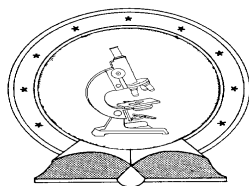


DE TTK



1949

**Szekvenciasztratigráfiai és szerkezeti vizsgálatok a Máza-Dél - Váralja-
Dél-i (Kelet-Mecsek) feketekőszén kutatási területen kitékintéssel a
Kelet-Mecsek egyéb területeire**

Egyetemi doktori (PhD) értekezés

Forgács Zoltán

Témavezető: Dr. Rózsa Péter

DEBRECENI EGYETEM
Természettudományi Doktori Tanács
Földtudományok Doktori Iskola

Debrecen, 2013.

Ezen értekezést a Debreceni Egyetem Természettudományi Doktori Tanács Földtudományi Doktori Iskola A lito- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai programja keretében készítettem a Debreceni Egyetem természettudományi doktori (PhD) fokozatának elnyerése céljából.

Debrecen, 2013.

a jelölt aláírása

Tanúsítom, hogy Forgács Zoltán doktorjelölt 2008 - 2013 között a fent megnevezett Doktori Iskola A lito- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai programjának keretében irányítással végezte munkáját. Az értekezésben foglalt eredményekhez a jelölt önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult. Az értekezés elfogadását javasolom.

Debrecen, 2013.

a témavezető aláírása

Szemem fényének,
Annának,
aki a legnagyobb munkák
közepette érkezett,
még értékesebbé téve
a dolgozatba fektetett
időt és energiát

1. TARTALOMJEGYZÉK

1. TARTALOMJEGYZÉK	2
2. A KUTATÓMUNKA CÉLKITŰZÉSEI ÉS A TÉMAVÁLASZTÁS INDOKAI.....	6
2.1. BEVEZETÉS.....	6
2.2. A KUTATÁS CÉLKITŰZÉSEI.....	8
3. A MECSEKI KŐSZÉN FORMÁCIÓ FÖLDTANI MEGISMERÉSÉNEK ÉS KUTATÁSÁNAK TÖRTÉNETE	9
3.1. A MECSEKI KŐSZÉN FORMÁCIÓ MEGISMERÉSTÖRTÉNETE.....	9
3.2. A KELET-MECSEK SZERKEZETI VISZONYAINAK MEGISMERÉSTÖRTÉNETE	12
4. A TERÜLET (KELET-MECSEK) ÁLTALÁNOS FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE	13
4.1. HEGYSÉGSZERKEZETI VISZONYOK.....	13
4.2. A MECSEKI KŐSZÉN FORMÁCIÓ FEKŰ- ILL. FEDŐKÉPZŐDMÉNYEI..	14
4.2.1. Felsőtriász fekü képződmények.....	14
4.2.2. Júra időszaki fedő képződmények	15
4.2.3. Kréta fedőképződmények.....	16
4.2.4. Kainozós (harmadidőszaki) Formációk	17
5. A GEOFIZIKAI SZELVÉNYEK ÉS MÉLYFŰRÁSI ADATOK ÚJRAÉRTÉKELÉSE.....	18
5.1. MÉLYFŰRÁSI DOKUMENTÁCIÓ ÚJRAFELDOLGOZÁSA	18
5.1.1. Az adatbázis felépítése.....	20
5.1.2. Litológiai adatok.....	21
5.1.3. A felhasznált geofizikai szelvények.....	25
5.1.4. A mélyfúrás geofizika elektronikus adatbázisának létrehozása.....	26
5.1.5. Laboratóriumi adatok.....	27
6. A SZÉNTELEPES RÉTEGSOROK SZEKVENCIASZTRATIGRÁFIAI JELLEMZŐI ÉS FÁCIESMODELLJEI.....	27

6.1. SZÉNTELEPES RÉTEGSOROK SZEKVENCIASZTRATIGRÁFIA VIZSGÁLATA.....	27
6.2. SZÉNTELEPES RÉTEGSOROK KORRELÁCIÓS FELSZÍNEI.....	30
6.3. FÁCIESKÖRNYEZETEK ÁLTALÁNOS JELLEMZÉSE.....	31
6.4. A KELET-MECSEK KŐSZÉNÖSSZLETÉNEK RÉTEGTANI FELOSZTÁSA ÉS ÓSFÖLDRAJZI VISZONYAI.....	35
7. A MÁZA-DÉL – VÁRALJA-DÉLI FEKETEKŐSZÉN TERÜLET..	37
7.1. A MECSEKI KŐSZÉN FORMÁCIÓ RÉTEGTANI TAGOLÁSA A MÁZA – VÁRALJA-DÉLI TERÜLETEN.....	39
7.2. A TELEPVASTAGSÁG ÉS KÉNTARTALOM VERTIKÁLIS VÁLTOZÁSA MÁZA – VÁRALJA-DÉLEN.....	44
7.3. AZ ÜLEDÉKES RENDSZER-EGYSÉGEK ÓSFÖLDRAJZI VISZONYAI MÁZA – VÁRALJA-DÉLEN.....	48
7.3.1. SQ_1 – Transzgressziós háttérlagúnák telepei	49
7.3.2. SQ_2 – A „legszárazföldibb” delta komplexum.....	51
7.3.3. SQ_3 – A „tengeribb” delta komplexum	52
7.3.4. SQ_4 – A „legtengeribb” delta komplexum.....	54
8. RÉTEGTANI KORRELÁCIÓK A KELET-MECSEK SZÉNTELEPES TERÜLETEIN	56
8.1. A PÉCSI FEKETEKŐSZÉN TERÜLET.....	58
8.1.1. A Mecseki Kőszén Formáció szekvenciasztratigráfiai modellje a pécsi feketekőszén területen	59
8.2. A HOSSZÚHETÉNYI FEKETEKŐSZÉN-TERÜLET.....	64
8.2.1. A Mecseki Kőszén Formáció szekvenciasztratigráfiai modellje a hosszúhetényi feketekőszén területen	65
8.2.2. Szerkezeti megfigyelések a hosszúhetényi feketekőszén területen.....	68
8.3. A KOMLÓI FEKETEKŐSZÉN-TERÜLET.....	69
8.3.1. A Mecseki Kőszén Formáció szekvenciasztratigráfiai modellje a komlói feketekőszén területen	71
8.4. A KELET-MECSEK SZÉNTELEPES RÉTEGSORAINAK KORRELÁCIÓJA.....	74
8.4.1. Üledékes szekvenciák és paraszekvenciák korrelációja a Kelet-Mecsekben.....	74
8.4.2. Széntelepek párhuzamosítása a Kelet-Mecsek szénkutatói területein.....	75
9. A KELET-MECSEK SZERKEZETI MODELLJE ÉS SZERKEZETFELŐDÉSI VISZONYAI	78

9.1. SZEIZMIKUS ADATOK ALKALMAZÁSA A SZERKEZETI ÉRTELMEZÉSBEN.....	78
9.1.1. A széntelepes rétegsor reflexióinak értelmezése	79
9.1.2. A reflexiók szakadásainak értelmezése.....	82
9.1.3. A szerkezeti rekonstrukció menete	83
9.2. MÁZA – VÁRALJA-DÉL ÁLTALÁNOS SZERKEZETI MODELLJE.....	85
9.2.1. A korábbi földtani modellek.....	85
9.2.2. A jelenlegi szerkezeti modell elemei	86
9.3. AZ ÉSZAKI PIKKELY SZERKEZETI MODELLJE.....	90
9.4. ÁLTALÁNOS SZERKEZETFEJLŐDÉSI KÉP.....	90
9.4.1. A szerkezetalakulás fő lépései Máza-Váralja-Dél esetében	90
9.4.2. Alsó-miocén deformációk	93
9.4.3. A szerkezetalakulás fő lépései az Északi Pikkely esetében	106
10. ÖSSZEFOGLALÁS.....	109
11. SUMMARY	114
12. IRODALOMJEGYZÉK	119
13. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS.....	127
14. PUBLIKÁCIÓK AZ ÉRTEKEZÉS TÉMAKÖRÉBEN	128
15. MELLÉKLETEK	130

2. A KUTATÓMUNKA CÉLKITŰZÉSEI ÉS A TÉMAVÁLASZTÁS INDOKAI

2.1. BEVEZETÉS

A Magyaregregytől Nagymányokig húzódó Északi Pikkely, valamint a Kelet-Mecsek központi részét jelentő Kisújbanyai centroklinális között található a mecseki felső-triász - alsó-liász (hettangi) legjelentősebb kőszénterülete, a Máza-Dél – Váralja-Dél-i kőszénterület.

A Kelet-Mecsek északi részén található alsó-liász – hettangi-alsó-szinemuri széntelepes szekvenciák (Mecseki Kőszén Formáció) bányászati célú kutatásai és az azzal kapcsolatos szénkitermelés mintegy három évszázados történettel rendelkezik.

Az ipari fejlődés rohamosan növekvő tüzelőanyag igénye a XVIII. század végére vált olyan mértékben szükségsszerűvé, hogy hazánkban is elindítsa a kőszénbányászatot. Annak ellenére, hogy a bányászathoz szükséges technológia és szellemi lehetőségek már korábban is megvoltak, csak 1880 körül jutott el Magyarország arra a szintre, hogy a szén hasznosítása jelentős és nélkülözhetetlen legyen (ZSÁMBOKI, 1995).

A Mecsekben 3 kőszénbányászati régiót különíthetünk el: Pécs, Északi-Mecsek és Komló térsége. A kőszénbányászat az előbbi két térségben a 18. század végén indult meg, míg a komlói területen a századfordulón kezdődött meg a kitermelés. Az ország teljes széntermelését tekintve a trianoni békeszerződés után a Pécs környéki bányák veszítettek jelentőségükből, a komlói terület azonban dinamikus fejlődésnek indult. A II. világháború után és a szocialista iparosítás időszaka alatt a komlói és a Pécs környéki bányákban továbbra is nagyüzemi termelés folyt, miközben az Észak-Mecseki régió fokozatosan veszített szerepéből (BABICS, 1967; SZIRTES, 1994), míg a legjelentősebb kutatási eredmények a Máza-Dél – Váralja-Dél-i területtel kapcsolatban születtek. Ennek legfőbb okaként a Mecsek hegység

bonyolult szerkezeti viszonyai jelölhetők meg, a korábbi kutatásokról kiderült ugyanis, hogy az eredmények a szerkezeti viszonyok nem megfelelő ismerete miatt maradtak el. Ennek következtében, az 1960-as évektől került előtérbe a Mecsek hegység szerkezetalakulásának a megismerése. 1955 és 1985 között a kitermelt kőszén mennyisége a korábbi évek termelésének mintegy négyszeresére nőtt, melynek eredményeképpen sorra mélyültek le az aknák Pécs és Komló térségében. Az 1970-es évek elején megindult a mecseki kőszénbányászat fokozatos leépülése, majd a liász-program 1988-as leállítása után gyakorlatilag a termelés is megszűnt és sorra zárták be a bányákat.

A Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszéke 2006 novemberében kapott felkérést a *Calamites Kft.*-től a Máza – Váralja-Déli (Kelet-Mecsek) kőszénkutató terület földtani újraértékelésére, melynek eredményeképpen el is készült a földtani kutatási zárójelentés (PÜSPÖKI ET AL. 2009A). Végül soron a kutatási területen megkutatott közel 1 mrd. tonna szénvagyont újabb 100 évre biztosíthatja a perspektívát a mecseki kőszénbányászatnak. Ezen kijelentést támaszthatja alá, hogy 2011-ben megindult a külszíni bányászat Nagymányok (Északi Pikkely) térségében, továbbá egy ideje megkezdődtek és folyamatban vannak a munkálatok a mélyművelési bányászat beindítására a Máza-Déli feketekőszén területen és a Váralja-Déli kőszénmező déli és keleti részén is fennáll a lehetősége a felszín alatt történő elgázosításnak (UCG).

Nekem az archív kutatási anyagok egységes, digitális adatbázisba történő rendezése kapcsán sikerült bekapcsolódnom a munkába. Az ipari célú feldolgozások a máza-déli területre korlátozódtak, a doktori kutatás során azonban, a vizsgálatok kiterjedtek a váraljai, nagymányoki, majd a komlói, hosszúhetényi és pécsi területekre is.

A debreceni földtudományi doktori iskola és a kutatást kezdeményező vállalkozás támogatása tette lehetővé, hogy az eredmények doktori disszertáció keretében kerüljenek összefoglalásra, egységes tárgyalásra.

2.2. A KUTATÁS CÉLKITŰZÉSEI

Üledékes rétegsorban a földtani rekonstrukció és közetváz modellezés alapja a minél nagyobb felbontású és minél biztosabb rétegtani korreláció. A Mecseki Kőszén Formáció soktelepes kőszénösszlet esetében ezt az É- felé erősödő partközeli hatások (kiékelődések, intraformacionális lepusztulási felszínek) és az erős szerkezeti igénybevétel különösen megnehezítik.

A Máza- Dél – Váralja- Dél kutatási területre korábban elkészült kutatási jelentések (NÉMEDI VARGA ET AL. 1979; SZILÁGYI ET AL. 1985) rétegtani kereteit a formáció határai jelentették, s noha több publikáció született a formáció eltérő fácies-kifejlődésű szakaszainak (pl. lakusztrikus, delta, paralikus szakaszok, ú.n. „aprociklusok”) elkülönítésére (WEIN, 1952; KÁLI, 1962, 1963; NAGY, 1965; NAGY, 1964,1969; KOVÁCS, 1987), és történtek kezdeményezések a telepek párhuzamosítására is (NAGY, 1971; NÉMEDI VARGA, 1967; NAGY – NAGY, 1969), ezek nem épültek be a korábbi térképezésekbe, készletszámításokba.

A jelenlegi munka keretei között kísérletet teszek a Mecseki Kőszén Formáció nagyobb felbontású rétegtani tagolására, a karotázskorreláció (NÉMEDI VARGA, 1969; KISS, 1983) során azonosítható, mélyföldtani módszerekkel térképezhető és szeizmikusan is észlelhető üledékes szekvenciák meghatározására. Ennek alapját a mélyfúrési geofizikai görbék értékelése és a széntelepek fúrások közötti korrelációja képezte a Máza-Dél – Váralja – Dél-i területen.

A rétegtani modellt ezután négy további kelet-mecseki (Nagymányok, Komló, Pécs, Hosszúhetény) kőszénterület rétegsorával összevetve újabb

javaslatot teszek a szénteleges rétegsor tagolására és széntelegek nagyobb területen történő párhuzamosítására.

Ugyancsak sor került a máza-déli terület üledékes rendszer-egységeinek ősföldrajzi modellezésére. Ennek alapját elsősorban az azonosított és térképezett üledékes rendszer egységek izovastagsági adatai, a beágyazott széntelegek hamu- és kéntartalma, ill. vastagsági adatai képezték.

A korábbi évtizedekben készült szeizmikus reflexiós geofizikai szelvények földtani értékelése során tisztázni kellett a szerkezeti vonalak helyzetét és jellegét, ami új eredményeket hozott egyrészt a korábbi szerkezeti modellekhez viszonyítva, másrészt az Északi Pikkely szerkezetfejlődésére vonatkozóan.

A munka kereteit relációs földtani adatbázis biztosította, amely, a földtani (litológia, paleontológia, szedimentológia) és geofizikai (mélyfúrási geofizika, szeizmikus adatok) adatokra egyaránt kiterjedt.

3. A MECSEKI KŐSZÉN FORMÁCIÓ FÖLDTANI MEGISMÉRÉSÉNEK ÉS KUTATÁSÁNAK TÖRTÉNETE

3.1. A MECSEKI KŐSZÉN FORMÁCIÓ MEGISMÉRÉSTÖRTÉNETE

A mecseki felső-triász - alsó-liász kőszénösszlettel napjainkig több mint ezer kézirat, ill. nyomtatásban megjelent földtani munka foglalkozik, melynek a jelentős része a 20. század második felében látott napvilágot.

Az első kőszénösszletre vonatkozó közzétett és földtani megfigyelések Kitaibel Pál nevéhez fűződnek, aki 1799-ben, majd 1808-ban járt a hegységben, míg ZIPSER (1817) munkájából kitűnik, hogy a kőszénösszletnek csaknem az összes kísérő kőzetét már ismerték.

FOETTERLE (1852) Pécs környékén 24 műrevaló telepet írt le, míg korát a benne található növényi maradványok alapján a liászba helyezte. A mecseki alsóliász kőszénösszlettel foglalkozó első szerzők közül PETERS (1862) felismerte a kőszénösszlet faunájának szegényességét, elsőként említett tengeri faunaelemeket, többek között egy *Ammonites* fajt is. HERTLE (1873) a bányászati feltárások alapján részletesen ismertette a liász rétegösszletet, a közbetelepült faunás padok és növények megjelenését és elsőként beszélt a későbbiek során is a rétegtani felosztás alapját jelentő alsó, középső- és felső telepcsoportról.

A legkorábbi felszíni térképezések közül ki kell emelni a Kelet-Mecsekben 1872-1876 között végzett, M=1:144000 méretarányban szerkesztett „Bécsi” térképezési eredményeket, ahol már felfigyeltek a Szamár-hegy – Nagy-hegy északi oldalán „az alsó liász legfelső zónáihoz tartozó” rétegekre (HOFMANN, 1872-1876). KLEIDORFER (1898) ősföldrajzi és fáciestani megállapításainak nagy része mai ismereteink szerint is helytálló és különösen értékes. A kőszénösszletet partközeli delta-képződésűnek tartotta és elsőként kísérelte meg képződésének időtartamát meghatározni. A „szászvár-déli-szénterület” iránt a századfordulón megnövekedett érdeklődést jelzi HOFMANN cikkének 1907-es posztumusz kiadása is, melyet számos az észak-mecseki kőszénterülettel foglalkozó kéziratosszerű jelentés (GRÓSZ, 1900; BÖCKH, 1907; ROTH – HOFFMANN 1911; VADÁSZ, 1910-1916) követett. Ezek alapján egy, a szászvárinál nyugodtabb településű széntelepés rétegsor képe rajzolódott ki, mintegy 25 millió tonnás készleteket feltételezve. A mecseki kőszénrel kapcsolatos ismeretek gyarapodása Vadász Elemér nevéhez fűződik, aki megállapította, hogy a telepmentes homokkőösszlet képződésmélységei teljes mértékben a felső-triászt képviselik. 1935-ös monográfiájában és 1940-es tanulmányában összegezte a kőszénösszletre vonatkozó ismereteket. Megállapította, hogy a kőszénösszlet faunája elsősorban fáciest jelez,

rétegtani szintet nem és szintezésre a növénymaradványok sem alkalmasak.

A II. világháború után az ismeretszerzés fellendülése a nehézipar megteremtését célzó erőfeszítéseknek volt köszönhető. Az elkészült munkák könyvtárnyi irodalmat képeznek, melyet itt még csak részleteiben sem áll módomban bemutatni, inkább azokat az összefoglaló munkákat említem, melyek a megismeréstörténet egy-egy szakaszhatárát jelentették.

WEIN (1952) részletesen ismertette a kőszénösszlet rétegtani és hegység szerkezeti viszonyait, majd a Mecsekben ismét fellendülő kőszén kutatás eredményeképpen jelent meg a területről ifj. NOSZKY (1953) M=1:20 000 és WEIN (1959) M=1:100 000 méretarányú földtani térképe.

Az 1950 - 60-as években a MÁFI szakemberei (Földi Miklós, Hámor Géza, Hetényi Rudolf, Nagy Elemér, Nagy István és Bilik István) végezték el a terület 1: 10 000-es méretarányú térképezését. A mecseki kőszénösszlet telepazonosítási (LÁDA, 1961), Phyllopora fajok alapján történő rétegazonosítási (LÁDA – NAGY E., 1961) módszereinek ismertetése jelentősen hozzájárult a Kelet-Mecsek megismeréséhez. A terület fáciesviszonyairól megjelent művek közül kiemelkednek KÁLI (1962) és NAGY E. (1964) pécsi, ill. komlói területre vonatkoztatott megállapításai, míg a kövestetői fonolit és a komlói andezit előfordulásáról NÉMEDI VARGA (1963, 1967) ismertetései emelhetők ki. A mecseki kőszénbányászat 200 éves évfordulójára jelent meg a Kelet-Mecsek M=1:25000-es földtani térképe (HETÉNYI ET AL. 1982). A mecseki liász kőszénösszletre vonatkozó ismeretek egyik legteljesebb, bibliografikus igényű összefoglalása NÉMEDI VARGA Z. (1987) munkájában áll rendelkezésre.

3.2. A KELET-MECSEK SZERKEZETI VISZONYAINAK MEGISMERÉSTÖRTÉNETE

A terület bonyolult szerkezeti viszonyainak a meghatározása a harmadidőszaki fedőképződmények miatt nehézségekbe ütközik. A gyűrvetört mezozóos alaphegység főbb szerkezeti irányainak a megítélése is eltérő a különböző szerzők esetén és gyakran a terület fúrásos kutatással történő megismerésének a függvénye.

A rétegsor és szerkezet megismerése szempontjából alapvető, mélyfúrási munkálatokkal is kiegészített kutatások kezdődtek Vitális István javaslatára, melyek többszöri rétegismétlődéssel jellemezhető, bonyolult hegyszerszerkezeti viszonyokkal jellemezhető terület képét vetítették előre. A terület szerkezeti viszonyainak tisztázása szempontjából fontos esemény, hogy 1960-ban sor került az Északi Pikkely M=1:5000 léptékű újratérképezésére. A kutatás lezárása után WEIN (1962) összefoglalója jelent meg és mind a rétegsorra, mind a szerkezeti viszonyokra tett megállapításai helytállóan bizonyultak.

A kőszénkutatás szempontjából összefoglaló jelentőségű a Keleti-Mecsek prognózis térképe” (NAGY - FORGÓ, 1967), mely a máza-déli területet a komló-kisújbányai terület ÉK-i folytatásaként értelmezi, az ott megismert szerkezeti irányokkal, amely egészen az Északi Pikkely vonulatáig tart.

A mázai terület szoros kapcsolatát a Kisújbányai –medencével és a komlói területtel NÉMEDI VARGA (1971) mutatta ki, hosszanti irányú ÉK-DNy-i csapású vető- ill. feltolódási felületekkel és harántirányú, ÉNy-DK-i csapású vetőkkel.

A későbbi felderítő fázisú kutatás zárójelentés (SZILÁGYI ET AL. 1985) alapján továbbra is K-Ny-i csapású feltolódások és vetők határozzák meg a terület szerkezeti viszonyait.

4. A TERÜLET (KELET-MECSEK) ÁLTALÁNOS FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE

4.1. HEGYSÉGSZERKEZETI VISZONYOK

A Kelet-Mecsek képét a gyúrt, antiklinális-szinklinális szerkezet jelenléte határozza meg, melynek a csapásiránya általánosan ÉK-DNy-inak tekinthető. Az antiklinálisok szárnyait északi és déli vergenciájú feltolódások bélyegzik felül. Mind a gyúrt, mind a töréses szerkezeti elemeket merőleges harántvetők tördelik, melyek legtöbbször korlátozott kiterjedése miatt mindössze helyi jelentősége van, néhányuk azonban regionális jelentőséggel is bír, mivel több önálló szerkezeti övet is keresztez.

A Kelet-Mecsek legfontosabb szerkezeti régiói a következők (**1. ábra**):

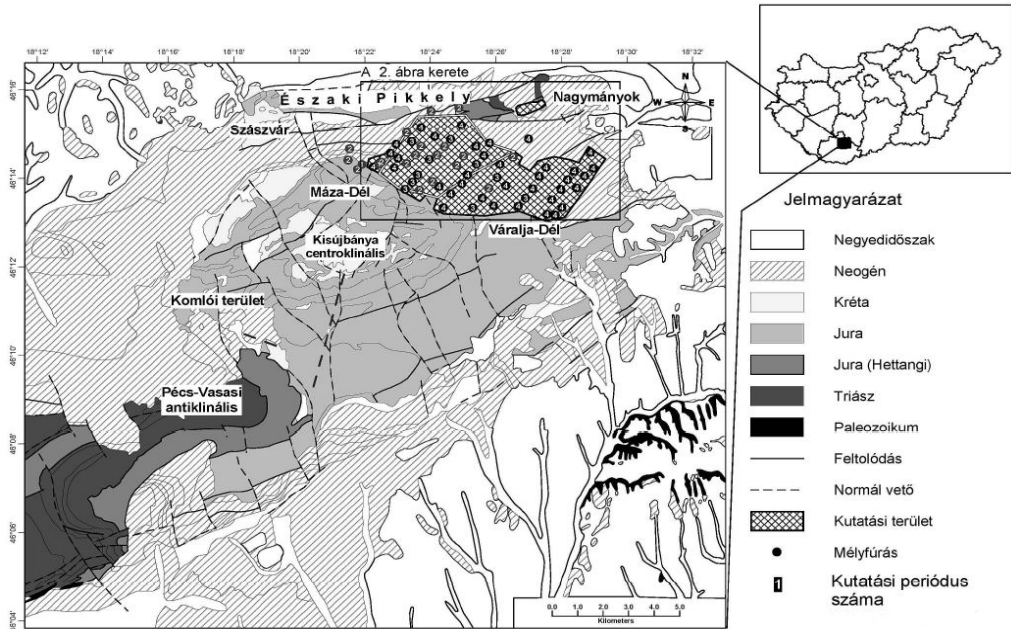
(1) a Pécs-Vasas környéki nagyméretű antiklinális ÉK dőlésirányú tengellyel és délies redőszárnyal, DK-i dőléssel;

(2) erőteljesen gyúrt szerkezet Komló térségében, antiklinálisokkal (Mézestetői és Kövestetői antiklinális), szinklinálisokkal (Zobápusztai szinklinális) és meredek feltolódásokkal a szárnyukon;

(3) Kisújbanya környéki centroklinális, mely a mézestetői antiklinálisra, ill. a zobápusztai szinklinálisra és annak folytatására szuperponálódott szerkezet és összekötő szerkezeti egység a komlói és máza-váralja-déli szerkezet között;

(4) a komlói térséghez hasonló erőteljesen gyúrt antiklinális-szinklinális szerkezet Máza-Dél – Váralja-Dél térségében, északi vergenciájú feltolódásokkal felülbélyegezve;

(5) az Északi Pikkely erőteljesen gyúrt és áttolódott öve (szimmetrikus ékszerkezet) Nagymányoktól Szászvár térségéig, mely talán az egész Mecsek legbonyolultabb szerkezeti viszonyokkal jellemezhető térsége.



1. ábra A Kelet-Mecsek egyszerűsített földtani térképe a legfontosabb szerkezeti régiók megnevezésével

4.2. A MECSEKI KÖSZÉN FORMÁCIÓ FEKÜ- ILL. FEDŐKÉPZŐDMÉNYEI

Mivel a területet felépítő litosztratigráfiai egységek általános jellemzésében változás nem volt indokolt és nem is történt, a formáció-leírásokat a földtani képződmények litosztratigráfiai leírása (GYALOG ET AL., 1996) alapján adom meg.

4.2.1. Felsőtriász fekü képződmények

A Mecseki Kőszén Formáció közvetlen fekü képződménye a felső-triász (*karni-nori-rhaeti*) Karolinavölgyi Formáció. Aprókavicsos homokkő, agyagkő és aleurolit rétegek váltakozása jellemzi. Delta, tavi és folyóvízi fáciesek váltakozása jellemzi.

A teljes rétegsor, melynek vastagsága 400 - 600 m, sehol sem került feltáráásra, a formáció rétegtani és korbesorolása mindmáig nem egyértelmű, jóllehet litofácies bélyegek alapján alsó és felső szakaszra tagolták.

4.2.2. Júra időszaki fedő képződmények

A széntelepes kifejlődés fölött a nyílttengeri eredetre utaló Vasasi Márga Formáció (*középső-szinemuri*) található. Alul kovás homokkő, feljebb szferosziderites agyagmárga, gryphaeás homokkő padokkal, majd leveles agyagmárga, később kőzetlisztes márga, mészmárga padokkal, végül pados mészmárga jellemzi.

Az összlet alsó része „*fedőhomokkő*”, felső része „*fedőmárga*” néven volt a korábbi irodalmakban ismert. Fáciese sekély szublitorális és sekély bathiális közötti transzgressziós tengeri üledéksor. Jelentős felszíni elterjedése elsősorban Pécs és Komló között, illetve kisebb kiterjedésben a kristályos alaphegység felszíni kibukkanásai közelében figyelhető meg.

A *felső-szinemuri* és *pliensbachi* emeletek viszonyait nyílttengeri márgás képződményekkel jellemezhetjük (Hosszúhetényi Mészmárga Formáció). Alul szürke, foltos, pados, kőzetlisztes mészmárga, feljebb kőzetlisztes márga és mészmárga található crionideás, homokos lencsékkel és meszes aleurolit közbetelepülésekkel. A rétegsort szürke, foltos vékonyréteges márga és mészmárga váltakozása zárja. A sekély szublitorális és sekély bathiális fáciesekkel jellemezhető formáció főként a Mecsek központi mezozóos tömegének déli oldalán követhető a felszínen.

A *pliensbachi* időszakot fölfelé durvuló kisciklusok jellemzik, melyek gradált homokkő – lemezes, meszes aleurolit – kőzetlisztes, foltos márga és mészmárga rétegek sorozataként épülnek fel (Mecseknádasdi Homokkő Formáció). A mély szublitorális, felső részén sekély bathiális képződmény

vastagsága néhány tíz métertől 900 m-ig változik. Felszínen a mecseki szinklinális déli szárnyán és Pécsvárad – Mecseknádasd között található.

A júra üledékfelhalmozódás *toarci – aaleni – bajoci* transzgresszív márgás sorozattal folytatódik (Komlói Mészmárga Formáció). Szürke, foltos, bioturbált, ammoniteszes aleurolitos márga, mészmárga és agyagos mészkő váltakozása jellemzi. Fölfelé fokozatosan növekvő vízmélységű, nyíltvízi bathiális képződmény.

A *bath* nyílttengeri viszonyait vörös és sárgásszürke, ammoniteszben gazdag, mészkőgumós márga és mészmárga, esetleg gumós mészkő jellemzi (Óbányai Mészkő Formáció). Mélybathiális, pelágikus képződmény.

A *kallovi – oxfordi* rétegsort mélybathiális eredetű pelágikus márga és agyagmárga, egyes rétegeiben tömegesen megjelenő Bositra maradványokkal, felső részén kovás mészmárga építi fel (Dorogói Mészmárga Formáció).

A júra és kréta időszakok közötti átmenetet (*tithon – valangini*) mélybathiális eredetű, szürkés vagy sárgásfehér színű, többnyire vékonypados, calpionellás mészkő jellemzi (Márévári Mészkő Formáció). Elsősorban a Mecsek délkeleti előterében fordul elő, de kisebb előfordulások a Kisújványi-medence déli peremén is lehetnek.

4.2.3. Kréta fedőképződmények

A kréta időszakot (*berriasi-hauterivi*) igen intenzív vulkáni tevékenység jellemezte, melynek termékeit korábban rift (SZÉKYNÉ FUX, 1952), újabban differenciálatlan (intra) kontinentális self magmatizmusnak tulajdonítottak (HARANGI, 1994). Az (alkáli) bazalttól a trachibazalton és a tefriteken át a fonolitig terjedő differenciációs sorozatot alkotó szubvulkáni és szubmarin-vulkáni kőzetegyüttes (Mecsekjánosi Bazalt Formáció). A formáció a mecseki szinklinális központi részén, Komló környékén, valamint

a hegység egész területén különböző képződményekbe nyomult teléres formában megtalálható. A teléreknek kiemelkedő szerepe van a szén másodlagos átalakulása szempontjából, melynek következménye a természetes kokszképződés és az illótartalom csökkenése.

A medence fáciesű Hidasivölgyi Márga Formáció a *valangini-hauterivi* időszak során képződött. Szürke, gyakran bentonitos, ammoniteszes agyagmárga és márga jellemzi, ciklusosan visszatérő mészkő és mészmárga rétegekkel, esetleg áthalmozott bazalt hialoklasztittal.

A *valangini-barrémi* időszakot bazaltos összetételű effuzívumok lepusztulásából származó konglomerátumok és homokos képződmények képviselik, litorális fauna elemekkel (Magyaregregyi Konglomerátum Formáció). A sekélytengeri eredetű ősmaradványok (rudisták, korallok) pelágikus faunaelemekkel (ammonitesz, belemnitesz) keverednek.

4.2.4. Kainozós (harmadidőszaki) Formációk

A paleogén üledékek hiánya miatt, a harmadidőszaki üledékképződés a miocén *eggenburgi* szakaszában kezdődik, folyóvízi-ártéri eredetű üledékek (Szászvári Tagozat – terresztrikus összlet) képződésével. A rétegsort uralkodóan tarka aleurit, homokkő és konglomerátum ciklikus váltakozása jellemzi. Az oligocén - miocén szárazföldi viszonyokat a palynológiai adatok (Szászvári flóra – lombos- és fenyőerdők) igazolják, míg a tavi felhalmozódást az édesvízi algák jelenléte erősíti meg (HÁMOR, 1970). A felső rész ezzel szemben már folyóvízi-mocsári üledékképződéssel jellemezhető, amelyet agyag, homokkő, barnakőszén és szenes agyag betelepülések, továbbá homokos kavics sorozatok építenek fel (Mecseknádasdi tagozat – limnikus összlet).

A Szászvári Formáció alsó, lakusztrikus egységének felszínére közvetlenül települ, s egyben az *eggenburgi* – *ottnangi* képződmények lito-

kronosztratigráfiai határát képviseli a Gyulakeszi Riolittufa Formáció. Anyaga szürkésfehér, általában homogén, vastagpados, horzsaköves, ignimbritesedett, szárazföldi térszínen lerakódott riolit-riodácit ártufa.

Az alsó-miocén kontinentális magmatizmus vulkáni sorozatai szintén jól ismertek a térségben, különösen Komló környékén (Komlói Andezit Formáció).

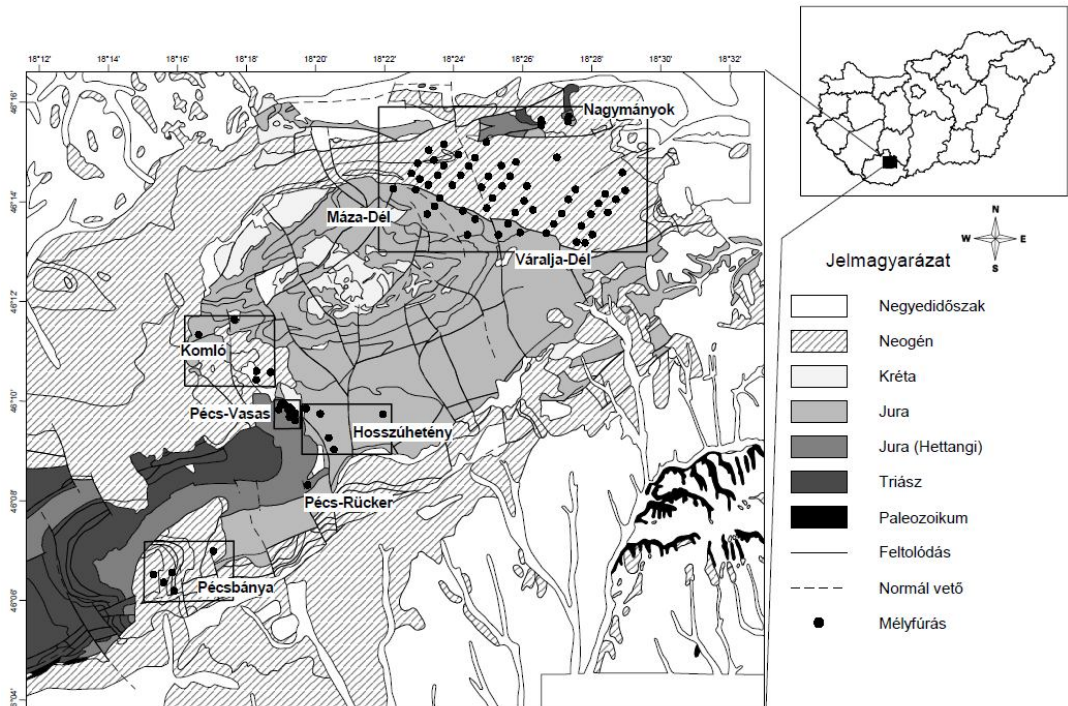
A területet negyedkori üledéktakaró fedi. A pleisztocént lösz, kőzetlisztes agyag, esetenként lejtőtörmelék képviseli 50 m-es vastagságban.

5. A GEOFIZIKAI SZELVÉNYEK ÉS MÉLYFÚRÁSI ADATOK ÚJRAÉRTÉKELÉSE

5.1. MÉLYFÚRÁSI DOKUMENTÁCIÓ ÚJRAFELDOLGOZÁSA

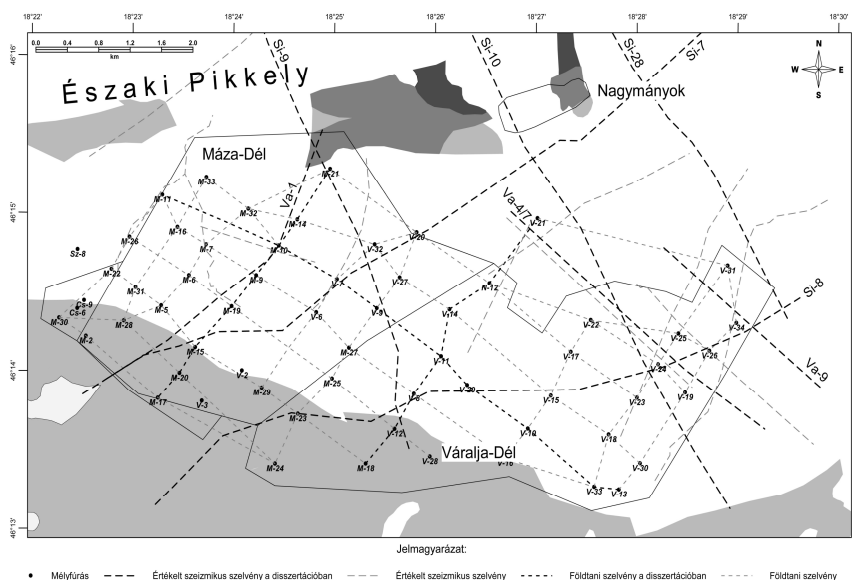
A doktori munka során 90 db, zömében 1953 és 1988 között mélyült, átlagosan 800-1200 m mélységű fúrás dokumentációs anyagát dolgoztam fel, ami magában foglalta a szöveges fúrásnaplók és laboratóriumi eredmények táblázatos rögzítését, valamint a mélyfúrás geofizikai szelvények digitalizálását (**2. ábra**), továbbá az így nyert adatok relációs adatbázisba rendezését.

A teljes litológiai leírást és a rendelkezésre álló karotázsgörbéket GeoGörbe program segítségével digitalizáltam, majd a numerikus adatok alapján, GeoPlot program segítségével a komplex fúrásnaplók és a földtani szelvények is elkészültek, melyek a későbbi karotázis korrelációk alapját jelentették (FORGÁCS ET AL. 2011). Földtani szelvények esetén több fúrás adatait is ábrázolhatjuk magassági (Z) koordináta szerint, méretarány helyesen, ezzel lehetővé téve, hogy a kőzetek vertikális és horizontális elterjedését és helyzetét ábrázoljuk, kiegészítve geofizikai és egyéb adatokkal.



2. ábra A Kelet-Mecsek egyszerűsített földtani térképe a disszertáció során feldolgozott fúrások és széntelepes régiók feltüntetésével

A Máza-Dél – Váralja-Dél-i területen a rendelkezésre álló reflexiós geofizikai szelvények földtani értékelésével (**3. ábra**) térképeztem a szerkezeti vonalak helyzetét és jellegét. Ennek alapján a korábbinál is pontosabban végezhettem el a rétegazonosítást, aminek eredményeképpen lehetővé vált a széntelepes rétegsor további tagolása, s igazolást nyert, hogy a széntelepes rétegsorra és helyenként a fedő homokkő összletre jellemző markáns reflexiók, azonosíthatók a karotázsszelvényeken lehatárolt és a mélységtérképeken ábrázolni kívánt üledékes szekvenciákkal, melyek rétegtanilag megnevezhetők és a szeizmikus szelvényeken követhetők.



3. ábra Máza-Váralja-Dél területén lemélyült fúrások, az elkészült földtani szelvények és a reflexiós geofizikai szelvények

5.1.1. Az adatbázis felépítése

A mélyfúrási adatbázisok építésének meglehetősen szigorú logikája jól nyomon követhető abban, hogy a különféle földtani modellező szoftverek gyakorlatilag hasonló bontásban és adatszerkezetben kéri be adatbázisaikat (ld. pont- és intervallum adatok). Az adatbázis építés gyakorlatának kialakítása során törekedtem arra, hogy a hazai gyakorlatban meghonosodott mélyfúrási dokumentációk anyagát gyakorlatilag teljes egészében digitálisan elérhető és lekérdezhető formára alakítsam. Az adatbázis legnagyobb tömegét a litológiai ill. geofizikai adatok (valamennyi, jellemzően 8-10 karotázsgörbe), valamint a szénvizsgálati jegyzőkönyvek laboratóriumi eredményei képezik.

Mindez kiegészülve a formációbeosztás, a fúrásferdeség-mérések adataival és a 80-as évek készletszámításainak alapját jelentő művelési egységek (szénpadok) mélységi adataival mintegy 900.000 rekordot (adatot,

megfigyelést, értékelést) és 350 km-nyi karotázsgörbét jelent (*1. melléklet*), ami a numerikus adatok számát tekintve ennek legalább a tízszerese (a minimálisan 10 cm-enkénti adatrögzítésnek megfelelően).

5.1.2. Litológiai adatok

A szöveges fúrásnaplók elektronikus adatbázisának létrehozása során minden egyes litológiai tulajdonság önálló adatbázis mezőben került rögzítésre. Ennek során az összes vizsgált fúrásnapló esetén rögzítésre kerültek a réteg alapadatai (fúrásazonosító, települési mélység _tól, települési mélység _ig, vastagság, minimális dőlés és maximális dőlés) és a kőzetek alapvető jellemzői (kőzettípus).

A máza-déli (38 db fúrás) és a Pécs-vasasi terület (12 db fúrás) esetében a fenti tulajdonságok mellett figyelembe vettem még a kőzetek színét, a széntelep tulajdonságait (fény, konzisztencia), a törmelékes meddő szedimentológiai alapvonásait (szemcseméret, rétegzés típusa). Vizsgáltam a rétegben megfigyelhető litofáciestani indikátorokat (mész- és limonittartalom, pelosziderit, pirit és mészkiválás megjelenése, bioturbáció) és a rétegben meghatározott vagy megfigyelt puhatestűeket és egyéb fossziliákat (pl. Gryphaea, Pecten, Ostrea, Brachiopoda) is.

Mivel az eltérő keletkezési viszonyok, körülmények és környezet mellett létrejött képződmények nem jellemezhetők ugyanazokkal a kőzettípusokkal, ezáltal a litológiai mező, illetőleg jelkulcs kialakítását szedimentológiai – fáciestani elemzés előzte meg. Az adatbázis korlátait figyelembe véve szükséges volt összevonások alkalmazására, ugyanakkor sok esetben elengedhetetlen volt az altípusok kifejezése (pl. az „aleurolit”, a „homokcsíkos aleurolit” és a „homokpados aleurolit”). Utóbbi érdekében történt meg a kőzet_1 (alaptípus) és kőzet_2 (jelző) adatmezők elkülönítése,

melynek alapján végeredményben 92 db különböző közettípust sikerült megkülönböztetni (PÜSPÖKI ET AL. 2009A) (**2. melléklet**).

Sajnos fűrőmagot nem állt módunkban vizsgálni, azonban a Pécs-vasasi külfejtésben (**4. ábra, 3. melléklet**) sikerült azonosítani a leírásokban szereplő kifejlődések egy részét. Ezeket négy típusra osztva, a következőkben röviden be is mutatok.

1. Homokos kifejlődés (fehér, sárgásfehér vagy szürke színű homokkő, kavicsos homokkő vagy finomszemű kavics):

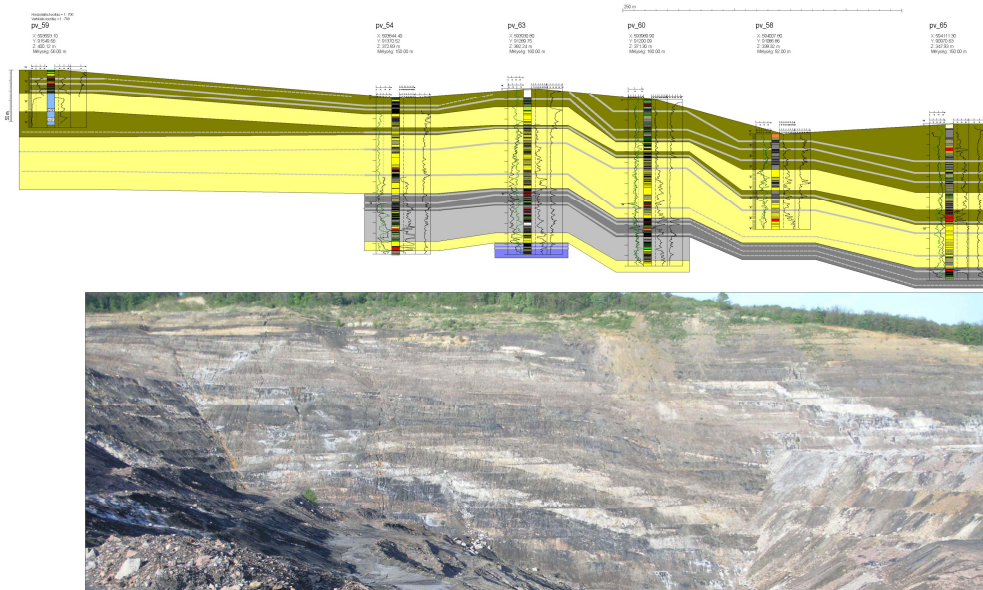
A legnagyobb általánosságban vályús keresztrétegzéssel, esetlegesen szénzsinóros 2D és 3D ripple keresztrétegzéssel (**1. tábla E, F, G, H, J, M**) jellemezhető. Előbbi gyakran szén bekéregződéssel vagy diszperz szerves anyagokkal jelentkezik a rétegfelszínek és keresztlemezek mentén (**1. tábla A, B, K, L**). Előbbiek mellett elvétve laterális akkréciók sorozatai (**1. tábla I**) és síklemezes keresztrétegzés is megfigyelhető (**1. tábla M, N**). Nem általánosan elterjedt, azonban néhol jól kifejlett bioturbációval (Crustaceans) is találkozhatunk a kifejlődés vizsgálata során (**1. tábla C, D; 4. melléklet**).

Sekélytengeri környezetekben a különböző finomszemcsés anyagok (vékony iszapos betelepülések, növényi törmelék diszpergált anyagai) réteglapok vagy keresztlemezek mentén történő megjelenése az áramlási homokfodrok között és a vályús keresztrétegzésben igen gyakorinak számít (**1. tábla G, H**). Ennek oka az áramlási viszonyok gyakori váltakozása, részben az árapály hatása és részben a réteg mikro-morfológiai elemeinek (dűnék, homokfodrok) energiaviszonyai között kialakuló sűrű változása lehet.

A Mecseki Kőszén Formáció esetében általános a homokos kifejlődésekben a növényi eredetű finomtörmelék megjelenése a réteglapok mentén (**5. melléklet**), ami folyóvíz dominálta deltakörnyezet (parti mocsarak

felől a tenger irányába történő üledékszállítás) egykori dominanciájára utalhat.

Ezzel szemben, a vékony iszapos betelepülések jelenléte a tenger irányából történő üledékszállításra (árapály vagy vihar dominálta környezetek) utalhat.



4. ábra Karotázs korreláció a Pv-59, Pv-54, Pv-63, Pv-60, Pv-58 és Pv-65 fúrások mentén és a bányafal közötti kapcsolatok a Pécs-Vasasi külfejtés területén

2. Aleurolitcsíkos homokkő kifejlődés (barnásszürke színű aleurolitcsíkos homokkő, gyakran vékony aleurolitos betelepüléssel):

Főként hullámos vagy lencsés rétegzéssel (**2. tábla A, B**), némely esetben flázeres rétegzéssel jellemezhető (**2. tábla C**), míg színe a diszperz szerves anyagoknak köszönhetően akár sötétszürke vagy fekete is lehet (**1. tábla A, B, C**). A diagenetikus folyamatokhoz kapcsolódóan vízkiszökési nyomok is megfigyelhetők (**2. tábla B**).

A kifejlődés egyik legfontosabb tulajdonságának a nagyfokú bioturbáció tekinthető, melynek következtében néhol a teljes rétegfelszín degradált állapotba kerül az ásásnyomok következtében. (**2. tábla D, E**).

A **2.F.** táblán alul egy viszonylag durva homokos réteg figyelhető meg, ami feltehetően vihareseményekhez köthető, míg e fölött egy erőteljesen bioturbált, nyugodt ülepedési környezetre utaló lemezes aleurolitos anyag található, melyben gyakoriak az ezt követő viharesemények során bemosott homokkal kitöltött ásásnyomok.

3. Szenes aleurolit kifejlődés:

Az uralkodó rétegzési típusnak a lemezes rétegzés tekinthető, vékony kőszenes (**3. tábla A**), illetve vékony, sárgás színű, homokos közbetelepülésekkel, melyek különálló rétegek formájában is megjelenhetnek (**3. tábla B**), míg a másik jellegzetes tulajdonság a különálló limonitos rétegek megjelenése (**3. tábla C**), melyek leginkább csak limonitos átitatás formájában jelentkeznek (**3. tábla D**). A homokos közbetelepülések mellett apró, különálló homoklencsék is megfigyelhetők a lemezes aleurolitos anyagban (**3. tábla E**).

A Mecseki Kőszén Formációban már régóta ismert limonitos konkréciók (**5. melléklet**) is dokumentálhatók a külfejtésben (**3. tábla F, G**). Ezek a lejtő mentén, gravitáció útján átmozgatott limonitos közbetelepülések és konkréciók az alsó deltasík jellegzetes képződményeinek tekinthetők (GALLOWAY – HOBDA, 1983).

A fragmentálódásnak ez a típusa nagyon hasonló a tektonikus szerkezetek esetén megfigyelhető budinásodáshoz, annyi különbséggel, hogy jelen esetben üledékes tömörödéshez, ill. öskörnyezeti tényezőkhöz köthető (pl. viharesemények).

4. Magmás telérek kifejlődés:

A Mecseki Kőszén Formáció egyik általános jellege a magmás telérek jelenléte, mely jelentős részben a széntelepek kevésbé ellenálló, puhább anyagaihoz köthető. A változatos megjelenésű vulkáni áttörések lehetnek jól elkülöníthető „rétegszerű” (4. tábla A, E) és a vékony „lencseszerű közbetelepülések” (4. tábla C). A magmás anyag dominanciája mellett a szén alárendeltté válik és apró zárványok, néhol diszpersz anyagként, néhol nagyobb extraklasztok formájában jelentkeznek a vulkános anyagban (4. tábla B, E, F). A magmás telérek kontakt hatásával összefüggő oszlopos elválású természetes kocsz szintén megfigyelhető (4. tábla D, E, F).

5.1.3. A felhasznált geofizikai szelvények

A fúrásokon belül a fáciesek azonosítását és a rétegtani egységek meghatározását a litológai leírás figyelembevételével mellett elsősorban a geofizikai szelvények jel- (görbe)alakjának meghatározására alapoztam. A vizsgálatok során alkalmazott mélyfúrású geofizikai paramétereket az alábbiakban foglalhatjuk össze:

1. Az elektromos szelvények (SP, ellenállás) jelentős szerepet töltenek be az aleurolitos és homokos szintek elkülönítésében, a kőszén, ill. homokos betelepülések elektromos adottságainak hasonlósága miatt azonban nem minden esetben teszi lehetővé a kőszéntelepek pontos azonosítását

2. A természetes gamma és porozitás (neutron) szelvények elsősorban ugyancsak az aleurolitos és homokos szintek elkülönítésében játszottak főszerepet, lehetővé téve a meddő betelepülések pontosabb azonosítását, továbbá a természetes kocszok, ill. egyes meddő kőzettípusok (pl. a diabáz /bazalt/, fonolit /szubvulkáni bazalt/ és andezit) pontosabb geofizikai jellemzését.

3. A sűrűség szelvények (gamma-gamma, kétdetektoros kompenzált gamma-gamma) tették lehetővé a kőszéntelepek pontos lehatárolását, ezen belül az egyes szénpadok azonosítását. A tapasztalatok szerint (SZILÁGYI ET AL. 1985) a kompenzált gamma-gamma adatok alapján rendszerint erős statisztikai megbízhatóság mellett ($R^2=0,96 - 0,98$) akár a legfontosabb technológiai paraméterek (sűrűség, hamutartalom, fűtőérték) pontos meghatározása is elvégezhető.

5.1.4. A mélyfúrési geofizika elektronikus adatbázisának létrehozása

A kézzel rajzolt mélyfúrési geofizikai görbéket kivétel nélkül számítógépbe olvasva, grafikusan feljavítva és 10 cm-es lépésközzel, vagy ennél nagyobb felbontással vektorizáltam. Az értékeket numerikusan tárolva, lehetőség nyílt a tetszőleges léptékben, vagy érték szerinti torzításban történő újraszerkesztésre, az eredetileg analóg módon rögzített görbék mélység szerinti skálájának tetszőleges szempontok szerinti transzformációjára. Erre két esetben volt szükség:

- a. A Mecsekre jellemző változó dőlésviszonyok zavaró hatásának, azaz a homokbetelepülések és aleuolitrétegek látszólagos megvastagodásának kiküszöbölése érdekében az adatok minden esetben „valódi vastagságra korrigálva” lettek ábrázolva, azaz a mérési pontok közötti távolság a mért mélység különbségének (harántolt távolság) és a fúrómagon meghatározott dőlés cosinusának szorzataként (rétegtani távolság) lett megadva (FORGÁCS – PÜSPÖKI – KABLÁR, 2011).
- b. A reflexiós geofizikai szelvényekhez történő illesztés során a szeizmikus szelvényeken megadott, a hiperbola kiegyenesítéséhez használt sebességfüggvények segítségével pontonként végeztem méter→millisecundum átszámításokat a mélyfúrési geofizikai görbéken (FORGÁCS ET AL. 2011).

5.1.5. Laboratóriumi adatok

A nyersanyag minősítése a korábbi felderítő fázisú kutatási jelentésben (SZILÁGYI ET AL. 1985) részletesen megtörtént. A szénpadok 40 cm-enként átlagolással kerültek mintázásra, a laboratóriumi elemzések 48 órán belül megkezdődtek. Az elemzések során vizsgálták a minőségi paramétereket (fűtőérték, hamutartalom, éghető kéntartalom, illótartalom,) ill. korlátozott számú mintán a litológiai jellemzőket (vitrint reflexió, szervesanyag meghatározás).

Ennek során mindösszesen 3921 minta elemzése készült el, melyek közül a jelenlegi munka során 2273 mintát soroltunk be valamely rétegtanilag azonosított főpadba (PÜSPÖKI ET AL. 2009A) és használtam fel az öskörnyezeti modell elkészítése és a kontúrtérképek szerkesztése során.

6. A SZÉNTELEPES RÉTEGSOROK SZEKVENCIASZTRATIGRÁFIAI JELLEMZŐI ÉS FÁCIESMODELLJEI

6.1. SZÉNTELEPES RÉTEGSOROK SZEKVENCIASZTRATIGRÁFIA VIZSGÁLATA

A szekvenciasztratigráfiai értékelés során az üledékes szekvenciákat rendszer-egységekre (systems tract - ST) bonthatjuk, melyek a relatív tengerszint váltakozásának különböző fázisaiban rakódnak le (POSAMENTIER ET AL. 1988). A relatív tengerszint-változás módjának és intenzitásának meghatározásához, mindenekelőtt a paraszekvencia sorozatok retrogradáló, progradáló és aggradáló jellegének a tisztázására van szükség.

Ennek során rendszerint kisvízi (LST), korai és késő transzgresszív (eTST, hTST), nagyvízi (HST) és/vagy csökkenő vízszintnél lerakódó (FSST) rendszeregységekről beszélhetünk.

A kőszénteleges rétegsorok minden esetben tengerparti hatás alatt állnak, ellentétben a medence kifejlődésű szénhidrogén telepekkel, ezért szekvenciasztratigráfia vizsgálatuk is más megközelítést igényel. A szénteleg kialakulásának kedvező partközeli területeken az üledékképződés folyamatos, egyenletes süllyedéssel és betemetődéssel járó folyamatok között, oxigén szegény környezetben történhet. A képződés módját a paralikus kőszénképződés esetén a tengeri transzgresszió és regresszió határozzák meg (DIESEL, 1992). A kőszénképződés általában gyakoribb a transzgresszív és nagyvízi (highstand) rendszeregységek idején.

Másrészről azonban a kőszénteleg fejlődése olyan paleoökológiai környezetben zajlik, ami igen érzékenyen reagál a vízszintváltozás ütemének a hirtelen, akár gyors, akár lassú változására. Jelentős mennyiségű lúpövi környezetben felhalmozódó szerves anyag ugyanis csak abban az esetben alkothat széntelegeket, ha az akkomodáció – mely a süllyedés és az erózióbázis függvénye - teljes növekedése nagyjából megegyezik a kőszénképződés mértékével (BOHACS - SUTER, 1997). Paralikus helyzetben az erózióbázist erősen befolyásolja a tengerszint és a csapadék/párolgás aránya (FREEZE – CHERRY, 1979; DE MARSILY, 1986). Szigorúan véve az erózióbázis szárazföldi környezetben a felszíni erózió alsó határa, ami ténylegesen a tengerszintnek felel meg (DAVIS, 1902; SCHUMM, 1993). A szárazföld belseje felé haladva a talajvízszintet a domborzat, a felszíni üledékek típusa és rétegződése, valamint a csapadéknak a párolgáshoz viszonyított aránya szabja meg. Mindezek következtében a kőszénteleges rétegsorok rétegtani mintázatában kiválóan érzékelhető a retrogradáló jellegből az aggradáló jellegbe történő váltás.

Különösen igaz ez a korai TST-ből a késői TST-be történő átmenetnél. A korai TST idején bekövetkező intenzív tengerszint-emelkedés, ill. a késői TST idején bekövetkező tengerszint csökkenés a kőszénképződés

korai megszűnéséhez vezet és vékony széntelepeket tartalmazó aleurolitos paraszekvenciák képződnek.

Ezzel szemben, amennyiben a késői TST idején a transzgresszió intenzitásának csökkenésével egyensúlyba kerül a tengerszint emelkedése és a tőzeg növekedési üteme, tartós lápnövekedés áll be, melynek eredményeként vastag széntelepek jöhetnek létre.

Általánosságban kijelenthető tehát, hogy a kőszéntelepek rendszerint a késői TST vagy a korai HST során keletkeznek (BOHACS - SUTER, 1997), továbbá alluviális, síkparti és paralikus lápok esetén a telepek vastagságát a tőzegláp növekedési ütemének és a relatív tengerszint emelkedés mértékének viszonya határozza meg (CECIL ET AL. 1979). Nem képződnek azonban összefüggő széntelepek, amennyiben a tengerszint csökken vagy alacsony, ill. a nagymértékű erózió és a folyómedrek üledékmozgató ereje miatt kérdésessé válik a finomszemcsés üledékek lerakódása. A tenger szintjének emelkedésével a lápok először gyorsan kitöltik a rendelkezésükre álló teret, majd oldalirányban terjednek tovább, melynek eredményeképpen nagy kiterjedésű, összefüggő kőszéntelepek jönnek létre (WINSTON, 1994). Amikor az akkomodáció egyenlő a tőzégképződés mértékével, a lápokban a tőzeg képződése folyamatos, hosszú időn át tartó felhalmozódást eredményez és ez vastagabb, elkülönültebb széntelepeket eredményez. Legvégül az akkomodációs egyensúly felbomlásával a süllyedés növekedése esetén a lápok helyét a törmelékes üledékek lerakódása és/vagy az állóvíz veszi át, ezáltal a telepek képződése megszűnik, a telep befulladás. Ennek ellentéte, ha a tőzeg felhalmozódás felszínre kerül, a talajvízszint lecsökken és a szerves anyag feloxidálódva ásványosodik, megsemmisül.

A széntelep képződés ilyen fokú érzékenysége a tengerszint emelkedésére azt eredményezi, hogy széntelep sorban a TST idején kialakuló paraszekvenciák a legtöbb esetben szénteleppel zárulnak („coal

capped parasequences”). A paraszekvenciák lerakódásának kezdetén a tengerszint emelkedésének az üteme igen intenzív, így nem tudnak létrejönni széntelepek, hanem transzgresszív iszap rakódik le.

6.2. SZÉNTelepES RéTEGSOROK KORRELÁCIÓS FELSZÍNEI

A széntelepés rétegsorok medenceperemi helyzetéből adódóan a szénképződés folyamata többnyire a késői TST-hez és korai HST-hez köthető (BOHACS - SUTER, 1997). Éppen a medenceperemi helyzetből adódóan azonban az üledékgyűjtő rendszerint érzékenyen, jelentős fácieseltolódással reagál a minimális vízszintesésre is, így a HST felső részén gyakran a tengerszint eséséhez kapcsolódó gyorsan progradáló éles bázisú homoktestek jelennek meg (Falling Stage Systems Tract – FSST) (PÜSPÖKI ET AL. 2009B). Az FSST jellegzetes tulajdonsága, hogy gyakorlatilag bármelyik rendszeregység fölött megjelenhet, mintegy válaszként a relatív tengerszint csökkenésére. E látszólagos függetlenség oka az, hogy az eusztatikus vízszint görbéje bármely rendszeregységre szuperponálódhat a tektonikus eredetű tengerszint csökkenés hatására.

A jelenségre más széntelepés rétegsorokban is felfigyeltek, így a Central-Appalache hegység alsó és középső pennsylvaniai (karbon) széntelepés rétegsorában végzett szekvencia-sztratigráfiai vizsgálatok során, ill. a Bottom Creek Formáció "középső horsepen telep" szintjében, az Alvy Creek Formáció "Jawbone" telepéhez kapcsolódóan, valamint a Grundy Formáció "Hagy rider" telepének esetében (GREB ET AL. 2004). Itt rendszerint bizonytalanul azonosítható szekvenciahatárnak tekintették, jóllehet a FSST rendszerbe emelése nem a szekvenciahatárok számát, csak a szekvencián belül megjelenő systems track-ek számára van hatással (PÜSPÖKI ET AL. 2009B).

Az FSST bázisának felismerése a geofizikai görbéken általában nehéz. Alapvető kritériuma a part felé egyre nagyobb mértékű felé mutató eróziós felszín, ill. parthomlok irányában (medencebelső felé) a homoktest bázisán megfigyelhető erózió (PLINT - NUMMEDAL, 2000). A homoktestek jellemzően éles bázisát egyes szerzők éles bázisú homoktestként (HUNT - TUCKER, 1992) jellemezték, mások regressziós rendszeregységként (HUNT-TUCKER, 1992, 1995) ill. csökkenő vízszint idején lerakódó rendszeregységnek (FSST) tekintették (NUMMEDAL ET AL. 1993; PLINT-NUMMEDAL, 2000; PLINT ET AL. 2001). A FSST éles bázisa (basal surface of forced regression - bsfr) gyakran jól korrelálható felület, és kapcsolódó, 20-40 m vastag homoktest biztos azonosíthatósága miatt ennek dátumvonalként történő alkalmazása mellett döntöttem (CF. PÜSPÖKI ET AL. 2009B).

A jelen disszertáció során bemutatott SQ_3 szekvenciára jellemző, a késői TST - HST fölött elhelyezkedő FSST, melynek éles határral jellemezhető bázisa könnyen felismerhető és korrelálható felszínnek bizonyult a geofizikai szelvényeken (ld. **6. , 14 – 16., 18 - 19., 23 - 24. ábra**).

6.3. FÁCIESKÖRNYEZETEK ÁLTALÁNOS JELLEMZÉSE

A fácieskörnyezetek részletes jellemzését, nyersanyagkutatói szempontú értékelését adja a GALLOWAY – HOBDAJ szerzőpáros (1983) monográfiájában, ahol a modellek fosszilis példái elsősorban az Appalache karbon időszaki széntelepei. A delta környezetekben szóba jöhető, szénképződéssel jellemezhető fácieskörnyezetek a (1) parttal párhuzamos zátony és hozzá kapcsolódó transzgressziós háttérラグúna; (2) alsó deltasík; (3) alsó – felső deltasík átmenete és (4) felső deltasík.

Mindezek alapján az egyes fácieskörnyezetek széntelepei röviden a következőképpen jellemezhetők:

1. A **transzgressziós háttérlagúna** a partról és a zátonyról származó üledékekkel töltődik föl. Széntelegei rendszerint vékonyak, parttal párhuzamos kifejlődésűek, laterális kiterjedésük erősen korlátozott (HORNE ET AL. 1978). A homok izovastagsági térképek ugyancsak parttal párhuzamos kifejlődésűek, s jól egybeesnek a szénteleg izovastagsági adatokkal (pl. KAISER ET AL. 1980). Rendszerint jelentős telepkivastagodások kötődhetnek a zátonyszigetek pereméhez, míg *a hamutartalom és a telepvastagság maximuma* rendszerint megegyezik. Ha a relatív tengerszint emelkedés lassul, a tőzeg növekedése egyensúlyba kerül a vízszintemelkedéssel (késő TST, korai HST) és összefüggő telepek alakulnak ki (STAUB – COHEN, 1979). Transzgresszív jellegükből adódik a felső telepeknek a szárazföld irányában történő túlterjedése (WOOLLEN, 1976).

A telepek közvetlen fekéje többnyire lagúnáris aleurolit, gyökérnyomokkal, növénytörmelékkal, bioturbációval, pelosziderites szintekkel, de lehet közvetlenül zátonyhomok (HOBDAI, 1974). A hamu és a fekéagyag agyagásvány-tartalma rendszerint kaolinit, mivel a montmorillonit a savas közeg hatására tovább bomlik (STAUB – COHEN 1978). Kéntartalmuk rendszerint magas, gyakran erősen ingadozó.

2. Az **alsó deltasík** széntelegeinek közvetlen fekéjét rendszerint a transzgressziós lagúnában felhalmozódott aleurolitokat befedő, torkolati zátonyokhoz kapcsolódó homoktestek alkotják (FISHER, 1969). E homoktestek megjelenése nagy kiterjedésre, viszonylag éles alsó települési határra utal (FERM – CAVAROC, 1969). A telepek viszonylag nagy elterjedésűek, lencsés kifejlődésűek, fedőjük agyagos aleurolit, vastagságuk változó, kéntartalmuk ingadozó, viszonylag magas. A tőzegképződés kezdetben a deltaágak folyóhátainak pereméhez kapcsolódik, innen terjed ki fokozatosan a feltöltődő öblök irányába.

(COLEMAN – GAGLIANO, 1964). A gátszakadások kapcsán jelentős mennyiségű törmelék jut ki időről-időre az ártérre, ezzel a széntepek tagoltságát idézve elő (BAGANZ ET AL. 1975).

A *sósvízi* alsó deltasík esetében a széntepek általában hiányoznak, vagy vékonyak, gyakran gyenge minőségűek, mert viharok idején nagy mennyiségű üledék-anyag beszállítás történhet a tenger irányából. Gyakori a pelosziderit konkréciók jelenléte, melyek gyakran gyökérnyomos vasas pélites talajosodott szintekhez kapcsolódnak, s a deltasík széntepeinek tenger irányú folytatásaként foghatók fel (SAXENA, 1976).

A *brakkvízi* alsó deltasíkok rossz vízlevezetésűek, gyakoriak a gyökérnyomos, bioturbált, gumós agyagok, a tőzegképződés itt is alárendelt.

Az *édesvízi* alsó deltasíkok jelentős mennyiségű tőzegképződés szinterei. A szén többnyire rétegzetlen, eltekintve az áradások és erdőtüzek okozta agyag betelepülésektől (RENTON – CECIL, 1979). A lagúna elmocsarasodásának kezdetét karbonátos erek, gyökérnyomok, pelosziderites szintek jelezhetik, erre következnek az édesvízi mocsári üledékek.

A relatív tengerszint emelkedés erősödése újra és újra nyílt öböl környezetek kialakulásához vezethet, amikor agyag és aleurolit rakódik a mocsári üledékekre, melyet gyors elmocsarasodás követ. Ennek eredményeképp szénnel záródó elemi transzgressziós kisciklusok (paraszekvenciák) jelennek meg, melyek meghatározóak az alsó deltasík üledéksorában (GALLOWAY – HOBDAV, 1983).

A homokos deltaágak az alsó deltasíkon viszonylag egyenesek, helyzetük stabil. Ha a felsőbb szakaszon mederelhagyás következik be, az elhagyott medret finomszemű üledék és átülepített szerves törmelék tölti ki (FERM – CAVAROC, 1969).

3. Az **alsó és felső deltasík átmenetében** képződött telepek viszonylag vastagok, horizontálisan nagy kiterjedésűek és alacsony kéntartalmúak (HORNE ET AL. 1978). Az itt képződött telepek többnyire a parttal párhuzamosan elnyúlt, nagy kiterjedésű övek (BAGANZ ET AL. 1975, HORNE – FERN, 1976, RYER ET AL. 1980), melyeket merőlegesen szelnek keresztül a deltaágak homokos üledékei. Fölfelé egyre vékonyabbak lesznek a homokos betelepülések, ami a folyóhátak emelkedésére és a vízfolyás gátak közé szorulására utal. A széntelegek közé a folyóhátak üledékei települnek, de ez a hatás a csatornától távolodva gyorsan megszűnik. A központi mocsári területeken a széntelegek vastagsága eléri maximumát, a hamutartalom pedig a legalacsonyabb. Az öbölkitöltő üledékes paraszekvenciák általában vékonyabbak, mint az alsó deltasík paraszekvenciái, de a felső deltasík vékony csatornaközi ciklusainál vastagabbak (HORNE, 1979).
4. A **felső deltasík** széntelegei vastagok, alacsony kéntartalmúak, laterális kiterjedésük azonban erősen korlátozott. A széntelegek eróziós bázisú csatornahomokok között települnek, utóbbiak felső szakaszukon édesvízi mocsári fáciesekkel fogazódnak össze. A legnagyobb homokvastagságok és a legnagyobb telepvastagságok egymás kiegészítői, a csatornahomokok felé közeledve azonban a telepek szétseprűződésére lehet számítani (HOWELL – FERM, 1980). Ha a deltaágak vízfolyás nélkül maradnak, a homoktest fölé ugyancsak kiterjed a szénteleg, ami helyenként extrém telepkivastagodásokat idézhet elő.

Az itt tárgyalt fáciesmodell alapján a korai TST idején bekövetkező relatív tengerszint emelkedés az alsó deltasíkok átmeneti megjelenéséhez vezet, míg a késői TST esetében az alsó és felső deltasík közötti átmenetről beszélhetünk. A progradáló homoktesteket tartalmazó paraszekvenciák HST,

illetve FSST rendszeregységekként foghatók fel, melyek a felső deltasíkokat képviselik.

6.4. A KELET-MECSEK KŐSZÉNÖSSZLETÉNEK RÉTEGTANI FELOSZTÁSA ÉS ÓSFÖLDRAJZI VISZONYAI

A mecseki alsóliász kőszénösszlet ősföldrajzával foglalkozó első szerzők közül PETERS (1862) szubpelágikusnak nevezte, míg KLEIDORFER (1898) partközeli, illetve deltaképződménynek tartotta az összletet.

A kőszénösszletet tartalmazó üledékgyűjtőt tápláló fő lehordási terület elhelyezkedését korábban elsősorban a kőszénösszlet vastagsági és fáciesviszonyai segítségével lehet körvonalazni. Ezek alapján VADÁSZ (1935, 1940) a kőszénterületen tengeri lápvidéket tételezett fel és véleménye szerint a határt D-en, K-en és valószínűleg É-on is a gránitszárazulat alkotta.

SZÁDECZKY-KARDOSS (1956) elmélete szerint az üledékgyűjtőt három irányból (D, Ny, K) szegélyezték partvonalak és a meddő csoport tengeri jellegű volt. NAGY E. – FORGÓ (1967) egy K - ÉK irányban nyitott öblöt tételezett fel, melynek Ny-i, ill. E-i határát granitoid, alárendelten metamorfítokból álló szárazulat, míg D-i partvonalát K, ÉK-Ny, DNy-i csapású mészkőanyagú partvonal alkotta.

LÁDA (1961) figyelemre méltó ősföldrajzi adatokat nyújtó vastagságszelvényei egyenlőtlen medencealjzat-süllyedésről és számottevő helyi emerziókról tanúskodtak. A kőszénösszlet legfelső, vékonyabb szénpadokat kísérő meddő kőzeteit sósvízi – tengeri jellegűeknek tartotta, melyekben *Crionidea* nyéltagok fordulnak elő. A kőszéntelepességekben a korallok és *Brachiopodák* hiánya alacsony sótartalomra utal, hiányoznak a *Grypheák* is, holott ezek az alsó-liász kőszénösszletben ismeretesek. A faunatársaság itt euryhalin jellegű, tömegesen jelennek meg az *Ostreák*, *Cardiniák* és *Gervillieák*.

NAGY E. (1964) a pécsbányai rétegsort az András-aknai alapszelvényben tett vizsgálatai alapján síktengerpartinak tartja. Legalul delta típusú kifejlődés található, majd a középső telepcsoport aljáig tavi fáciesek az uralkodóak. A középső telepcsoport alsó részére a delta típusú kifejlődések jellemzőek, majd síktengerparti fáciesek ismerhetők fel. A 22. telepig a rétegcsoport jellegét ismét delta képződmények adják, majd nyíltlagúnás, síktengerparti jelleg dominál. Fentiek alapján a rétegcsoportok két nagyobb, egy szárazulati és a fölötte található tengeri részre osztható. A fáciessor, mely csak a középső telepcsoport közepéig tanulmányozható, a szomszédos szabolcsi medencerész rétegsorán lápi – medence ritmusokkal nyomozható tovább.

NAGY J. (1965) biosztratigráfiai vizsgálatai alapján kijelentette, hogy az alsó két összletet főleg tavi, a középsőt zömmel édesvízi-csökkentsósvízi, alárendelten tengeri, míg a felső hármat csökkentsósvízi, gyakran tengeri jellegű üledékek képviselik. Faunaleírásából kitűnik, hogy gyakran találkozunk néhány telep fedőjében a lumasella-pad megnevezéssel, azonban a főként puhatestűekből álló ősmaradványok vertikális elrendeződésében szabályszerűséget találni igen nehéz, melynek oka, hogy az ősmaradványok többsége euryhalin, és mivel a fáciesek sótartalma között nincs számottevő különbség, így bármelyikben kedvező életfeltételeket találhatnak.

A gyakran piritesedett héjú *Isocyprina* fajok főleg az édesvízi lápok agyag és aleurolit-rétegeiben gyakoriak, míg az *Ostrea* félék kizárólag tengeri környezetben fordulnak elő és egyben partszegélyi alakok is. Faunában leggazdagabbnak a lagúnáris képződményeket tartja, míg a durvaszemű homokkőrétegekben nem található ősmaradvány.

SZENTE (1993) a Pécsbányánál feltárt alsó-jura rétegsornál deltasíkság környezetet állapít meg, ahol a rétegsor alsó harmadában alsó deltasík környezet dominál, míg a rétegsor többi része felső deltasíkon rakódott le. A

szelvényből egy édesvízi (*Unio vizeri*) és hat tengeri bentosz társulást (*Cardinia sp.*, *Hydrobiid sp.*, *Liostrrea hisingeri*) mutatott ki, utóbbiak elterjedését az egykori környezet sótartalma és az üledékképződés sebessége határozta meg. A tengeri faunatársulások a rétegsor alsó szakaszán és a tetején (22. telep fedője) jelennek meg.

A Mecseki Kőszén Formáció a fáciesviszonyok ill. a litológiai jellemzők segítségével NÉMEDI VARGA (1995) véleménye szerint is három telepcsoportra (tagozatra) osztható. Az *alsó* tagozat a kőszénösszletnek a rhaeti emeletbe sorolt szakasza, melynek alsó része lápi fáciesű, míg a telepmentes felső része tavi fáciesű.

A kőszénformációnak az alsó-liász hettangi emeletébe tartozó *középső* tagozatának alsó része fáciesét tekintve túlnyomórészt ártéri és delta kifejlődésű, míg felső része egyre több nyíltlagúnás-szublitorális közbetelepülést tartalmaz.

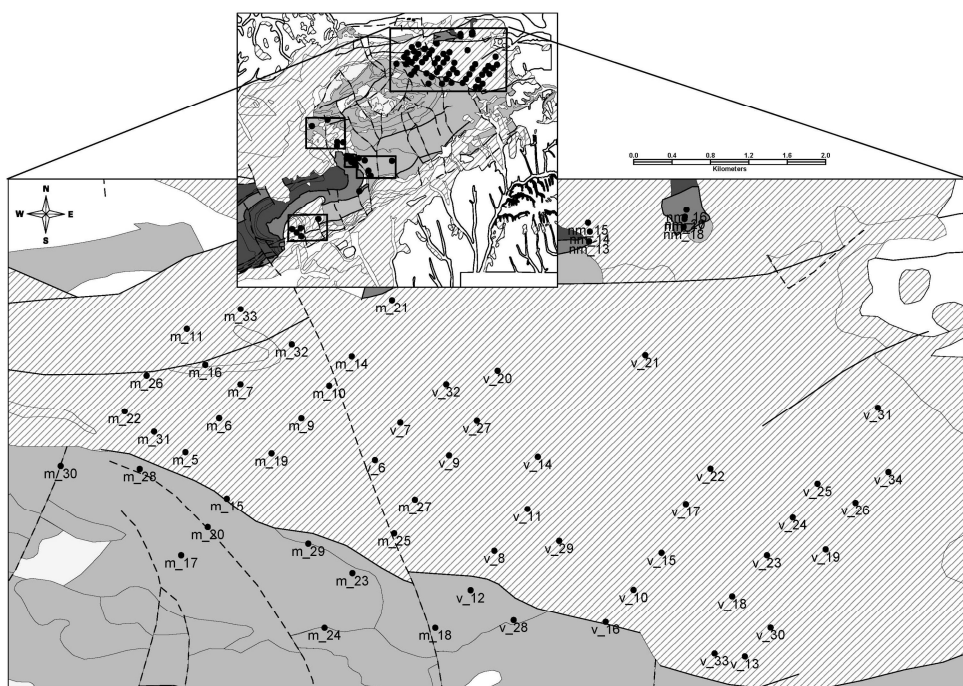
A *felső*, paralikus tagozat, nyílt lagúnás üledéksorral az alsó-liász alsó-szinemuri alemeletébe tartozik, melyet a Máza-Dél — Váralja-Dél-i területen tengeri, partközeli rétegcsoport helyettesíti.

Vizsgálatai alapján kijelenthető, hogy ÉK-DNy-i irányban lassúbb, ÉNy-DK-i irányban gyorsabb kőzetösszetétel és összlet-vastagság változást mutató üledékgyűjtő medencerész körvonalai bontakoznak ki előttünk és a fő szárazulat partvonala legközelebb Ny-on, ÉNy-on, É-on lehetett.

7. A MÁZA-DÉL – VÁRALJA-DÉLI FEKETEKŐSZÉN TERÜLET

A mecseki alsó-liász kőszénelőfordulás legjelentősebb kőszénterülete, a mezozóos alaphegységéből és kainozóos fedőhegységéből álló Máza-Dél – Váralja-Dél-i terület az Északi Pikkely, illetve a Keleti-Mecsek központi tömegét adó kisújányai centroklinális között helyezkedik (**5. ábra**). Földtani

szempontból a területnek északon a neogén képződmények alatt a kőszénösszlet feküképződményei szabnak határt, dél felé pedig a terület fokozatosan húzódik a Kisújványi-medence alá. A terület nyugati határát a komló-váraljai szerkezeti öv (NÉMEDI VARGA, 1983) jelenti, míg a keleti határ Mecseknádasdtól keletre valószínűsíthető.



5. ábra A Máza-Dél – Váralja-Dél-i feketekőszén terület áttekintő térképe, a feldolgozott fúrások feltüntetésével

A Mecseki Kőszén Formáció fúrásos kutatása a 20. század elején indult, amikor is Vitális István javaslata alapján lemélyültek az első mélyfúrások (Cs-6, -7 és -8, M-2). A térképezési eredményekre alapozva (ifj. NOSZKY, 1953; WEIN, 1953) az 1950-es és 60-as években zajlott a terület fúrásos kutatásának második szakasza, melynek eredményeképpen újabb fúrások mélyültek le a területen (Cs-9, Sz-1–3, M-5–11, V-2–8, Nm-12).

A felszíni földtani, a mélyfúrásos és geofizikai kutatás eredményeinek összegzésével született földtani összefoglalók többsége (WEIN, 1962; NAGY – FORGÓ 1967; NÉMEDI VARGA, 1971) pozitív volt, de esetenként (BABICS – FEJÉR 1972) negatív szakvélemények is születtek.

A fúrásos kutatás harmadik szakaszában, 1976-1979 között tíz újabb mélyfúrás mélyült le (M-14 - M-20, V-9 - V-11), melyek alapján elkészült a terület első összefoglaló földtani jelentése (NÉMEDI VARGA ET AL. 1979). A negyedik fúrásos kutatási szakasz keretében összesen 37 további fúrás (M-21 – M-33, V-9 – V-34) lemélyítésére, és kapcsolódó felszíni (szeizmikus) geofizikai mérésekre került sor (SZILÁGYI ET AL. 1985). Ennek a több fázisban lezajlott kutatásnak az eredményeképpen került sor a vizsgált terület módszeres fúrásos kutatására, illetve 2D-s szeizmikus feltárására.

7.1. A MECSEKI KŐSZÉN FORMÁCIÓ RÉTEGTANI TAGOLÁSA A MÁZA – VÁRALJA-DÉLI TERÜLETEN

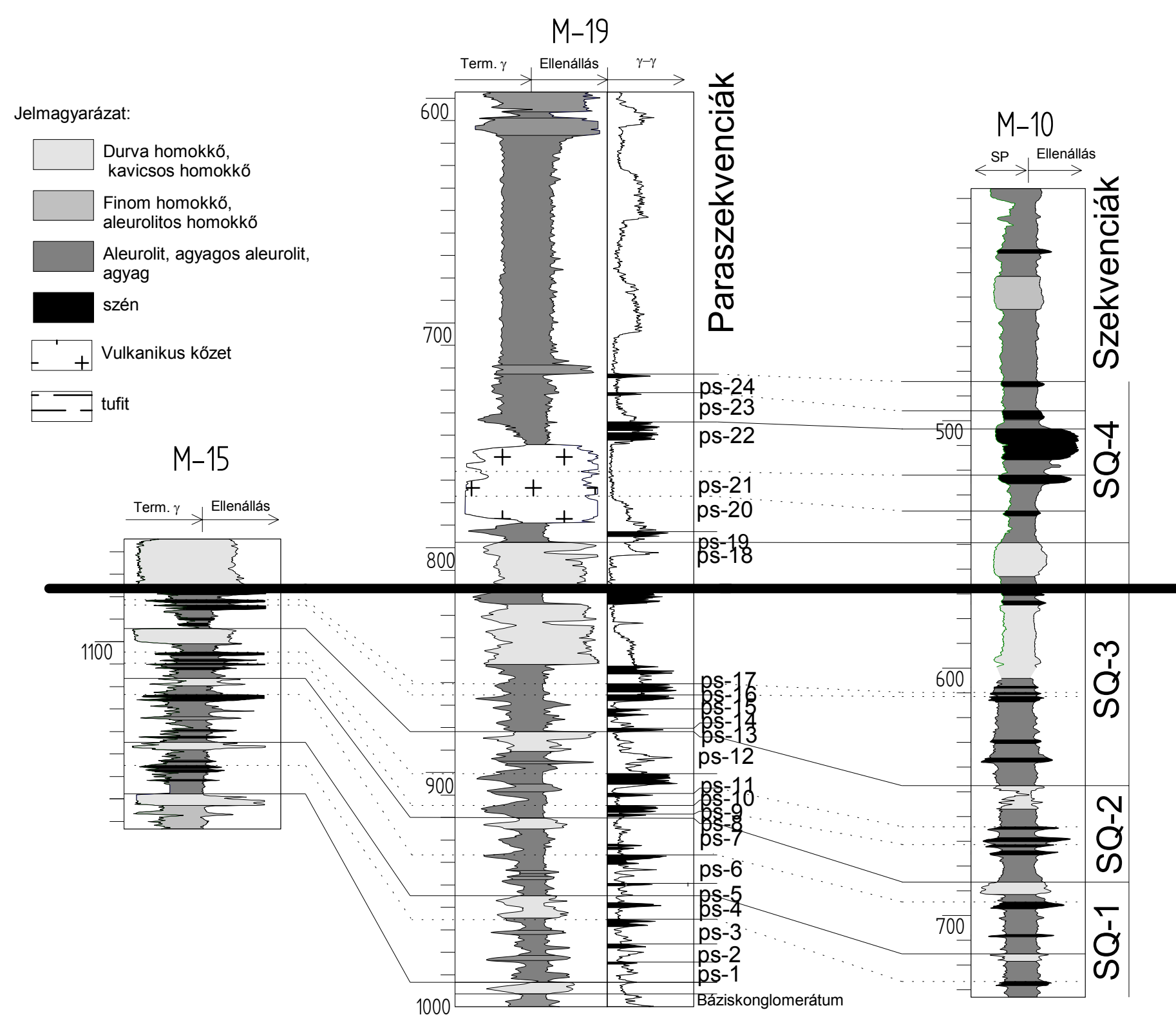
A korábbi elemzések nagy része igazolta, hogy a Mecseki Kőszén Formáció alapvetően siktengerparti deltaképződménynek minősíthető (KLEIDORFER, 1898; NAGY E., 1964; NAGY J., 1965; SZENTE, 1993), ahol az alsó részen inkább a tavi (NAGY E., 1964; NAGY J., 1965; KÁLI, 1962; NAGY E., 1969) a felső részen tengeri (LÁDA, 1961; NAGY E., 1969; NÉMEDI VARGA, 1995) jelleg dominál.

A jelen disszertáció során a Mecseki Kőszén Formáció nagy felbontású szekvenciaanalízisét a mélyfúrásos geofizikai görbék (elektromos és radioaktív szelvények) szisztematikus összehasonlító elemzésével végeztem el, figyelembe véve a rendelkezésre álló litológiai adatokat is (FORGÁCS – PÜSPÖKI - KABLÁR, 2011) (**6. ábra**).

A karotázs korreláció szisztematikusan, M=1:200 vertikális léptékben, a karotázsgörbék közvetlen egymás mellé helyezésével történt, alaki hasonlóságot, ill. az öskörnyezeti változásokkal magyarázható különbségeket keresve, melynek során külön figyelmet fordítottam nemcsak a fúrások közötti, de a fúráson belüli rétegtani ismétlődésekre is, hogy a már korábban is tapasztalt, ill. bizonyított feltolódások pontos, rétegtani alapú meghatározását és koordináta szerinti azonosítását is elvégezhessem.

A hidrogeológiában alapvető fontosságú geofizikai görbék (SP és/vagy természetes gamma; különböző szondatípusú ellenállásgörbék és/vagy neutron porozitás) segítségével megtörtént a regionális elterjedt üledékes egységek (transzgressziós agyag- aleurolit kifejlődések) és a jelentősebb part előrenyomulásokhoz (progradáció) tartozó homoktestek azonosítása és a főbb üledékes egységek fúrások közötti korrelációja. Ennek eredményeképpen négy jól azonosítható üledékes sorozatot (szekvenciát) sikerült kimutatni, melyek egyébiránt jól megfeleltethetők a korábban használt ún. üledékes apróciklusoknak (WEIN, 1952; KÁLI, 1962, 1963; NAGY J., 1965; NAGY E., 1964, 1969; KOVÁCS, 1987). Ezek alapján megállapítható, hogy legalul tavi, majd delta (alsó és felső delta), legvégül pedig tengeri környezet jellemző, melyek jól összeegyeztethetők a szénteleges öszlet háromosztatú tagolásával, ahol alul limnikus, középen paralikus (delta) és felül a tengeri (nyíltlagúnás, szublitorális) üledékképződési körülmények figyelhetők meg.

A kétdetektoros kompenzált gamma görbék, ill. a régi fúrások gerjesztett potenciál görbéinek figyelembevételével a transzgressziós aleurolitok széntelekkel záródó elemi ciklusainak (paraszekvenciák) azonosítására is sor került. Ennek segítségével lehetővé vált a jelentősebb szénpadok rétegtani azonosítása és közvetlen rétegtani korrelációja is.



6. ábra A Mecseki Kőszén Formáció nagy felbontású rétegtani tagolása és rétegtani korrelációja a Máza-Váralja-Déli területen

A karotázs korreláció szisztematikusan, M=1:200 vertikális léptékben, a karotázsgörbék közvetlen egymás mellé helyezésével történt, alaki hasonlóságot, ill. az öskörnyezeti változásokkal magyarázható különbségeket keresve, melynek során külön figyelmet fordítottam nemcsak a fúrások közötti, de a fúráson belüli rétegtani ismétlődésekre is, hogy a már korábban is tapasztalt, ill. bizonyított feltolódások pontos, rétegtani alapú meghatározását és koordináta szerinti azonosítását is elvégezhessem.

A hidrogeológiában alapvető fontosságú geofizikai görbék (SP és/vagy természetes gamma; különböző szondatípusú ellenállásgörbék és/vagy neutron porozitás) segítségével megtörtént a regionális elterjedt üledékes egységek (transzgressziós agyag- aleurolit kifejlődések) és a jelentősebb part előrenyomulásokhoz (progradáció) tartozó homoktestek azonosítása és a főbb üledékes egységek fúrások közötti korrelációja. Ennek eredményeképpen négy jól azonosítható üledékes sorozatot (szekvenciát) sikerült kimutatni, melyek egyébiránt jól megfeleltethetők a korábban használt ún. üledékes apróciklusoknak (WEIN, 1952; KÁLI, 1962, 1963; NAGY J., 1965; NAGY E., 1964, 1969; KOVÁCS, 1987). Ezek alapján megállapítható, hogy legalul tavi, majd delta (alsó és felső delta), legvégül pedig tengeri környezet jellemző, melyek jól összeegyeztethetők a szénteleges öszlet háromosztatú tagolásával, ahol alul limnikus, középen paralikus (delta) és felül a tengeri (nyíltlagúnás, szublitorális) üledékképződési körülmények figyelhetők meg.

A kétdetektoros kompenzált gamma görbék, ill. a régi fúrások gerjesztett potenciál görbéinek figyelembevételével a transzgressziós aleurolitok széntelekkel záródó elemi ciklusainak (paraszekvenciák) azonosítására is sor került. Ennek segítségével lehetővé vált a jelentősebb szénpadok rétegtani azonosítása és közvetlen rétegtani korrelációja is.

1. Szekvencia (SQ_1 – uralkodóan transzgresszív, lakusztikus szekvencia): Egy, a Karolinavölgyi Formációba sorolt báziskonglomerátum fölött rendszerint közvetlenül települ az uralkodóan lakusztikusnak tekintett szekvencia, vékony homokkő betelepülésekkel, és 7 db, nagyrészt szénteleppel záródó paraszekvenciával.

Az 1., 2. és 3. aleurolitba ágyazódó, széntelepekkel záródó paraszekvenciák rögtön a konglomerátum fölött jelentkeznek. A 4. paraszekvencia a fúrások között rendszerint jól korrelálható homokkőbe ágyazódik, vagy azzal van fedve, míg az 5. és 6. paraszekvenciák jellegzetes transzgresszív telepek, aleurolitba települve. Különösen a 6. paraszekvencia vastag széntelepe jól azonosítható rétegtani szint, amely nyugat felé jelentősen ki is vastagodik és laterálisan végig követhető (M-10, M-19, V-6). A 7. paraszekvenciát, a 4.-hez hasonlóan, ugyancsak egy progradáló homoktest fedi, mely a SQ_1 szekvencia nagyvízi rendszer-egységének tekinthető (HST_1). E progradáló homoktest esetenként széntelep is magába zárhat, azonban korlátozott horizontális elterjedése és így kevés fúrásban való megjelenése miatt nem került önálló telepként elkülönítésre, így jele a 7h.

Ami a telepek horizontális elterjedését illeti, mind a hét telep megtalálható a terület középső részén, míg ÉK-felé csak a szekvencia 5., 6., 7. telepeket bezáró felső része terjed ki, ami a legalsó szekvencia szárazföld irányában történő rálapolódással való települését jelezheti.

2. Szekvencia (SQ_2 – alsó delta komplexum): A HST_1 fedőjében települő, alig 20 m vastagságot elérő transzgresszív rendszer-egység (TST_2) a Mecseki Kőszén Formáció jól azonosítható és követhető szintje, négy szénteleppel záródó paraszekvenciával, melyek igen jellegzetes görbealakot produkálnak az ellenállás és SP szelvényeken éppen úgy, mint a kompenzált

gamma szelvényeken. A széntelepes paraszekvenciák (8., 9., 10. és 11. telep) mindegyike transzgressziós aleurolitba ágyazódik.

A szekvencia nagyvízi rendszer-egysége (HST_2) egy gyorsan progradáló deltahomlok 10 m vastag homokköve, ami esetenként korlátozott kiterjedésű széntelepet (12.) is tartalmazhat.

3. Szekvencia (SQ_3 – felső delta komplexum): A szekvencia transzgresszív rendszer-egysége igen jellegzetes, öt szénteleppel záródó paraszekvenciából épül fel. A paraszekvenciák vastagsága fölfelé csökken, ezzel szemben a beágyazott széntepek vastagsága fölfelé nő. Mindez a transzgresszió ütemének csökkenését, a paraszekvencia sorozat retrogradálóból aggradálóba váltását tükrözi.

Ez jellegzetes megjelenést kölcsönöz a transzgresszív rendszer-egység geofizikai képének, különösen a kompenzált gamma görbéken. A talpon közvetlenül jelentkezik a 13. telep, a transzgressziós aleurolit közepén a 14., ezt követően gyakorlatilag egymásra épülve, vékony, jól követhető aleurolit szintekkel elválasztva a 15., 16., és 17. széntelepes paraszekvenciák. A teljes TST_3 vastagsága mintegy 30 m.

A TST_3-ra közvetlenül, éles határral, diszkordánsan egy akár 50 m vastagságot is elérő homokkő települ, melyet középtájon egy igen jól követhető széntelep (18.) választ ketté. A homokkőtest szekvenciasztratigráfiai értékelés szerint a széntelep alatt a SQ_3 szekvencia gyorsan progradáló nagyvízi rendszer-egysége (HST_3), maga a széntelep ugyancsak egy deltasík környezetben lerakódott anyag a nagyvízi rendszer egységhez kapcsolódóan. A 18. telep fedőjében következő homokkő azonban az ezt követő vízszintcsökkenés következtében létrejött paraszekvencia (FSST_3). Eróziós diszkordanciával való települése és a medencebelső

irányába történő vastagodása jól nyomon követhető a fúrások (M-10, M-15, M-19, M-20, M-24, M-27, M-31) közötti korreláció során.

4. Szekvencia (SQ_4 – uralkodóan transzgresszív, tengeri sorozat): A negyedik transzgresszív rendszer-egység (TST_4) az ösföldrajzi viszonyok gyökeres megváltozásával esik egybe, ahol a medence nagymértékben terjedt ki a szárazföld rovására. Így itt a széntelepek kialakulását előidéző transzgresszió befejezésekképpen nem a korábbi szekvenciákban észlelt progradációkhoz hasonló kifejlődés figyelhető meg, hanem egy, a széntelepes transzgressziós aleurolitból a fedőhomokkőbe (Vasasi Márga – Fedőhomokkő tagozat), mészmárgába (Vasasi Márga – Fedőmárga tagozat) és nyílttengeri ammonitesz faunát is tartalmazó allodapikus mészmárgába (Hosszúhetényi Mészmárga - foltosmárga) történő átmenet.

A transzgresszió széntelepes szakasza a bázison a 19. telepet tartalmazza, ezt követik a vastag 20., 21. és 22. telepek, majd a vékonyabb 23. és 24. telepek. Az itt jelentkező széntelepek egyik rétegtani jellegzetessége a D-i irányban megfigyelhető szétseprűződés (M-15, M-20, M-24).

A 20., 21. és 22. telepek vastag, többszintes megjelenése átmeneti aggradációt jelez, míg a 23. és 24. telepek vékonyabb vastagsága és nagyobb vertikális távolsága a relatív tengerszint emelkedés ütemének gyorsulását.

Fenti megállapítások alapján az SQ_1 az 1-7 paraszekvenciákat, az SQ_2 a 8 – 12, az SQ_3 a 13 - 18 paraszekvenciákat, míg az SQ_4 a 19 – 24 paraszekvenciákat foglalja magába.

Megállapítható továbbá, hogy a fentiekben említett üledékes paraszekvencia számozás megfeleltethető a hozzájuk kapcsolódó széntelepek számozásának, miszerint a szénteleppel záródó, aleurolitos paraszekvenciák vagy a homokkőbe ágyazódó széntelepeket tartalmazó paraszekvenciák számozásai

gyakorlatilag egy az egyben megfeleltethetőek a széntelepek számozásainak. Ennek megfelelően a rétegsor 1-2-3 telepei aleurolitos paraszekvenciaként értelmezhetőek, míg a 4. telep progradáló homokhoz köthető. Az 5-6-7 telepek ismét aleurolitos paraszekvenciaként értelmezhetőek, akárcsak a 8, 9, 10 és 11 telepek, azonban a 12. telep már ismét progradáló homoktesthez köthető. A 13, 14, 15, 16 és 17 telepek aleurolitos sorozatok paraszekvenciáiként foghatóak fel, a 18. telep pedig újfent homoktesttel kapcsolható össze. Legvégül, a 19-20-21-22-23-24 telepek transzgressziós aleurolithoz kapcsolható szénteleppel záródó paraszekvenciák.

7.2. A TELEPVASTAGSÁG ÉS KÉNTARTALOM VERTIKÁLIS VÁLTOZÁSA MÁZA – VÁRALJA-DÉLEN

A *kéntartalom* mennyiségének, ill. az organikus és szulfid fázishoz kötött kéntartalom arányának változását alapvetően az elsődleges felhalmozódási környezetek határozzák meg (ALTSCHULER ET AL. 1983, PHILLIPS – BUSTIN, 1996, HÁMORNÉ – HÁMOR, 2007). Mivel a kéntartalom legfőbb forrása a vízben oldott szulfát, amelynek koncentrációja mintegy százszor magasabb a tengervízben, mint az édesvizekben, ezért a jelentősebb tengeri hatás alatt álló területek kéntartalma várhatóan magasabb. A kéntartalom telepenkénti változása (7A. **ábra**) az SQ_1 szekvencia esetén ingadozó, de viszonylag magas, ami feltehetően *transzgressziós háttérラグúnák* kialakulását jelzi. Az SQ_2 és SQ_3 szekvenciák esetén a tengerszint emelkedését kezdetben jelentősen megnövekvő kéntartalom kíséri (8., 13-15 telepek) ami azonban fölfelé rendszerint csökken és az édesvíz hozzákeveredés mind erősebb hatására utal. Az SQ_3 szekvenciára gyakorolt tartós tengeri hatásra s ezzel a szekvencia sorozat retrogradáló jellegére utal az, hogy a magasabb kéntartalmú állapot három nagyobb vastagságú paraszekvencián keresztül kitart.

Az SQ_4 szekvencia esetében a magasabb kéntartalom (19. telep) előbb fölfelé csökken (20-21. telepek) ezt követően azonban a folyamat visszafordul, a kéntartalom újra növekszik (22-23 telepek), ami a transzgresszió további erősödésére utal, végül a teljes delta szukcesszió tengeri környezetekbe megy át.

Helyi maximumok figyelhetők meg a 3, 8, 13-14 és 23 széntepek esetében, ahol a telep átlagos kéntartalma megközelíti, esetlegesen túl is lépi a 2.3 %-ot, jelezvén ezzel az intenzív tengerszint emelkedést a hozzá kapcsolódó paraszekvenciák esetében.

Mint említettem, a *telepvastagságot* a tőzegláp növekedési ütemének és a relatív tengerszint emelkedés mértékének viszonya, ill. az őskörnyezet mikromorfológiai adottságai (kiemelkedések, mélyedések), a törmelékes üledékszolgáltatás mértéke, és az áramlások intenzitása határozza meg (CECIL ET AL., 1979).

A széntepek padvastagságának eloszlásain keresztül **(7B. ábra)** meggyőzően rajzolódik ki az üledékes szekvenciák telepvastagságra gyakorolt hatása. A transzgresszió kezdetén minden esetben jelentős vastagságcsökkenés tapasztalható, míg a transzgresszió ütemének csökkenésével és aggradációba fordulásával a padvastagságok kivétel nélkül nőnek.

Az interkvartilisek felső részét figyelembe véve, a transzgresszióval összefüggő telepvastagságok egybeesnek a kéntartalom maximumaival, korlátozott padvastagsággal, miközben a telepvastagságok növekedésének üteme a kéntartalom csökkenésével esik egybe. Amennyiben a korai TST idején bekövetkező intenzív tengerszint-emelkedés, a kéntartalom maximum értékeivel, meghaladja a tőzeg növekedésének relatív ütemét, az a szénképződés korai megszűnéséhez vezet. Ezzel szemben, amennyiben a késői TST idején jelentkező transzgresszió intenzitásának csökkenése

egyensúlyban van a tengerszint növekedésével és a tőzeg növekedésének ütemével, az végső soron vastag széntelepek képződéséhez vezet.

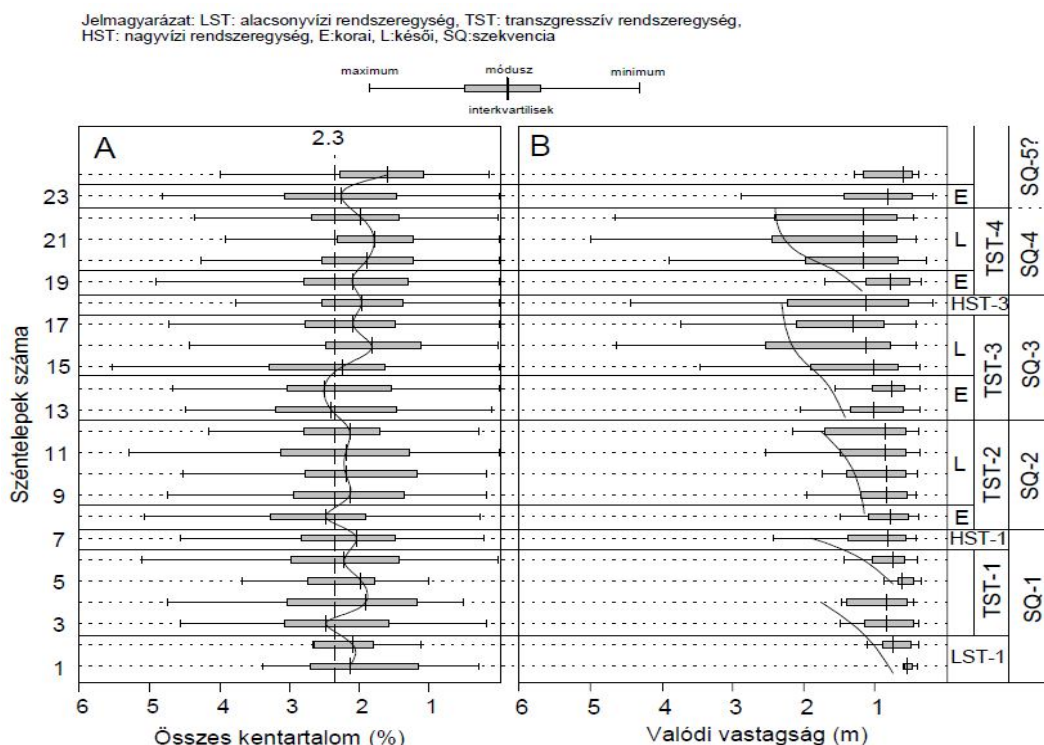
A bemutatott litológiai és geokémiai jellemzők alapján értelmezhetjük az azonosított üledékes ciklusokat a relatív tengerszint-emelkedés szempontjából/szemszögéből. A magas kéntartalmú, vékony széntelepeket tartalmazó aleurolitos paraszekvenciák a korai TST-nek (8, 13-14) tekinthetőek, míg az alacsony kéntartalmú paraszekvenciák, vastag széntelepekkel a késői TST-nek (9-11, 15-17) feleltethetők meg. A progradáló homoktesteket tartalmazó paraszekvenciák pedig HST illetve FSST (7, 12, 18) rendszeregységek.

Mindazonáltal, az SQ_1 maximális kéntartalma pontosan nem esik egybe az alacsonyabb vastagságú széntelepekkel, ezáltal a transzgresszív rendszer-egységet nem tudjuk egyértelműen elkülöníteni korai és késői szakaszra. Az SQ_4 esetében viszont már számolhatunk a korai TST-vel a 19. paraszekvencia esetében, illetve a késői TST-vel a 20-22. paraszekvenciáknál. A 23. paraszekvencia esetében a növekedő kéntartalom már egyértelműen az újabb tengerszint-emelkedésre utal, amely a szénképződés megszűnésére és a nyílttengeri képződmények megjelenésére utal (Vasasi Márga Formáció).

A korábbi fáciesmodellek alapján (CECIL ET AL., 1979, STAUB – COHEN, 1979, HOWELL – FERM, 1980, ALTSCHULER ET AL., 1983, GALLOWAY – HOBDAÿ, 1983), a korai TST idején bekövetkező relatív tengerszint emelkedés az alsó deltasíkok átmeneti megjelenéséhez vezet, magas kéntartalommal (8, 13-14, 19, 23). A késői TST esetében az alsó és felső deltasík közötti átmenetről beszélhetünk. Az itt képződött telepek viszonylag nagy vastagságúak és alacsony kéntartalommal jelentkeznak (9-11, 15-17, 20-22). A progradáló homokkő sorozatok (HST) felső deltasíkként

jelentkeznek alacsony kéntartalommal és viszonylag vastag telepekkel (7, 12, 18).

A TST_3 rendszeregységet egy több mint 50 m vastag homoktest követi, mely közrezárja az alacsony kéntartalommal jelentkező, nagy kiterjedésű 18. széntelet. A homokkőtest szekvenciasztratógráfiai értékelés szerint a széntelet alatt a SQ_3 szekvencia gyorsan progradáló nagyvízi rendszer-egysége (HST_3), maga a széntelet ugyancsak egy deltasík környezetben lerakódott anyag a nagyvízi rendszer egységhez kapcsolódóan. A 18. telep fedőjében következő homokkő azonban az ezt követő vízszintcsökkenés következtében létrejött paraszekvencia (FSST_3). Eróziós diszkordanciával való települése és a medencebelső irányába történő vastagodása jól nyomon követhető a fúrások közötti korreláció során.



7. ábra A kéntartalom (összes kén) és telepvastagság statisztikai eloszlása telepenként és vertikális ingadozása az üledékes szekvenciákban

Összefoglalásként megállapítható, hogy a kutatási terület széntelepes rétegsorát egy transzgresszív lagúnasorozat és az ezeket követő, három deltakomplexummal jellemezhető deltasorozat alkotja fokozatos retrogradáló jelleggel. A transzgressziós lagúna sorozatot 7 paraszekvencia alkotja (lakusztrikus rendszeregység). Az első deltakomplexumot (SQ_2) a területen uralkodóan az alsó-felső deltasík átmenete képviseli, s öt paraszekvencia alkotja. A második deltakomplexumot (SQ_3) az alsótól a felső deltasíkiig terjedő teljes sorozat alkotja 6 paraszekvenciával (alluviális rendszeregység), míg a harmadik deltakomplexumot (SQ_4) az alsó deltasík dominanciája jellemzi további négy paraszekvenciával, az alsótól a felső deltasíkiig terjedő átmeneti sorozat jelenléte mellett, paralikus jellegre utalva.

7.3. AZ ÜLEDÉKES RENDSZER-EGYSÉGEK ÖSFÖLDRAJZI VISZONYAI MÁZA – VÁRALJA-DÉLEN

A telepek kéntartalom szerinti csoportosítását követően kiválasztottam a rendelkezésre álló adatok közül azokat, amelyek az ösföldrajzi irányok meghatározása és a kéntartalom alapján feltételezett fácieskörnyezetek részletesebb jellemzésére s ezzel azonosítására alkalmasak lehetnek. Ezek az alábbiak:

1. A beágyazó (meddő) üledéksor izovastagsági adatai
2. A kőszéntelepek hamutartalma
3. A kőszéntelepek vastagsági adatai

A kontúrtérképek Surfer for Windows programmal készültek (**8. - 10. ábra**), a hozzárendelés során háromféle geostatisztikai eljárást (interpoláció) alkalmaztam (**6. melléklet**), melyek közül végül a legjobb eredményt a lineáris krigelés adta. A domborzati kontúrtérképeket a hamutartalom adatai alapján generáltam, tekintve, hogy a sziliciklaszt a topográfiai magaslatookról halmozódott be. Az egykori domborzatra feszítettem rá a telepvastagsági

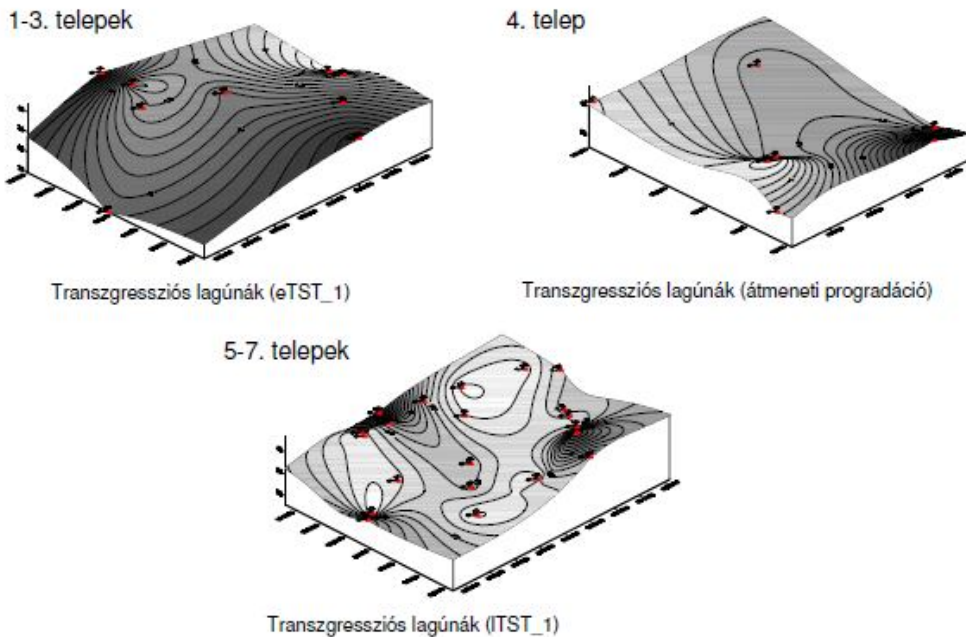
adatok alapján készült l p v t rkepek. A l p vekre pedig a telepvastagság adatokból következtettem, miszerint minél vastagabb a széntelep, annál inkább feltételezhetjük a láperdő  vet.

7.3.1. SQ_1 – Transzgressziós h tt rlag n k telepei

A TST_1 izovastagsági t rkepe DNy-i irányú medencebels t jelez, m g az  Ny-DK-i csapású izovastagsági maximuma parttal párhuzamos, az  r-apály áramlások által felépített víz alatti dűnék jelenlétére utal. E dűnék partir ny  vándorlása tette lehetővé, hogy a mögöttük lévő lagúnákban a parttal párhuzamos sz nl p vek alakuljanak ki. Az 1., 2., 3. telepek hamutartalom-változásai arra utalnak, hogy a lagúna sziliciklasztos t rmel kszolg ltat ja éppen a transzgresszió által újra és újra megbontott turz srendszer (a lagúna tenger fel li partja) lehetett. Transzgressziós h tt rlag n kra jellemző megjelenést mutat, hogy a hamutartalom- és széntelep- izovastagsági t rkepek maximumai egybeesnek. A telepek izovastagsági adatai szerint a f  telepképződés a zátony kiemelkedő szigeteihez kapcsolódik, jóllehet ez a hamutartalom maximumának területe is, ami az  led ksz ll t ssal és a behordott szervetlen anyag mennyiségével  r nyos. A telepképződés t h t a turzás partjain volt a legintenzívebb, ugyanakkor itt volt a legnagyobb mértékű a törmelékanyag hozzákeveredése is (**8A.  bra**).

A 4. telep idején progradáció jelentkezik (**8B.  bra**), ami jól látható abból, hogy a telep maga gyakran homokos  led ksorba települ, vagy közvetlen fedőjében homokkő található, ami kifejezésre jut a telep hamutartalom térképén is. Ezen a két irányból (turz sr l és part fel l) történő t rmel kbemos s  r nya a korábbiakhoz képest jelentősen megnő. A relatív tengerszint emelkedés ütemének csökkenése miatt a 4. telep nagyobb területen nyomozható. A D-i telepk pz d si központ megmaradt, m g ezzel

szemben az északi megszűnt. A telep izovastagsági térképe továbbra is a hamutartalom és telepvastagság maximumának egybeesését jelzi.



8. ábra Az *SQ_1* (transzgressziós háttérlagúna) izovastagsági, hamutartalom és telep(össz)vastagsági térképei alapján szerkesztett öskörnyezeti modellek

A transzgresszió újbóli erősödését láthatjuk az 5. telep rétegtani szintjétől. A transzgresszió kiterjedésének egyik jele az 5-6-7. telepek már említett túlterjedő települése. Másik jele a hamutartalom-eloszlásban bekövetkező változás (**8C. ábra**). A parttal párhuzamos dűne átszakad, a turzás középső szakasza víz alá kerül, s – átmenetileg – megszűnik, mint törmelékszolgáltató objektum, aminek eredményeként egy törmelékiszegény, ugyanakkor feltehetően nyitott lagúnabelső alakul ki a folyóktól elzárt előntési területen. A széntelepek képződésének maximális intenzitása azonban a telepek izovastagsági adatai szerint még továbbra is a turzás - hamutartalom alapján – vízfelszín fölött maradt részeihez kötődik. Szembeötlő a hamutartalom

nyíltvíz és lagúnabelső felőli eloszlásának aszimmetriája, ami arra utal, hogy a medencebelső irányába ebben az időszakban kifejezetten nem volt törmelékszállítás, ami a transzgressziós időszak helyi áramlási irányával hozható összefüggésbe. A 6. telepre az egész területre jellemző a szénképződés, ami újra lassuló tengerszint-emelkedésre utal (késői TST - HST). A telepvastagság és a hamutartalom maximuma továbbra is egybeesik.

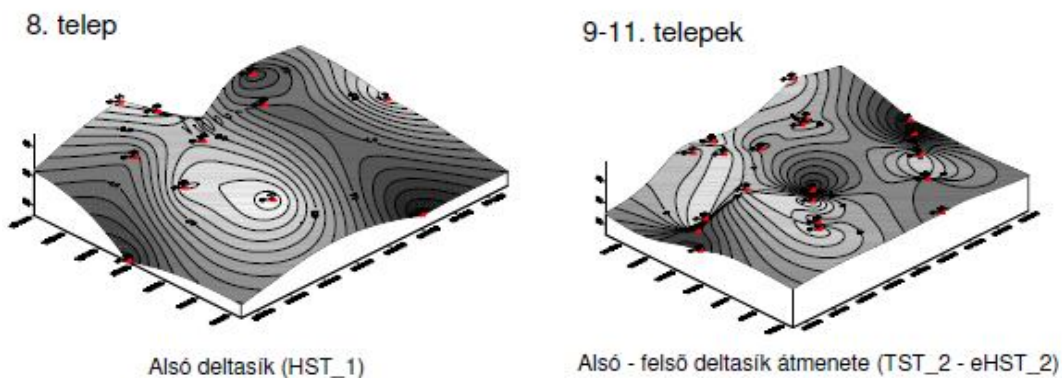
7.3.2. SQ_2 – A „legszárazföldibb” delta komplexum

A 8. telep a megnövekedett kéntartalom és a feküjében található, nagy elterjedésű, a karotázsgörbéken blokkos ill. dobozszerű rajzolattal jelentkező homoktest alapján tekinthető alsó deltasík üledéknek, melyet az ott található fossziliák (*Ostrea*, *Crionidea*) is alátámasztanak (ld. **8. melléklet**) A hamutartalom adatok egy deltaág torkolati szelvényében jelentkező, törmelékbehordással jellemzett, regionális kiemelkedésre utalnak, ennek peremeihez kapcsolódva jelentkeznek a legnagyobb telepvastagságok (**9A. ábra**). Az alsó deltasík benövényesedése a homokdombok pereméről indul, a telepek itt érik el legnagyobb vastagságukat, egyúttal a legnagyobb hamutartalmú területek peremén.

A TST_2 izovastagsági térképe (**9B. ábra**) a 9-10-11. telepek szénteleppel záruló iszapos paraszekvenciáinak összvastagságát mutatja be. A legfontosabb összefüggés, hogy az öbölkitöltő iszapok legnagyobb vastagsága, a széntelek legnagyobb vastagsága és a hamutartalom legalacsonyabb értéke gyakorlatilag egybe esik (a korábbi lagúnabelső területén), ami megfelel a törmelékszolgáltató deltaágaktól való legnagyobb távolságra található területeknek. Ez a jelenség az alsó és felső deltasík átmenetének egyik jelentős ösföldrajzi fáciesbélyege, ami megerősíti a nagy vastagságú, nagy horizontális kiterjedésű és viszonylag alacsony kéntartalmú

telepek alapján e rétegtani szakaszra korábban tett megállapítást. A telepképződés a deltaágak közötti térben megy végbe. A telepvastagság a csatornáktól és gátszakadási üledékektől távolodva nő, a hamutartalom csökken, a legnagyobb telepvastagság tehát ez esetben a legalacsonyabb hamutartalommal esik egybe.

Az SQ_2 cikluszáró homoktestének (HST_2) izovastagsági térképe magyarázatot ad a transzgressziós szakasz (alsó és alsó-felső deltasík) izovastagsági és széntelep adataira vonatkozóan. A törmelékiszolgáltató deltaág feltehetően ÉK-felől érkezik a területre. Mederkitöltő homokkomplexuma a területen feltehetően állóvízbe torkollik („distributary mouth bar complex”) és a parttal közel párhuzamosan szétterül.



9. ábra Az SQ_2 izovastagsági, hamutartalom és telep(össz)vastagsági térképei alapján szerkesztett öskörnyezeti modellek

7.3.3. SQ_3 – A „tengeribb” delta komplexum

A 13-15. telepek megnövekedett kéntartalma, a feküben található (HST_2) homoktest regionális kiterjedése, blokkos megjelenése egyaránt arra utal, hogy egy soron következő transzgresszió eredményeként újra alsó deltasík környezetbe került a kutatási terület (ld. **8. melléklet**, *Ostrea* előfordulások). A szekvenciahatáron azonban – a terület szempontjából –

számottevő ösföldrajzi változás is bekövetkezett. Az iszapos üledék felhalmozódási maximumának tengelye a korábbiakhoz képest jelentősen megváltozott. Az eddigiekben ÉK-felől érkező deltaág elhagyottá vált, s a törmelékszállító szerepet egy, a kutatási terület D-i peremén, közel K-Ny-i csapással Ny-ra futó homokgát vette át (**10A. ábra**).

Ez utalhat a területre benyomuló KÉK-NyDNy-i lefutású deltaág (distributary channel) és hozzá kapcsolódó folyóhát megjelenésére. Ebben az esetben a felhalmozódás maximuma most már deltaágak közti ártéri sík. A hamutartalom eloszlás jól tükrözi, hogy az üledékszállítás fő tengelyére közel merőleges, oldalirányú törmelékbecsúszásra is sor került. Ez az alsó deltasíkra jellemző gyakori gátszakadásokkal magyarázható („crevasse splay”), mivel ekkor a deltaág folyóhátja még alacsony, az árvizek azt gyakran átlépik, ill. átszakítják. Ugyancsak az alsó deltasík morfológiai bélyege az a telep-izovastagsági térképen megfigyelhető jelenség, miszerint a legnagyobb telepvastagságok éppen e gátszakadási üledékfoltok pereméhez kapcsolódnak, ahol a benövényesedés és elláposodás a legkönnyebben meggyégbe.

A TST_3 izovastagsági térképe gyakorlatilag az iszapos öbölkitöltő üledékek 13-14-15-16-17. szételepekkel záruló paraszekvenciáinak összvastagságát mutatja. Jól látható, hogy az iszapos üledéksor vastagságát részben a D-i deltaág és a hozzá kapcsolódó, É-ra kinyúló gátszakadási üledékfolt korlátozza. Ugyancsak jellemző fáciesbélyeg a hamutartalom minimumának, az iszapvastagság és a szételep vastagság maximumának területi egybeesése, ami a 16. 17. telepek nagy vastagságával, jelentős horizontális kiterjedésével és alacsony kéntartalmával együtt jól jelzi az alsó és felső deltasík átmenetének újbóli kialakulását (**10B. ábra**). A hamutartalom eloszlása alapján a törmelékszolgáltató továbbra is a D-i deltaág, az egyenletesebb, de csökkent intenzitású törmelékterítés a

gátszakadások ritkulását, azaz fokozatosan felmagasodó folyóhátat jelez. Másik jellemző tulajdonság a paraszekvenciák fölfelé történő megrövidülése a 15. és 16. széntelegek határán.

A szénteleges rétegsor legszembeötlőbb képződménye a HST_3 FSST_3 rendszer egységek nagy vastagságú homokkomplexuma. Hogy itt ebből csak a FSST_3 homoktest izovastagságát mutatom be, annak az oka, hogy a M-20 – M-17 – M-24 fúrások viszonylatában bizonyítható a HST_3 erodált jellege. A homoktest izovastagsági térképe meggyőzően mutatja az összefutó vízfolyások rendszerét. A homokos üledékfelhalmozódás maximuma jelzi egy K-Ny-i csapású homokos deltaág tartós jelenlétét a terület D-i részén. Az É-ra kinyúló tengelyű izovastagsági maximum gátszakadáshoz kapcsolódó homokos üledék az ártéren. A 18. telep folyóvízi homoktestek közé ágyazódik horizontálisan és vertikálisan egyaránt. Viszonylagosan alacsonyabb kéntartalma (1,9%), nagy vastagsága (2,5 m), helyenként hirtelen laterális elvégződése alapján leginkább felső deltasikhoz kapcsolódó szénteleg vonásait mutatja (**10C. ábra**). A szénteleg hamutartalom és telepvastagsági térképe ugyancsak jellegzetes képe lehet a felső deltasik telepeinek abban az értelemben, hogy jelentős, hirtelen bekövetkező vastagságváltozások láthatók, s mint ilyen, komplementere a homok izovastagság térképnek, utalva a folyóhátak közötti széntelegképződésre. Az értelmezésnek azonban gátat szab az a tény, hogy a FSST_3 bázisán nem csak a HST_3 homokteste, hanem a hozzá kapcsolódó telepes összlet is lehet erodált.

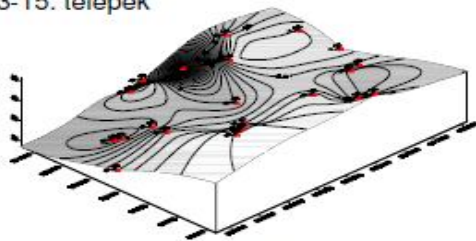
7.3.4. SQ_4 – A „legtengeribb” delta komplexum

A 19-24. telepeket összevontan ábrázoltam, és a TST_4 izovastagsági térképét már nem szerkesztettem meg (**10D. ábra**). Utóbbi oka az, hogy a hypautochton sorozatban e legfelső üledéksor nem található meg teljes

egészében, a feltolódások belemetszenek, előbbié pedig az, hogy jellegzetes homokszintek betelepülésének hiányában a telepazonosítás helyenként bizonytalan, s ezzel nem akartam az ösföldrajzi értelmezést terhelni.

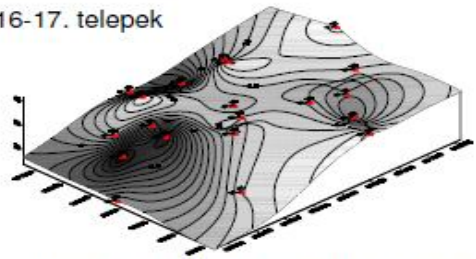
Több dolog lehetővé teszi, hogy egyes telepeket elhelyezzünk az alsó – felső deltasík fáciesmodell skáláján. A 19. telep szétseprűződő, gyakran igen vékony kifejlődése, a hozzá kapcsolódó pelosziderit konkréciós - pelosziderites „vezérszint” arra utal, hogy esetében viharok járta, időszakosan sósvízi alsó deltasík-lagúna üledékekkel számolhatunk. Ezt követően, a 20-21. telepek jelentős vastagsága, az egyidejűleg csökkenő paraszekvencia vastagság és kéntartalom, a nagy horizontális kiterjedéssel együtt alsó-felső deltasík átmenetet jelez. A 22-23. és 24. telepekre a növekvő kéntartalom, az egyre növekvő paraszekvencia vastagság és csökkenő telepvastagság újra alsó parthomloki környezetet, a paralikus fauna (*Isocyprina*, *Cardinia*, *Crionidea nyéltagok*, ld. **8. melléklet**) megjelenése pedig egyenesen sósvízi alsó deltasík környezetet jelez. A hamutartalom és telepvastagság térképek arra mindenesetre alkalmasak, hogy a DNy-i medencebelsőt és az ÉK-i partot, ill. üledékbehordást nyilvánvalóvá tegyék.

13-15. telepek



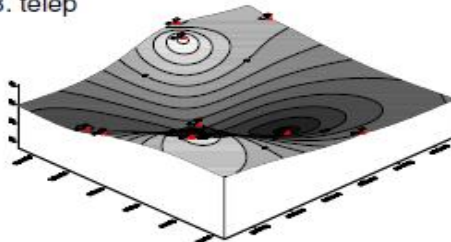
Alsó deltasik (TST_3)

16-17. telepek



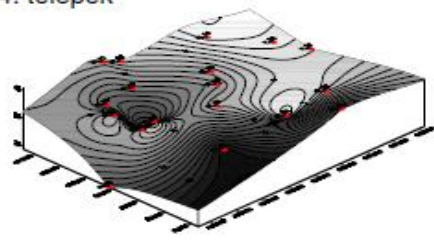
Alsó - felső deltasik átmenete (ITST_3 - eHST_3)

18. telep



Felső deltasik (FSST_3)

19-24. telepek



Alsó - felső deltasik átmenete (TST_4)

10. ábra Az *SQ_3* és *SQ_4* izovastagsági, hamutartalom és telep(össz)vastagsági térképei alapján szerkesztett őskörnyezeti modellek

8. RÉTEGTANI KORRELÁCIÓK A KELET-MECSEK SZÉNTELEPES TERÜLETEIN

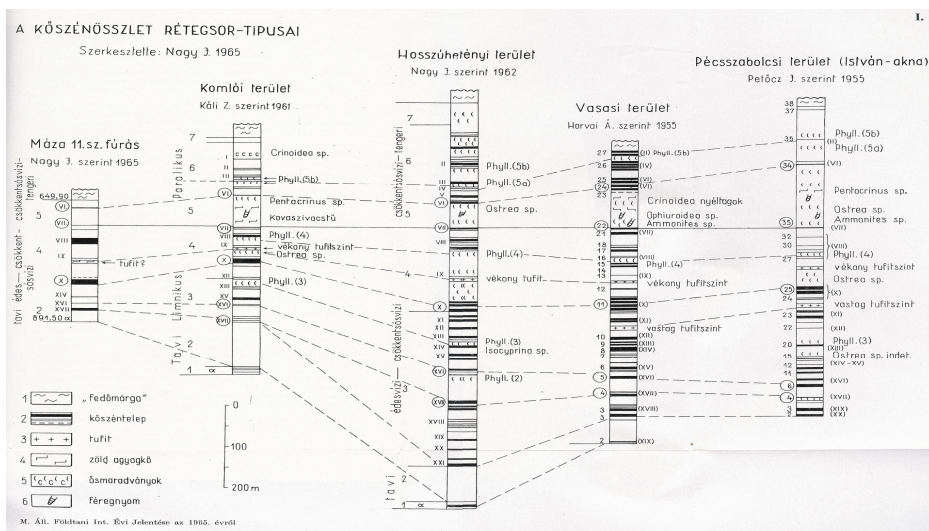
A korábbiakban elsősorban a telepek közötti meddők alapján kísérelték meg a kőszéntepek és telepcsoportok párhuzamosítását (NAGY J., 1965), továbbá fáciestani és ciklus-ritmus vizsgálaton alapuló felosztás is kidolgoztak (KÁLI, 1962), melyek azonban horizontálisan csupán egy területegységen belül alkalmazhatók (*üledékritmusok*). A megfelelő vezetősínek kiválasztása, melyek a teljes összletben állandónak tekinthetők, akár az ősföldrajzi kép kialakítására is alkalmasak. Ennek egyik példája a LÁDA (1961) által vizsgált *Ostracoda* és *Phyllopora* fajok, melyek különösen jól felhasználhatók rétegazonosításra.

További fontos, regionálisan is jól követhető vezetősintnek tartották (NAGY J., 1965; NÉMEDI VARGA, 1995) a vékony tufitszintet, a nyíltlagúnás-szublitorális jellegű homokkőösszletet az *Ostreás*, ritkábban *Crionideás* betelepülésekkel, ill. az alsó telep csoport felső részét, melyet szideritgömböcskék jelenlétével jellemezhetünk.

Fentiek alapján, a rétegtani korreláció egyik jelentős megközelítését adta NAGY J. (1965) a rétegtani indikátorokat szem előtt tartó biosztratigráfia (*Phyllopora* fossziliák, *Ostrea* héjtagok), ill. eseménystratigráfia (két beágyazott tufitszint jelenléte) alapján történő módszerével (**11. ábra**). A dátumvonalnak a HEGYI – NAGY J. (1963) által telepmentes vezető rétegcsoportnak nevezett 5-ös főcsoportot választotta, melyet KÁLI (1962) inkább még nyílt lagúnárisnak tartott. Az alapvetően tengeri hatás alatt álló részt az erős vízmozgásra utaló erőteljes koptatottság és osztályozottság, illetve erőteljes rétegzés (hullámzó közegre utal) jellemzi, ahol gyakoriak a féregjáratok.

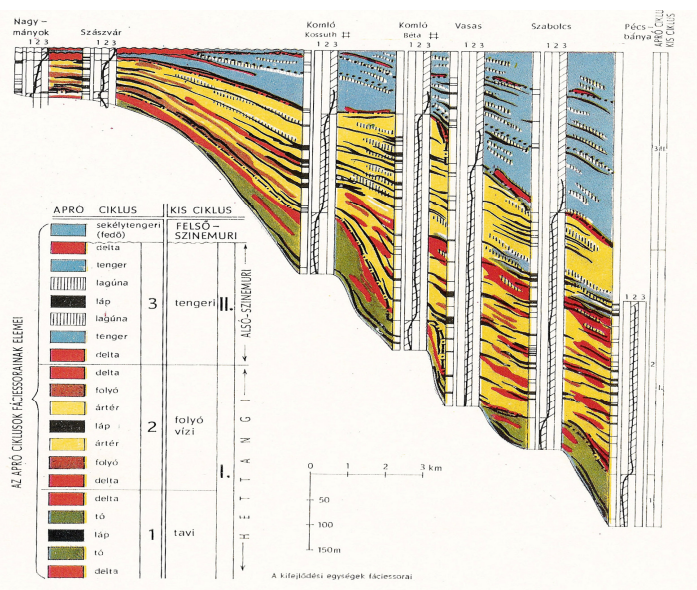
A rétegtani párhuzamosítás másik megközelítése a fácieskorreláció (NAGY E., 1969), amely a kifejlődési viszonyok horizontális változásainak, ezáltal a mecseki üledékgyűjtő egyes területrészeinek egymástól eltérő fejlődéstörténetének nyomonkövetésére ad lehetőséget.

Az összlet a fedőmárgával együtt két kisciklusból épül fel. Az alsó a hettangi emelet apróciklusaiból áll, amely két apróciklusból (tavi – folyami) áll. A szinemuri emelet alsó apróciklusa tengeri (litorális, szublitorális, lagúna), míg felső része sekélytengeri. Az itt alkalmazott alsó, lakusztrikus, a középső, delta és a felső, paralikus jellegű kifejlődések (**12. ábra**) jól összeegyeztethetők az általános fáciesmodellek fogalmi rendszerével, ill. a Máza-Váralja Dél esetében szekvenciasztratigráfiai alapon definiált üledékes rendszer egységekké.



11. ábra Mecseki széntelepes rétegsorok közötti korreláció (Nagy J.

1965)



12. ábra Mecseki széntelepes rétegsorok közötti korreláció (Nagy E.

1969)

8.1. A PÉCSI FEKETEKŐSZÉN TERÜLET

A pécsi kőszénterületen 230 éve kezdődött bányászat során négy bányaterület alakult ki: Pécsbánya, Szabolcs, Somogy (Rücker) és Vasas. A bányaterületek kialakulása geológiailag Pécs és Hosszúhetény között, Pécsbányától Pécs-Vasasig tartó ÉK-DNy-i irányú kőszénvonulathoz, a melegmágy-hárságyi brachiantiklinális DK-i szárnyához, a szinklinálisba hajló pécsbányai területéhez, ill. a keleti tengelyzónájához kapcsolódik. A területet ÉNy-on a fekü felszíni vonala, DK-en pedig a déli diszlokációs öv (Mecsek-vonal) határolja.

A pécsi kőszénösszletről a kezdeti szórványos kézíratos közlemények után (ZIPSER, 1817, BEUDANT, 1822), a XIX. század közepétől kezdve folyamatosan jelentek meg a területtel kapcsolatos földtani munkák (FOETTERLE, 1852; PETERS, 1862; HERTLE, 1873).

A pécsi kőszénterületről az egyik első, legteljesebb földtani jellegű összefoglalást VITÁLIS (1939) adta. Az 1954-ben megindult földtani térképezés (BALKAY ET AL., 1956) nyomán sorra készültek a földtani jelentések és leírások (FEJÉR, 1955), valamint a felszíni geofizikai vizsgálatok.

A fúrásos kutatások során, a pécsi területen 1953-1958 között öt mélyfúrás (P-3., P-5., P-6., P-7., P-8), majd 12 db sekély mélységű fúrás (P-9. – P.14, ill. P-15. – P-21.), majd 1959-1964 között további 11 db (P-16., P-22. – P-31.) mélyfúrás mélyült. A rückeri területen előbb (1953-1966) 24 db változó mélységű kutatófúrás, majd 1983-1988 között újabb 6 db (R-25. – R-32.), az ún. „meddő terület” mélységi viszonyainak megismerését célzó mélyfúrás lemélyítésére került sor. Vasason a fúrásos kutatások során az első körben (1952-1967) 23 db (V-1 – V-23) fúrás, majd részben a szentelepes rétegsor mélységi megismerése (V-10 – V-34), részben külfejtési céllal (V-35 – V-

66) újabb fúrások mélyültek le, melynek kapcsán az első földtani jelentések is napvilágot láttak.

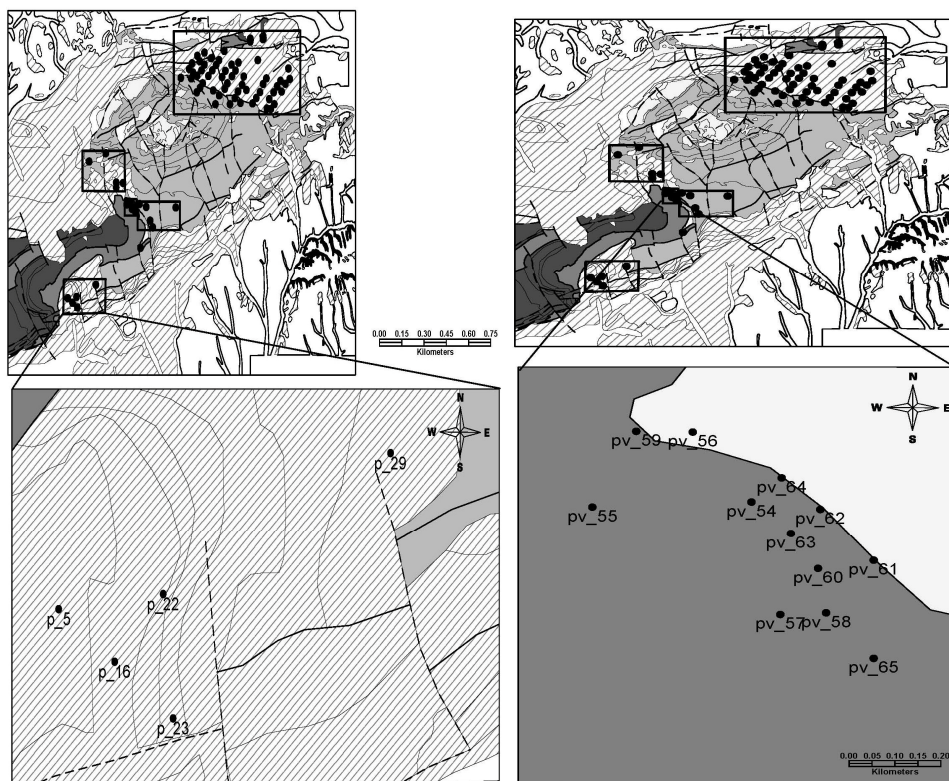
A MÁFI geológusainak földtani térképezései során sor kerül a pécsi bányaterület földtani vizsgálatára (BÓNA, 1969; NAGY E. – NAGY J., 1969), továbbá a bányaföldtani és szerkezeti viszonyok összefoglalására (BIMBÓ, 1971; FEJÉR, 1971; NAGY J., 1971).

8.1.1. A Mecseki Kőszén Formáció szekvenciasztratigráfiai modellje a pécsi feketekőszén területen

A pécsi területen 6 mélyfúrást (Pécsbányai terület: P-5, P-16, P-22 és P-23; Somogyi terület: R-31 ill. Pécsszabolcsi terület: P-29) vizsgáltam, melyek közül hármat részletesen feldolgozva beépítettem a dolgozatba. Ezzel szemben, a Pécs-Vasasi feketekőszén területen csak a külfejtésben lemélyült fúrásokat vizsgáltam (**13. ábra**).

Szeizmikus szelvények hiányában a geofizikai görbék lefutására és a fúrásnaplókra támaszkodhattam, míg az esetleges rétegtani ismétlődések azonosításában és a pécsbányai területen a vezető széntelemek felismerésében a NÉMEDI VARGA (1971) által készített földtani szelvények nyújtottak segítséget. Mivel a R-31 fúráshoz nem állt segítségemre semmilyen kiegészítő információ és a lemélyült fúrás litológiai leírása nagyon sok helyen jelzett valamilyen szerkezeti elemet, ami jelentősen megnehezítette a pontos rétegtani azonosítást, így annak az ismertetésétől végül eltekintettem. Köztudott, hogy a vasasi szénteleges összlet vastagsága valójában egy nagyságrenddel nagyobb (750 m) a Máza - Váralja-Dél-i területhez képest, ami az általam vizsgált fúrásokból, ahol az átlagos rétegvastagság 100-200 m volt, sajnos nem derült ki, így a szénteleges rétegsor alsó részéről nem kaphattam teljes képet. Azonban a bányagödörnél tettem egy kísérletet a

mélyfúrások közötti karotázs korrelációra és annak összevetésére a bányagödörben feltárt rétegsorral (FORGÁCS – PÜSPÖKI – KABLÁR, 2011). A **3. mellékletben** bemutatott szelvényeken jól láthatók a rétegtani hasonlóságok a mélyfúrások alapján leírt rétegtan és a bányafal litológiája között.



13. ábra A pécsi fekete-köszén terület térképe a pécsbányai és a pécs-vasasi terület, ill. a feldolgozott fúrások feltüntetésével

Pécs – Vasason a legjobban dokumentált mélyfúrások (Pv-54, Pv-57, Pv-60, Pv-63) – melyek a tengelyhez közel, a kelet felé dőlő antiklinális szerkezet északi szárnyánál találhatóak - földtani naplóinak segítségével és a geofizikai görbék alapján azonosítottam a legfőbb rétegtani szakaszokat, majd annak alapján a szénteleppel záródó paraszekvenciákat egyaránt (**14. ábra**). Ezután

a máza-déli terület két jellegzetes fúrásának (M-10, M-19) és két Pécs-vasasi fúrás (Pv-63 és Pv-60) felhasználásával próbálom bemutatni a két terület közötti rétegtani korrelációt (**15. ábra**).

Az üledékes sorozatok jellegzetes rétegtani egységét, a mázai területen már megfigyelt nagyvízi rendszeregységet (HST_3) és annak fekjében a vízszintcsökkenés következményeképpen létrejött (FSST_3) rendszeregységet választottam dátumvonalnak. A vastag, homokos sorozatok, mint fehér vagy sárgásfehér színű, vastag homokkő és homokos kavics sorozatok a fúrómagok leírása és a geofizikai görbék alapján egyaránt jól azonosíthatók és az alsó határnál történő megvonását nagyban segíti a fekjében található széntartalmú aleurolitos sorozatok jellegzetes megjelenése. Ezt a rétegtani egységet (SQ_3) - amely leginkább a kompenzált gamma görbék lefutásán alapul – két további, felső és alsó alegységre oszthatjuk.

Amíg a felső részt három kitűnően korrelálható szénteleg jellemzi, amely néhol (ld. Pv-57) egymásra épülve fordul elő, addig az alsó rész két különálló, vékony szénteleget és egy tufitos közbetelegülést tartalmaz, amely a Pv-54, Pv-60 és Pv-63 fúrások esetén (természetes gamma görbe helyi minimumánál) egyaránt megfigyelhető és végigkövethető. Lefelé haladva egy újabb homokos rétegtani egység (HST_2) következik, melyet azonban teljes mértékben mindössze a Pv-63 mélyfúrás harántolt. Az egység vastagsága általában nem több 10-15 m-nél, de néhol akár a 20 m vastagságot is elérheti (Pv-57).

A Pv-63 fúrás fekjében a következő széntartalmú aleurolitos sorozat (SQ_2) felső része is kibukkan két szénteleggel záródó aleurolitos paraszekvenciával a felső részen.

A legfelső széntartalmú aleurolitos egység (SQ_4) fekje már a kompenzált gamma görbe első helyi maximumánál jelentkezik, a vastag, homokos

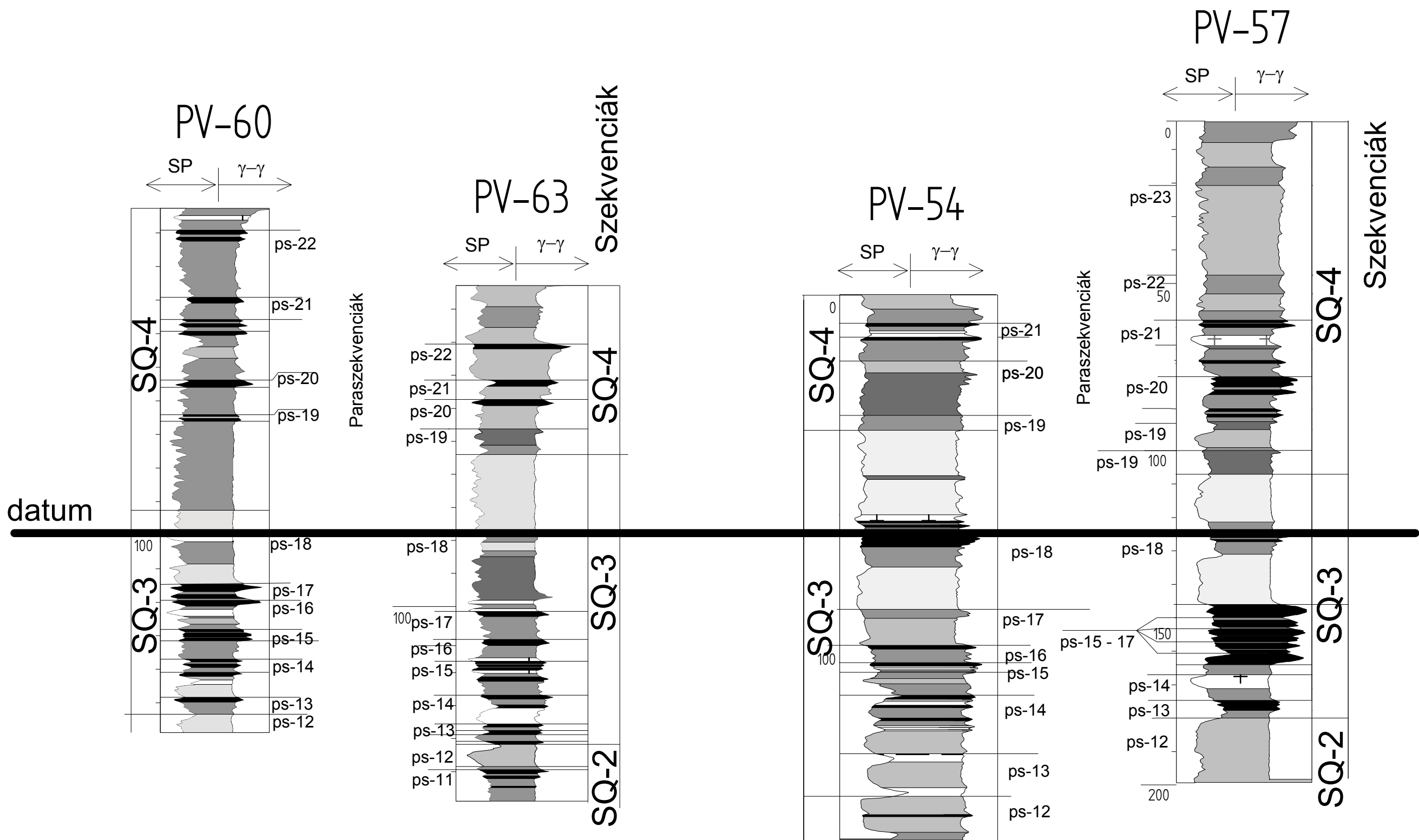
rétegtani egység legfelső részén. A kőzettani jellege igen változatosnak mondható. Vastag homokos betelepülések figyelhetők meg (Pv-63), melyeket gyakran a kőzettani leírásokban is jeleznek, annak ellenére, hogy a kompenzált gamma csúcsai is megfigyelhetők a homokos sorozatokban, változatos belső sztratigráfiára utalva.

A pécsbányai és pécsszabolcsi terület vizsgálata során a Mecseki Kőszéni Formációt üledékes szekvenciákra és az azokat felépítő paraszekvenciákra tagoltam (**16. ábra**) azonban a Máza- Déli területtel történő rétegtani korrelációtól eltekintettem. Az azonosítás során nagy segítséget jelentettek a vezető kőszéntelegek. Véleményem szerint, a 2-3. telep a mázai számozás alapján szintén a 2-3. telepeknek feleltethető meg, a 11. telep az 6-7. telepeket jelenti, a 23. telep a vastag széntelegekkel jellemezhető 11. teleppel korrelálható, míg a 33. telep a 17. telepnek felel meg.

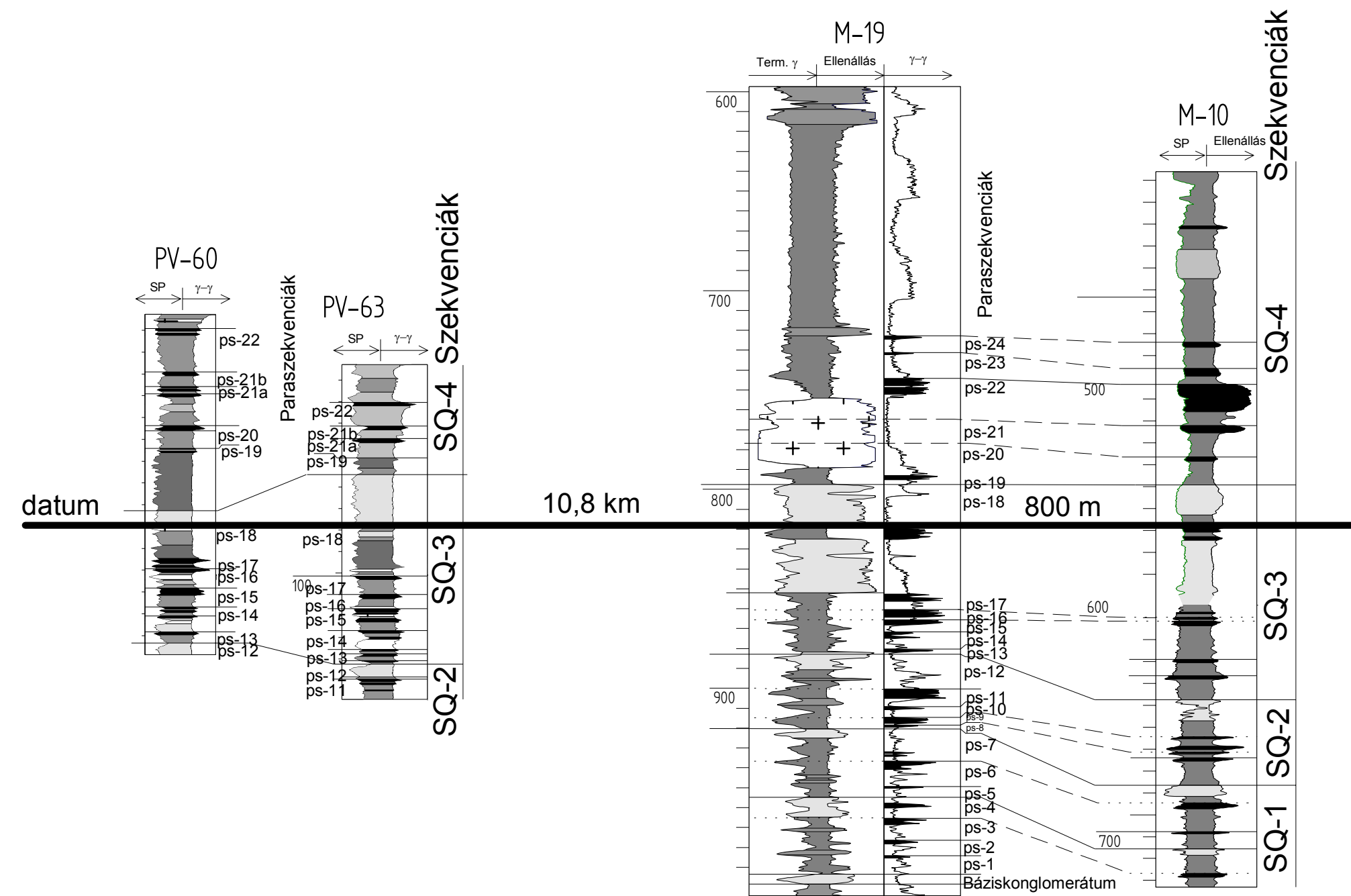
A pécsbányai területen a szénteleges összletet mintegy 300-400 m vastagságban fedik a neogén formációk, így a Vasasi Marga Formáció, továbbá a Mecseki Kőszén Formáció legfelső szekvenciája (SQ₄) is hiányzik, így mindkét fúrás az SQ₃ szekvenciát fedő homoktest alatt zárul. A P-16 fúrás esetében a SQ₁ fölötti homoktest (HST₁), ami a legtöbb terület esetében a progradáló deltahomlok 10 - 20 m vastag homokkővét jelenti, ebben az esetben egy jól láthatóan 40 – 50 m-es vastagságban jelentkezik. Ennek oka, az ábrán is külön jelzett szerkezeti vonal jelenléte (NÉMEDI VARGA, 1971), amely gyakorlatilag egymás fölé tolta a homokos aleurolittal és homokos agyagkővel jellemezhető képződményt.

Általánosságban elmondható, hogy a szénteleges összlet vastagsága nagyságrendekkel nagyobb (1000-1200 m, NAGY J., 1967) a komlói vagy a máza-váraljai területtel szemben, ahol az átlagos vastagság 350-400 m között

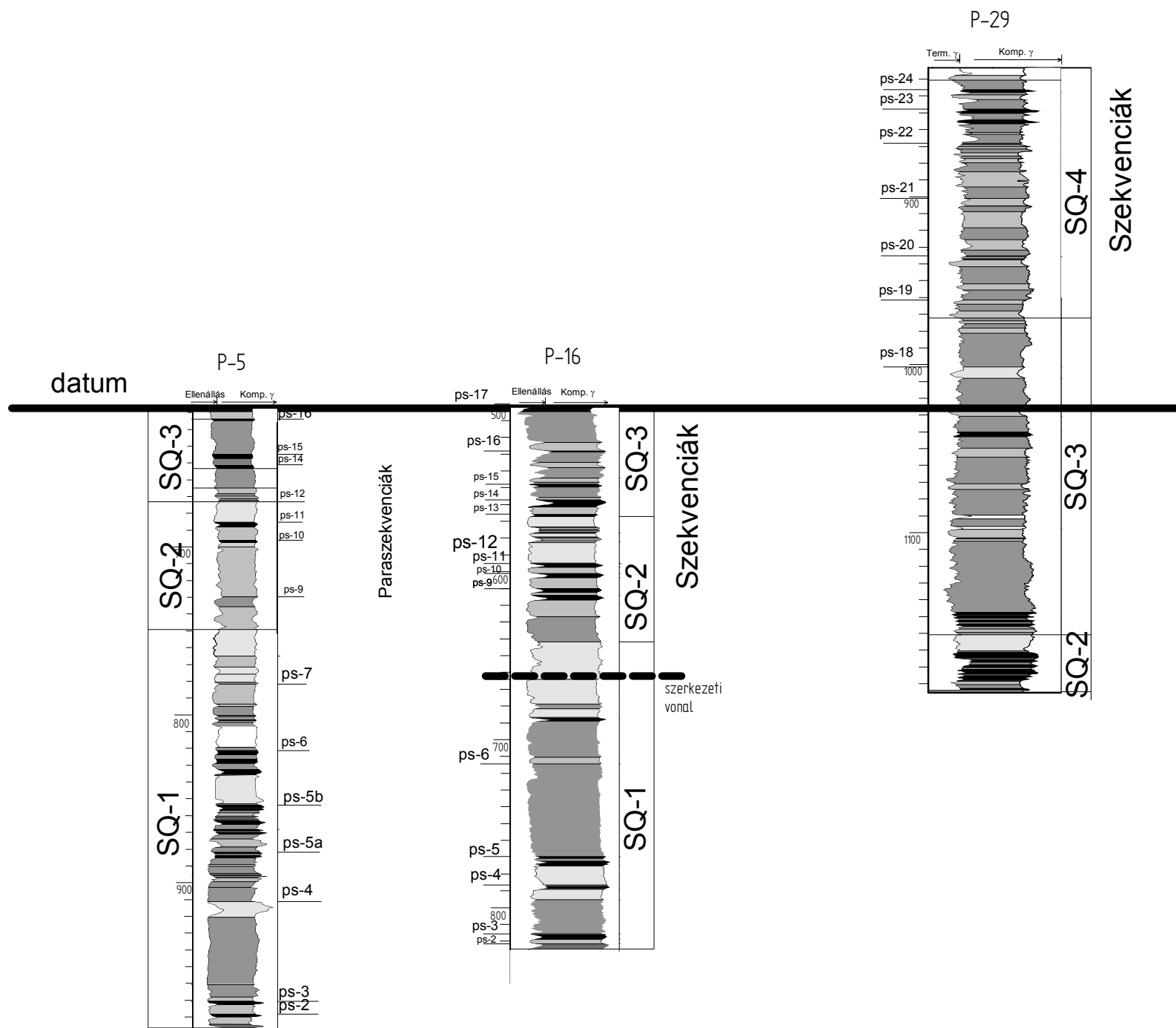
található. Ebből kifolyólag a szekvenciák és az azon belül található paraszekvenciák vastagsága is nagyobb. A rétegsor felső részét (az SQ_3 cikluszáró homoktesttől kezdve) a pécsszabolcsi területen lemélyült P-29 fúrás alapján adtam meg. A legszembetűnőbb különbség, hogy a többi területtel ellentétben, a pécsi területen a kőszételepet uralkodóan agyagkövek és aleurolitok kísérik, esetleg márgák és agyagmárgák is előfordulnak, ami nagymértékben megnehezítette a homokos kifejlődések elkülönítését. Ezen tényezők nyugodtabb, uralkodóan paralikus üledékképződésre utalnak (NÉMEDI VARGA, 2006).



14. ábra Üledékes szekvenciák elkülönítése a litológiai adatok és geofizikai görbék segítségével a pécs-vasasi területen a Pv-60, Pv-63, Pv-54 és Pv-57 fúrások felhasználásával (jelmagyarázatot ld. 6. ábra)



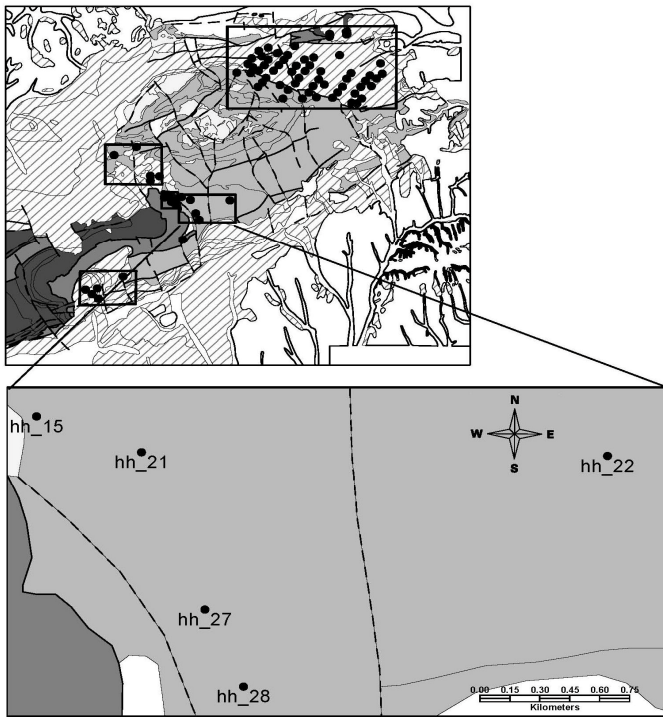
15. ábra A pécs-vasasi és a mázai terület fúrásai között elvégzett rétegtani korreláció, az azonosítható paraszekvenciák és a négy üledékes szekvencia feltűntetésével (jelmagyarázatot ld. 6. ábra)



16. ábra A pécsbányai területre vonatkoztatott szelvény, az azonosítható paraszekvenciák és a négy üledékes szekvencia feltűntetésével (jelmagyarázatot ld.6.ábra)

8.2. A HOSSZÚHETÉNYI FEKETEKŐSZÉN-TERÜLET

A Kelet-Mecsekben Vasas és Pécsvárad között található hosszúhetényi terület (17. ábra) a Melegmánytól Pécsváradig terjedő triász – jura rétegboltozat (brachiantiklinális) kb. 4 km-es szakaszát foglalja magába, mely a vasasi bányaterület keleti, mélységi folytatásának is tekinthető. Legfontosabb szerkezeti formájának a gyűrődések tekinthetők, melyeket szerkezeti vonalak (vetők, feltolódások) bonyolítanak.



17. ábra A hosszúhetényi feketekőszén terület térképe, a feldolgozott fúrások feltüntetésével

A terület fúrásos kutatása az 1950-es és az 1960-as években indult, melyekről az első összefoglaló jelentés is elkészült (GYOVAI ET AL. 1967), habár a közvetett kutatás már a század elején megindult (GRÓSZ, 1899). VADÁSZ (1935) térképezései során már kirajzolódott az alsó-középső liász üledékek

által alkotott hosszúhetényi antiklinális terület, az alkáldiabáz teleptelésekkel és a kövestetői fonolitos tömeggel, azonban a kőszénösszlettel kapcsolatban még nem voltak eredmények.

A kőszénterület földtani, hegységszerkezeti, bányaföldtani viszonyaival és a triász-jura határ geofizikai alapon történő kijelölésével NÉMEDI VARGA (1963, 1969), a kőszénösszlet fáciesének jellemzésével NAGY J. (1965) foglalkozott részletesen.

8.2.1. A Mecseki Kőszén Formáció szekvenciasztratigráfiai modellje a hosszúhetényi feketekőszén területen

A bányászati szempontból legkedvezőbb területrészen lemélyült mélyfúrások (H-15, H-21, H-22, H-27 és H-28) fúrásnaplóinak részletes leírásai alapján, a litológiai adatok és a geofizikai görbék elemzésével megtörtént az üledékes szekvenciákra és paraszekvenciákra történő részletes tagolás (**18. ábra**) majd a Máza- Déli területtel történő rétegtani korreláció (**19. ábra**).

A rétegtani felosztást nehezítette, hogy a területről nem álltak rendelkezésre szeizmikus szelvények, azonban a NÉMEDI VARGA (1963) által szerkesztett, majd HÁMORNÉ VIDÓ ET AL. (2009) által újraértékelt földtani szelvények (ld. később) nagy segítséget jelentettek az esetleges rétegtani ismétlődések azonosításában. Ezek segítségével képet kaphattam a terület tektonikai viszonyairól és a legfontosabb szerkezeti elemekre (feltolódások, vetők) is következtetni tudtam. Ezek után a máza-váraljai területen alkalmazott szekvenciabeosztás és a földtani naplók részletes vizsgálatai alapján elkészült a hosszúhetényi fúrások szekvencia beosztása is, melynek során négy üledékes szekvenciára és azon belül 22-24 paraszekvenciára sikerült tagolnom a rétegsort.

Első lépésben az üledékes rétegsor legjellegzetesebb rétegtani egysége, a helyenként akár 80 m vastagságot is elérő (H-21, H-27), homokos sorozatok azonosítása történt meg, melynek alsó és felső határa megvonásánál az ellenállás, a radiometrikus és a kompenzált gamma görbék nyújtottak segítséget.

A homoktestek azonosítása és elkülönítése után rátérhettem az aleurolitos paraszekvenciák azonosítására. Ebben a korábbi párhuzamosítások során már előszeretettel alkalmazott beágyazott tufítos szint nyújtott segítséget, mely a jelenlegi területen is hasonló rétegtani pozícióban volt megtalálható.

A rétegsor átlagos vastagsága, többek között a rétegméltődéseknek köszönhetően (ld. 38. ábra) 700-800 m közé tehető (NAGY J., 1967), ami a mázai vagy komlói területhez viszonyítva egy nagyságrenddel nagyobb. Ennek eredményeképpen az SQ_3 szekvenciaegység átlagos vastagsága mintegy 100-120 m-re tehető, jelentős mennyiségű aleurolitos és homokos aleurolitos képződménnyel.

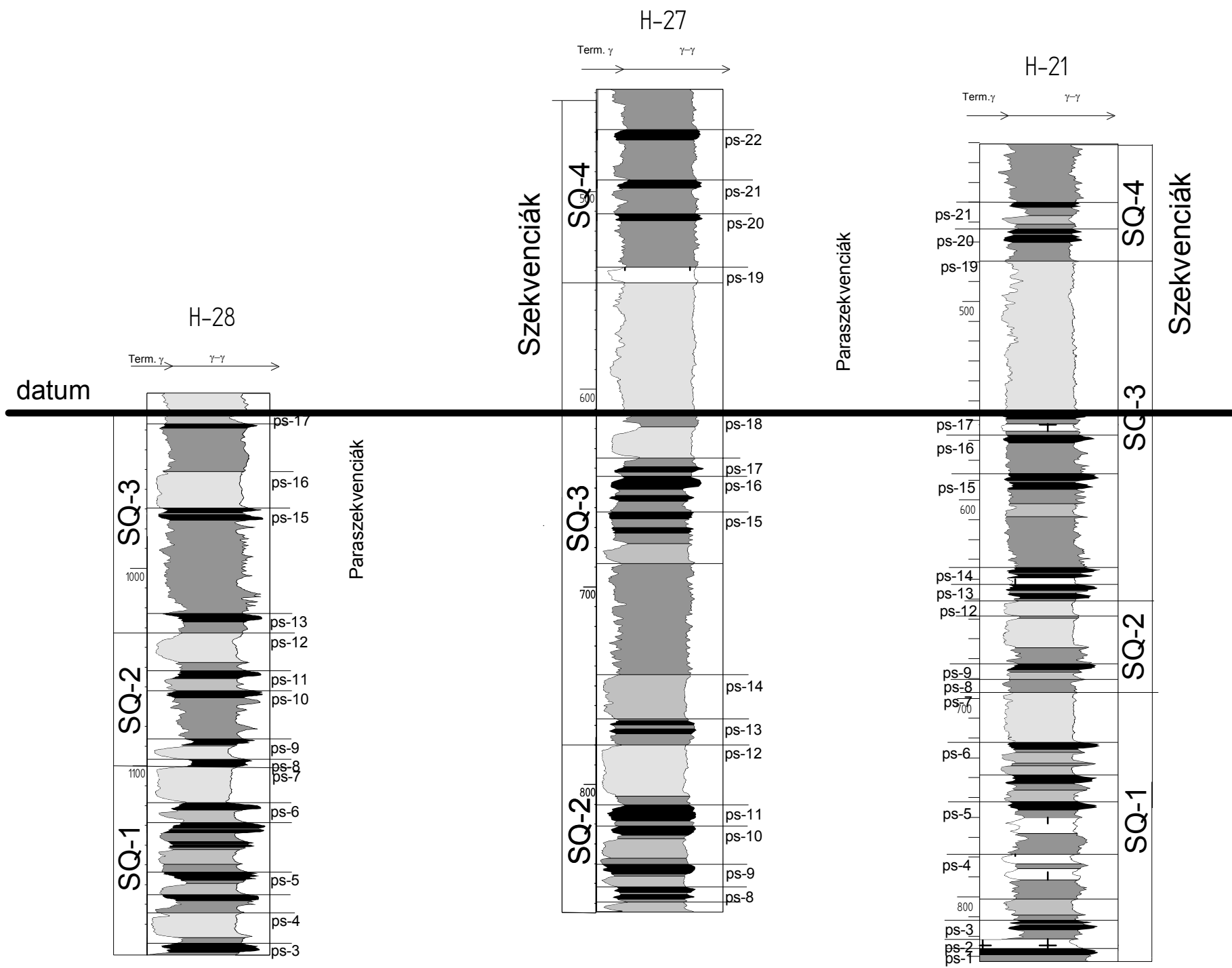
A legalsó, alapvetően transzgresszív jellegű, lakusztrikus szekvencia a mázai területhez hasonlóan hat paraszekvenciára bontható, annyi különbséggel, hogy a transzgressziós aleurolitba ágyazódó paraszekvenciák között a progradáló homoktestekhez köthető rendszeregységek a jelentős vulkanitos benyomulás miatt - melynek nyomai egyaránt megfigyelhetők a H-21 és H-22 fúrásokban - már nagyobb bizonytalansággal határozhatók meg. A mázai területen alkalmazott szekvenciabeosztáshoz képest különbséget jelent, hogy a hosszúhetényi terület esetében az 5. és 6. széntelepes paraszekvenciákat meglátásom szerint egy alsó és felső részre lehet tagolni (ld. **18. ábra**). A 4. paraszekvencia a fúrások között rendszerint jól korrelálható homokkőbe ágyazódik, akárcsak a legfelső, szintén progradáló homoktesthez köthető szénteleppel záródó paraszekvencia (7.).

A második szekvenciában négy, helyenként igen vastag szénteleppel (H-27) záródó, transzgressziós aleurolithoz köthető paraszekvencia (8 – 11) figyelhető meg, a H-22 fúrás kivételével, ahol feltehetően a tektonikai viszonyok miatt ez a rész teljes mértékben hiányzik. A 12. paraszekvencia egy viszonylag vastag homokkővel záródik, melyet három (helyenként négy) újabb paraszekvencia követ (13 – 17), melyek már a harmadik szekvencia részeként foghatók fel.

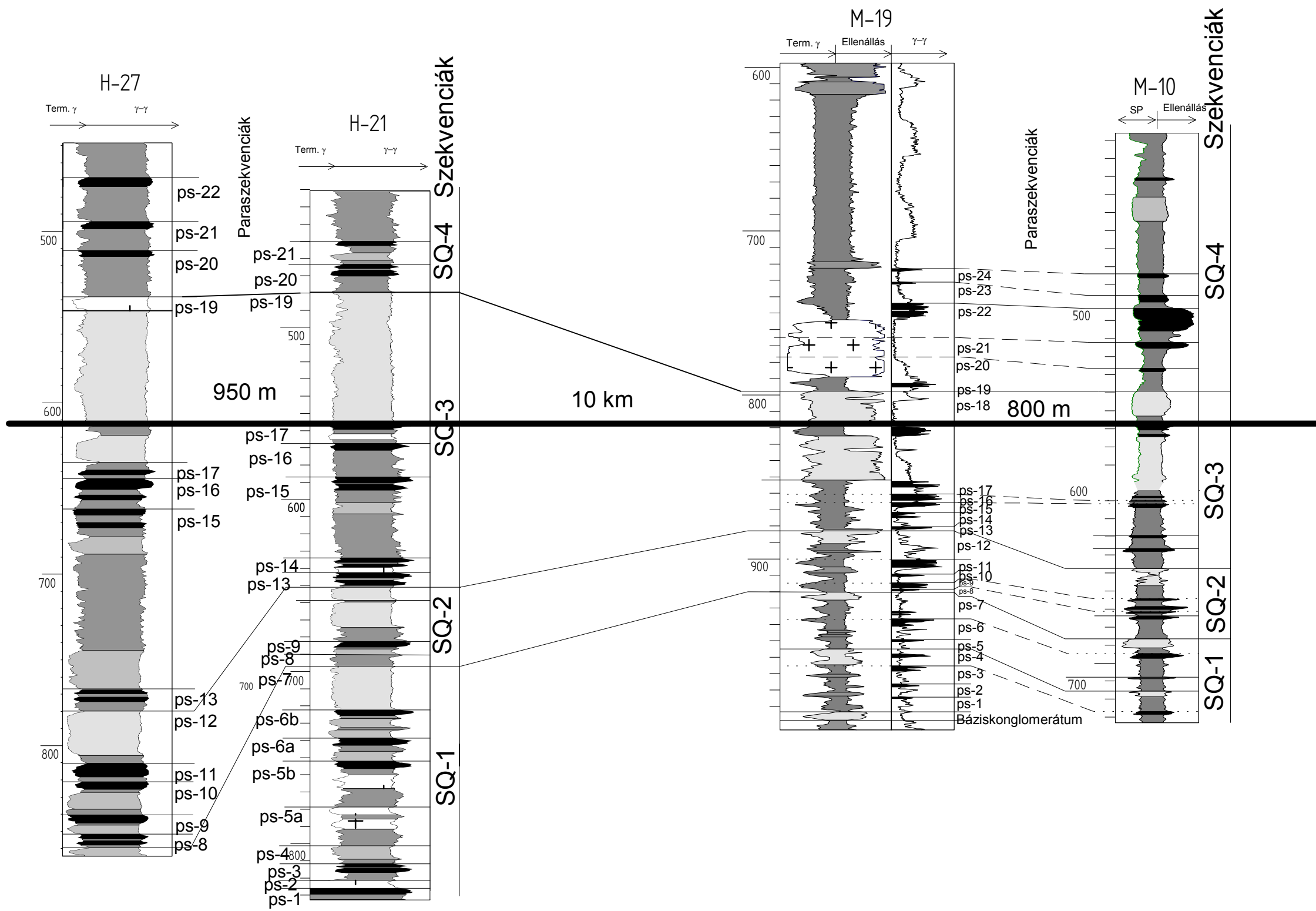
Az itt található széntelepek jellegzetes megjelenést kölcsönöznek a geofizikai, főként a kompenzált gamma-gamma görbéknek. Az erőteljes vulkáni tevékenység nyomai a H-21 és H-22 fúrásokban nyomon követhetők, melyek a jellegzetes vezetősíntként funkcionáló tufitos betelepülést vagy annak nyomait is elvihették, mivel annak a jelenléte egyértelműen csak a H-28-as fúrásból mutatható ki.

Mindenképp fontos megemlíteni, hogy a mázai és vasasi területen megfigyelt, a jelen esetben akár 80 m vastagságot is elérő homokkőtestet kettéválasztó 18. telep a vizsgált fúrások egyikében sem volt kimutatható.

A legfelső szekvencia transzgressziós szakasza a bázison a 19. szénteleppel jelentkezik, melyet a vastagabb telepeket tartalmazó 20. és 21. paraszekvenciák, majd a vékonyabb telepeket tartalmazó 22., 23. és 24. paraszekvenciák (H-22 és H-28) követnek.



18. ábra A hosszúhetényi területre vonatkoztatott szelvény, az azonosítható széntelegek és a négy üledékes szekvencia feltűntetésével (jelmagyarázatot ld. 6. ábra)



19. ábra A hosszúhetényi és a mázai terület között elvégzett rétegtani korreláció, az azonosítható paraszekvenciák és a négy üledékes szekvencia feltüntetésével (jelmagyarázatot ld. 6.ábra)

8.2.2. Szerkezeti megfigyelések a hosszúhetényi feketekőszén területen

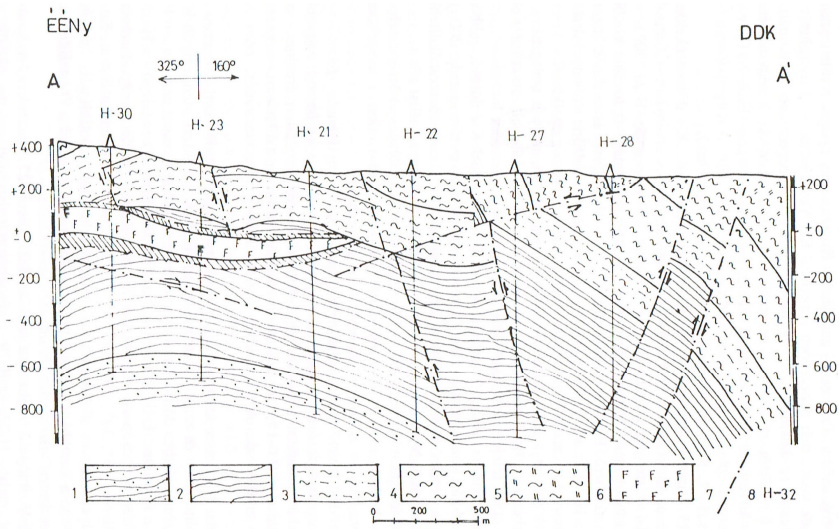
A feldolgozott fúrások alapján érdekességképpen kísérletet tettem egy hosszúhetényi terület nyugati részén futó földtani szelvény elkészítésére, a 4 üledékes szekvencia feltüntetésével (**21. ábra**), figyelembe véve a rendelkezésre álló földtani szelvényeket (NAGY, 1966; NÉMEDI VARGA, 1963) (**20. ábra**).

A terület nyugati része tektonikailag jóval bonyolultabbnak tekinthető, ezért külön kontextusban célszerű vizsgálni a kövestetői fonolitterületet (H-21) és az attól délre található területet. Ahogy az ábrán is látható, amíg a H-21 fúrás nem, addig a fonolittest kiékelődési vonalától mintegy 300 m-rel délre található H-22 fúrás már két szerkezeti vonalat is harántolt a kőszénösszletben.

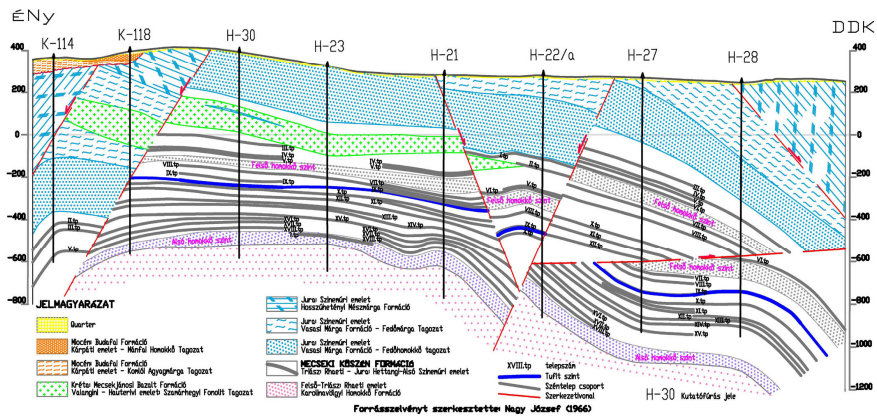
Kijelenthető, hogy a fonolittömeggel és alkálibazalt-telérekkel átjárt kövestetői antiklinális kitüntetett szerepet tölt be a terület szerkezeti folyamataiban és választ ad a déli terület rész bonyolultabb tektonikai viszonyaira is. A H-21 és H-22 fúrások között található szerkezeti vonal ÉNy-i irányultságú erőhatásra utal, mely a H-22 fúrásban rétegismétlődéssel is jelentkezik.

A kövestetői antiklinálissal párhuzamos boltozat jelenléte valószínűsíthető a H-22 és H-27 fúrások között, mely a vasasi antiklinális keleti folytatásaként fogható fel. Ezen antiklinálisok, melyek a melegmányi brachiantiklinális ÉK-i részén találhatóak, együttesen egy lapos tetejű, törésekkel szabdalts boltozatot, kofferredőt formálnak.

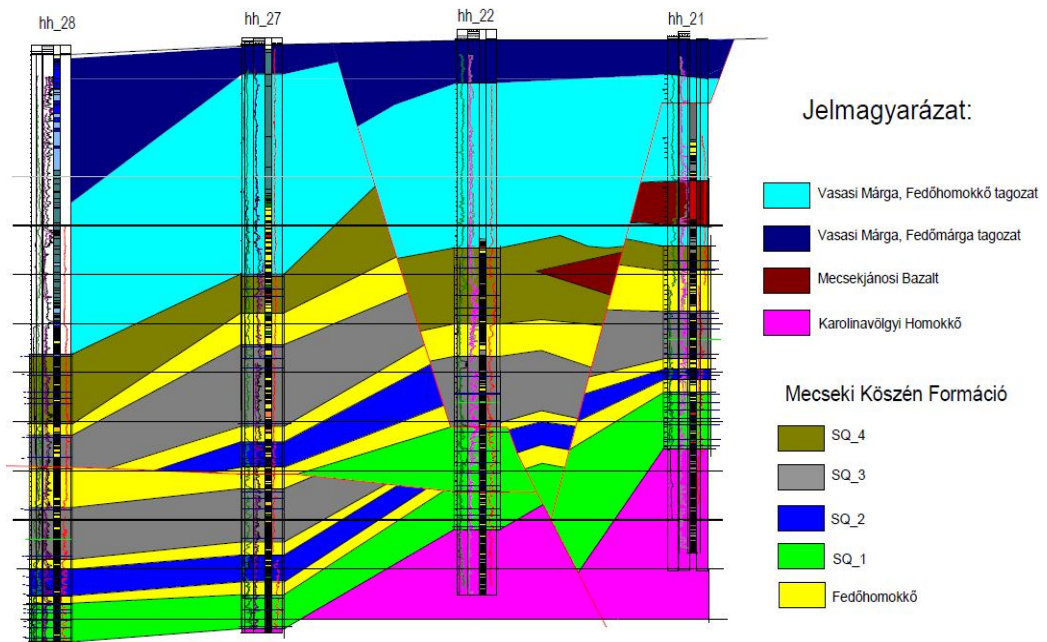
A H-22, H-27 és H-28 fúrásokban, a kőszénösszlet alsó részén található ÉNy-DK-i csapásirányú vető az igénybevételt követő egyensúlyra való törekvés és a további epirogén mozgásokkal magyarázható (NÉMEDI VARGA, 1963).



Földtani szelvény a hosszúhetényi terület nyugati részén keresztül (NÉMEDI VARGA Z. 1963).
 1. Karolinavölgyi Homokkő Formáció, 2. Mecseki Kőszén Formáció, 3. Vasasi Márga Formáció (fedőhomokkő csoport), 4. Vasasi Márga Formáció (fedőmárga csoport), 5. Hosszúhetényi Mész márga Formáció, 6. Mecsekjános Alkálibazalt Formáció (fonolit), 7. szerkezeti vonal, 8. kutatófúrás



20. ábra A rendelkezésre álló földtani szelvények (Némédi Varga Z. 1963; Hámorné Vidó et al. 2009, Nagy, 1966 után módosítva)



21. ábra A rendelkezésre álló földtani szelvények és a feldolgozott fúrások adatai alapján készített földtani szelvény, a 4 üledékes szekvencia ábrázolásával

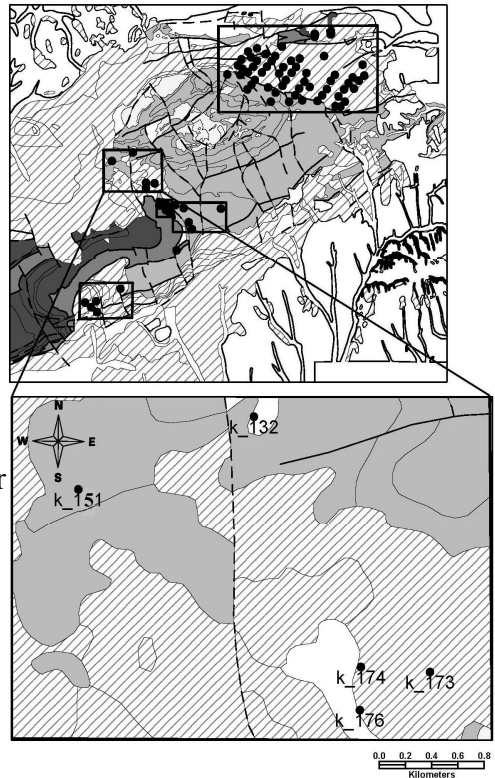
8.3. A KOMLÓI FEKETEKŐSZÉN-TERÜLET

A Kelet-Mecsek és hazánk egyik legjelentősebb feketekőszén-területének határait DNy-on, Ny-on és D-en a széntelepes rétegek felszíni vagy harmadidőszaki üledékekkel fedett nyomvonal adja, a vasas – hosszúhetényi területtől a kövestetői feltolódás határolja el, azonban ÉNy felé nehéz megvonni egyértelmű. ÉK felé az összlet a Kisújványi-medence alá bukik, így a határvonal itt a bányászati mélység függvénye (**22. ábra**).

A kutatások kezdeti szakasza a felszíni kőszéntelep-kibúvásokhoz kapcsolódó bányászattal volt jellemezhető, majd nemsokára az első aknát (Anna-akna) is lemélyítették, míg az első fúrás 1896-ban mélyült és rögtön produktív is bizonyult. Az 1910-es évektől kezdve a szakembereket foglalkoztatták a komlói terület földtani és

bányászati kérdései. A komlói bánya környékének megismerése a ROZLOZSNIK (1936) által készített M:1:5000 földtani térkép alapján indult.

A bányabeli adatok részletes közlése WEIN (1952) munkájával kezdődött, majd ezt követte az első összefoglaló földtani jelentés (GYOVAI – SZALAI – KUBÓ, 1954) megjelenése. A komlói széntelepes rétegsor tudományos kutatásának első eredményei „A mecseki liász kőszénösszlet komplex vizsgálata I.” (MÁFI Évk. 45. 1. 1956) című tanulmánykötetben jelentek meg.



22. ábra *A komlói feketekőszén terület térképe, a feldolgozott fúrások feltüntetésével*

A fúrásos kutatás során (1947-1978) közel 160 darab kutatófúrás mélyült le. Ezek egy részének fő célja a vízkutatás, tömedékfúrás, kőzetmechanikai fúrás volt, de lényeges információkat nyújtottak a terület földtani megismeréséhez is.

A komlói kőszénkutatással és a komlói és a Máza-Dél – Váralja-Dél-i feketekőszén terület összehasonlító földtani vizsgálatával NÉMEDI VARGA (1984, 1992) foglalkozott részletesen.

8.3.1. A Mecseki Kőszén Formáció szekvenciasztratigráfiai modellje a komlói feketekőszén területen

A Kelet-Mecsek területei közül itt volt talán a legnehezebb a feladat, mivel a területről nem álltak rendelkezésre sem szeizmikus szelvények, sem olyan korábbi szerkezeti modellek, melyekből az esetleges tektonikai viszonyokra következtetni lehetett volna, így segítséget csupán a fúrásnaplókban esetlegesen feltüntetett szerkezeti jelenségekből tudtam meríteni. Mindezek alapján teljes mértékben, a korábbiakban már ismertetett szekvenciabeosztásra, a részletesen feldolgozott fúrások (K-173, K-174, K-176) földtani leírásaira és a geofizikai adatokra kellett támaszkodnom. A szekvenciasztratigráfiai modell (23. ábra) kialakítása a vasasi és hosszúhetényi terület során már ismertetett lépésekben zajlott le:

- (1) vastag, homokos szint (vezérszint) és aleurolitos szintek elkülönítése,
- (2) tufitos szint(ek) megkeresése és
- (3) a széntelepes paraszekvenciák elkülönítése.

A Karolinavölgyi Formáció vastag konglomerátuma felett három, aleurolitos képződményekbe ágyazódó széntelepes paraszekvencia található. Ezt követően a homokos kifejlődéssel jellemezhető paraszekvencia (4) következik, amely a K-173 és K-176 fúrások esetében egy vastagabb széntelep is magába foglal. Ezután a vastag széntelepekkel és jellegzetes görbealakkal jellemezhető 5. paraszekvencia következik, melyet két jóval változatosabb megjelenésű széntelepes egység követ. A legelső szekvenciát egy progradáló homoktesthez köthető paraszekvencia zárja, mely széntelep is magába foglalhat.

Megjegyezném, hogy a K-174 fúrás esetében a legelső szekvencia homokos kifejlődése nem volt megfigyelhető, mert a normál vető jelenléte miatt nem jelentkezhetett teljes vastagságban.

A második szekvencia három (esetlegesen négy), transzgressziós aleurolithoz köthető paraszekvenciával jellemezhető, melyek közül kiemelendő az igen vastag szénteleppel jellemezhető 11. paraszekvencia. A szekvencia egy 10-20 m vastag progradáló homoktesttel (HST_2) zárul, amely az általam vizsgált fúrások esetében széntelepet nem tartalmazott.

Ezután, a mázai területhez hasonlóan öt újabb széntelepes aleurolithoz köthető paraszekvencia következik (13 – 17). Legalul közvetlenül jelentkezik a 13. paraszekvencia, mely a k_173 fúrás esetében egy felső és alsó részre tagolható, akárcsak a fölötte lévő paraszekvencia. Ezután, gyakorlatilag egymásra épülve, vékonyabb (15., 17.) és vastagabb telepekkel (16.) jellemezhető széntelepes egységek következnek, jól követhető aleurolit szintekkel elválasztva. A tufitos szint sajnos egyértelműen egyik fúrásban sem mutatható ki, pozícióját azonban a 13 - 14 paraszekvenciák közé helyezném.

A jelenlegi dolgozat során a rétegtani korreláció alapját jelentő, az első és a második szekvenciát egymástól elhatároló kifejlett homokkő és homokos kavics sorozatok (HST_3) a K-173 és a K-176 fúrásoknál akár az 50-60 m vastagságot is elérhetik, míg a K-174 fúrás mindössze 15 m vastagságban harántolta. Ennek oka feltételezhetően egy normál vető jelenlétére utaló jelenség lehet.

A kőszenes formációt lezáró negyedik szekvencia bázisán a 19. teleppel záruló aleurolitos egység jelentkezik, melyet a felső és alsó részre tagolható, a vastagabb 20. és 21. telepek, majd a vékonyabb 23. és 24. telepek követnek. A vulkanikus tevékenység nyomai a komlói területen is megfigyelhetők, melyek a kőszéntelepek azonosítását is megnehezítik. Ilyen vulkanikus eredetű kőzetek a K-174-es fúrás esetében igen nagy számban figyelhetők meg. A komlói és a mázai területet összevetve kijelenthetjük, hogy az egymástól mintegy 20 km-es távolságban lévő két terület széntelepes

rétegsora között sikerült megfelelő párhuzamot vonni a szekvenciák száma és felépítése között (**24. ábra**).

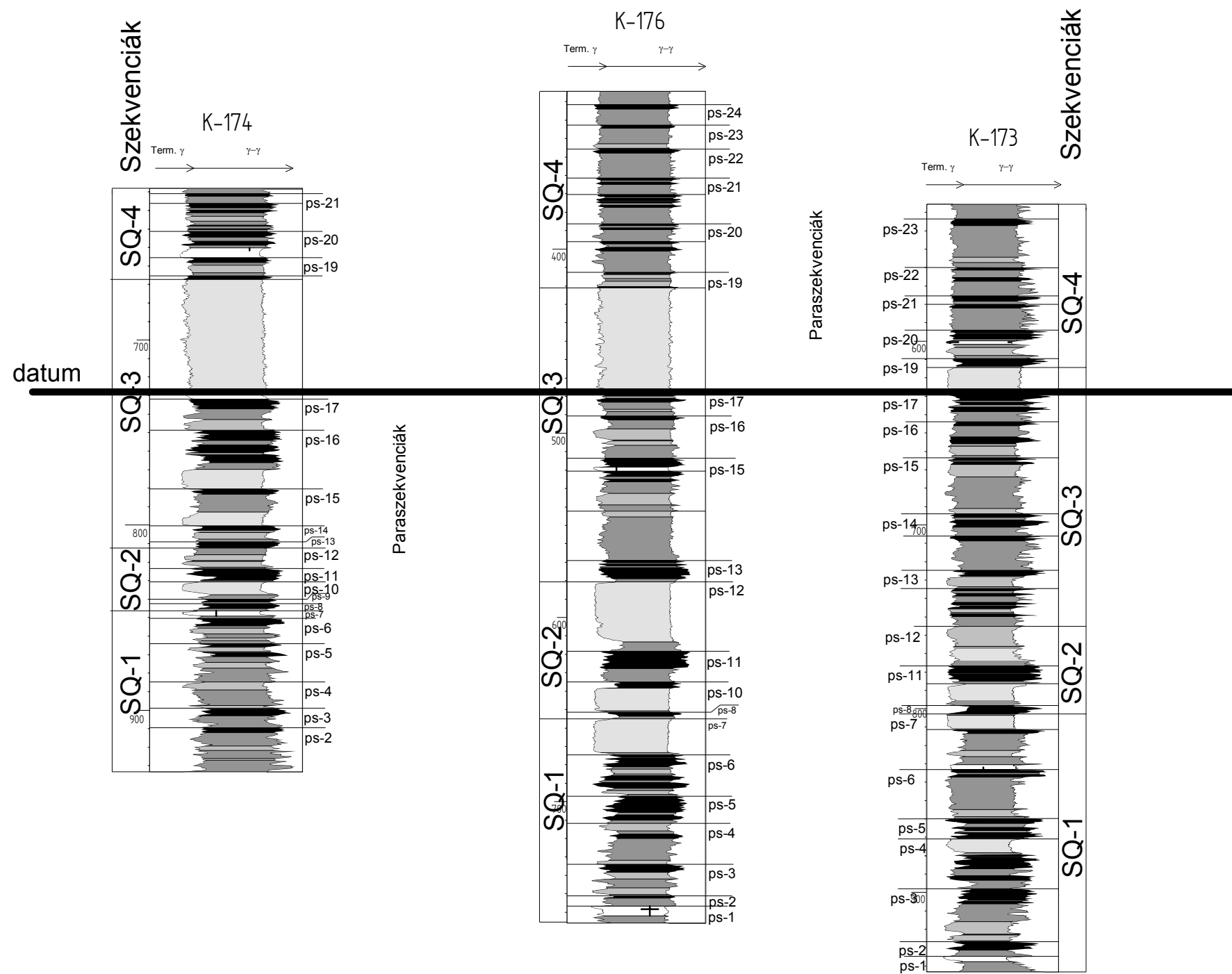
Komlón a vékonyabb (350 – 400 m) kőszénösszletben kevesebb, de gyakran vastagabb kőszéntelepek található, melyeket a maximumot megközelítő homokkő százalék kísér. Ez nyugtalanabb, változó lejtőszögű partvonallal kapcsolatos, uralkodóan limnikus üledékképződési viszonyokra enged következtetni (NÉMEDI VARGA, 2006). Ezt igazolják a komlói bányákban tapasztalt rövid távolságon bekövetkező széntelep-vastagságváltozások, ill. szétseprűzések is.

A mázai területhez képest legfontosabb különbségek a széntelepes paraszekvenciák számában, a HST_3 és az FSST_3 rendszeregységekkel jellemezhető homokos kifejlődések felépítésében, továbbá a tufitos szint hiányában és a jelentősebb vulkáni tevékenység nyomaiban jelentkeztek.

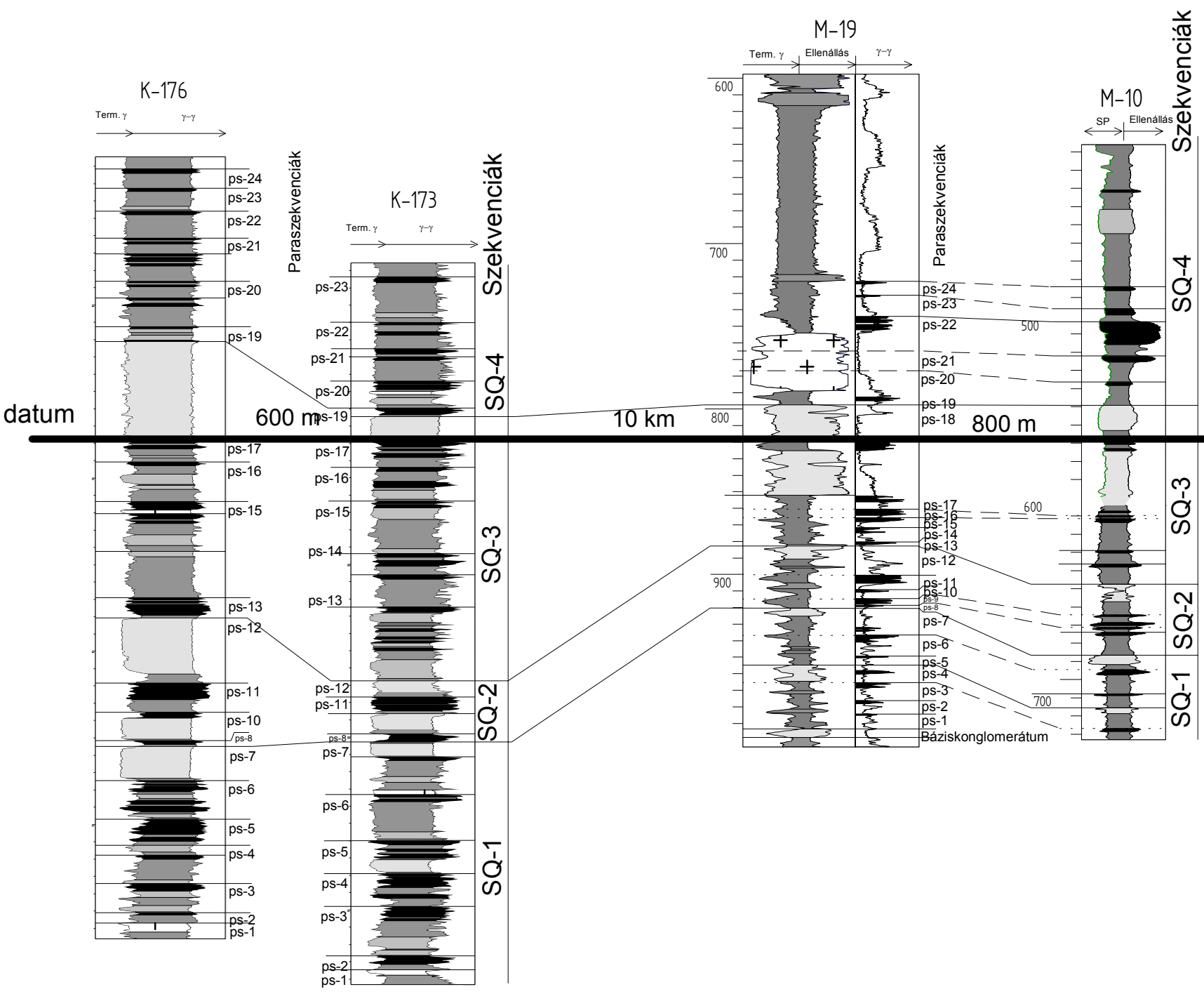
Ezek alapján megállapítható, hogy a legelső szekvencia mind felépítésében, mind jellegében igen nagy hasonlóságot mutat a mázai területtel, mely szerint az alsó 3 telep aleurolitos paraszekvenciaként értelmezhető, a 4. telep progradáló homokhoz köthető, majd az 5-6-7 telepek ismét aleurolitos paraszekvenciaként foghatóak fel. A következő szekvenciát, a mázai területtel ellentétben – ahol négy aleurolitos paraszekvencia figyelhető meg – három aleurolitos paraszekvencia és egy progradáló homoktesthez köthető paraszekvencia építi fel (12.).

A harmadik szekvenciát a mázai területhez hasonlóan a 13 - 17 paraszekvenciák építik fel, mely egy vastag homoktesttel zárul, ahol azonban a 18. telep nem található meg.

Zárásképpen, hat transzgressziós aleurolithoz kapcsolható szénteleppel záródó paraszekvencia zárja a kifejlődést, melyek ismét a mázai területen már megismert kifejlődéssel mutatnak nagyfokú egyezést, annyi eltéréssel, hogy a 20. és 21. telepek egy alsó és egy felső részre tagolhatók.



23. ábra A komlói területre vonatkoztatott szelvény, az azonosítható paraszekvenciák és a négy üledékes szekvencia feltűntetésével (jelmagyarázatot ld.6.ábra)



24. ábra A komlói és a mázai terület között elvégzett rétegtani korreláció, az azonosítható paraszekvenciák és a négy üledékes szekvencia feltüntetésével (jelmagyarázatot ld. 6. ábra)

8.4. A KELET-MECSEK SZÉNTÉLEPES RÉTEGSORAINAK KORRELÁCIÓJA

8.4.1. Üledékes szekvenciák és paraszekvenciák korrelációja a Kelet-Mecsekben

A fúrásszelvények fáciessorainak összehasonlításával nyomon követhető a Kelet-Mecsek egyes területrészeinek egymástól eltérő fejlődéstörténete. Az egyes szelvények vastagságkülönbségeit elsősorban a limnikus (felső részen tengeri jellegű) hettangi összlet okozza, ami már kis távolságon belül is jelentős vastagságeltéréseket mutat, míg a felső rész paralikus jellege miatt már jóval kiegyensúlyozottabb viszonyokat mutat. Az É és K felé történő kivékonyodás általános tendenciája azonban itt is felismerhető (NAGY E., 1969).

Egy szekvenciasztratigráfiai modell egyik legfontosabb kérdése az azonosított rétegtani egységekhez rendelhető kiterjedés. Fölfelé durvuló progradációs üledékcsomagok ugyanis létrejöhetnek nagyléptékű, regionálisan követhető relatív tengerszint ingadozások vagy a deltalebenyek vándorlásából bekövetkező lokális fácieseltolódások révén egyaránt.

Ennek eldöntése csak regionális korrelációk révén lehetséges, s e tekintetben a Kelet-Mecsek megkutatottsága nem tekinthető optimálisnak, mivel egymástól viszonylag nagy távolságban az egyes bányászatiilag elérhető szénmedencékhez kapcsolódóan jelentkezik viszonylag nagy fúrássűrűség, míg a köztes területek adathiányosak (FORGÁCS – PÜSPÖKI - KABLÁR, 2011).

A korábban tett és mindmáig fontos alapul szolgáló rétegtani korrelációkhoz a kutatás jelen állapotában a nagy felbontású karotázs korrelációk eszközével járulhatunk hozzá leginkább. Ennek során a

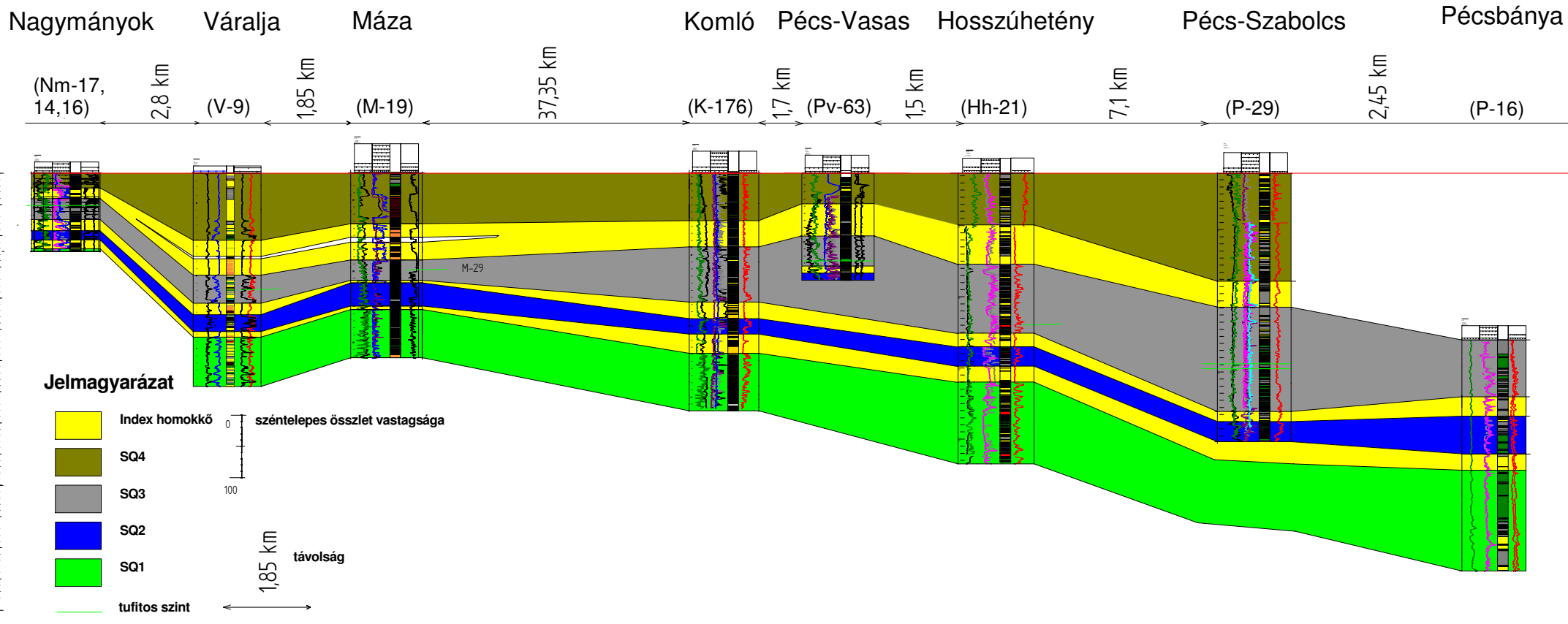
korábbiakban már említett, hat Kelet-Mecseki előfordulás, a Máza-Váralja-Dél-i kutatási területhez közel eső Nagymányok és a távolabbi Komló, Hosszúhetény, Pécs-Vasas, Pécsszabolcs és Pécsbánya rétegsorával kíséreltem meg a rétegtani korrelációt. A rétegtani korrelációs szelvényen az összevethetőség érdekében a korábbi korrelációk alapjául szolgáló tufitos szint(ek)et is jelöltem (**25. ábra**).

A regionális korreláció során különösen jól azonosítható a Máza – Dél-i harmadik nagyvízi rendszeregység (HST_3) és az ennek fedőjében közvetlenül települő, a vízszintesökkenés miatt létrejött homokszorozat (FSST_3), valamint az ezek fekéjében található transzgressziós aleurolit sorozat (TST_3) a benne települő széntelepekkel (**26. A ábra**). Megjelenése Nagymányok irányában rétegtani hiánnyal jellemezhető, a medencebelső irányában pedig (M-20 – M-17, Komló, Hosszúhetény, Pécsbánya) a 18. telep, ill. az annak fekéjében található homoktest lepusztulásához vezetett.

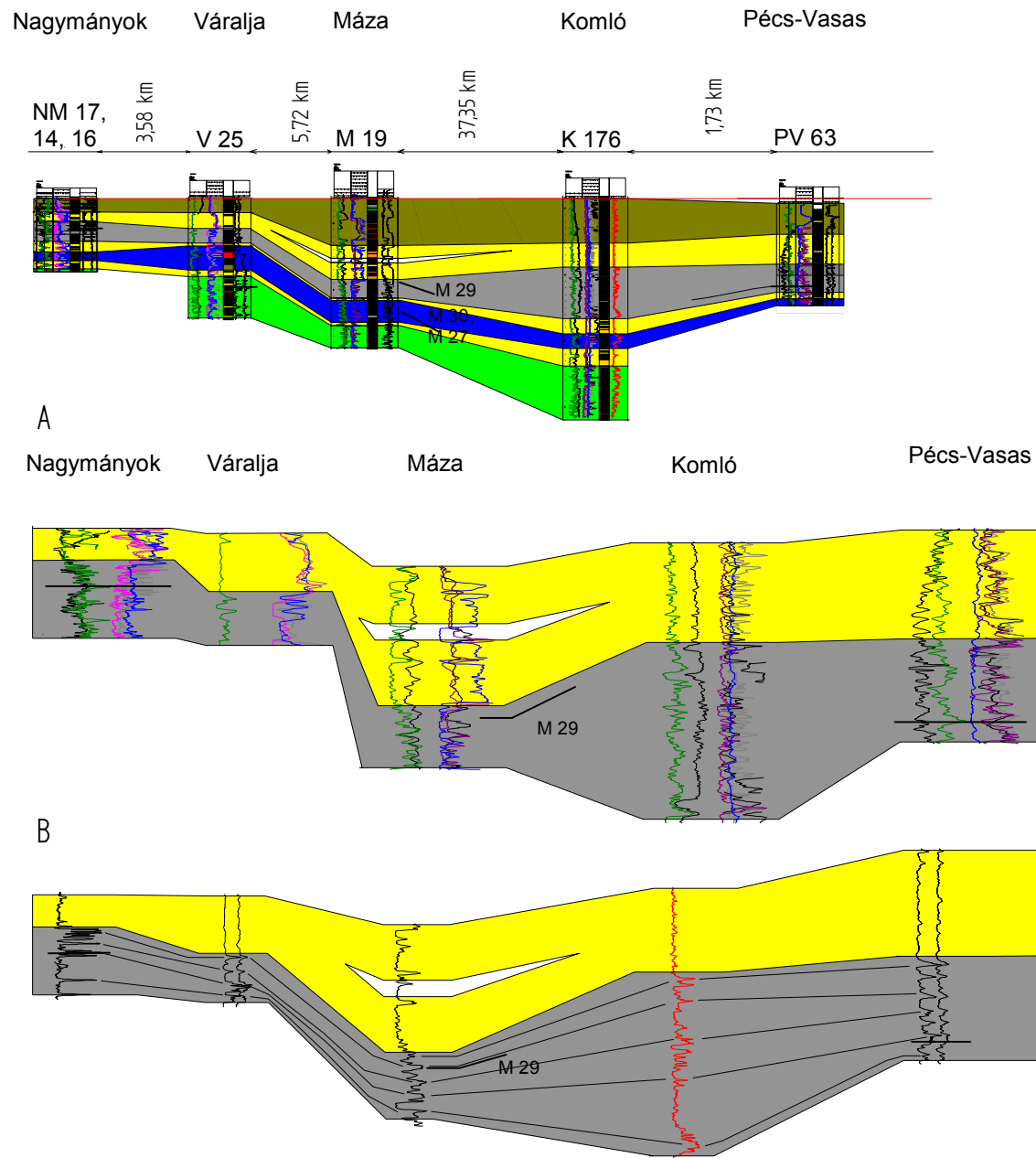
A legjobb korreláció a kompenzált gamma görbék felhasználásával hozható létre, melyek nem csupán a jól kimutatható FSST_3-at jelzik, hanem a TST_3 esetében a pontos rétegtani helyzetet és a széntelepek megjelenési formáját is, azaz az egymástól elkülönülő széntelepeket a fekénél vagy feljebb a vertikálisan szinte egybefüggő telepeket egyaránt (**26. B ábra**).

8.4.2. Széntelepek párhuzamosítása a Kelet-Mecsek szénkutatási területein

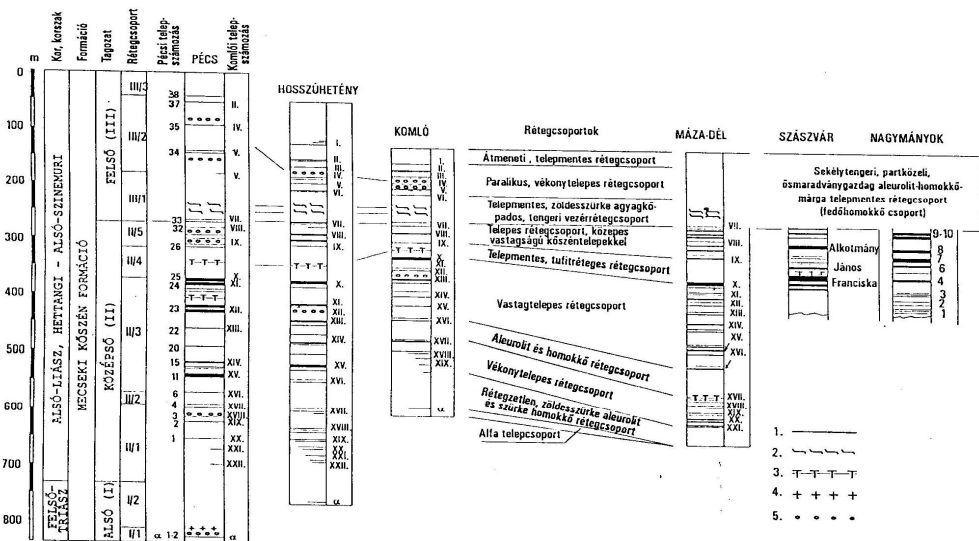
Az üledékes szekvenciák és a hozzájuk kapcsolódó paraszekvenciák korrelációja után a korábbi eredmények alapján (NÉMEDI VARGA, 1967; NAGY J., 1965) (**11. ábra, 27. ábra**) megkíséreltem az azonosított széntelepek párhuzamosítását a Kelet-Mecsek széntelepes területein (**28. ábra**), ahol a könnyebb összevethetőség érdekében a tufitos szintet is külön jelöltem.



25. ábra Üledékes szekvenciák és paraszekvenciák ill. széntelegek korrelációja a Kelet-Mecsek területén



26. ábra Üledékes szekvenciák és paraszekvenciák ill. széntelegek korrelációja a Keleti Mecsekben
A: Valamennyi geofizikai görbe és a teljes szénteleges rétegsor bemutatása,
B: Az SO₃ szekvencia megjelenése az SP, természetes gamma (fűrástól balra) ellenállás és neutron porozitás (fűrástól jobbra) görbéken
C: telepazonosítás gamma-gamma ill. kételektrodás kompenzált gamma szelvények segítségével a SQ₃ transzgresszív aleurolitjában



A kőszénösszlet átlagszelvényeinek párhuzamosítása a bányá- és kutatási területeken
 1. Kőszénteleg, 2. tufogén zöldesszürke agyagkő, 3. tufit, 4. essexit, 5. phyllopodás szint

27. ábra A kőszénösszlet párhuzamosítása a Kelet-Mecsek széntelepes területein (Némedi Varga Z., 1967)

A Máza – Váralja- Déli területen jelen disszertáció keretében a széntelepek számozása alulról felfelé történt, igazodva a korábban alkalmazott szekvencia beosztáshoz és a paraszekvenciák számozási módszeréhez. Ehhez hasonlóan lentől felfelé történt a telepek számozása a pécsi és a nagymányoki terület esetében, míg a komlói és a hosszúhetényi térség széntelepeinek számozása a korábbiaknak megfelelően (ld. NAGY J., 1965, NÉMEDI VARGA, 1967) fentről lefelé történt. Az egyes széntelepek egymásnak történő megfeleltetését a jobb áttekinthetőség érdekében táblázatos formában is feltüntettem, melyben külön jelöltem a produktívabb telepeket is. (1. táblázat).

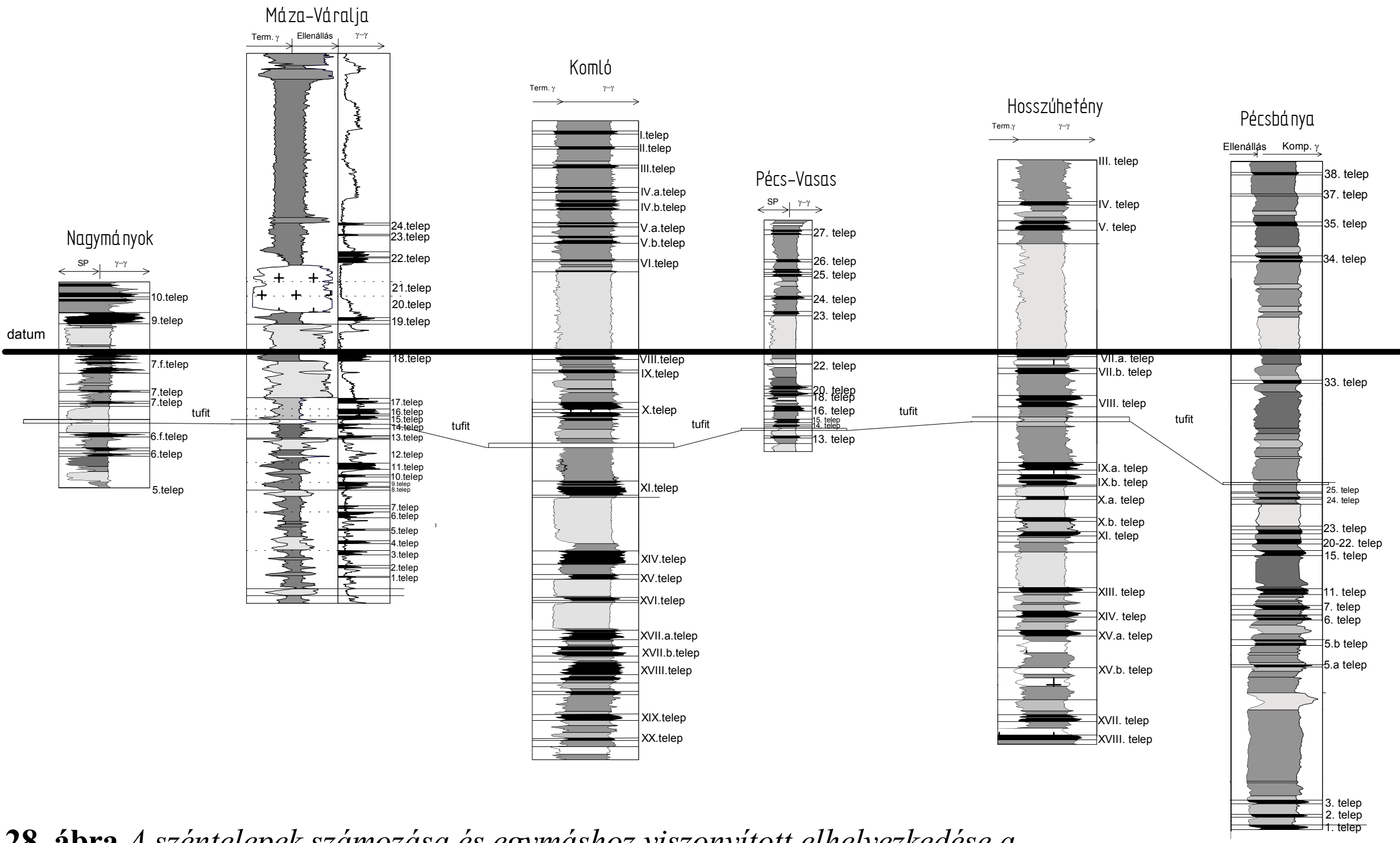
A korábbi párhuzamosítások esetében a tufitos szint, a tufogén zöldesszürke agyagkő (tengeri vezérréteg), ill. a Phyllopodás szintek jelentették a korreláció alapját. A jelenlegi párhuzamosítás során dátumvonalnak a korábbi korrelációk során már alkalmazott vastag homokos sorozatot

(FSST_3) választottam, ami gyakorlatilag megfeleltethető a nyíltlagúnás-szublitorális jellegű homokkőösszletnek az *Ostreás*, ritkábban *Crionideás* betelepülésekkel (NAGY J., 1965).

A korábbi és a jelenlegi ábrákat összevetve megállapítható, hogy az általam azonosított széntepek száma nagymértékben megegyezik a korábbiak során azonosított széntepek számával, az esetleges különbségek főként elhelyezkedésükben és kiterjedésükben figyelhetők meg.

SQ	NAGYMÁNYOK	MÁZA - VÁRALJA	KOMLÓ	PÉCS - VASAS	HOSSZÚHETÉNY	PÉCS
SQ_4		24.telep	I. Telep	29.telep	I. Telep	38. telep
		23. telep	II. Telep	28.telep	II. Telep	37. telep
		22.telep	III. Telep	27.telep	III. Telep	35. telep
		21.telep	IV. Telep	26.telep	IV. Telep	34. telep
	10. telep	20.telep	V. Telep	25.telep	V. Telep	
SQ_3	9. telep	19.telep	VI. Telep	23- 24.telep	VI. Telep	
	8.telep	18.telep 17.telep	VII. Telep VIII. Telep	21- 22.telep	VII. Telep	33. telep
	7. telep	16.telep 15.telep	IX. Telep X. Telep	17- 18.telep 15- 16.telep	VIII. Telep	26. telep
SQ_2	7.f.telep	14.telep 13.telep	XI. Telep	13- 14.telep	IX. Telep	25. telep 24. telep
	6.telep	12.telep 11.telep 10.telep	XII. Telep XIII. Telep XIV. Telep		X. Telep	23. telep 20-22. telep
SQ_1	6.f.telep	9.telep 8.telep	XV. Telep		XI. Telep XII. Telep	15. telep
	5.telep	7.telep	XVI. Telep		XIII. Telep	11. telep
		6.telep 5.telep	XVII. Telep		XIV. Telep XV. Telep	5-7. telep
	4.telep	4.telep	XVIII. Telep		XVI. Telep	4. telep
		3.telep			XVII. Telep	3.telep
		2.telep	XIX. Telep		XVIII. Telep	2.telep
1.telep					1.telep	

1. táblázat A széntepek egymásnak történő megfeleltetése a Kelet-Mecsek kőszénteleges területein



28. ábra A széntelegek számozása és egymáshoz viszonyított elhelyezkedése a Kelet-Mecsek kőszénteleges területein (jelmagyarázatot ld. 6. ábra)

9. A KELET-MECSEK SZERKEZETI MODELLJE ÉS SZERKEZETFEJLŐDÉSI VISZONYAI

Az 1970-es és 80-as években került sor a máza-déli szerkezetet érintő refrakciós (Me-X) és reflexiós (Va-X) szeizmikus geofizikai szelvényezésekre. A refrakciós szelvényezések felbontásukat tekintve még csupán a miocén aljzat diszkordancia-felületének és a középső triász anisusi mészkő felszínének kimutatására voltak alkalmasak, alapot nyújtva ezzel a továbbkutatás tervezéséhez.

A reflexiós szelvények azonban már alkalmasak voltak a felsőtriász-jura sorozat belső szerkezetének, esetenként dőlésviszonyainak kimutatására, a sebességértékek meghatározására.

A 90-es években a MOL Rt. által készített nagy mélységű (5000 Msec) vibroszeiz szelvények (Si-X) is áthaladtak a területen. Bár a Si-X jelű szelvények mind a behatolási mélység, mind a horizontális lépték tekintetében nem kifejezetten a széntelepes rétegsor megismerését célozták, azonban alkalmasak voltak a jura képződmények tagolására és a formációk elkülönítésére, az esetleges feltolódási síkok kimutatására és a delta rétegsor regionális áttekintésére, miáltal fontos adatokat szolgáltatottak a rekonstrukció során.

9.1. SZEIZMIKUS ADATOK ALKALMAZÁSA A SZERKEZETI ÉRTELMEZÉSBEN

A Kelet-Mecsek közismerten bonyolult szerkezeti viszonyai miatt szükségzerű, hogy a földtani modellezés során a rétegtani párhuzamosításokat megelőzően körvonalazzuk a fő szerkezeti elemeket. A független módszerek/adatok elve ugyancsak megköveteli, hogy a rétegtani

párhuzamosítások során egy, már meglévő szerkezeti modellt vegyünk figyelembe ahelyett, hogy magát a szerkezeti modellt is a rétegtani párhuzamosítások alapján próbálnánk kialakítani. Így, bár a mélyfúrás geofizika görbéinek alakja esetenként meggyőző nagyléptékű (néhány 10 – 100 méter) és kisléptékű (néhány méter), szerkezeti feltolódásokra utaló rétegtani ismétlődéseket jelez a mélyfúrásokban, a szerkezeti elemek kimutatásához és értelmezéséhez kiindulópontul mégis a szeizmikus reflexiós adatokat választottam.

A szeizmikus szelvények szerkezeti rekonstrukcióban való felhasználásának feltételei:

1. A mélyfúrás és szeizmikus adatok közötti közvetlen kapcsolat megteremtése
2. A szeizmikus szelvényeken jelentkező szakadások értelmezése
3. Mélységtranszformáció

Erre épülhet a megfigyelt és értelmezett szerkezeti jelenségek szisztematikus térképezése, ami feltételezi a területen a különböző kutatási periódusokban készült valamennyi szeizmikus felmérés összehasonlító elemzését.

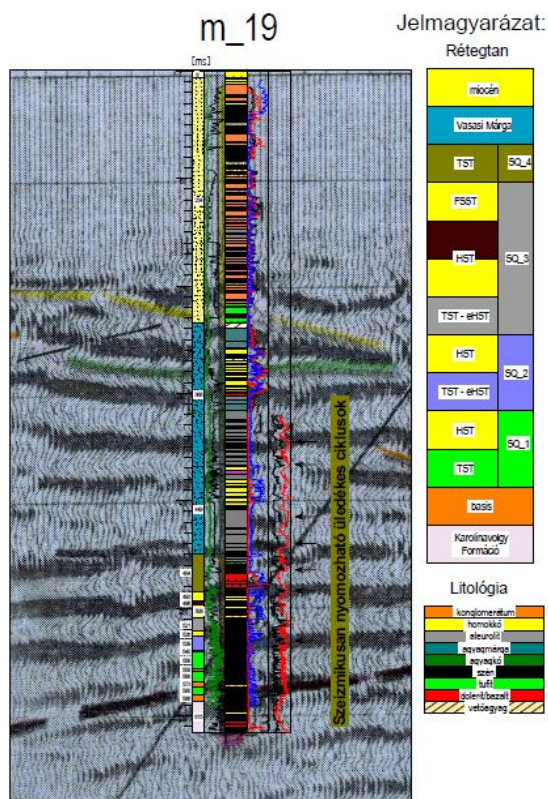
9.1.1. A széntelepes rétegsor reflexióinak értelmezése

Megtörtént az egyes földtani formációk, a feketű képező Karolinavölgyi Formáció, a Mecseki Kőszén Formáció, a fedő nyílttengeri üledékek és a miocén medencekitöltő üledékek elkülönítése. Fontos megfigyelésként rögzítettük, hogy a Mecseki Kőszén Formáció jellegzetessége a már korábban is megfigyelt (BRAUN ET AL. 1985), bár akkor nem értelmezett reflexiók sorozata, melyek száma 3-5 között változik, leggyakrabban 4.

Ez utóbbi megfigyelést itt azzal a megállapítással egészíteném ki, hogy a mélyfúrás geofizikai szelvények és a litológiai adatok

figyelembevételével a széntelepes rétegsor négy üledékes szekvenciára bontható (SQ_1 – SQ_4). E szekvenciák mindegyike egy vastagabb, a széntelepeket beágyazó transzgressziós aleurolit sorozatból, ill. egy ezek fedőjében települő progradációs homokkő összletből áll. A kiinduló feltételezés az volt, hogy a lassú hullámterjedéssel jellemezhető aleurolit – szenes-aleurolit – szén, ill. a nagy sebességű homokkő összletek váltakozásából álló üledékes ciklusok szeizmikusan is elkülönülő rétegcsoportok lehetnek (FORGÁCS ET AL. 2011). Amennyiben a feltételezés igaznak bizonyul, abban az esetben a mélyfúrásokban azonosítható üledékes szekvenciák egyben szeizmikus szekvenciáknak is tekinthetők, így azok horizontális kiterjedése a szeizmikus szelvényeken nyomon követhető.

A kiinduló feltételezés megerősítése érdekében elvégeztem a mélyfúrások méterben meglévő adatsorainak időszelvénybe történő transzformációját a szeizmikus szelvényeken megadott sebességadatokhoz illesztett függvények felhasználásával, s kombináltam a szeizmikus szelvényeket a mélyfúrási (rétegtani, litológiai geofizikai) adatokkal (**29. ábra**) (FORGÁCS ET AL. 2011).



29. ábra Mélyfúrás geofizikai, litológiai és szeizmikus (migrált időszelvény) adatok illesztése a Va-1 szelvény és M-19 fúrás példáján

A szeizmikus szelvényeken a széntelepes rétegsorra jellemző reflexiók eltérő fázisainak egybeesése a neutron porozitás (homokkő összletek) ill. a kompenzált gamma görbék (széntelepes aleurolit összletek) helyi maximumaival lehetővé tette, hogy a kiinduló feltételezést elfogadjam. Ez természetesen nem jelenti a beágyazott szénpadok közvetlen megfigyelését, csak a széntelepeket is magukba ágyazó transzgressziós aleurolit összletek nyomon követését.

9.1.2. A reflexiók szakadásainak értelmezése

A szeizmikus szelvények szakadásainak meghatározó jelentősége van mind a szerkezeti rekonstrukcióban, mind az üledékes medencék üledéksorainak elemzésében.

9.1.2.1. *Üledékes eredetű szakadások*

A szeizmikus szelvényeken megfigyelhető, legfeltűnőbb üledékes jellegzetességek az eróziós lefejeződésekhez kapcsolódó „off-lap”-ek a SQ_3 szekvencia felső részén, az FSST_3 bázisán. A lefejeződést rendszerint a TST_4 intenzív előtéréséhez kapcsolódó, jól követhető kettős reflexiója fedi **(30. ábra A)**.

9.1.2.2. *Szerkezeti szakadások*

A korábbi megállapítás szerint (BRAUN ET AL. 1985) a terület mélyfúrásaiban több helyen dokumentált kis dőlésszögű feltolódási síkok a szeizmikus szelvényeken jelkimaradással jelentkeznek. Szerkezeti szempontból a szeizmikus szelvények legfontosabb elemei ezen feltolódások.

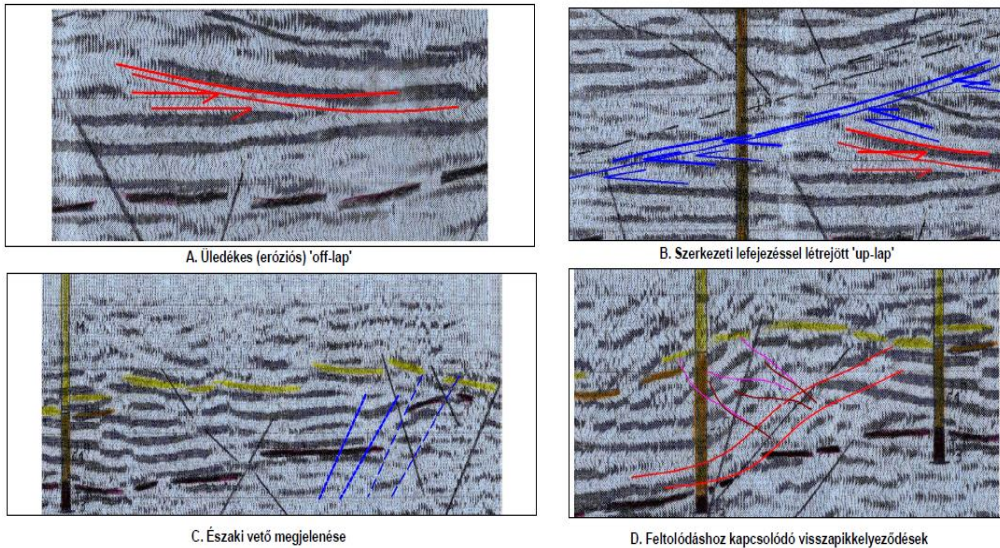
Ismertető jegyeik: 1.) közel vízszintes szénteleges szekvenciák jól megfigyelhető „up-lap”-sorozata, mely közvetlenül a feltolódó szerkezeti egység bázisán jelentkezik, 2.) a feltolt szerkezeti egység bázisán egy, a kőzetek felmorzsolódásából adódó reflexiószegény zóna megjelenése és 3.) a feltolt szerkezeti egység szénteleges szekvenciáinak íves fölfelé hajlása.

Az íves fölhajlás megfigyelhető mértéke nagyban függ attól, hogy milyen a feltolódás vergenciája és a szeizmikus szelvény által bezárt szög és attól, hogy pontosan hol szelvényezték az adott feltolódási frontot **(30. ábra B)**.

A szerkezeti elemek egy másik jellegzetes csoportját a normál vetők alkotják, melyek a szénteleges szekvenciák hirtelen elvégződésével és a reflexiószegény környezetekkel való közvetlen laterális érintkezés révén

mutathatók ki (**30. ábra C**). Szerepük a széntelepes rétegsort tartalmazó szerkezeti egységek határának megvonásakor alapvető.

A harmadik jelentős, s a területre jellemző sajátos szerkezeti elem a kisléptékű visszapikkelyeződések rendszere. E déli vergenciájú kis feltolódások szigorúan egy-egy nagyobb feltolódási szerkezethez kapcsolódnak, soha nem keresztezik az elsődleges feltolódási síkokat. Megjelenésük nem befolyásolja az alapvető szerkezeti képet, de felismerésük nagy jelentőségű a helyi anomáliák, mint pl. a szeizmikus szekvenciákban megjelenő gyakori szakadások és a fúrásokban észlelt kisléptékű rétegtani ismétlődések értelmezésében (**30. ábra D**).



30. ábra Üledékes eredetű szakadás és szerkezeti szakadások a Va-1 szeizmikus szelvény példáján keresztül (migrált időszelvény)

9.1.3. A szerkezeti rekonstrukció menete

A szeizmikus szelvények értelmezése során a mélyfúrások karotázis-rétegtani és litológiai adatainak rendelkezésre álló digitális adatbázisa révén a szelvényekbe eső fúrások adatait $m \rightarrow ms$ transzformáció után teljes körűen

illesztettem a reflexiós mérések időszelvényeibe, felhasználva a szeizmikus szelvényeken közölt sebességfüggvényeket (FORGÁCS ET AL., 2011).

Ennek alapján a korábbinál pontosabban végezhettem el a szeizmikus felületek értelmezését, aminek eredményeképpen lehetővé vált a szénteleges rétegsor további tagolása. Igazolást nyert, hogy a szénteleges rétegsorra és helyenként a fedőhomokkő összletre jellemző markáns reflexiók, azonosíthatók a karotázsszelvényeken lehatárolt és mélyföldtani módszerekkel térképezhető üledékes szekvenciákkal, melyek ennek megfelelően szeizmikus szekvenciákként azonosíthatók, rétegtanilag megnevezhetők és a szeizmikus szelvényeken követhetők.

A sebességfüggvények és mélyfúrások adatainak figyelembevételével a szeizmikus szelvényeken ábrázoltam a tengerszint szerinti 100 m-es szintvonalakat, majd a szeizmikus adatok értékelése során szerkesztett szerkezeti vonalak szintvonalakkal való metszéspontjait szisztematikusan térképen rögzítettem. Az így elvégzett mélységszámítások eredményeképpen a szeizmikus szelvényeken rögzített pontsorozathoz juthattam, melyek x, y, z koordinátákkal és az azonosított szerkezeti elemek nevével rendelkeznek. E pontok lettek a szerkezeti modell elsődleges kontroll pontjai

Ezután elvégeztem a pontok különböző csapásirányú, a mélyfúrásokon keresztül szerkesztett földtani szelvénybe vetítését. A szerkezeti vonalak (feltolódások) szelvénybeli megjelenése tehát elsősorban a szeizmikus adatokból történő vetítésből adódott, amit azután pontosítottam a mélyfúrásokban, elsősorban azok geofizikai szelvényein megfigyelhető nagyléptékű rétegtani ismétlődések adataival.

A szerkezeti vonalak hálózatának földtani szelvényekben történő pontosítása után a földtani szelvényekből a szerkezeti vonalak szintvonalakkal alkotott metszéspontjait ugyancsak a térképen ábrázoltam, mint a szerkezeti modell másodrendű kontrollpontjait.

A szerkezeti modellezés segítségével kirajzolódott a szerkezeti vonalak pontos helyzete, melynek eredményeképpen csapás- és dőlés menti szelvényeket és 100 m-es szintenként mélyföldtani térképeket szerkesztettünk, ezáltal a szerkezeti vonalak között térképezhetővé vált a szeizmikus szekvenciák geometriája is (PÜSPÖKI ET AL., 2012).

9.2. MÁZA – VÁRALJA-DÉL ÁLTALÁNOS SZERKEZETI MODELLJE

9.2.1. A korábbi földtani modellek

A Máza-Váralja-Dél-i terület szerkezeti viszonyaira vonatkozó elképzelések az 1960-as évek óta a felderítő fázisú kutatás lezárásáig évtizedenként láttak napvilágot. Az alábbiakban a területen DNy-ÉK-i csapásirányban dőlésirány szerint az egyes szerzők által szerkesztett földtani szelvények összehasonlításával, pontokba szedve kísérem végig a szerkezeti modell fejlődésének fő állomásait.

1. WEIN (1962) a rendelkezésre álló kisszámú fúrás mellett is helyesen állapította meg a rétegsorra jellemző szerkezeti feltolódásokat, s azok irányát, feltehetően az Északi Pikkely térképezési tapasztalatai alapján kialakult regionális földtani képnek megfelelően É-i vergenciával adta meg. A M-5 fúrás rétegsora alapján két feltolódással számolt a terület D-i részén, míg É-on feltolódást nem, csupán a gyúrt szerkezetek további jelenlétét tételezi fel. (**31. ábra A**)
2. Némédi Varga (NÉMEDI VARGA ET AL. 1979) az időközben lemélyült második fúrási hullám adatai alapján megerősítve látta a feltolódási szerkezetek jelenlétét, s továbbra is két feltolódással számol a terület D-i részén, s nyugodt települési viszonyokkal É-on. A korábbi modellhez képest eltérés ugyanakkor, hogy a feltolódásokhoz Ny-i

vergenciát rendel, amit vélhetően a M-15 – M-5 fúrások viszonylata alapozott meg, s az akkori fúrásháló adatainak megfelelően valóban a legvalószínűbb, koherens szerkezeti képet jelentette (**31. ábra B**).

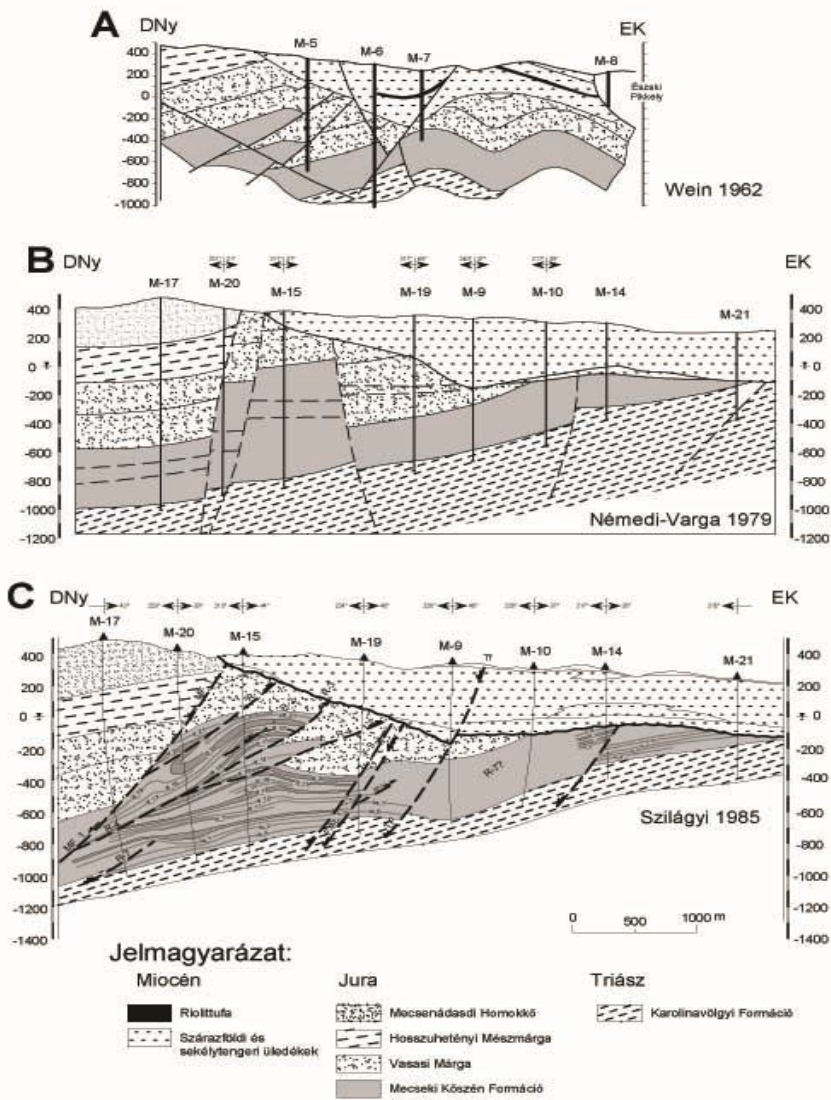
3. SZILÁGYI (SZILÁGYI ET AL. 1985) a harmadik fúráshullám alapján továbbra is megerősítette a feltolódások jelenlétét. A feltolódás vergenciáját illetően az időközben lemélyült M-25, M-27 fúrások alapján bebizonyosodott, hogy a M-15 – M-5 fúrások közötti feltolódások áldőlésben látszanak, s azok valódi vergenciája az Északi Pikkelyben tapasztaltakkal összhangban É-ias. Modelljében továbbra is a terület D-i részét jellemzik a feltolódások, azok száma azonban láthatóan megnőtt (4), míg É-on nyugodt településű rétegsorral számol a M-10 fúrásban egyébként igen korán megállapított 80°-os rétegdőlések ellenére is (**31. ábra C**).

9.2.2. A jelenlegi szerkezeti modell elemei

Az alábbiakban részletes bemutatásra kerülő szerkezeti elemeket az elkészült csapás- és dőlés menti földtani szelvények (**34. ábra**) ill. mélyföldtani térképek (**35. ábra**) segítségével szemléltetem. Mindenképp kiemelendő, hogy a **31. B** és **C** ábra, továbbá a **34. A** ábra egyazon dőlés menti szelvényt ábrázolja különböző módokon, nagyjából a Va-1 szeizmikus szelvény mentén (**32. A** és **33. A** ábra).

9.2.2.1. Gyűrődések

A szerkezeti modell egyik legfontosabb elemének tekinthető a nyílt, majdnem szimmetrikus, felülnézeten ÉK-DNy-i csapásirányú, DNy felé dőlő tengelyű antiklinális, melynek jelenlétét a szeizmikus szekvenciákat is ábrázoló földtani térképsorozat igazolja. E kép jól megfigyelhető a legjellemzőbb csapás, ill. dőlésirányú földtani szelvényeken (**34. ábra**), továbbá a Si-7 és Si-8 szeizmikus szelvényeken (**32. F, G ábra**) egyaránt. A



31. ábra Móra- Dél dőlésirány szerinti földtani szelvénye Wein Gy. (1962), Némedi-Varga Z. (1979) és Szilágyi T.(1985) szerint

terület Ny-i részén K-Ny-i csapásirányú, Ny felé dőlő tengelyű antiklinális szerkezet alakult ki. A két antiklinális kölcsönhatása egy koncentrikus (körkörös), központilag kiemelt megjelenést kölcsönöz a rétegtani egységeknek a mélyföldtani térképeken (**35. ábra**). A gyúrt szerkezetek ehhez hasonló koncentrikus megjelenését már korábban is ismerték a Mecsekben (Kisújványa környéki centroklinális).

9.2.2.2. *Feltolódások*

A szerkezeti modell másik jellegzetes csoportját jelentik a feltolódások sorozatai, melyek esetében a megismerés sorrendjében beszélhetünk 1, 2, 3, 4 és ún. Hidas feltolódásokról (**33. H ábra**). E feltolódások egy részét már a 20. század közepén felismerték a fúrásokban (WEIN, 1962), majd a későbbiek folyamán szeizmikus szelvényekben is alátámasztották jelenlétüket (BRAUN ET AL., 1985).

– *1. feltolódás:* A Máza-Dél – Váralja-Dél-i kutatási terület északi részén figyelhető meg. A korábbi modellezés során még nem ismerték fel, jóllehet néhány jelenségét (pl. a szénteleges rétegsor meredek dőlése) már észlelték. E jelenségeket helyi inhomogenitásokként értékelték, a jelenlegi modellben viszont fontos bizonyítékok. Jelenlétét a M-10 és V-9 fúrásokban (**34C. ábra**) megfigyelhető rétegtani ismétlődések, illetve a Va-1 szeizmikus szelvény szeizmikus adatai egyaránt alátámasztják (**32A. ábra**). Azonosításra került -200 és -800 m között a Si-9 és Va-1 szelvényekben (**33A, C. ábra**). A jelenlegi földtani modell egyik legtöbb elsőrendű kontrollponttal rögzített szerkezeti eleme, mely több, a korábbi modellekben nehezen értelmezhető jelenség világos magyarázatával szolgál.

– *2. feltolódás:* A felderítő kutatási fázis során Máza-Váralja-Dél területén 4 regionális jelentőségű feltolódási síkot (R-1, 2, 3, 4) szerkesztettek meg

(SZILÁGYI ET AL. 1985), ami elsősorban a fűrésokban megfigyelhető rétegismétlődések, ill. a formáció szintű rétegtani egységek helyenként megfigyelhető hirtelen kivastagodásának szerkezeti értelmezéséből következett. E feltolódások elsősorban a kutatási terület D-i részére korlátozódtak, annak pikkelyezett szerkezetét modellezték. A 2. feltolódás e pikkelyezett D-i területrész legalsó (legészakabbi) R-1 feltolódási síkját képviseli, s már a WEIN (1962) által közölt szelvényen is felismerhető és a korábbi modellben is fontos szerkezeti elem volt, jóllehet pontos helyzete némileg módosult.

A feltolódás helyét az újbóli értelmezés alapján a Va-1 és Si-7 szelvényeken -200 és -600 m között azonosítottuk (**33A, F ábra**), míg az Si-9 szelvény esetében -200 és -800 m között figyelhető meg (**33C. ábra**). A Va-1 szelvényben ez a feltolódás már a 80-as években is azonosításra került, minthogy a „feltolódási síkok a szeizmikus szelvényeken jelkimaradással jelentkeznek” (BRAUN ET AL. 1985). A Si-7 szelvényben ezzel szemben éles vonalként jelenik meg. Alatta és fölötte egyaránt igen éles reflexiók jelentkeznek, s jól látható, hogy a feltolódási sík mentén a felső, feltolódás által felhozott összlet reflexiói hegyes szög alatt „lapolódnak fel” az alsóbb helyzetű pikkely jelentősen összetört, visszapikkelyeződések által felmorzsolts tömegére.

Az 1-es feltolódással együtt a terület legnagyobb kiterjedésű és legjelentősebb feltolódásának tekinthető.

– *3. feltolódás:* A D-i területrész korábban (SZILÁGYI ET AL. 1985) R-4 feltolódással jellemzett szerkezetének a jelenlegi földtani modellben megmaradt másik feltolódása, mely a feküjében található 2. feltolódással D-i irányban összefut. Térképezésére -200 és -600 m között a Va-1 (**33A. ábra**) és Si-7 (**33F. ábra**) szelvényekben, -200 m-en a Si-9 szelvényben (**32C.**

ábra) került sor. A Va-1 szelvényben helyzetét a jelentős vastagságú jeltelen zóna felső határánál, a fölfelé újra visszatérő, a szénteleges összetetre jellemző markáns reflexiók talpánál vontuk meg. A Si-7 szelvényben a 2. feltolódáshoz hasonlóan a feltolódott összetet reflexióinak hegyes szög alatt bekövetkező „fellapolódása”, a Si-9 szelvényben markáns dőlésirány változás teszi kimutathatóvá.

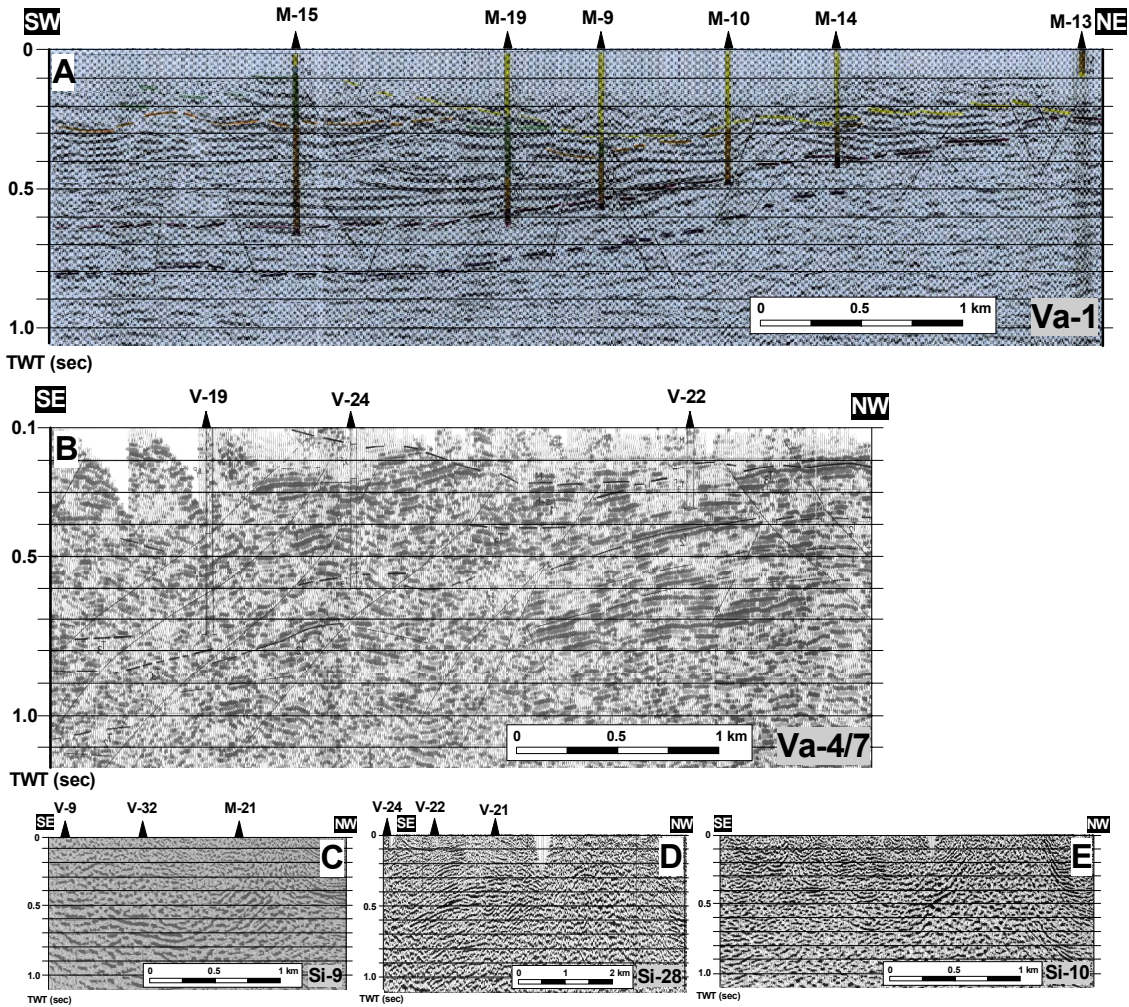
9.2.2.3. *Visszapikkelyeződések*

Csak lokálisan térképezhetők, s csak abban az esetben, ha éppen keresztezik valamelyik térképezett (100 m-es) szintet. Ugyanakkor igen jól értelmezhetővé teszik a fúrásokban jelentkező kisléptékű rétegtani ismétlődéseket. Korlátozott kiterjedésük miatt nem zavarják a szerkezeti modell kereteit, lokálisan azonban jelentősen befolyásolják az egyes szénteleges szintvonalas teleptérképeit, mivel a telepek sajátos elvégződését produkálhatják, ill. a telepekben látszólagos szakadásokat idéznek elő.

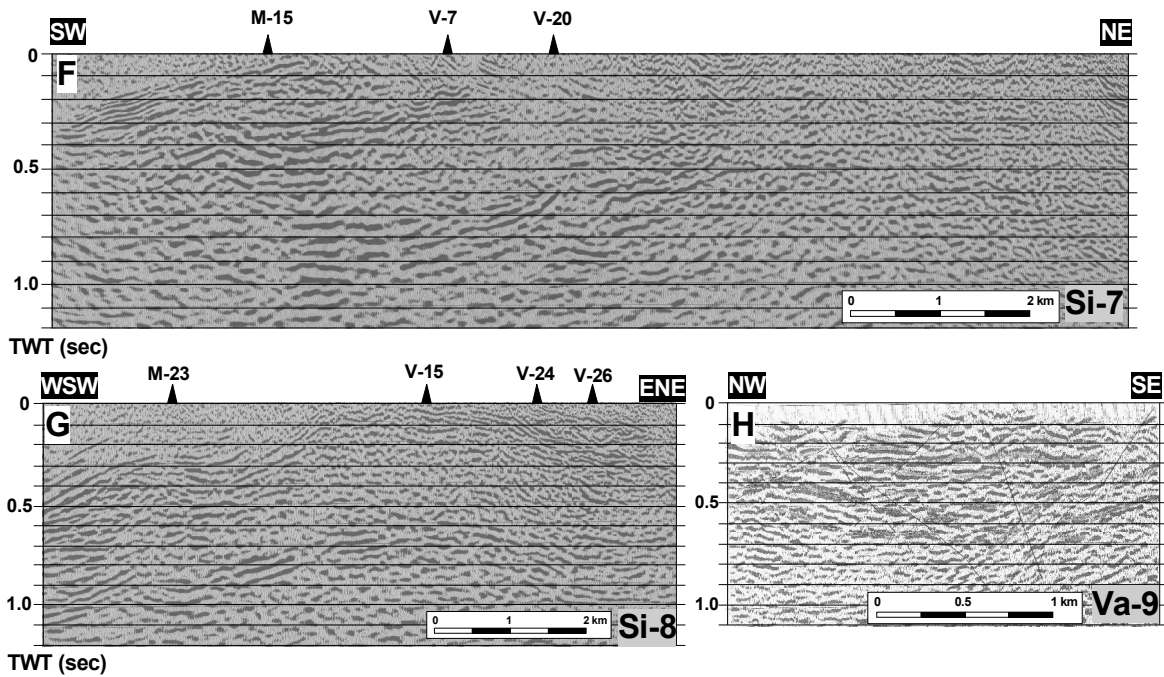
Visszapikkelyeződéssel magyarázhatjuk

1. a szénteleges rétegsor, ill. a fekü képződmények M-21, M-14 és M-32 sz. fúrásokban tapasztalt rendkívül kiemelt helyzetét,
2. a szénteleges rétegsor M-14 és M-32 fúrásokban megfigyelhető rétegméltlődéseit, valamint
3. a fekü felső triász rétegsor és a miocén fedőüledékek M-33 fúrásban 930 és 1150 m között észlelt többszöri (háromszori) egymásba pikkelyeződését.

Dőlés menti szelvények

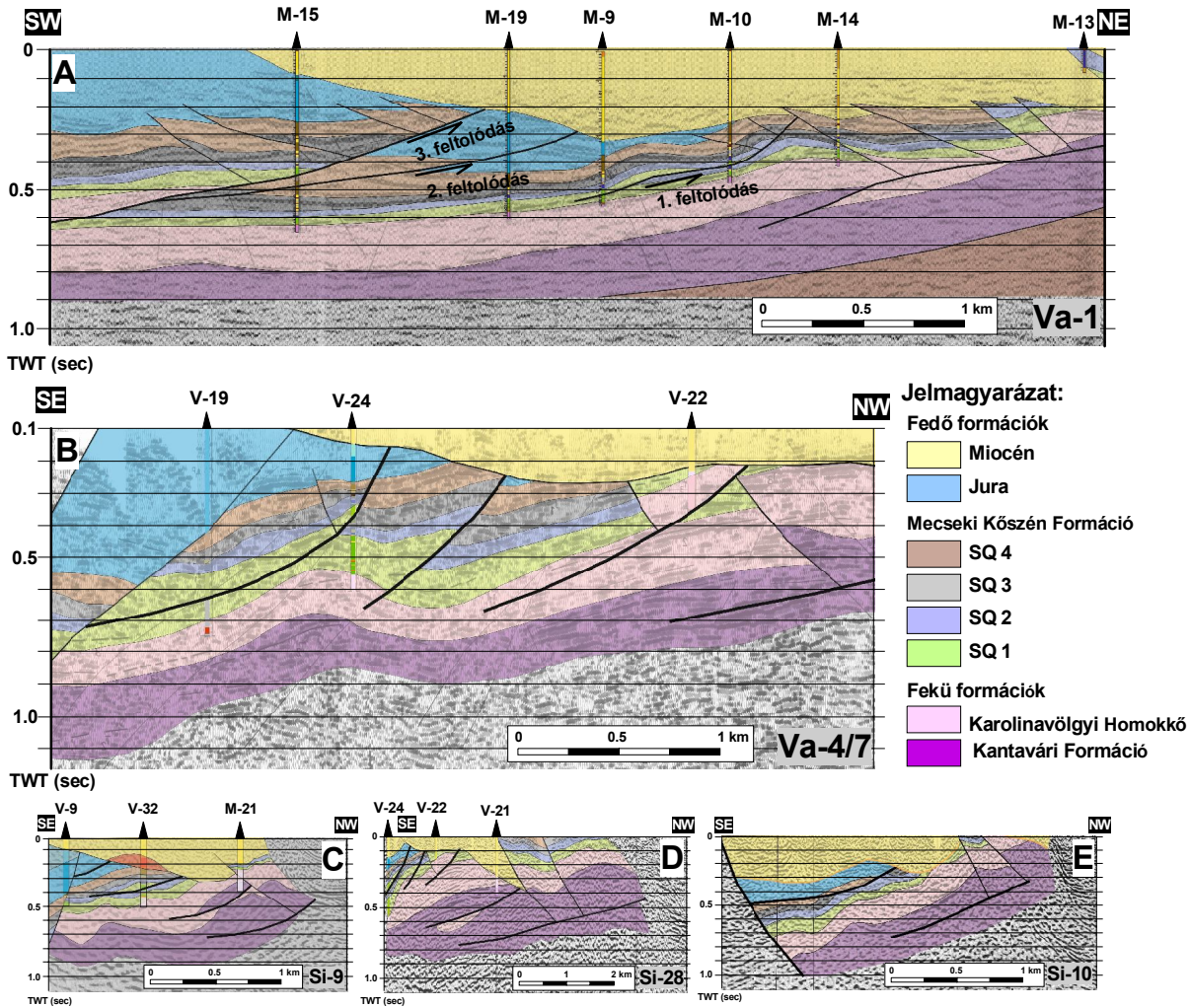


Csapás menti szelvények

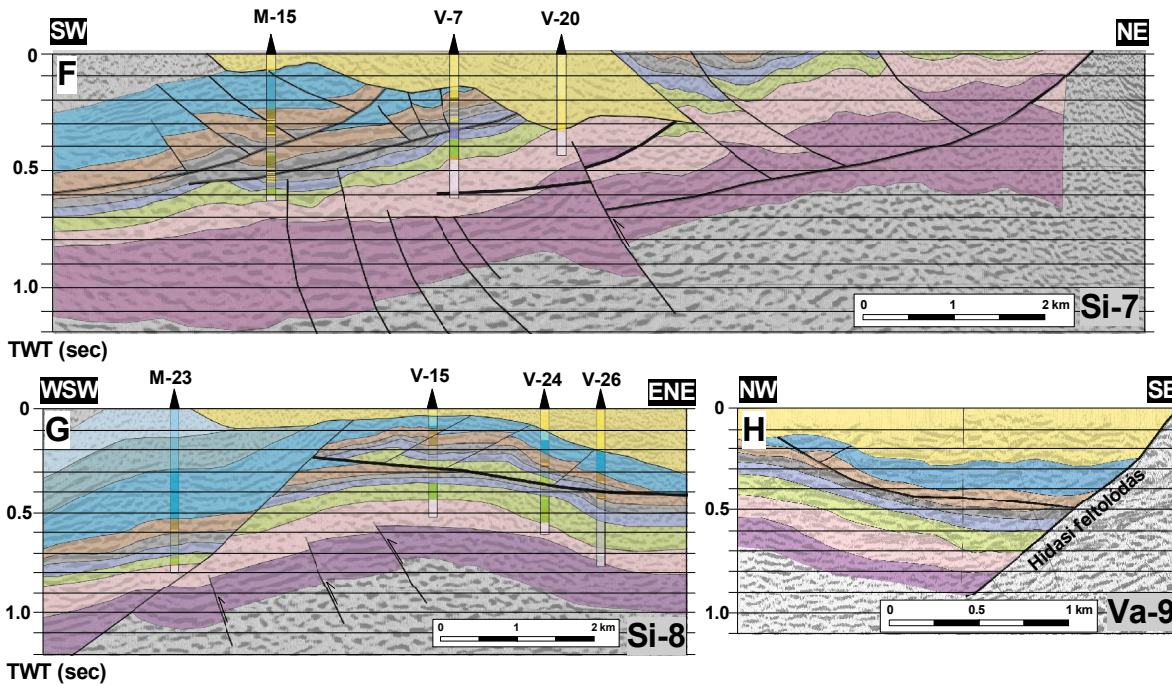


32. ábra A vizsgált terület szeizmikus szelvényei (a szeizmikus szelvények egymáshoz viszonyított elhelyezkedését ld. 3. ábra)

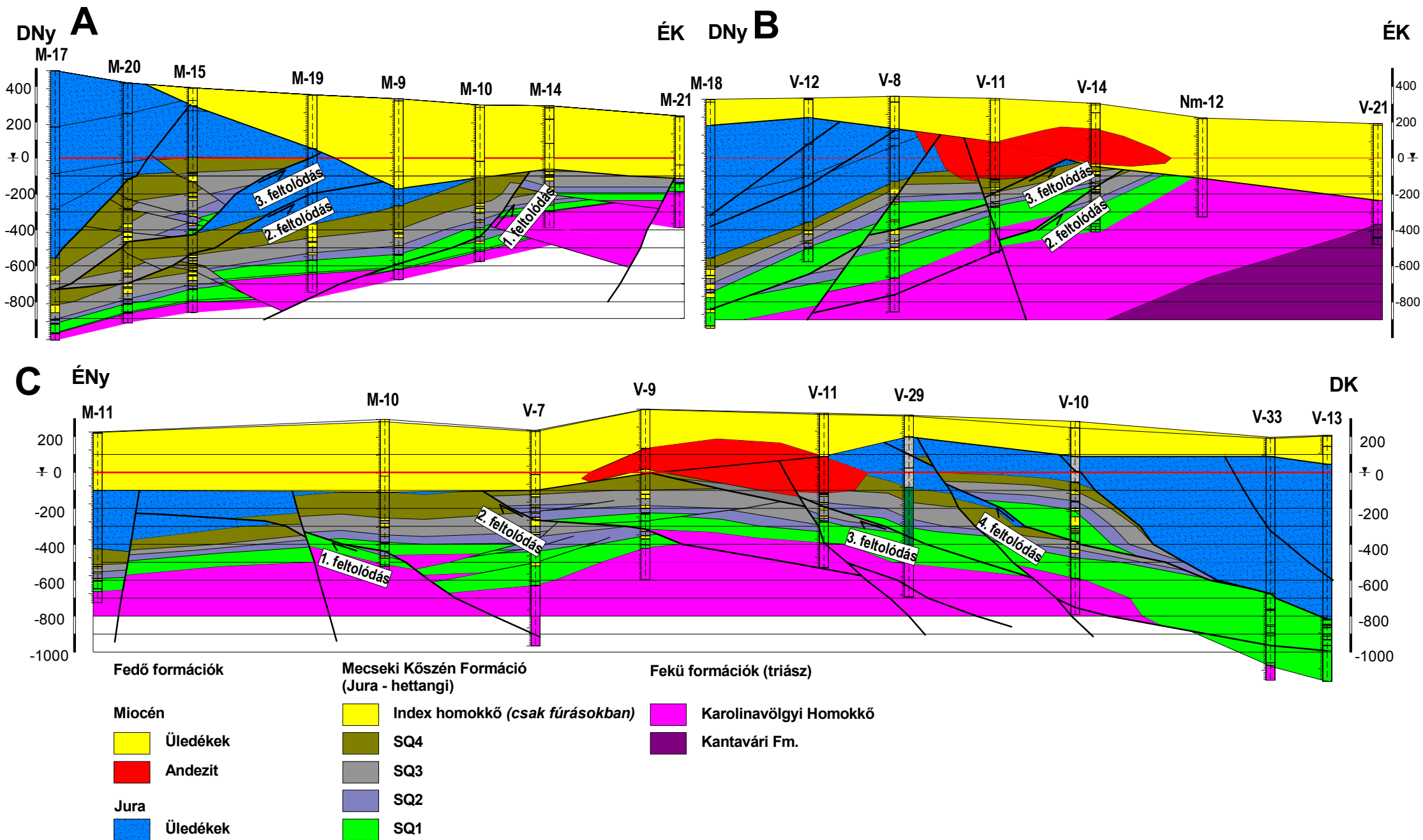
Dőlés menti szelvények



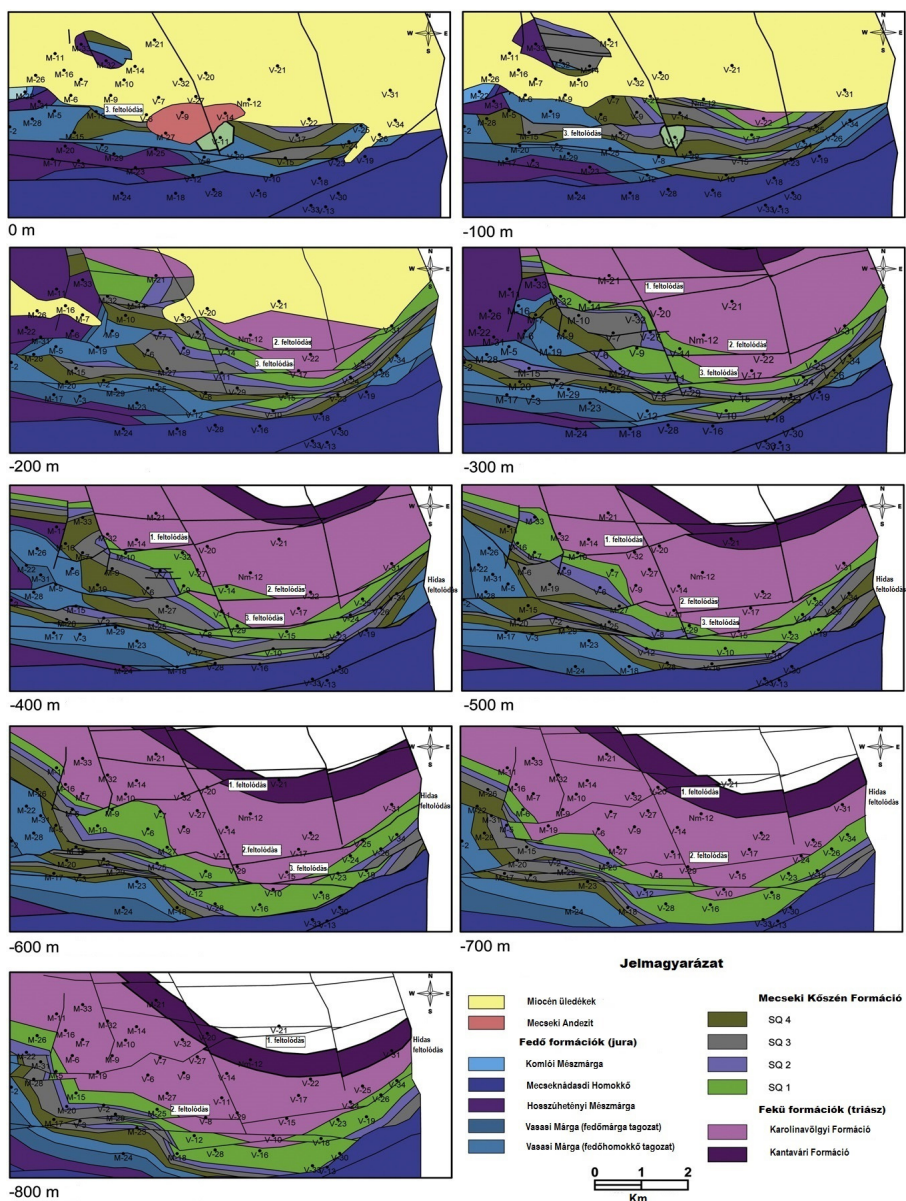
Csapás menti szelvények



33. ábra A vizsgált területen feldolgozott szeizmikus szelvények (a szeizmikus szelvények egymáshoz viszonyított elhelyezkedését ld. 3. ábra)



34. ábra Dőlés és csapásirányban szerkesztett földtani szelvények Máza-Váralja-Dél területén



35. ábra 100 m-enként szerkesztett mélyföldtani térképek Máza-Váralja-Dél területén

9.3. AZ ÉSZAKI PIKKELY SZERKEZETI MODELLJE

Az Északi Pikkely szerkezeti modelljének fejlődéstörténete több fázison keresztül ment végbe (**36. ábra**). A korai feltevéseket, melyek a szinklinális szerkezet jelenlétét tételezték fel, a későbbi bányászati tevékenységek és az északi irányú feltolódás kimutatása (VITÁLIS I., 1939) egyaránt megcáfolták. A következő szakaszban - bányászati adatok alapján – az Északi Pikkely kétirányú egymásra tolódását figyelték meg, melyet egy egymást követő déli, majd északi irányú feltolódási ék kifejlődés eredményeképpen értékelték (WEIN, 1965).

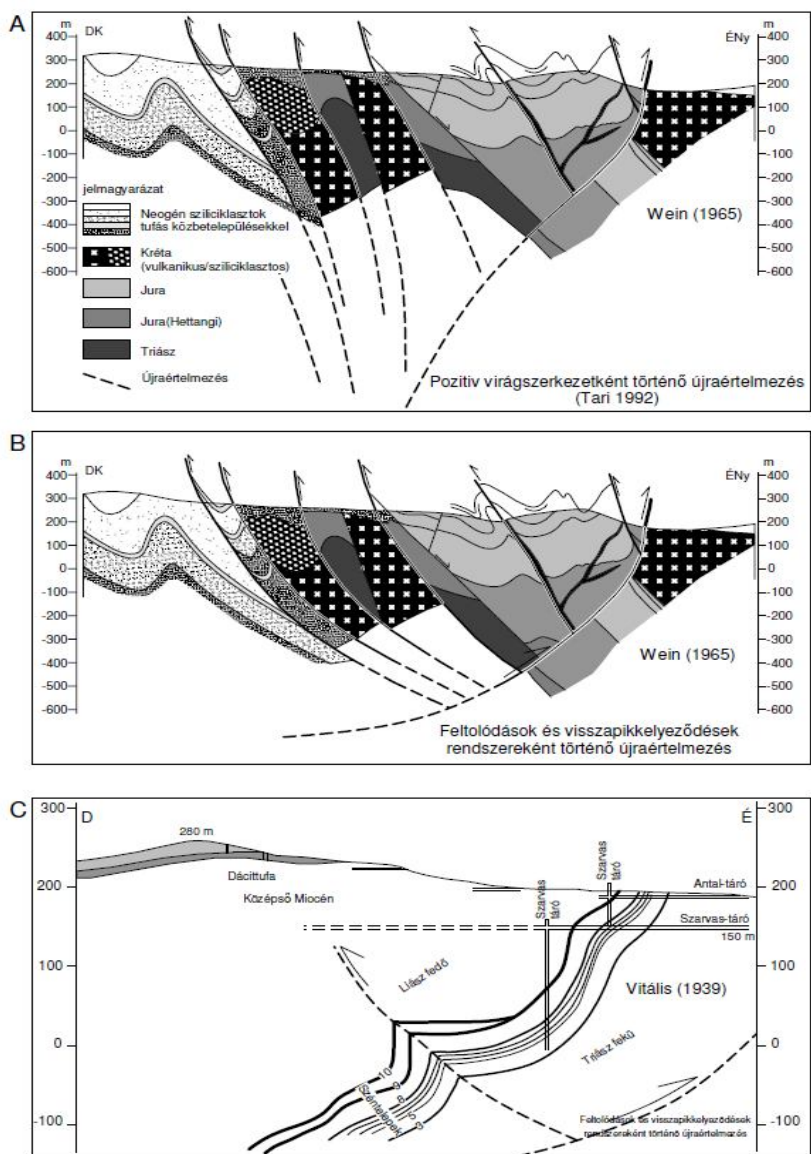
A vetőrendszer egyetlen szerkezeti fejlődésben történő értelmezésére először TARI (1992) tett javaslatot, aki a kétirányú feltolódási rendszert egy transzpresszió hatására kialakult ún. virágszerkezetként értelmezte (**36A. ábra**). A Máza – Váralja-Dél-i terület északi irányú áttolódásait figyelembe véve, lehetőség nyílik az Északi Pikkely alternatív értelmezésére is. A **36. B** és **36. C** ábrán látható az általános szerkezeti modell egyetlen szerkezeti modellben történő újraértelmezése, ahol a kétirányú feltolódási rendszer feltolódások és visszapikkelyeződések elemeként értelmezhető.

9.4. ÁLTALÁNOS SZERKEZETFEJLŐDÉSI KÉP

9.4.1. A szerkezetalakulás fő lépései Máza-Váralja-Dél esetében

A Mecsek szerkezetfejlődésével kapcsolatos publikációk egybehangzón rávilágítanak, hogy a hegység több, különböző korú és irányú szerkezeti hatás eredményeként szenvedett rugalmas, ill. töréses deformációkat.

A Mecsek déli irányba kibillenő, fél-árokserű megjelenése a kréta idején lejátszódó alpi tektonika eredményeképpen jöhetett létre (WEIN, 1967; NÉMEDI VARGA, 1983; BENKOVICS ET AL., 1997), míg a területtől délre fekvő Villányi-takaró a késő kréta során fejlődött ki (CSONTOS ET AL., 2002).



36. ábra. Az Északi Pikkely szerkezeti elemeinek újraértelmezése

9.4.1.1. *Rugalmas deformációk a Máza – Váralja-Dél-i területen*

A Máza-Dél – Váralja-Dél-i terület gyűrt szerkezeti elemei, mint pl. a dőlő antiklinálisok elsősorban a kréta orogén fázisok (feltehetően a mezozoikum szubhercini, ill. ausztriai larámi fázisaiban) során keletkeztek (HÁMOR, 1970). Ezt a feltevést bizonyítja az alsó-kréta korú magmás képződmények gyűrt megjelenése (WEIN, 1965).

9.4.1.2. *Északi vergenciájú feltolódások a Máza – Váralja-Dél-i területen*

Kialakulásuk (1-3.) egy több lépésben lezajlott, felső-kréta – paleogén során végbement kompresszió eredményeként értelmezhető, mivel a pikkelyszerkezet előtere miocén eróziós folyamatok hatásának lett kitéve (**37G. ábra**), ezáltal a pikkelyszerkezetek kialakulásának kontextusában vizsgálható.

A pikkelyszerkezetek kialakulásával ELLIS ET AL. (2004) foglalkozott részletesen. Analóg modellkísérleteik eredményei nagy segítségünkre voltak a Máza-déli földtani szelvények és mélyföldtani térképek értelmezése során. A modellkísérlet kiválóan szemlélteti a pikkelyszerkezetek fejlődéstörténeti összefüggéseit, s eredményei nagymértékű hasonlóságokat mutatnak a Máza-déli területen is megfigyelt szerkezeti elemekkel. Ennek eredményeképpen a Va-1 szeizmikus szelvény és az annak mentén lemélyült mélyfúrások (M-15, 20, 19, 9, 10, 14) alapján elkészült a pikkelyszerkezet kialakulásának a Máza-Déli területre vonatkoztatott rajzfilmszerű rekonstrukciós modellje (**37. A - F ábrák**). Ennek alapja a szeizmikus szintek lépésről lépésre történő értékelése, az eredeti szerkezetek visszaállítása, továbbá a töréses elemek lesimítása volt. A térrövidülés mértékének szemi-kvantitatív jellegű becslése az elérhető szelvények értékelésén alapult.

A folyamat kezdeti, kb. 6%-os térrövidüléssel járó szakaszában egy feltolódás alakult ki visszapikkelyeződéssel, amely egy, a Mecseki Kőszén

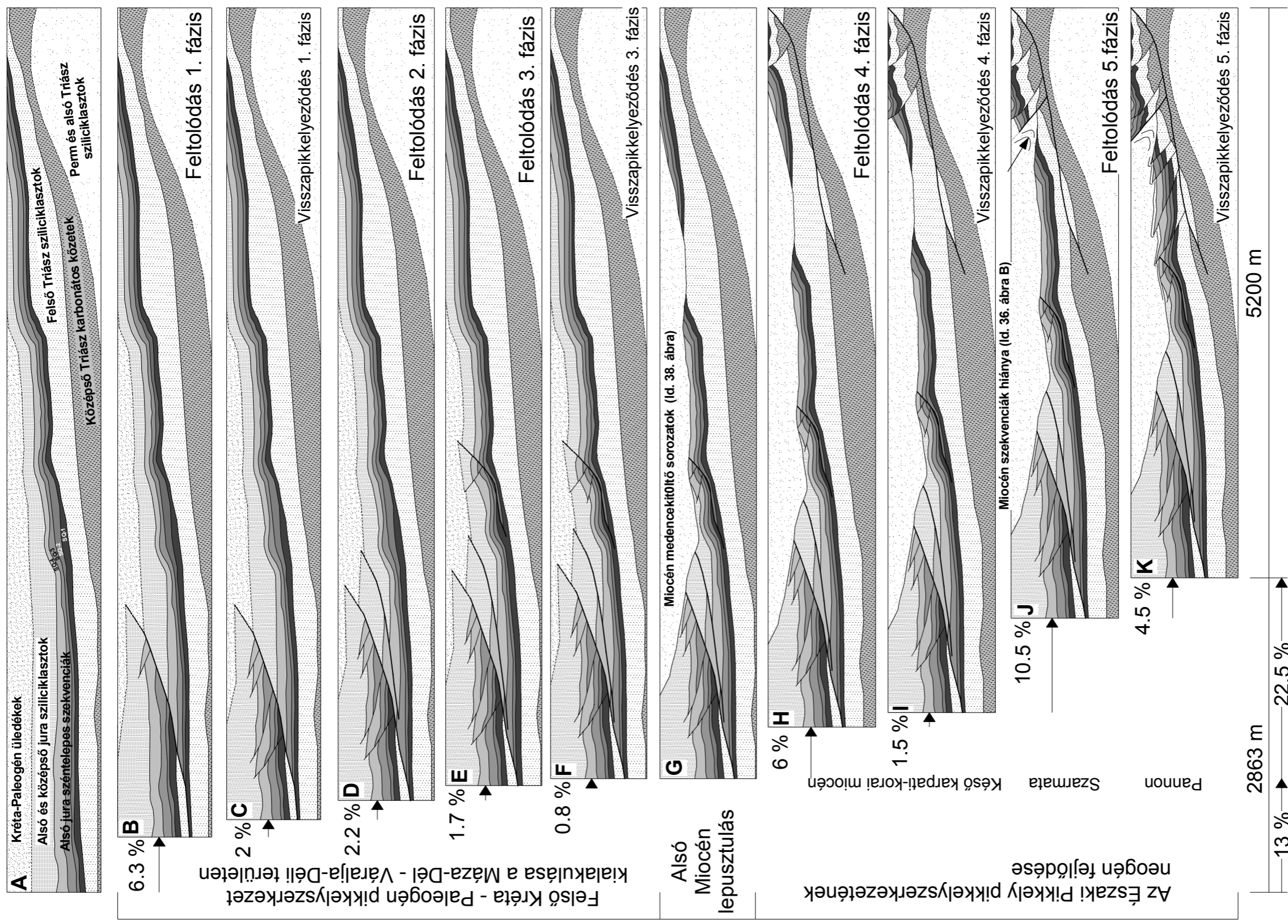
Formáció sziliciklasztos sorozatában gyökerező pop-up szerkezetet eredményezett (37B. **ábra**). A további térrövidülést a lefelé fejlődő visszapikkelyeződés egyenlítette ki (37C. **ábra**), igaz, hogy az alaphegység felé vergáló visszapikkelyeződések meredekebb dőlése miatt ez az esemény kisebb horizontális térrövidülést (2%) tett lehetővé a gravitációs potenciális energia egységnyi növekedésére vonatkoztatva (DAVIS - ENGELDER, 1985).

Az ezt követő 2%-os térrövidülés egy a szintén a kőszenes formációban lévő, csaknem párhuzamos, lapos feltolódás kialakulásához vezetett (36D. **ábra**).

Az ezt követő deformációs szakaszban egy harmadik feltolódás jött létre egy visszapikkelyeződéssel és egy újabb pop-up szerkezettel együtt, miközben a korábban képződött feltolódás mentén az aktivitás megszűnt és a kb. 1,5%-os térrövidülést az újabb feltolódás vette fel (37E. **ábra**). Az ezt követő, mintegy 1%-os térrövidülés okozhatta a visszapikkelyeződések progresszív kialakulását a második pop-up szerkezetben (37F. **ábra**). Összefoglalásképpen megállapítható, hogy az imént említett, 1. - 5. kompressziós szakaszok (37B - F **ábrák**) mintegy 13%-os térrövidülést okoztak. A pikkelysorozat frontján miocén erózió érzékelhető (37G. **ábra**), tehát a fent tárgyalt 5 fázisban lezajlott térrövidülést pre-neogén, azon belül is leginkább felső kréta – paleogén kompressziós fázisok eredményeként értelmezhetjük.

9.4.1.3. *Keleties vergenciájú feltolódások*

A keleti irányba nyúló szeizmikus szelvényeken (32H., 33H. **ábrák**) meggyőzően kirajzolódik, hogy a Kelet-Mecsek paleozóos-mezozóos tömege a keleti előtér fiatal medencekitöltő üledékei fölé tolódott relatíve mély, keleti vergenciájú feltolódások mentén, amelyeket a jelen dolgozatban Hidasi feltolódás néven említek. Ugyanakkor az általános szerkezeti modell képe alapján (pl. 35E. **ábra** -400-as szintjén) ÉÉNy-DDK-i csapású és



37. ábra Döls menti szerkezetfejlődési modell a Va-1 és Si-7 szeizmikus szelvények mentén

nyugati vergenciájú reverz vetők sorozata képződött a többfázisú északias vergenciájú feltolódás *után*, mivel ezen reverz vetők elvetik az északi vergenciájú feltolódások vetősíkját. A Hidasai feltolódás kialakulása és a nyugati vergenciájú reverz vetők sorozatának megjelenése egy keleti irányú késői kompressziós fázist feltételez.

9.4.2. Alsó-miocén deformációk

Az Északi Pikkely szerkezeti ismertetését is figyelembe véve, a szerkezetfejlődés szempontjából igen fontos kérdés, hogy az 1-3. feltolódások fejlődése többé-kevésbé lezárult e a miocén előtti időszak során, vagy esetleg folytatódott e a miocén alatt. A kérdés kiderítésére szükség volt a miocén medencekitöltő üledéksor (37G. ábra) részletes vizsgálatára. A miocén rétegsor belső jellegváltásai, vastagsági változásai és a mezozóos fekihöz való viszonya meghatározó lehet az alaphegység szerkezetfejlődési menetének tisztázásában. Mivel a miocén medencekitöltő üledéksor geometriai megjelenését – ellentétben a fekihöz képező mezozóos rétegsorral – nem befolyásolja a töréses szerkezeti elemek sűrű hálózata, e rétegcsoport kapcsán a geostatistikán alapuló grid alapú modellezési eljárásokat (Rockworks) alkalmaztunk.

9.4.2.1. Rétegtani tagolás a miocén rétegsorban

A miocén rétegsor rétegtani korrelációjára a következő lehetőségek adódtak:

1. A Szászvári Formáció alsó lakusztikus és felső fluviális egységének általánosan eltérő litológiai adottságai (*litosztratigráfiai megközelítés*)
2. A Gyulakeszi Riolittufa Formáció és a felső fluviális sorozatba települő savanyú tufák szinttartó megjelenése és viszonylag biztos litológiai elkülönítése (*eseménystratigráfiai megközelítés*).

3. A Szászvári Formáció fluviális tagozatának durvatörmelékein megfigyelhető, a kavicsok kőzetösszetételében bekövetkező tendenciózus változások, melyek a tágabb környezet felszínfejlődésének jelentősebb eseményeivel hozhatók összefüggésbe (*eseménystratigráfiai megközelítés*).
4. Az eseménystratigráfiai alapon meghatározott, regionálisan értelmezett rétegtani egységek nagy felbontású belső tagolására a folyóvízi kifejlődésekben jellemző, a litológiai leírásokban és geofizikai görbéken egyaránt megfigyelhető üledékciklicitás nyújtott lehetőséget. Elvégezhető volt a regionálisan szinttartó és/vagy adott irányban kiemelkedő üledékes ciklusok vertikális elkülönítése és horizontális korrelációja (*szekvenciasztratigráfiai megközelítés*).

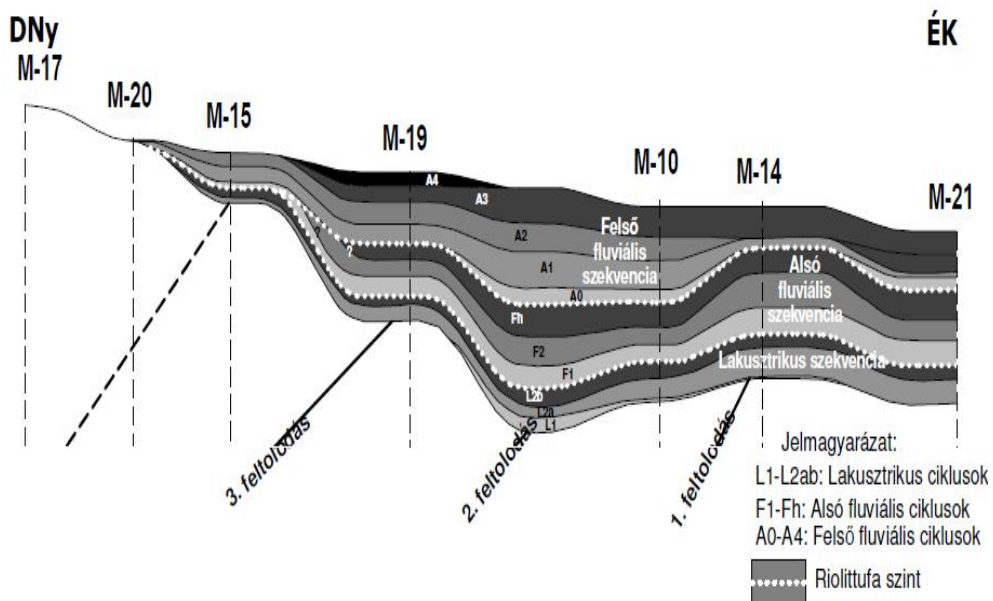
A *lito- és eseménystratigráfiai* felosztás alapján az alsó (Gyulakeszi) riolittufa alatt uralkodóan lakusztikus képződménycsoportot önálló üledéktestnek tekintettük, melyek bázisát a miocén diszkordancia, fedőjét a riolittufa alkotja. A tufaszint fölött települő folyóvízi sorozatot a benne települő tufaszint alapján további két rétegcsoportra (alsó és a felső fluviális kifejlődések) tagoltam, melyek között lényeges horizont a közbetelepülő tufaszint. Míg az alsó fluviális csoportban csak lokálisan jelentkeznek a távolabbi lehordási környezet felszínének áthalmozott törmelékei, addig a felső fluviális csoportban ezek megjelenése általános.

A *szekvenciasztratigráfiai beosztás* elve a teresztrikus rétegsorok esetében némiképp eltér a tengeri környezetekben kialakult eljárástól, mivel itt a ciklusok létrejöttét előidéző tényező nem az akkomodációs tér és a beszállított üledék arányának megváltozása, hanem az üledékszállítás intenzitásában bekövetkezett változás. Az elemi ciklusok bázisát ennek megfelelően rendszerint nem hirtelen üledékfinomodással együtt járó

elárasztási felszínek, hanem a szállítási energia megnövekedéséhez kapcsolódó regionális diszkordanciák alkotják.

A teresztikus sorozatban éppen ezért a regionálisan, több fúráson keresztül követhető eróziós felszíneket jelöltük meg ciklushatárként, melyek fölött rendszerint kavicsos mederfáciesek következtek, s fölfelé hirtelen vagy fokozatosan ártéri képződményekbe mentek át. E jellegzetes fölfelé finomodó fluviális szekvenciák fúrások közötti korrelációja képezte a két tufaszint közé eső ún. alsó és a felső tufaszint fölött települő felső folyóvízi sorozat további tagolásának alapját. Az alsó folyóvízi egységben rendszerint három (F1, F2, Fh), a felsőben 4-5 (A0-A4) ilyen fölfelé finomodó ciklus elkülönítésére és azonosítására nyílt lehetőség (DEMETER ET AL., 2010).

A lakusztikus képződménycsoport tagolása már bizonytalanabb, klasszikus tavi deltára utaló fölfelé durvuló sorozatok ugyanis ebben a képződménycsoportban nem figyelhetők meg. Mivel közeli, meredek lehordási háttérrel és ennek megfelelő gyors üledékbehordódással számolhatunk, itt is célszerű volt a durvatörmelékes befogazódások bázisát, ill. az ezzel egyenértékű korrelatív felszíneket tekinteni cikluskezdetnek, s ezek alapján bár bizonytalanul, de négy ciklus (L0, L1, L2a, L2b) volt elkülöníthető a rétegsorban (**38. ábra**).



38. ábra A miocén medencekitöltő üledéksor rétegtani modellje a Va-1 szeizmikus szelvény mentén

9.4.2.2. Geofizikai korrelációs szelvények

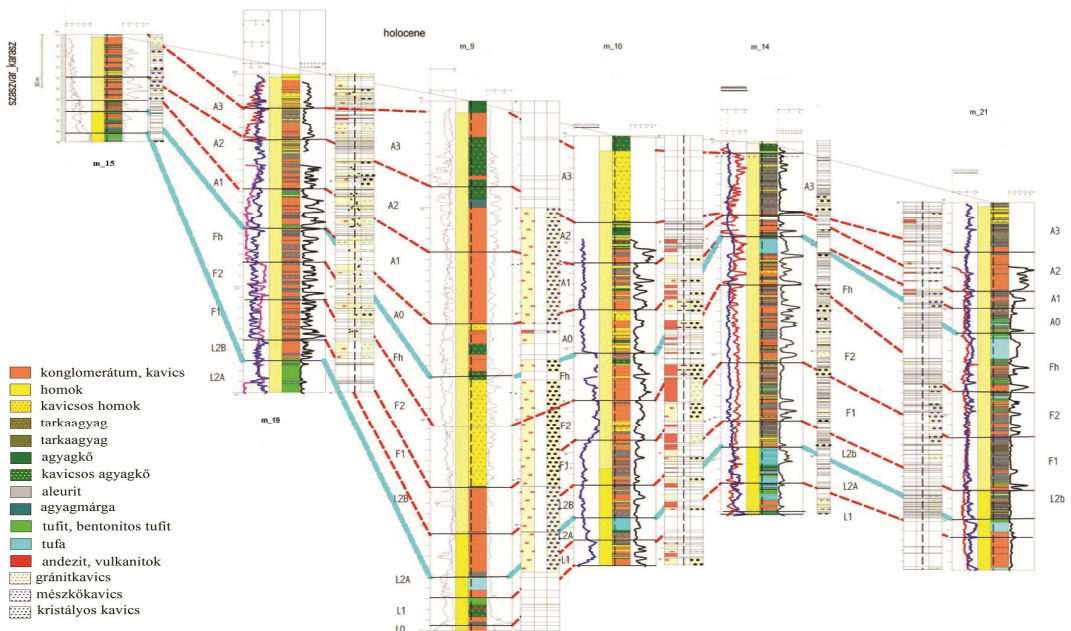
A ciklusbeosztás és korreláció eredményeit a litológiai adottságokat és a kavicsösszetételt is ábrázoló korrelációs geofizikai szelvényen mutatom be. Jellemző keresztshelvényét adja a területnek a Va-1 szeizmikus szelvény mentén kialakított szelvény (**39. ábra**).

A korrelációban nehézséget annak eldöntése okozott, hogy a M-15 és a szomszédos, mélyebb M-19 viszonylatában mely ciklusok ékelődnek ki. Végül a M-34 adatai alapján arra jutottam, hogy a felső fluviális sorozat (A) túlterjedően települ. A lakusztikus fázis (L1, L2a és L2b) a teljes keresztshelvényben előfordul, míg a M-15-ös fúrásban valószínűsíthető előfordulása és a fölötte jelentkező eróziós diszkordancia a lakusztikus fázis után bekövetkező tektonikus mozgásra utalnak. Az alsó fluviális szekvencia hiánya, illetve a lakusztikus és a felső, folyóvízi jellegű szekvenciák közötti diszkordancia jelenléte az M-15. fúrásban a mezozóos tömeg kiemelkedését

jelzi az alsó folyóvízi szekvencia kialakulása után, vagy azzal egyidejűleg. Az ehhez kapcsolódó tektonikai fázisokat jól lehet korrelálni.

A 40. ábrán látható szelvény a miocént harántoló legvastagabb fúrásokat veszi sorra félkörívben a terület nyugati felén. Míg a terület déli részén a fiatal fluviális rétegsor az M-34 fúrás és a tufák szinttartása alapján túlterjedő, addig az északi gerinceken a rétegsor kiékelődik.

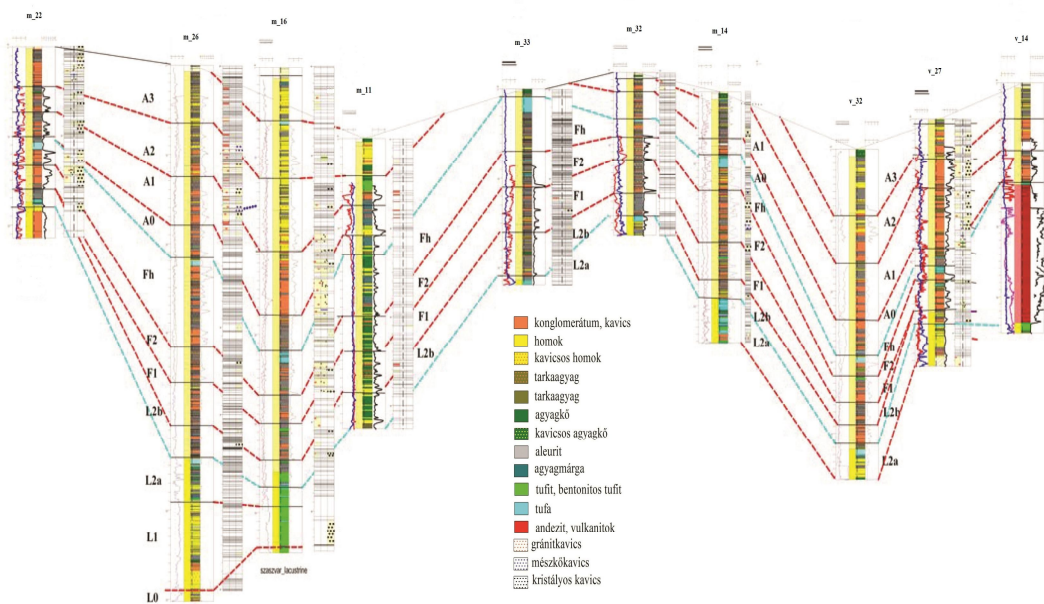
Az M-33-as fúrásban a második tufaszint a felszín közelében helyezkedik el és maga a fúrás is kiemelt térszínen található. A V-32 fúrásban a két regionális tufaszint közötti üledékvastagság kisebb, mint a jelenleg magasabban lévő M-14 esetében. A V-20 és M-32 is jellegzetes példája annak, hogy a nagyobb tszf. magasságban lévő fúrásban vastagabb az alsó fluviális ciklus, mint szomszédjáié, azaz a felszínfejlődés egyik korábbi fázisában üledékgyűjtőként funkcionált.



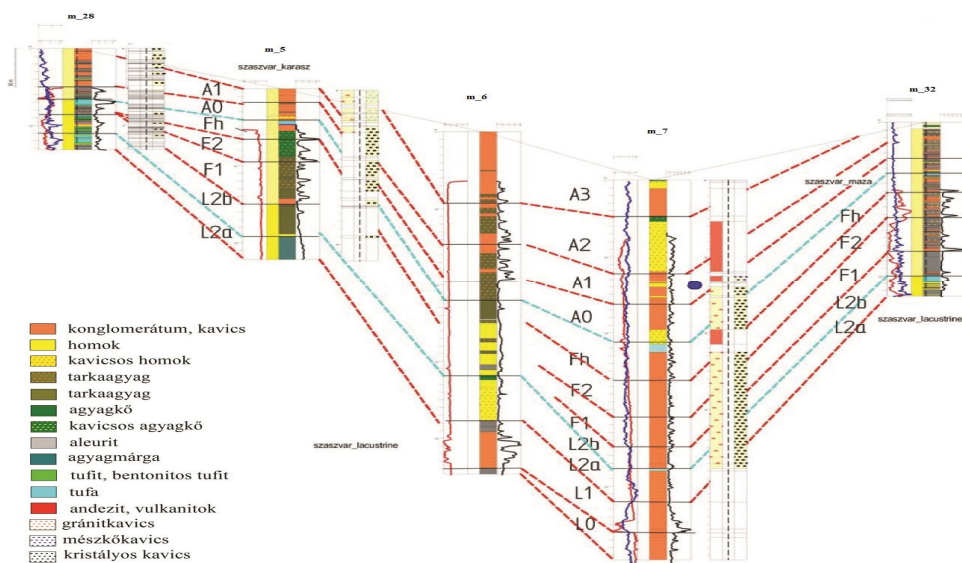
39. ábra Miocén rétegsorra vonatkozó geofizikai korrelációs szelvény a M-15-M-19-M-9-M-10-M-14-M-21 fúrásokon keresztül

Az a tény, hogy M-22 fúrás esetében Fh-tól felfelé folyamatos az üledéksor, de ugyanakkor e kis miocén vastagságot mutató fúrás ma kiemelt térszín, arra utal, hogy a felszínfejlődésben hasonló szerepet már az alsó fluviális sorozatban is betölthetett, hiszen F1 teljesen hiányzik a területről (F2 és Fh igen vékony), míg a lakusztrikus fázis viszont azonosítható. Tehát M-22 esetében az üledékgyűjtő – kiemelt terület – üledékgyűjtő – kiemelt terület felszínfejlődési folyamat rekonstruálható.

Az utolsó, általam bemutatott keresztmetszvény (41. ábra) pedig egy klasszikus árkos szerkezetet mutat be, melynek futásából leolvasható, hogy a déli részen is rétegfej-kibukkanásokkal kell számolni a felszínen.



40. ábra Miocén rétegsorra vonatkozó geofizikai korrelációs szelvény a M-22-M-26-M-16-M-11-M-33-M-32-M-14-V-32-V-27-V-14 fúrásokon keresztül

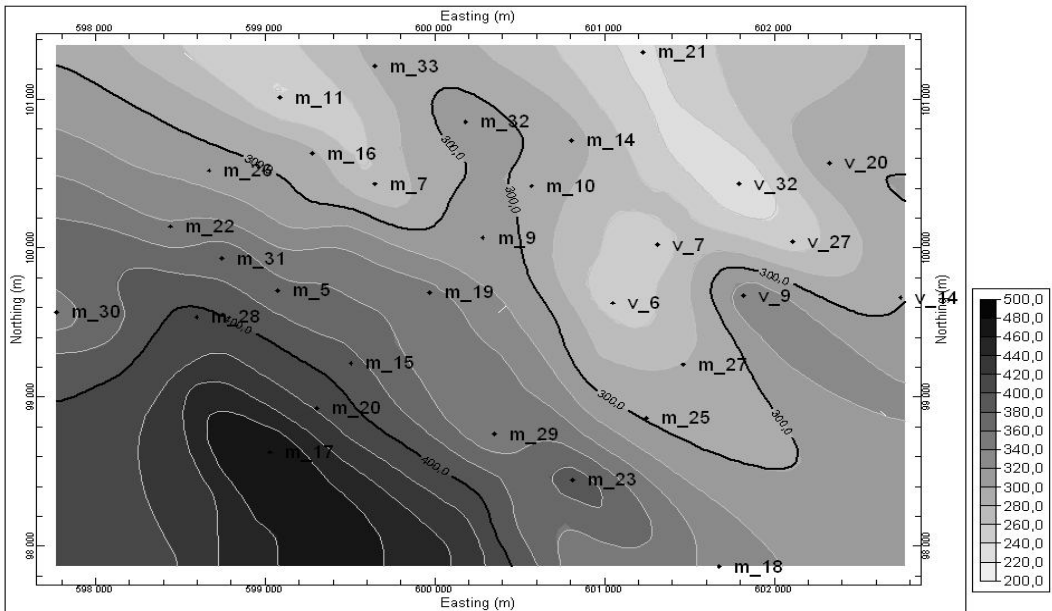


41. ábra Miocén rétegsorra vonatkozó geofizikai korrelációs szelvény a M-28-M-5-M-6-M-7-M-32 fúrásokon keresztül

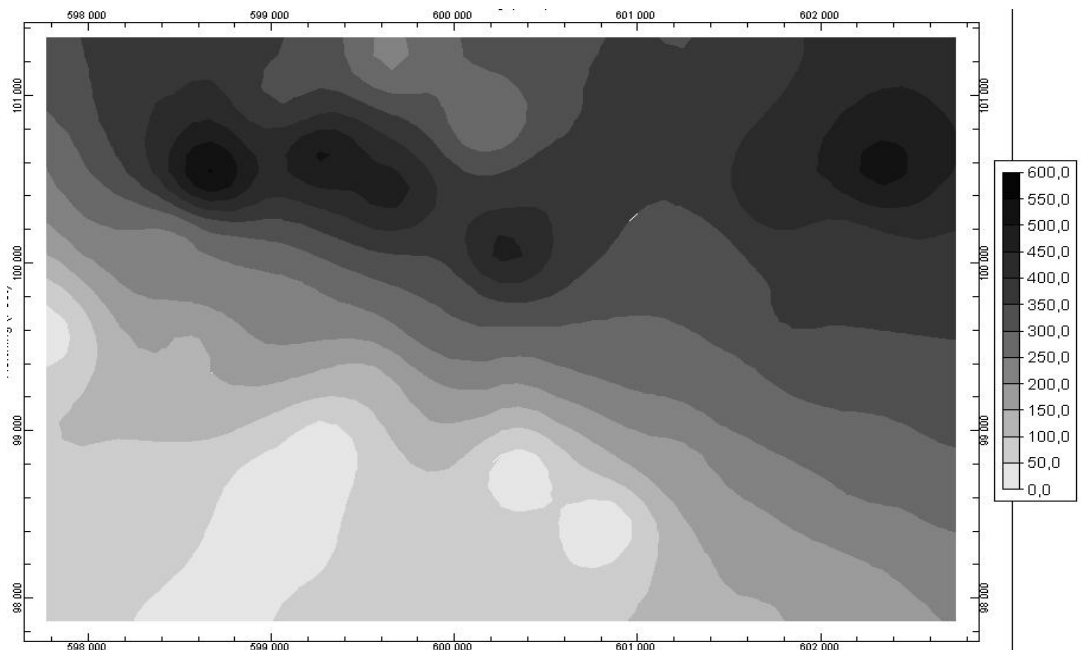
9.4.2.3. Sztratigráfiai modellek Máza - Váralja-Dél térségében

A grid alapú sztratigráfiai modell - mely tartalmazza a felszíni domborzatot, a definiált ciklusok és a miocén talpmélység felületeit - alkalmazása során térképeket (**42. ábra**) is szerkesztettünk (PATAKY, 2009), melyek bemutatják a miocén összvastagságot, a lakusztikus fázis feletti és a lakusztikus fázis vastagságát (**43. - 45. ábra**). Az üledékgyűjtő tengelye mind a lakusztikus ciklusok idején, mind a fluviális fázisokban megegyezik: egy Ny-ÉNy felé elkeskenyedő, K-Ny-i irányú tengelyről van szó, amit délről és északról kiemelt mezozóos szerkezeti egységek határolnak.

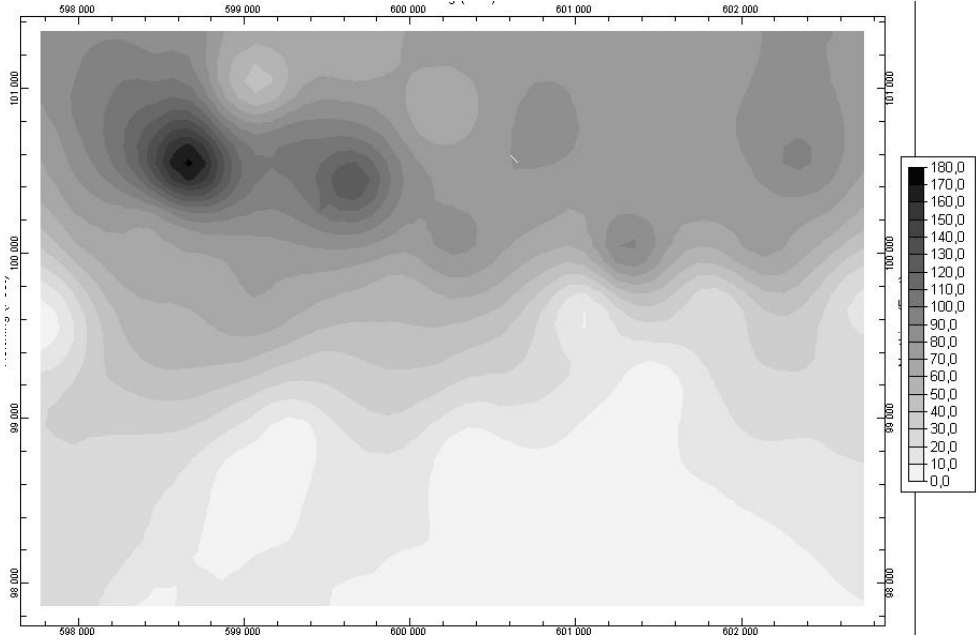
Mivel a jelenlegi felszín futása is közel egyezik a mezozóos fekü futásával, így erőteljes tektonikai hatást kell feltételezni a felszínfejlődés során (a miocén rétegek és a felszín futását tehát nemcsak az akkumuláció és az erózió, a külső erők befolyásolták).



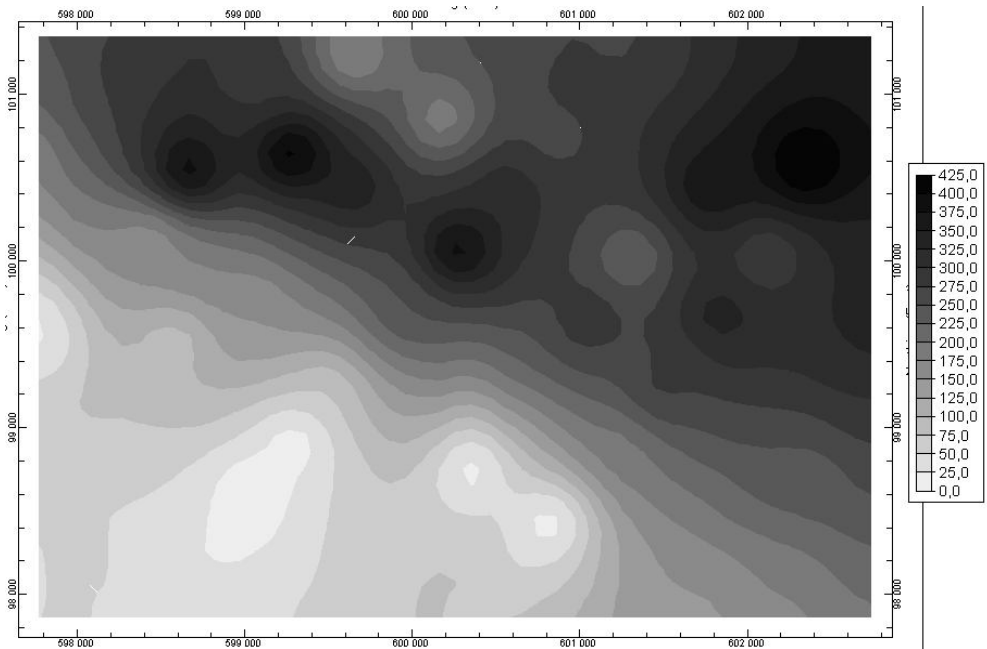
42. ábra A vizsgálati terület domborzata és a fúrások egymáshoz viszonyított elhelyezkedése



43. ábra A miocén üledékes rétegsor vastagsága (m) a területen

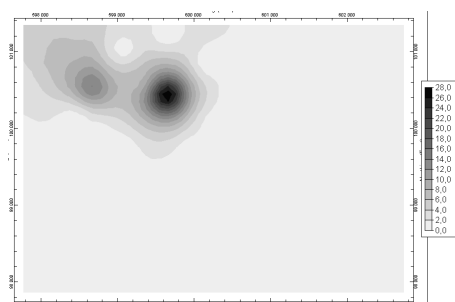


44. ábra A lakusztikus fázis összvastagsága (L0-L2B)(m) a területen

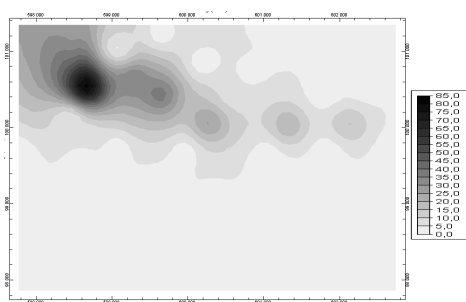


45. ábra A fluviális környezet utaló üledéksorozat vastagsága (m) a területen

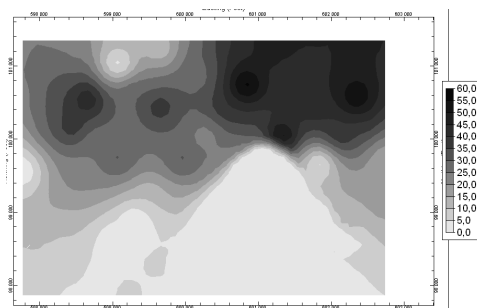
A lakusztrikus ciklusok izovastagsági térképei szerint (46. ábra) a lakusztrikus fázis alja, az L0 ciklus lokális kifejlődésű, sok helyütt vékony vagy csonka. Rá túlterjedően települ az L1, arra pedig szintén túlterjedően az L2 ciklus. Az L0 lokális jelenléte, és az L1-L2 túlterjedő települése egyfelől utalhat arra, hogy kezdetben a tó kiterjedése kicsi volt és folyamatosan növekedett, tehát az üledék akkomodációs tere eleinte nem volt nagy, ami viszont eredendően élénkebb felszínt feltételez. L0 kisebb kiterjedésének elvileg oka lehet az is, hogy egy kiemelkedés során az korábbi üledék a peremeken a mezozóos üledékekről lepusztult, áthalmazódott, s ezt követte L2 regionális kifejlődése. Az L1 ciklusra közel konkordánsan s túlterjedően települő L2 ciklus felhalmozódását egy tufaszórási periódus szakította meg, s bontotta L2A és L2B fázisra.



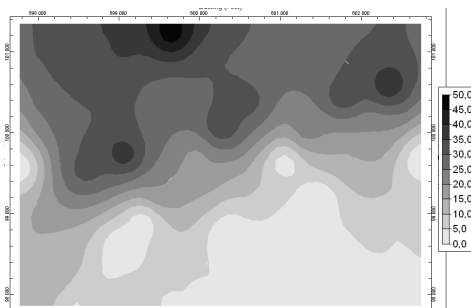
L0 lakusztrikus ciklus



L1 lakusztrikus ciklus



L2A ciklus

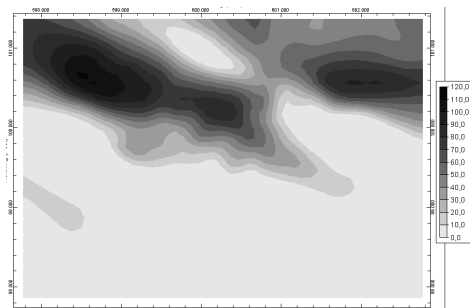


L2B ciklus

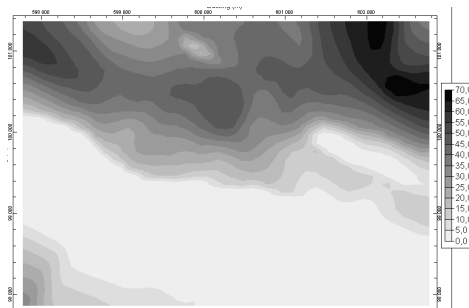
46. ábra A miocén lakusztrikus rétegsor elemi ciklusainak vastagsági kifejlődései Máza-Váralja-Dél területén

Az *alsó fluviális* ciklus izovastagsági térképén (**47. ábra**) kirajzolódó kép hasonlít az L2B-ben tapasztaltra, jóllehet az ösföldrajzi kép különbözik. Az összleten belül elkülöníthető három ciklus (F1, F2, Fh) fluviális jellegére a geofizikai görbék alakjából, a nagy homoktestekből és a cikluszáró aleurolitos képződményekből következtethetünk. A fluviális akkumuláció nemcsak a K-Ny irányú vályúra, hanem attól északabbra is kiterjedt, ami arra utal, hogy a jelenlegi felszínen lévő Északi pikkely ekkor még nem blokkolta az üledékszállítását. A terület K-i felén lévő andezites képződmények arra utalhatnak, hogy a lakusztrikus fázis lezárulásával sem vált stabilná a terület, ill. a tektonikus események nem csupán a tufaképződési periódusokhoz köthetők.

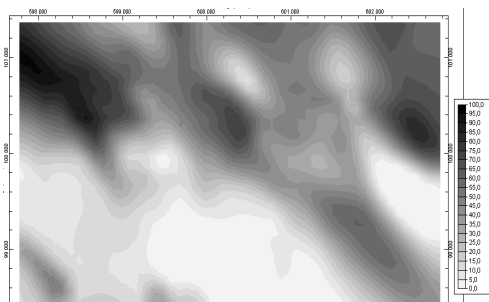
Az izovastagsági térkép jellege alapján a K-Ny vályú mellett É-D-i irányú lefolyást is feltételeznünk kell. F2 és Fh ciklusok esetében megfigyelhető, hogy a K-Ny-i nagy vályú ismét aktivizálódott és folyóvízi akkumuláció színtere volt.



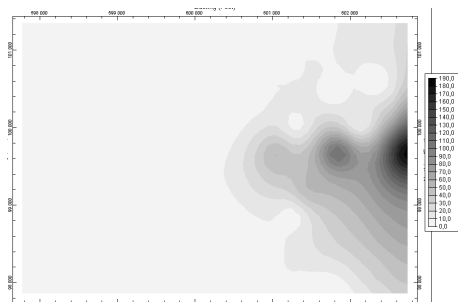
F1 ciklus



F2 ciklus



Fh ciklus



andezit

47. ábra A miocén alsó fluviális rétegsor és a közbeékelődő (szub)vulkáni fázis elemi ciklusainak vastagsági kifejlődései Máza-Váralja-Dél területén

A felső fluviális sorozatra (**48. ábra**) jellemző, hogy A2 ciklus felett jelentős finomodás tapasztalható a rétegekben.

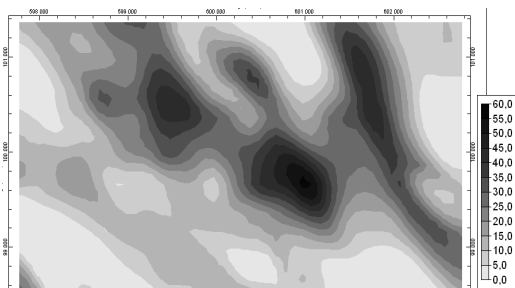
A Ny-K-i vályú továbbra is üledékgyűjtőként funkcionált. Az északi területen, mely korábban, az alsó fluviális sorozat kifejlődésének idejében részben akkumulációs térszín volt, a felső fluviális fázisban vékony a folyóvízi rétegsorok elterjedése, míg délen továbbra is megmaradt az akkumuláció. Az ösföldrajzi kép a felső fluviális sorozat elején a korábbihoz volt hasonló.

Az A0 és A1 ciklusban nem volt lényeges különbség a lepusztulási és felhalmozódási irányok között. Az A2 ciklus izovastagság-térképe szerint ez a fluviális ciklus már jelentős túlterjedéssel települ A1-re, ekkor következik be DK-en a D-É-irányú üledékgyűjtő kiteljesedése. Az A3 ciklus

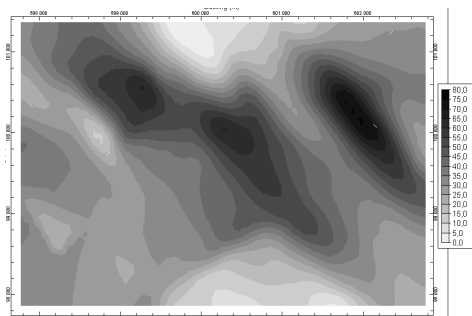
izovastagság-térképén látszik, hogy az akkumuláció centruma DK-en, részben az andezittest fölé helyeződött át, ami arra utal, hogy immár az is alacsonyabbá vált, mint a környező hegységkeret. Az A4 ciklus kis vastagsága és lokális jellege arra enged következtetni, hogy jelentős kiemelkedés játszódott le a területen. A vonatkozó fáciestérképek továbbra is a DK-ÉNy-i lehordási irányok domináns szerepét jelzik.

Megállapítható tehát, hogy a kiemelkedés mechanizmusát tekintve sem fűrési, sem szeizmikus adatok nem utalnak a mezozóos képződmények északi vergenciájú, miocén üledékekre történő feltolódására, azaz az 1-3. feltolódások miocén reaktiválására.

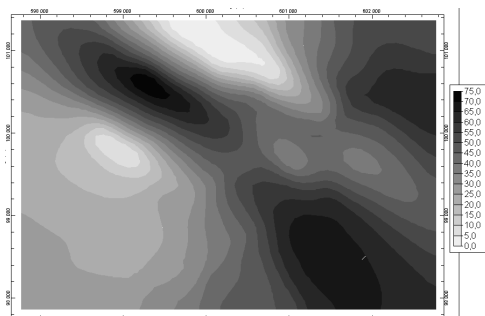
Mindazonáltal, a fűrési háló sűrűségét figyelembe véve, nem zárhatjuk ki teljesen az ilyen jelenségek legalább kismértékben való jelenlétét. Mivel a mezozóos képződmények miocén üledékekre történő feltolódását az Északi Pikkely visszapikkelyeződéseihez kapcsolódóan már korábban is dokumentálták (WEIN, 1965) a mélyfúrásokban (pl. M-33, M-13), úgy gondolom, hogy a Máza - Váralja-Dél-i terület alaphegységi tömegének miocén kiemelkedése egy többé-kevésbé egységes mezozóos tömeg kiemelkedéseként fogható fel, nem pedig a kréta-paleogén pikkelyeződés miocén folytatásaként.



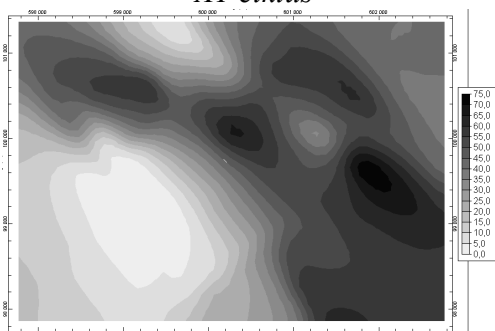
A0 csonka ciklus



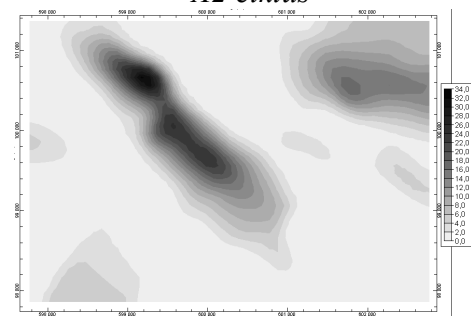
A1 ciklus



A2 ciklus



A3 ciklus



A4 ciklus

48. ábra A miocén felső fluviális rétegsor elemi ciklusainak vastagsági kifejlődései Máza-Váralja-Dél területén

9.4.3. A szerkezetalakulás fő lépései az Északi Pikkely esetében

9.4.3.1. Az Északi Pikkely deformációjának története

Mivel a Va-1 szeizmikus szelvény nem keresztezi az Északi Pikkelyt, ezáltal a 37. ábra G-K szakaszai már hipotetikus elemeket is tartalmaznak, azonban a Va-1 és Si-7 szelvények értelmezése alapján feltételezhetjük, hogy az Északi Pikkely a fent említett pikkelyrendszer részének tekinthető. Ezek

alapján a neogén deformáció előrehaladtával egy újabb lenyíródás indult meg a bázison, továbbá egy negyedik feltolódás, valamint ezzel összefüggően egy újabb pop-up szerkezet alakult ki az előtértől távolabb, a kompressziós fejlődés késő kárpáti-középső miocén megújulásához kapcsolódóan (**37H. ábra** – 6. és 7. kompressziós szakaszok) mintegy 6%-os térrövidülést okozva. Az ezt következő deformáció már nem vezetett újabb feltolódások kialakulásához, azonban a 9. szakasz során egy sor visszapikkelyeződés (**37I. ábra**) keletkezett, ami 1,5%-os térrövidülést okozott.

Az erőteljes deformációs fázishoz kötődő intenzív térrövidülés a szarmata során egy visszapikkelyeződést eredményezett, amely mentén 10,5%-os térrövidülés mutatható ki. Ennek eredménye, hogy az Északi Pikkely mezozoos tömege déli irányban föltolódott a miocén medencekitöltő üledékekre (**37J. ábra**), ezáltal a miocén képződmények gyűrődését okozva. A további neogén kompressziók eredménye tehát nem újabb északi vergenciájú feltolódás képződése, hanem további visszapikkelyeződések kialakulása, mely egy 4,5%-os térrövidülést vett fel (**37K. ábra**). Mivel a visszapikkelyeződések sorozata miocén üledékekre tolódott, a kompresszióknak ez a szakasza már neogén tektonofázisokhoz köthető.

9.4.3.2. Az Északi Pikkely deformációinak kora

A Mecsek hegység környékén előforduló harmadidőszaki feltárások módszeres vizsgálata alapján CSONTOS ET AL. (2002) 5 főbb szerkezeti eseményre osztotta a Mecsek fejlődését:

(1) Transzpresszióval és térrövidüléssel összefüggő késő paleogén – korai miocén feltolódás, mely a Dél-Mecsekben kezdődött, majd az ottngai időszak során folytatódott és a Görcsönyi kristályos vonulat feltolódásos kiemelkedését okozta.

(2) Késő kárpáti – középső miocén észak-déli feltolódás, amely csapás menti vetőket hozott létre az általánosságban süllyedő Mecsek

területén, továbbá megindult az ÉÉNy-DDK transzverz vető, mint normál vető újbóli aktiválódása.

(3) Késő szarmata erős deformációs fázis, amely az Északi Pikkely közelében gyűrődésekhez és feltolódásokhoz vezetett.

(4) Korai pannon ÉNy- DK irányú transztenzió, melynek eredményeképpen fiatal normál vetők képződtek.

(5) Késő pannon ÉNy – DK kompresszió, ahol a Görcsöny – Máriakémei vonulat (Mecsek) és a Villányi-hegység a tölti be legfőbb pop-up szerkezet szerepét a feltolódásos-töréses rendszerben.

Az Északi Pikkely kialakulásával kapcsolatban a feltolódások kialakulási idejének eldöntését segíti a fiatalabb üledékekkel való szerkezeti kapcsolatok vizsgálata, deformációinak kora számos bányabeli és mélyfúrásai adattal igazolt. A felszín alatti bányászat (Kaolin-táró) jelentős mennyiségű ottnangi riolittufát tárt fel, mely a kiemelt triász sorozat és a sziliciklasztos kőszenes formáció közé ékelődött, a pop-up szerkezet visszapikkelyeződése mentén. A mezozoos képződmények miocén üledékekre történő feltolódása az Északi Pikkely visszapikkelyeződése révén számos mélyfúrásban megfigyelhető (pl. M-33, M-13). Ugyanakkor a pikkelyszerkezet pannon szekvenciákra történő északias irányú feltolódásával kapcsolatban is rendelkezünk olyan adatokkal, melyek a kompresszió pannon szakaszait igazolják (WEIN, 1965).

10. ÖSSZEFOGLALÁS

A Kelet-Mecsek északi részén található alsó-jura (hettangi) széntelepes szekvenciák (Mecseki Kőszén Formáció) bányászati célú kutatásainak és az azzal kapcsolatos szénkitermelésnek mintegy 300 évre visszanyúló története van.

Üledékes rétegsorban egy sikeres földtani rekonstrukció és bányászati célú nyersanyagkutatás alapja a minél nagyobb felbontású és minél biztosabb rétegtani korreláció. Ez a megállapítás hatványozottan igaz, ha a fúrások közötti korrelációt az öskörnyezeti, ill. szerkezeti viszonyok bonyolult jellege nehezíti.

A Máza-Váralja- Déli kutatási területen a Mecseki Kőszén Formáció partközeli hatások által zavart környezetben lerakódó soktelepes kőszénösszlet szerkezetiileg is erősen igénybe vett módon jelentkezik.

A korábbi évek folyamán mind az Északi Pikkelyre, mind a Máza-Dél – Váralja-Dél-i területre tett szerkezeti megállapítások nagy része a mai napig helytálló.

A mázai kutatási területre vonatkozó korábbi jelentések (NÉMEDI VARGA ET AL. 1979; SZILÁGYI ET AL. 1985) ugyan már kiterjedtek a széntelepes csoportok előzetes rétegtani azonosítására is, a modellezés rétegtani kereteit azonban végső soron a teljes széntelepes formáció határai jelentették.

A jelenlegi földtani vizsgálat és modellezés során egységes digitális adatbázist hoztam létre, a földtani (litológia, paleontológia, szedimentológia), geofizikai (mélyfúrás geofizika, szeizmikus adatok) és laborvizsgálati adatokra vonatkozóan.

Vizsgálataim a régi mélyfúrás adatok naplójának újrafeldolgozásán alapultak, melynek során 90 fúrás és azokhoz kapcsolódó szeizmikus szelvények adatainak részletes feldolgozásával, a Mecsekre jellemző erősen

változó dőlésviszonyok zavaró hatásának kiküszöbölésével, továbbá az elérhető litológiai és fáciesadatok figyelembe vételével, a nagy felbontású szekvenciasztratigráfia fogalomrendszerére alapozva elvégeztem a széntelepek fűrésok közötti korrelációját.

A reflexiós geofizikai szelvények szisztematikus földtani értékelésével térképeztem a szerkezeti vonalak helyzetét és jellegét, jelentős mértékben módosítva a korábbi szerkezeti modelleket is (WEIN, 1962; NÉMEDI VARGA, 1979; SZILÁGYI, 1985).

A szerkezeti viszonyok és a szerkezetfejlődési modell ismertetése előtt a Kelet-Mecsek közismerten bonyolult szerkezete miatt szükségzerű volt a fő szerkezeti elemek viszonyainak tisztázása, melyek kimutatásához és értelmezéséhez kiindulópontul a szeizmikus reflexiós adatokat választottam. Megfigyelhető volt, hogy a Mecseki Kőszén Formáció jellegzetessége a már korábban is megfigyelt (BRAUN ET AL. 1985) reflexiók sorozata, melyek száma leggyakrabban 4.

A Mecsekben korábban végzett rétegtani korrelációk biosztratigráfiai (Phyllopora, Ostrea) és eseménysztratigráfiai (két beágyazott tufitszint) alapon történtek (NAGY J., 1965). A rétegtani párhuzamosítás másik megközelítése a fáciesegységek korrelációja (NAGY E., 1969) volt. Az itt alkalmazott kifejlődések (alsó - lakusztrikus, középső - delta, felső - paralikus) jól összeegyeztethetők az általános fáciesmodellek fogalmi rendszerével.

A delta környezetekben jelentkező, szénképződéssel járó fácieskörnyezetek azonosítására GALLOWAY – HOBDAV (1983) fáciesmodelljét vettem alapul, összevetve a Mecseki széntelepes rétegsor kapcsán korábban publikált fáciestani munkákkal, kiegészítve a szekvenciasztratigráfiai eredményekkel (BOHACS - SUTER, 1997). Ezek alapján a medencebelső felől a part irányába

haladva a parttal párhuzamos zátony és hozzá kapcsolódó transzgressziós háttérlagúna, alsó deltasík, az alsó – felső deltasík átmenete és a felső deltasík környezetek különíthetők el.

Jóllehet, a disszertáció során a fő feladat a széntelepes rétegsor rétegtani és szerkezeti viszonyainak tisztázása volt, azonban nem kerülhettem meg a miocén medencekitöltő üledéksor horizontális elterjedésének, vastagságának, vertikális tagolásának és horizontális jellegváltásainak kérdéseinek tisztázását sem.

A disszertáció során az alábbi eredményekre jutottam:

1. A Máza-Váralja- Déli területen a mélyfúrési geofizikai görbék újraértékelésével megtörtént a Mecseki Kőszén Formáció rétegtani továbbtagolása, azonosítva az üledékes szekvenciákat, négy szekvenciára és 24 paraszekvenciára bontva a széntelepes formációt. Ennek segítségével a későbbiek során lehetővé vált a jelentősebb szénpadok rétegtani azonosítása és közvetlen rétegtani korrelációja is a Keleti Mecsek további területein is.
2. Értékeltem az átlagos kéntartalom telepenkénti vertikális, illetve a telepvastagság vertikális és horizontális változásait az egyes üledékes rendszeregységek fáciestani jellemzése érdekében. A beágyazó (meddő) üledéksor izovastagsági adatai, továbbá a széntelepek hamutartalma és vastagsági adatai alapján megtörténhetett az ősföldrajzi irányok meghatározása és az átlagos kéntartalom alapján feltételezett fáciestikörnyezetek részletesebb jellemzése és azonosítása. Az eredmények alapján megállapítható volt, hogy a kutatási terület széntelepes rétegsorát egy transzgresszív lagúnasorozat és az ezeket követő, három deltakomplexummal jellemezhető deltasorozat alkotja fokozatos retrogradáló jelleggel.

A hamutartalom és telepvastagság telepenként történő vizsgálata során arra a következtetésre jutottam, hogy a transzgresszió kezdetén rendszerint a topográfiai magaslatok voltak az elláposodás tartós helyszínei (hamutartalom és telepvastagság maximumának egybeesése), míg a késői transzgresszió során a magaslatoktól távol eső lagúnabelsők képezték jelentették a lápfejlődés uralkodó térszínét (hamutartalom minimuma és a telepvastagság maximumának esik egybeesése).

3. A munka során javaslatot tettem a Kelet-Mecsek öt további kőszénterületének (Nagymányok, Komló, Pécs-Vasas, Hosszúhetény, Pécs) kőszénterület rétegsorával történő rétegtani korrelációra és a beágyazott széntelepek párhuzamosítására, a rétegtani korrelációs szelvényen az összevethetőség érdekében jelölve a korábbi korrelációk alapjául szolgáló tufitos szint(ek)et.
4. A mélyfúrási adatok reflexiós szelvényekbe történő illesztése során a sebességfüggvények alapján elvégeztem a szelvényekbe eső fúrások $m \rightarrow ms$ transzformációját. Ennek alapján bebizonyosodott, hogy a széntelepes rétegsorra jellemző reflexiók összeegyeztethetők a széntelepes rétegsorban azonosított négy üledékes szekvenciával.
5. A szeizmikus szelvények reflexiós szakadásainak meghatározó szerepe van mind a szerkezeti rekonstrukcióban, mind az üledékes medencék rétegsorainak elemzésében. Szerkezeti szempontból a szeizmikus szelvények legfontosabb elemei a korábban is azonosított feltolódások. A szerkezeti elemek másik jellegzetes csoportját a normál vetők alkotják. A harmadik jelentős, a területre jellemző és csak jelen munka keretében felismert és értelmezett sajátos szerkezeti elem a kisléptékű visszapikkelyeződések (back thrust) rendszere.

6. A szeizmikus és mélyfúrési adatok együttes kiértékelésével egy átfogó képet kaphattunk a Máza-Váralja-Dél-i terület és az Északi Pikkely szerkezeti felépítéséről és szerkezetfejlődésének modelljéről. A Máza-Váralja-Dél-i területen a rugalmas deformáció eredményeképpen egy nyílt, majdnem szimmetrikus, felülnézetben ÉK-DNy-i csapásirányú, DNy felé dőlő tengelyű antiklinális figyelhető meg, melyet északi vergenciájú feltolódások sorozata nyírt el és tolt el több részletben egymásra, melynek eredményeképpen K-Ny-i csapásirányú, Ny felé dőlő tengelyű antiklinális szerkezet alakult ki. A jelenlegi szerkezeti modell esetében 4 feltolódásról, a megismerés sorrendjében 1, 2, 3 és a keleti vergenciájú ún. Hidas feltolódásokról beszélhetünk.
7. A szeizmikus szelvényeken is megfigyelhető északi vergenciájú feltolódások (1-3.) kialakulása a felső-kréta – paleogén során végbement töréses deformáció eredményeként értelmezhető. Ezek a több lépésben lezajlott feltolódási, és azzal szorosan összefüggő visszapikkelyeződési folyamatok egy pikkelyszerkezet kialakulásához vezettek, melynek végén egy 13%-os térrövidüléssel is számolhatunk.
8. Az Északi Pikkely szintén ennek a pikkelyrendszer részének tekinthető, melynek keretén belül lett bemutatva. Ennek során megállapítottam, hogy a miocén fejlődése egyrészt feltolódási folyamatokkal, másrészt az ahhoz kapcsolódó pikkelyeződéssel jellemezhető, melynek végén 22,5 %-os térrövidülést vett fel.

11. SUMMARY

The stratigraphic and structural investigation of the northern part of the Eastern Mecsek has 300 years long history strongly related to the mining activity targeting the Jurassic (Hettangian) deltaic series of coal bearing sequence (Mecsek Coal Formation).

For successful geological reconstruction and exploration reliable and correct high resolution carotage correlation are required if possible.

This establishment is mainly true if these correlations are made more difficult by complicated palaeoenvironmental and tectonic conditions. In Máza-South –Váralja- South research area the great number of coal beds of Mecsek Coal Formation was deposited in environment disturbed by near shore effects and it is highly influenced structurally.

Detailed structural observations have been made on the “Northern Imbricates” and on the “Máza-South – Váralja-South” research areas mostly valid up to the present day including exploratory reports were completed in the 1980s (NÉMEDI VARGA ET AL. 1979; SZILÁGYI ET AL. 1985). Geological (stratigraphic and structural) models have been developed, with a preliminary stratigraphic interpretation of the embedded coal bearing strata (coal “seams” containing several beds). The stratigraphic surfaces of the modeling were the boundaries of the coal bearing formation.

The analysis has been established with the development of a unified digital database containing data of geological (lithology, stratal dip, paleontology, and sedimentology), laboratory (heat value, ash content, sulphur content) and geophysical data (well logs and seismic reflection).

Based on well-logs and core data of 90 fully cored deep drillings and seismic data of crossing net of seismic lines with using the possibilities provided by digital database and elimination of deforming effects of highly various dip conditions, furthermore taking the available lithological and facies data into

consideration in accordance with concepts of sequence stratigraphy completed the deep drilling corotage correlation between geophysical well-logs with high resolution.

To illustrate the development of the structural model in Máza - South dip orientated geological cross sections from three different research phases are compared (WEIN, 1962; NÉMEDI VARGA, 1979; SZILÁGYI, 1985) and the previous structural models have been significantly modified.

Due to the complicated structural setting of Eastern-Mecsek to delineate structural elements before introduction of structural relationships is a key factor in the course of geological modeling. I decided using reflection geophysical data as starting point to detect and interpret the main structural elements.

In previous reports (BRAUN ET AL. 1985), the special characteristic of the MCF was the well observable, however not interpreted reflections, the number of which is usually four.

The main method of correlating different sequences was based on biostratigraphic analogies (Phyllopod fossils, Ostrea shell beds) and on event stratigraphy (two interbedded tuffaceous horizons) (NAGY J. 1965). Another aspect of correlation was correlation established on facies units (NAGY E. 1969). This latter way of correlation can be regarded as direct preliminaries of a latter sequence stratigraphic correlation. The lower lacustrine, middle deltaic and upper paralic tract of the sequence can be directly interpreted from the aspect of sequence stratigraphy.

A detailed description of the facies models for coal bearing sedimentary successions has been given by GALLOWAY – HOBDAV (1983) to make comparisons with earlier sequence stratigraphic results (BOHACS - SUTER, 1997) and facies models for coal bearing successions in the Mecsek Mts.

According to their foreshadowing discussion, the main facies zones in a deltaic succession are the transgressive back-barrier lagoon, the lower delta-plain, the transition between the lower and upper-delta plain and upper delta-plain.

However, the main aspect of the geological research was the stratigraphic and structural modeling of the Jurassic coal bearing sequence, detailed analysis of the horizontal and vertical architecture of the filling series of Miocene basin was also essential.

The main theses of this work are:

1. In the course of this geological investigation, carotage correlation between coal fields of Mecsek with systematic evaluation of deep drilling geophysical well logs were performed meanwhile identifying the seismically observable sedimentary sequences to dissect the MCF into four “sequences” and 24 mostly coal capped parasequences, thus enabling the direct correlation and stratigraphic identification of the significant coal beds themselves.
2. Vertical changes of sulphur content and the vertical and horizontal changes of coal seam thickness were analyzed with the summary of available facies models. We analyzed the isopach data of embedded sequence and ash content of coal seams to describe the systems tracts or determine the palaeoenvironmental directions. The coal bearing formation consists of a transgressive back barrier lagoon complex and three subsequent, gradually retrograding delta complexes. Studying ash content and seam thickness according to seams/seam groups revealed that swamp development occurred generally in the topographic highs at the beginning of transgression (maximums of ash content and seam thickness overlap) at the time of late

transgression, however, the inner areas of lagoons distant from topographic highs were the areas of swamp development (minimum of ash content and maximum of seam thickness overlap).

3. I made a suggestion on correlating other coal fields of Pécs and Eastern-Mecsek (Nagymányok, Komló, Pécs-Vasas, and Hosszúhetény) marking the tuffaceous levels as one of the key levels in the previous correlations.
4. I can conclude, that the sedimentary sequences identified in down-hole, mostly on well log data, can be regarded as seismic sequences, so their horizontal extension can be traced in seismic profiles, to confirm this assumption I need to transform the metre scale of deep drillings into time-scale.
5. Discontinuities of the seismic profiles have general importance both in structural reconstructions and sedimentary basin analyses.
Szerkezeti szempontból a szeizmikus szelvények legfontosabb elemei a korábban is azonosított feltolódások. From structural point of view, the most significant elements appearing on the seismic profiles are the thrusts. The second significant type of structural elements is the normal faults. The third significant and probably the most special structural element of the region is the small scale back-thrusts of the material.
6. As a result of the thesis a new model has been established, giving a coherent picture for the structural conditions and development of the Northern Imbricates and Máza-South – Váralja-South research areas, integrating all the available data of different sources, from deep drillings through geophysical investigations to the field measurements.

As a result of ductile deformation, an open, almost symmetric, southward plunging anticline has been reconstructed in the Máza-South – Váralja-South area confirmed by seismic and downhole data. The axial plane of the anticline is striking practically North-South. This anticline has a gradual transition westward, into another open, almost symmetric, westward plunging anticline the axial plane of which is striking practically West-East. The dominant set of elements of the generalized model is the series of thrusts with northern vergence numbered from 1 to 3 and the “thrust Hidas” with eastern vergence at the eastern margin of the study area.

7. Related to the brittle deformation of the Máza-South – Váralja-South area, a series of thrusts with northern vergence numbered from 1 to 3 have been detected in seismic sections. The set of thrusts together with the associated backthrusts can be interpreted as the result of a multi-phase compression causing in sequence thrust wedge development. This Cretaceous – Paleogene thrust wedge development accommodated a shortening of 13 %.
8. The Northern Imbricates has been re-interpreted as a part of this thrust wedge system. Its Miocene development represents an in sequence thrust and a set of out of sequence backthrusts accommodating a shortening of 22.5 %

12. IRODALOMJEGYZÉK

- ALTSCHULER, Z.S. – SCHNEPFE, M.M. – SILBER, C.C. – SIMON, F.O., 1983. Sulfur diagenesis in everlades peat and origin of pyrite in coal. *Science* 221, 221-227.
- BABICS, A., 1967. Az észak-mecseki kőszénbányászat története – Akadémiai Kiadó, Budapest, 204 p.
- BABICS, A., FEJÉR, L., 1972. Bányászati nyersanyagelőfordulások és a bányászati tevékenység történetének vázlata az észak-mecseki bányavidéken. In: Az észak-mecseki bányavidék regionális vizsgálata – Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 17-33.
- BAGANZ, B.P., HORNE, J.C., FERM, J.C., 1975. Carboniferous and Recent lower delta plains – a comparison. *Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans.* 37, pp. 556-591.
- BALKAY, B. – BALOGH, K. – IMREH, L. – KILÉNYI, T., 1955. A Pécs-komlói kőszénvonulat. Hosszúhetény, Vasas, Zobák, Mecsekszabolcs. 1954 évi felvételi jelentés – KFA
- BARABÁS, A., 1961: Földtani ritmusok és ciklusok - Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár
- BENKOVICS, L., MANSY, J.L., CSONTOS, L., BERGERAT, F., 1997. Folding in the Abaliget roadcut (Mecsek Mountains). *Acta Geol. Hung.* 40/4, 425–440.
- BEUDANT, F.S., 1822. Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. II. – Paris, pp. 512-564.
- BIMBÓ, M., 1971. Pécsbányatelep. In: A Mecsek hegység alsó-liász kőszénösszlete. *Teleptan – MÁFI Évk.* 51. 3., pp. 17-27.
- BOHACS, K., SUTER, J., 1997. Sequence stratigraphic distribution of coaly rocks: fundamental controls and paralic examples. *AAPG Bulletin* 81, 1612–1639.
- BÓNA, J., 1969. Palynológia. In: A Mecsek hegység alsó-liász kőszénösszlete. *Földtan – MÁFI Évk.* 51. 2., pp. 623-707.
- BÖCKH, J., 1907. Szakvélemény a pécsi liász szénnek Zsibrik, Ófalu, Kisvarasd, Varasd, Nádasd, Pusztafalu, Ráczmecske és Pécsvárad határában való esetleges előfordulásáról - KFA
- BRAUN, L., KÓNYA, A., TIMÁR, Z., 1985. A Mecsek és a Villányi-hegység környékének geofizikai vizsgálata. *MÁELGI* 1984. Évi Jel., pp. 53–56.
- CECIL, C.B. – STANTON, R.W. – DULONG, F.T. – RENTON, J.J., 1979. Geologic factors that control mineral matter in coal. In A.C. Donaldson, M.W. Presley, J.J. Renton (eds.) *Carboniferous coal guidebook*, Vol. 3, pp. 43-56. *W. Va. Geol. and Econ. Surv.*

- COLEMAN, J.M. – GAGLIANO, S.M., 1964. Cyclic sedimentation in the Mississippi River deltaic plain. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.* 14, pp. 67-80.
- CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BERGERAT, F., MANSY, J.L., WÓRUM, G., 2002. Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek – Villány area, SW Hungary). *Tectonophysics*, 357, 81-102.
- DAVIS, D.M., ENGELDER, T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics* 119, 67–88.
- DAVIS, W.M., 1902. Baselevel, grain and peneplain. *Journal of Geology.* 10. pp. 77- 11.
- DE MARSILY, G., 1986. Quantitative hydrogeology. Groundwater hydrology for engineers. Academic Press, Inc., 440 p.
- DEMETER G. ET AL., 2010. A 3D modellezés (Rockworks) lehetőségei a mázai miocén rétegsor és a fejlődéstörténet rekonstrukciójában. In: Dr. Lóki J. - Demeter G. eds.: Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában. Debrecen, pp. 405–403.
- DIESSEL, C. F. K., 1992. Coal-Bearing Depositional Systems. - Springer-Verlag, Berlin, p. 721.
- ELLIS, S., SCHREURS, G., PANIEN, M., 2004. Comparison between analogue and numerical models of thrust wedge development. *Journal of Struct. Geology* 26, 1659–1675.
- FEJÉR, L., 1955. A Pécsi Szénbányászati Tröszt pécsbányái üzemének földtani jelentése – MSZ
- FEJÉR, L., 1971. A mecseki alsóliász kőszénösszlet gazdaságföldtani értékelése. In: A Mecsek hegység alsó-liász kőszénösszlete. Teleptan – MÁFI Évk. 51. 3., pp. 177-195.
- FERM, J.C. – CAVAROC, V.V., JR., 1969. A field guide to Allegheny deltaic deposits in the upper Ohio Valley. Pittsburg and Ohio Geol. Socs. Guidebook.
- FISHER, W.L., 1969. Facies characterization of Gulf Coast Basin delta systems, with some Holocene analogues. *Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans.* 19, pp. 239-261.
- FOETTERLE F., 1852. Mitteilung der Lagerungsverhaeltnisse der Kohlenformation bei Fünfkirchen – *Jahrb. D. k. k. Geol. R. A. Wien* 3., pp. 142-143.
- FÖLDI M. - HÁMOR G. - HETÉNYI R., - NAGY E. - NAGY I. - BILIK I. 1970. Komló (A Mecsek hegység földtani térképe, 10000-es sorozat). Észlelési, földtani és mélyföldtani változatok – MÁFI Kiadv., Budapest

- FORGÁCS, Z. - PÜSPÖKI, Z. - SOÓSNÉ KABLÁR J., 2011. A Mecseki Kőszén Formáció szekvenciasztratigráfiai tagolása. BKL Bányászat 144, pp. 6-11.
- FORGÁCS, Z., ET AL., 2011. A Máza-Váralja-Dél kőszenes terület földtani szerkezetének rekonstrukciója. BKL Bányászat 145, pp. 1-7.
- FREEZE, R. A. – CHERRY, J.A., 1979. Groundwater. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, NJ.
- GALLOWAY, W.E., HOBDAI, D.K., 1983. Terrigenous Clastic Depositional Systems Applications to Petroleum, Coal, and Uranium Exploration – Springer-Verlag p. 423.
- GREB, S.F., CHESNUT JR., D.R., EBLE, C.F., 2004. Temporal changes in coal-bearing depositional sequences (Lower and Middle Pennsylvanian) of the Central Appalachian Basin, U.S.A. In: Phasin, J.C., Gastaldo, R.A. (Eds.), Sequence stratigraphy, paleoclimate, and tectonics of coal-bearing strata: AAPG Studies in Geology, vol. 51, pp. 89–120.
- GRÓSZ, Á., 1899. Szakvélemény Hosszúhetény szénterületéről. - KFA
- GRÓSZ, Á., 1900. Nagymányok, bányászati értekezés. Térképek. KFA
- GYALOG, L. szerk., 1996. A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása – MÁFI Alkalmi Kiadványa 187, Budapest, 171 p.
- GYALOG, L. – BUDAI, T. 2004. Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. MÁFI Évi Jelentése 2002-ről, pp. 195-232.
- GYOVAI D. L. – SZALAI I. – KUBÓ S., 1954. Kossuth-akna földtani jelentése – KFH adattár, Budapest
- GYOVAY D. L. ET AL., 1967. Hosszúhetényi terület előzetes földtani kutatásának zárójelentése – KFH Adattár
- HÁMOR G., 1970. A Kelet-Mecseki miocén. MÁFI Évkönyve, 53/1
- HÁMOR G. – NAGY E. – FÖLDI M., 1966. Pécs-Vasas (A Mecsek hegység földtani térképe, 10000-es sorozat). Észlelési változat és földtani változat – MÁFI kiadv., Budapest
- HÁMOR G. – NAGY E. – FÖLDI M., 1967. Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 10000-es sorozat. Pécsvárad – MÁFI kiadv., Budapest, 57 p
- HÁMOR-VIDÓ, M. – HÁMOR, T., 2007. Sulphur and carbon isotopic composition of power supply coals in the Pannonian Basin, Hungary – International Journal of Coal Geology, 71. pp. 425-447.
- HARANGI SZ., 1994. Trace element geochemistry and petrogenesis of the continental rifttype Mecsek Volcanics, South Hungary. Lihos 33, 303-321
- HEGYI–NAGY J. 1963: Jelentés a Mecsek hegység produktív összletében végzett faciológiai vizsgálatokról - Kézirat

- HERTLE L., 1873. Die Kohlenablagerungen bei Fünfkirchen in Ungarn –
Zeitschr. des Berg- und Hüttenm. Ver. Für Kaernten, Klagenfurt 5.
- HETÉNYI R. – HÁMOR G. – FÖLDI M. – NAGY I. – NAGY E. – BILIK I., 1982.
A Keleti Mecsek földtani térképe (M= 1:25000) – MÁFI kiadv.,
Budapest
- HOBDAV, D.K., 1974. Beach- and barrier-island facies in the Upper
Carboniferous of Northern Alabama. In: geol Soc Amer. Spec. Pap.
148, pp. 209-223.
- HOFMANN K., 1872-1876: Kéziratos mecseki földtani térképek 1:28000 –
MÁFI Térképtár, Budapest
- HOFMANN, K., 1907. Adatok a Pécsi-hegység geológiájához. Földtani
Közlöny 37, 111–116.
- HORNE J.C., 1979. Criteria for recognition of depositional environments. In
J.C. FERM, J.C. HORNE (ed.), Carboniferous depositional environments in
the Appalachian region, pp. 295-300. Univ. South Carolina, Carolina
Coal Group
- HORNE, J.C. – FERM, J.C., 1976. Carboniferous depositional environments in
the Pocahontas Basin, eastern Kentucky and southern West Virginia.
Univ. South Carolina, Carolina Coal Group.
- HORNE, J.C. – FERM, J.C. – CARUCCIO, F.T., BAGANZ, B.P., 1978.
Depositional models in coal exploration and mine planning in
Appalachian region. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 62, pp. 2379-
2411.
- HOWELL, D.J., FERM, J.C., 1980. Exploration model for Pennsylvanian upper
delta plain coals, southwest West Virginia. Amer. Assoc. Petrol. Geol.
Bull. 64, pp. 938-941.
- HUNT, D., TUCKER, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced
regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall.
Sedimentary Geology vol. 81, 1–9.
- HUNT, D., TUCKER, M.E., 1995. Stranded parasequences and the forced
regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall-reply.
Sedimentary Geology vol. 95, 147–160.
- KAISER, W.R. – AYERS, W.B., JR., LABRIE, L.W., 1980. Lignite resources in
Texas. Bur. Econ. Geol. Univ. Texas, Austin, Rept. Invest. 104.
- KÁLI, Z., 1962. Üledékciklusosság a mecseki alsóliász kőszénteleges
összletben. – Földt. Kut. 5. 12-32.
- KÁLI, Z., 1963. Üledékciklusosság a kőszénteleges összletben, ennek
jelentősége a földtani kutatásban. In: Geológia I – Mérnöki
Továbbképző Int. Kiadv. Budapest, pp. 405-453.
- KISS, E. Z., 1983. Karotázs földtani eredmények a Máza-Dél – Váralja-Dél-i
területen – Földt. Kut. 26. 2-3., pp. 67-72.

- KLEIDORFER F., 1898. Pécs vidéke ásványszén tartalmazó liász-hegysége, OMBKE, Selmechánya
- KOVÁCS E., 1987. A Mecseki feketeköszén kutatás elmúlt tíz éve – Földt. Kut. 30. 4., pp. 27-36.
- LÁDA Á. 1961: A mecseki liász kőszén komplex vizsgálata és telepazonosítása – MÁFI Évk. 49. 4., pp. 855-560.
- LÁDA, Á. – NAGY, E. 1961. Rétegazonosítás a pécs-vasasi kőszénvonulatban Phyllopora fajok alapján – MÁFI Évk. 49. 4. pp. 861-867.
- NAGY, E., 1964. A Pécs környéki alsó-liász kőszénösszlet kifejlődési típusai az András-aknai alapszelvényben. – MÁFI Évi Jel. 1961-ről, pp 35-40.
- NAGY, E., 1969. A Mecsek hegység alsó-liász kőszénösszlete. – Magyar Áll. Földt. Int. Évkönyve 51/2.
- NAGY, E., 1971. A kőszénminőség változásának törvényszerűségei. In: A Mecsek hegység alsó-liász kőszénösszlete. Teleptan – MÁFI Évk. 51. 3., pp. 169-173.
- NAGY E. - FORGÓ L. 1967. A Keleti-Mecsek feketekőszénösszletének prognózistérképe (M=1:50000) – MÁFI kiadv., Budapest
- NAGY E. – NAGY J. 1969. A Mecsek hegység alsó-liász kőszénösszlete. – Magyar Áll. Földt. Int. Évkönyve 51/2., pp. 261-287.
- NAGY, J., 1965. Azonosítási lehetőségek a Mecsek hegységi alsóliász kőszénösszletben – Magyar Áll. Földt. Int. Évi Jelentése az 1965. évről, pp. 39–56.
- NAGY, J., 1971. A Mecsek hegység alsó-liász kőszénösszlete. – Magyar Áll. Földt. Int. Évkönyve 51/3.
- NÉMEDI VARGA, Z., 1963. A hosszúhetényi feketeköszénterület földtani és hegységszerkezeti viszonyai – Egyetemi doktori értekezés. NME, Miskolc
- NÉMEDI VARGA, Z., 1967. A Mecseki feketekőszén szénülése és a hegységszerkezeti mozgások kapcsolata – MÁFI Évi Jel. 1965. évről, pp.57-67.
- NÉMEDI VARGA, Z., 1969. A Mecsek hegységi feketeköszénterület földtani és hegységszerkezeti vizsgálata – Kandidátusi értekezés. Komló
- NÉMEDI VARGA, Z., 1971. A Szászvár-Máza-Váralja-Nagymányok D-i feketeköszénterület. In: A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete. Teleptan – MÁFI Évk. 51. 3, pp. 152-162.
- NÉMEDI VARGA, Z., 1983. A Mecsek hegység szerkezetalakulása az alpi hegységképződési ciklusban. MÁFI Évi Jel. 1981-ről, pp. 467–484.
- NÉMEDI VARGA, Z., 1984. A Mecsek hegységi feketeköszénterületek fűrésos kutatásának áttekintése. In: Közlemények a magyarországi ásványi nyersanyagok történetéből. II. – NME kiadv., Miskolc, pp. 51-82.

- NÉMEDI VARGA Z., 1987. Regionális eltérések a mecseki feketekőszéntelepek gázkítörésveszélyességének kialakulásában – BKL Bányászat **120.** 5., pp. 216-302
- NÉMEDI VARGA Z., 1992. A komlói és a Máza-Dél – Váralja-Dél-i feketekőszén-terület összehasonlító földtani vizsgálata. In: A Bányamérnöki Kar tanszékeinek kutatási eredményei – NME Kiadv., Miskolc, pp. 121-126.
- NÉMEDI VARGA, Z., ET AL., 1979. “Máza-Dél”–“Váralja-Dél”-i Feketekőszénterület földtani kutatási jelentése. NME Földtan-Teleptani Tsz., Szm. 263-V-20/1978. sz. kutatási-fejlesztési munka. I-VIII kötet. Miskolc, KFH Adattár
- NÉMEDI VARGA Z (szerk.), 1995. A mecseki feketekőszén kutatása és bányaföldtana. Miskolc, Miskolci Egyetem Központi Könyvtár és Levéltár
- NÉMEDI VARGA, Z., 2006. A Mecseki Kőszén Formáció ősföldrajzi viszonyai. A Miskolci Egyetem Közleményei. Bányászat. 69. pp.17-30.
- NOSZKY, J. IFJ., 1953. A Mecsekhegység ÉK-i szegélyének földtani vázlata – MÁFI Évi Jel. 1950-ről pp. 145-151.
- NUMMEDAL, D., RILEY, G.W., TEMPLET, P.L., 1993. High-resolution sequence architecture: a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U., Allen, G.P. (Eds.), Sequence Stratigraphy and Facies Associations: International Association of Sedimentologists Special Publication, vol.18, pp. 55–68.
- PATAKY, CS., 2009. Miocén folyóvízi rétegsorok szekvenciasztratigráfiai alapú rekonstrukciója a Mecsekben 3D modellezés segítségével. - Egyetemi szakdolgozat. DE, Debrecen
- PETERS, K. F., 1862. Über den Lias von Fufkirchen. Sitzungsber. D. k. Akad. D. Wiss. Wien, Mat. Nat. Kl. Bd. 46.
- PHILIPS, S. – BUSTIN, R.M., 1996. Sulfur in the Changuinola peat deposit, Panama, as an indicator of the environments of deposition of peat and coal. J. Sediment. Geol. 66, 184-196.
- PLINT, A.G., NUMMEDAL, D., 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis, irz. In: Gawthorpe, R.L.G., Hunt, D. (Eds.), Sedimentary Responses to Forced Regression: Geological Society of London Special Publication.
- PLINT, A.G., MCCARTHY, P.J., FACCINI, U.F., 2001. Nonmarine sequence stratigraphy: updip expression of sequence boundaries and systems tracts in a high resolution framework, Cenomanian Dunvegan

- Formation, Alberta foreland Basin, Canada. AAPG Bulletin 85, 1967–2001.
- POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T., VAIL, P. R., 1988. Eustatic controls of clastic deposition I - Conceptual framework. *In: Sea level changes: an integrated Approach*, Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa, 42, 109-124.
- PÜSPÖKI, Z., ET AL., 2009A. Kutatási zárójelentés Máza-Váralja-Dél feketekőszéntelepes összlet földtani kutatásáról. Calamites Ltd., Pécs.
- PÜSPÖKI, Z., ET AL., 2009B. Truncated higher order sequences as responses to compressive interplate tectonic events superimposed on eustatic sea-level rise. *Sedimentary Geology* 219: 208-236
- PÜSPÖKI, Z., ET AL., 2012. Stratigraphy and deformation history of the Jurassic coal bearing series in the Eastern Mecsek (Hungary). *International Journal of Coal Geology* Vol.102, pp. 35-51.
- RENTON, J.J. – CECIL, C.B., 1979. The origin of mineral matter in coal. In A.C. Donaldson, M.W. Presley, J.J. Renton (eds.), *Carboniferous coal guidebook*, Vol. 1, pp. 206-223. W. Va. Geol and Econ. Surv.
- ROTH, F., HOFFMANN, R., 1911. Jelentés a Szászvár déli területről – KFA
- ROZLOZSNIK, P., 1936. A Bihar-hegycsoport tektonikai helyzete a Kárpátok rendszerében – MTA Mat. és Term. tud. Ért., Budapest 55.
- RYER, T.A. – PHILLIPS, R.E. – BOHOR, B.F. – POLLASTRO, R.M., 1980. Use of altered volcanic ash falls in stratigraphic studies of coal-bearing sequences: an example from the Upper Cretaceous Ferron Sandstone Member of the Mancos Shale in central Utah. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 91, pp. 579-586.
- SAXENA, R.S., 1976. Modern Mississippi Delta – depositional environments and processes. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. and Soc. Econ. Paleont. Mineral. Guidebook*
- SCHUMM, A., 1993. River response to base-level change: Implications for sequence stratigraphy: *Journal of Geology*, v. 101, p. 279–294
- STAUB, J.R. – COHEN, A.D., 1978. Kaolinite enrichment beneath coals: a modern analog, Snuggedy Swamp, South Carolina. *Journ. Sediment. Petrology* 48, pp. 203-210.
- STAUB, J.R. – COHEN, A.D., 1979. The Snuggedy Swamp of South Carolina: a back-barrier estuarine coal-forming environment. *Journ. Sediment. Petrology* 49, pp. 133-144.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E., 1958: A délmecseki liász kőszén származása az új kollektív vizsgálatok tükrében - MÁFI Évk. 45. 1., 315-355.
- SZÉKYNÉ FUX V., 1952. A magmás kőzetek szerepe a komlói kőszénösszletben – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5. 3., pp. 187-209.

- SZENTE, I., 1993. Benthosz tarsulások változásai egy korai jura delta-sorozatban (A Mecseki Koszén Formáció Pécsbányánál). Őslénytani Viták, 39. 13–23.
- SZILÁGYI, T., ET AL., 1985. Összefoglaló jelentés a Máza-Dél Váralja-Dél feketeköszén terület felderítő fázisú kutatásáról és készletszámításáról. Bányakapitányság, Pécs
- SZIRTES, B., 1994. A mecseki kőszénbányászat – Kútforrás Kft. kiadv., Pécs, 690 p.
- TARI, G., 1992. Late Neogene transpression in the Northern Thrust Zone, Mecsek Mts., Hungary. Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae Sectio Geologica 29, 165–187.
- VADÁSZ, E., 1910-1916. Mecseki kéziratos földtani térképek 1:25000 méretarányban – MÁFI Térképtár
- VADÁSZ E., 1935. A Mecsekhegység – Magyar tájak Földt. Leírása 1. (Melléklet: A Mecsek-hegység földtani térképe. M=1:75000), 180 p.
- VADÁSZ E., 1940. Kőszénföldtani tanulmányok – MKFI Gyak. Alk. És Népsz. Kiadv., Budapest, 123 p.
- VADÁSZ E., 1953. Magyarország földtana – Akadémiai kiadó, Bp., 395 p.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M., RAHMANIAN, V.D. 1990, Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. AAPG Methods in Exploration Series, v. 7, p. 55.
- VITÁLIS, I., 1939. Magyarország szénelőfordulásai, Röttig-Romwalter, Sopron. 407
- WEIN, GY., 1952. A komlói bányaföldtani kutatások legújabb eredményei – Földt. Közl. 82. 10-12., pp. 337-348.
- WEIN, GY., 1953. Földtani vizsgálatok Máza és Váralja környékén – MÁFI Évi Jel. 1950-ről pp. 295-300.
- WEIN, GY., 1959. A Mecsek hegység mezozoos képződményei. Júra. 1: 100000-es földtani térképpel. In: Kirándulásvezető a magyarországi mezozoos konferencia résztvevői számára – MÁFI Kiadv., Budapest, pp. 49-52.
- WEIN, GY., 1962. A “Máza-déli” feketeköszénterület (Mecsek-hegység) földtani felépítése. Bányászati Lapok 10, 655–662.
- WEIN, GY., 1965. Az „Északi Pikkely” a Mecsek hegységben - Bányászati Lapok 6, pp. 402–410.
- WEIN, GY., 1967. Délkelet-Dunántúl hegységszerkezete. Földtani Közlöny 97, 371–395.
- WINSTON, R.B., 1994. Models of the geomorphology, hydrology, and development of domed peat bodies. Geological Society of America Bulletin. 106. 1594-1604.

- WOOLLEN, I.D., 1976. Three-dimensional facies distribution of the Holocene Santee Delta. In: M.O. Hayes, T.W. Kana (eds.), Terrigenous clastic depositional environments, pp. 52-63. Univ. South Carolina
- ZIPSER, K.A., 1817. Versuch eines topographisch-minerologischen Handbuches von Ungarn – Ödenburg, p. 440.
- ZSÁMBOKI L., 1995. A Mecseki Kőszén bányászatának történeti áttekintése. In: A mecseki feketekőszén kutatása és bányaföldtana. MEKKL Kiadv., Miskolc

13. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Köszönetemet szeretném kifejezni mindazoknak, akik nélkül jelen doktori disszertáció nem jöhetett volna létre.

Mindenekelőtt nagy hálával tartozom Dr. Püspöki Zoltánnak, aki a kezdetektől fogva végigkísérte munkámat és a legfőbb segítséget jelentette a szakmai kérdésekben, továbbá támogatást nyújtott a mind a közös publikációk, mind a jelenlegi dolgozat elkészítésében.

Köszönettel tartozok Dr. Rózsa Péternek és a Debreceni Egyetem Ásvány és Földtani Tanszék további dolgozóinak, akik az évek során a segítségemre voltak.

Köszönetemet fejezem ki a Calamites Kft.-nek és Soósné Dr. Kablár Jolán geológus technikusnak, továbbá Lendvay Pálnak és Németh Lajosnak, akik a munkám során nélkülözhetetlenek bizonyuló fúrásokat, fúrásnaplókat, geofizikai és földtani szelvényeket biztosították számomra.

Köszönet a Debreceni Egyetem azon jelenlegi és korábbi hallgatóinak, akik az évek folyamán valamilyen módon segítették munkámat.

Hálával tartozom Hámorné dr. Vidó Máriának és Némedi Varga Zoltánnak a doktori disszertáció előzetes revíziójáért, amely során meglátásaikkal jelentősen segítettek a jelenlegi dolgozat elkészültét.

Végül, de nem utolsósorban köszönettel tartozom családomnak támogatásukért és mindezek mellett örök hálával tartozom feleségemnek, Editnek, aki nélkül ez a dolgozat nem készülhetett volna el

14. PUBLIKÁCIÓK AZ ÉRTEKEZÉS TÉMAKÖRÉBEN

Tudományos közlemény, idegen nyelvű, lektorált folyóiratban:

PÜSPÖKI Z.- FORGÁCS Z.- KOVÁCS ZS.- KOVÁCS E.- SOÓS-NÉ-KABLÁR J.- JÄGER L. – PUSZTAFALVI J. - KOVÁCS Z.- DEMETER G.- MCINTOSH R. W.- BUDAY T.- KOZÁK M.- VERBŐCI J.: 2012. Stratigraphy and deformation history of the Jurassic coal bearing series in the Eastern Mecsek (Hungary). *International Journal of Coal Geology* 102: 35-51. (IF:2.976) ISSN:0166-5162

PÜSPÖKI Z.- DEMETER G.- TÓTH-MAKK Á.- KOZÁK M.- DÁVID Á.- VIRÁG M.- KOVÁCS-PÁLFFY P.- KÓNYA P.- GYURICZA GY.- KISS J.- MCINTOSH R. W.- FORGÁCS Z.- BUDAY T.- KOVÁCS Z.- GOMBOS T.- KUMMER I.: 2012. Tectonically controlled Quaternary intracontinental fluvial sequence development in the Nyírség-Pannonian Basin, Hungary. *Sedimentary Geology* 283: 34-56. (IF:1.802) ISSN: 0037-0738

Tudományos közlemény, magyar nyelvű, lektorált folyóiratban:

FORGÁCS Z.- PÜSPÖKI Z.- SOÓS-NÉ-KABLÁR J.: 2011. A Mecseki Kőszén Formáció szekvenciasztratigráfiai tagolása. *BKL Bányászat* 144. 2.: 6-11. ISSN: 0522-3512

FORGÁCS Z.- PÜSPÖKI Z.- SOÓS-NÉ-KABLÁR J.- JÄGER L.- MCINTOSH R. W.- KOVÁCS Z.- KOVÁCS ZS.- KOZÁK M.- VERBŐCI J.- KOVÁCS E.: 2011. A Máza-Váralja-Dél kőszenes terület földtani szerkezetének rekonstrukciója. *BKL Bányászat* 144. 3.: 1-7. ISSN: 0522-3152

FORGÁCS Z.- PÜSPÖKI Z.- SOÓS-NÉ-KABLÁR J.- JÄGER L.- KOVÁCS Z.- KOVÁCS ZS.: 2011. A készletszámítás gyakorlati megvalósítása a máza-váralja-déli feketekőszén területen. *BKL Bányászat* 144. 5.: 2-6. ISSN: 0522-3512

Egyéb, magyar nyelvű, nem lektorált kiadványban:

PÜSPÖKI Z.- SOÓS-NÉ-KABLÁR J.- VERBŐCI J.- FORGÁCS Z.- KOVÁCS Z.- PATAKY CS.: 2008. Szekvenciasztratigráfiai megfigyelések a szerkezeti rekonstrukció szolgálatában Máza – Dél széntelepes rétegsorának példáján. *Tanulmányok a geológia tárgyköréből Dr. Kozák Miklós tiszteletére*. Debrecen, pp.41-51. ISBN: 978-963-473-178-8

PÜSPÖKI Z. - DEMETER G. - FORGÁCS Z. - SZÜCS E. - SZILÁGYI R. - TÖKÉS T.: 2010. Nyírségi vízbázisok szekvenciasztratigráfiai vizsgálata. In: Demeter G. – Püspöki Z. – Lazányi J. – Buday T. eds.: *Szekvencia-sztratigráfia alapú földtani kutatás Nyíregyháza – Szatmárnémeti térségében*. Debrecen, pp.63-89. ISBN: 978-963-87980-4-6

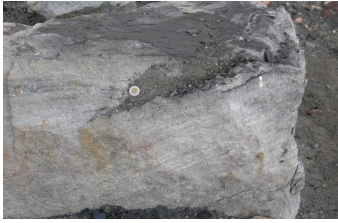
KOVÁCS Z. - FORGÁCS Z. - BÓDI E. - KOVÁCS Zs.: 2010. Bonyolult tektonikájú rétegzett kifejlődésű szilárd ásványi nyersanyag (Máza-Dél-feketeköszén) készletszámítása térinformatikai segédlettel (Geo Media). In: Dr. Lóki J. – Demeter G. eds.: *Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában*. (Térinformatikai konferencia és szakkiallítás) Debrecen, pp.397-405. ISBN: 978-963-318-116-4

PÜSPÖKI Z. - DEMETER G. - BUDAY T. - FORGÁCS Z.: 2011. Vízfolyásrendszerek azonosítása és laterális korrelációja vertikális mederszelvényeken mélyfúrási geofizika segítségével - *Interdiszciplinaritás a természet- és társadalomtudományokban* (Tiszteletkötet Szabó József geográfus professzor 70.születésnapjára) Debrecen, pp.259-266. ISBN: 978-963-318-062-4

Opponált kutatási zárójelentés:

PÜSPÖKI Z. ET AL. (2009): Máza – Váralja – Dél feketeköszén-kutatás. Földtani Kutatási Zárójelentés, Calamites Kft. – Debreceni Egyetem, Pécs-Debrecen

14. MELLÉKLETEK



A/ Szénszínóros keresztétrétegés



B/ Vályús keresztétrétegés diszperz szerves anyagokkal a rétegfelszín és keresztlemezek mentén



C/ Szénszínóros rétegfelszín bioturbációval



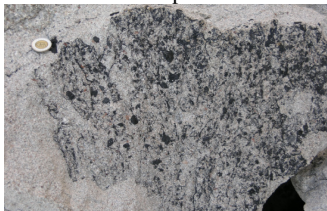
D/ Kavicsos kitöltés nyomai



E/ 2D ripple keresztétrétegés szerves anyagban gazdag aleurolitos közbetelepüléssel



F/ 2D ripple sorozatok kezdeti konvolúcióval (alul) és kisméretű bioturbációval (felül)



G/ 2D ripple keresztétrétegés kőszénszínórokkal és apró növényi töredékekkel



H/ 2D ripple keresztétrétegés kőszénszínórokkal és levéllenyomattal



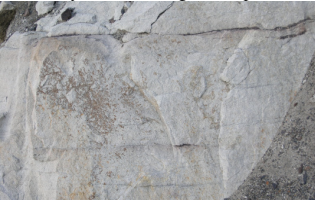
I/ Szerves anyagban gazdag agyagpala, a homokos közbetelepülés alsó részével és laterális akkrécióval



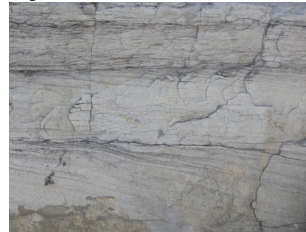
J/ Kőszénzinóros ripple keresztrégezett homokkő



K/ Vályús keresztrégzés diszperz szerves anyagokkal a rétegfelszínnek és keresztlemezek mentén



L/ Vályús keresztrégzés diszperz szerves anyagokkal a rétegfelszínnek és keresztlemezek mentén



M/ Síklemezes keresztrégzés ripple keresztrégzéssel

N/ Síklemezes rétegzés diszperz szerves anyagokkal a keresztlemezek mentén

1.tábla A homokos kifejlődés üledékes jellegzetességei



A/ Hullámos rétegzés vékony szerves anyagokkal a rétegfelszín mentén



B/ Diagenetikus deformációs struktúrák a flázeres rétegzésű homokkőben



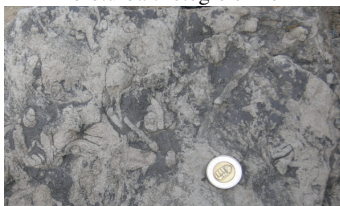
C/ Kőszénzinóros rétegfelszín flázeres rétegzésű homokkőben



D/ Flázeres rétegzésű homokkő erőteljesen bioturbált rétegfelszíne



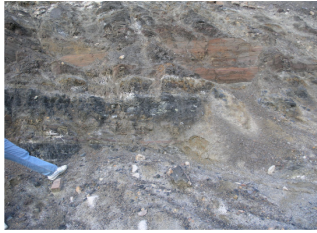
E/ Flázeres rétegzésű homokkő erőteljesen bioturbált rétegfelszíne



F/ Bioturbáció (Crustaceans ?) a lemezes rétegzésű aleurolitos anyagban, homokos kitöltéssel



2. tábla Az aleurolitcsíkos homokkő kifejlődés üledékes jellegzetességei



A/ Lemezes aleurolit vékony széntelepekkel



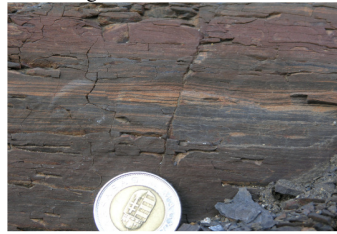
B/ Aleurolit vékony homokbetelepülésekkel



C/ Lemezes aleurolit limonitos rétegekkel



D/ Aleurolitos anyag limonitos bekérgeződéssel



E/ Lemezes aleurolit vékony homoklencsékkel



F/ Limonitos konkréciók



G/ Mélytengeri viszonyok között, gravitáció útján átmozgatott limonitos konkréció

3. tábla *A szenes aleurolit kifejlődés üledékes jellegzetességei*



A/ Koksosodott kőszén a kontakt zónában magmás telérrel



B/ Koksosodott kőszén extraklaszt a magmás telérben



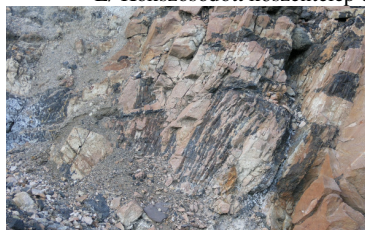
C/ Koksosodott széntelep magmás teléres benyomulással



D/ Oszlopos elválású természetes kocsz a kontakt zónában, magmás benyomulással



E/ Koksosodott kőszéntelep elágazó magmás teléres benyomulással



F/ Erősen diszperz kőszén a magmás benyomulásban



G/ Oszlopos elválású tömeges kocsz a vastag magmás benyomulásban

4. tábla *A magmás telérek kifejlődés üledékes jellegzetességei*

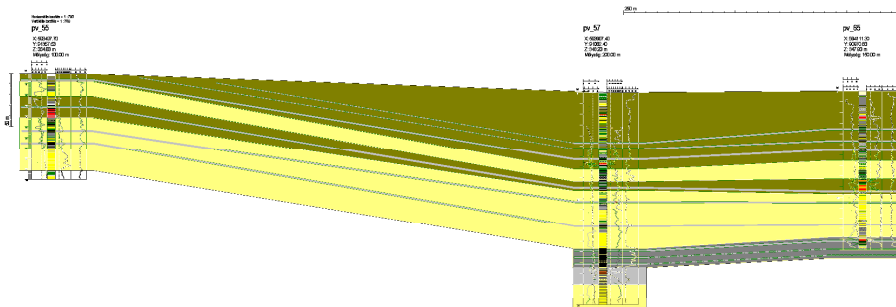
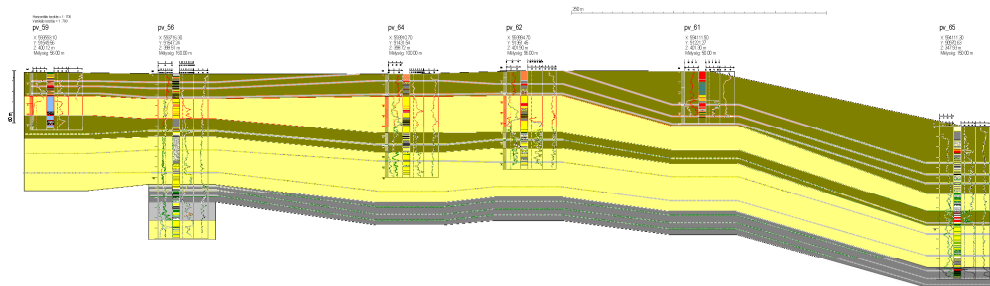
fúrásazonosító	fúrás éve	x	y	z	mélység	rekord
hh_15	1956	594520,9	91395,26	380,98	909	3545
hh_21	1963	595046,4	91194,79	279,22	1054,6	10384
hh_22	1965	597380,3	91174,5	279,37	1142	10947
hh_26	1959	59394,75	90384,94	287,37	1200,5	11950
hh_27	1961	595363,5	90306,85	269,35	1200	11972
hh_28	1965	595557,3	89874,1	247,78	1200	13271
k_132	1961	591859,7	94697,46	318,17	1188	11451
k_161	1959	590519,8	94145,62	287,37	1200,5	11950
k_173	1975	593204,5	92748,91	350,3	969,5	9591
k_174	1976	592676,2	92786,96	320,2	1000	9891
k_176	1974	592668,8	92457,25	363,46	772	7637
m_10	1960	600570,6	100415,1	295,26	870,2	10720
m_11	1960	599087,4	101009	226,28	950	11217
m_14	1976	600805,5	100720,7	290,39	680	6724
m_15	1977	599505,3	99226,55	390,39	1250	11018
m_16	1978	599279,5	100633,2	297,16	950	6995
m_17	1979	599029,1	98629,65	486,85	1501,5	11498
m_18	1979	601676,8	97861,61	329,95	1277,3	11398
m_19	1979	599969,1	99702,02	351,93	1100	11483
m_20	1979	599304,8	98924,64	416,6	1335	10184
m_21	1979	601224,6	101314,6	233,15	620	8601
m_22	1980	598439,8	100144	331,95	1366	10285
m_23	1980	600812,7	98443,27	407,99	1650	11051
m_24	1982	600521,9	97861,36	300,52	1600	11898
m_25	1981	601247,5	98857,9	295,44	1193,1	11738
m_26	1981	598669,3	100519,3	308,58	1079,5	10673
m_27	1982	601463,6	99217,17	281,54	943,6	13045
m_28	1982	598596,8	99537,39	413,24	1465	11671
m_29	1983	600352,8	98750,55	333,08	1450	12077
m_30	1983	597772,6	99570,13	350,15	1524	10349
m_31	1984	598745,8	99929,22	387,24	1351,3	12011
m_32	1984	600182,7	100845,8	317,48	700	7269
m_33	1981	599647,5	101219,2	281,25	1273	11225
m_34	1993	599578	99406	385	1056,2	4107
m_5	1954	599073,1	99713,55	361	1223	10439
m_6	1955	599424,9	100068,4	305	1281	21238
m_7	1956	599645,3	100428,3	242,3	795,47	17174
m_9	1956	600282,2	100067,6	328	1006,35	11837
nm_13	1991	603281	101928,8	238,21	80	1584
nm_14	1991	603286,4	102030,8	248,63	75	1484
nm_15	1991	603266,9	102123,8	254,22	52,6	1055
nm_16	1991	604294,6	102261,4	209,24	75	1486
nm_17	1991	604272,7	102161,6	219,71	90	1704
nm_18	1991	604264,6	102079,8	222,73	90	1781
p_16	1959	589210,9	84931,56	237,1	1000	9457
p_22	1959	589537,7	85304,74	237,84	1201	11835
p_23	1960	589604,1	84619,62	229,51	650	5923
p_29	1964	591069,7	86088,65	327,47	1198,1	12028
p_5	1957	588832,4	85220,88	254,82	1203	12027

pv 54	1986	593844,4	91370,52	372,83	150	3126
pv 55	1986	593497,7	91357,63	364,83	100	2952
pv 56	1986	593716,3	91547,24	398,51	160	3753
pv 57	1986	593907,4	91082,4	346,23	200	4179
pv 58	1986	594007,8	91086,86	338,32	92	2706
pv 59	1986	593593,1	91549,56	400,12	56	1649
pv 60	1986	593989,9	91200,09	371,3	160	3338
pv 61	1986	594111,5	91221,27	401,3	50	1461
pv 62	1986	593994,7	91351,45	401,9	96	2820
pv 63	1986	593930,8	91289,75	382,24	160	3332
pv 64	1986	593910,7	91431,54	398,72	100	2925
pv 65	1986	594111,2	90970,63	347,93	150	3518
r 31	1988	594584,6	88556,88	219,1	841,6	8376
v 10	1978	603741	98268,79	284,9	1075	7982
v 11	1978	602636,5	99117,83	330,94	860	12346
v 12	1980	602045,2	98265,05	332,91	911,8	10695
v 13	1979	604900,8	97557,12	207,8	1370,7	9336
v 14	1980	602743,8	99665,87	303,04	715	20793
v 15	1979	604034	98655,91	293,53	940	11147
v 16	1980	603452,5	97924,53	214,72	1195	10511
v 17	1981	604288	99170,57	203,64	560	7624
v 18	1980	604770,8	98199,72	228,99	1340	19309
v 19	1981	605744,9	98691,13	192,97	1313,3	13622
v 20	1981	602324,9	100570,1	300,53	740	6588
v 21	1981	603865,3	100733,1	189,4	673	8024
v 22	1982	604543,3	99539,62	194	448	6015
v 23	1982	605131,2	98630,26	249,42	1150	8527
v 24	1982	605400,9	99025,55	226,73	1000	7438
v 25	1982	605660,1	99383,72	234,16	1000	7443
v 26	1982	606054,7	99183,05	168,08	1200	9633
v 27	1982	602110,5	100042,3	243,06	730	7585
v 28	1983	602493,5	97944,09	233,21	1200	11067
v 29	1982	602967,9	98780,8	318,48	1012	10041
v 30	1983	605170,6	97864,64	185	1530	11287
v 31	1982	606286,8	100181,8	180	600	7979
v 32	1983	601791,1	100428,8	210,89	700	7259
v 33	1984	604585,5	97588,41	197,04	1354	10021
v 34	1984	606397,9	99506,16	157,93	1120	10981
v 6	1957	601047,8	99630,85	234,7	991,2	16351
v 7	1957	601311,7	100022	233,5	1200	15300
v 8	1960	602290,8	98676,57	342	1200	11357
v 9	1978	601819,4	99679,98	353,5	950	17761

1. melléklet A disszertáció során feldolgozott fűrésok

Litológia	Litológia 2.
agyagosdolomit	kavicsoshomokko
mezsko	kavicszinoroshomokko
marga	tufahomokko
foltosmarga	lumasellashomokko
foltosmeszmarga	gravellit
kozeflisztesmarga	homokkocsikosgravellit
homokkocsikosmarga	kavicsosgravellit
agyagosikosmarga	konglomeratum
agyagmarga	agyagoskonglomeratum
agyagosikosagyagmarga	bentonitokonglomeratum
kozeflisztesagyagmarga	homokkocsikokonglomeratum
homokosagyagmarga	mezshomokoskonglomeratum
lumasellagyagmarga	tufakonglomeratum
agyagko	tufacsikoskonglomeratum
bentonitosagyagko	tufitokonglomeratum
kozeflisztesagyagko	gorgeteg
aleuritkosagyagko	tufa
homokosagyagko	agyagoskostufa
homokkocsikosagyagko	bentonitostufa
kavicsosagyagko	kavicsostufa
kavicszinorosagyagko	daclitufa
tufagyagko	tufit
szenesagyagko	agyagos tufit
aleurolit	agyagoskostufit
agyagosaleurolit	bentonitostufit
agyagosikosaleurolit	diabaz
homokosaleurolit	mandulakovesdiabaz
homokkocsikosaleurolit	bontottdiabaz
gravellitesealeurolit	trachidolent
gravellitcsikosaleurolit	andezit
kavicsosaleurolit	amfibolandezit
kavicszinorosaleurolit	feketekoszen
margacsikosaleurolit	agyagoskoszen
szenesaleurolit	agyagos barnakoszen
tufasaleurolit	tanikaagyag
tufacsikosaleurolit	homokostanikaagyag
lumasellasaleurolit	kavicsostanikaagyag
homokko	bentonit
agyagoshomokko	kavicsosbentonit
agyagosikoshomokko	vorosaleurolit
bentonitshomokko	vetoagyag
kozefliszteshomokko	vetrobreccsa
aleuritshomokko	lozs
margacsikoshomokko	lumasella
gravellitshomokko	vaserc
gravellitcsikoshomokko	travertino

2. melléklet A disszertáció során azonosított és elkülönített kőzettípusok



3. melléklet Karotázs korreláció a Pv-59, Pv-56, Pv-64, Pv-62, Pv-61, Pv-65 (felső kép) és a Pv-55, Pv-57, Pv-65 (alsó kép) fúrások mentén, illetve a bányafal közötti kapcsolatok a Pécs-Vasasi külfejtés területén

fúrás	Mélység (-tól)	Mélység (-ig)	kőzet	bioturbáció
pv_57	33,4	33,8	Aleuritszikos homokkő	életnyom
pv_57	35,7	37,4	Aleuritszikos homokkő	életnyom
pv_57	37,4	37,6	Aleuritszikos homokkő	életnyom
pv_57	37,6	38,2	Aleuritszikos homokkő	életnyom
pv_57	38,2	38,5	Aleuritszikos homokkő	életnyom
pv_57	38,5	41,8	Aleuritszikos homokkő	életnyom
pv_57	96,8	99,7	Aleuritszikos homokkő	életnyom
pv_57	99,7	100,6	Homokkőcszikos aleurolit	életnyom
pv_54	20	20,2	Homokos aleurolit	életnyom
pv_54	27	27,3	homokkő	életnyom
pv_54	29,9	30,3	homokkő	életnyom
pv_54	33,9	34,4	homokkő	életnyom
pv_54	39,1	40,7	homokkő	életnyom
pv_54	49,7	51,5	Homokos aleurolit	életnyom
pv_54	56,8	63,8	homokkő	életnyom
pv_54	66	67	Homokos aleurolit	életnyom
pv_54	77,5	79	Homokos aleurolit	életnyom
pv_54	131,7	134,5	Homokos aleurolit	életnyom
pv_60	146,525	146,575	Kozetlisztes homokkő	életnyom
pv_57	34,36	35,3	Aleuritszikos homokkő	féregjarat
pv_54	30,8	31,2	Homokkő	féregjarat
pv_60	63,9	64,1	Homokos aleurolit	féregjarat
pv_60	67,65	67,7	Homokos aleurolit	féregjarat
pv_60	67,7	68,7	Aleuritszikos homokkő	féregjarat
pv_60	68,7	68,8	Aleuritszikos homokkő	féregjarat
pv_60	78,1	78,3	homokkő	féregjarat
pv_60	84,03	90,3	Homokkő	féregjarat
pv_60	116,8	117,2	Aleurolit	féregjarat
pv_60	117,2	117,5	Aleuritszikos homokkő	féregjarat
pv_60	145,9	146	Aleurolit	féregjarat
pv_60	146	146,3	Aleuritszikos homokkő	féregjarat
pv_60	146,8	147,9	Aleuritszikos homokkő	féregjarat
pv_60	148,2	148,7	Homokkőcszikos aleurolit	féregjarat
pv_63	71,62	71,7	Homokkő	féregjarat
pv_63	71,7	71,8	Aleuritszikos homokkő	féregjarat
pv_63	150,3	150,7	Homokkőcszikos aleurolit	féregjarat
pv_57	14,5	15,3	Homokkőcszikos aleurolit	féregjarat
pv_57	33,8	34,1	Aleuritszikos homokkő	féregjarat
pv_57	81,1	81,6	Aleuritszikos homokkő	féregjarat
pv_57	93,6	94,2	Homokos aleurolit	gyökérnyom
pv_57	117,3	120,6	Aleuritszikos homokkő	gyökérnyom
pv_57	152,5	152,8	Aleurolit	gyökérnyom
pv_57	171,2	172,4	Homokkőcszikos aleurolit	gyökérnyom

4. melléklet Bioturbációs nyomok a pécs-vasasi külfejtésben

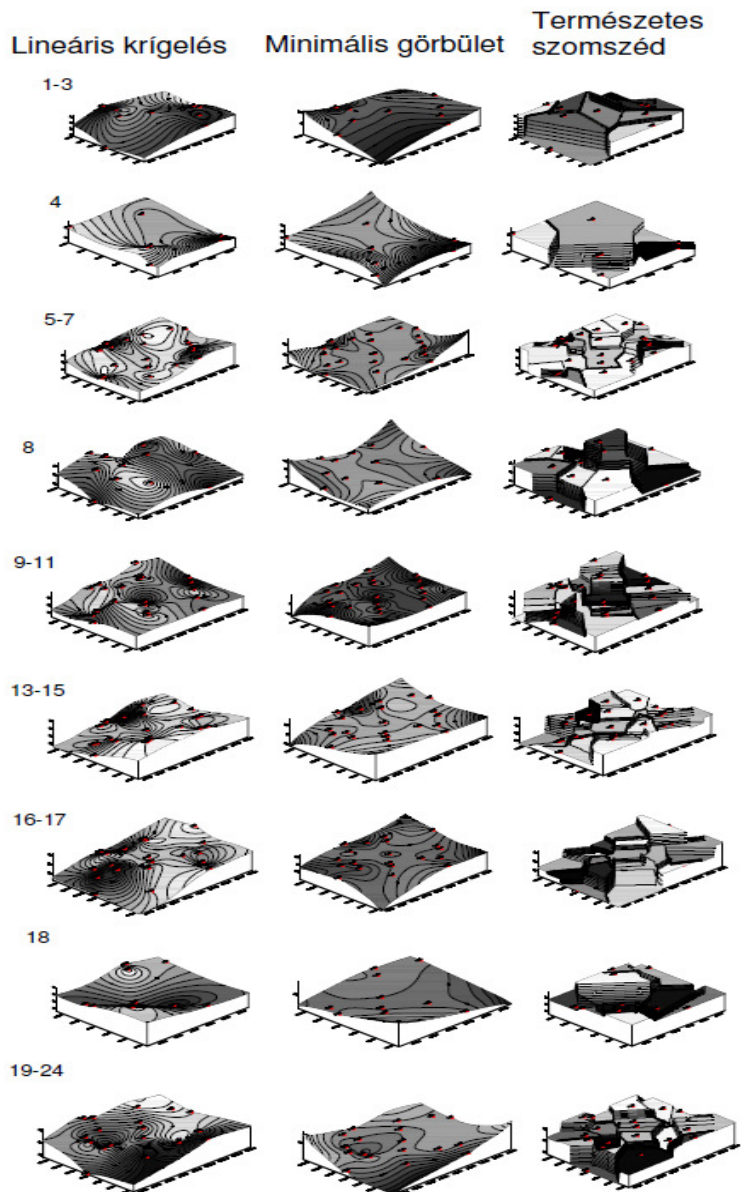
fúrás	Mélység (-tól)	Mélység (-ig)	kőzet	növények
m_14	669,7	670	Aleuritcsikos homokkő	Baiera
m_15	631,9	633,3	Aleuritcsikos homokkő	Equisetites
m_15	854,5	855,2	Gravellites homokkő	Equisetites
m_15	992,6	993,5	Aleuritcsikos homokkő	Equisetites
m_21	396,65	396,9	Aleuritcsikos homokkő	Equisetites
m_29	1006,8	1007,8	Homokkő	Equisetites
m_25	859,5	860,1	Aleuritcsikos homokkő	Equisetites_szárlenyomat
m_23	1265,05	1266,15	Aleuritcsikohomokkő	Equisetites-Taeniopteris
m_29	1090,7	1101,1	Aleuritcsikos homokkő	fűszerű_foszlányok
m_29	1241,5	1248	Gravellites homokkő	fűszerű_foszlányok
m_28	292,6	294,8	Aleuritcsikos homokkő	levél
m_29	882	882,3	Homokkő	szármaradvány
m_29	892,7	894	Közetlisztes homokkő	szármaradvány
m_29	999,2	1002,4	Aleuritcsikos homokkő	szármaradvány
m_29	1002,4	1006,2	Közetlisztes homokkő	szármaradvány
m_29	1081,3	1087,7	Homokkő	szármaradvány
m_29	1197,45	1197,6	Homokkő	szármaradvány
m_29	1439,6	1442	Homokkő	szármaradvány
m_23	1369,7	1370,8	Aleuritcsikos homokkő	Taeniopteris

5. melléklet A máza-déli területen vizsgált fúrások vizsgálata során

azonosított növényi maradványok

fúrás	Mélység (-tól)	Mélység (-ig)	kőzet	limonit
pv_54	5,2	5,5	aleurolit	konkréción
pv_60	10,9	11,8	homokkocsikosaleurolit	konkréción
pv_60	12,4	13,7	homokkocsikosaleurolit	konkréción
pv_54	4,5	4,6	homokkocsikosaleurolit	konkréción
pv_60	4	4,8	aleurolit	konkréción
pv_60	7,4	9,2	homokkocsikosaleurolit	konkréción
m_19	2,6	2,9	aleurolit	konkréción
m_21	586,3	587,8	agyagosaleurolit	konkréción
m_25	11,45	12,2	homokosaleurolit	konkréción
m_26	13,1	13,5	kavicsosaleurolit	konkréción
m_26	13,65	13,75	kavicsosaleurolit	konkréción
m_26	14,8	15,15	aleurolit	konkréción
m_26	15,7	17	agyagosaleurolit	konkréción
m_26	21,1	21,3	homokosaleurolit	konkréción

6. melléklet Limonitos konkréciónok jelenléte a pécs-vasai és a máza-déli területen vizsgált fúrásokban



7. melléklet A geostatistikai értékelés során összehasonlított interpolációs módszerek eredményai

Fúrás	mélység (-tól)	Mélység (-ig)	szekvencia	kőzet	Faj neve
m_15	405,8	406,3	SQ_4	aleurolitcsikos_agyagkő	Cardinia_sp.
m_15	833,2	833,25	SQ_4	aleurolit	Cardinia_sp.
m_15	835,5	835,7	SQ_4	aleurolit	Cardinia_sp.
v_9	665,9	667,6	SQ_1	feketekőszén	Cardinia_sp.
m_22	993,7	994,4	SQ_4	aleurolitcsikos_homokkő	crinoidea_csikban
m_28	1082,5	1082,7	SQ_4	aleurolit	crinoidea_csikban
m_19	726,5	729,5	SQ_4	homokkőcsikos_aleurolit	crinoidea_gyéren
m_15	570,4	570,8	SQ_4	homokos_aleurolit	crinoidea_kehely_nyeltag
m_15	571	571,2	SQ_4	aleurolitcsikos_homokkő	crinoidea_kehely_nyeltag
m_15	577,9	578	SQ_4	aleurolit	crinoidea_kehely_nyeltag
m_15	651,8	653,6	SQ_3	kőzetlisztes_agyagmárga	crinoidea_kehely_nyeltag
m_15	405,3	405,8	SQ_4	aleurolitcsikos_homokkő	crinoidea_nyeltag
m_15	564,8	567	SQ_4	homokkő	crinoidea_nyeltag
m_15	572,6	572,9	SQ_4	agyagcsikos_aleurolit	crinoidea_nyeltag
m_15	771,2	772,8	SQ_2	aleurolitcsikos_homokkő	crinoidea_nyeltag
m_15	824,9	825,7	SQ_4	aleurolit	crinoidea_nyeltag
m_15	825,7	826	SQ_4	kőzetlisztes_homokkő	crinoidea_nyeltag
m_15	826	826,1	SQ_4	gravellitcsikos_homokkő	crinoidea_nyeltag
m_23	1032	1032,4	SQ_4	aleurolitcsikos_homokkő	crinoidea_nyeltag
m_23	1034,8	1035,9	SQ_4	aleurolitcsikos_homokkő	crinoidea_nyeltag
m_23	1041,6	1041,9	SQ_4	aleurolitcsikos_homokkő	crinoidea_nyeltag
m_24	1237,5	1238,2	SQ_4	aleurolitcsikos_homokkő	crinoidea_nyeltag
m_15	653,6	654,4	SQ_3	homokkő	crinoidea_sok
m_22	996	996,5	SQ_4	kőzetlisztes_agyagmárga	crinoidea_sok
m_22	996,5	997,2	SQ_4	kőzetlisztes_homokkő	crinoidea_tömeges
m_16	619,9	650,7	SQ_4	homokkőcsikos_aleurolit	crinoidea_van
m_17	1063,3	1064,1	SQ_4	aleurolitcsikos_homokkő	crinoidea_van
m_22	997,2	998	SQ_4	kőzetlisztes_homokkő	crinoidea_van
m_22	1119,4	1119,6	SQ_2	kőzetlisztes_homokkő	crinoidea_van
m_22	1119,6	1120,5	SQ_2	aleurolitcsikos_homokkő	crinoidea_van
m_22	1120,8	1121,8	SQ_2	kőzetlisztes_homokkő	crinoidea_van
m_22	1121,8	1121,9	SQ_2	homokkő	crinoidea_van
m_28	1083,1	1083,5	SQ_4	agyagos_aleurolit	crinoidea_van
m_28	1083,5	1085,5	SQ_4	agyagos_aleurolit	crinoidea_van
m_22	996	996,5	SQ_4	kőzetlisztes_agyagmárga	Gryphaea_van
m_22	996,5	997,2	SQ_4	kőzetlisztes_homokkő	Gryphaea_van
m_23	1068,9	1069	SQ_4	homokkő	Isocyprina_sp.
m_26	900,7	904,4	SQ_4	aleurolitcsikos_homokkő	Isocyprina_sp.
m_26	904,4	905,1	SQ_4	homokkőcsikos_aleurolit	Isocyprina_sp.
m_33	665,9	665,95	SQ_4	lumasella	Isocyprina_sp.
m_15	839,5	839,98	SQ_4	lumasella	Ostrea_irregularis
m_15	393,7	394,6	SQ_4	Aleurolitcsikos_homokkő	Ostrea_sp.

m_15	651,8	653,6	SQ_3	kőzetlisztes_agyagmárga	Ostrea_sp.
m_15	653,6	654,4	SQ_3	homokkő	Ostrea_sp.
m_15	669,3	669,6	SQ_3	lumasellás_aleurolit	Ostrea_sp.
m_15	673,2	675,5	SQ_3	homokkőcsikos_aleurolit	Ostrea_sp.
m_15	701,5	702	SQ_2	aleurolitcsikos_homokkő	Ostrea_sp.
m_15	767	767,1	SQ_2	homokos_aleurolit	Ostrea_sp.
m_15	783,1	783,3	SQ_2	lumasella	Ostrea_sp.
m_20	623,8	626,6	SQ_4	aleurolit	Phyllopoda
m_15	448,3	449,1	SQ_4	aleurolit	Phyllopoda_lenyomat
m_15	555	555,2	SQ_4	aleurolit	Phyllopoda_teknő
m_15	676,9	677,4	SQ_3	homokkőcsikos_aleurolit	Phyllopoda_teknő
m_15	809,3	810,4	SQ_1	aleurolit	Phyllopoda_teknő
m_15	840,5	841,4	SQ_4	homokkőcsikos_aleurolit	Phyllopoda_teknő
v_9	571,4	571,8	SQ_2	szenes_agyagkő	Phyllopoda_teknő
v_9	638,1	638,9	SQ_1	Homokos_aleurolit	Phyllopoda_teknő

8. melléklet A máza-déli területen vizsgált fúrások vizsgálata során azonosított fossziliák