alacsony dőlésszögű ($<30^\circ$) diszlokációs felületek, úgynevezett lenyesési felületek (detachment faults) jönnek létre. Ezen síkok mentén az egyes kőzettestek jelentős elmozdulást szenvedhetnek el, átlagosan 20–80 km-t. A metamorf magkomplexumok kialakulásának fontos feltétele, hogy az alsó kéreg forró, gyenge, alacsony viszkozitású legyen. Ez relatíve nagy geotermikus gradienst feltételez, a duktilis alsó kéreg és a rideg felső kéreg közötti szilárdsági kontraszt nagy lesz, átmenetük viszonylag sekély mélységben (≤ 10 km) található ilyenkor. Az ilyen forró, alacsony viszkozitású körülmények lehetővé teszik, hogy a vékonyodó kéreg helyét a környező területekről pótlódó forró alsó kéreganyag töltsse ki, melynek köszönhetően a kéregvastagság szignifikánsan nem csökken. Látható, hogy e folyamat nem kedvez a kontinentális riftesedésnek, melyhez a viszonylag hideg és erős alsó kéreg teremt megfelelő körülményeket. Az előbbieken

leírtak alapján tehát létrejön egy forró, viszonylag állandó vastagságú alsó kéreg, és egy hideg, vékonyodó, lapos szögű vetők több generációja által átszelt, meggyengített felső kéreg. Az izosztázia törvényeinek megfelelően pedig a kisebb sűrűségű, meleg kéregrészt felemelkedik, létrehozva egy metamorf magkomplexumot. A lejátszódó események eredményeképpen a szerkezet magjában alsó és középső kéregeredetű, magasabb metamorf fokot elért kőzetek, a szélén pedig jellemzően felső kéregből származó, alacsonyabb metamorf fokú kőzetek találhatóak. Jellemző, hogy míg az alsó kéreg jelentős mértékű exhumáción esik át, addig a felső kéreg többé-kevésbé változatlan helyzetben marad a felszínhez viszonyítva. Mindezen folyamatok következtében a kialakult magkomplexumban igen eltérő és változatos kőzettípusok kerülhetnek egymás mellé (LISTER & DAVIS 1989; GESSNER et al. 2007; RING 2016) (4. ábra).



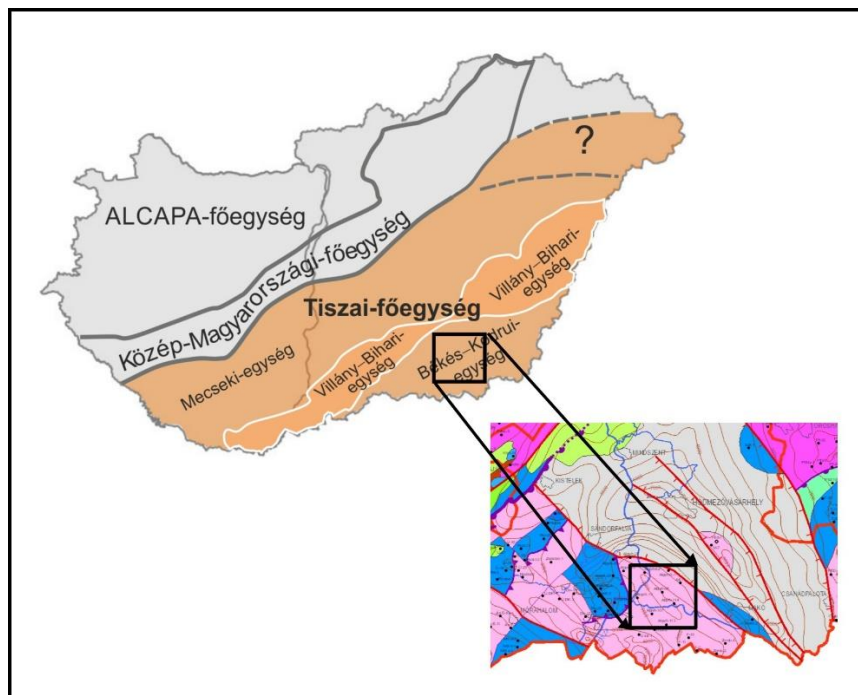
24. ábra: Metamorf magkomplexum sematikus keresztmetszete
(LINK & PHOENIX 1996 alapján)

Korábbi szeizmikus kutatások során POSGAY et al. (1996), TARI et al. (1999) igazolták, hogy az Algyői-hát és annak nyugati folytatását képző kristályos aljzat egy, a Pannon-medence kainozoos keletkezésével szinkron magkomplexum rendszert alkot. Újabb eredmények alapján pedig a tágabb régióban egy sor hasonló blokk található az aljzatban NYDNY-KÉK-i csapásvonalon (pl.: Velebit-hát, Battyonya-hát) (MATENCO & RADIVOJEVIĆ 2012).

3. Vizsgálat tárgya, előzetes ismeretek

Szakdolgozatom keretein belül az Algyői-háton található kutak közül 10 darabnak az aljzati szakaszra vonatkozó lyukgeofizikai adatait használtam fel, végeztem velük elemzést (5. ábra).

Az egyes mélyfúrások csak sekély mélységben hatoltak bele az aljzatba, és ezen tartományokból is csak minimális maganyag állt rendelkezésre. Többek között ezen meglévő kőzetanyagot is elemezte M. TÓTH & KONDOR (2022) és részletes leírást adott róla.



5. ábra: A vizsgált terület közelítő elhelyezkedése Magyarország nagyszerkezeti egységein (HAAS et al. 2014 nyomán) (fent), illetve pre-kainozoos aljzatán belül [1] (lent)

Az általam vizsgált mélyfúrásoknál a felszínre hozott maganyag minden kút esetében csak egyféle kőzettípust tartalmazott (6. ábra), így a 10 kútból összesen 3féle litológia volt leírható, melyek M. TÓTH & KONDOR (2022) alapján a következők:

1. Gránátos, kianitos gneisz, csillámpala

A kőzet üledékes protolittal rendelkezik és két progresszív metamorf eseményhez köthető a kialakulása. Szövetileg porfiroblasztos gneiszből és lepidoblasztos csillámpalából áll, fő kőzetalkotó ásványai a kvarc, kálföldpát, plagioklász földpát, biotit és muszkovit. Indexásványként megfigyelhetők még benne gránát porfiroblasztok és kis szemcseméretű kianit aggregátumok;

akcesszóriaként rutil, ilmenit, cirkon, saját alakú apatit, turmalin szemcsék, epidot szemcsehalmozok, valamint esetenként magnetit szemcsék. Szerkezete uralkodóan gneiszes, palás.

Az első metamorf eseményhez köthetők a S2 foliáció által burkolt, irányított zárványsorokban (kvarc, rutil, ilmenit) gazdag, nyírt gránát porfiroblasztok; a relik, nyomásárnyékban megőrződött biotit lemezek és rutil szemcsék, melyek gyakran a fő foliációs iránnyal szöget zárnak be. Az S1 palássági síkot ezen előbbieken felsorolt szemcsék határozzák meg.

A fő, S2 foliációs sík kialakulása egy hidratációs folyamattal és felfűtéssel együtt járó dekompressziós, kontakt metamorfózis (metaszomatózis) eredménye, mely egy milonitos deformációval is együtt járt. Ezeket a folyamatokat a mintákban második generációs, kisméretű gránát szemcsék, valamint kisméretű, gyakran a rezorbeált szegélyű gránát blasztok körüli, esetenként gránát utáni pszeudomorfózát alkotó kianit szemcsehalmozok jelzik. Megjelennek még a nyírást igazoló gránát σ -klasztok, biotit, muszkovit csillámhalak is.

Mindezen túl helyenként megfigyelhető kloritosodás, szericitesedés és másodlagos muszkovitosodás, mely az exhumációhoz köthető retrográd felülbélyegzést képviseli.

2. Epidotos ortogneisz

A kőzet protolitja geokémiai és petrográfiai adatok alapján intruzív, granitoid típusú magmás kőzet lehetett. Összetételét tekintve kvarcból, dominánsan táblás, poliszintetikus plagioklász ikerkristályokból és szericites káliföldpát klasztokból, valamint alárendelten muszkovitból és kloritosodott biotitból áll. Egyes mintákban kőzetalkotó mennyiségben figyelhető meg klinozoizit és epidot, melyek hol saját alakú, kisméretű szemcsékként, hol pedig a nagyméretű, burkolt, földpát klasztok utáni pszeudomorfózákként jelennek meg. Az akcesszóriák közül rutil, apatit, titanit, magnetit és saját alakú cirkon található a mintákban.

A kőzetet egy retrográd, zöldpala fáciesű metamorf esemény érte, mely kloritosodással, szericitesedéssel és epidot keletkezésével járt együtt. A mintákban megfigyelhető egy S1 foliációs sík, melyet biotit és muszkovit

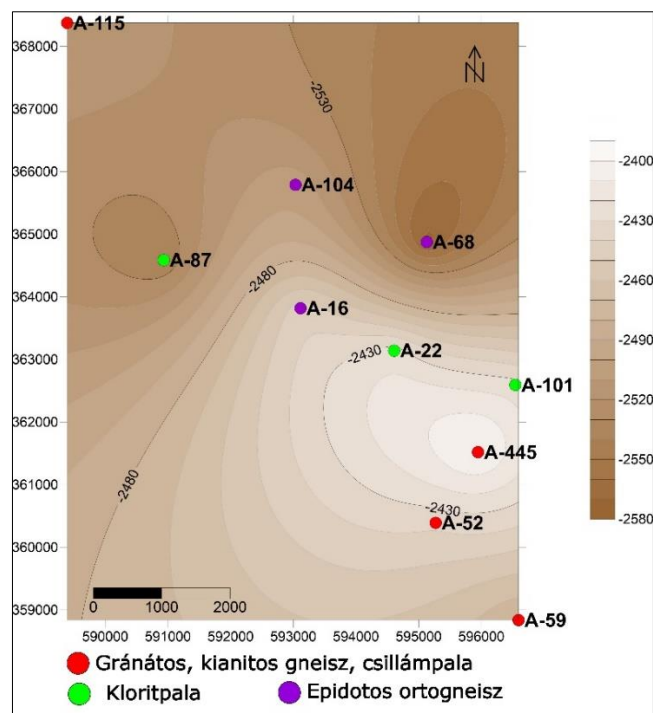
szalagok definiálnak. A megjelenő deformációs jegyek alapján (nyírt, milonitos földpát σ -klasztok) milonitosodáson is átesett a kőzet.

3. Kloritpala

A magmás eredetű protolittal rendelkező kőzet fő ásványfázisai a kvarc és a klorit, gyakran megjelenik a biotit, ritkábban a káliföldpát is. Akcesszóriaként találkozhatunk rutillal, és az általa körbeölelt titanittal, apatittal. Helyenként megjelenik nagyobb mennyiségű kalcit, sziderit, epidot. A kőzet szövete lepidoblasztos, szerkezete palás.

A fő palássági síkot (S1) a kloritkötegek jelölik ki, melyeket esetenként biotit szegélyez. Emellett ezen kötegek mentén irányítottan találhatóak a prizmás, idiomorf epidot szemcsék és a sziderit aggregátumok, valamint a kalcit lencsék. A foliációs síkok között hintetten, nem deformált, sajátalakú oxid és szulfid érc ásványok (magnetit, pirit, kalkopirit) jelennek meg.

A kloritot helyettesítő biotit egy progresszív, zöldpala fáciesű eseményt mutat, továbbá a foliációs síkok között és azok mentén található ásványfázisok egy S1 foliációhoz képest posztkinematikus metasztatikus felülbélyegzést jeleznek. Ezentúl a fő palássági sík mikroyűrődésével keletkezett krenulációs klivázs is megfigyelhető a legtöbb mintában, mely egy a metasztatikus hatás utáni, nyírással együtt járó második deformációs fázis létreengedését követelheti.



6. ábra: A vizsgált kutak elhelyezkedése a területen, megjelenítve az előzetesen hozzájuk kapcsolt közettípusokat (forrás: saját szerkesztés)

4. Eszközök, módszerek

4.1. Lyukgeofizikai mérési módszerek

A vizsgált kutakban végzett, az elemzéshez felhasznált karotázs szelvények a természetes gamma, a természetes (/spontán) potenciál, a neutron gamma porozitás, az ellenállás, a mikrogradiens és a mikropotenciál voltak.

4.1.1. Természetes gamma (GR)

A természetes gamma szelvényt az egyes rezervoárok vastagságának meghatározására, agyagtartalom becslésére, a fúrások közötti korrelációra és litológiai térképezésre használják [2]. A szelvények használhatók fúrások közötti rétegkorrelációra, üledékes sorozatok tagolására, továbbá közvetve érzékeny a szemcseátmérőre is. Könnyű mérhetősége miatt pedig a mélységegyeztetés referenciaszelvénye is lehet (BALÁZS 2013).

A mérés azon alapszik, hogy a földkéreg felépítő kőzetek ásványai több hosszúfelezési idejű izotópot is tartalmaznak. Ezek közül a legjelentősebbek a ^{40}K izotóp, valamint a ^{232}Th és a ^{238}U bomlási sorai. A szelvényezés során a radioaktív bomlások után gerjesztett állapotban lévő atommagok által kibocsátott gamma fotonokat

detektálják a szondával, mert ennek a sugárzásnak kellően nagy az áthatoló képessége. A ^{40}K -nek a felezési ideje $1,248 \cdot 10^9$ év. Többféleképpen is képes bomlani, de geofizikai szempontból az elektronbefogással történő bomlása a fontos, mert ezt egy jól követhető gamma foton kibocsátás követi. A ^{238}U és ^{232}Th nagytömegű atommagok alfa- és béta-bomlások során alakulnak át stabil leányelemekké, mely leányelemek a bomlást követően gamma fotonokat bocsátanak ki megfelelő gyakorisággal. Mivel az izotópok előfordulása az egyes ásványok kémiai összetételétől függ, ezért eloszlásuk nem egyenletes a kőzetekben (BALÁZS 2013).

A GR szelvénnel tehát információkat kaphatunk a kőzetek keletkezésével, utólagos átalakulásaival kapcsolatban (BALÁZS 2013). Fontos megjegyezni, hogy a spektrális természetes gammaméréssel még e három radioaktív izotóp hozzájárulását is el tudják különíteni a teljes mérhető sugárzáshoz [2], ezzel tovább pontosítva a litológiai azonosítást (BALÁZS 2013).

A GR mérések abszolút egysége az API, mely rendszert standard kőzetmintáknál mérhető intenzitás alapján hoztak létre. Ezzel lehetővé vált a szondák egységes kalibrálása. Ennek eredményeként már az egyes kőzettípusokhoz köthető abszolút intenzitás is elemezhető, nemcsak az egymáshoz viszonyított relatív változások (BALÁZS 2013). Az alábbi táblázatban néhány kőzettípus és a hozzá kapcsolódó API érték látható (1. táblázat).

Kőzettípus	GR érték (API)	Kőzettípus	GR érték (API)
Homokkő	10-20	Mészkö	5-10
Dolomit	10-20	Agyagkő	80-140
Kőszén	0	Szilvinit	500

1. táblázat: Mért GR értékek API-ban egyes kőzettípusoknál [2]

A természetes gamma szelvény jól használható agyagtartalmú impermeábilis és agyagot nem tartalmazó, lehetséges rezervoár rétegek azonosítására. Mivel a legtöbb agyagásvány rácsszerkezetében előfordul a káliumion, így az agyagkövek, agyagpalák nagy GR értéket mutatnak. Ezzel ellentétben a tározókőzetek leggyakoribb ásványai (kvarc, kalcit, dolomit) tiszta állapotban nem tartalmaznak K^+ -iont, így náluk kis GR értékek mérhetőek. Azonban, ha nem tiszta agyag-homok szekvenciáról van szó, akkor figyelembe kell venni egyéb tényezőket is. Például a szénkőzetek vagy az evaporitok is alacsony GR értéket generálnak, mégse rezervoárokat jelölnek ezen értékek. Homokokban is előfordulhatnak például csillámok vagy földpátok, melyek káliumtartalmuk miatt radioaktívak és magas GR értéket eredményeznek, azonban

jelenlétük nem rontja a tározói tulajdonságokat [2]. Az általam vizsgált metamorf kőzeteknél is jelentkezhetnek nagy gammaértékek abban az esetben, ha az adott kőzetnek magas a ^{40}K , ^{232}Th , ^{238}U izotóp tartalma (pl.: metapélitokban gyakoriak a K-tartalmú csillámok, U/Th-tartalmú gránit utáni gneisz).

4.1.2. Természetes potenciál (SP)

Az SP módszer egy nagyon egyszerű mérés, melyet a tározó vastagságának meghatározására, a formációvíz ellenállásának becslésére, illetve permeabilitásjelzőként használnak elsődlegesen [2].

A mérés során egy elektródával egy felszíni referenciaponthoz képest mérjük a mélységtől függő természetes forrású egyenáramú tér fűrőlyukbeli feszültségét. Ennek a mért potenciálkülönbségnek a döntő hányada a fűrőiszap (iszap filtrátum) és a rétegvizek eltérő ionkoncentrációból ered. Ezen eltérő koncentrációk kiegyenlítődnének iondiffúzió révén, azonban ez a folyamat különféle mechanizmusok (elektrokémiai effektusok) következményeként lokális pozitív, illetve negatív töltésszétválasztáshoz vezet, azaz feszültséget generál (BALÁZS 2013).

Két lényeges töltésszétválasztási mechanizmus van jelen. Az egyik maga az iondiffúzió folyamata, mely az SP diffúziós potenciál (E_d) komponenséért felelős. Ez a rétegvíz és az iszapból felé haladó filtrátum találkozásánál tud kialakulni abban az esetben, ha a kationok és az anionok mozgékonyasága eltérő. Például a rétegvizek két leggyakoribb ionja a Cl^- és a Na^+ , melyek közül az előbbi mozgékonyabb. Ezáltal hígabb oldatban a Cl^- ionok, míg a koncentráltabbban a Na^+ ionok relatív feldúsulására számíthatunk. Másik lényeges összetevő a membrán potenciál (E_m). Ez azért alakul ki, mert az agyag szemben lévő oldalain különböző ionkoncentrációjú oldatok találhatók. Ilyenkor az agyag féligáteresztő réteggént funkcionál, azaz a nagyobb koncentrációjú hely felől a Na-ionokat átengedi, a Cl-ionokat viszont nem. A két potenciál ellentétes előjelű, összegük adja a teljes elektrokémiai potenciált (E_c), összefoglalva Nernst potenciáloknak szokták őket nevezni. Értékük megadható a pórúsvíz (R_w) és az iszapfiltrátum (R_{mf}) fajlagos ellenállása (vagy az ionkoncentrációk) arányában (1. képlet):

$$E_c = E_d - E_m = -K * \log\left(\frac{R_{mf}}{R_w}\right) \quad (1. \text{ képlet})$$

,ahol K a hőmérséklettől függő állandó (PETŐ ÉS VASS 2009).

Érdemes tudni, hogy az SP szelvény általában nem abszolút feszültséget mutat, hanem csak a feszültségváltozást. A szondát nem kell kalibrálni, csupán csak a felszíni referenciaponttal való zavartalan kapcsolatot kell biztosítani, és a lehetőségekhez mérten kiszűrni a mérést zavaró egyéb hatásokat [2].

A szelvény értelmezésekor fontos kijelölni az agyag bázis-vonalat, mert az SP kitéréseket ehhez viszonyítják. Ez a vonal az agyagokkal szembeni kitéréseket köti össze egy egyenessel, mivel az agyagok közel azonos összetételűek (PETŐ ÉS VASS 2009). Az agyag bázis-vonal rendszerint nem függőleges képet mutat a szelvényen, hanem valamelyik irányba kicsit dől [2]. Tehát ha a görbe eltér az agyag bázis-vonaltól, akkor abból az adott réteg agyagosságára, annak változására lehet következtetni. Minél agyagosabb egy réteg, annál inkább pozitívabb anomália mutatkozik, negatív anomália pedig a kevésbé agyagos, homokosabb rétegeknél jelentkezik. Azaz az SP szelvény egy jó módszer a permeábilis, porózus és az impermeábilis rétegek elkülönítésére, ezeknek a határai pedig a szelvény inflexiós pontjai (PETŐ ÉS VASS 2009).

E módszer alkalmas továbbá az agyagtartalom (V_{sh}) becslésére is a következő képlet szerint (2. képlet):

$$V_{sh} \approx 1 - \frac{SP}{SSP} \text{ (2. képlet)}$$

, ahol SP a mért érték; SSP pedig a maximális eltérés a permeábilis zónánál az agyag bázis-vonalhoz képest. Ez az ún. sztatikus SP (BALÁZS 2013).

Az SP szelvény továbbá alkalmas a rétegvíz sótartalmának megismerésére is. Amennyiben a kitérés negatív, akkor a rétegvíz sósabb, mint a fúróiszap; ha a kitérés pozitív, akkor a fúróiszap magasabb sótartalmú; ha a rétegvíz és az iszap sókoncentrációja pedig közel azonos, akkor nem mérhető SP kitérés [2]. Ez utóbbi esetben a szelvény a különböző rétegek elkülönítésére alkalmatlan (PETŐ ÉS VASS 2009).

4.1.3. Neutron gamma porozitás (NG)

A neutron mérések során a neutronforrás körül kialakuló neutronfluxus-eloszlásból közvetve következtethetünk kőzetösszetételre. Így ezen méréseket porozitás, illetve litológia meghatározására használják elsősorban (BALÁZS 2013).

A neutronok semleges töltésű, a proton tömegével közel azonos tömegű, magaktív részecskék. Az egyes neutronokat osztályozzák aszerint, hogy mekkora az energiájuk. Eszerint a geofizikában az alábbi csoportosítás használatos: a 100 keV feletti energiával

rendelkező neutronok a gyors neutronok, a 100 keV és 100 eV közöttiek a közepes energiájúak, a 100 eV és 0,1 eV közöttiek az epitermikusak, a 0,1 eV alattiak pedig a termikus neutronok. Ez utóbbi két csoportot összefoglaló néven lassú neutronoknak is szokták hívni (PETŐ ÉS VASS 2009).

A forrásból kilépő neutronok energiája detektálásukig vagy a közegbeli adszorpcióig 7–8 nagyságrendet csökken. Ez a különböző szórási folyamatoknak köszönhető, azonban nemcsak a kölcsönhatások számának létrejötte fontos a neutronter kialakításában, hanem az is, hogy adott típusú atommaggal való ütközés során mekkora a neutron energiavesztesége. E két tényező együttesen határozza meg egy közeg lassítási képességét, azaz, hogy a közeg mennyire moderál. A moderáció akkor a leghatékonyabb, ha a neutronok közel azonos tömegű atommagokkal ütköznek (centrális ütközésnél ilyen esetben akár teljes energiájukat is elveszthetik). Ez legjobban a hidrogénnél teljesül, mely közel ugyanakkora tömegű, mint egy neutron. Nagyobb hidrogéntartalomnál a termalizáció gyorsabb, így a neutronfluxustér kialakításában jelentős szerepe van a kőzetek hidrogénkoncentrációjának. Mivel a kőzetek hidrogéntartalma pedig a pórufolyadékokhoz kötődik elsősorban, így a neutronmérések alkalmasak porozitás meghatározására (BALÁZS 2013).

A méréseknél a szondákat a vízzel telített pórusterű mészköre kalibrálják, tehát pontos porozitás értékek csak ilyen formációknál mérhetőek. Bármilyen más típusú kőzet vagy fluidum esetében korrekció szükséges, noha tiszta olajjal vagy vízzel telített homokkővek esetében ez elenyésző és a kapott érték elfogadható közelítő becslésnek. Gáz vagy agyag jelenléte nagy eltérést okoz a mért és a valós porozitás között. Gáztartalmú kőzeteknél kis porozitás mérhető a viszonylag alacsony hidrogéntartalom miatt, noha jelentős mennyiségű pórustér van jelen. Ezzel ellentétben olyan kőzeteknél, melyeknek a kristályszerkezetükben OH csoportok találhatóak, például az agyagoknál, nagy porozitás mérhető, mégse feltétlenül jó rezervoárok e kőzettestek [2]. Gipszcsíkoknál ugyancsak nagy porozitás mérhető (50%), míg evaporitoknál a Cl adszorpció hatása következtében kicsi értékek jelentkeznek (BALÁZS 2013).

A zavaró hatások kiküszöbölésére gyakran használják együtt a neutron módszert egyéb szelvényekkel, mint például sűrűség vagy az akusztikus intervallumidő szelvénnel. Ezen szelvények önálló használata különös odafigyelést és szakmai felkészültséget igényel [2].

4.1.4. Ellenállás (RT)

Az egyes rétegek fajlagos ellenállásának (RT: „true resistivity”) mérése kiemelt fontosságú a mélyfúrási geofizikában, mivel viszonylag nagy behatolási mélysége lehetővé teszi a nem bolygatott zóna vizsgálatát is. Elsődlegesen szénhidrogén telítettség meghatározására, permeabilitás, porozitás, pórusszerkezet, víztelítettség, pórusvíz ionkoncentráció meghatározásra használják. Ez az egyetlen módszer, mellyel meghatározható a fúrólyuktól távoli zóna víztelítettsége. Fontos azonban megjegyezni, hogy mivel a szonda behatolási mélysége nagy, ebből kifolyólag laterális felbontóképessége kicsi, a vékony rétegek elvesznek a szolgáltatott jelen (BALÁZS 2013).

A mérés során nagyfrekvenciás váltakozó áramot vezetnek keresztül a szondában található tekercseken, mely mágneses teret indukál. Ez az indukált mágneses tér a környező közettestekben elektromos áramot gerjeszt, ami feszültségként jelentkezik a vevőtekercseken. Ez a mérhető feszültség pedig arányos az egyes litológiák vezetőképességével, így annak reciprokával, a fajlagos ellenállással is [2].

Fontos tudni, hogy az indukciós mérések alacsony ellenállású képződményekben és nagy ellenállású iszappal (vagy nem vezető közeggel, például levegővel) fúrt kutakban működnek a legjobban. Ebben a helyzetben az indukciós jelhez a legnagyobb mértékben a vizsgált formáció járul hozzá, mivel az indukált áram erőssége a formáció vezetőképességének függvénye [2]. Azonban ha a vizsgált közet fajlagos ellenállása nagy, akkor a bebocsájtott áram az áramvonalak megtörése miatt jórészt a fúrólyukban folyik. Ez úgy ellensúlyozható, ha olyan áramteret állítunk elő, mely a lyukfalra merőleges, azaz az ekvipotenciális felületek a potenciáltérben közel párhuzamosan futnak a lyukfallal. Ezt segédelektrodákkal érik el, így létrehozva egy fókuszált áramteret. Az így kivitelezett szondákat hívják laterologoknak, melyeknek elvét Doll dolgozta ki 1951-ben (BALÁZS 2013).

Azt, hogy a fajlagos ellenállás mérése indukciós vagy laterolog módszerrel történik, elsősorban az iszap sótartalma, valamint az iszap és a formáció ellenállása közötti kontraszt befolyásolja. Általános szabályként elmondható olyan intervallumokban, ahol a porozitás nagyobb, mint 13%, az indukciót részesítjük előnyben, ha a fúróiszap ellenállásának (R_{mf}) és formációvíz ellenállásának (R_w) aránya nagyobb, mint 2 ($R_{mf}/R_w > 2$) [2].

Általánosságban elmondható, hogy az agyagok fajlagos ellenállása kisebb értékeket, míg a homokoké nagyobb értékeket vesz fel [2].

4.1.5. Mikrologok (MLPO és MLGR)

A geofizikai szelvényezés során végezhetőek potenciál, illetve gradiens mérések is. A potenciál mérések során két elektróda közötti, a valóságban egy távolabb elhelyezett referenciaponthoz képesti feszültség, potenciál mérése történik. Homogén rétegek képe a generált jelen szimmetrikus. Gradiens szondánál három elektródával a potenciáltér változásait mérik. Képe aszimmetrikus, az elektródák elhelyezkedésétől függően vagy a rétegek tetejénél, vagy pedig azok aljánál jelentősen nagyobb értéket mutat a valósnál (tető vagy talp szonda). A tényleges fajlagos ellenállást e túllövés előtti értékek közelítik a legjobban (BALÁZS 2013).

Abban az esetben, ha a lyukfalhoz szorított, egymástól néhány centiméterre elhelyezkedő gombelektródákkal történik a mérés, mikroszondákról beszélünk. Ezen elektródák megfelelő elhelyezésével lehetővé válnak a mikrogradiens (MLGR) és a mikropotenciál (MLPO) mérések. Ezek olyan kis behatolású eljárások, melyek közvetlenül a fúrólyukfal környezetéből származó információkat mérik. Fő feladatuk az iszaplepeny, ezáltal a permeábilis rétegek finom kimutatása. Mivel behatolási mélységük csak néhány centiméter, laterális felbontóképességük igen nagy, nagyon vékony rétegeket is képesek jelezni a generált szelvényen (BALÁZS 2013).

A fókuszált áramterű kialakítás, azaz a laterolog eljárás a mikroszondáknál is használatos. Ebben az esetben a szondák kevésbé érzékenyek az iszaplepeny hatásra, a mért értékek megbízhatóan használhatóak a kisépért zóna vizsgálatára (BALÁZS 2013).

4.2. Adatfeldolgozási eljárás – diszkriminancia analízis

A kapott karotázs szelvények adatait diszkriminancia analízissel dolgoztam fel.

A diszkriminancia analízis egy regressziós elemzés, melyet először az 1930-as években alkalmaztak. Ezen statisztikai technika során a vizsgált objektumok *a priori* osztályokba kerülnek besorolásra. Elsősorban olyan osztályozásokra használatos, ahol a függő változók minőségi formában jelennek meg. Ennek érdekében a folyamat első lépése az egymástól világosan elkülönülő csoportok létrehozása (ALTMAN 1968). Az előre definiált osztályok valamilyen külső szempontrendszer szerint kerülnek meghatározásra. A csoportok száma 2 vagy több lehet. Az osztályok létrehozása és az objektumokról való változók szerinti adatgyűjtés után történik a diszkriminálás. Az eljárás folyamán olyan, egymással lineárisan nem korreláló új tengelyek megtalálása a cél, melyek a csoportok közötti különbséget maximálisan magyarázzák. Tehát ennél az eljárásnál nem az egyes csoportokon belüli variancia vizsgálata történik, hanem a

lehető legjobban diszkrimináló változók megkeresése a cél. A módszernek a maximális hatékonysággal kell a csoportok közötti különbséget magyarázni. A diszkriminancia-elemzésben ezt a magyarázatot ún. kanonikus változók adják meg. A kanonikus változók olyan mesterséges változók, melyek eredeti változócsoportokat írnak le. Az eredeti változók csoportokba sorolhatóak oly módon, hogy az egyes csoportokban található változók lineáris kombinációi egymással valamilyen mértékben korreláljanak. Az így kapott új változók a kanonikus változók, az általuk meghatározott tengelyek a kanonikus tengelyek. Diszkriminancia elemzés során tehát olyan kanonikus változók keresése a cél, melyek teljes mértékben diszkriminálják az objektumainkat az a priori csoportokba, azaz az egyes tengelyek lehetőleg lineárisan korrelálatlanok legyenek. Egy adathalmazon való diszkriminancia-elemzés hatékony elvégzéséhez $k-1$ kanonikus változó elegendő, ahol k az a priori csoportok számát jelöli, feltéve, hogy ezen osztályok száma kisebb, mint az eredeti változóké. Fontos továbbá az is, hogy az adatokat szolgáltató objektumaink számát ne haladja meg az eredeti változók száma (PODANI 1997). A kapott diszkriminancia függvény érvényessége és a túltanulás elkerülése érdekében szokásos a mintacsoportot tanuló és nem tanuló, tesztelő alcsoportokra bontani. Ennek eredményeképpen az elemzés nem a megadott adatbázis sajátosságaira, hanem az általános problémára keres megoldást. Fontos továbbá megadni azt a „cut-off” pontot, másnéven küszöbértéket, amelynél a modell elvégzi az osztályok elválasztását. Az előbbieken felsoroltaknak köszönhetően egy helyesen felállított diszkriminancia függvény lehetővé teszi új objektumok osztályokba való besorolását is (BENYOVSZKI & KIBÉDI 2008).

A diszkriminancia analízis legnagyobb előnye talán abban rejlik, hogy az elemzés során nem az objektumok egyedi jellemzőit vizsgálja egymás után, hanem azok teljes változóprofilját egyidejűleg, miközben a tulajdonságok közötti kölcsönhatásokat is figyelembe veszi. Mindemellett előnyként említhető meg a már részben érintett dimenzió-csökkentés is, azaz az, hogy az előre meghatározott csoportok számánál eggyel kevesebb mesterséges változóval képes maximális diszkriminációt végezni (ALTMAN 1968).

5. Eredmények

Az általam készített diszkriminancia analízist az IBM SPSS Statistics (Version 25.0) nevű statisztikai szoftvercsomagban végeztem. Az *a priori* csoportok száma 3 volt, a változók száma 6 (természetes gamma (GR), spontán potenciál (SP), neutron porozitás

(NG), ellenállás (RT), mikrologok – gradiens (MLGR) és potenciál (MLPO)). Az egyes kutakban 20 cm-es felbontással készültek geofizikai mérések, így az adatpontok eredeti száma 1550 volt, melyből a mélyfúrási maggal rendelkező 227 mélységszakasz alkotta a tanulási adatbázist. Ezek után az egyes változókra hisztogramokat készítettem, melynek eredményeképp kitűnt, hogy voltak nagyon kiugró értékek, melyeket megkeresve egyértelművé vált, hogy azok hibás méréseknek az eredményei, így azokat az értékeket eltávolítottam az adatmátrixból.

A továbbiakban a tanulási adatbázis alapján készítettem hisztogramokat, melyek alapján az ellenállás és a mikropotenciál lognormális eloszlást mutatott. A lineáris diszkriminancia analízis szempontjából az ilyen eloszlást mutató változók nem feltétlenül megfelelőek, ezért ezeknek a 10-es alapú logaritmusát vettem, melynek köszönhetően már közel szimmetrikus eloszlást lehetett kapni. Az egyes változókról így már minden esetben 3 modulusú, közel szimmetrikus eloszlást mutató oszlopdiagramok álltak rendelkezésre. Ez a 3 modulusú eloszlás alátámasztja azt az előzetes ismeretet, hogy a vizsgált kutakban három egymástól elkülönülő litológia található.

5.1. A litológiák leírása

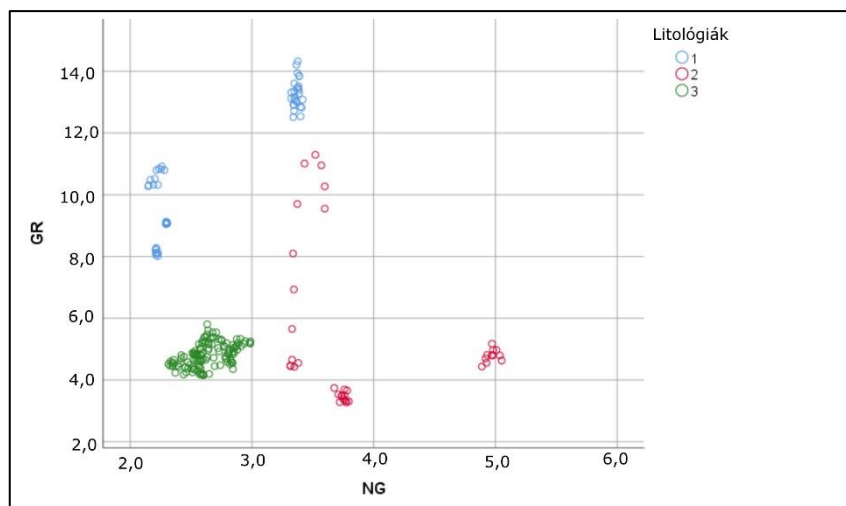
Ezt követően cross-plot diagramokat szerkesztettem az egyes változók kapcsolatának feltüntetésére. Ennek eredményeképpen újra három, egymástól egyértelműen elkülönülő csoport volt felfedezhető, melyek megfeleltethetők a három litológiai típusnak. Az egyes csoportokat az alábbiak szerint lehet jellemezni.

1. Az első esetben a mérések eredményeinek eloszlásából egy heterogén közettípusra következtethetünk. Jellemző rá a magas GR érték (7. ábra), ami az U, Th, K izotópok nagy koncentrációjára utal. Mivel tudjuk, hogy a mérések a metamorf aljzatban zajlottak és egyes metamorf kőzetekben gyakoriak a K-tartalmú csillámok, ezért feltételezhetjük, hogy a magas GR értéket esetleg ezeknek az ásványoknak a jelenléte okozza, emellett pedig a jelen lévő K-földpátok is hozzájárulhatnak a nagy GR értékhez. Arról sem szabad azonban megfeledkeznünk, hogy egy esetleges retrográd átalakulás, a törések, kiemelkedések hatására fellazult palássági síkok mentén beszivárgó víz okozhatja az agyagásványok (illit) megjelenését a földpátok mállása következtében, mely szintén jelentős mennyiségű káliumot tartalmaz, ezzel hozzájárulva a természetes gamma intenzitáshoz. Emellett alacsony NG értékkel jellemezhető a közettípus (7. ábra). A neutron porozitás mérési módszeréből kifolyólag ez az alacsony érték

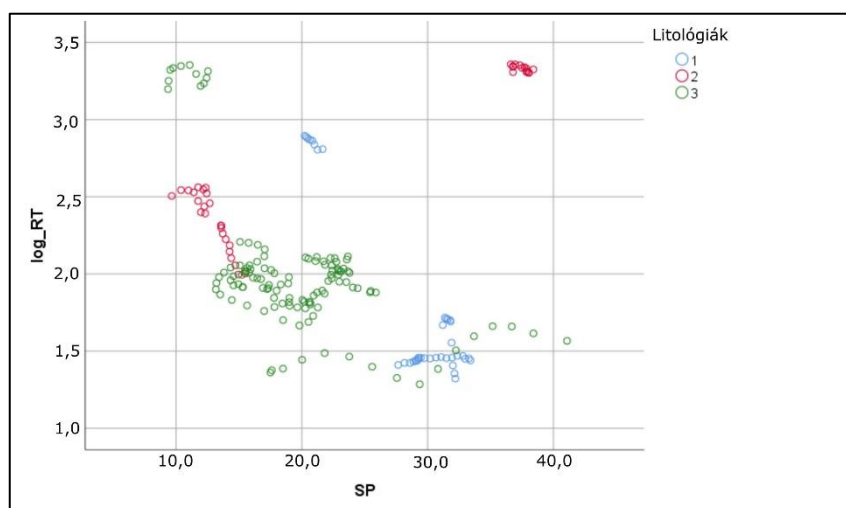
viszont pont, hogy nagy porozitás értéket jelent. Ugyanakkor metamorf kőzeteknél kevésbé a porozitás, sokkal inkább a kőzetek H-tartalma járul hozzá a neutron porozitás mért értékeihez. A mért NG érték származhat a kőzetet felépítő ásványok, az előbb már említett csillámok rácsaiban található OH-csoportok jelenlétéből. Azonban itt is meg kell említeni a már előbb tárgyalt lehetőséget, ugyanis a palássági síkok fellazulásával nő az adott kőzet porozitása, vagyis ez is okozhatja a kis NG értéket. A kőzettípus fajlagos ellenállás értékeinek nagyrésze alacsony, spontán potenciálja magasabbnak mondható (8. ábra).

2. A második kőzettípusnál egy még jobban heterogén felépítés állapítható meg. GR és NG értékeit megvizsgálva megállapítható, hogy alacsonyabb GR, de magasabb NG értékekkel rendelkezik, mint az első kőzettípus (7. ábra). Az előző, csillámtartalmon alapuló gondolatmenetre építve mindkét változó a kevesebb csillámtartalmat támasztja alá. Fajlagos ellenállása magas. Ez az előzőhöz képest magasabb ellenállásérték származhat a GR és NG értékek alapján következtetett kevesebb csillámtartalomból. Metamorf kőzeteknél a foliáció egyik leggyakoribb típusa az, amikor a filloszilikátok egymással párhuzamosan, irányítottan helyezkednek el, így palásságot létrehozva, ugyanakkor ebben az esetben a kevesebb csillám rosszabb behatolású foliációt eredményez, mely következtében kevesebb „fluidumvezető sáv” van, így nagyobb lesz a kőzet ellenállása. A magas RT értékből továbbá következik, hogy az SP görbe torzított lesz, melyet a spontán potenciál értékek alapján is láthatunk (nagyon szétszórtak) (8. ábra).

3. A harmadik kőzettípus nagy homogenitást mutat. Mind a GR, mind pedig NG értékei alacsonyak (7. ábra). Az alacsony GR értékek a K-tartalmú csillámok hiánya miatt lehetnek, ugyanakkor az igen alacsony NG értékek pedig a magas H-tartalomra utalnak, azaz a kristályok rácsaiban jelentős mennyiségű OH-csoportnak kell lennie, mely például a csillámokra jellemző. Fajlagos ellenállása legtöbb esetben közepes–alacsony (8. ábra), mely szintén a jól fejlett palásságra, és így a magas csillámtartalomra utal, ha követjük az első két esetben leírt felvetést. Erre a hármas kapcsolatra megoldást nyújt a klorit, ugyanis ez egy olyan csillám, mely nem tartalmaz káliumot, ráadásul több OH-csoport van a kristályrácsában, mint a legtöbb K-tartalmú csillámnak, és ezáltal a legalacsonyabb neutron porozitás értékre is választ kapunk. SP értékei leginkább közepesnek mondhatóak (8. ábra).



7. ábra: A három kőzettípus GR és NG értékeiről készült cross-plot diagramm
(forrás: saját szerkesztés)



8. ábra: A három kőzettípus log_RT és SP értékeiről készült cross-plot diagramm
(forrás: saját szerkesztés)

5.2. Tanulási adatbázis diszkriminancia analízise

Ezt követően a lineáris diszkriminancia analízist a maggal ismert szakaszokra végeztem el, melyek közül elsőnek azokat az eseteket tekintem át, amikor külön egy-egy litológia összehasonlító vizsgálatára került sor.

Az 1. és 2. litológia között egy kanonikus változó diszkriminál. A két típus közötti különbségért leginkább neutronporozitás, a mikrogradiens logaritmusa, illetve az ellenállás logaritmusa felel (2. táblázat, 1. függvény).

Kanonikus diszkriminancia függvény együtthatói	
D ₁₋₂	
log_RT	4,950
log_MLGR	5,208
GR	-,328
MLPO	-,299
NG	5,223
(Constant)	-28,213
Unstandardized coefficients	

2. táblázat: Az 1. és 2. litológia közötti diszkriminancia függvény változóinak együtthatói (forrás: saját elemzés)

$$D_{1-2} = 5,223 \cdot NG + 5,208 \cdot \log_MLGR + 4,950 \cdot \log_RT + (-0,299) \cdot MLPO + (-0,328) \cdot GR$$

1. függvény: Az 1. és 2. litológia közötti diszkriminancia függvény a 2. táblázat alapján

Ezek alapján megállapítható az, hogy a két közettípus különbségét alapvetően az OH-tartalmú ásványfázisok mennyisége (NG-ért felelős) és/vagy a kőzetekben található eltérő számú diszkontinuitás (törések, repedések), palássági síkok, esetlegesen a kiemelkedés hatására fellazult foliációs síkok mennyisége (az előbbieken felsoroltakban áramlásra képes pórusfluidumok miatt mind az NG-ért, mind az RT-ért felelősek) adja.

Érdemes még megjegyezni, hogy az ebben az esetben csoportosítatlannak tekintet, de egyébként a 3. típusú litológiába sorolt minták közül a legtöbbet, 90,2%-ot a függvény az első közettípusba sorolt (3. táblázat).

Csoportosítás eredménye				
Litológia		Jóslott csoport		Összesen
		1	2	
Eredetileg darab	1	51	0	51
	2	0	38	38
Csoportosítatlan elemek		101	11	112
%	1	100,0	,0	100,0
	2	,0	100,0	100,0
Csoportosítatlan elemek		90,2	9,8	100,0

Az eredetileg is csoportosított elemek 100%-osan helyesen lettek besorolva

3. táblázat: A tanulási adatbázis mintáinak csoportokba való besorolása a D_{1-2} függvény alapján (forrás: saját elemzés)

A 2. és 3. litológiát tekintve az előbbiekhöz hasonlóan ugyanúgy az ellenállás logaritmusa és a neutronporozitás okozza a variancia legnagyobb részét (4. táblázat, 2. függvény).

Kanonikus diszkriminancia függvény együtthatói	
D_{2-3}	
log_RT	5,463
log_MLGR	-1,152
GR	-,396
MLPO	-,109
NG	2,886
SP	-,058
(Constant)	-13,598
Unstandardized coefficients	

4. táblázat: A 2. és 3. litológia közötti diszkriminancia függvény változóinak együtthatói (forrás: saját elemzés)

$$D_{2-3} = 5,463 \cdot \log_RT + 2,886 \cdot NG + (-0,058) \cdot SP + (-0,109) \cdot MLPO + (-0,396) \cdot GR + (-1,152) \cdot \log_MLGR$$

2. függvény: A 2. és 3. litológia közötti diszkriminancia függvény a 4. táblázat alapján

Az első esetben már leírtakhoz hasonlóan itt is hasonló lehet a magyarázat, hogy miért ezek a paraméterek diszkriminálnak.

Itt is megjegyezhetjük, hogy az ebben az esetben csoportosítatlan, eredetileg 1-es litológiához tartozó mintákat kivétel nélkül mind a 3. csoportba sorolta a függvény (5. táblázat).

Csoportosítás eredménye				
Litológia		Jósolt csoport		Összesen
		2	3	
Eredetileg	darab			
	2	38	0	38
	3	0	112	112
	Csoportosítatlan elemek	0	29	29
	%			
	2	100,0	,0	100,0
	3	,0	100,0	100,0
	Csoportosítatlan elemek	,0	100,0	100,0
Az eredetileg is csoportosított elemek 100%-osan helyesen lettek besorolva				

5. táblázat: A tanulási adatbázis mintáinak csoportokba való besorolása a D_{2-3} függvény alapján (forrás: saját elemzés)

Az 1. és a 3. litológia vizsgálatánál a különbözőség meghatározásában szintén szerepet játszik az ellenállás logaritmusa, ugyanakkor az előző két esettel ellentétben e mellett a legfőbb szerepe nem a neutronporozitásnak, hanem a természetes gammának van (6. táblázat, 3. függvény).

Kanonikus diszkriminancia függvény együtthatói	
D_{1-3}	
GR	1,975
NG	-5,670
SP	,078
log_RT	2,747
log_MLGR	-1,175
(Constant)	-2,248
Unstandardized coefficients	

6. táblázat: Az 1. és 3. litológia közötti diszkriminancia függvény változóinak együtthatói (forrás: saját elemzés)

$$D_{1-3} = 2,747 \cdot \log_RT + 1,975 \cdot GR + 0,078 \cdot SP + (-1,175) \cdot \log_MLGR + (-5,670) \cdot NG$$

3. függvény: Az 1. és 3. litológia közötti diszkriminancia függvény a 6. táblázat alapján

Az ellenállás újbóli megjelenésének oka lehet az eltérő mértékű palásság, ezen síkok eltérő mértékű fellazulása (egyik palás kőzet már jobban át lehet alakulva, mint a másik), a különböző mértékű repedezettség, melyek mind-mind a fluidumvezetőképességet, és ezáltal az ellenállást befolyásolják. A neutronporozitás diszkrimináló jelentőségének lecsökkenése azt jelzi számunkra, hogy e két kőzettípus

OH-tartalmában jelentős különbségek nincsenek (első két esetben pont ezekben volt nagy különbség az NG jelentős szerepéből következően). Mindezek mellett, mivel az ellenállás ebben az esetben is erős diszkrimináló tényező, ugyanúgy, mint az első két esetben, ugyanakkor a neutronporozitás már nem az, így ebből akár arra is lehet következtetni, hogy a NG nem feltétlenül és elsősorban a pórusfluidum jelenlétére (mely befolyásolja az ellenállást), és így a kőzet repedezettségre utal, hanem az ásványok OH-tartalmára. A természetes gamma varianciát okozó megjelenését okozhatja a két kőzettípus eltérő U-, Th-, K-tartalmú ásványtartalma (csillámok; a már fentebb említett jobban fellazult palássági síkok mentén az intenzívebb agyagásványosodás). Ugyanakkor azt is érdemes megjegyezni, hogy a már többször említett esetlegesen fellazult palássági síkok és az azok mentén áramló fluidumok itt is okozhatnak neutronporozitásbeli különbséget, csak az most nem éri el azt a szintet, hogy erős diszkrimináló hatása legyen.

Együtt, mind a három kőzettípus diszkriminancia analízise alapján megállapítható, hogy ez esetben már két kanonikus változó diszkriminál. Az első és nagyobb varianciáért felelős változót (F_1) az ellenállás logaritmus, illetve a neutronporozitás befolyásolja leginkább. A második változónál (F_2) ezek mellé még belép a természetes gamma diszkrimináló szerepe is (7. táblázat, 4. függvény, 5. függvény).

Kanonikus diszkriminancia függvények együtthatói		
	F_1	F_2
log_RT	4,165	,977
log_MLGR	,060	-1,163
GR	-,407	,552
MLPO	-,129	,121
NG	3,423	1,406
(Constant)	-14,175	-10,040
Unstandardized coefficients		

7. táblázat: A litológiák közötti diszkriminancia függvények változóinak együtthatói (forrás: saját elemzés)

$$F_1 = 4,165 \cdot \log_RT + 3,423 \cdot NG + 0,60 \cdot \log_MLGR + (-0,129) \cdot MLPO + (-0,407) \cdot GR$$

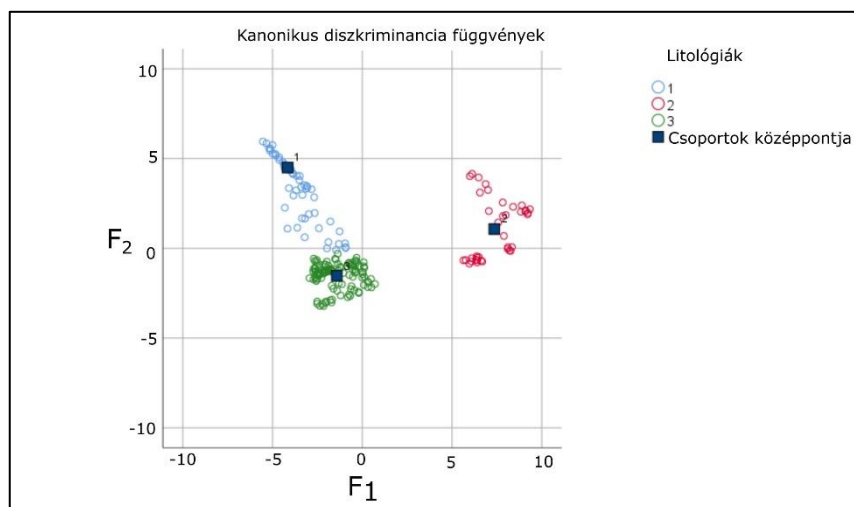
4. függvény: A litológiák közötti F_1 diszkriminancia függvény a 7. táblázat alapján

$$F_2 = 1,406 \cdot NG + 9,77 \cdot \log_RT + 0,552 \cdot GR + 0,121 \cdot MLPO + (-1,163) \cdot \log_MLGR$$

5. függvény: A litológiák közötti F_2 diszkriminancia függvény a 7. táblázat alapján

Megvizsgálva azt, hogy az egyes kőzettípusok között melyik változó tesz különbözőséget, megállapíthatjuk, hogy a külön-külön elvégzett diszkriminancia

analízisekkel megegyezően viselkedik a függvény. Az első és a második kőzettípus, illetve a második és a harmadik kőzettípus között az F_1 (NG és log_RT szerepe), míg az első és a harmadik litológia között az F_2 (GR jelentős szerepe is) diszkriminál (9. ábra).



9. ábra: A kőzettípusok mintáinak elhelyezkedése az F_1 - F_2 térben (forrás: saját elemzés)

Az eredeti csoportosítást némileg felülírva a függvény 11 db első litológiába tartozó elemet a harmadik kőzettípusba sorolt a mért paraméterek alapján (8. táblázat). Ez alapján, és az egyes esetekben tárgyaltak alapján az mondható, hogy az első és a harmadik kőzettípus hasonlít egymásra, míg a második kőzettípus egy ezektől lényegesen eltérő litológiát képvisel.

Csoportosítás eredménye					
Litológia		Jóslt csoport			Összesen
		1	2	3	
Eredetileg	darab				
	1	40	0	11	51
	2	0	38	0	38
	3	0	0	112	112

8. táblázat: A tanulási adatbázis mintáinak csoportokba való besorolása az F_1 és az F_2 függvények alapján (forrás: saját elemzés)

Ennek ismeretében a hibásan besorolt, a tanítási adatbázist képező adatpontokat eltávolítottam a mintából. Erre újonnan elvégeztem a diszkriminancia analízist, mely az előbbieken bemutatott kanonikus változókon szignifikánsan nem változtatott, a varianciákat meghatározó változók ugyanazok maradtak. Így tehát kialakult a végleges adatfelhő, mely 216 tanulási, összesen 1139 adatpontból állt.

Érdemes megjegyezni, hogy a MLGR és a MLPO — mivel kis behatolásúak — így vékony rétegek detektálására alkalmasak inkább, ráadásul alapvetően inkább

iszaplepeny vizsgálatára szokás őket alkalmazni, a kisépért zóna ellenállásmérésére nem használhatóak. Ebből kifolyólag ezen litológiák jellemzésére kevésbé megfelelőek.

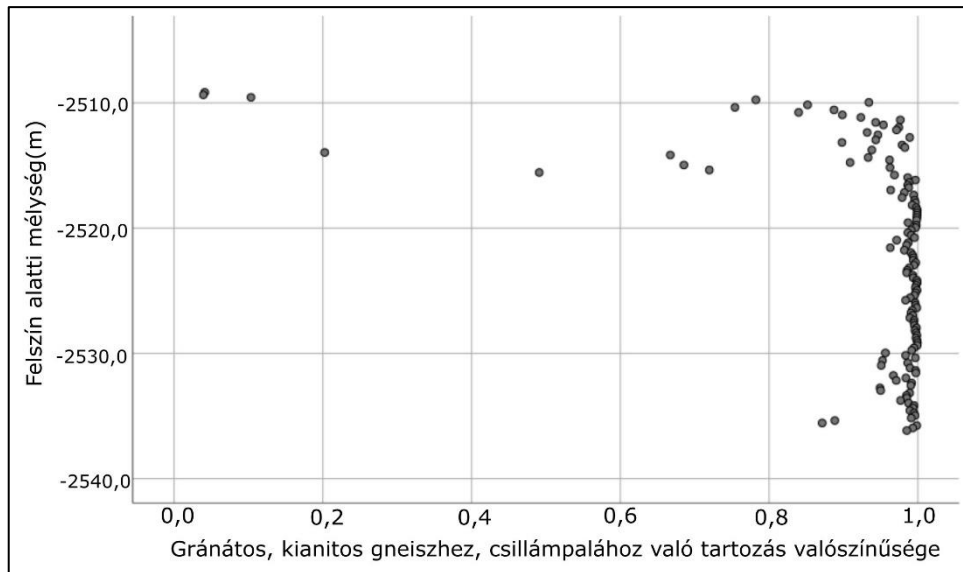
Az előzőekben ismertetett három litológia a geofizikai adatokból származó jellemzés nyomán megfeleltethető a 4. fejezetben, M. TÓTH & KONDOR (2022) munkája alapján felsorolt, a vizsgált kutakban megtalálható közettípusoknak. Az első, K-tartalmú csillámokat tartalmazó, alacsony ellenállásértékekkel jellemezhető közettípus a gránátos, kianitos gneiszt, csillámpalát képviseli; a második litológia, mely feltehetően alacsonyabb csillámtartalommal bír (alacsonyabb GR, magasabb NG értékek miatt) magas ellenállásértékek mellett az epidotos ortogneisz megfelelője; a harmadik csoportba besorolható, az első csoporttól GR értékeiben jelentősen különböző esetek pedig a kloritpalát jelentik számunkra.

5.3. Kutankénti vizsgálat

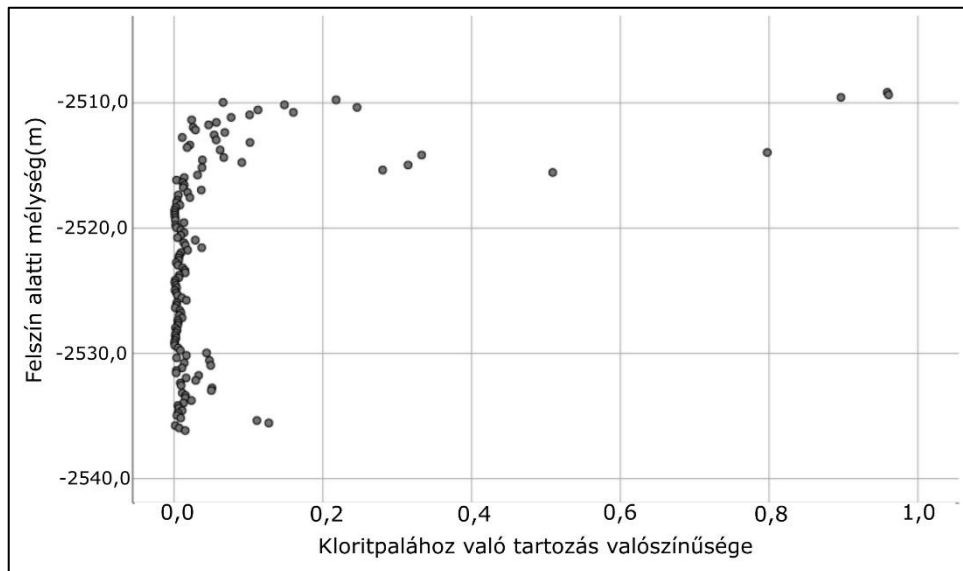
A tanító kutakkal megkapott diszkriminancia függvényeket felhasználva immár el lehetett végezni az egyes kutak maggal nem ismert szakaszainak is a litológiákba való besorolását. Az előzetes ismeretek alapján gránátos, kianitos gneiszt és csillámpalát az A-115, A-445, A-52, A-59; epidotos ortogneiszt az A-16, A-68, A-104; kloritpalát pedig az A-22, A-87 és az A-101 kutak tartalmaztak. Az egyes kutakra elvégzett elemzés eredménye és az ez alapján felállított elméleti közetoszlopok az alább láthatóak.

A-115:

Már korábban is láthattuk a gránátos, kianitos gneisz, csillámpala és a kloritpala nagyfokú hasonlóságát az adatokban. Ennek megfelelően az A-115-ös kút esetében is ez a két típus merül fel. Az adatok többsége nagy valószínűséggel a gránátos, kianitos gneiszhez, csillámpalához tartozik, azonban jó néhány pont nem elhanyagolható valószínűséggel inkább a kloritpalához. Olyannyira igaz ez, hogy némely pontban ez utóbbi csoporthoz való tartozás valószínűsége meghaladja a 0,5-es „cut-off” értéket, ezáltal a függvény e csoportba sorolja ezen elemeket (10. ábra, 11. ábra).

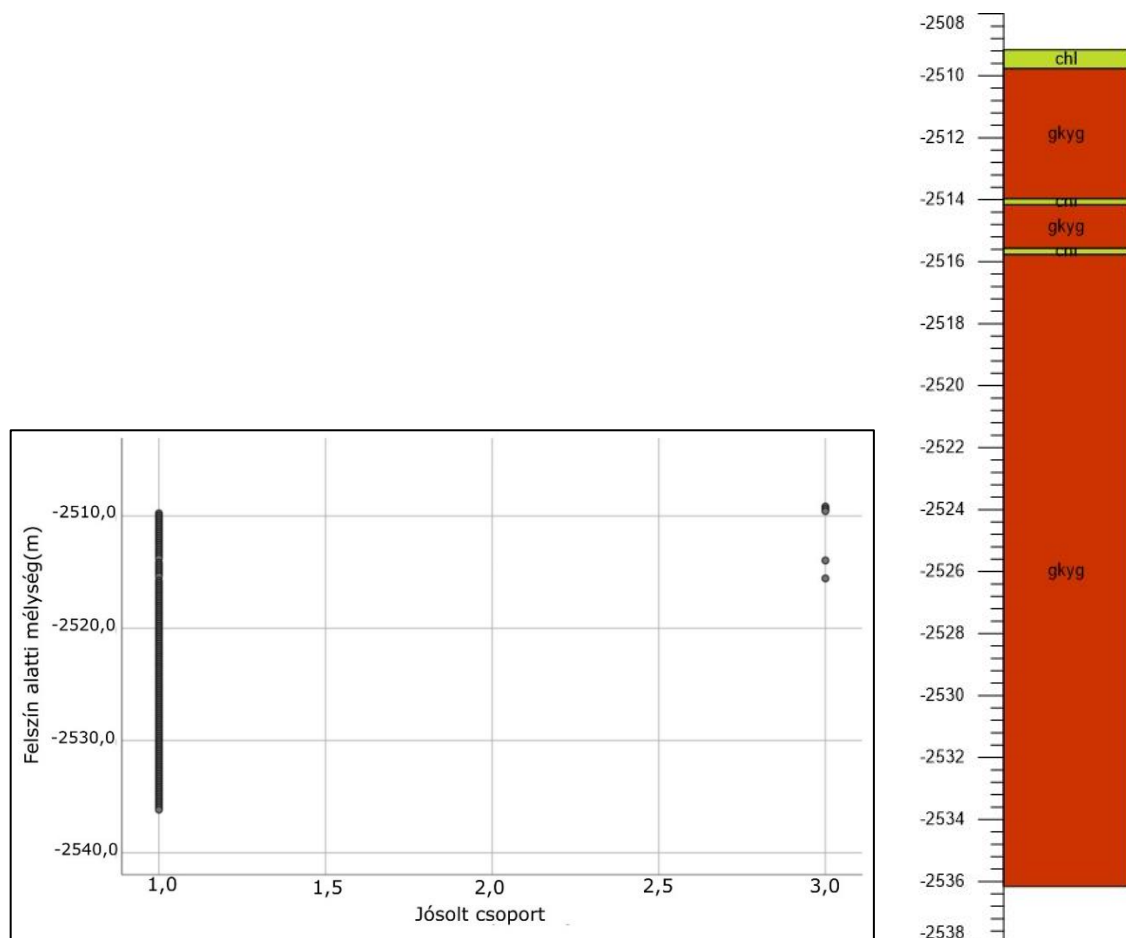


10. ábra: A gránátos, kianitos gneiszbe, csillámpalába való tartozás valószínűsége az A-115-ös kút esetében (forrás: saját elemzés)



11. ábra: A kloritpalába való tartozás valószínűsége az A-115-ös kút esetében (forrás: saját elemzés)

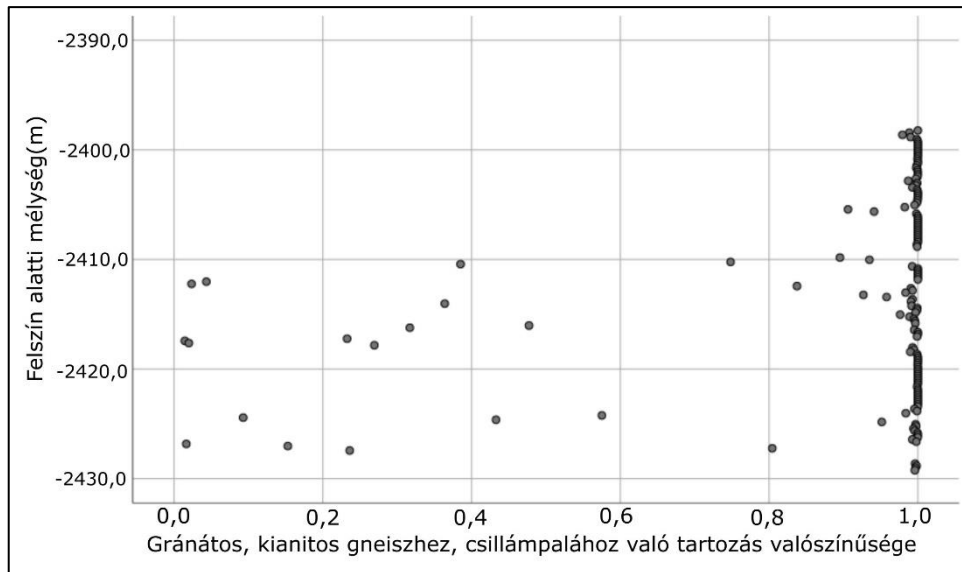
Ez alapján a kút mentén nagyrészt gránátos, kianitos gneisz, csillámpala található, azonban a felsőbb részeken csekély vastagságban ugyan, de megjelennek kloritosabb, inkább kloritpalát képviselő szakaszok is (12. ábra).



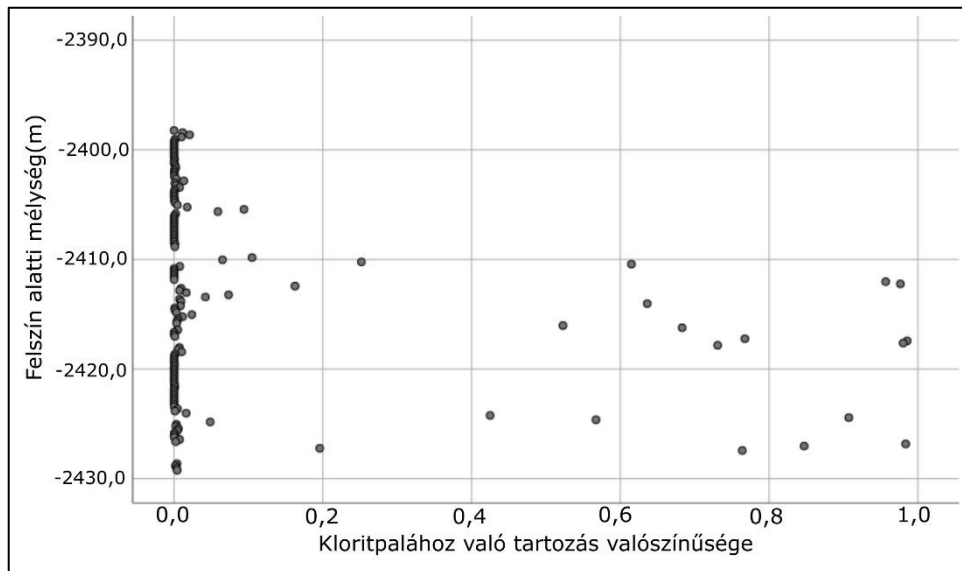
12. ábra: Az A-115-ös kút elméleti kőzetoszlopa (gkyg: gránátos, kianitos gneisz, csillámpala; chl: kloritpala) (forrás: saját szerkesztés)

A-445:

Ebben az esetben egy, az előzőhöz igen hasonló felépítést láthatunk az adatok alapján. Noha itt már több pontban nem $P=0$ valószínűséggel bír a kloritpalához való tartozás, sőt jó pár esetben ez meg is haladja a $P=0,5$ értéket, azonban az elemek döntő hányada még mindig a gránátos, kianitos gneisz, csillámpala csoportba tartozik (13. ábra, 14. ábra).

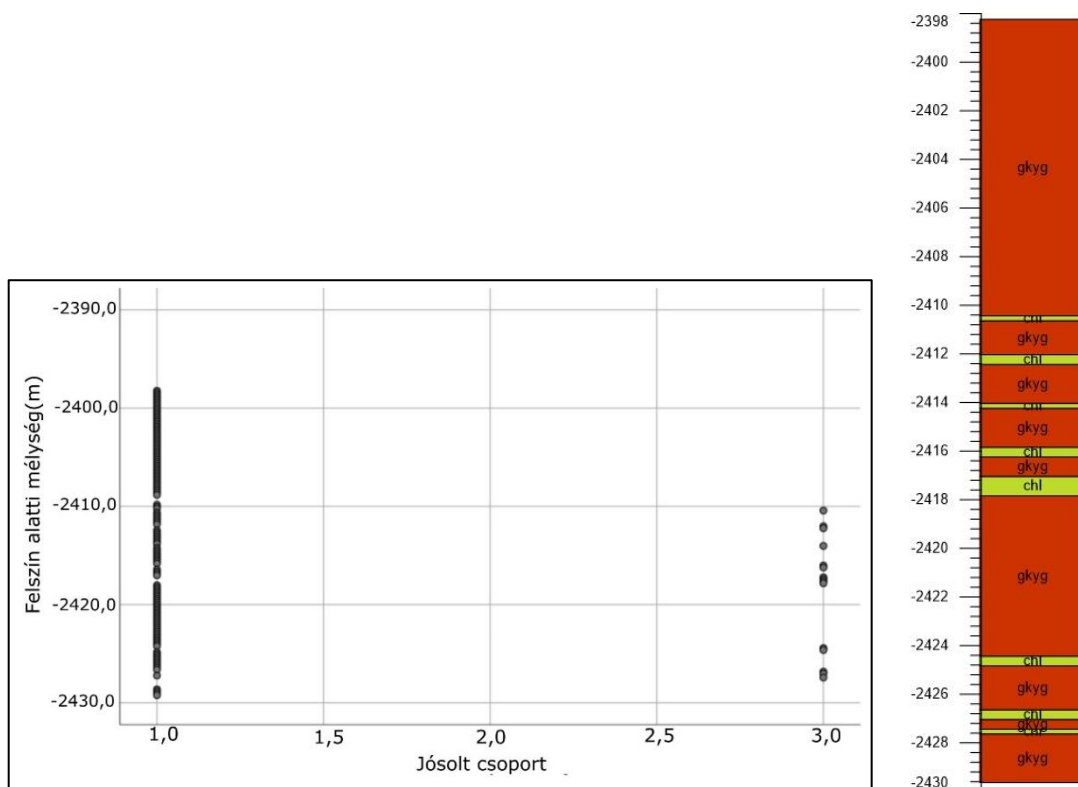


13. ábra: A gránátos, kianitos gneiszbe, csillámpalába való tartozás valószínűsége az A-445-ös kút esetében (forrás: saját elemzés)



14. ábra: A kloritpalába való tartozás valószínűsége az A-445-ös kút esetében (forrás: saját elemzés)

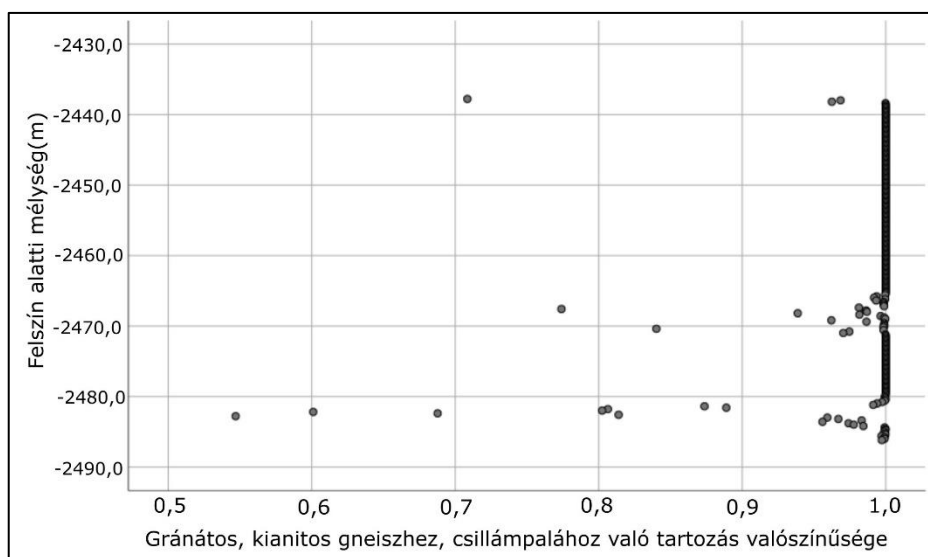
Ebből kifolyólag egy olyan alapvetően gránátos, kianitos gneiszből, csillámpalából felépülő közetoszlopot kapunk, mely kisebb-nagyobb kloritos, kloritpalához hasonló tulajdonságú felépülő szakaszokkal van tarkítva (15. ábra).



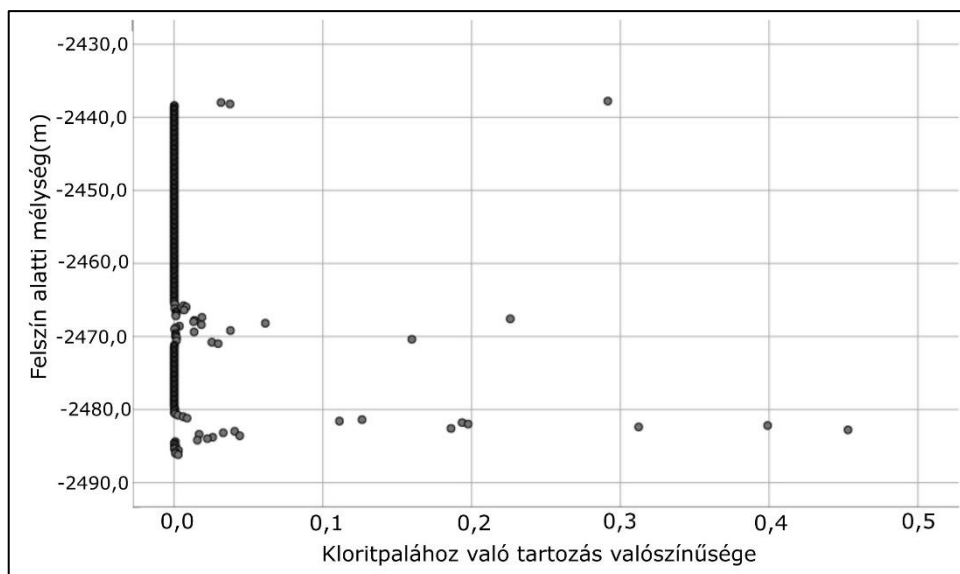
15. ábra: Az A-445-ös kút elméleti kőzetoszlopa (gkyg: gránátos, kianitos gneisz, csillámpala; chl: kloritpala) (forrás: saját szerkesztés)

A-52:

Az A-52-es kútból származó adatok alapján az ebben az esetben megjelenő képigencsak egyveretű. Noha a kút néhány részén láthatóak olyan szakaszok, melyek valószínűséget mutatnak a kloritpalához való tartozásra is, de egyik pont esetében se érjük el a $P=0,5$ valószínűségi „cut-off” értéket (16. ábra, 17. ábra).

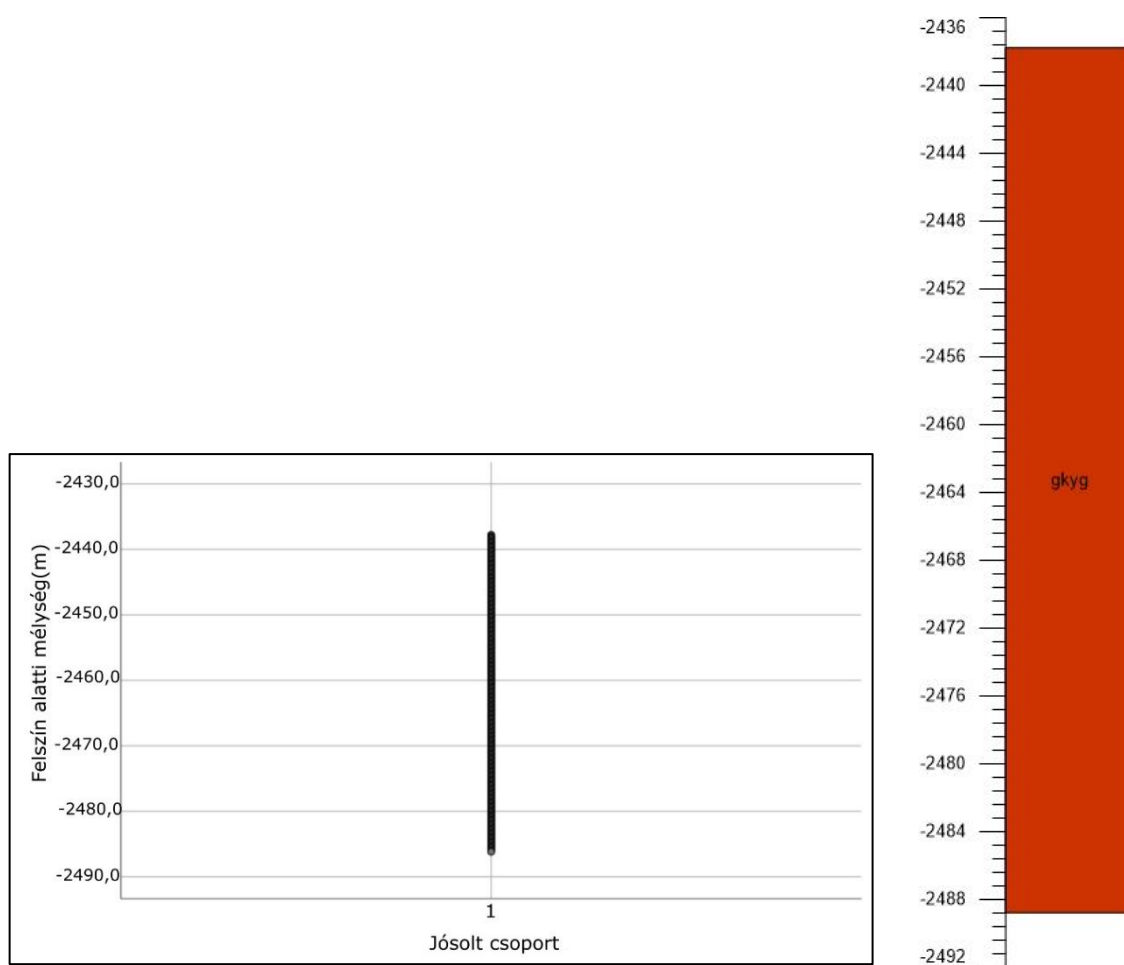


16. ábra: A gránátos, kianitos gneiszbe, csillámpalába való tartozás valószínűsége az A-52-es kút esetében (forrás: saját elemzés)



17. ábra: A kloritpalába való tartozás valószínűsége az A-52-es kút esetében (forrás: saját elemzés)

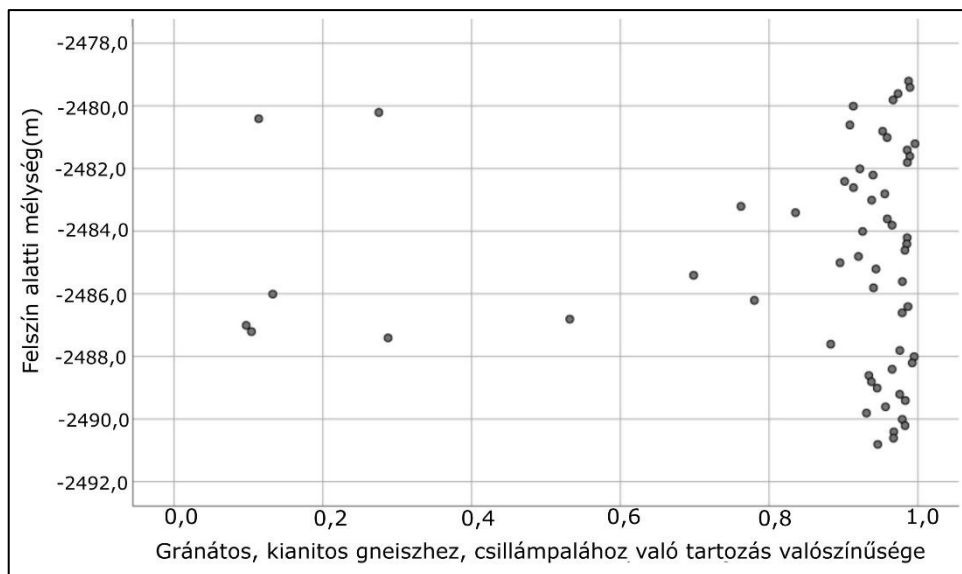
Ebből kifolyólag itt teljes hosszában gránátos, kianitos gneisz, csillámpala építi fel a kútkörnyezetet (18. ábra).



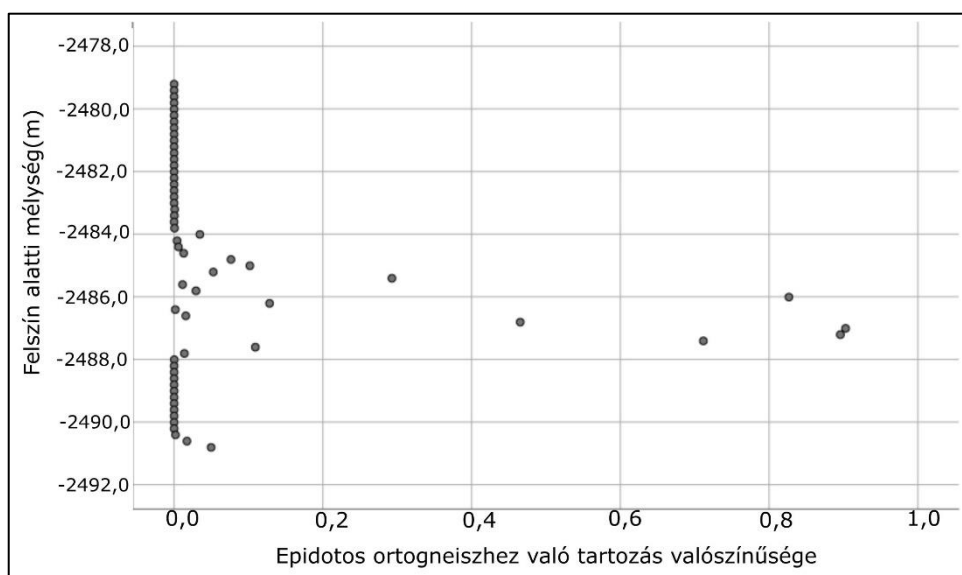
18. ábra: Az A-52-es kút elméleti kőzetoszlopa (gkyg: gránátos, kianitos gneisz, csillámpala) (forrás: saját szerkesztés)

A-59:

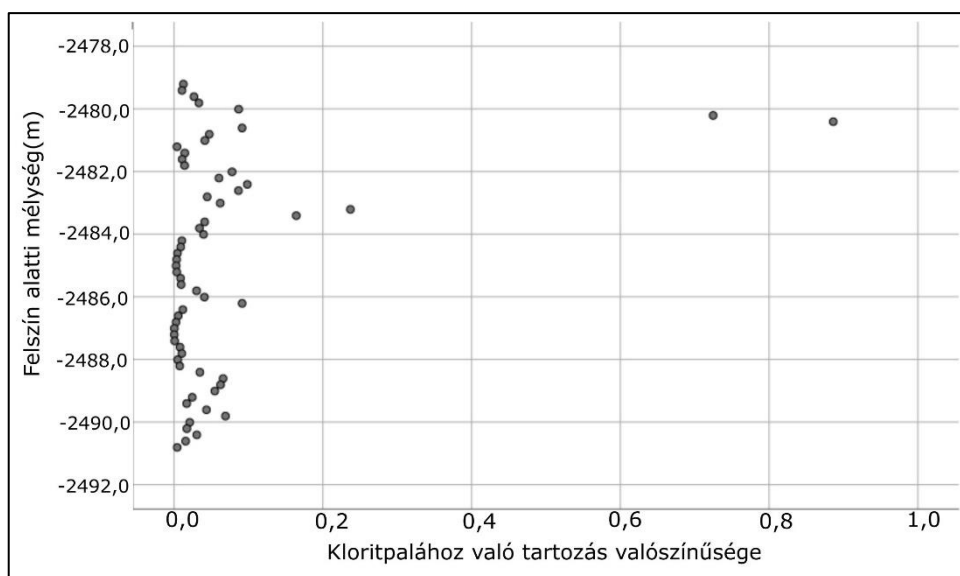
Az A-59-es kút esetében kivételes esettel találkozhatunk, ugyanis ez az egyetlen olyan adatsor, mely alapján mindhárom *a priori* csoportba sorol elemeket a függvény. A pontok többsége itt is a gránátos, kianitos gneiszbe, csillámpalába tartozik. Azonban szembeűnő, hogy míg az előző esetekben a legtöbb pont közel 100%-os valószínűséggel tartozott ebbe a litológiába, itt szinte teljesen hiányoznak az ekkora valószínűséggel bíró elemek. Továbbá láthatunk pár olyan pontot is, melyek vagy az epidotos ortogneiszhez, vagy pedig kloritpalához sorolandóak $P=0,7-0,9$ valószínűséggel (19. ábra, 20. ábra, 21. ábra).



19. ábra: A gránátos, kianitos gneiszbe, csillámpalába való tartozás valószínűsége az A-59-es kút esetében (forrás: saját elemzés)

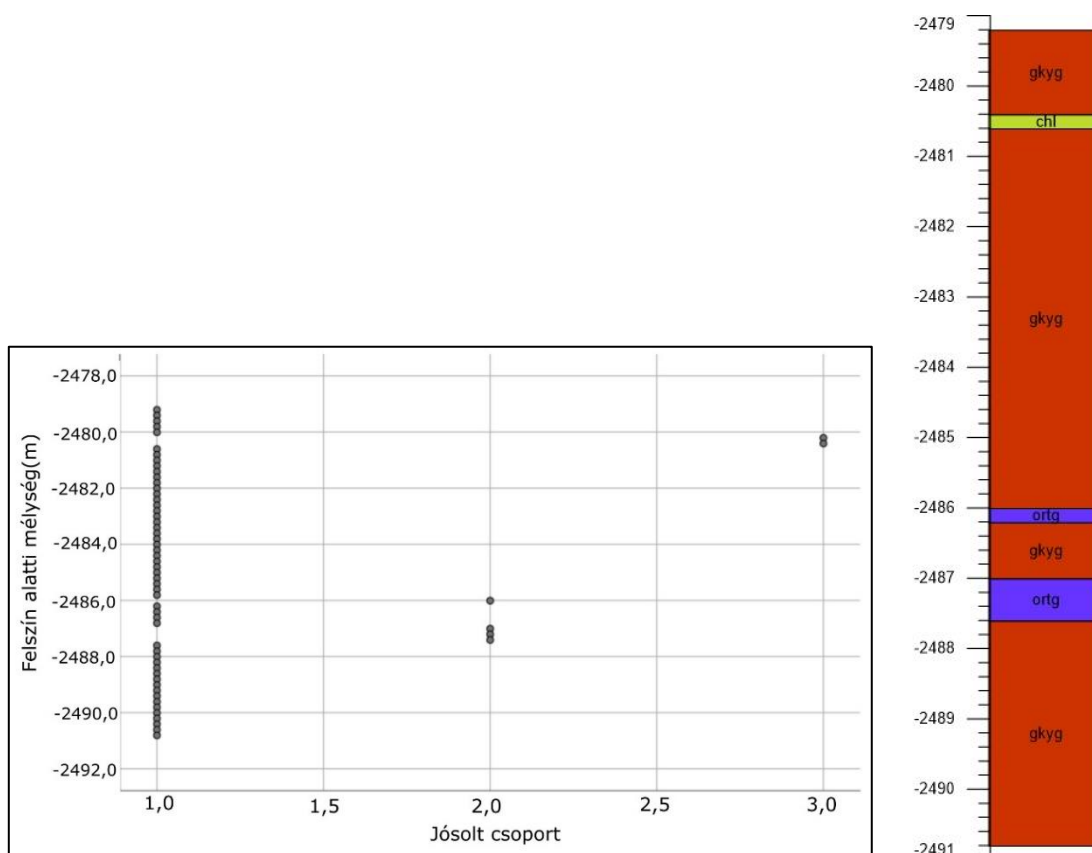


20. ábra: Az epidiotous ortogneiszbe való tartozás valószínűsége az A-59-es kút esetében (forrás: saját elemzés)



21. ábra: A kloritpalába való tartozás valószínűsége az A-59-es kút esetében (forrás: saját elemzés)

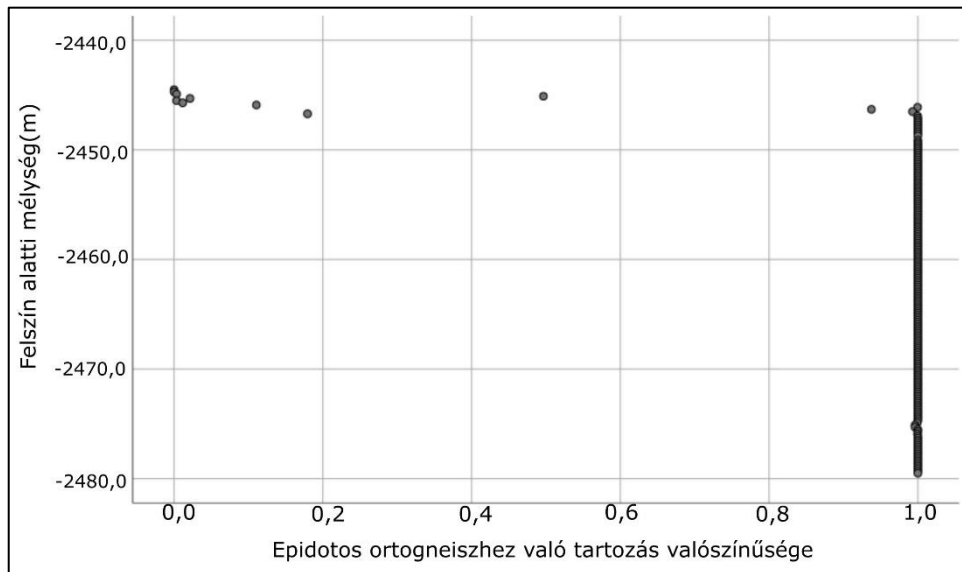
Ezek alapján az A-59-es kút mentén jórészt gránátos, kianitos gneisz, csillámpala található, azonban felső részén vékony kloritos, kloritpala zóna van jelen, körülbelül alsó harmadánál pedig inkább az epidotos ortogneiszhez tartozó kőzetek helyezkednek el (22. ábra).



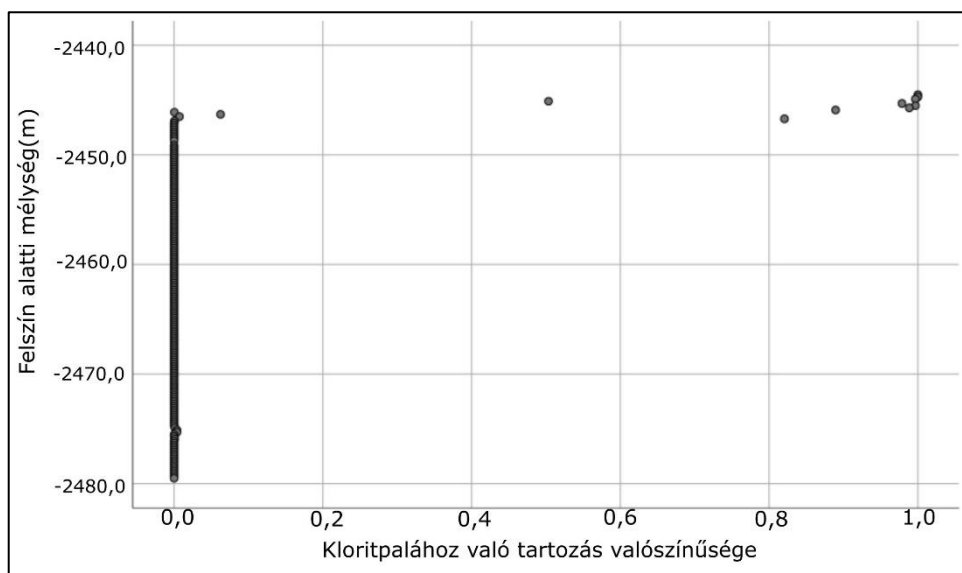
22. ábra: Az A-59-es kút elméleti kőzetoszlopa (gkyg: gránátos, kianitos gneisz, csillámpala; chl: kloritpala; ortg: epidotos ortogneisz) (forrás: saját szerkesztés)

A-16:

E kút esetében, szinte kivétel nélkül az összes pont olyan értékekkel rendelkezik, melyek az epidotos ortogneiszhez való tartozáshoz szükségesek. Ennek megfelelően a függőleges szelvény szinte egész hosszában kétségtelenül az ezen litológiába való tartozásnak a legnagyobb a valószínűsége. Ez alól csak a kút felső részén található néhány pont jelent kivételt, melyek adataik alapján a függvény szerint inkább a kloritpalához tartoznak nagyobb valószínűséggel (23. ábra, 24. ábra).

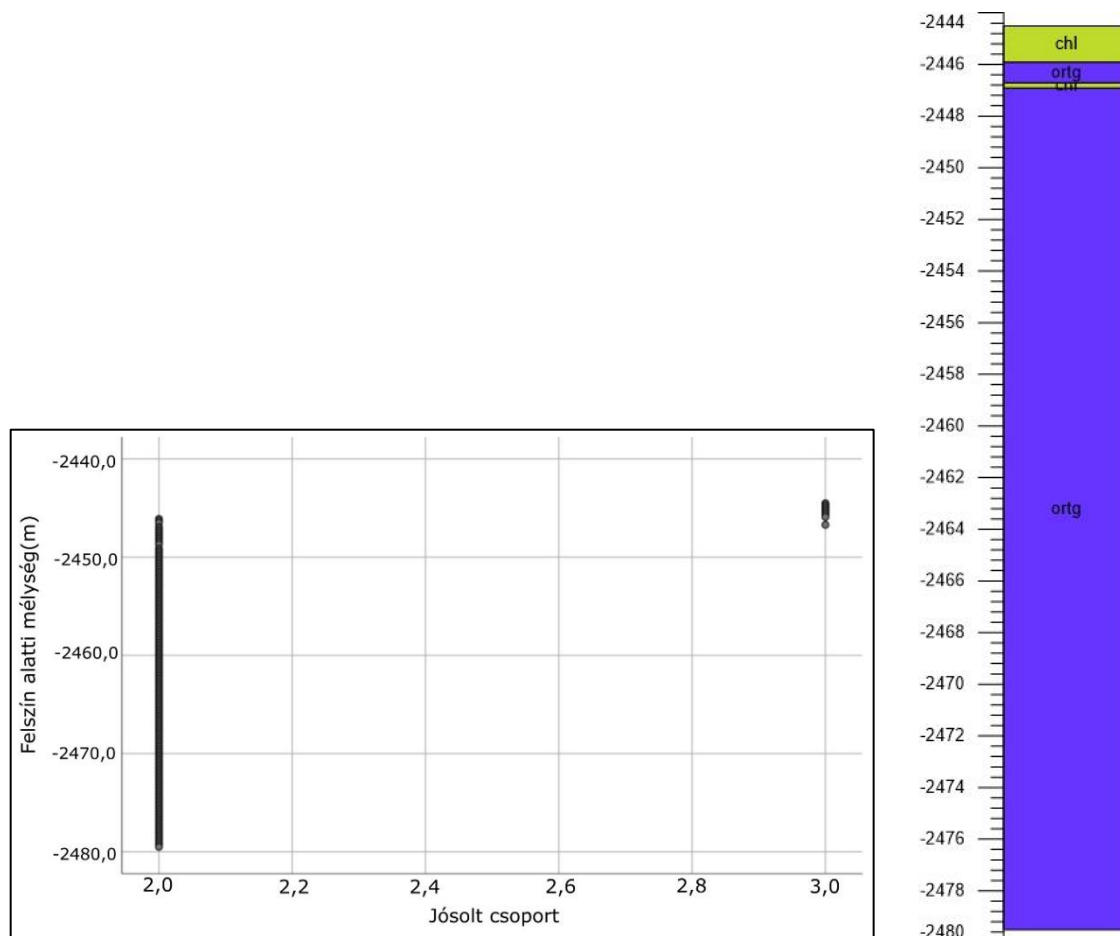


23. ábra: Az epidotos ortogneiszbe való tartozás valószínűsége az A-16-os kút esetében (forrás: saját elemzés)



24. ábra: A kloritpalába való tartozás valószínűsége az A-16-os kút esetében (forrás: saját elemzés)

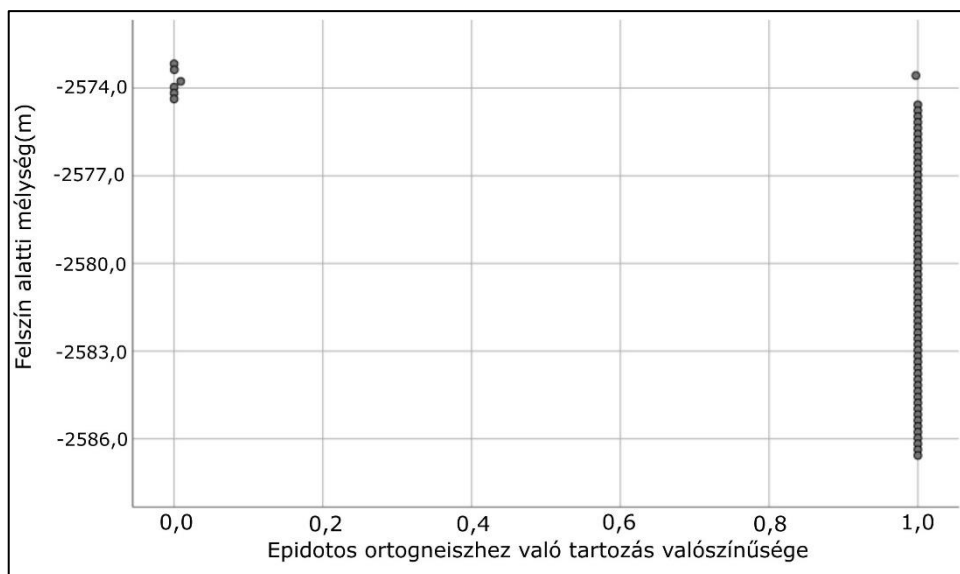
Ennek eredményeképpen egy epidotos ortogneiszből felépülő kőzetoszlopot kapunk, melynek felső részén megjelennek kloritpalából felépülő szakaszok is (25. ábra).



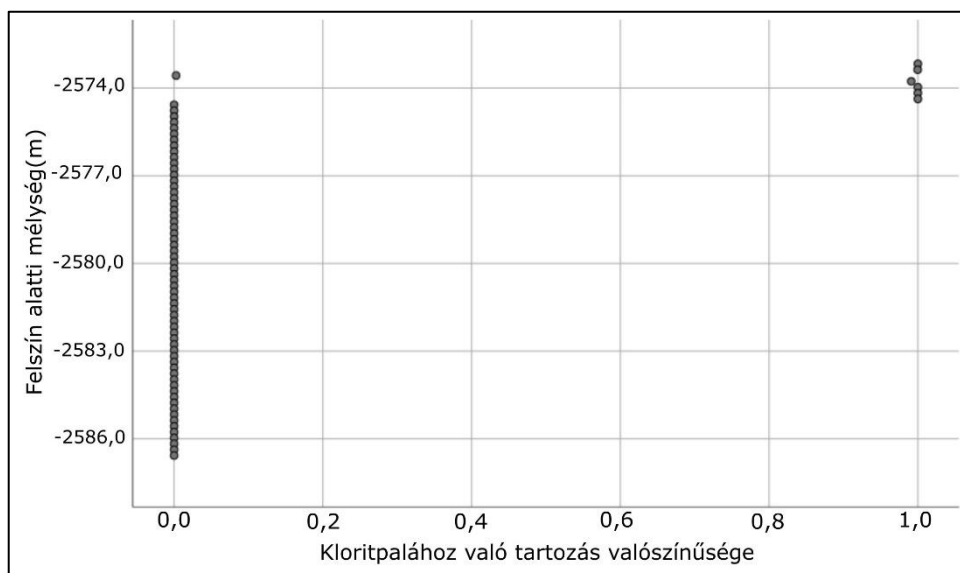
25. ábra: Az A-16-os kút elméleti kőzetoszlopa (chl: kloritpala; ortg: epidotos ortogneisz) (forrás: saját szerkesztés)

A-68:

Egy, az előzőhöz nagyon hasonló eredményt láthatunk ebben az esetben is. A pontok döntő hányada kétségtelenül az epidotos ortogneiszhez tartozik, csupán csak a szelvény felső szakaszán láthatunk elenyészően olyan részeket, melyek nagyobb valószínűséggel képviselnek kloritpalát (26. ábra, 27. ábra).

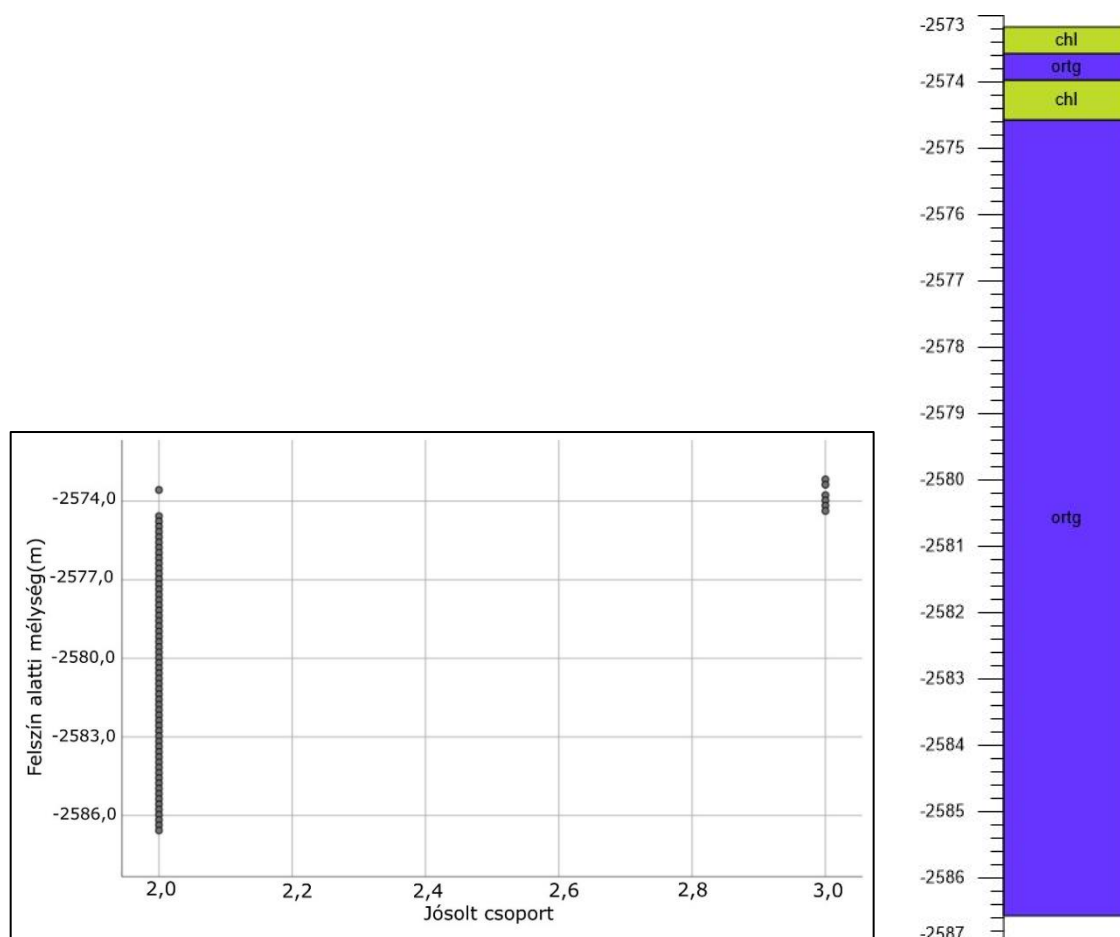


26. ábra: Az epidotos ortogneiszbe való tartozás valószínűsége az A-68-as kút esetében
(forrás: saját elemzés)



27. ábra: A kloritpalába való tartozás valószínűsége az A-68-as kút esetében
(forrás: saját elemzés)

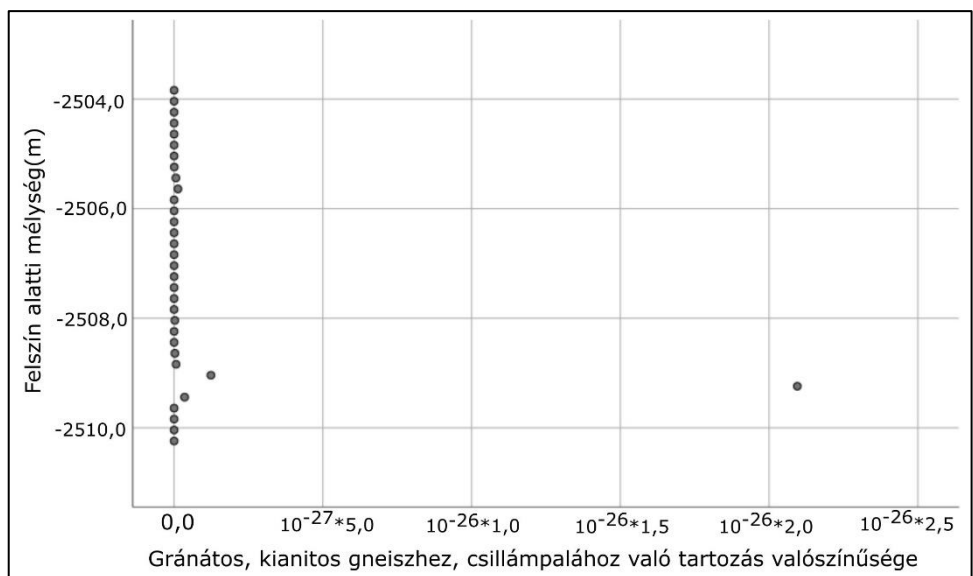
Ezek alapján itt is egy, a tetején vékony kloritpala egységeket tartalmazó epidotos ortogneisz kőzetoszlopot láthatunk (28. ábra).



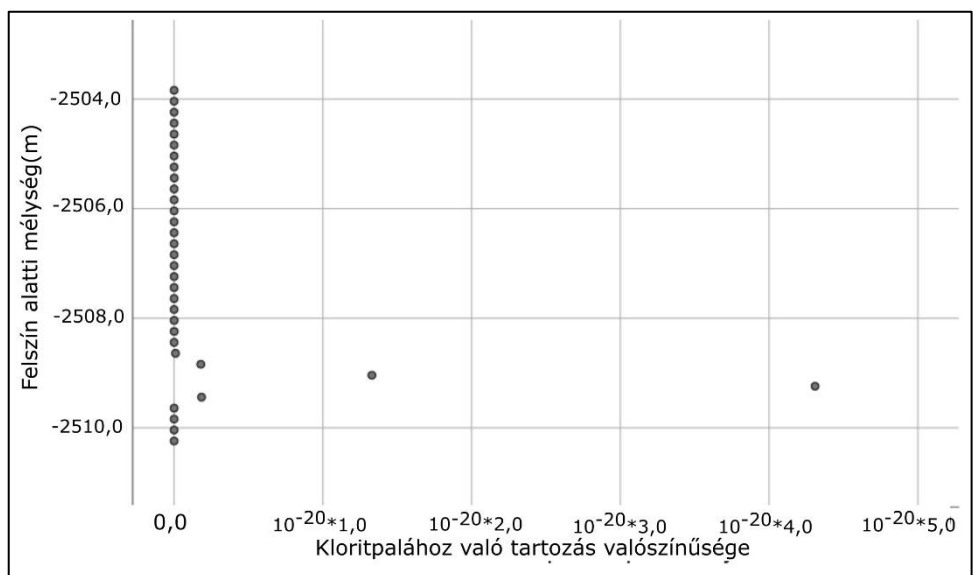
28. ábra: Az A-68-as kút elméleti kőzetoszlopa (chl: kloritpala; ortg: epidotos ortogneisz) (forrás: saját szerkesztés)

A-104:

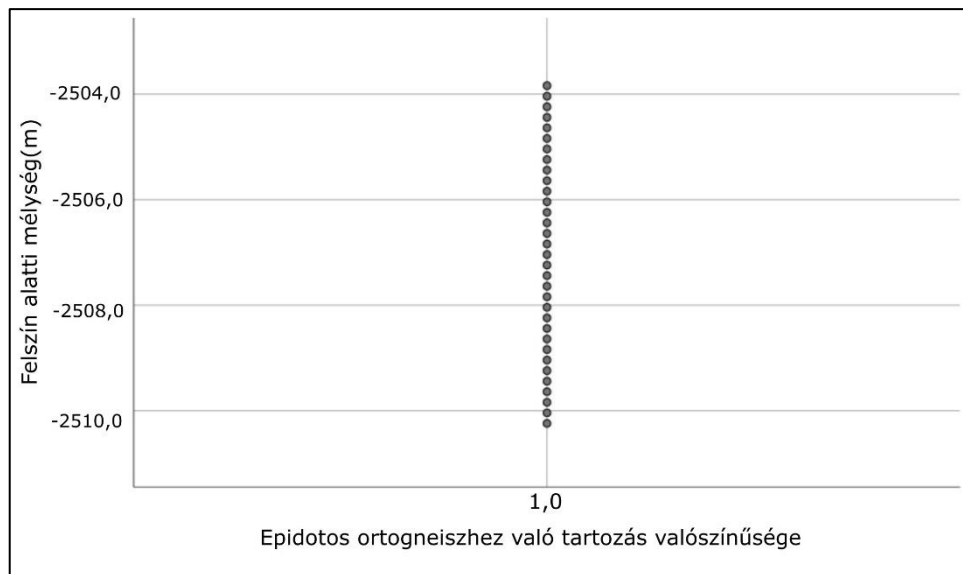
Ennél a kútnál talán még az előző kettő esethez képest is egyértelműbb képet kapunk, ugyanis az összes pont kivétel nélkül teljes biztonsággal az epidotos ortogneiszhez tartozik. Noha a szelvény alsó részén láthatunk olyan szakaszt, amelynél mutatkozik arra esély, hogy másik litológiába lehessen sorolni az ott található pontokat, azonban az ezekhez tartozó valószínűségi értékek olyan kicsik (10^{-20} – 10^{-26} nagyságrendűek), hogy azok teljes mértékben elhanyagolhatóak (29. ábra, 30. ábra, 31. ábra).



29. ábra: A gránátos, kianitos gneiszbe, csillámpalába való tartozás valószínűsége az A-104-es kút esetében (forrás: saját elemzés)

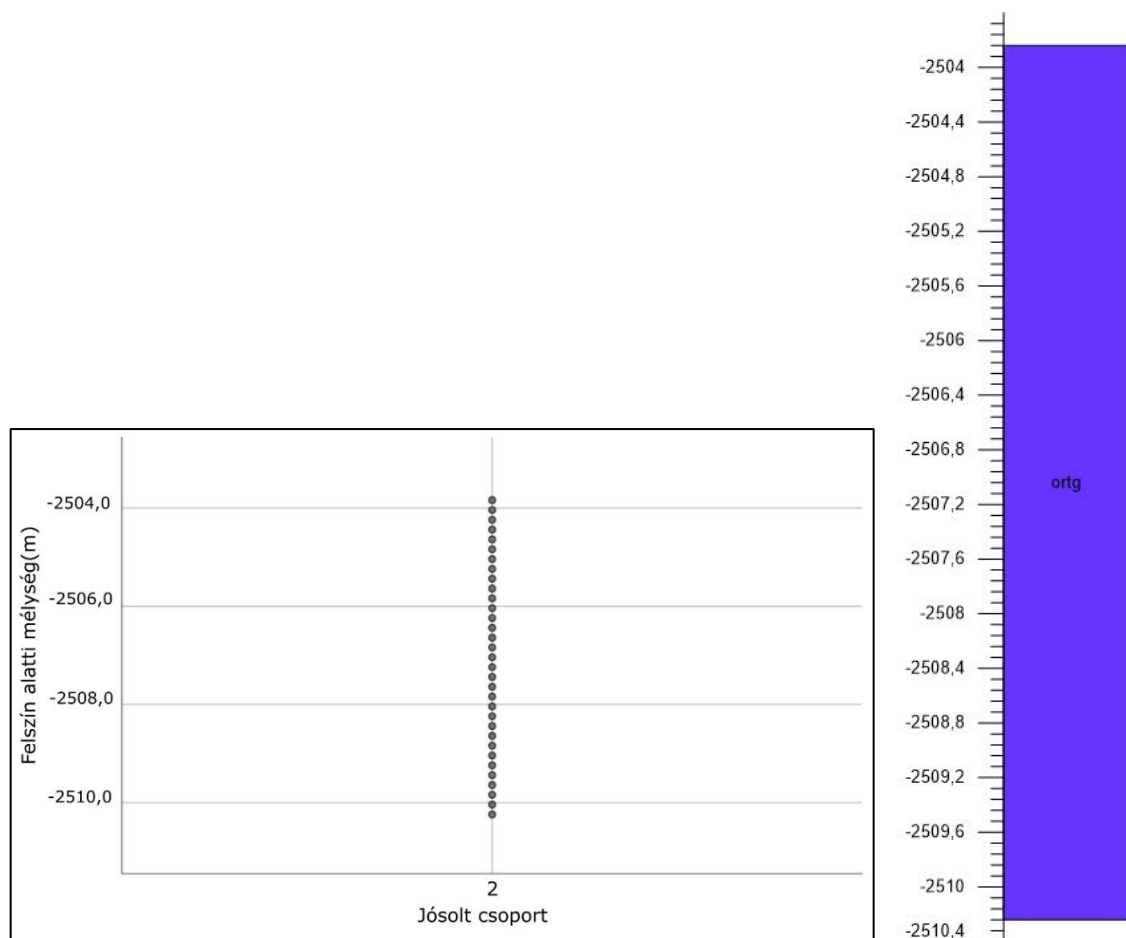


30. ábra: A kloritpalába való tartozás valószínűsége az A-104-es kút esetében (forrás: saját elemzés)



31. ábra: Az epidotos ortogneiszbe való tartozás valószínűsége az A-104-es kút esetében (forrás: saját elemzés)

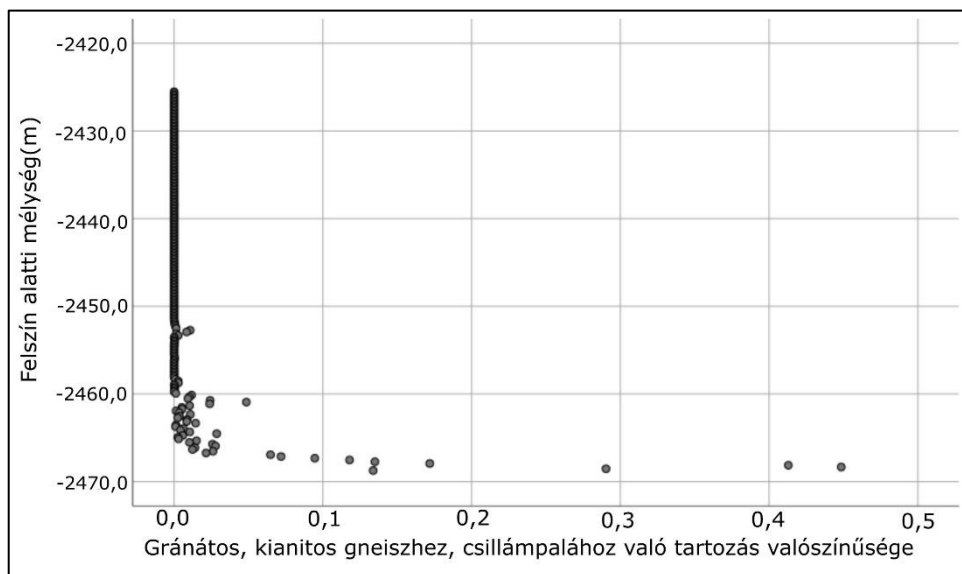
Tehát az adatok alapján a kút környezetében teljes hosszban epidotos ortogneisz található (32. ábra).



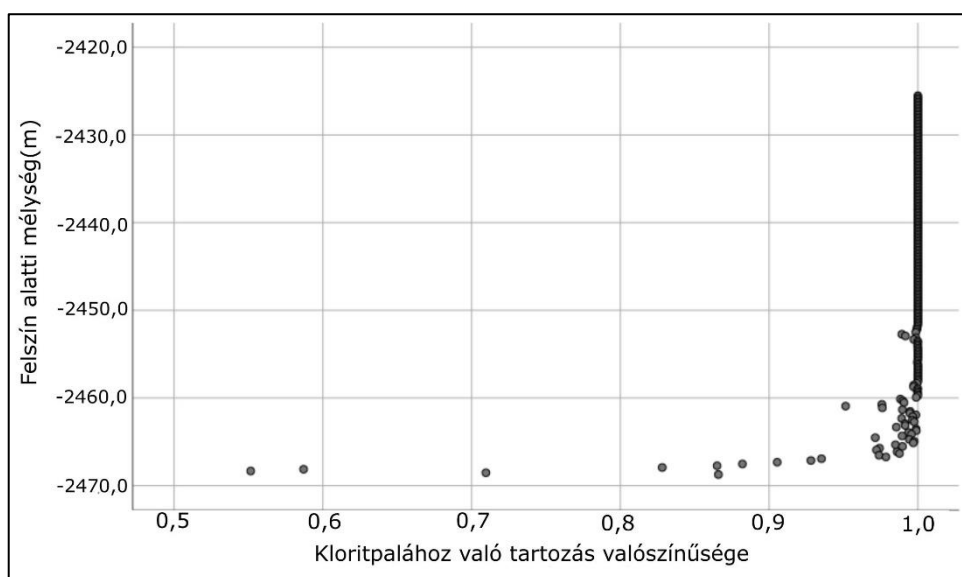
32. ábra: Az A-104-es kút elméleti kőzetoszlopa (ortg: epidotos ortogneisz) (forrás: saját szerkesztés)

A-22:

Az A-22-es kút esetében a csoportokhoz való tartozás valószínűségi értékeket megvizsgálva láthatjuk, hogy noha a szelvény alsó részén mutatkozik arra esély, hogy esetleg több pont is a gránátos, kianitos gneisz, csillámpala legyen (ráadásul ezen kőzettípushoz való tartozás valószínűsége lefelé folyamatosan növekszik), azonban egyik elemnél se érjük el a $P=0,5$ értéket. Ebből kifolyólag az összes pont legnagyobb valószínűséggel a kloritpalát képviseli (33. ábra, 34. ábra). Ezzel együtt a fúrás legalján a kloritpalához tartozás valószínűségének folyamatos csökkenése jelezheti a gránátos, kianitos gneisz, csillámpala blokk közelségét.

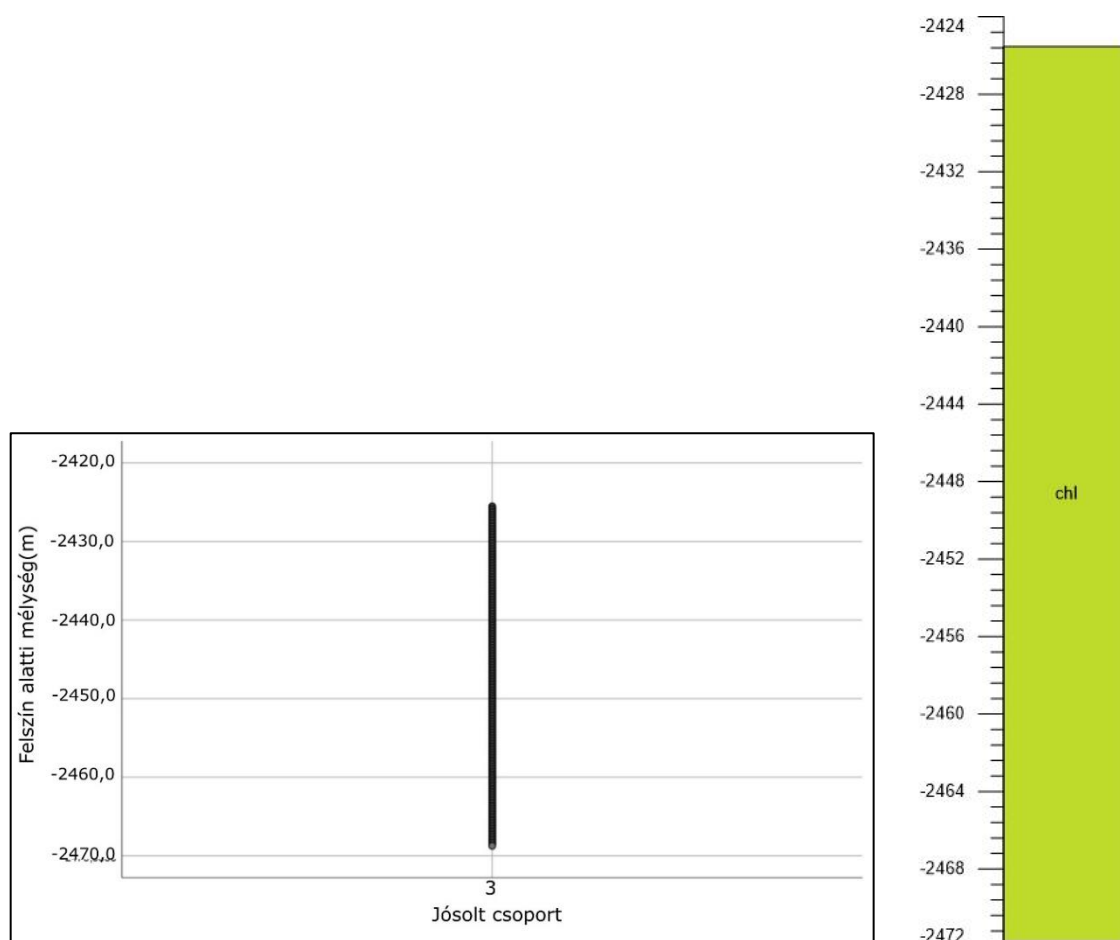


33. ábra: A gránátos, kianitos gneiszbe, csillámpalába való tartozás valószínűsége az A-22-es kút esetében (forrás: saját elemzés)



34. ábra: A kloritpalába való tartozás valószínűsége az A-22-es kút esetében (forrás: saját elemzés)

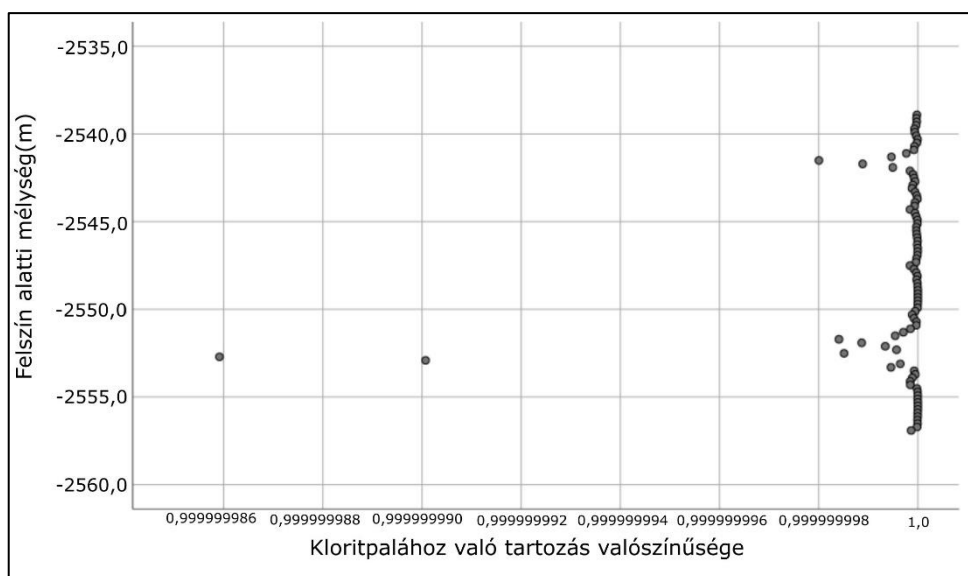
A kőzetoszlopot teljes hosszában kloritpala építi fel (35. ábra).



35. ábra: Az A-22-es kút elméleti kőzetoszlopa (chl: kloritpala)
(forrás: saját szerkesztés)

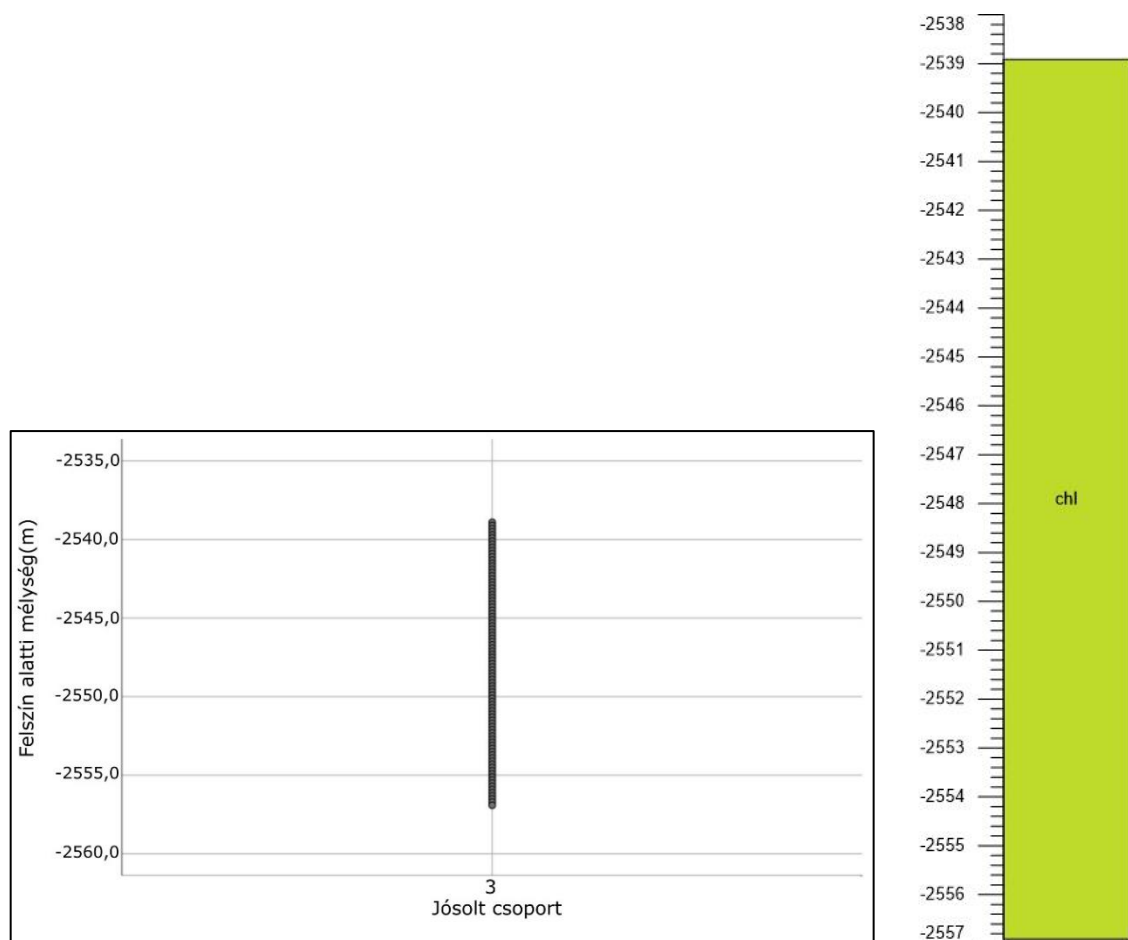
A-87:

Az előző esethez nagyon hasonlót láthatunk itt is. Ráadásul, míg az A-22-es kútnál voltak olyan pontok, melyek megközelítették a $P=0,5$ „cut-off” értéket, addig ebben az esetben még ezek is elmaradnak. A kloritpalához való tartozás valószínűsége szinte végig 100%-os értékeket mutat (36. ábra).



36. ábra: A kloritpalába való tartozás valószínűsége az A-87-es kút esetében (forrás: saját elemzés)

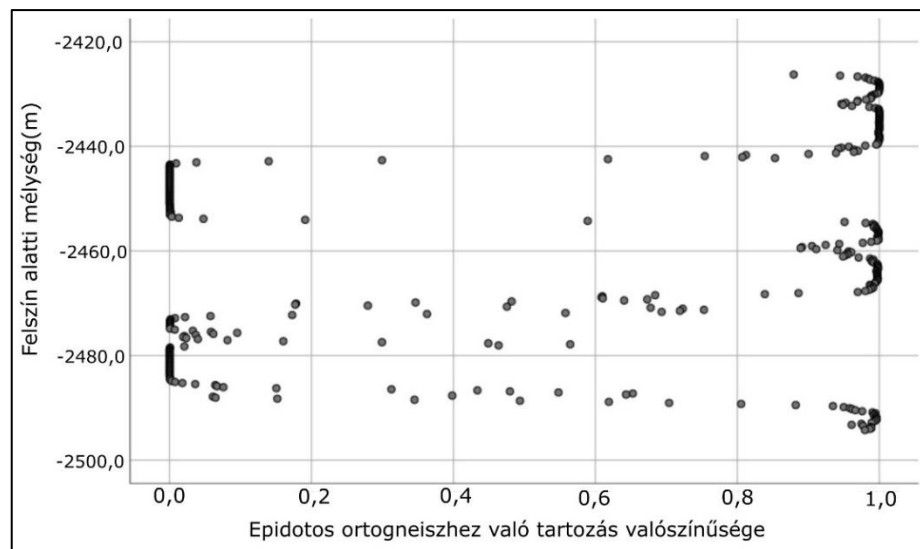
Az A-87-es kút alapján felállított kőzetoszlop tehát egész hosszában kloritpalából épül fel (37. ábra).



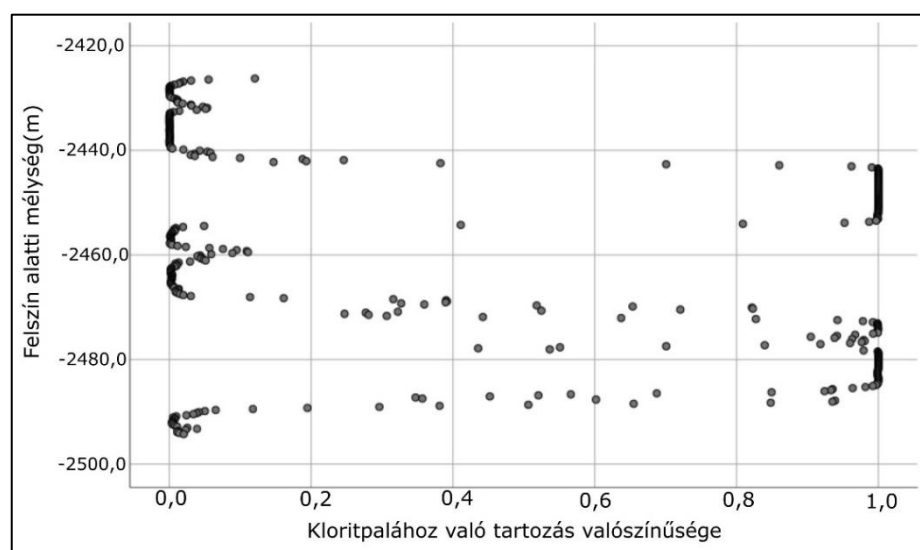
37. ábra: Az A-87-es kút elméleti kőzetoszlopa (chl: kloritpala) (forrás: saját szerkesztés)

A-101:

Az A-101-es kút esetében igencsak változatos felépítést kapunk az adatok alapján. A valószínűségi értékekből kifolyólag a kloritpala mellett még jelentős jelenléttel bír az epidotos ortogneisz is. A függvény besorolása alapján a szelvény mentén több diszkrét, egymástól jól elkülönülő szakaszt kapunk, melyek hol az előbbi, hol pedig az utóbbi litológiába kerülnek besorolásra nagyobb valószínűséggel. Ezen szakaszok változtatják egymást aszerint, hogy melyik típusba tartoznak nagyobb eséllyel, közöttük pedig úgymond átmeneti részek figyelhetők meg, melyekben a pontok csökkenő/növekvő valószínűséggel tartoznak az egyik, illetve a másik csoportba (38. ábra, 39. ábra,).

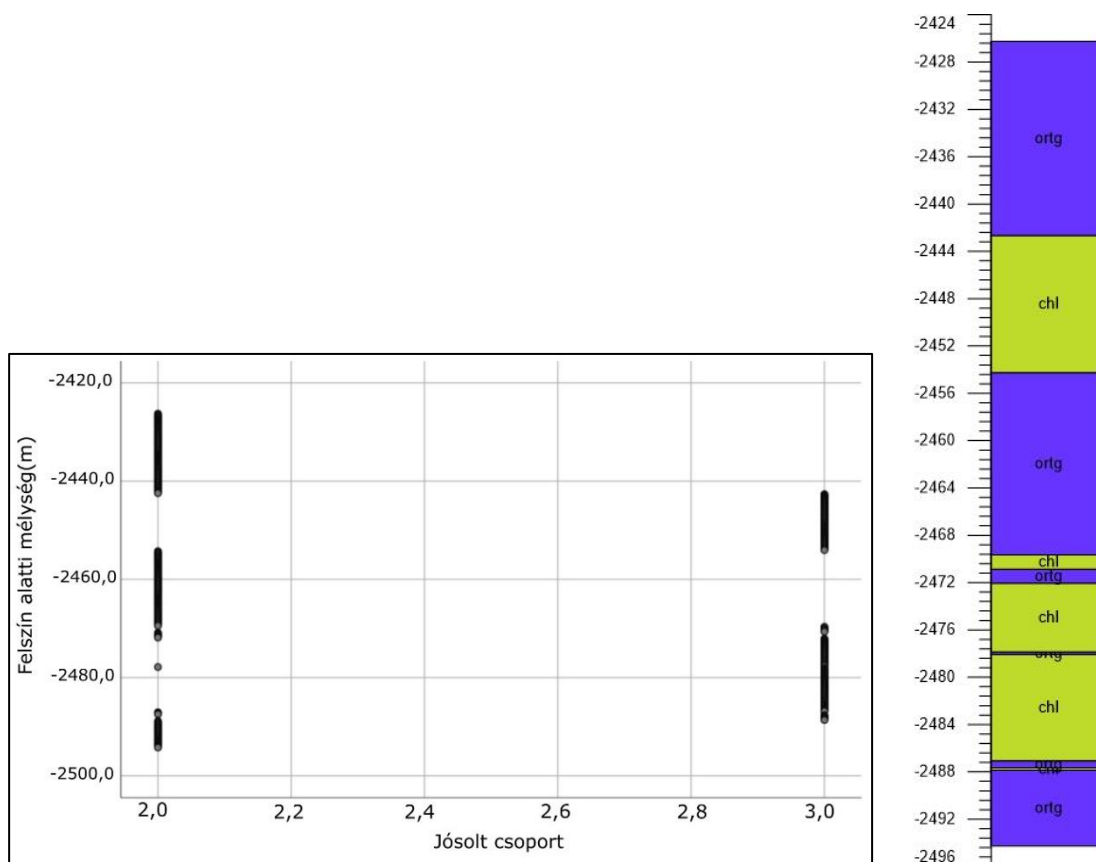


38. ábra: Az epidotos ortogneiszbe való tartozás valószínűsége az A-101-es kút esetében (forrás: saját elemzés)



39. ábra: A kloritpalába való tartozás valószínűsége az A-101-es kút esetében (forrás: saját elemzés)

A függvény besorolása alapján tehát az A-101-es kút esetében egy olyan kőzetoszlopot kapunk, melyben az epidotos ortogneisz és a kloritpala rendszeresen váltja egymást (40. ábra).



40. ábra: Az A-101-es kút elméleti kőzetoszlopa (chl: kloritpala; ortg: epidotos ortogneisz) (forrás: saját szerkesztés)

A maggal nem ismert szakaszok diszkriminancia függvény alapján történő besorolása alapján tehát a következő megállapítások tehetők:

- A-52, A-104, A-22, A-87 kőzetoszlopaikat végig egy-egy litológia építi fel;
- Megerősítést nyert az a megállapítás, miszerint gránátos, kianitos gneisz, csillámpala és a kloritpala a mért geofizikai adatok alapján jobban hasonlítanak egymásra, ugyanis az előbbi litológiába tartozó pontok sokszor, noha nem meghaladva a $P=0,5$ -es „cut-off” értéket, de nem jelentéktelen valószínűséggel tartoztak az utóbbi kőzettípushoz. Ez fordítva is igaz a harmadik csoportba tartozó elemekre az első csoporthoz viszonyítva. Ezekkel ellentétben azonban az epidotos ortogneisznek egyik másik csoporttal sem volt megállapítható ilyen kapcsolata;
- a kloritpala gyakran a másik két kőzettíusból álló kőzetoszlopok tetején jelenik meg vékony szakaszokat alkotva (például A-115, A-68 esetében).

6. Értelmezés

A vizsgálat tárgyát képző kutakból származó fűrómagok kőzetanyagai besorolhatóak az M. TÓTH et al. (2021) által a területen meghatározott komplexumokba. Ez alapján a feltárt gránátos, kianitos gneisz, csillámpala a Tiszai Paragneisz Komplexum, míg az epidotos ortogneisz és a kloritpala az Algyői Metamorfit Komplexum részét képezi. Ezt támasztja alá lehatárolható térképi megjelenésük is, ugyanis a gránátos, kianitos gneisz, csillámpala a vizsgált terület ÉNY-i és DK-i részeiről származó kutakból, míg az epidotos ortogneisz és a kloritpala pedig a középső területeken mélyült fúrásokból került a felszínre. Ez párhuzamba állítható a 2. *fejezetben* ismertetett elhelyezkedéssel, miszerint a Tiszai Paragneisz Komplexum az Algyői-hát északi és déli területeit, míg az Algyői Metamorfit Komplexum a középső területeit alkotja (M. TÓTH et al. 2021).

Az előzetes ismereteket az egyes kutakról az elvégzett diszkriminancia analízis segítségével pontosítani, bővíteni lehet. Emellett ezen eredményeket összevetve a M. TÓTH & KONDOR (2022) munkájában leírtakkal, a terület szerkezeti modellje egyre inkább finomítható.

A terület szélein megjelenő gránátos, kianitos gneiszhez, csillámpalához köthető, kloritpalaként azonosított intervallumok nagy valószínűséggel inkább csak kloritosabb, kloritosodott szakaszokat jelölnek, melyek törésekhez, kisebb vetőkhöz, esetleg fellazult palássági síkokhoz köthetőek. Ezt az elképzelést erősíti a diszkriminancia analízis előző fejezetben látható eredménye, mely alapján megállapítható, hogy az ilyen megjelenő kloritos szakaszoknál fokozatos átmenet látható a gránátos, kianitos gneiszből, csillámpalából, ráadásul a pontok nem érik el egyszer sem a $P=1$ valószínűséget a kloritpalához való tartozás szempontjából (12. ábra, 22. ábra). Mindezek mellett gyakran jellegzetes, szimmetrikus lefutás látható ezen szakaszoknál, mely vetők, törések képe lehet a változó mértékű átalakulás miatt a diszkontinuitási felületekre merőlegesen. E zónák a kőzetoszlopok teteje körül jelennek meg, mely helyeken jobban fel lehetnek lazulva a palássági síkok, mely eredményezheti a nagyobb fokú kloritosodást. Ebbe a képbe beleillik az A-445-ös kút kőzetoszlopa is. Noha ebben az esetben a fűrés egész hosszában láthatunk kloritosodott szakaszokat, ám erre magyarázatot kínálhat elhelyezkedése, ugyanis ez a kút a hát legmagasabb részén található, emiatt pedig igen intenzív lehet az átalakulás, kloritosodás. A kloritosodott szakaszok meglétét és így a diszkriminancia analízis alapján kloritpalába való besorolást támasztja alá M. TÓTH &

KONDOR (2022) fűrómagokon végzett közettani elemzése is, mely alapján gyakori az exhumációhoz köthető retrográd kloritosodás a gránátos, kianitos gneisz, csillámpala kőzetein.

Az A-59-es kút esetében megjelenő két keskeny, az epidotos ortogneiszhez sorolt szakasz kérdéseket vethet fel. Azonban igen kicsi annak a valószínűsége, hogy egy egyöntetűen gránátos, kianitos gneiszből, csillámpalából álló blokkban megjelenne ez a kőzettest ilyen vékonyan, miközben egyik-másik esetben sem látunk erre utaló jeleket. Sokkal inkább magyarázatot kínálhat az az elképzelés, miszerint ez a szakasz egy jobban gneiszes, mint palás szerkezetű rész, esetleg az eredeti üledékes protolitba magmás eredetű betelepülés történt, mely a későbbiekben együtt metamorfizálódott a befoglaló kőzettesttel. M. TÓTH & KONDOR (2022) vizsgálata alapján a gránátos, kianitos gneisz, csillámpala blokkban több helyen is található amfibolit közbetelepülés, ráadásul a rekonstrukciók alapján az A-59-es fűrés közelében is térképezhető egy ilyen. Az érzékelt ortogneiszes szakasz esetleg származhat az ezen amfibolit által generált geofizikai jelből is, amennyiben az amfibolit megtalálható a kőzetoszlopban.

A főleg epidotos ortogneiszből álló kőzetoszlopok nagyfokú homogenitást mutatnak, azonban itt is megjelennek a felső részekben kloritpalába sorolt szakaszok, ráadásul az előzőekkel ellentétben ezekben az esetekben a kloritpalához való tartozás valószínűsége biztosabbnak látszik, sokszor $P=1$ értéket vesz fel. E logika alapján ezen intervallumokat valóban kloritpala építi fel, mintsem csak kloritosodottabb ortogneisz. Eszerint szerkezeti viszonyukban az epidotos ortogneisz a szerkezeti fekvőtag, míg a kloritpala a fedőtag, azonban fontos megjegyezni, és nem szabad kizárni azt a lehetőséget sem, miszerint ezen szakaszok, hasonlóan a gránátos, kianitos gneisznél, csillámpalánál látottakhoz, csak jobban kloritosodottak vetők, törések, fellazult foliációs síkok miatt. Ezt támaszthatja alá, hogy ezen kutak esetében is a felső részekben jelennek meg az ilyen szakaszok, továbbá az epidotos ortogneiszben található biotit szemcsék igazoltan kloritosodottak (M. TÓTH & KONDOR 2022).

A kloritpala az epidotos ortogneisztől D-re, DK-re helyezkedik el. A két kőzettípus vertikális egyértelmű érintkezése a terület keleti felén, az A-101-es kút példáján figyelhető meg. Itt az előbbiekkal ellentétben nem pusztán kloritosodottabb szakaszokat láthatunk, ugyanis vastag, egyértelműen elkülönülő, ismétlődő litológiákat kapunk. Az egyes szakaszok közötti folyamatos átmenet vetőket jelölhet, melyek magyarázatot adnak az ismétlődés lehetséges kialakulására.

7. Diszkusszió - Felállított szerkezeti modell

Az Algyői-hát területén található különböző kőzetblokkok metamorf fejlődéstörténete igen eltérő, mely alapján kézenfekvőnek tűnik, hogy közöttük posztmetamorf szerkezeti határok találhatók (KONDOR & M. TÓTH 2021). Ezen vetőzónák meglétét már a korai vizsgálatok is feltételezték (T. KOVÁCS & KURUCZ 1984). Az azóta eltelt évtizedek kutatásainak köszönhetően ma már bizonyított a gránátos, kianitos gneisz, csillámpala töréses tektonitok kíséretében való érintkezése a szomszédos kőzettestekkel (M. TÓTH & KONDOR 2022). A kloritpalán megfigyelhető metasomatikus hatás nem jelentkezik az epidotos ortogneiszen, melyből kifolyólag ezen blokkok az említett metasomatózis idején nem lehettek egymással szomszédságban, tehát a múltban egymástól távolabb elhelyezkedő litoszféra darabokat reprezentálnak, ezáltal nagy valószínűséggel közöttük is tektonikus határ található (KONDOR & M. TÓTH 2021).

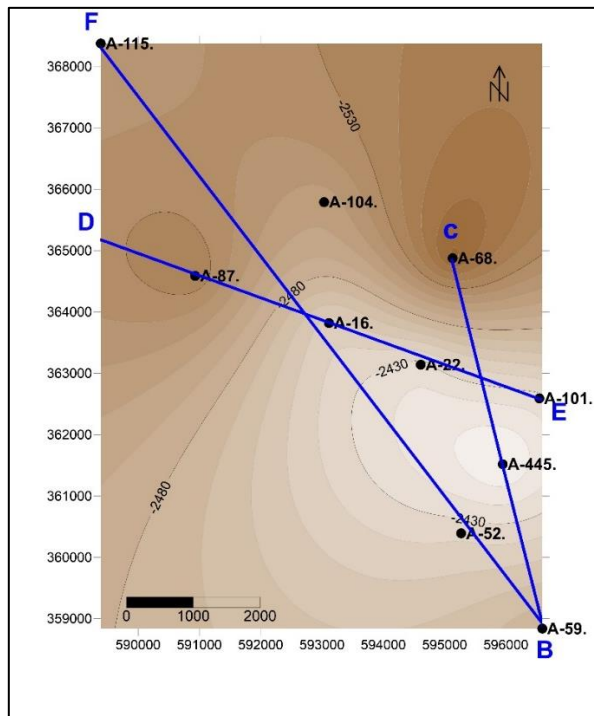
KONDOR & M. TÓTH (2021) alapján, noha az alpi orogenezishez kötődő takaróképződés jelentős szerepet játszott az alföldi régió aljzatának kialakításában, a vizsgált három kőzettest egymás mellé kerüléséért nem ez a kora kréta korú kompressziós tektonika a felelős, hanem ennél fiatalabb szerkezeti mozgások. Több tanulmány is arra az eredményre jutott, hogy a Pannon-medence aljzatának szerkezeti felépítését a középső miocénben jelentkező szin-rift extenzióhoz kötődően megjelenő lapos szögű normál vetők rendszere nagyban befolyásolta, hatásukra metamorf magkomplexumok jöttek létre. A vizsgálatok alapján az Algyői-hát is egy ilyen magkomplexumot reprezentál, szerkezetét tehát nagyban ez határozza meg (POSGAY et al. 1996; TARI et al. 1999; MATENCO & RADIVOJEVIĆ 2012).

A korábbi megállapítások, feltételezések és saját eredményeim alapján tehát a következő lehetséges szerkezeti modellt állítottam fel.

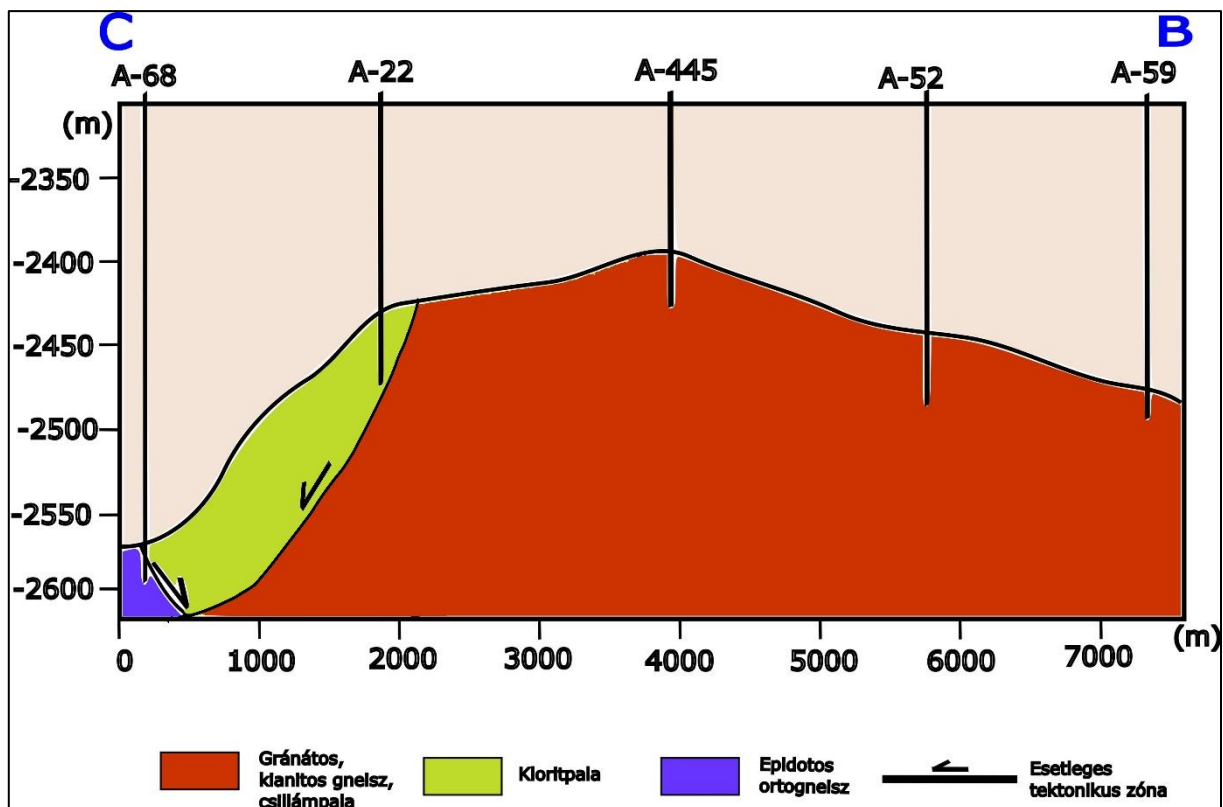
Az Algyői-hát ÉNy-i és DK-i részét felépítő gránátos, kianitos gneisz, csillámpala található a legmélyebb szerkezeti helyzetben. Ez a megállapítás egybevág M TÓTH ET AL. (2021) munkájában feltételezett szerkezettel, miszerint az ezt a kőzettípust is tartalmazó Tiszai Paragneisz Komplexum, illetve a kloritpalát és az epidotos ortogneiszt is magába foglaló Algyői Metamorf Komplexum közül előbbi fekszik mélyebben. Az utóbbiba tartozó két kisebb metamorf fokot elért litológiát a hát területén közrefogja a magasabb fokú gneisz, csillámpala. Az epimetamorf kőzettípusok egymáshoz viszonyított helyzetében az epidotos ortogneisz képviseli a szerkezeti fekvőtagot, továbbá a kloritpala mintegy pásztaként veszi körül az ortogneiszt délről és nyugatról. A különböző litológiák

egymással tektonikus, posztmetamorf határokkal érintkeznek. Ezen nyírási zónák nagy valószínűséggel normál vetőknek feleltethetőek meg.

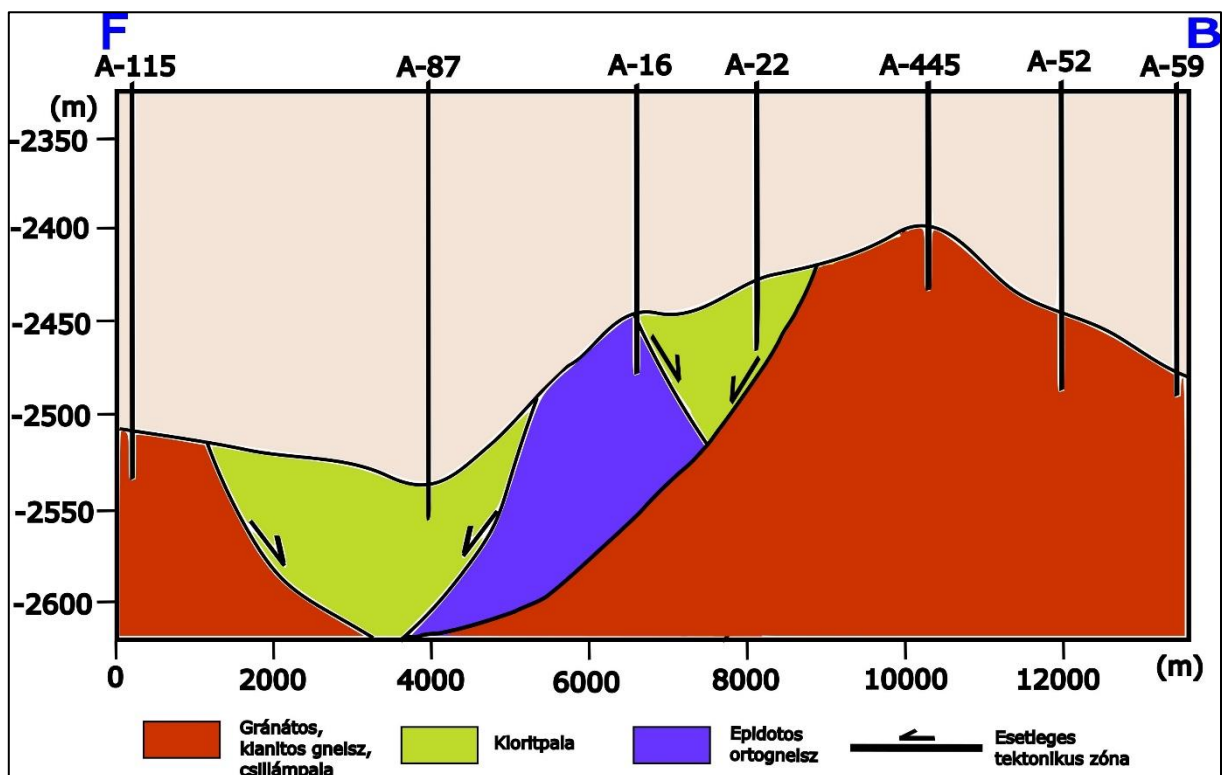
A hát keleti szélén megjelenik egy ismétlődéses szerkezet a kloritpalához és az ortogneiszhez kapcsolódóan. Ez a szerkezet értelmezésem szerint egy vetőkkel intenzíven átjárt metamorf aljzatot jelez. M. TÓTH & KONDOR (2022) munkája alapján a nyugati szomszédságban található Dorozsmai-háton is nagy mennyiségben megtalálható az Algyőn látható gránátos, kianitos gneisz, csillámpala. Ezen információk alapján a terület közettani felépítése alátámasztja a környék aljzatára szeizmikus értelmezések által felállított magkomplexum elméletet (POSGAY et al. 1996; TARI et al. 1999; MATENCO & RADIVOJEVIĆ 2012). Ebben a koncepcióban a gránátos, kianitos gneisz, csillámpala képviseli a metamorf magkomplexum központibb részét, míg a kloritpala és az epidotos ortogneisz e szerkezetnek a peremi területeit felépítő közzettestek, azaz a központi, nyugati rész irányába egyre nagyobb metamorf fokot elért kőzetek találhatóak, illetve a keleti területeken megtalálható kistekvő kőzetek normál vetők több generációja által átjárt szerkezetet mutatnak, melyekben ismétlődések is megjelenhetnek, így létrehozva egy igencsak bonyolult felépítésű aljzatot. A területről készített szelvények az alábbi ábrákon láthatóak (41. ábra, 42. ábra, 43. ábra, 44. ábra).



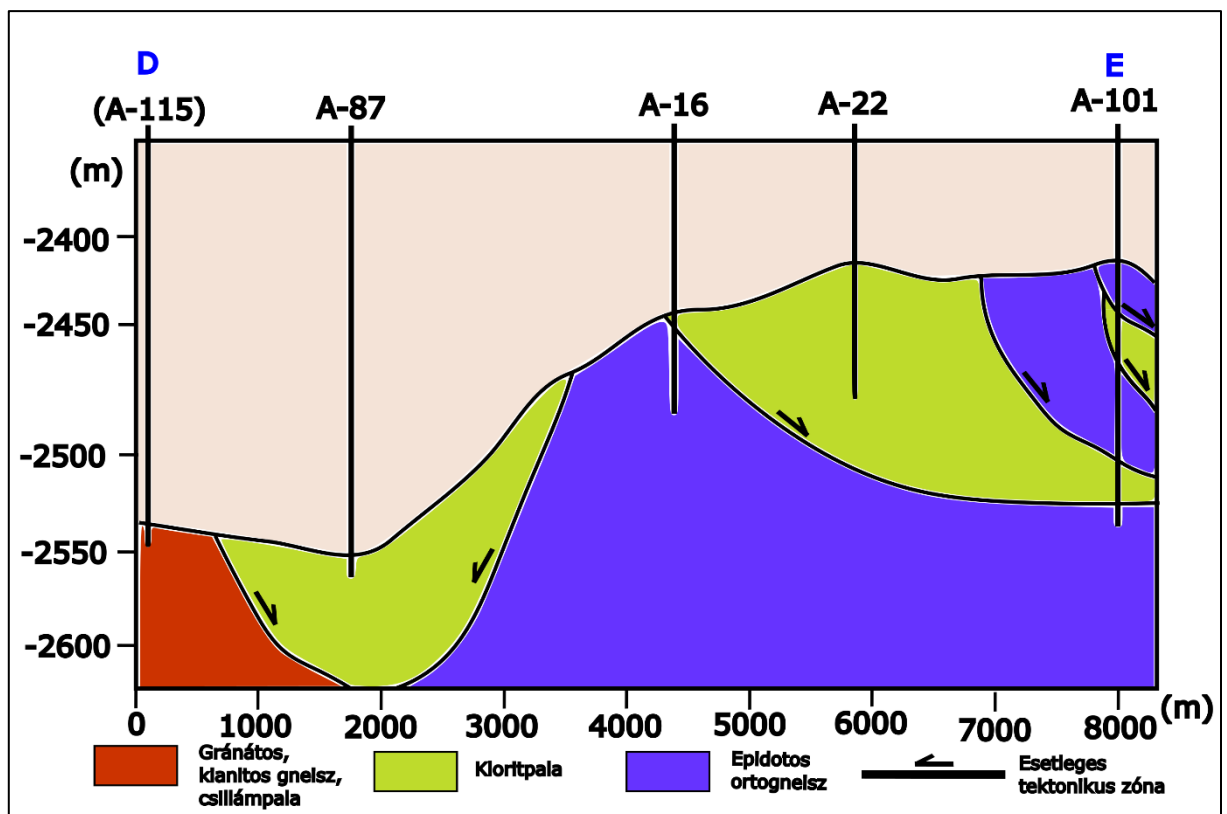
41. ábra: A területről készült szelvények nyomvonala (forrás: saját szerkesztés)



42. ábra: A C–B nyomvonalon készült szelvény (forrás: saját szerkesztés)



43. ábra: Az F–B nyomvonalon készült szelvény (forrás: saját szerkesztés)



44. ábra: A D–E nyomvonalon készült szelvény (forrás: saját szerkesztés)

A modell pontosításának céljából a jövőben érdemes lenne bevonni a vizsgálatba a többi, Algyőn található kút rendelkezésre álló karotázs adatait is.

Mindezek mellett fontos megjegyezni, hogy az egyes kőzetblokkokat elválasztó vetők, nyírási zónák diszkrimináló algoritmussal való feltárására is van mód hasonlóképpen, mint a különböző litológiák elkülönítésére. Ebben az esetben a tanító függvény nyírt, illetve üde kőzetek alapján kerül meghatározásra (MOLNÁR et al. 2015). Esetemben azonban a fúrómagok mintái alapján nem állt rendelkezésre információ a nyírási zónák bizonyított helyzetéről, ezáltal az előbb említett diszkrimináló függvény felállítására nem volt lehetőség, így a szerkezeti modellben feltételezett vetőzónák csupán a litológiai váltások alapján kerültek behúzásra, ebből kifolyólag helyzetük is kérdéses lehet.

8. Összegzés

Az elmúlt öt évtizedben végzett, mélyfúrásokból rendelkezésre álló minták, adatok alapos közettani, termobarometriai és geokronológiai vizsgálatának köszönhetően az Alföld metamorf aljzati képződményeiről egyre több információ állt rendelkezésre, többek között SZEPESHÁZY Kálmán (1966, 1971, 1973a, b), SZEDERKÉNYI Tibor (1984, SZEDERKÉNYI et al. 1991), ÁRKAI Péter (1991, 1993, 2001; ÁRKAI et al. 1998, 2000; HORVÁTH & ÁRKAI 2002), LELKESNÉ FELVÁRI Gyöngyi (LELKES-FELVÁRI et al. 2003, 2005), és az OKGT/MOL munkatársainak (BALÁZS et al. 1985, 1986; CSEREPESNÉ Mészéna 1978, 1983, 1985, 1986; SZILI-GYÉMÁNT 1986) jóvoltából. Ennek eredményeképpen olyan részletgazdag kezdeti modellek születtek a felépítéssel kapcsolatban, melyek megfelelő alapot biztosítottak a további kutatásoknak. Az elmúlt közel 30 évben számtalan kisebb-nagyobb vizsgálat igyekezett pontosítani a kialakult képet egy-egy részterületre korlátozódva (például: PÁL-MOLNÁR et al. 2005; ZACHAR 2008; BALOGH et al. 2009; PAPP et al. 2017; M. TÓTH & VARGÁNÉ TÓTH 2020; KONDOR & M. TÓTH 2021). Ráadásul M. TÓTH és szerzőtársainak munkája nyomán (M TÓTH et al. 2021) egy, az Alföldön található több aljzatmagaslat alapján készült összefoglaló mű is napvilágot látott.

Az Alföld aljzatával kapcsolatos ismereteink tehát mára már sokrétűek és az ezek alapján készült egyre modernebb modellek mind-mind közelebb visznek minket a valóság megismeréséhez. Mindezek ellenére azonban még mindig sok kérdés merülhet fel, melyek megválaszolásához további vizsgálatok szükségesek. Minden egyes kutatás tehát hasznos, mely a minél pontosabb modell felállításához járul hozzá.

Ezt a célt szolgálja dolgozatom is, mely alapján kijelenthető, hogy a lineáris diszkriminancia analízis egy jó módszer a fűrómagból kinyerhető információ fűrás menti kiterjesztésére. Ez alapján a pontonkénti adatok segítségével vertikális szelvények kaphatóak, melyek kutak közötti korreláció által 3D közetváz modell felépítésére alkalmasak.

Irodalomjegyzék

- ALTMAN, E. I. 1968: Financial ratios, discriminant analysis and the prediction of corporate bankruptcy. — *The Journal of Finance* **23/4**, 589–609. <https://doi.org/10.2307/2978933>
- ÁRKAI P. 1991: *Kishőmérsékletű regionális metamorfózis (alkalmazások magyarországi példákon)*. — Kézirat, MTA Doktori értekezés, 190 p.
- ÁRKAI, P. 1993: The distinction between low-T retrograde metamorphism and weathering + burial diagenesis of the gneiss and mica schist basement complex, Great Plain, Hungary: A novel use of illite “crystallinity”. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte* **8**, 337–351.
- ÁRKAI, P. 2001: Alpine regional metamorphism in the main tectonic units of Hungary: A review. — *Acta Geologica Hungarica* **44/2**, 329–344.
- ÁRKAI, P., BÉRCZI-MAKK, A. & HAJDU, D. 1998: Alpine prograde and retrograde metamorphism in an overthrust part of the basement, Great Plain, Pannonian Basin, eastern Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41/2**, 179–210.
- ÁRKAI, P., BALOGH, K. & BÉRCZI-MAKK, A. 2000: Alpine low-T prograde metamorphism in the post-Variscan basement of the Great Plain, Tisza Unit (Pannonian Basin, Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **43/1**, 43–63.
- BABINSZKI E. & KOVÁCS ZS. 2018: Magyarország szénhidrogén-kutatási területei – A Szegedi-medence és a Kiskunság. — In: KOVÁCS ZS. (szerk.): *Szénhidrogének Magyarországon*. — Magyar Energetikai és Közmű-szabályozási Hivatal, Budapest, 79–100.
- BALÁZS E., CSEREPESNÉ MESZÉNA B., SZILI-GYÉMÁNT P. & NUSSZER A. 1985: Kísérlet az Alföld metamorf képződményeinek az Erdélyi középhegységgel való azonosítására. — *Általános Földtani Szemle* **21**, 223–231.
- BALÁZS, E., CSEREPESNÉ MESZÉNA, B., NUSSZER, A. & SZILI-GYÉMÁNT, P. 1986: An attempt to correlate the metamorphic formations of the Great Hungarian Plain and the Transylvanian Central Mountains (Muntii Apuseni). — *Acta Geologica Hungarica* **29/3–4**, 317–320.
- BALÁZS L. 2013: Mélyfúrási Geofizika. — Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 152 p.
- BALOGH K., M. TÓTH T., DUNKL I. & SCHERRER N. 2009: A polimetamorf aljzat geokronológiai viszonyai a Szeghalom és a Mezősas-Furta hátán. — In: M. TÓTH T. (szerk.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*. — GeoLitera, Szeged, 147–160.
- BENYOVSZKI A. & KIBÉDI K. K. 2008: Vállalati csődelőrejelzés többváltozós statisztikai módszerrel. — *Közgazdász Fórum* **11/7**, 3–18.
- BUDAI T. & KONRÁD GY. 2011: Magyarország földtana. — Egyetemi jegyzet, Pécsi Tudományegyetem, 107 p.
- CSEREPESNÉ MESZÉNA B. 1978: A Kiskunhalas-Ny–3 szénhidrogénkutató fúrással feltárt alsópannóniai bazalt és proterozoi migmatit képződményekről. — *Földtani Közlöny* **108/1**, 53–64.
- CSEREPESNÉ MESZÉNA, B. 1983: Migmatite belts in the basement complex of the region between Danube and Tisza. — *Anuarul Institutului de Geologie si Geofizica* **61**, 23–29.
- CSEREPESNÉ MESZÉNA B. 1985: A Duna–Tisza köze kristályos alaphegységének litosztratigráfiai felosztása. — *Általános Földtani Szemle* **21**, 117–194.
- CSEREPESNÉ MESZÉNA, B. 1986: Petrography of the crystalline basement of the Danube–Tisza Interfluve (Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **29/3–4**, 321–339.
- CSONTOS L. 1997: Térségünk takarós egységei. — In: KARÁTSZON D. & SZÁRAZ M. GY. (szerk.): *Magyarország földje*. — KERTEK 2000 Könyvkiadó, Budapest, 58–63.
- FISER-NAGY, Á., VARGÁNÉ TÓTH, I. & M. TÓTH, T. 2014: Lithology identification using open-hole well-log data in the metamorphic Kiskunhalas-NE hydrocarbon reservoir, South Hungary. — *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica* **49/1**, 57–78. <https://doi.org/10.1007/s40328-013-0037-1>
- GESSNER, K., WIJNS, C. & MORESI, L. 2007. A dynamic process model for tectonic denudation of metamorphic core complexes. — *Tectonics*, **26/2**, TC2012. <https://doi.org/10.1029/2004TC001768>
- HAAS J., BUDAI T. (szerk.), CSONTOS L., FODOR L., KONRÁD GY. & KOROKNAI B. 2014: *Magyarország prekainozoos medence aljzatának földtana. Magyarázó „Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez” 1:500 000* — Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest, 13–19, 46–52.
- HORVÁTH, P. & ÁRKAI, P. 2002: Pressure-temperature path of metapelites from the Algyő-Ferencszállás area, SE Hungary: Thermobarometric constraints from coexisting mineral assemblages and garnet zoning. — *Acta Geologica Hungarica* **45/1**, 1–27. <https://doi.org/10.1556/ageol.45.2002.1.1>
- KOBER, L., 1921: *Der Bau der Erde*. — 1. kiadás, Gebrüder Bornträger, Berlin, 324 p.

- KONDOR, H. & M. TÓTH, T. 2021: Contrasting metamorphic and post-metamorphic evolutions within the Algyő basement high (Tisza Mega-unit, SE Hungary). Consequences on structural history. — *Central European Geology* **64** (2), 91–112. <https://doi.org/10.1556/24.2021.00004>.
- LINK, P. K. & PHOENIX, E. C. 1996: Rocks, Rails, & Trails. — 2. kiadás, Idaho Museum of Natural History, Pocatello, 193 p.
- LISTER, G. S. & DAVIS, G. A. 1989: The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region. — *Journal of Structural Geology*, **11/1–2**, 65–94. doi:10.1016/0191-8141(89)90036-9.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geomorfológiája. — *Természettudományi Közlöny* 45. Pótfüzetek 1–2, 17 p.
- LÓCZY L. 1918b: Magyarország földtani szerkezete. — In: LÓCZY L. (szerk.) 1918a: *A magyar Szent Korona Országainak földrajzi, társadalomtudományi, közművelődési és közgazdasági leírása*, Magyar Földrajzi Társaság, Budapest, 5–43.
- LÓCZY L. (szerk.) 1920a: A Balaton-tó környékének részletes geológiai térképe 1:75 000. — Magyar Földrajzi Társaság Balaton Bizottsága, Budapest.
- LELKES-FELVÁRI, GY., FRANK, W. & SCHUSTER, R. 2003: Chronological constraints on Variscan, Permian-Triassic and eo-Alpine (Cretaceous) evolution of the Great Hungarian Plain basement. — *Geologica Carpathica* **54/5**, 299–315.
- LELKES-FELVÁRI, GY., SCHUSTER, R., FRANK, W. & SASSI, R. 2005: Metamorphic history of the Algyő High, Tisza Mega-unit, basement of the Great Hungarian Plain — a counterpart of crystalline units of the Koralpe–Wölz nappe system (Austroalpine, Eastern Alps). — *Acta Geologica Hungarica* **48/4**, 371–394. <https://doi.org/10.1556/ageol.48.2005.4.2>
- M. TÓTH T. 2008: *Repedezett metamorf fluidumtárolók az Alföld aljzatában*. — MTA Doktori értekezés, Szeged, 399 p.
- M TÓTH, T. & VARGÁNÉ TÓTH, I. 2020: Lithologically controlled behaviour of the Dorozsma metamorphic hydrocarbon reservoir (Pannonian Basin, SE Hungary). — *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **195**, Article 107748. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2020.107748>.
- M. TÓTH T., FISER-NAGY Á., KONDOR H., MOLNÁR L., SCHUBERT F. & VARGÁNÉ TÓTH I., ZACHAR J. 2021: Az Alföld metamorf aljzata: a köztes tömegtől a tarka mozaikig [The metamorphic basement of the great Hungarian plain: From zwischengebirge towards a variegated mosaic]. — *Földtani Közöny*, **151/1**, 3–26. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2021.151.1.3>
- M. TÓTH T. & KONDOR H. 2022: *Az Algyő, Kiskundorozsma, Ferencszállás, Ferencszállás-Kelet, Kiszombor, valamint a bányatelekre nem eső metamorf aljzatot elért fűrésok közettani reambulációja*. — MOL jelentés I–III., Szeged, 119 p.
- MATENCO, L. & RADIVOJEVIĆ, D. 2012: On the formation and evolution of the Pannonian Basin: constraints derived from the structure of the junction area between the Carpathians and the Dinarides. — *Tectonics* **31/6**, TC6007. <https://doi.org/10.1029/2012TC003206>.
- MOLNÁR, L., M. TÓTH & T. & SCHUBERT, F. 2015: Structural controls on the petroleum migration and entrapment within faulted basement blocks of the Szeghalom Dome (Pannonian Basin, SE Hungary). — *Geologia Croatica* **68/3**, 247–259. <https://doi.org/10.4154/gc.2015.19>
- MUCSI M. 1999: *A dorozsmai szerkezet földtani felépítése, fejlődéstörténete*. — Kézirat, MOL Adattár, Szolnok, 41 p.
- PÁL-MOLNÁR, E., LELKES-FELVÁRI, GY., BATKI, A. & SASSI, R. 2005: Metamorphic petrology and geochemistry of the Sarkadkeresztúr Basement-High with special regard to orthogneiss (Tisza Mega-unit, SE Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **48/4**, 395–418. <https://doi.org/10.1556/ageol.48.2005.4.3>
- PAPP, N., VARGA, A., MÉSZÁROS, E. & RAUCSIK, B. 2017: Petrographic analyses of marbles: characteristic features of deformation and fluid-related effects in the Dorozsma marble (Tisza Mega Unit, South Hungary). (In Hungarian with English abstract.) — *Földtani Közöny* **147/4**, 337–356. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2017.147.4.337>
- PETHŐ G. & VASS P. 2011: Geofizika alapjai. — Digitális Egyetem, Miskolc, 32 p.
- PODANI J. 1997: Bevezetés a többváltozós biológiai adatfeltárás rejtelseibe. — Scientia Kiadó, Budapest, 412 p.
- POSGAY, K., TAKÁCS, E., SZALAI, I., BODOKY, T., HEGEDŰS, E., JÁNVÁRINÉ, K. I., TÍMÁR, Z., VARGA, G., BÉRCZI, I. & SZALAY, Á. 1996: International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. — *Geophysical Transactions* **40/1–2**, 1–44.

- PRINZ GY. 1926: Magyarország földjének származása, szerkezete és alakja. — In: PRINZ GY. 1926: *Magyarország földrajza I. kötet*. — Danubia Könyvkiadó, Pécs, 202 p.
- RING, U. 2016: Metamorphic core complexes. — In: HARFF, J., MESCHÉDE, M., PETERSEN, S. & THIEDE, J. (eds.) 2016: *Encyclopedia of Marine Geosciences*. — Encyclopedia of Earth Sciences Series, Springer, Dordrecht, 491–495. doi: 10.1007/978-94-007-6644-0_104-4
- SCHMID, S. M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI, K. 2008: The Alpine–Carpathian–Dinaridic orogenic system: Correlation and evolution of tectonic units. — *Swiss Journal of Geosciences* **101/1**, 139–183. <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1247-3>
- SZEDERKÉNYI T. 1984: *Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai*. — Kézirat, MTA Doktori értekezés, 326 p.
- SZEDERKÉNYI, T., ÁRKAI, P. & LELKES-FELVÁRI, GY. 1991: Crystalline groundfloor of the Great Hungarian Plain and South Transdanubia. — In: KARAMATA, S. (ed.): *Geodynamic evolution of the Pannonian Basin*. — Beograd, 261–273.
- SZEPESHÁZY K. 1966: A kristályos aljzat fontosabb közettípusai a Duna–Tisza köze középső és déli részén. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1966-ról*, 257–289.
- SZEPESHÁZY K. 1971: Közettani adatok a Közép-Tiszántúl kristályos aljzatának ismeretéhez. A — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1971-ről*, 141–168.
- SZEPESHÁZY K. 1973a: A Duna–Tisza köze déli részének metamorf kőzetei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1973. évről*, 147–166.
- SZEPESHÁZY K. 1973b: A Kárpátok és az Alföld metamorf képződményeinek kapcsolatai. — *Általános Földtani Szemle* **3**, 5–57.
- SZILI-GYÉMÁNT, P. 1986: Metamorphic formations in Tiszántúl: the Körös–Berettyó and the Álmosd Units. — *Acta Geologica Hungarica* **29/3–4**, 305–316.
- TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P. & TÓTH, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. — Geological Society, London, *Special Publications* **156**, 215–250. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.12>
- T. KOVÁCS G. & KURUCZ B. 1984: A Dél-Alföld mezozoikumnál idősebb képződményei. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 56 p.
- USTASZEWSKI, K., SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., TISCHLER, M., KISSLING, E. & SPAKMAN, W. 2008: A map-view restoration of the Alpine–Carpathian–Dinaridic system for the Early Miocene. — *Swiss Journal of Geosciences* **101/1**, 273–294. https://doi.org/10.1007/978-3-7643-9950-4_16
- VARGA A. 2020: *A Tiszai-főegység (Tisia-megaterrénium) paleozoos aljzati képződményeinek regionális korrelációja reprezentatív mélyfúrási szelvények*. — MTA Doktori értekezés, Szeged, 140 p.
- WEROVSKY, V., TROMBOCZKY, S., MIKLOS, T. & M. KRISTOF. 1990: Case History of Algyo Field, Hungary. — European Petroleum Conference **SPE-20995-MS**, The Hague, Netherlands. <https://doi.org/10.2118/20995-MS>
- ZACHAR J. 2008: *A Jánoshalma ortogneisz blokk közettani felépítése, fejlődéstörténete és korrelációs lehetőségei*. — Kézirat, PhD értekezés, Szegedi Tudományegyetem, 144 p.

Internetes források:

[1]: <https://map.mbfisz.gov.hu/preterc500/> (letöltve: 2024. 04. 10.)

[2]: Open hole wireline logging. — Tracs International, Universitetet i Oslo, 24 p. (letöltve: 2023. 11. 03.)

Használt szoftver: IBM Corp. Released 2017. IBM SPSS Statistics for Windows, Version 25.0. Armonk, NY: IBM Corp.

Függelék

Saját eredmények

- Kutatási területemet az Algyői-hát képezte, melynek aljzati felépítéséről számtalan információval rendelkezünk már, azonban, még mindig vetődnek fel új kérdések. A területen végzett korábbi kutatások a felszínre hozott maganyag petrográfiai vizsgálata alapján 5 fő közettípust különítettek el, melyek 2 komplexumba kerültek besorolásra: a Tiszai Paragneisz Komplexumba, illetve az Algyői Metamorfit Komplexumba (M. TÓTH et al. 2021; M. TÓTH & KONDOR 2022). Területileg ezen közettípusok jól elkülönülnek egymástól a hát felszínén, azonban térbeli szerkezeti kapcsolattrendszerük nincs feltárva. Ezt a hiányt pótolva vállalkoztam munkámban egy lehetséges térbeli szerkezeti modell felállítására.
- E cél elérése érdekében a területen található mélyfúrások közül 10 darabot vizsgáltam meg részletesebben, melyekben M. TÓTH & KONDOR (2022) munkája alapján 3 féle litológia volt megtalálható: gránátos, kianitos gneisz, csillámpala; epidotos ortogneisz; illetve kloritpala. Az egyes kutaknál azonban a maganyag csak az aljzat rövid, legfeljebb néhány méteres szakaszát reprezentálta. A maganyag nélküli részokról csak lyukgeofizikai mérések álltak a rendelkezésemre (természetes gamma, természetes potenciál, neutron gamma porozitás, ellenállás, mikorgradiens, mikropotenciál).
- Dolgozatomban ezen rendelkezésre álló lyukgeofizikai adatsorokon végeztem elemzést a lineáris diszkriminancia analízis módszerét használva. A diszkrimináló függvényeket a maggal ismert „tanító” szakaszokon végzett elemzéssel kaptam meg, melyek után az ismeretlen szakaszok litológiai csoportokba való sorolására is lehetőségem nyílt. Így a 10 darab kútra 10 elméleti közetoszlopot kaptam meg, melyekből az egyes közettípusok térbeli helyzete megadható volt, ezáltal elméleti szerkezeti modell építésére is lehetőségem nyílt.
- Az általam felállított elméleti szerkezeti modell alapján az Algyői-hát széleit felépítő gránátos, kianitos gneisz, csillámpala található a legmélyebb szerkezeti helyzetben, a hát középső területein megtalálható epidotos ortogneisz és kloritpala közül az előbbi alkotja a szerkezeti fekvőt, míg az egyes litológiai blokkok között tektonikus, posztmetamorf határok találhatók. Ezen eredmények beleillenek a korábbi munkák (M. TÓTH et al. 2021; M. TÓTH & KONDOR 2022) által leírt szerkezeti képbe. Mindezek mellett eredményeim alapján az Algyői-hát keleti területein egy ismétlődéses szerkezet is megfigyelhető, ami a területre korábbi szeizmikus kutatások által felállított magkomplexum elméletet (POSGAY et al. 1996; TARI et al. 1999; MATENCO & RADIVOJEVIĆ 2012) látszik igazolni szerkezetileg és közettanilag is.