

Mikoviny Sámuel Földtudományi Doktori Iskola



Doktori Iskola vezetője: Prof. Dr. Szűcs Péter

REZERVOÁR ÉS MEDENCEMODELLEZÉSHEZ KAPCSOLÓDÓ GEOFIZIKAI ÉS KŐZETFIZIKAI KUTATÁSOK

Doktori (PhD) értekezés

Készítette: Nagy Zsolt

Témavezető: **Dr. Baracza Mátyás Krisztián** Társ témavezető: **Prof. Dr. Szabó Norbert Péter**

Tématerület: Alkalmazott geofizikai kutatások

MISKOLCI EGYETEM

Műszaki Föld- és Környezettudományi Kar Geofizikai Intézeti Tanszék Miskolc 2023

Témavezetői ajánlás

A szénhidrogén-kutató fúrások tervezésekor fontos gyakorlati szempont a földtani képződmények pórusnyomásának előrejelzése. A dolgozatban kitűzött célok közül a Pannonmedencében jelen lévő túlnyomást kiváltó mechanizmusok azonosítását, és annak mértékének megismerését, valamint egy új szemléletű sztochasztikus pórusnyomás-előrejelző eljárás megalkotását érdemes kiemelni. A Jelölt által kidolgozott módszeregyüttes egyesíti a kőzetfizika, mélyfúrási geofizika és a rezervoármechanika makroszkopikus eredményeit a regionális térképezésekkel, míg korábban az ipari gyakorlatban a pórusnyomás-előrejelzést elsősorban a kőzetfizikai és a reflexiós szeizmikus módszerekre alapozták.

A kidolgozott pórusnyomás-előrejelző eljárás előnye a korábban csak az akusztikus sebességadatokat alkalmazó módszerekhez képest, hogy a kiértékelésnél eltérő fizikai elven mért adatokat is figyelembe vesz az eredmények kiértékelésekor, mellyel növelhető a nyomásviszonyok eloszlására vonatkozó prognózis megbízhatósága. Az értekezésben két- és háromdimenziós medencemodellek segítségével építette fel a Duna-Tisza köze déli részének a pórusnyomás és a túlnyomásmodelljeit. A létrehozott modellek segítségével részletesen vizsgálta а túlnyomást okozó mechanizmusok részesedési arányait а terület nyomásrendszerének kialakításában. A vizsgált területen 26 fúrás figyelembevételével elemezte a kompressziós hullámterjedési sebesség a mélység függvényében, illetve 17 másik fúrólyuk tulajdonságaira vonatkozóan készített sűrűség- kompressziós hullámterjedési sebesség diagramokat. A Miskolci Egyetem Alkalmazott Földtudományi Kutatóintézetben (AFKI) összesen 15 db kőzetmintán végzett eredményesen porozitás-permeabilitás méréseket, melyek értékeit együttesen használta fel a fúrólyuk-geofizikai szelvények értékelésére. A mért adatok feldolgozása alapján azonosította a litosztratigráfiai egységeket. Kutatásához a PetroMod szoftver LithoEditor kompakciós trendszerkesztő eszköztárát használta fel, a létrehozott porozitás-mélység trendekből számolt porozitás-effektív feszültség trendek meghatározásához. Munkájában jelentős figyelmet fordított az akusztikus terjedési idő és a sűrűség szelvények értelmezésére is. A javasolt modellek kalibrációját több fázisból álló iteratív folyamat eredményeként végezte el a modellezési eredmények és a mért adatok összehasonlításával.

A kutatás eredményeként előállított többdimenziós medencemodellek leírják a nem egyensúlyi, valamint a kémiai kompakció, az oldalirányú transzfer, a szénhidrogén-képződés továbbá a folyadéktágulási mechanizmusok sajátosságait is, így lehetővé téve, hogy a szeizmikus és lyukgeofizikai szelvényekre alapozott eljárások mellett elérhetővé tette egy alternatív pórusnyomás-becslő eljárás is elérhetőségét. Az általa elemzett adatösszefüggések megismerésével középső-, késő-miocén és pliocén korú kőzetekre vonatkozó porozitás-mélység, porozitás-effektív feszültség és a porozitás-áteresztőképesség kapcsolatokat tárt fel. A pórusnyomás modell paramétereinek és hibáinak elemzésére a Steiner-féle leggyakoribb érték (MFV) módszert kombinálta a Monte Carlo szimulációs eljárással.

A Jelölt kutatómunkájának eredményét 5 tézisben foglalta össze. A PhD értekezés felépítése konzekvens, jól követhető, az alkalmazott megfogalmazások jól értelmezhetőek. A kutatás a gyakorlatban alkalmazható új tudományos eredményeket tartalmaz. A doktori képzés során tanúsított aktív részvétele, kreatív munkája, és az értekezésben bemutatott eredmények igazolják a Jelölt magas színvonalú tudását és az önálló kutatómunkára való képességét.

Kijelenthető, hogy a Jelölt mind az elméleti, mind a gyakorlati tudás kedvező összhangját képes megvalósítani. A disszertációban bemutatott új tudományos eredmények támpontot nyújtanak a szénhidrogén-kutató fúrások tervezésekor a vizsgált Duna-Tisza közi terület pórusnyomás viszonyairól az ipari szakemberek számára. A létrehozott medencemodellek legfőbb célja a szénhidrogént tartalmazó földtani struktúrák medenceszintű értelmezése, valamint a szénhidrogén-képződés, migráció és felhalmozódás szimulálása.

A fentiek alapján megállapítható, hogy a PhD értekezés hiteles adatokra alapozott új tudományos eredményeket tartalmaz, a dolgozat minden tekintetben megfelel a Mikoviny Sámuel Földtudományi Doktori Iskola tartalmi és formai követelményeknek. Az értekezés nyilvános vitára bocsátását és Jelölt részére a doktori (PhD) cím odaítélését a témavezetők meggyőződéssel javasolják.

Miskolc, 2023. április 24.

Dr. Baracza Mátyás Krisztián Dr. Szabó Norbert Péter tudományos vezetők

Tartalomjegyzék

1. B	evezetés	1
2. F	elszín alatti nyomásviszonyok bemutatása	6
3. M	Iedencemodellezésen alapuló pórusnyomás-előrejelzés	. 10
3.1.	Fúrólyuk-geofizikai szelvények értelmezése	12
3.1.1.	Litosztratigráfiai egységek bemutatása és azonosításuk	.12
3.1.2.	Szerkezetfejlődés	. 17
3.1.3.	Porozitás meghatározása a sűrűségszelvény felhasználásával	. 19
3.1.4.	Túlnyomás jelenléte és lyukgeofizikai szelvényekre gyakorolt hatásai	20
3.2.	A fejezetben bemutatott eredmények összefoglalása	. 27
4. K	őzettestek rezervoármechanikai tulajdonságai	. 29
4.1.	Mérési program megtervezése és kivitelezése	.29
4.2.	Litosztratigráfiai egységek kompakciós trendjeinek bemutatása	31
4.2.1.	Újfalui Formáció	. 34
4.2.2.	Algyői Formáció	.36
4.2.3.	Szolnoki Formáció	.37
4.2.4.	Nagykörűi Tagozat	. 39
4.2.5.	Tótkomlósi Formáció	41
4.2.6.	Középső-miocén konglomerátumok, breccsák és homokkövek	42
4.2.7.	Középső-miocén márgák, mészmárgák, agyagok és aleuritok	.43
4.3.	A rezervoármechanikai trendek becslésének bizonytalanság	.45
4.4.	A fejezetben bemutatott eredmények összefoglalása	.47
5. M	Iedencemodellek szerepe a pórusnyomás-előrejelzésben	51
5.1.	Bemenő adatok és modellépítés folyamatának bemutatása	. 52
5.2.	Kifejlesztett modellek kalibrálásának folyamata	. 57
5.2.1.	Nyomásadatok, mint kalibrációs paraméterek bemutatása	. 63
5.3.	A fejezetben bemutatott eredmények összefoglalása	. 67
6. M	fedencemodellek eredményei és a túlnyomást kiváltó mechanizmusok mértéke	. 70
6.1.	Alulkompaktáltság szerepe	.73
6.2.	Oldalirányú transzfer vagy centroid effektus szerepe	.76
6.3.	Kémiai kompakció (agyagásványok) és a szénhidrogén-képződés szerepe	. 77
6.4.	Vetők szerepe	. 80
6.5.	Tektonikus feszültség, mint kiváltó tényező szerepe	81
6.6.	A fejezetben bemutatott eredmények összefoglalása	. 82
7. S	ztochasztikus előrejelző módszer bemutatása	. 86

7.1.	A fejezetben bemutatott eredmények összefoglalása	
8.	Diszkusszió	
9.	Következtetések	
10.	Abstract	
11.	Köszönetnyilvánítás	
12.	Ábrajegyzék	
13.	Táblázatjegyzék	
14.	Irodalomjegyzék	
15.	Mellékletek	

1. Bevezetés

A pórusnyomás-előrejelzés a földtudományok egyik fontos gyakorlati területe, amelynek célja, hogy a kőzetváz pórusaiban található fluidum(ok) nyomását meghatározzuk a szénhidrogén-kutató fúrások tervezési fázisában. Erre azért van szükség, mert a fúrás kivitelezése során a fúrólyukat fúróiszap tölti ki, mely a fúrófej kenését biztosítja, illetve a harántolt rétegekben uralkodó pórusnyomásnak tart ellen. Abban az esetben, ha az fúróiszap nyomása elmarad a rétegben uralkodó pórusnyomástól, akkor a lyukfal deformálódik (alacsony áteresztőképességű réteg esetén), vagy pedig a pórusokban lévő fluidum lép be a fúrólyukba (magasabb áteresztőképességű réteg esetén). Ezzel ellentétben, ha a fúróiszap nyomása meghaladja a pórusnyomást, akkor az átfúrt réteg megrepedhet, iszapveszteség és iszaplepény kiépülése történhet. Az említett fúrástechnikai nehézségek minden esetben késleltetik a fúrás kivitelezését, így anyagi kárt is okozhatnak. Továbbá, ha a pórusfluidum kellően gyorsan és nagy mennyiségben lép be a fúrólyukba, az a réteg kitörését is eredményezheti, így közvetlen életveszélybe sodorva a fúrást végző szakembereket.

A fenti megfontolások miatt szükséges a lehető legpontosabban, még a fúrás tervezési fázisában megbecsülni a várt pórusnyomás értékeket. A becslést megnehezíti, hogy a mélységgel a pórusnyomás általában növekszik, viszont a gradiense folyamatosan változik. A pórusnyomás-előrejelzést elsősorban a kőzetfizikai (Bowers, 1995; Eaton, 1975) és a reflexiós szeizmikus módszerekre alapozzuk (Huffman, 2002). A következő bekezdésekben részletezem a főbb módszereket és ezek alkalmazhatóságának a korlátait. Az előrejelző módszerek fejlődését, az effektív feszültség és a kőzetvázban terjedő hullámok sebessége közötti összefüggés felismerése indította el. A bemutatott módszerek lényegében az előrejelzéshez szükséges sebesség adatok forrása és feldolgozása miatt térnek el egymástól. A módszerek fejlődésének első szakaszában a lyukgeofizikai szelvényeken alapuló eljárásokat alkalmazták, majd ezt követően jelentek meg a reflexiós szeizmikus méréseken alapuló módszerek. Először Hottman és Johnson (1965) publikált tapasztalati összefüggéseket, melyek alkalmasak voltak a pórusnyomás-gradiensének becslésére. A módszer kiindulási adatai a fajlagos elektromos ellenállás és akusztikus terjedési idő szelvények, így azonosíthatóvá válik a normál kompakciós trend. A mért adatok normál kompakciós trendtől való eltérése alapján megbecsülhető a pórusnyomás-gradiensének értéke. A módszer alkalmazhatóságát korlátozta, hogy csak kompakciós okok miatt kialakult túlnyomás becslésére alkalmazható. A módszer nem veszi figyelembe a litosztatikus nyomás heterogenitását, vagyis homogénnek feltételezi a kőzetoszlop sűrűségéből származó nyomásgradiens értékét. A következő jelentős lépést a módszerek fejlődésében az effektív feszültség becslésén alapuló eljárások jelentették, amelyek közé sorolható Eaton (1975) és Bowers (1995) eljárásai. A módszerek a mért akusztikus terjedési idő szelvények és a normál kompakciós trendek eltéréséből kiindulva az effektív feszültség értékét becsülik meg. Az effektív feszültséget a litosztatikus nyomásból kivonva megkapjuk a pórusnyomás értékét. Az Eaton-féle módszer csak a kompakció által befolyásolt nyomásrendszerek becslésére alkalmas, amíg a Bowers-féle módszer már a folyadéktágulási mechanizmusok hatását is képes figyelembe venni. Az eddig említett módszerek lyukgeofizikai szelvényekre támaszkodnak, vagyis a fúrások lemélyítése után teszik lehetővé a pórusnyomás-becslést. A fúrásokkal még fel nem tárt területek pórusnyomásának becslésére a reflexiós szeizmikus mérések eredményei jelenthetnek megoldást. A különböző módszerekben közös, hogy az effektív feszültség becslésén alapulnak, mint az Eaton-, vagy a Bowers-féle módszer. Kiindulási adatként a szeizmikus hullámterjedési sebesség adatokat használják fel, de a sebesség adatok feldolgozása eltér a különböző módszerek esetében.

A legegyszerűbb szeizmikus módszer során a feldolgozási sebesség (stacking velocity) adatokat, a Dix-egyenlet segítségével korrigált intervallum-sebesség értékekre alakítják át (Sheriff, 1991). A módszer jól alkalmazható litológiai szempontból homogén és közel vízszintesen települt rétegek esetén. Abban az esetben, ha a terület földtani felépítése összetettebb (sódiapírok, magmás testek körül), vagy a rétegek között nagy a sebesség gradiens, akkor szükséges a sebesség elemzés előtt az adatok előkészítése (prestack time migration, demultiple). Ezt követően történik meg az intervallum-sebességek meghatározása. A módszerrel létrehozható becsült pórusnyomás értékek vertikális felbontását korlátozza a szeizmikus adatok felbontóképessége. Kis vertikális kiterjedésű szeizmikus események esetében (<200 ms), az intervallum sebességek azonosítása jelentős bizonytalansággal jár (Bell, 2002). Ez azt eredményezi, hogy vagy figyelmen kívül hagyják ezeket az egységeket, vagy simítják a feldolgozási sebesség adatokat.

Az előző bekezdésben bemutatott módszer alternatívája lehet a "post stack" inverzió. A módszer alapja, hogy a "zero-offset" beérkezésekhez tartozó reflexiós korrelációs koefficiens minden pontban egyenlő az akusztikus impedanciák különbségének és azok összegének hányadosával. Az akusztikus impedancia, pedig a térfogatsűrűség és a hullámterjedési sebesség szorzata (Sheriff, 1991). A módszer során a különböző reflexiós korrelációs koefficiens értékekből akusztikus impedancia értékeket számolnak (Bell, 2002). Az abszolút impedancia értékéből, pedig annak alkotói, a sűrűség és a sebesség válik meghatározhatóvá. A sűrűség segítségével a litosztatikus nyomás, míg a sebesség adatokból az effektív feszültség válik becsülhetővé. A sűrűség és sebesség adatok minden esetben a fúrásokban mért adatokkal célszerű kalibrálni, például lyukgeofizikai szelvényekkel, "check-shot", vertikális szeizmikus profilokkal (VSP). A módszer egyik hátránya, hogy a sebesség adatok meghatározásában a távoli beérkezések is részt vesznek, melyek útjuk során jelentős átalakuláson mehetnek keresztül. Ennek kiküszöbölésére gyakran, csak a közeli beérkezéseket veszik figyelembe. Másik nehézség, hogy a módszer gyakran az alacsony frekvenciájú sebesség adatokat nem tartalmazza. Ez azt eredményezi, hogy a lyukgeofizikai szelvényekből és a szeizmikus adatokból számolt akusztikus impedancia értékek eltérőek lesznek. A szeizmikus módszerek közül a "pre-stack" inverzió szolgáltatja a legnagyobb pontosságot, mely során a sűrűség, a kompressziós és nyíróhullám terjedési-sebessége is meghatározható. A módszer során a közeli beérkezések kerülnek csak felhasználásra, így a távoli beérkezések, melyek a hosszabb út során torzultak, nem befolyásolják a számításokat. A vertikális felbontás üledékes medencékben általában 30-60 méter közötti. A módszer hátránya, hogy a zajos szeizmikus szelvények, a többszörös beérkezések és a komplex geológiai környezet kedvezőtlenül befolyásolja a becsült nyomás értékek megbízhatóságát.

Az előzőekben bemutatott módszerek mindegyikében közös, hogy a pórusnyomásmeghatározása során a litosztatikus nyomás sok esetben egy-két mélyfúrásból származik. Ennek a korlátozó tényezőnek a kiküszöbölésére ad lehetőséget a gravitációs adatok inverziója, mely segítségével többdimenziós sűrűség adatokhoz juthatunk hagyományos gravitációs adatok és teljes tenzoros gradiometrikus adatok felhasználásával (Jorgensen és Kisabeth, 2000). Swarbrick (2002) tanulmányában összegezte, hogy milyen korlátai vannak a porozitáskövető szelvényekből és a sebesség adatokra alapozott pórusnyomás-becslési eljárásoknak. Az elsődleges folyamat, melyet figyelmen kívül hagynak az eddig bemutatott módszerek, az oldalirányú transzfer. A jelenség során a nagy kiterjedésű dőlő tárolón belül kiegyenlítődik a nyomás, mely többletnyomást jelent a tároló legmagasabb pontjain. Abban az esetben, ha a túlnyomás már sekély mélységben jelen van, meggátolja a normál kompakciós trend meghatározását, így az abból meghatározott pórusnyomás-becslését is. Szintén megnehezíti a normál kompakciós trend azonosítását a litológiai összetétel változékonysága, ugyanis a normál kompakciós trend mindig valamely homogén kőzettani egységre vonatkozik. Az üledékek kompakcióját az átlagos feszültség határozza meg, mely a vertikális és a két horizontális feszültség eredője. Gyakorlatban a vertikális feszültséggel közelítik az átlagos feszültség értékét, ugyanis a horizontális feszültségek mérése gyakran

nem történik meg. Végezetül, az üledékek kompakcióját nem csak visszafordíthatatlan mechanikai folyamatok befolyásolják, hanem kémiai folyamatok is (oldódás, cementáció, ásványos átalakulások). Ezek képesek növelni, vagy csökkenteni a kőzetek porozitását. Az eddig bemutatott módszerek figyelmen kívül hagyják a kémiai folyamatok szerepét, melyek jelenléte esetén a becsült nyomás értékek hibával terheltek lesznek. A felsorolt korlátozó tényezők kezelésére megoldást jelenthet egyrészről több, különböző pórusnyomáselőrejelző módszer alkalmazása (Swarbrick, 2002). Másrészről, olyan előrejelző módszer felhasználása, mely képes figyelembe venni a felsorolt nehezítő tényezőket. Ilyen alternatív módszert jelent a medencemodellezés. A módszer eredetileg a szénhidrogén-generálás, migráció és felhalmozódás medence léptékű, földtani időskálán zajló szimulációjára kifejlesztett eljárás (Swarbrick, 2002; Huffman, 2002). Az üledékek lerakódásának pillanatától fokozatosan modellezi a kőzetek betemetődését, kompakcióját, szénhidrogén-generálását és a többfázisú áramlást a kőzetvázban (Hantschel és Kauerauf, 2009). A fluidumok áramlása során figyelembe veszi a szerkezeti elemek hidrodinamikai szerepét is.

Az általam kidolgozott pórusnyomás-előrejelző eljárás előnye abból ered, hogy a sebesség adatokon alapuló módszerekhez képest új alternatívát jelent. Nem azok helyettesítése a cél, hanem az, hogy eltérő eszközök legyenek a kezünkbe, melyek más adatok figyelembevételével az eredményt megerősítsék, ill. annak megbízhatóságát növeljék. Az előző bekezdésekben bemutattam olyan korlátozó tényezőket, amelyek képesek negatívan befolyásolni az eddig ismertetett módszerek megbízhatóságát. A medencemodellezés képes kezelni ezeket a korlátozó tényezőket. Modellezi a tárolókon belüli fluidum áramlásokat és az ezeket befolyásoló nyomás viszonyok változását, így lehetséges az oldalirányú transzfer pórusnyomáshoz való hozzájárulásának figyelembevétele. A medencemodellezéssel történő pórusnyomás-becslés nem igényli, hogy normál kompakciós trendet határozzunk meg, ezért a sekély túlnyomás és a litológiai heterogenitások nem rontják a módszer hatékonyságát. A medencemodellezés során az adott rétegben található kőzetek kompakciója is szimulálásra kerül, de ennek modellezése során nemcsak a fizikai, hanem a kémiai kompakciós folyamatok is beépítésre kerülnek. A doktori értekezésemben célul tűztem ki, hogy két- és háromdimenziós medencemodellek segítségével felépítem a Duna-Tisza köze déli részének a pórusnyomás és a túlnyomásmodelljét. A létrehozott modellek segítségével megvizsgálom, hogy mely túlnyomást kiváltó mechanizmusok és milyen mértékben vesznek részt a vizsgált terület nyomásrendszerének Végezetül kétdimenziós kialakításában. medencemodellek

4

segítségével bemutatok egy olyan pórusnyomás-előrejelző eljárást, amely képes sztochasztikus elven pórusnyomás-becslést szolgáltatni a szénhidrogén-kutató fúrások tervezésének pillanatában.

2. Felszín alatti nyomásviszonyok bemutatása

A felszín alatti nyomásrendszer leírására a gyakorlatban három nyomásértéket és egy feszültséget alkalmaznak. Az előző fejezetben már tárgyaltuk a pórusnyomást, vagy más néven a rétegnyomást, mely a kőzetváz pórusaiban lévő fluidumban mérhető nyomás értéke (Terzaghi és társai, 1948). A hidrosztatikus nyomás egy adott mélységpontban az azonos magasságú folyadékoszlop nyomásából meghatározható nyomásértékkel egyezik meg. Végezetül pedig egy adott mélységben a kőzetváz tömegéből eredő nyomást litosztatikus nyomásnak nevezzük. Minden egyes mélység értékhez hozzárendelhető egy feszültség érték, mely a litosztatikus nyomás és a pórusnyomás különbségeként számolható. Ezt az értéket hatékony, vagy effektív feszültségnek nevezzük, mely felelős a kőzetek mechanikai kompakciójáért (Biot, 1941; Terzaghi és társai, 1948) (1. ábra).



1. *ábra*: A hatékony feszültség, a hidrosztatikus, a litosztatikus és a pórusnyomás mélység szerinti alakulása egy túlnyomásos medencében.

A felszín alatti nyomásrendszer értékelésénél, a pórusnyomás és a hidrosztatikus nyomás egymáshoz viszonyított értéke a meghatározó. Abban az esetben, ha a pórusnyomás értéke a hidrosztatikus nyomáséval megegyező nagyságú, hidrosztatikus nyomásviszonyokról beszélhetünk. Ugyanakkor, ha a pórusnyomás eltér a hidrosztatikus nyomástól, akkor rendellenes nyomásrendszerrel állunk szemben. Az abnormális nyomásrendszer ritkább esete az üledékes medencékben, amikor a pórusnyomás a hidrosztatikus nyomásnál alacsonyabb, vagyis a nyomásrendszer alulnyomásos. Az

alulnyomás kialakulásában részt vevő mechanizmusok vizsgálata nem képezi a kutatási téma célját, így ezekre a későbbiekben nem térek ki. Ezzel ellentétben gyakrabban előfordul, amikor a pórusnyomás meghaladja a hidrosztatikus nyomás mértékét, az így létrejött nyomásrendszert túlnyomásos rendszernek nevezünk. Gyakran találkozunk túlnyomással a Föld fiatal, elsősorban negyedidőszaki, magas agyagtartalmú üledékekkel feltöltött medencéi esetében (Law és Spencer, 1998; Powley, 1990), mely alól a Pannon-medence sem jelent kivételt (Horváth és társai, 2015; Szalay, 1988; Tóth és Almási, 2001). A túlnyomás, mint fizikai jelenség bemutatása után térjünk ki a kialakulásában lehetségesen résztvevő fő mechanizmusokra. A feszültség viszonyokban bekövetkező változás miatt kialakult túlnyomás első és leggyakoribb típusa a nem egyensúlyi kompakció, vagy alulkompakció miatti túlnyomás (Osborne és Swarbrick, 1997). Ezen kiváltó mechanizmus elsősorban az apró szemcseméretű üledékekben gyakori. A gyors betemetődés során a kezdeti alacsony áteresztőképességű üledékek permeabilitása gyorsan csökken és elér egy kritikus értéket (Tingay és társai, 2009). Ennek következtében először csak lassul, majd le is áll a pórusokból a kompakciót kísérő fluidumok távozása. Ez azt eredményezi, hogy a fedőrétegek tömegéből származó terhelés egy részét a pórusfluidum veszi át, mely pórusnyomás emelkedést eredményez. A másik feszültség változáshoz köthető jelenség a tektonikai feszültség okozta túlnyomás, mely során a kompresszív feszültség járul hozzá a felszín alatti nyomásviszonyok megemelkedéséhez. Ez a jelenség elsősorban feltolódásos övekben jelentős (Davis és társai, 1983; Fisher és Zwart, 1996).

Folyadéktágulási mechanizmusok is eredményezhetik túlnyomás kialakulását. A leggyakoribb pórusfluidum az összenyomhatatlan víz, melynek sűrűsége 4 °C-on a legkisebb. A póruskitöltő víz felmelegedésével, az elkezd tágulni, ami akkor okoz változást a felszín alatti nyomásviszonyokban, ha nem tud távozni pórustérből. Tapasztalati kísérletek azt bizonyítják, hogy a mechanizmus túlnyomáshoz való hozzájárulása csak alárendelt mértékű (Luo és Vasseur, 1992). A diagenezis során, amikor a laza konszolidálatlan üledékből szilárd kőzetekké kompaktálódnak, sokféle ásványos átalakulás megy végbe. Ennek oka, hogy a felszíni hőmérséklet és nyomásviszonyokon stabil ásványfázisok eltemetődnek és elhagyják a stabilitási tartományukat. Ilyen átalakulások lehetnek a szmektit illitté, vagy a gipsz anhidritté alakulása (Powers, 1967; Colton-Bradley, 1987; Jowett és társai, 1993). Mindkét átalakulás során az eredeti kristályszerkezetet víz hagyja el, mely a már így is telített pórustérbe távozva pórusnyomás emelkedést okoz.

Szénhidrogén-képződés és az olaj gázzá krakkolódása egy természetes folyamat két állomása, mely a szerves anyagban gazdag üledékek lerakódását követő betemetődés és felmelegedés során megy végbe (2. ábra). A szerves anyag az üledékekben nagy szénatomszámú molekulákból épül fel, mely a felmelegedés következtében felbomlik. A létrejött molekulák folyamatosan egyre kisebb szénatomszámú molekulákká bomlanak. A végtermékek közül először kőolaj, majd földgáz jön létre (Hunt, 1979; Ungerer és társai, 1983). Azonban a szakirodalomban áttekintett medencékben végzett vizsgálatok azt bizonyítják, hogy jelentős nyomástöbblet kialakulásához, regionális elterjedésű, nagy vastagságú (több 10 méter) és jelentős szervesanyag tartalom (>10 % teljes szerves szénmennyiség) szükséges. A teljes szerves szénmennyiség (Total Organic Carbon), röviden TOC mennyisége az anyakőzetben jelen levő szerves anyag mennyiségének becslésére használt paraméter, melynek értéke tömeg százalékban értendő. Az anyakőzetek minőségének meghatározására alkalmazott egyik paraméter (Ronov, 1958), mely feldúsulása az üledékekben csak nagyon szerencsés földtani körülmények esetén áll fenn (Burrus és társai, 1996).





A topográfia vezérelte felszín alatti vízáramlási pályák is képesek befolyásolni a felszín alatti nyomásrendszereket (Czauner és Mádlné-Szőnyi, 2013; Tóth és Almási, 2001). Elsősorban szénhidrogén-tárolók esetén fordul elő, hogy a pórusteret különböző sűrűségű fluidumfázisok töltik ki. Ezek közül is a gáz-víz rendszerek a legjelentősebbek, ugyanis ezek esetén a legnagyobb a sűrűségkülönbség a két fázis között. A szénhidrogén-telepen belül a különböző fluidfázisokban eltérő nyomásgradiensek uralkodnak. Ez a jelenség telep

mértékben meghatározó lehet, azonban regionálisan üledékes medencék esetén helyi anomáliaként jelentkezik. Abban az esetekben, ha egy üledékes medencében regionális kiterjedésű porózus, permeábilis és jelentős dőlésű rétegek vannak jelen, azok képesek lehetnek hidrodinamikai kapcsolatot teremteni a medencék központi része és a sekélyebb térrészek között. A folyamat leginkább arra az esetre emlékeztet, amikor egy megdöntött orvosi fecskendőt nyomás alá helyezünk az egyik oldalán. Annak ellenére, hogy a másik végén befogtuk tudjuk azt, hogy a fecskendő belső részén mindenhol megegyezik a nyomás mértéke. Ezt a folyamatot oldalirányú transzfernek, vagy centroid effektusnak nevezzük (Yardley és Swarbrick, 2000; Swarbrick, 2002).

3. Medencemodellezésen alapuló pórusnyomás-előrejelzés

A doktori kutatásaim két fő célt szolgáltak, egyrészt a Pannon-medencében jelen lévő túlnyomást kiváltó mechanizmusok azonosítása és mértékének megismerése, másrészről pedig egy sztochasztikus pórusnyomás-előrejelző eljárás megalkotása. Ezt a két feladatot egy egységes munkamenet kidolgozásával valósítottam meg. A módszer egyesíti a kőzetfizika és a rezervoármechanika makroszkopikus eredményeit a regionális térképezésekkel, egyetlen medenceléptékű modell formájában (3. ábra).

Az alkalmazott módszertant három fázisra osztottam, melyek közül az elsőben megtörtént a lyukgeofizikai szelvények feldolgozása. Azonosítottam a téma szempontjából legfontosabb litosztratigráfiai egységeket, melyeket a 3.1.1. fejezetben ismertetem részletesen. Az első fázis során végeztem el a bemenő tárolóparaméterek meghatározását lyukgeofizikai szelvények és kőzetmagon mért adatok alapján. Illetve azok összefüggéseinek trendszerű leírása is megtörtént, ezzel a 4.2. fejezetben foglalkozok részletesen. Az első fázis végén a medencemodellek kalibrációjához használt paraméterek összegyűjtését végeztem el (5.2.1. fejezet).

A kutatási téma második szakaszában a különböző adatokat egyetlen egységes medencemodellbe integráltam. A folyamathoz hozzátartozik a modell eredményeinek és a mért adatoknak az összehasonlítása, vagyis a modell kalibrációja. A második fázis során, elkészült három 2-dimenziós és egy 3-dimenziós, kalibrált pórusnyomás- és túlnyomásmodell. A harmadik fázisban a kutatási téma kétfelé ágazott. Egyrészt a bemenő paraméterek bizonytalanságának modellekbe való beépítését és a kétdimenziós sztochasztikus pórusnyomás-előrejelzését valósítottam meg. Ezzel párhuzamosan megtörtént a kialakult túlnyomást kiváltó mechanizmusok nagyságának becslése is háromdimenziós modellek segítségével. A modellek megalkotása során a második fázisban létrehozott komplex modellt alakítottam át parciális modellekké. Ez azt jelenti, hogy a parciális modellek esetén egy-egy túlnyomást kiváltó mechanizmust figyelmen kívül hagytam. Másszóval, az adott parciális modell és a komplex modell eltérése az adott mechanizmus teljes túlnyomáshoz való hozzájárulásaként értelmezhető.

Az így létrehozott eljárás mindamellett, hogy lehetővé teszi az egyes túlnyomást kiváltó mechanizmusok mennyiségi vizsgálatát, képes kezelni azokat a mechanizmusokat, melyek kihívást jelentenek a sebesség adatokra alapozott módszereknek (Swarbrick, 2002). Az általam létrehozott többdimenziós medencemodellek a nem egyensúlyi kompakció



3. ábra: A fejlesztett módszertan három fő fázisát és azokon belüli allépéseket bemutató összefoglaló ábra.

mellett képesek számszerűsíteni a kémiai kompakció, az oldalirányú transzfer, a szénhidrogén-képződés és a folyadéktágulási mechanizmusok mértékét is. Mindemellett a modellek kalibrálása során a vizsgált területen mért összes adat felhasználható a becslés pontosítására. Így lehetővé téve, hogy a szeizmikus és lyukgeofizikai szelvényekre alapozott eljárások mellett egy alternatív pórusnyomás-becslő eljárás is elérhetővé váljon.

3.1. Fúrólyuk-geofizikai szelvények értelmezése

A nyitott lyukban mért geofizikai szelvények értelmezése során két célt valósítottam meg. Egyrészt lehetővé vált a különböző litosztratigráfiai egységek mélységének meghatározása az egyes fúrásokban, melyekből képződménytető térképeket interpoláltam. Ezeket közvetlen bemenő adatoknak választottam a medencemodellezés során. Másrészről a különböző túlnyomást kiváltó mechanizmusok befolyásolják a lyukgeofizikai szelvényeket, ezeket a hatásokat azonosítottam.

3.1.1. Litosztratigráfiai egységek bemutatása és azonosításuk

Indokoltnak tartom a Duna-Tisza közének litológiai felépítését röviden bemutatni, ugyanis már korábbi kutatások rávilágítottak, hogy a Pannon-medence különböző litológiai egységei hidrodinamikai szempontból más-más szerepet töltenek be (Tóth és Almási, 2001). Ugyanakkor a medencemodellekben is elengedhetetlen, hogy csoportosítsuk az azonos hidrodinamikai tulajdonságokkal rendelkező kőzettesteket és önálló elterjedéssel elkülönítsük azokat a modellezni kívánt térrészen belül. Ezért meg kellett határozni az azonos litológiai felépítésű kőzettestek határait az egyes fúrásokban. A középső-miocén korú összleten belül mélységpontosan dokumentálva van az egyes litosztratigráfiai egységek tetőjének mélysége, illetve a szerzők következetesen ugyanazokat az egységeket különítik el. Ezek közül a leggyakoribb kőzetegységek a konglomerátumok és breccsák, a homokkövek, agyagok és agyagmárgák, valamint a lithothamniumos mészkövek (Szentgyörgyi és Teleki, 1994; Kovac és társai, 2007). A geológiai fejlődéstörténet ismeretében gyakran elő kellene fordulnia a középső-miocén összleteken belül tufa betelepüléseknek is (Lukács és társai, 2018). Azonban, a szakirodalom tanulmányozása során csak elvétve találkoztam elkülönített tufás összletekkel. Ennek az lehet az oka, hogy az általam vizsgált területen az üledékképződés főként a középső-miocén végére (badeni) összpontosul, amikor is jelentős kiterjedésű tengeri üledékképződési környezeteket ismerünk. Valószínűnek tartom, hogy a regionálisan ismert tufaszórások üledékei a vizsgált

12

területen is megtalálhatóak voltak, azonban a még éppen szárazulaton lévő térrészekről lemosódtak, a medencébe halmozódtak át. Az egykori medencékben áthalmozódott tufák a nyílt vízi finomszemű üledékekkel keveredve csak nehezen különíthetők el. Ha meg is maradtak volna önálló rétegeket alkotva, akkor is a vizes közegben agyagásványokká bomlottak volna el, így megnehezítve az elkülönítésüket. A középső-miocén összletek tagolásának esetében elfogadtam a befejező jelentésekben szereplő adatokat, ugyanis ezek egységes képet tükröztek (4. ábra).





A késő-miocén és fiatalabb sorozat esetén azonban, gyakran nem történt meg a képződmények tagolása, sok esetben több száz, vagy ezer méteres összleteken is csak a felépítő kőzetanyagot említik, de az egyes kőzettestek mélységét nem. Ennek az lehet az oka, hogy a vizsgált fúrások nagyrészt a 1980-as években és azelőtt mélyültek. Ekkor még nem állt rendelkezésre részletes üledékképződési modell és litosztratigráfiai tagolás a késő-miocén és fiatalabb kőzetekre (Bérczi és társai, 1987; Mattick és társai, 1988). A litosztratigráfiai tagolást ebben az esetben nekem kellett megoldanom, melyhez korábbi publikált litosztratigráfiai rendszereket vettem alapul (Juhász, 1991; Juhász és társai, 2007). A litológiára érzékeny lyukgeofizikai mérések közül az általam vizsgált fúrásokban leggyakrabban a mélybehatolású-szonda fajlagos ellenállás és termesztés gamma-intenzitás vagy természetes potenciál szelvény állt a rendelkezésemre (6. ábra). A megismert rétegsorok legnagyobb részét a késő-miocéntől napjainkig tartó Pannóniai s.l. üledékciklus

alkotja, mely a Pannon-tó feltöltődése során rakódott le, az utolsó 11.6 millió év során (Juhász, 1991; Sztanó és társai, 2013).

A rétegsort túlnyomó részt törmelékes üledékek képviselik, csak a legalsó nyíltvízi környezetben lerakódott egységek a Tótkomlósi és a Nagykörűi Tagozat kőzetei tartalmaznak jelentősebb mennyiségű karbonát anyagot. A márga-mészmárga sorozat a rétegsor többi részéhez képest kis vastagságú, ugyanis a lerakódása során csak korlátozottan szállítódott be üledék a medence belső részeire. A két tagozat együtt alkotja az Endrődi Formációt, mely felső határát az első homokkő betelepülések alatt húztam meg. Komolyabb kihívást jelent a két tagozat elkülönítése, ugyanis fokozatosan fejlődik ki a Nagykörűi a Tótkomlósiból. A határ meghúzásánál a befejező jelentésekben még tisztán mészmárgából, márgából álló sorozat felső határát tekintettem Tótkomlósi Tagozat tető mélységének. A folytonos kifejlődésű rétegsorban felfelé haladva egyre gyakoribbá válnak az aleurolit és homokkő betelepedülések, melyek a Szolnoki Formáció fokozatos kifejlődésére utalnak. A formációba tartozó turbidit homokkövek és aleurolitok legnagyobb vastagságukat a medencék központi részein érték el, ugyanis az egykori aljzati magaslatok felett gyakran kiékelődnek. Az egykori ÉNy és ÉK irányból progradáló delta rendszerek üledékei a deltalejtőn lezúdulva fokozatosan rakódtak le, lebenyeket létrehozva a delták előterében (Magyar és társai, 1999a; ter Borgh és társai, 2015; Vakarcs és társai, 1994; Pogácsás és társai, 1988). A behordás helyéhez közeledve egyre nagyobb szemcseméretű kőzeteket találunk (5. ábra). A képződmény felső határát a legfelső homokkő test tetején állapítottam meg, mely fölött ismét szinte változatlan, magas természetes gamma-intenzitás és alacsony fajlagos ellenállás értékeket láthatunk.



5. ábra: A késő-miocén és pliocén progradáló deltarendszer a fő üledékképződési környezetekkel, melyek meghatározzák az egyes litosztratigráfiai egységek elterjedését (Sztanó és társai, 2013 nyomán a szerző saját szerkesztése).

Az összleten belül a korrigált fajlagos ellenállás értékek a homoktestek esetén megemelkednek, míg a természetes gamma-intenzitás értéke csökken. Ugyanakkor, ha a delta lejtőn lezúduló homokos és aleuritos zagy egy aljzati magaslattal találkozott, gyakran kikerülte azt, vagy annak oldalában rakódott le, a fokozatos lassulás miatt. Ezekben az esetek nem kíséreltem meg elválasztani a Nagykörűi Tagozat agyagmárga összletét és az Algyői Formáció agyagos üledékeit, csak feljegyeztem, hogy a Szolnoki Formáció kiékelődik az adott fúrásban. A progradáló delta rendszerek közeledtével a turbiditekre folyamatosan települnek az egykori deltalejtő üledékei (Juhász, 1991). A sorozat e részét túlnyomórészt agyagkövek alkotják, csak elvétve találkozhatunk a lejtőbe vágódó csatornarendszerek gátjait alkotó homokkő közbetelepülésekkel. A helyenként több száz méteres vastagságot meghaladó litosztratigráfiai egységet, Algyői Formációként ismerjük. A litológiai változásra érzékeny lyukgeofizikai szelvények szinte változatlanok az összleten belül, annak homogenitása miatt, folyamatos magas természetes gamma-intenzitás és potenciál, valamint alacsony ellenállás értékek jellemzik. A deltalejtő felső részén gyakran megjelennek az egykori esztuáriumokban lerakódott homokos kőzettestek, melyeket már az egykori üledékképződési környezet elsekélyesedéséről tanúskodnak. Az esztuáriumokban lerakódott kőzettesteket, már az Újfalui Formációhoz soroltam, ugyanis hidrodinamikai szempontból közelebb állnak a fedő képződményeikhez (Juhász, 1991).

Kor	r	Lyukgeofiz szetvény	geofizikai Métység elvény (m)		Vastags.	Körny.	L.sztrat.	
Pliocén	Lokalis	S. Marin Marina S.	Ella survey or composition		illás 600	50-100 m	Albuviātis siksāg	Zagyvai Formáció
		WWW	West and	- # 27 A		0-100 m	Átmenet	
Késő-miocén	Pannóniai s.l.	MMM A Multin Manual Man		A A A A A A A A A A A A A A A A A A A	800	.cl> 10.00 m	Defta front és parti siksiég	Újfalní Formáció
						200-700 m	Lejtő	Algyői Formáció
		MMM		NNMA	1400	00 ≘ d 0-100 m	Nyiltvizi	Szolnoki F. Endrödi F.

6. ábra: Általános felső-miocén és pliocén rétegsor, a litosztratigráfiai, az üledékképződési környezetekkel és vastagság viszonyokkal (Juhász és társai, 2007).

Az egykori deltalejtő fokozatosan megy át az egykori deltafronton lerakódott nagy vastagságú homokkövekből felépülő Újfalui Formációba. Litológiai és lyukgeofizikai szempontból a legváltozatosabb képződmény követi az Újfalui Formációt. Az üledékek fokozatosan váltakoznak benne: homokkő, aleurolit, agyagkő és lignit betelepülések formájában. A Pannóniai s.l. üledékciklus záróképződménye, a Zagyvai Formáció már folyóvízi környezetben rakódott le. A Zagyvai formáció fokozatosan fejlődik ki az Újfalui Formációból, így éles határ sem azonosítható közöttük (Juhász, 1991; Juhász és társai, 2007). A terültet geológiai fejlődéstörténetének megértéséhez hozzátartoznak az üledékekkel nem reprezentált szakaszok is, melyeket diszkordancia- és eróziósfelületek formájában jelennek meg. Ezek közül a három legnagyobb mértékű és legjobban dokumentált eseményt beépítettem a medencemodellekbe: a középső-késő miocén, a messinai sókrízist kísérő és a pliocén-pleisztocén eseményt (Csató, 1993; Juhász és társai, 2013; Magyar és Sztanó, 2008; Sacchi és társai, 1999; Csató és társai, 2015).



7. ábra: A vizsgált területen mélyült fúrások, ahol a litosztratigráfiai egységek elkülönítése a lyukgeofizikai szelvények kiértékelése alapján megtörtént.

3.1.2. Szerkezetfejlődés

A Pannon-medence nyomásviszonyainak kialakulására hatást gyakorolnak a területen jelen levő szerkezeti elemek is. Ezeknek a kialakulásához a Pannon-medence szerkezetföldtani fejlődéstörténete szolgáltat magyarázatot, ezért célszerűnek tartom röviden áttekinteni a Pannon-medence fejlődéstörténetét (Haas és társai, 2012).

A Pannon-medence létrejöttét megelőzően két jelentős orogén fejlődéstörténet ment végbe, melyek két óceán bezáródásához köthetők. A Neotethys, a triász és a kréta között, míg az Alpesi Tethys a középső-jurától a harmadidőszakig létezett és három földrészt választottak el egymástól (Csontos és Vörös, 2004; Handy és társai, 2015). Az északnyugati földrész az AlCaPa-egység, mely az eocénre teljes egészében hozzárögzült Európához (Csontos, 1995; Schmid és társai, 2004). A keleti-délkeleti Dácia-egység, a középső-jura során felnyíló Ceahlau-Severin-óceánág választotta el Európától (Csontos és Vörös, 2004; Săndulescu, 1988). A középső, a Tisza-egység vegyes eredetű, ugyanis a középső-jura során vált le Európáról és a késő-jura kora-kréta során ütközött neki a Dácia-egységnek, a Neotehys Vardar-ágának bezáródását követően (Haas és Péró, 2004; Schmid és társai, 2008). A Neotethys végső bezáródása a kréta és eocén között következett be, amikor a Tisza-Dácia-

egység és a tőle délre levő Dinaridák egymás mellé kerültek (Karamata, 2006; Schmid és társai, 2008).

А késő-eocén során megkezdődött az Alpi-Himalájai-hegységrendszer kiemelkedése, mely a Tethys-óceán feldarabolásához vezetett. A Pannon-medence területén a Paratethys helyezkedett el, melyben tengeri és tavi üledékek rakódtak le megőrizve a Paratethys endemikus faunájának nyomait (Báldi, 1986; Nagymarosy és Müller, 1988; Piller és társai, 2007; Steininger és Rögl, 1984). Az AlCaPa- és a Tisza-Dácia-egységek oldalirányban kilökődtek a Keleti-Alpok és a Dináridák közötti kontinentális kollíziós zónából. A kollíziós eseményt együtt kísérte az óceáni lemez szubdukciója, a szubdukálódott lemezdarab visszahajlása és az akkréciós ék kialakulása a kora-miocén során. Az AlCaPaegység extenziója regionális nyírási zónák mentén ment végbe, mint a Periadriai- és a Balaton-vonal (Csontos és Nagymarosi, 1998; Fodor és társai, 1998, Ustaszewzki és társai, 2008). A Tisza-Dácia-egység óramutató járásával megegyező irányú rotációja elérte a 100 fokot a paleogén és a miocén között. Az extenziót az egész Pannon-medencére kiterjedő vulkanizmus kísérte. A vulkanizmus megindulása a szinrift fázis kezdetét is jelenti egyben, mely radiometrikus koradatok alapján 20-17 millió év között kezdődhetett (Hámor, 1985; Pálfy és társai, 2007). A fő extenziós esemény a Pannon-medencében a kora- és a középsőmiocén során ment végbe (Fodor és társai, 1998; Magyar és társai, 1999b; Nagymarosy és Hámor, 2012; Tari és társai, 1999) (4. ábra). A kora-miocén üledékek még szárazföldi és édesvízi környezetben rakódtak le, melyre már tengeri, a félárkokban lerakódott középsőmiocén üledékek települnek (Kovác és társai, 2007; Nagymarosy és Hámor, 2012). Az extenziós feszültségtérben kialakult félárkok iránya, illetve kora helyről-helyre eltérő a Pannon-medence esetében (Balázs és társai, 2016). A Duna-Tisza-közén található miocén részmedencék közül a Kiskunhalasi-medence kialakulása egy észak-északnyugat felé dőlő normálvetőhöz köthető, mely aktivitása során 3 kilométer vastag üledékes összlet rakódott le a kora-bádeni során. A Kiskunhalasi-medencével szomszédos Szegedi-medence esetében, a szinrift extenziós mozgások csak később, a középső-miocénben kezdődtek meg. Az extenziós feszültségtér következtében nyugati dőlésű normál vető jött létre (Balázs és társai, 2016). A lerakódott szinrift üledékösszlet vastagsága meghaladja a 2.5 kilométeres vastagságot. A Makói-árok szinrift fejlődéstörténete a Szegedi-medencéjéhez nagyon hasonló az időbeli kereteket illetően. A Földeáki-árok kialakulása a Kiskunhalasi-árokhoz hasonlóan a kora-miocén végén vette kezdetét (Balázs és társai, 2017b). A két idősebb félárok, a Földeáki- és a Kiskunhalasi-medence esetén a szinrift fázis vége a középső- és a késő-miocén határára tehető. A fiatalabb félárkok, mint a Szegedi- és a Makói-medence esetében a szinrift fázis vége csak később, hozzávetőlegesen 8.5 millió éve fejeződött be (Balázs és társai, 2017b).

Láthatjuk, hogy a szinrift fázis végének sincs egységesen elfogadott, minden részmedencére helytálló időbeli kerete (4. ábra). Így a posztrift üledékképződés kezdetét illetően nincs egységesen elfogadott időpont az Alföld terültén, általában a középső- és későmiocén határát tekintik a posztrift fázis kezdetének, mely 11.63 millió év (ter Borgh és társai, 2013). A középső- és késő-miocén határán ment végbe a Kárpátok kiemelkedése, mely véglegesen izolálta a Paratethys ezen ágát a világtengerektől, így létrehozva az endemikus faunával rendelkező Pannon-tavat (Magyar és társai, 1999a; ter Borgh és társai, 2013). A pliocén és a negyedidőszak során a feszültségtér fokozatosan a kompressziós rezsim irányába alakult át, az Adriai mikrolemez óramutató járásával ellentétes rotációs mozgása és Európához való közeledése miatt (Grenerczy és társai, 2005; Bada és társai, 2007). A legfiatalabb szerkezeti fázis során létrejött szerkezeti elemek leggyakrabban ÉÉNy-DDK, É-D, vagy KÉK-NyDNy irányúak az Alföld területén (Koroknai és társai, 2020). A kialakulásukat, az idősebb miocén korú extenziós szerkezeti elemek reaktivációja tette lehetővé. A legfiatalabb szerkezeti elemek kialakulásában a tektonikus folyamatok mellett a kompakció is szerepet játszhatott (Balázs és társai, 2018)

3.1.3. Porozitás meghatározása a sűrűségszelvény felhasználásával

Az olajipari alkalmazások során a lyukgeofizikai szelvények közül az akusztikus terjedési idő, a kőzetsűrűség és a neutron-porozitás szelvényeket használják rutinszerűen a porozitás meghatározására (Serra, 1984; Asquith és Krzgowski, 2004). Ezek közül a teljes sűrűség szelvényeket használtam fel, ugyanis a porozitáskövető szelvények közül a sűrűség porozitás jól korrigálható az agyagtartalom és a szénhidrogén-telítettség ismeretében. Ezzel szemben az akusztikus-porozitást befolyásolja a kőzetek kompaktáltsága, míg a neutron-porozitást az agyag és szénhidrogén-tartalom mellett az exkavációs hatással és a sótartalommal is korrigálni kell, mely nagyobb kihívást jelent az előző megoldással szemben.

A különböző szelvénytípusok eltérő korrekció igénye mellett más-más porozitás adatot eredményeztek. Általánosságban megállapítható, hogy a sűrűség szelvények segítségével a teljes porozitás válik meghatározóvá, ami magába foglalja a szénhidrogének, a tapadó víz és az agyagásványok felületén és rétegei között megtalálható kristályrácsban

kötött vizet (Serra, 1984; Asquith és Krzgowski, 2004). Szintén teljes porozitás adatok mérhetők abban az esetben, ha a kőzetmagok a mérés előtt szárításon is átesnek. Ezzel ellentétbe a neutron porozitás magába foglalja az agyagásványok OH⁻ ionjai által kitöltött teret is, így nagyobb értéket mutat, mint az akusztikus- és sűrűség szelvényekből számolt teljes porozitás értékek. A kompakció hatásával korrigált akusztikus szelvény a primer porozitásról tájékoztat. Négy fúrás esetén a folytonos sűrűség szelvényből meghatároztam a porozitás értékeket, az alábbi egyenlet felhasználásával

$$\rho_b = \phi \cdot \rho_{fl} + (1 - \phi) \cdot \rho_{m_i} \tag{1}$$

melyben a ρ_b a mért sűrűség értéke, ϕ a porozitás, ρ_m a matrix sűrűsége és végül a ρ_f a pórusfluidum sűrűsége. Az agyagtartalom hatását figyelmen kívül hagytam, mert üledékes medencék léptékében az agyag frakció sűrűsége és a mátrix sűrűsége csak kis mértékben tér el, érdemi porozitás különbséget nem eredményez.

3.1.4. Túlnyomás jelenléte és lyukgeofizikai szelvényekre gyakorolt hatásai

A porozitáskövető szelvények csoportjából az akusztikus terjedési idő és a teljes sűrűség szelvényekre támaszkodtam. A szelvényeket ebben az esetben, nem az adott rétegek porozitásának meghatározására alkalmaztam, hanem a túlnyomást kiváltó mechanizmusok és a túlnyomásos zónák jelenlétére következtettem belőlük. A vizsgált területen 26 fúrás esetén vizsgáltam a kompresszióshullám-terjedésisebességét a mélység függvényében, illetve 17 esetén készítettem sűrűség–kompresszióshullám-terjedésisebesség diagramokat (8. ábra). Az akusztikus terjedési idő szelvény esetén a túlnyomás szelvényre gyakorolt hatását vizsgáltam a mélység függvényében (Bowers, 1995). Hidrosztatikus körülmények esetén, ha túlnyomás nincs jelen, akkor ugyanazon kőzetet különböző mélységben harántolva azt tapasztaljuk, hogy a mélységgel az akusztikus terjedési idő fokozatosan nő. Abban az esetben, ha túlnyomás is jelen van a feltárt rétegsorban, akkor a mélység növekedésével a hullámok terjedési sebessége stagnálni fog, vagy még csökkenést is megfigyelhetünk (9. ábra). Abból, hogy mélységben a hullámok terjedési sebessége



8. ábra: A vizsgált területen elérhető akusztikus terjedési idő szelvénnyel rendelkező mélyfúrások helyzete. Fúrások, melyek jelzése szürke háttérrel jelölt, ott teljes sűrűség szelvény is a rendelkezésre állt.

A hullámterjedési sebesség mélységgel való csökkenése esetén a pórusnyomás megemelkedése és az ehhez kapcsolódó effektív feszültség csökkenése pillanatszerű és gyors folyamatok, melyek valamilyen, az adott rétegben megjelenő folyadéktágulási mechanizmussal magyarázhatóak (Bowers, 1995). Ezzel ellentétben, ha egy alacsony áteresztőképességű, agyagos kőzettestben egyre mélyebbre haladva a hullámterjedési-sebesség stagnál, akkor a kiváltó mechanizmus elsősorban nem egyensúlyi kompakció lehet. A túlnyomás mértéke fokozatosan emelkedik a mélységgel, de ez nem jelent effektív feszültség csökkenést, így a kőzettest mechanikai kompakciójának leállása történik csak meg. A kompaktáltsága mellett természetesen a kőzet anyagi összetétele a pórusfluidum minősége is hat a hullámok terjedési sebességére.



9. ábra: A két fő túlnyomást kiváltó mechanizmus eltérő hatása a kompresszióshullám terjedési idejére, valamint az így létrejövő kompresszióshullám-terjedésiidő – mélység szerinti alakulása: (a) alulkompaktáltság okozta túlnyomás esetén; (b) folyadéktágulás okozta túlnyomás esetén.

Az egymásra hatást gyakorló jelenségek kiszűrése érdekében bizonyos korlátozásokkal éltem, hogy mely mélység- akusztikus terjedési idő adatpárokat használtam fel. Első kritériumként csak a középső-miocén tetőnél ("pannon talp") sekélyebb adatokat használtam fel, ugyanis ezek homogénebb részét képezik a rétegsoroknak (agyag-homok rendszer, melynek csak a legalsó részén jelennek meg márgák, mészmárgák). Ezt követően ezeket az adatokat leszűrtem a természetes gamma-intenzitás szelvény segítségével nemlineáris módszerrel meghatározott agyagtartalom alapján (Larionov, 1969). Az agyagkövekhez tartozó mélység-akusztikus terjedési idő adatpárok maradtak meg. Ezzel a két lépcsős szűréssel már vizsgálhatóvá váltak a túlnyomáshoz kapcsolódó mechanizmusok (Nagy és társai, 2020; 2021). Az adatpárokat mélységben ábrázolva a sekélyebb mintapárokra egy egyenes illeszthető, mely a normál kompakciós trendet adja meg. Azokban az esetekben, amikor egy adott mélységben mért mintapárok elmaradnak ettől a trendtől, ott lehet túlnyomás jelenlétére számítani. Ez a megközelítés egyrészről képes kijelölni a túlnyomásos tartomány felső részét, vagyis azt a mélységet, ahol a normál kompakciós trendtől kezdenek a mért minták eltérni. Megjegyezném, hogy a normál kompakciós trend meghatározását a vizsgált fúrásokra együttesen tettem meg. Ennek az az oka, hogy az utólagos medence kiemelkedések során a már kompaktált minták sekélyebbre kerülnek. Ebben az esetben a megállapított normál kompakciós trend meredeksége nem változik, viszont a kezdeti (0 méteres mélységhez tartozó) kompresszióshullám-terjedésisebesség nagyobb lesz (melléklet W-84 kút). Ez az értelmezés során azt eredményezheti, hogy a túlnyomásos tartomány felső része is sekélyebbre kerül.

A létrehozott akusztikus terjedési idő-mélység görbéknek a lefutását vizsgálva a kiváltó mechanizmusokra is következtethetünk. Az akusztikus terjedési idő-mélység trendek nem mutatnak éles sebesség csökkenést a normál kompakciós trendhez képest, ezért a kiváltó mechanizmusok közül az alulkompaktáltság lehet a domináns (10. ábra). A vizsgált fúrások esetében a túlnyomásos tartomány jelenlétére 2000-2400 méternél nagyobb mélységben számíthatunk, ugyanis ez az az intervallum, ahol a mért adatok eltérése a normál kompakciós trendtől kezdetét veszi. A medencemodellek eredményei függetlenek a lyukgeofizikai szelvények segítségével meghatározott túlnyomásos tartomány tetőtől, de célszerűnek tartom, hogy a két módszer eredményei összevethetőek legyenek.



10. ábra: Egyes fúrások kompresszióshullám-terjedésisebeség (V_p) - mélység profiljai. A sekélyebb minták esetén felvett normál kompakciós trendvonallal (piros vonal) és az attól fokozatosan elmaradó sebesség adatokkal rendelkező túlnyomásos szakasszal (zöld vonal).

A mélység-akusztikus terjedési idő görbék alakjából csak az alulkompaktáltság és a folyadéktágulási mechanizmusok különíthetők el. Tudjuk azt, hogy a Pannon-medencében világviszonylatban is magas hőáram értékeket tapasztalhatunk (Dövényi és Horváth, 1988; Lenkey, 1999; Horváth és társai, 2015). A kutatási téma szempontjából ez azért jelentős, mert a túlnyomás kialakulásában kémiai folyamatok, mint például az agyagásvány átalakulás (szmektit illité) is részt vehet. Az agyagásvány átalakulás elsősorban a hőmérséklet által vezérelt folyamat, mely több lépésben megy végbe a 60-192 °C fok közötti hőmérséklet tartományban (Powers, 1967; Burst, 1969; Colton-Bradley, 1987). Gyakran ebbe a hőmérséklet intervallumba esik a Pannon-medence esetében a késő-miocén összlet, melyben

jelentős mennyiségű agyagtestek találhatóak. Ezért, ha a kiváltó mechanizmusokat kívánjuk vizsgálni a Pannon-medence esetében, nem lehet figyelmen kívül hagynunk a kémiai kompakció szerepét. A szmektit-illité alakulása során az ásványok szerkezete megváltozik. A lényegét tekintve, a folyamat során a szmektit réteges szerkezetéből a pórustérbe távozik egy vízréteg. Ez két dolgot eredményez, egyrészt az összenyomhatatlan fluidum (víz) által kitöltött pórustérbe még több fluidum kerül, amely nyomásemelkedést okozhat (Colton-Bradley, 1987). Ezzel párhuzamosan a tömörebbé vált ásványos szerkezet egy ugrásszerű sűrűség növekedést eredményez. Ezen a sűrűség növekedésén alapszik a sűrűség-sebesség diagram is (Hoesni, 2004), melyet 17 vizsgált fúrás esetén készítettem el. A diagramon szintén csak az agyagmintákhoz tartozó sebesség-sűrűség adatpárokat ábrázoltam (11. ábra). Az adatpárok abban az esetben, ha alulkompaktáltság miatt jött létre a túlnyomás, vagy hidrosztatikus nyomásviszonyok uralkodnak, akkor egy jól ismert pályán haladnak (sötétkék pálya). Ezt a pályát kétféleképpen hagyhatják el a minták, vagy valamilyen folyadéktágulási mechanizmus hatására sebesség csökkenés megy végbe, miközben a sűrűség változatlan marad (barna pálya). Vagy pedig, mint az általam vizsgált fúrások némelyikében is sikerült kimutatni, egy sűrűség emelkedés történik, melyet sebesség stagnálás kísér (piros pálya) (11. ábra).



11. ábra: Sűrűség és kompresszióshullám-terjedésisebesség diagram. A normál kompakciós, vagy alulkompaktáltság miatti útvonaltól (kék pálya) való eltérés esetén egyéb túlnyomást kiváltó mechanizmusok is befolyásolják a felszín alatti nyomásviszonyokat.

A sűrűség-sebesség diagramok elkészítéséhez kiszámítottam a fúrások hőmérsékletmélység összefüggését. Ehhez a rétegvizsgálatok során mért hőmérséklet adatokból és a magyarországi átlagos évi középhőmérsékletből (10 °C) indultam ki. A mért adatokra és a felszíni középhőmérsékletre lineáris regresszió segítségével egy egyenest illesztettem. Az egyenes egyenletének segítségével a fúrás teljes hosszában meghatároztam a hőmérséklet értékét. sűrűség-kompresszióshullám-terjedésisebesség 10 °C-os А adatpárokat intervallumokra bontottam az előzetesen meghatározott hőmérséklet értékek alapján. A hőmérséklet intervallumokhoz kapcsolódó sűrűség és kompresszióshullámterjedésisebesség adatok átlagait megjelenítettem a sűrűség-sebesség diagramokon (12. ábra). Ezzel az eljárással kimutattam, hogy a vizsgált fúrásokban a 100-110 °C közötti hőmérséklet tartományban lezajlik egy kémiai kompakciós folyamat, ezt korábban szmektitillité átalakulásként értelmeztem, melyet röntgen pordiffrakciós mérések is alátámasztanak (Dr. Farkas Izabella Melinda, MOL Nyrt. Laboratórium szóbeli közlése) (Nagy és társai, 2019a). Önmagában ebből még nem derül ki, hogy ez a túlnyomást kiváltó mechanizmus milyen mértékben járul hozzá a felszín alatti nyomás rezsimhez, de bizonyítottam, hogy figyelembe kell venni a további vizsgálatoknál (mértékét 6.1. fejezetben mutatom be).



12. ábra: Az egyes fúrások teljes sűrűség – kompresszióshullám-terjedésisebesség (V_p) diagramjai. A vizsgált minták esetén azonosítottam egy sűrűség növekedés, mely a kémiai kompakció következtében alakulhatott ki (piros nyíl).

3.2. A fejezetben bemutatott eredmények összefoglalása

A kutatási téma első szakaszában a rendelkezésemre bocsájtott lyukgeofizikai szelvények értelmezését végeztem el. A medencemodellezéshez szükséges litosztratigráfiai egységeket lehatároltam a litológiára érzékeny szelvények segítségével. Ezt követően, kiemelt figyelmet fordítottam az akusztikus terjedési idő és a sűrűség szelvények értelmezésére. Elsődlegesen a túlnyomásos zónák mélységének meghatározására. Ehhez elkülönítettem az agyagmintákat és a hozzájuk kapcsolódó akusztikus terjedési idő adatokból számolt kompresszióshullám-terjedésisebesség értékeket. A sebesség adatokat a mélység függvényében ábrázoltam, ami lehetővé tette a normál kompakciós trend meghatározását. A mért sebesség adatokat a normál kompakciós trendhez viszonyítottam, és azonosítottam azokat a mélységértékeket, ahol a mért adatok fokozatosan eltérnek a trendtől. A túlnyomásos zóna felső határa 2000-2400 méter mélység között változik a vizsgált területen. Kevés esetben sekélyebben is lehet, de ezt, az utólagos kiemelkedés hatásával magyarázom. А sebesség-mélység profilok alakjából а túlnyomást kiváltó mechanizmusokra következtettem. A vizsgált területen alulkompaktáltságot az azonosítottam a lehetséges mechanizmusok közül, ugyanis a sebesség adatok fokozatosan stagnálnak a mélység növekedésével. Azokban a fúrásokban, ahol egyszerre állt rendelkezésemre kompresszióshullám-terjedésisebesség és sűrűség adat, ott elkészítettem a fúrások sűrűség-sebesség diagramjait. Meghatároztam a rétegvizsgálatok során mért hőmérséklet és a felszíni éves középhőmérséklet adatok segítségével a fúrások hőmérsékletmélység összefüggéseit. Ennek segítségével kiszámoltam a hőmérséklet értékét a fúrások teljes szakaszában. A sűrűség-sebesség adatpárokat nem páronként jelenítettem meg, hanem 10 °C-os hőmérséklet intervallumokhoz kapcsolódó átlag értékek formájában. Az így létrehozott sűrűség-sebesség diagramokkal bizonyítottam, hogy a 100-110 °C-os intervallumhoz kapcsolódik egy sűrűség növekedés. Ezt a sűrűségnövekedést kémiai kompakció hatásaként értelmeztem, feltehetően a szmektit-illitté alakulása történik ebben a tartományban.

1. Tézis

Olajipari fúrólyuk-geofizikai szelvények adataira alapozva azonosítottam két túlnvomást kiváltó mechanizmust a Duna-Tisza közén. A természetes gammaintenzitás és az akusztikus terjedési idő szelvények együttes értelmezésével kimutattam, hogy a túlnyomásos zónák 2000 méteres mélységtől vannak jelen a Pannon-medence déli részén. A középső-miocén korú medencék központi részén mélyült fúrások esetén rámutattam, hogy a túlnyomás kialakulása már az Algyői és a Szolnoki Formáció agyagos kifejlődésű részeiben megkezdődik. A kompresszióshullám-terjedésisebesség adatok változását a mélység függvényében hullám-terjedésisebesség csökkenésének megvizsgáltam. Α mértéke alapján bizonyítottam, hogy a nem egyensúlyi kompakció meghatározó módon részt vesz a túlnyomásos rendszer kialakulásában. Az akusztikus szelvényből származtatott kompresszióshullám-terjedésisebesség adatok alapján kimutattam, hogy a folyadéktágulási mechanizmusok nem járulnak hozzá a túlnyomás kialakulásához. A sűrűség-szeizmikus sebesség diagramok segítségével azonosítottam a kémiai kompakciót, mint jelen lévő másodlagos túlnyomást kiváltó mechanizmust.

4. Kőzettestek rezervoármechanikai tulajdonságai

Indokoltnak tartom a rezervoármechanikai paramétereknek egy önálló fejezetet szentelni, mert előzetes vizsgálataim során bizonyítottam, hogy alapjaiban befolyásolják a medencemodellekkel való pórusnyomás-előrejelzés megbízhatóságát (Nagy és társai, 2019a). Rezervoármechanikai trendek alatt elsősorban a litosztratigráfiai egységek porozitás-mélység és porozitás-áteresztőképesség összefüggéseit értem. A vizsgált téma szempontjából nem az egyéni pontszerű adatokat emelném ki, hanem az ezek által képződményenként kirajzolódó trendet és annak bizonytalanságát. Először a MOL Nyrt. fúrómagokon mért porozitás és permeabilitás adatbázisa állt a rendelkezésemre, melyen a mért adatokat litosztratigráfiai egységenként csoportosítottam. Az adatok nem arányosan oszlanak meg a különböző litosztratigráfiai egységek között. A márgák, aleurolitok és agyagkövek alulreprezentáltak, míg a homokkövek (elsősorban Szolnoki és Újfalui Formáció) felülreprezentáltak. Már a fúrómagok vétele során is elsősorban a tároló kőzetek kaptak nagyobb hangsúlyt, illetve az aleurolitos és agyagköves magokon általában nem végeztek méréseket (Pap, 1976; Tóth és Almási, 2001). A mérések hiányát a vélhetően alacsonyabb áteresztőképességű minták, mint a márgák, aleurolitok és agyagkövek esetén az is indokolta, hogy a rendelkezésre álló műszerek alsó mérési korlátja 0.01 mD (Kutasi Csaba, MOL Laboratórium személyes közlése). Ez a tapasztalatok szerint nem elégséges a tömött kőzetek méréséhez. Ugyanakkor a kutatási téma szempontjából elengedhetetlen, áteresztőképességű képződmények alacsony esetén is ismerjük hogy az а rezervoármechanikai összefüggéseket. Ennek érdekében elkerülhetetlen volt egy mérési program megvalósítása, mely elsősorban a márgákra, aleurolitokra és agyagkövekre összpontosított.

4.1. Mérési program megtervezése és kivitelezése

A mintavételezési és mérési programot úgy terveztem meg, hogy az alulreprezentált képződmények megismerését segítse. Első lépésként összegyűjtöttem, hogy a vizsgált területen mélyült fúrások esetén melyekben vettek fúró magot a Tótkomlósi, a Nagykörűi Tagozatból és az Algyői Formációból. Azonosítottam a magvizsgálati jelentések alapján milyen kőzeteket említenek a fúrómagok esetén. A létrehozott lista alapján összeállítottam, a megtekintendő magok listája (13. ábra). A megtekintendő magok összeállításánál figyelembe vettem a fúrómagok mélységét is, ugyanis az eltérő mélységből származó adatok a rezervoármechanikai trendek egyes eltérő részeit képviselik.



13. ábra: A rezervoármechanikai paraméterek megismerésére kidolgozott mérési programban részvevő mélyfúrások helyét bemutató térkép.

A magszemle két lépésben kiviteleztem, a rezervoármechanikai paraméterek mérését pedig a Miskolci Egyetem Alkalmazott Földtudományi Kutatóintézetben (AFKI) végeztem el. Az első mintavételezés és mérési fázis során 5 különböző fúrás 20 magmintáját tekintettem meg. Ezek közül 6 darab mag nem volt elérhető, valamint egy esetében nagyobb szemcseméretű kőzetek alkották a magot, mint azt a magvizsgálati jelentésből valószínűsíthető lenne. Összességében 13 mintavétel történt, melyeket elszállítottam az AFKI-ba, ahol kis és nagy magmintákat alakítottak ki a kőzettestekből. A magminták sok esetben repedezettek voltak, melyek a kialakítása során el is törtek, így az eredeti 20 mintából összesen 7 mérési eredmény született. A második magszemle esetén már 29 fúrómag megtekintését kérvényeztem, melyek közül 18 esetén nem volt elérhető. A megtekintett 11 mintából 3 esetén a leírthoz képest nagyobb szemcse méretű kőzetek alkotják a magokat és végül 8 mintavétel történt. Összességében a minták 24 %-ban volt lehetőség sikeres mintavételezésre. Az újonnan mért és a korábbi mérések eredményeként rendelkezésemre álló adatokból egy egységes adatbázist hoztam létre, amely minden litosztratigráfiai egység esetén tartalmazza a mért rezervoármechanikai adatokat.

4.2. Litosztratigráfiai egységek kompakciós trendjeinek bemutatása

A porozitás értékek betemetődési mélységgel történő csökkenését elsőként Athy (1930) említette és egy tapasztalati formulát is publikált a csökkenés leírására. Ennek segítségével a kiindulási, vagy leülepedéskori kezdeti porozitás (Φ_0); a betemetődési mélység (z_e) és egy állandó (k) alkalmazásával leírhatóvá válik a különböző kőzettestek mechanikai kompakciója

$$\phi = \phi_0(e^{-kz_e}). \tag{2}$$

Az Athy-egyenletben lényegében csak a k állandó az ismeretlen. Ugyanis a mért, vagy lyukgeofizikai szelvényekből számolt porozitás adatok rendelkezésre állnak. A porozitás értékekhez tartozó mélység is rögzítésre került a mintavételezés során, egyedül a kezdeti porozitás adatokat terheli jelentősebb bizonytalanság. Ugyanakkor, a kezdeti porozitás adatok a különböző kőzettípusok esetében elérhetők szakirodalmi adatokból (Hantschel és Kaerauf, 2009). A rendelkezésre álló mért és a szakirodalomból ismert adatok felhasználásával egy adott litológiai egység esetén meghatározható az Athy-féle állandó értéke. Az állandó ismeretének hiányában csak arra van lehetőség, hogy a mért adatokkal reprezentált mélységintervallumokban, az adatpontok között interpolálva tudjuk leírni a kompakciós görbe egy szakaszát. Ugyanakkor, az Athy-féle állandó ismeretében a teljes kompakciós görbe előállítható az adott litosztratigráfiai egység esetén. Ez lehetővé teszi a továbbiakban a kompakció modellezését a leülepedés pillanatától egészen a maximális Így a kompakciós mélység eléréséig. medencemodellekben felhasználva а rezervoármechanikai trendeket lehetőség nyílik a folyamatos kompakció és az alulkompaktáltság okozta túlnyomás kialakulás szimulálására.

Az Athy-féle és az azóta publikált összefüggések a betemetődés során végbemenő porozitás csökkenését a mélység függvényében exponenciálisnak feltételezik (Schneider és társai, 1996; Yang és Aplin, 2004). Illetve, feltételezik azt is, hogy a mechanikai kompakció irreverzibilis, valamint nem veszik figyelembe a kémiai kompakció (ásványfázisok kiválása, oldódás, ásványos átalakulások) okozta porozitás változásokat (Walderhaug, 2000; Schneider és társai, 1996). A fenti egyszerűsítések miatt ezek a modellek, amelyek ugyan jól leírják a regionális trendeket, de lokális léptékben bizonyos hibával terheltek. A mechanikai kompakció valójában nem a mélységtől, hanem az effektív feszültségtől függ (Terzaghi, 1923). Ezért a megismert kompakciós trendek mind mélységben, mind pedig effektív feszültségbe konvertálva is meghatároztam. A mélység-porozitás és az effektív
feszültség-porozitás alkalmazása esetén a fokozatos betemetődés során minden kőzettest porozitás leírhatóvá vált. Ugyanakkor, a kőzetvázban történő fluidum áramlást a kőzetek áteresztőképességével tudjuk jellemezni (Klinkenberg, 1941). A permeabilitás értékének meghatározása szintén magában hordoz egyszerűsítéseket, ugyanis az áteresztőképesség egy szimmetrikus tenzor 6 független komponenssel. Ugyanakkor, gyakran két egymásra merőleges komponenssel írják le, melyek a vertikális (rétegzésre merőleges) és a horizontális (rétegzéssel párhuzamos irány) áteresztőképesség értéke. A két érték hányadosa az anizotrópia tényező. A magminták mérése során, ha lehetőség van rá, akkor a rétegzésre merőleges mintákat készítenek és azon mérik a vertikális áteresztőképességet. A rendelkezésemre álló adatok, illetve a mintavételezési program során mért adatok is vertikális áteresztőképesség értékek. A vertikális permeabilitás értékekből az anizotrópia tényező segítségével meghatározható a vízszintes áteresztőképesség értéke is. A szakirodalomba számos publikált anizotrópia tényező fellelhető (Schulze-Makuch és társai., 1999; Hantschel és Kaerauf, 2009). A medencemodellekben a Hatschel és Kauerauf által ajánlott értéket (50) használtam, ugyanis a szerzők a Schlumberger által mért, a teljes világra kiterjedő mérési adatbázis alapján javasolják ezt az értéket.

A kutatási munkám során a porozitáshoz hasonlóan az egyes litosztratigráfiai egységekre jellemző, trendszerű áteresztőképesség összefüggéseket is azonosítottam. A permeabilitás (k) kompakció során végbemenő csökkenésének leírását két szerző munkássága határozza meg (Kozeny, 1927; Carman, 1937). Az általuk felállított összefüggés az áteresztőképesség csökkenését a porozitás, pórusméret, pórustorok-átmérő és a koordinációs szám (pórus összeköttetések mérőszáma) függvényében írja le. A Kozeny-Carman alapú megközelítések az áteresztőképesség csökkenése során két porozitástartományt különít el. A magasabb porozitású tartományban az áteresztőképesség lassabban csökken, ugyanis ekkor csak a pórus torkok átmérőjének csökkenése történik. Ezt követően az alacsonyabb porozitástartományban, a permeabilitás egyre gyorsabb csökken, ugyanis bezáródnak a pórustorkok és így nagymértékben leromlik a pórusok közti kommunikáció. A szakirodalomból számos Kozeny-Carman típusú összefüggés ismert (England és társai, 1987; Mavko és társai, 2003; Vidal-Beaudet és Charpentier, 2000). Mivel a kutatás második szakaszában medencemodellekben használtam fel ezeket az összefüggéseket, ezért egy kifejezetten a medencemodellekhez megalkotott összefüggést alkalmaztam először (Ungerer et al., 1990)

$$k = 2 \times 10^{16} \times K \frac{\phi^5}{s^2 (1-\phi)^2} \quad \text{ha } \Phi_{eff} < 0.1,$$
(3)

$$k = 2 \times 10^{16} \times K \frac{\phi^3}{S^2 (1-\phi)^2}$$
 ha $\Phi_{eff} \ge 0.1.$ (4)

A fenti egyenletekben a fajlagos felület *S* (m²/m³); *K* a kőzettípusra jellemző skála paraméter, Φ_{eff} pedig az effektív porozitás. A rendelkezésemre bocsátott adatbázisok és az utólagos mérések esetén is a porozitás adatok egy részéhez tartozott áteresztőképesség adat is. Az Ungerer és társai (1990) által publikált egyenleteket alkalmaztam a porozitáspermeabilitás összefüggések megalkotására. Ennek során az adott litosztratigráfiai egységre jellemző publikált fajlagos felület értékeket és a skála paramétereket alkalmaztam. Az áteresztőképesség adatok porozitás függése nem írható le egyetlen összefüggéssel az adatok szórása miatt. Ezért megvizsgáltam, hogy a létrehozott porozitás-permeabilitás összefüggéshez képest mekkora áteresztőképesség tartományon belül helyezkedek el a mért adatok.

Az Ungerer és társai (1990) által ajánlott összefügés segítségével becsült porozitáspermeabilitás egyenes jól illeszkedett az agyagos, aleurolitos, márgás és mészmárgás kőzettani egységekben mért adatokra. Ugyanakkor, az ismert tároló képződmények esetében, mint az Újfalui, Szolnoki Formáció, vagy a középső-miocén konglomerátumok, homokkövek és mészkövek esetén az Ungerer-féle összefüggés egy adott porozitás érték esetén jelentősen túlbecsülte az áteresztőképesség értékét a mért adatokhoz képest. Ezért megvizsgáltam, hogy a Schluberger által "Multipoint" modell néven kifejlesztett, a leggyakoribb kőzettípusok esetén publikált összefüggések hogyan viszonyulnak a rendelkezésemre bocsájtott adatokhoz (Hantschel és Kaerauf, 2009). A "Multipoint" modell alkalmazása esetén az eredmények pontosan ellentétesek az Ungerer-féle modellek alkalmazása során tapasztaltakkal. Ugyanis, a "Multipoint" modell segítségével becsült porozitás-permeabilitás egyenesek jól illeszkednek a tároló képződményekben mért adatokra, ezzel ellentétben jelentősen alulbecsülik az agyagos, aleurolitos, márgás, mészmárgás képződmények áteresztőképességét. A következő alfejezetekben minden litológiai egység esetén ismertetem a mélységen alapuló kompakciós trendeket, valamint a porozitás-áteresztőképesség összefüggéseket. A rezervoármechanikai paraméterekkel rendelkező fúrások áttekintő térképét a 14. ábra mutatja be.



14. ábra: A vizsgált terület egyes litosztratigráfiai egységeire jellemző porozitás - mélység és porozitás - permeabilitás trendek megalkotásában résztvevő mélyfúrások jelét és helyzetét bemutató térkép.

4.2.1. Újfalui Formáció

A rendelkezésre álló adatbázisban két fúrás esetén volt elérhető magon mért porozitás adat, melyek trendszerűen magas porozitást mutatnak 2000 m-es mélységben. A magon mért porozitás adatokat a sűrűségszelvények alapján becsült porozitás adatokkal egészítettem ki (15.ábra); így jóval nagyobb mélységtartomány esetén lehetett a porozitás-mélység trendet létrehozni. Áteresztőképesség adatok csak egy fúrás esetén állnak rendelkezésünkre, de azok egységesen magas (2-3 nagyságrendet átfogó permeabilitás) értékek (16.ábra).



15. ábra: Az Újfalui Formációból származó becsült és mért porozitás adatok mélység szerinti ábrázolása, illetve az Athy-féle megközelítéssel létrehozott porozitás-mélység összefüggés (bal oldal), valamint a porozitás-mélység összefüggésből számolt porozitás-effektív stressz görbe (jobb oldal).

Előzetes vizsgálataim és a publikált adatok is alátámasztják, hogy az Újfalui Formáció és fiatalabb litosztratigráfiai egységekben nem jelentkezik túlnyomás. Az Algyői Formáció, mint egy regionális hidrodinamikai elválasztó egység szeparálja a topográfiai áramlás által uralt felső, és a túlnyomásos mélyebb hidrodinamikai egységeket (Tóth és Almási, 2001). A vizsgált téma szempontjából ez azt jelenti, hogy az Újfalui és fiatalabb litosztratigráfiai egységek, mint fedőkőzetek viselkednek a medencemodellekben, vagyis csak a litosztatikus nyomást befolyásolják, így jelenlegi ismeretségük a kutatási téma szempontjából elegendő.



16. ábra: A mért áteresztőképesség adatok porozitás függvényében történő bemutatása az Újfalui Formáció esetén, valamint az adatok és a szakirodalomban publikált összefüggésekkel számolt egyenesek illeszkedése. A képződmény esetén a Schlumberger "Multipoint" modellje bizonyult a megbízhatóbbnak a porozitás-permeabilitás leírására.

4.2.2. Algyői Formáció

A képződmény esetén két viszonylag szűk intervallumból (2200-2400 m és 3300-3400 m) álltak rendelkezésre fúrómagokon mért porozitás adatok, így a sűrűségszelvényből számolt porozitás adatokra (1700-3300 m) is erősen támaszkodik a létrehozott porozitásmélység összefüggés (17. ábra). Az Athy-féle állandó a litológiai egység esetében 1.2 km⁻¹, míg a leülepedéskori porozitás értéke 55 %. Három fúrásból származó áteresztőképesség adatokat használtam fel a porozitás-permeabilitás összefüggés megalkotásakor, ezek az adatok az alacsony porozitású (<10 %) tartományból származnak, ugyanakkor a mért pontok egy szűk, ± 1 mD tartományon belül mozognak (18. ábra). A magasabb porozitás értékekhez tartozó, mért áteresztőképesség adatokkal nem reprezentált tartomány esetén a trendet az Ungerer és társai (1990) által közölt egyenlet felhasználásával egészítettem ki.



17. ábra: Az Algyői Formációból származó becsült és mért porozitás adatok mélység szerinti ábrázolása, illetve az Athy-féle megközelítéssel létrehozott porozitás-mélység összefüggés (bal oldal), valamint a porozitás-mélység összefüggésből számolt porozitás-effektív stressz görbe (jobb oldal).



18. ábra: A mért permeabilitás adatok porozitás függvényében történő bemutatása az Algyői Formáció esetén, valamint az adatok és a szakirodalomban publikált összefüggésekkel számolt egyenesek illeszkedése. A képződmény esetén az Ungerer és társai (1990) modellje bizonyult a megbízhatóbbnak a porozitás- áteresztőképesség leírására.

4.2.3. Szolnoki Formáció

A képződmény két eltérő kifejlődésű részre választottam szét az agyagtartalma alapján. Egy főleg homokkövekből felépülő és egy másik inkább agyaggkőből és aleurolitból álló részre bontottam. Az agyagos, aleurolitos egység esetében, azonban csak a 2400-2800 m és a 3500 m körüli mélységintervallumból érhető el magon mért porozitás adat, így a köztes mélység tartományokban szükség volt a lyukgeofizikai szelvényekből számolt porozitás értékekre (19. ábra). Az agyagos kifejlődés esetében a trendillesztés során alkalmazott kezdeti porozitás 55 %, míg az Athy-féle állandó 0.9 km⁻¹ nagyságú volt. A porozitás-permeabilitás trend megalkotásához, csak az egészen alacsony (<10 %) porozitástartományból álltak rendelkezésre adatok (20.ábra). А porozitásáteresztőképesség kapcsolatának leírása során a fajlagos felület $1.5 \cdot 10^8 \text{ m}^2/\text{m}^3$ értéknek, míg a skálatényező 0.1 értéknek határoztam meg.



19. ábra: A Szolnoki Formációból (aleurolitos kifejlődés) származó becsült és mért porozitás adatok mélység szerinti ábrázolása, illetve az Athy-féle megközelítéssel létrehozott porozitás-mélység összefüggés (baloldal), valamint a porozitás-mélység összefüggésből számolt porozitás-effektív stressz görbe (jobb oldal).



20. ábra: A mért permeabilitás adatok porozitás függvényében történő bemutatása az Szolnoki Formáció (aleurolitos kifejlődés) esetén, valamint az adatok és a szakirodalomban publikált összefüggésekkel számolt egyenesek illeszkedése. A képződmény esetén az Ungerer és társai (1990) modellje bizonyult a megbízhatóbbnak a porozitás- áteresztőképesség leírására.

A homoköveket tartalmazó egység esetében szinte nem is volt szükség a lyukgeofizikai szelvényekből számolt porozitás adatokra, ugyanis a fúrómagokon mért adatok lefedik a 2000-4300 m közötti mélységintervallumot. A homokköveket tartalmazó részek esetében a kezdeti porozitás értéke 40 %, ugyanakkor az Athy-féle állandó 0.5 km⁻¹ volt (21. ábra). A létrehozott porozitás-mélység trendhez képest az adatok jelentősen szórnak, még ugyanazon fúrás és mérési program esetén is. A permeabilitás értékek, ugyanakkor egységes trendet rajzolnak ki, melyek a <20 % porozitású tartományt reprezentálják (22. ábra).



21. ábra: A Szolnoki Formációból (homokkő kifejlődés) származó becsült és mért porozitás adatok mélység szerinti ábrázolása, illetve az Athy-féle megközelítéssel létrehozott porozitásmélység összefüggés (bal oldal), valamint a porozitás-mélység összefüggésből számolt porozitáseffektív stressz görbe (jobb oldal).



22. ábra: A mért permeabilitás adatok porozitás függvényében történő bemutatása a Szolnoki Formáció (homokkő kifejlődés) esetén, valamint az adatok és a szakirodalomban publikált összefüggésekkel számolt egyenesek illeszkedése. A képződmény esetén a Schlumberger "Multipoint" modellje bizonyult a megbízhatóbbnak a porozitás-áteresztőképesség leírására.

4.2.4. Nagykörűi Tagozat

A vizsgált képződmények közül ez az adatokkal legkevésbé reprezentált képződmény. Melynek az az oka, hogy a vizsgált fúrások az aljzati magaslatok felett mélyültek és az Endrődi Formáció tetejét a legmélyebb helyzetű Szolnoki Formációba tartozó homokkő alatt szokták kijelölni. Ugyanakkor, az aljzati magaslatok fölött a Szolnoki Formáció nem fejlődik ki, így az Endrődi és az Algyői Formáció elválasztása gyakran nem történik meg, így maga a képződmény lehatárolása a fő bizonytalansági tényező.



23. ábra: Az Nagykörűi Tagozatból származó becsült és mért porozitás adatok mélység szerinti ábrázolása, illetve az Athy-féle megközelítéssel létrehozott porozitás-mélység összefüggés (bal oldal), valamint a porozitás-mélység összefüggésből számolt porozitás-effektív stressz görbe (jobb oldal).

A rendelkezésre álló fúrómagokon mért porozitás adatok egy viszonylag nagy mélységintervallumot fednek le (2100-4000 m) (23. ábra). A trend illesztése során a kezdeti porozitás 60 %, míg az Athy-féle állandó 1.1 km⁻¹ értéket vett fel. A mért és lyukgeofizikai szelvényekből számolt adatok egy egészen szűk tartományban szórnak a felvett porozitás-mélység trend körül. A porozitás-áteresztőképesség diagramon egy trendet azonosítottam (24. ábra), azonban a trend bizonytalansága nagyobb, mint a fedő képződmények esetében. A medencemodellekbe beépítettem a mért adatok bizonytalanságát is (4.3. fejezet).



24. ábra: A mért permeabilitás adatok porozitás függvényében történő bemutatása a Nagykörűi Tagozat esetén, valamint az adatok és a szakirodalomban publikált összefüggésekkel számolt

egyenesek illeszkedése. A képződmény esetén az Ungerer és társai (1990) modellje bizonyult a megbízhatóbbnak a porozitás-áteresztőképesség leírására.

4.2.5. Tótkomlósi Formáció

A képződmény a legteljesebb magon mért porozitás adatokkal reprezentált, köszönhető ez az AFKI által rendelkezésemre bocsátott adatbázisnak. Ennek köszönhetően a lyukgeofizikai szelvényekből számolt adatoknak a kompakció trend előállításakor nem volt meghatározó szerepe. Ugyanakkor, kiemelném, hogy a szelvényekből számolt porozitás adatok jól beleillenek a magon mért adatok alapján kijelölt porozitás-mélység trendbe.

A kompakciós egyenlethez használt paraméterek közül a kezdeti porozitás esetén 70 %-os, míg az Athy-féle állandó esetén 1.2 km⁻¹ értéket alkalmaztam (25. ábra). A porozitás-áteresztőképesség diagramon, a Nagykörűi Tagozat mintáihoz hasonlóan ebben az esetben is, nagyobb az adatok szórása, mint a fiatalabb késő-miocén litosztratigráfiai egységek esetén (26. ábra).



25. ábra: A Tótkomlósi Tagozatból származó becsült és mért porozitás adatok mélység szerinti ábrázolása, illetve az Athy-féle megközelítéssel létrehozott porozitás-mélység összefüggés (bal oldal), valamint a porozitás-mélység összefüggésből számolt porozitás-effektív stressz görbe (jobb oldal).



26. ábra: A mért permeabilitás adatok porozitás függvényében történő bemutatása a Tótkomlósi Tagozat esetén, valamint az adatok és a szakirodalomban publikált összefüggésekkel számolt egyenesek illeszkedése. A képződmény esetén az Ungerer és társai (1990) modellje bizonyult a megbízhatóbbnak a porozitás-áteresztőképesség leírására.

A kompakciós egyenletekben felhasznált kezdeti porozitás értékek támaszkodnak a szakirodalomból ismert adatokra (Schneider és társai, 1996; Athy, 1930), mely szerint a legalacsonyabb kezdeti porozitás értékekkel rendelkeznek a homokkövek ($\varphi_0 = 42 \%$). Kissé magasabb, 55-70 % körüli kezdeti porozitással pedig az aleurolitok és az agyagkövek. Említésre méltó az a trendszerű viselkedés, mely a karbonáttartalom és a kezdeti porozitás között áll fenn. A magokon mért adatrendszerből az látható, hogy a finomszemű kőzetek (aleurolit, agyagkő, agyagmárga, márga, mészmárga) kezdeti porozitás értékei a karbonát tartalom növekedésével fokozatosan nőnek. Ez azt jelenti, hogy a nagyobb karbonát tartalmú finomszemű üledékek, mint a Tótkomlósi Tagozat mészmárgái és a Nagykörűi Tagozat agyagmárgái és márgái a betemetődés korai szakaszában sokkal nagyobb mennyiségű pórusvizet is jelent az üledékekben, mely egy gyors betemetődés és gyors kompakció során nem fog tudni megfelelő mértékben távozni a pórustérből, ezzel a pórusnyomásmegemelkedését okozva.

4.2.6. Középső-miocén konglomerátumok, breccsák és homokkövek

Mivel gyakran tárolnak szénhidrogén-telepeket, ezért szinte a teljes mélységintervallumból (1000-4000 m között) elérhetők mért effektív porozitás adatok, amelyek alapján a porozitás 18 %-ról fokozatosan 1 %-ra csökken (27. ábra). A permeabilitás adatok is hazai viszonylatban egy átlagos tároló tulajdonságait tükrözik és folyamatosan csökkentek 2 log(k) értékről -2 log(k) értékre a kompakció során (28. ábra). A középső-miocén lithothamniumos mészkövek a konglomerátumokhoz képest a

42

porozitásukat nagyobb mélységig megőrzik. Ugyanakkor a porozitás-áteresztőképesség összefüggések nagyon hasonlóan alakulnak, vagyis más szóval, nagyobb mélységig képesek konvencionálisan termeltethető tárolóként viselkedni. A középső-miocén lithothamniumos mészkövek rezervoármechanikai paraméterei a Mellékletekben kerülnek bemutatásra (15. fejezet).



27. ábra: A középső-miocén konglomerátumokból származó becsült és mért porozitás adatok mélység szerinti ábrázolása, illetve az Athy-féle megközelítéssel létrehozott porozitás-mélység összefüggés (bal oldal), valamint a porozitás-mélység összefüggésből számolt porozitás-effektív stressz görbe (jobb oldal).





4.2.7. Középső-miocén márgák, mészmárgák, agyagok és aleuritok

A korábban említett középső-miocén litológiai egységekhez képest porozitás adatok tekintetében alulmintázottnak tekinthető a képződmény. A minták egy széles mélység

spektrumot fednek le (1200-5400 m között) és jó közelítéssel egy trend illeszthető azokra (29. ábra). Hasonló megállapítás vonható le a porozitás-permeabilitás diagramjuk alapján is, ahol a 2-12 % közötti porozitástartomány áteresztőképességéről rendelkezünk mért adattal (30. ábra). Mindemellett az áteresztőképesség adatok tekintetében csak nyolc mérési adat volt elérhető.



29. ábra: A középső-miocén agyagokból, márgákból és mészmárgákból származó becsült és mért porozitás adatok mélység szerinti ábrázolása, illetve az Athy-féle megközelítéssel létrehozott porozitás-mélység összefüggés (bal oldal), valamint a porozitás-mélység összefüggésből számolt porozitás-effektív stressz görbe (jobb oldal).



30. ábra: A mért permeabilitás adatok porozitás függvényében történő bemutatása a középsőmiocén agyagok, márgák és mészmárgák esetén, valamint az adatok és a szakirodalomban publikált összefüggésekkel számolt egyenesek illeszkedése. A képződmény esetén az Ungerer és társai (1990) modellje bizonyult a megbízhatóbbnak a porozitás-áteresztőképesség leírására.

4.3. A rezervoármechanikai trendek becslésének bizonytalanság

A rezervoármechanikai összefüggések meghatározása esetén egyértelművé vált, hogy mind a porozitás-mélység, mint pedig a porozitás-permeabilitás diagramokon megjelenített adatokat nem lehet egyetlen jól meghatározott egyenlettel leírni. A mértékét minden porozitás-áteresztőképesség összefüggés bizonytalanság esetén megvizsgáltam, melyből az a következtetés vonható le, hogy a fiatalabb felső-miocén litosztratigráfiai egységek esetén (Újfalui, Algyői, Szolnoki Homokkő) az adott porozitás értékekhez tartozó mért permeabilitás adatok (k) a felvett trendhez képest ± 1 nagyságrenden belül változnak. Lényegében a felvett porozitás-áteresztőképesség trend bizonytalansága ± 1 log(k), ahol k-t mD egységben értjük. Az idősebb késő- és középső-miocén korú képződmények esetén a porozitás-permeabilitás trendek bizonytalansága nagyobb mértékű, ugyanis a meghatározott trend körül a mért adatok $\pm 2 \log(k)$ változnak (31. ábra). Ennek a nagyobb eltérésnek az lehet az oka, hogy az idősebb kőzetek mivel mélyebbre temetődtek és jobban kompaktálódtak, így a porozitásuk és áteresztőképességük is kisebb a kevésbé kompaktált kőzettestekhez képest. Ugyanakkor, a nagyobb fokú kompaktáltság kisebb rugalmasságot is eredményez, mely hamarabb eredményezi másodlagos töréses porozitás és permeabilitás rendszer kialakulását (akár a fúrómag felszínre hazatala során is). A törésrendszer kialakulása megnöveli a mért adatok szórását és az adatok terjedelmét. A porozitás-mélység trendek bizonytalanságának számszerűsítése nem történt meg, ugyanis a pórusnyomás-becslésre gyakorolt hatásuk alárendelt. Korábbi vizsgálatok rámutattak, hogy a medencemodellekkel történő pórusnyomás-előrejelzés a Pannon-medence esetében is az adott kőzettest áteresztőképességétől erősen függ (Nagy és társai, 2019a). A porozitás adatok önmagukban csak kisebb mértékben befolyásolják a medencemodellekkel történő pórusnyomás-becslést. Ugyanis a porozitás-mélység trendek írják le, hogy mennyi a modellezés során leülepedő üledék eredeti pórustérfogata és az milyen mértékben csökken a betemetődés során, de a porozitás értékek önmagukban nincsennek közvetlen hatással a pórusfluidum távozásának modellezésében. Csak áttételes hatásuk van, ugyanis a permeabilitás értékek a porozitás érték függvényében változnak (Ungerer és társai, 1990).



31. ábra: A mért porozitás-áteresztőképesség adatoknak jelentős a szórása, ami azt eredményezte, hogy az egyes litológiai egységek rezervoármechanikai összefüggései is bizonytalansággal terheltek. A megalkotott porozitás – áteresztőképesség trendekhez viszonyítva a mért adatok ± 2 log(k) intervallumon belül helyezkednek el.

Összefoglalva, a porozitás adatokban tapasztalható bizonytalanság közvetlenül nem hat a pórusnyomás-változásra, azonban közvetetten az adott porozitás adathoz rendelt permeabilitás adatokon keresztül már igen. Ezzel ellentétben az áteresztőképesség értékek betemetődés során kialakuló fokozatos csökkenése közvetlenül szabályozza, hogy az adott elemi térfogatban jelenlévő pórusfluidum milyen erőteljesen tud távozni a pórusokból. Ha ez az áramlás elég alacsony intenzitású, akkor az a pórusnyomás-megemelkedését okozza.

4.4. A fejezetben bemutatott eredmények összefoglalása

A különböző forrásokból rendelkezésemre bocsájtott rezervoármechanikai paraméterekből létrehoztam egy egységes adatbázist. Ennek segítségével azonosítottam azokat a kőzetrétegtani egységeket, melyek mérési adatok szempontjából alulreprezentáltak. Ezen egységek jobb megismerésének érdekében megterveztem és kiviteleztem egy fúrómagszemlét és az azt követő mérési programot. Az alulreprezentált kőzettípusok a tömött, agyagos képződmények közé tartoznak, melyek esetében a permeabilitás értékének mérését korábban a mérőműszer alsó mérési határa korlátozta (0.01 mD). Az AFKI műszerparkján kivitelezett mérési program segítségével pontosítottam a tömött képződmények áteresztőképesség értékeit alacsony áteresztőképesség tartományban is (10-⁸ mD). Az így véglegesített adatbázist felhasználtam a különböző litosztratigráfiai egységek porozitás-mélység és porozitás-permeabilitás összefüggéseinek megismeréséhez. A porozitás-mélység összefüggések meghatározása céljából együttesen alkalmaztam fúrómagokon mért és lyukgeofizikai szelvényekből számolt értékeket. Az általam megalkotott trendek az Athy által (1930) publikált, a betemetődési mélységgel exponenciális porozitás csökkenést feltételező összefüggésen alapulnak (32. ábra) (1. táblázat). A vizsgált terület különböző kőzetei esetén a kezdeti porozitás értékeinek becslése a szakirodalmi publikált értékek alapján történt meg (Schneider és társai, 1996; Athy, 1930). Ezt követően lehetővé vált az Athy állandó meghatározása és így a mechanikai kompakció leírása a betemetődés teljes szakaszában. A PetroMod szoftver kompakciós trendszerkesztő eszköztárának (LithoEditor) a létrehozott porozitás-mélység trendeket porozitás-effektív feszültség trendekké számoltam át.

Az litosztratigráfiai egységek áteresztőképességének vizsgálata során két a szakirodalomból ismert, Kozeny-Carman alapú megközelítést alkalmaztam. Minden kőzetrétegtani egység esetén megvizsgáltam, hogy az Ungerer és társai (1990) és a Schlumberger által fejlesztett "Mutipoint" összefügésen alapuló becsült permeabilitás egyenesek illeszkednek-e jobban a rendelkezésemre álló adatokra. A tároló kőzetek esetében, mint konglomerátumok, breccsák, homokkövek, mészkövek, úgy tapasztaltam, hogy a "Mutipoint" modell illeszkedett jobban a mért adatokra. Ugyanakkor az Ungerer-féle modell túlbecsülte a permeabilitás érétkét. Ezzel ellentétben az agyagok, aleurolitok, márgák és mészmárgák esetében az Ungerer-féle modell szolgáltatott megbízhatóbb eredményt és a "Mutipoint" modell becsülte alá az áteresztőképesség várható érétkét. Összeségében minden

vizsgált kőzetrétegtani egység esetén létrehoztam egy porozitás-permeabilitás összefüggést, mely összhangban van a mért adatokkal (33. ábra) (2. és 3. táblázat).



32. ábra: A létrehozott porozitás-mélység és porozitás-effektív feszültség trendek a különböző litosztratigráfiai egységek esetén egy diagramon ábrázolva.



33. ábra: A létrehozott porozitás-áteresztőképesség összefüggések a különböző litosztratigráfiai egységek esetén. A bal ábrán azok az egységek láthatók, melyek esetén az Ungerer és társai (1990) egyenletet, míg a jobb oldali diagram esetén a Schlumberger "Mutipoint" modelljét alkalmaztam.

Végezetül megvizsgáltam, hogy a létrehozott porozitás-permeabilitás összefüggésekhez képest a mért adatok milyen távolságra helyezkedhetnek el, vagyis milyen bizonytalansággal terhelt a becslés. Ez alapján megállapítható, hogy az Újfalui, Algyői és Szolnoki (homokkő) formációk esetében a becsült áteresztőképesség adatok $\pm 1 \log(k)$ pontosságúak. Az idősebb pannóniai (Szolnoki (aleurolit), Endrődi Formáció és Tótkomlósi Mészmárga) és középső-miocén kőzetek esetében a becslés bizonytalansága $\pm 2 \log(k)$ nagyságrendűvé nő.

Kőzettani egység	Athy paraméterek					
	Mélység faktor (k ^{Athy} depth) (1/km)	Stressz faktor (k ^{Athy} tress) (GPa ⁻¹)	Kezdeti porozitás (%)			
Újfalui Fm.	0.71	57	50			
Algyői Fm.	1.21	98	55			
Szolnoki (Hkő.) Fm.	0.5	38	40			
Szolnoki (Ale.) Fm.	0.9	76	55			
Enrődi Fm.	1.1	96	60			
Tótkomlósi Tg.	1.2	104	70			
Mioc. Mészkő	0.6	43.5	35			
Mloc. Kong., Bre., Hkő.	0.9	74	60			
Mioc. Agykő., Mga.	0.75	57	45			

1. táblázat: Az egyedi litosztratigráfiai egységek porozitás-mélység és porozitás-effektív stressz összefüggéseinek megalkotása során alkalmazott paraméterek összefoglaló táblázata.

2. táblázat: Az egyedi litosztratigráfiai egységek porozitás-permeabilitás összefüggéseinek megalkotása során alkalmazott Ungerer és társai (1990) modelljéhez szükséges paraméterek összefoglaló táblázata. A halványszürke színnel szereplő értékek esetén a modell nem eredményezett elfogadható porozitás-áteresztőképesség összefüggést, alá, vagy túlbecsülte a mért adatokat.

-	Ungerer paraméterek				
Kőzettani egység	Fajlagos felület (S)	Skála faktor (K)			
Újfalui Fm.	1.0E+06	10			
Algyōi Fm.	1.6E+08	0.015			
Szolnoki (Hkő.) Fm.	1.0€+06	10			
Szolnoki (Ale.) Fm.	1.5E+08	0.1			
Enrődi Fm.	9.0E+08	0.01			
Tótkomlósi Tg.	4.0E+08	0.01			
Mioc. Mészkő	6.0E+06	10			
Mioc. Kong., Bre., Hkő.	2.0E+08	1.5			
Mioc. Agykő., Mga.	1.8E+08	0.01			

3. táblázat: Az egyedi litosztratigráfiai egységek porozitás-permeabilitás összefüggéseinek megalkotása során alkalmazott Schlumberger "Multipoint" modelljéhez szükséges paraméterek összefoglaló táblázata. A halványszürke színnel szereplő értékek esetén a modell nem eredményezett elfogadható porozitás-áteresztőképesség összefüggést, alá-, vagy túlbecsülte a mért

Kőzettani egység	Schlumberger "Multipoint model" paraméterek						
	Porozitás (%)	Permeabilitás (mD)	Porozitás (%)	Permeabilitás (mD)	Porozitás (%)	Permeabilitás (mD)	
Újfaluí Fm.	1	1.6E-02	25	1.0E+03	41	2.1E+04	
Algyői Fm.	1	5.36-07	25)	1.0E-01	70	5.1£+00	
Szolnoki (Hkő.) Fm.	1	1.6E-02	25	1.0E+03	41	2.1E+04	
Szolnoki (Ale.) Fm.	1	5.3E-07	25	1.06-01	70	51E+00	
Enrődi Fm.	1	8.9E-06	2.9	5.66-03	SÓ	1.7E-01	
Tótkomlósi Tg.		1.8E-07	25	7.96-04	70	1.0E+01	
Mioc. Mészkő	1	3.6E-03	15	2.0E+02	35	1.0E+03	
Mioc. Kong., Bre., Hkő.	1	2.1E-02	25	1.3E+03	30	3.3E+03	
Mioc. Agykő., Mga.	1	8.9E-06	25	5.68.03	50	1.7E-01	

adatokat.

2. Tézis

Kőzetfizikai mérési rendszert dolgoztam ki és annak alkalmazhatóságát vizsgáltam a nem-szénhidrogén-tároló késő-miocén korú kőzeteken. Az AFKI műszerparkján kivitelezett mérési program segítségével pontosítottam a tömött képződmények áteresztőképesség értékeit az alacsony áteresztőképesség tartományban (10⁻² - 10⁻⁸ mD között). A megfigyelt adatokra alapozva megalkottam a középső-, késő-miocén és pliocén korú kőzetekre a porozitás-mélység, porozitáseffektív feszültség és a porozitás-áteresztőképesség kapcsolatokat. A javasolt tapasztalati összefüggések alkalmasak az Újfalui, az Algyői és a Szolnoki Formáció, a Nagykörűi és Tótkomlósi Tagozatba tartozó kőzetek kompakciójának a medenceléptékű leírására. A porozitás-áteresztőképesség összefüggések esetén ellenőriztem az Ungerer-féle és a Schlumberger "Multipoint" modelljeinek alkalmazhatóságát. Kimutattam, hogy az alacsony áteresztőképességű kőzetek (agyagok, aleurolitok, márgák és mészmárgák) esetén az Ungerer-modell, míg a tároló képződmények (homokkő, breccsa, konglomerátum és mészkő minták) esetén a Schlumberger "Multipoint" modell alkalmazható.

5. Medencemodellek szerepe a pórusnyomás-előrejelzésben

A kutatás következő fázisát a medencemodellezés alkotja (3. ábra). Az eljárás során a különböző forrásból származó adatokat, mint a lyukgeofizikai szelvények értelmezésének eredményeit, a laboratóriumi mérések során előállított rezervoármechanikai összefüggéseket és a szeizmikus mélységtérképeket egységes modellbe integráltam. Ez lehetővé teszi, hogy már az egyes kőzetek leülepedésétől kezdődően modellezzük a medence fejlődését. A modell információt szolgáltat a geológiai időskálán bekövetkező változásokról, mint például az üledékek felmelegedése, termikus érése, a porozitás változása és a felszín alatti nyomásrendszer fejlődése. А vizsgált téma szempontjából а felszín alatti nyomásrendszerben bekövetkező változások megismerése a releváns. Korábban rávilágítottam, hogy a nyomásviszonyok kialakításáért nem csak az alulkompaktáltság (3.1.3. fejezet) a felelős. A folyamatban részt vehetnek hőmérséklet (ásványos átalakulások) és termikus érettség (szénhidrogén-képződés) vezérelte folyamatok is, így a teljes rendszer megértése érdekében nem lehet figyelmen kívül hagyni azokat (Osborne és Swarbrick, 1997; Swarbrick, 2002). A medencemodellezés legnagyobb előnye, hogy egyszerre képes kezelni több egymással párhuzamosan zajló fizikai folyamatot, és azok időben kifejtett hatásait (Hantschel és Kauerauf, 2009). Egy adott térrészre több modell is készíthető, így minden egyes modell felfogható egy lehetséges alternatív becslésként. A modell építés első lépéseként elkészítettem az egységes két- és háromdimenziós modelleket. Ezek az összes vizsgált túlnyomást kiváltó mechanizmust egyszerre veszik figyelembe, és a kalibráció során a lehető legpontosabban becsülték a mért pórusnyomás érétkét. Ezt követően több alternatív modellt hoztam létre, melyek esetében csak egy kiváltó mechanizmust vettem figyelembe. Ez lehetővé tette, hogy a különböző túlnyomást kiváltó mechanizmusok egyedi hozzájárulása is vizsgálatra kerüljön. Meg kell említenem a medencemodellezés hátrányait is a teljesség kedvéért. Mint azt a következő fejezetben bemutatásra kerül, egyszerre sok különböző forrásból származó bemenő adatot igényel és emellett a szimuláció is időigényes folyamat (több óra modellenként). A szimulációs időigénye csupán a modellezés töredékét jelenti a bemenő adatok előállításához és a modellépítéshez képest. A kutatási téma során a MOL Nyrt. által a rendelkezésemre bocsátott Schlumberger által fejlesztett PetroMod szoftver 2017-es verzióját használtam. Ugyanakkor, a PetroMod újabb verzióiban megjelenő Schlumberger fejlesztéseket beépítettem a 2017-es verzióba (termikus érettség egyenletek, reakciókinetikai összefüggések).

5.1. Bemenő adatok és modellépítés folyamatának bemutatása

A következő alfejezetben bemutatásra kerülnek azok a bemenő adatok, amelyek szükségesek egy medencemodell felépítéséhez. A legfőbb bemenő adatok abban a sorrendben kerülnek bemutatásra, ahogy a felépülő medencemodell is fokozatosan lesz egyre részletgazdagabb, árnyaltabb leképezése a felszín alatti térrésznek. A numerikus modellek, így a medencemodellek is elemi homogén izotróp cellákból épülnek fel. Természetesen az egymással szomszédos celláknak fizikai tulajdonságai eltérhetnek egymástól. Több cellából felépülő egység a réteg, amely korlátlan számú cellából állhat, viszont egy-egy mélységtérkép határolja felülről és alulról (Hantschel és Kauerauf, 2009). Fontos megkötés, hogy a határoló mélység térképnek egy idő pillanatot kell reprezentálni és ez az idő pillanat is egy bemenő adat (34. ábra).



34. ábra: A medencemodellek legfontosabb bemenő adatai a létrehozott 3D modell példáján keresztül bemutatva. A mélység térképeknek olyan felületeknek kell lennie, melyek kora is megadható. A fúrások az egyes litológiai egységek térbeli lehatárolását segítik, a vetők pedig a fluidum áramlás szempontjából jelentősök.

A mélységtérképek vízszintes felbontása határozza meg a cellák számát, vagyis a 100 x 100 méteres felbontású térképből felépülő réteg celláinak vízszintes élhossza is 100 méter. Alapértelmezetten két mélységtérkép közötti vertikális térrész nem kerül szétbontásra. Ez azért jelent nehézséget, mert a mélységtérképek általában szeizmikus értelmezés és mélységkonverzió során kerülnek előállításra. Vagyis regionális térképek esetén a nagy alapterület miatt nincs lehetőség minden szint térképezésére. Így több 100 méteres vertikális felbontású modellek lennének előállíthatóak. A vertikális felbontás javítása érdekében lehetőség van mesterségesen a réteget szétbontani alrétegekre, a lokális

vastagság értékének tetszőleges százalékában, ugyanakkor az alrétegeket határoló felületekhez nem szükséges idő adatokat hozzárendelni (35. ábra). Ezzel lehetséges vertikálisan pár 10 méteres felbontás elérése is, regionális léptékben. A cellák vízszintesen szabályos négyzet alakúak, ugyanakkor vertikális éleik hossza egy elemi térfogatú egységen belül is változhat.



35. ábra: A medencemodellek egy kiemelt darabja, mely egyszerre mutatja a rétegeket és az azokon belüli litológiai egységeket: (a) az azonos színű egységek azonos időintervallumban lerakódott kőzeteket jelentenek; (b) az azonos színű egységek azonos rezervoármechanikai paraméterekkel rendelkező kőzeteket jelentenek.

Egy medencemodell gyakran 10-20 réteget is tartalmaz és mindegyiket határoló felületekhez időadat is tartozik, amelyek meghatározzák, hogy mely idő pillanatokban vizsgáljuk a medence fejlődését. A legidősebb horizonthoz kapcsolódó időpillanattól (a modellezés kezdő időpillanata) egészen a jelenlegi időpillanatig tart a szimuláció. A modell rétegeit határoló mélységtérképekhez tartozó időpontok pedig a köztes idő pillanatok. Az időbeli keretek ismerete azért is fontos, mert a modellezés során így kerül leképezésre az egykori szedimentációs ráta is. A felszín alatti nyomásrendszerek vizsgálatánál, a lyukgeofizikai szelvények feldolgozásának előzetes eredményei alapján látható, hogy az alulkompaktáltság jelentős szereppel bír a Pannon-medence esetében. Ezért fontos ismerni, hogy a rétegsorok jelentős részét szolgáltató agyagos késő-miocén üledékek, mely részmedencében milyen gyorsan és vastagságban rakódtak le (Bartha és társai, 2018). A rétegek definiálása mellett a szerkezeti elemek, vetők is leképezhetők a medencemodellekbe. A hidrodinamikai tulajdonságaik széles skálán vizsgálhatók, ugyanis az adott vetősík esetén meghatározható, hogy melyik időintervallumban milyen áteresztőképességgel vagy kapilláris belépési nyomással rendelkezett. A modellekben a rétegek kialakítása megtörténik, az általuk reprezentált időintervallumok beállításával és a szerkezeti elemek

leképezésével. A felszín alatti nyomásrendszer megismerésére érdekében létrehozott modellekben, mind a két-, mind pedig a háromdimenziós modellek esetén 13 réteget különítettem el. A mélység térképekhez minden esetben szeizmikus értelmezés eredményeit használtam fel (MOL Prognózis projekt eredményei). A modellezés során a Duna-Tisza közén található részmedencék fejlődéstörténetét az utolsó 16 millió évben vizsgáltam, mely idő alatt a legmélyebb részmedencékben (Makói-árok) több, mint 6 kilométeres vastagságú üledéksor rakódott le (Magyar és társai, 1999a; 1999b; Balázs és társai, 2013; Balázs és társai, 2017a). A szimuláció során a középső-miocén üledéksort két részre osztottam, melyek közötti határt csak a legmélyebb árkokban jelen levő diszkordancia felület szolgáltatta. Biosztratigráfiai adatok alapján megfeleltethető az alsó- és középső-badenit elválasztó felületnek (Orbulina suturalis megjelenése), így kora 15 millió évre datálható (Kovac és társai, 2007). A késő-miocén és fiatalabb üledékes sorozaton belül 9 mélységtérkép biztosítja a lehető legrészletesebb fejlődéstörténeti hátteret. A térképek magnetosztratigráfia segítségével meghatározott abszolút korokat reprezentálnak és az Alföld folyamatos magvétellel mélyült fúrásaiból kiindulva térképezték ki azokat (Pogácsás és társai, 1992; Pogácsás és társai, 1993; Pogácsás és társai, 1994; Lantos és társai, 1992, ter Borgh és társai, 2013). A két legnagyobb időintervallum (2,4 millió év) a késő-miocén legelejét és a negyedidőszakot reprezentálja, általában az egyes rétegek pár százezer évet ölelnek fel. A szerkezeti elemek esetén a terület nagy kiterjedése miatt, csak a legmarkánsabb szerkezeti elemeket építettem be a medencemodellekbe, a szükséges bemenő adatot a Wórum és társai (2020) által készített térkép jelentette. A helyenként több kilométeres rétegyastagság indokolta azt, hogy az egyes rétegeket további alrétegekre osszam szét. Ezek száma a vertikálisan változékonyabb képződmények (középső-miocén összlet, Endrődi, Szolnoki és Algyői Formáció) és az abnormális nyomásrendszer kialakulása szempontjából jelentős rétegek (agyagos, aleurolitos) esetén 10, a hidrosztatikus fedő képződmények esetében 5 alréteg volt.

Az emberi testtel összevetve, a mélységtérképek jelentik a medencemodellek vázát és a felépítő cellák pedig a szöveteket. A váz definiálása után még minden cella "üres", fizikai tulajdonságokkal nem rendelkező. A modell építés következő fázisában kerülnek lehatárolásra a lyukgeofizikai szelvények értelmezése során elkülönített litológiai egységek. Legészszerűbben ezt az adott litológiai egység tető térképének ismeretében lehet elvégezni, mely lehetővé teszi, hogy a képződmény tető térképek közé eső összes cellához azonos litológiai egységet társítsunk. A litológiai egységek térbeli lehatárolását követően azok rezervoármechanikai viselkedésüket leíró összefüggéseket építettem be, melyek laboratóriumi méréseken alapulnak és már bemutattam a 4.2. fejezetben. A létrehozott medencemodellek esetén 9 különböző litológiai egységet építettem be. A szimuláció során a porozitás folyamatosan modellezésre kerül a porozitás-mélység és porozitás-effektív feszültség trendeknek köszönhetően.

A medencemodellek elsődleges célja a szénhidrogén-rendszerek medence színtű megértése, valamint a szénhidrogén-képződés, migráció és felhalmozódás szimulálása. Felszín alatti nyomás rezsim alakulásához is képes hozzájárulni a szénhidrogén-képződés és az olaj utólagos gázzá krakkolódás is (Osborne és Swarbrick, 1997), ezért a szénhidrogénrendszer elemeit is elkülönítettem a modellekben. Az anyakőzetek közül a középső- és a késő-miocén anyakőzeteket különítettem el, 2 % teljes szerves szén mennyiséggel és 300 mg/g hidrogén indexel (HI), melyek összhangban vannak a publikált adatokkal (Bada és Tari, 2012; Clayton és társai, 1994; Badics és Vető, 2012; Bartha és társai, 2018). A szénhidrogén-rendszer szempontjából minden konglomerátum, homokkő, mészkő felépítésű litológiai egység potenciális migrációs útvonalként és tárolókőzetként építettem be. Azon agyagkövek, aleurolitok, márgák és mészmárgák, melyek nem rendelkeznek anyakőzet tulajdonságokkal, záróképződmény szerepet tölthetnek be. A modell bemenő adatai között az egyedi litológiai egységeknél megjelölhető, hogy a szénhidrogén-rendszer szempontjából milyen szerepet tölt be, de ennek gyakorlati jelentősége nincs. Ugyanis akkor tekinthető a modellezés során egy kőzettest anyakőzetnek, ha van szervesanyag tartalom, HI érték és reakciókinetikai egyenlet (mely a szerves anyag lebomlását írja le) hozzárendelve a litológiai egységhez. A többi litológiai elem esetében pedig a pórusokban történő többfázisú fluidumáramlást az egyes litológiai egységek porozitás-permeabilitás és kapilláris nyomás görbéi szabályozzák, vagyis a záró és a tároló kőzetek közt csak a szénhidrogének belépéséhez szükséges nyomás és a bennük zajló áramlás intenzitása a különbség.

A medencemodellek építésének végső lépésében a peremfeltételek kerülnek meghatározása, melyek azon külső fizikai hatásokat jelentik, amelyek a modellezni kívánt térrészt befolyásolták a geológiai időskálán. Két, a szimuláció szempontjából fontos paraméter elengedhetetlen a modellezéshez, az első az üledék felszíni középhőmérséklet (SWIT). Ez a paraméter gyakorlatilag leírja, hogy a modell egy adott időpillanatában lerakódó üledékszemcse milyen magas hőmérsékleti értékről kezdi meg a felmelegedését. Értékét egy Wygrala (1989) által publikált algoritmus a földrajzi szélesség megadása és az egykori vízmélység nagyságából becsüli. Az egykori vízmélységek a középső-miocén

55

összlet esetén magvizsgálati jelentésekből, az egyes környezetjelző ősmaradványok elemzéséből származnak. A késő-miocén progradáló deltarendszer esetében a szeizmikus szelvényeken azonosított klinoformok magasságából meghatározható az egykori medence minimális mélysége. Feltehetően az így meghatározott értéknél nagyobb lehetett a leülepedéskor még kompaktálatlan üledékösszlet miatt (Magyar és társai, 1999a; Magyar és társai, 2007). Mivel a változó értéke általában pár Celsius fok, ezért a geológiai folyamatokat magukba foglaló modellek szempontjából szinte lényegtelen a kezdeti felszíni kiindulási hőmérséklet.

Sokkal jelentősebb a betemetődés során a Föld belseje felől érkező hőáram időbeli alakulása, ugyanis ez a peremfeltétel írja le, hogy mennyi energia (mW) érkezik a süllyedő üledékösszlethez a modell aljának egységnyi (m²) keresztmetszetén keresztül (36. ábra). Mivel minden a modellben szereplő litológiai egységnek definiálva van a hővezető képessége, ezért a hőáram időbeli alakulása és az egyes hővezető képességek ismeretében kiszámítható az egymásra települt rétegek felmelegedése is. A medencemodellezés szempontjából általánosságban véve ez az a paraméter, mely ismerete a legnagyobb bizonytalansággal terhelt, ugyanakkor a termikus érettségre a legnagyobb hatást gyakorolja. Más szóval a hőáram értékek időbeli alakulása közvetlenül hatást gyakorol a hőmérséklet függő folyamatokra, mint például a kémiai kompakcióra, a szénhidrogén-képződésre vagy a krakkolódásra. A geológiai időskálán változó hőáram értékek szimulációja a PetroModba beépített McKenzie (1978) kéreg hőáram modellel történt. A McKenzie modell alkalmas a kéreg és köpeny kivékonyodását leíró paraméterek meghatározására, melyek a modellezett térrészen helyről-helyre eltérő értéket vesznek fel. A modellezett kivékonyodási paraméterek a kéreg esetében 1.4 és 2 között, míg a köpeny esetén 3 és 5 között változnak. Ezek az értékek a Pannon-medence esetén már korábban publikált adatokkal összhangban vannak (Lenkey, 1999; Cloetingh és Ziegler, 2007; Balázs és társai, 2017a).

Az üledék felszíni középhőmérséklet és a hőáram történet mellett egy a modellezéshez nem feltétlen szükségszerű peremfeltétel a vízszintes feszültség, melynek az iránya és nagysága is beépíthető. A dolgozat megírásáig elkészült két- és háromdimenziós modellekben ezt a lehetőséget nem építettem be.

56



Távolság (m)

Cellák száma (-)

36. ábra: A 3D modell megépítése során létrehozott jelenlegi hőáramsűrűség térkép. A fekete keresztek a fúrások helyét mutatják, melyek esetén történt hőmérsékletmérés.

5.2. Kifejlesztett modellek kalibrálásának folyamata

Bármilyen modellekről is beszélünk, a sikeres szimuláció végeztével felmerül a kérdés, hogy a modellek által becsült paraméterek hogyan viszonyulnak a mért adatokhoz. E mentén a gondolatmenet mentén haladva jutunk el a medencemodellek kalibrálásához, mely nélkül lehetetlen bármiféle megbízható előrejelzés elkészítése. A medencemodellek kalibrációja egy több fázisból álló iteratív folyamat, mely során a modellezés során becsült értékeket közelítjük a mért adatok felé. Elsősorban négy paraméter kalibrációját szükséges elvégezni, a pórusnyomásét, a porozitásét, a hőmérsékletét és a termikus érettségét. A folyamatot nehezíti, hogy a kalibrációs paraméterek nem függetlenek egymástól (Hantschel és Kauerauf, 2009). A paraméterek egymásra gyakorolt hatásának csökkentése érdekében a kalibrációt a pórusnyomással célszerű kezdeni, melyet a porozitás, majd a hőmérséklet és végül a termikus érettség követ. A folyamatot azért célszerű a pórusnyomással kezdeni, mert ez az egyetlen független paraméter a négy közül. A kalibrálásra a következő önálló

alfejezetben visszatérek, mert ennek a paraméternek a becslése a kutatási téma egyik fő célja. A pórusnyomás-kalibrálását követően a porozitásbecslést célszerű pontosítani, ez a paraméter a második, ugyanis a porozitás csökkenését a betemetődés során a kőzetre ható effektív feszültség szabályozza. A második fejezetben bemutatott hatékony feszültség pedig a litosztatikus nyomás és a pórusnyomás-különbsége. Tehát így hat közvetlenül a pórusnyomás a porozitás alakulására. Látszólag a porozitásnak nincs hatása a hőmérsékletre és a termikus érésre. Azonban a medencemodell egy adott pontján mérhető hőmérséklet értéket a modell alját elérő hőáram nagysága és a kőzetek hővezető képessége szabályozza. A hővezető képesség a modell egy adott cellájában a kitöltő kőzet és a pórusokban lévő fluidum részarányától, a szemcsék és a fluidum hővezető képességétől függ. Összefoglalva, ha az elemi cellában nagyobb részarányban van jelen rossz hővezető képességű víz, mint fő pórusfluidum, akkor azonos aljzati hőáram esetén lassabb lesz a rendszer felmelegedése, mintha alacsonyabb porozitás értékekkel rendelkezne az elemi cella. A rendelkezésre álló adatrendszer esetén elsősorban a kőzetmintákon mért porozitás adatokhoz történt meg a modellek kalibrálása. A porozitáskalibrációhoz felhasználtam a lyukgeofizikai szelvények értelmezése során ismertetett sűrűség porozitás értékeket is.

A medencemodellekben egy tetszőleges pillanathoz tartozó hőmérséklet értékeket az elemi cellák hővezető képessége mellett az adott időpillanathoz tartozó aljzat hőáramsűrűség is befolyásolja. Mivel a kalibrációhoz nem áll rendelkezésünkre a geológiai múltból származó mért hőmérséklet adat, így a becsült hőmérséklet értékek kalibrációja esetén a medencemodell jelenlegi hőáram értékeinek változtatásával tudjuk kalibrálni. A vizsgált terület számos fúrásából állt rendelkezésre, esetenként rétegvizsgálatok során mért korrigált hőmérséklet adat, ezeket felhasználtam a hőmérséklet értékek kalibrációjához. Azonban ezek az adatok az esetek nagy részében három-négy rétegre korlátozódnak, melyek a repedezett mezozoos vagy paleozoos aljzat, a középső- és a késő-miocén tárolók. A hőmérséklet adatok kalibrációjához képest összetettebb a termikus érettség kalibrációja. A termikus érés irreverzibilis folyamat, vagyis a geológiai időskálán vagy növekszik, vagy stagnál. Tehát a kőzetmintákon mért érettségindikátorok, a szemcsét a leülepedése óta ért összes hőmérséklet összegét tükrözik. Ilyen érettség indikátor a vitrinit reflexió, melyből a vizsgált terület fúrásai esetén elegendő mért adatpont volt elérhető a kalibrációhoz (37. ábra). A medencemodellek esetén ez azt jelenti, hogy a becsült vitrinit reflexió adatokra a szemcse leülepedése óta fennálló múltbeli és jelenlegi időpillanathoz tartozó hőáram értékek hatással voltak. Elképzelhető, hogy valamely oknál fogva nem tudnak vagy nem lehetséges a vitrinit szemcsék reflexiójának mérése, mint például az idős kőzetek a szárazföldi élet megjelenése előtt, vagy nyílt tengeri üledékek, ahova a szárazföldi eredetű vitrinit szemcse nem jut el. Ezekben az esetekben jelenthet alternatív megoldást a Rock-Eval mérések során mért maximális hőmérséklet (T_{max}) értékekből számított reflexiós egyenértékek alkalmazása, azonban a vitrinit reflexió és a T_{max} értékek között a kapcsolat nem lineáris és medencénkként eltérő egyenletekkel írható le (Wust, 2013; Waliczek és társai, 2021).



37. ábra: A 3-dimenziós medencemodellek kalibrációja során létrehozott pórusnyomás-mélység, vitrinit reflexió-mélység és hőmérséklet-mélység diagramok. A diagramokon a folytonos egyenesek a szimuláció során becsült, míg a pontszerű értékek a mért adatokat jelenítik meg.

A fenti kalibrációs lépések viszonylag egyszerűen kivitelezhetők egy adott fúrás esetén, ahol maximum pár tucat mért adatpontra kell, hogy a becsült paraméterek illeszkedjenek. Ugyanakkor, már a kétdimenziós modellek esetén is 11 és 14 mélyfúrás adatai voltak szükségesek a modellek kalibrálásához. Ezt követően készült el a terület háromdimenziós modellje, amely több tucat kút adatain alapul. Elképzelhetetlen egy olyan lehetőség, hogy a becsült értékek a két- és háromdimenziós modell minden kalibrációs adatához tökéletesen illeszkedjenek. Ez azért sem lehetséges, mert az adatokat eltérő körülmények között, más eszközökön, eltérő szabványok mellett mérték. A problémát tovább árnyalja, hogy sok esetben a mért adatoknak is van valamekkora bizonytalansága, és nem egy konkrét értékként kerülnek felhasználásra a kalibráció során, hanem egy intervallumként. Példaként, egy méteres fúrómagon mért 10 darab porozitás adatnak biztosan lesz szórása, de laboratóriumi körülmények között ez 10 önálló adatpont. Azonban egy több száz km²-es modell kalibrációja során ez egy adott fúrás egy mélységpontjához tartozó porozitástartományként jelentkezik. Ebben az esetben az lehet a megoldás, ha a kalibráció végén olyan modellt fogadunk el legjobb becslésnek, amivel a modellezett paraméter nem az egyes mért pontokra, hanem az összes fúrás összes mért adatának intervallumára a lehető legjobb illeszkedést szolgáltatja. Ennek a problémának a megoldásához nem kell mást tennünk, mint számszerűen definiálni mit jelent az, hogy "a lehető legjobb illeszkedés". Erre nyújt egy lehetséges megoldást a Gauss-féle négyzetösszeg (x^2) értékének bevezetése

$$x^{2} = \sum_{i=1}^{N} \left(\frac{d_{i}-m_{i}}{\sigma_{i}}\right)^{2},$$
(5)

ahol *d* a becsült paraméter értéke, *m* a mért adat értéke és σ a szórás nagysága. A Gauss négyzet értékét minden kalibrációs intervallum esetén meghatároztam és egy kalibrációs ciklus végén összegeztem. Ezt követően a bemenő adatok változtatása történt meg, majd a módosított modell futtatása és a Gauss-féle négyzetek újbóli meghatározása zárta az újabb ciklust. Egy kalibrációs ciklus sikeresnek tekinthető abban az eseteben, ha az előző ciklushoz képest az adott paraméterre vonatkozó Gauss-négyzetek összege csökkent. Ezzel a megközelítéssel a medencemodellek kalibrációja egy optimalizációs problémaként fogható fel, mely során egy adott érték minimumát szeretnénk megtalálni. Mind a két-, mind pedig a háromdimenziós modellek esetén ezt az eljárást követtem. A tapasztalatok azt mutatják, hogy a kalibrációs ciklusok során exponenciálisan csökken a Gauss négyzet értékek összege (38. ábra). Az exponenciális csökkenés azt eredményezte, hogy a kalibráció egy idő után nagymértékben lelassult, vagyis az újabb és újabb kalibrációs ciklusok szinte alig eredményeztek javulást a modellekben. Azt a modellt fogadtam el legjobb becslésként, mely során a Gauss-négyzetek összege az előző ciklus összegéhez képest kevesebb, mint 10 %kal csökkent, ezzel minimalizálva a kalibrációs folyamat szubjektivitását. A kalibráció végén összehasonlítottam a becsült értékeket a hőmérséklet és a pórusnyomás adatokkal és kiszámoltam a Pearson korrelációs koefficiens négyzetét (R²) (39. ábra). Megemlítem, hogy a mért és a számított adatok eltérése minimalizálásán alapuló optimalizációs eljárást a geofizikai gyakorlatban inverz modellezésnek nevezzük. Az általam 'trial and error' módszerrel végzett modellezési eljárás felfogható inverziónak, azzal a különbséggel, hogy a gyakorlatban az inverziót automatizált módon végzik. A Gauss-négyzetösszegeken alapuló célfüggvény optimalizálása megfelel az inverzióban túlhatározott feladatok megoldására alkalmazott Gauss-féle legkisebb négyzetek módszere alkalmazásának. A hagyományos inverziós alapú (indirekt) kiértékelési eljárást relatíve kisméretű (lokális) feladatok megoldására alkalmazzák (Mayer és Sibbit, 1980; Drahos, 2005), ezzel ellentétben az értekezésben bemutatott módszer regionális léptékű információt ad, ezzel újszerű alkalmazási lehetőséget adva az inverziós kutatások számára. A medencemodellek kalibrációjára bevezetett módszert a jövőben továbbfejleszthetőnek látom az inverziós eljárás automatizálásával, melyre hatékonyan alkalmazhatók a linearizált optimalizáció (Marquardt-féle inverzió) és a gépi tanulás módszerei (pl. szimulált hűtés, evolúciós számítás, ill. egyéb globális optimumkeresési technikák).



38. ábra: A Gauss-féle legkisebb négyzetek módszerével számolt összeg csökkenése a kalibráció előrehaladtával, jól látható, hogy a kezdeti nagymértékű távolság a becsült és mért értékek között a kalibrációs ciklusok során eleinte gyorsan csökken. A fenti diagram a pórusnyomás, míg a lenti a hőmérséklet kalibrációját mutatja.



39. ábra: A modellezés során becsült és a mért paraméterek viszonya egymáshoz és a Pearson korrelációs koefficiens négyzetének értéke a hőmérséklet (bal) és a pórusnyomás (jobb) esetén.

5.2.1. Nyomásadatok, mint kalibrációs paraméterek bemutatása

A pórusnyomás értékek, mint kalibrációs paraméterek kerülnek felhasználásra, vagyis a modellek felépíthetők és szimulálhatók pórusnyomás adatok nélkül, azonban a modellek mért adatokhoz való viszonyát nem fogjuk megismerni. Első körben feldolgoztam a MOL Nyrt. által rendelkezésre bocsátott szénhidrogén-kutató mélyfúrások rétegvizsgálati jelentéseit, kigyűjtöttem a statikus rétegnyomás adatokat. A statikus pórusnyomás adatok

megbízhatósága a legmagasabb az elérhető adatok közül, ugyanis egy szűk perforált intervallum megnyitása és termelése után több órás zárt nyomásemelkedés mérést végeznek. A nyomásemelkedés során rögzített idősoros nyomás adatokat egy fél-logaritmikus koordináta-rendszerben ábrázolva lehetővé teszik az adatpontokra való egyenes illesztését. Így megbecsülhető egy nagyon távoli idő pillanatra a statikus rétegnyomás értéke (Erdle, 1984; Earlougher, 1977; Lee, 1982). A közelítéssel megtudhatjuk, hogy ha nem érné külső hatás a tároló réteget, akkor a statikus nyomás mekkora értéket venne fel. A zárt rétegvizsgálat gyakorlatban annál költségesebb, minél több órán keresztül tart a zárt nyomásemelkedés mérés, ugyanakkor a végtelen időpillanatra extrapolált statikus rétegnyomás annál megbízhatóbb, minél több mért adatpárt rögzítünk a mérés során. A mért nyomás adatok a zárás első szakaszában nagyon erőteljesen emelkednek, majd a második szakaszban az emelkedés üteme fokozatosan lassul elég hosszú idő alatt meg is áll. A végtelen időpillanatra való extrapoláció során a második szakasz adataira illesztett egyenes képes a reális rétegnyomás érték meghatározására. Abban az esetben, ha túl korán kerül leállításra a mérés a nyomásemelkedés első szakasza lesz csak adatokkal dokumentálva, ezeket az adatokat extrapolálva nagymértékben túl lehet becsülni a statikus rétegnyomás értékét (Earlougher, 1977; Lee, 1982). A túlbecsült adatok kiszűrése úgy lehetséges, ha meghatározzuk az iszapnyomás értékét (az iszapsűrűség és a mélység adatokból), ennek kisebbnek kell lennie a statikus rétegnyomás értékénél abban az esetben, ha nem volt a fúrás során technikai nehézség (iszapsűrűség csökkenés, gázbelépés, iszap túlfolyás). A rétegvizsgálatot felügyelő mérnökök általában a kiértékelés során jelzik, ha túl rövid nyomásemelkedési idő állt rendelkezésre. A vizsgált mélyfúrások esetén csak 12 szolgáltatott statikus rétegnyomás adatokat. Megkérdőjelezhető, hogy egy 130x180 négyzetkilométeres terület sokrétű nyomásviszonyait jól reprezentálja a 25 darab pontszerű adata.

A többi pórusnyomás és arról információt szolgáltató adat bevonása a vizsgálatba csak azért vette kezdetét, mert elegendő statikus rétegnyomás adat nem állt a rendelkezésre. A vizsgálat során a statikus nyomás adatok után a második legmegbízhatóbb adattípusként feldolgoztam a maximális detektált nyomás adatokat is. Ezek a rétegvizsgálatok zárási szakaszában mért maximális nyomás értékek (Earlougher, 1977; Lee, 1982). Ezek az adatok azt jelzik, hogy a rétegnyomás a mért értéknél magasabbnak kell lennie, viszont a rövid nyomásemelkedési periódus miatt az extrapoláció nem szolgáltat megbízható adatot. Ez az adattípus a rétegnyomás alsó határát jelöli ki, mely adatok mellé hozzá rendelhetjük a

mélyítés során használt iszapsűrűség adatokból számolt iszap egyenértékű nyomás értékeket is. Abban az estben, ha műszaki probléma nem lépett fel a fúrás mélyítése közben, akkor a rétegnyomás értékének maximumát jelölik ki. Ezen adatok együttes alkalmazásával nem lesz egy megbízható statikus rétegnyomás adatunk, azonban egy rétegnyomás intervallumot meghatározhatunk. Ez a rétegnyomás intervallum az esetek nagy részében 1-2 MPa szélesnek adódott a vizsgált terület adatainak feldolgozását követően. Ilyen adat összesen 37 darab áll a rendelkezésemre, melyek 28 mélyfúrásban oszlanak szét.

A pórusnyomás adatok további bővítését teszik lehetővé a fúrás során használt iszapsűrűség adatok és a fúrási napi jelentések feldolgozása. Abban az estben, ha a rétegnyomás meghaladja a fúróiszaposzlop nyomását, akkor tömör képződmények (agyagkövek, márgák) esetén a szerszám szorulását (McLean és Addis, 1990); a porózus, permeábilis réteg esetén az iszapsűrűségének csökkenését eredményezi. Mivel ezekben az esetekben a kút kitöréséig fokozódhat a helyzet, ezért megemelik az iszapsűrűségét egészen addig, amíg a technikai probléma meg nem szűnik. A rétegnyomás szempontjából megközelítve elmondható, hogy a fúrási probléma kezdetén alkalmazott iszapsűrűségből kiszámolható a rétegnyomás minimuma. Ez az érték biztos, hogy alacsonyabb a rétegnyomás értékénél, hiszen anélkül a technikai probléma nem lépett volna fel. A már megemelt iszapsűrűségből pedig levezethető a rétegnyomás maximuma, amely érték esetén a fúrási technikai probléma már megszűnt. Más szóval, a fúrólyukban lévő nyomás ismételten meghaladta a rétegnyomás értékét. A fenti gondolatmenetet követve szintén egy rétegnyomás intervallumot tudunk meghatározni. A kalibrációs adatokat megbízhatósága nem jelent problémát, ugyanis a kevésbé megbízható intervallumok nagyon tágak (5-10 MPa). Azokban az esetekben használhatóak jól, ha az iszapsűrűség emelést nem hirtelen, hanem fokozatosan hajtották végre, így kellően szűk nyomás intervallumot jelöl ki az iszapsűrűség adatpár. Összesen 47 ilyen típusú adat áll a rendelkezésemre, mely 40 mélyfúrásból származik (40. ábra).



40. ábra: A medencemodellek kalibrációjához használt mért és következtetett pórusnyomásindikátorok, melyek lehetővé tették, hogy a modellek kalibrációjához egy nagyságrenddel több adat álljon a rendelkezésre, mintha csak a statikus nyomás adatokra támaszkodtam volna.

Végezetül felhasználtam az iszapsűrűség adatokból számolt egyenértékű nyomás adatokat, 100 méterenként meghatározva. Abban az esetben, ha nem volt fúrási probléma és rétegvizsgálat sem az adott kútban, akkor az iszapnyomás egy elvi maximális értéke a rétegnyomásnak. Ezek az adatok csak tájékoztató jelleggel vettek részt a kalibráció során, melyek minden fúrásból elérhetőek voltak.

5.3. A fejezetben bemutatott eredmények összefoglalása

A kalibráció során a már megépített modellek által becsült paramétereket közelítjük az egyes fúrásokban mért adatokhoz. A medencemodellezés során becsült paraméterek, melyek a kalibráció folyamatában is részt vesznek: a pórusnyomás, az effektív porozitás, a hőmérséklet és a vitrinit reflexió értéke (termikus érettség). A modell validálás során a paraméterek sorrendje is lényeges, azok egymástól való függősége miatt.

Az modellek dimenziójának növekedésével a kalibráció folyamata egyre összetettebb lesz. Ugyanis egydimenziós modell esetén egy kútban mért adatokhoz illesztjük a becsült paramétereket. Kétdimenziós esetben a kutak száma általában még 10 alatti, mely gyakorlatban maximum pár tucat adatpontot jelent a kalibráció szempontjából. Háromdimenziós esetben százat is meghaladó mennységű mélyfúrás gyakran több ezer adatpontjához kell a modellt igazítani. Gyakorlatban olyan modellt létrehozni, mely képes több ezer mért adathoz tökéletesen illeszkedni szinte lehetetlen. Ez azt eredményezi, hogy a modell kalibráció szubjektívvé válik, hiszen a modellt építő személy döntésén múlik, mely adatpontokat tekinti megbízhatónak és igazítja hozzájuk a szimulált adatokat. Ezt a szubjektivitást küszöböltem ki a két és háromdimenziós modellek esetén a Gauss négyzet értékének minimalizálásával. Az alapvető felvetés az, hogy meghatároztam a modellezett értékek távolságát minden egyes mért kalibrációban részt vevő adatpont esetén, majd az így kapott értékeket összegeztem. Az egymást követő kalibrációs ciklusok során arra törekedtem, hogy a Gauss négyzet összegek értéke folyamatosan csökkenjen. Elméletben a modellek kalibrációja a végtelenségig folytatható, ezért akkor tekintettem véglegesnek az adott parméter kalibrációját, ha a Gauss négyzet összegek csökkenése kevesebb mint 10 % volt az előző kalibrációs lépéshez képest.

Megvizsgáltam annak lehetőségét, hogy a kalibrációban részt vevő négy paraméter közül melyek esetén van lehetőség automatizálásra. Egyedül a hőmérséklet és a vitrinit reflexió (termikus érettség) értékének esetén tartom reálisnak az automatizálást. A hőmérséklet elsősorban a jelenlegi hőáram étékétől függ, így annak iteratív változtatása a modellekben elméletileg lehetővé teszi a hőmérséklet automatizált kalibrációját. A termikus érettség egyszerre függ a jelenlegi és a geológiai múlt hőáram értékeitől. Mivel a hőmérséklet kalibrációja után már ismert a jelenlegi hőáram, ezért a vitrinit reflexió kalibrációja is automatizálható elméletileg. Ezekkel ellentétben a pórusnyomás és az effektív porozitás jóval több változó függvénye és az egymást fedő rétegek is hatnak egymásra, ezért nem tartom lehetségesnek a folyamat automatizálását. A kutatási téma szempontjából a
legfontosabb kalibrációban részt vevő paraméter, maga a pórusnyomás értéke. A MOL Nyrt. rendelkezésemre bocsátotta rétegvizsgálati jelentéseit és a kútkönyveket. A rétegvizsgálatok során, a kút zárási szakaszában mérik a nyomásemelkedését az idő függvényében, mely adatok extrapolációjával meghatározható a statikus rétegnyomás értéke az adott rétegben. Az adatok feldolgozása során egyértelművé vált, hogy a statikus rétegnyomás adatok száma nem elégséges a modell kalibrációjához. Ezért a pórusnyomás-adatbázist kiegészítettem alternatív nyomás indikátorokkal. Az első ilyen a mért maximális nyomásérék és a fúóiszapsűrűségéből számolt egyenértékű nyomás értékek által meghatározott intervallum. A második nyomás indikátorok a technikai nehézségek (szerszámszorulás, gáz belépés, iszapsűrűség csökkenés) során történt iszapsűrűség emelésekből számolt nyomás intervallumok. Ezek során a kezdeti iszapsűrűségből számolt egyensúlyi nyomás jelenti a minimum, míg a már megemelt iszapsűrűség értékéből számolt egyensúlyi nyomás a maximális pórusnyomás értékét. A pórusnyomás a technikai nehézség megszűnése esetén az így létrehozott nyomásintervallumban helyezkedik el. Végezetül a kalibrációban részt vevő kutak esetén 100 méteres mélységközönként kiszámoltam az egyenértékű iszapnyomás értékét, mely teoretikus maximumként fogható fel a pórusnyomás esetében.

3. Tézis

A két- és háromdimenziós medencemodellek kalibrálásához rétegvizsgálatok során mért statikus rétegnyomás adatok használtam fel, melyek jellemzően hiányos adatrendszert alkotnak. A statikus rétegnyomás adatokat független forrásból nyert pórusnyomás-indikátorokkal bővítettem. A javasolt modellek kalibrációjához statisztikai módszert fejlesztettem, mellyel lehetővé vált, a mért pórusnyomás adatok és a szimulált értékek összehasonlítása. A modellparaméterek javítása céljából a mért és számolt adatok Gauss-féle négyzetösszegét iteratív eljárásban minimalizáltam, és konvergens eljárásban meghatároztam a szimulációk optimális számát. Ennek alapján a medencemodellek kalibrálásához a hiányos adatrendszerek is hozzájárulhattak, ily módon automatizáltam a hőmérséklet modellek kalibrálását. Rámutattam, hogy további paraméterek, mint a pórusnyomás és a porozitás esetén, a kalibrációt részben manuálisan célszerű elvégezni.

6. Medencemodellek eredményei és a túlnyomást kiváltó mechanizmusok mértéke

A következő alfejezetben, mint egy visszacsatolásként bemutatom az összes túlnyomást kiváltó mechanizmust, amelyek a vizsgált térrészben jelen lehetnek. Az egyes mechanizmusok esetén a teljes felszín alatti nyomásrendszerhez való hozzájárulásuk is számszerűsítésre került. A kiváltó mechanizmusok mértékének mennyiségi meghatározása a kalibrációt követően történt meg. Az egyes túlnyomást kiváltó mechanizmusok tanulmányozásához háromdimenziós medencemodellt építettem (41. ábra).



41. ábra: A létrehozott 3D medencemodell lefuttatását és kalibrációját követően megalkotott nyomásmodellek: (a) pórusnyomásmodell; (b) túlnyomásmodell. Mindkét tömbből kivágtam egy többször megtört szelvényt, melyen bemutatom az egyes túlnyomást kiváltó mechanizmusok hatásait.

Ehhez szükség volt egy olyan végleges modellre, amely egyszerre tartalmazza az összes túlnyomást kiváltó mechanizmust, valamint a kalibrációs ciklusok során a legalacsonyabb Gauss-féle négyzetösszeghez tartozó pórusnyomás-tömböt eredményezte. Gyakorlatilag ezt a legvalószínűbb pórusnyomásmodellt vizsgáltam tovább, úgy, hogy újra és újra futtattam, de minden újabb futtatás során más-más kiváltó mechanizmust figyelmen kívül hagytam (42. ábra). Az alapvető elgondolás az volt, hogy a kalibrált végleges modell és az egyes mechanizmusokat figyelmen kívül hagyó modellek közti eltérés, az adott pórusnyomást kiváltó mechanizmus mértékét mutatják. A fenti megfontolás lehetővé tette, hogy gyakorlatban is számszerűsíthetővé váljon, hogy mely mechanizmus mekkora túlnyomás többletet képes eredményezni. Emellett az is vizsgálhatóvá vált, hogy az egyes mechanizmusok mely térrészekben fejtik ki leginkább a hatásukat, melyeket részletesen bemutatok a következő alfejezetekben.



42. ábra: A 3D túlnyomástömb egy szelvénye három eltérő modell esetében: (a) a modellezés során az összes kiváltó mechanizmus figyelembe van véve; (b) szénhidrogén-képződés nélküli eset; (c) a vetőket, mint nyitott hidrodinamikai elemeket feltételező eset, amely a középső-miocén rétegekben a túlnyomás lecsökkenését eredményezi.

6.1. Alulkompaktáltság szerepe

Az akusztikus terjedési idő szelvények értelmezése során (3.1.3. fejezet) azonosítottam az alulkompaktáltság jelenségét, mint kiváltó mechanizmust, amely a Duna-Tisza közén egyértelműen hozzájárul a túlnyomás kialakulásához (Nagy és társai, 2019a; 2021). A működésében az alacsony áteresztőképességű elsősorban aleurolit és kisebb szemcseméretű üledékek vesznek részt. Az üledékek fokozatos betemetődése során a porozitás és az áteresztőképesség folyamatosan csökken. A pórusfluidum távozik a rendszerből, amíg a permeabilitás elér egy kritikus értéket, amely alatt a pórustérből kiszoruló fluidumok nem képesek teljes mértékben távozni. Ez a pórusnyomásmegemelkedését okozza az adott rétegben. A folyamatban leggyakrabban az agyagos nagy vastagságú üledékek vesznek rész, melyek rövid idő alatt nagymértékű betemetődésen mentek keresztül. A Pannon-medence esetén ilyen képződmények az Algyői Formáció, a Szolnoki Formáció aleurolitos kifejlődésű részei, az Endrődi Formáció és a Tótkomlósi Mészmárga. Ezen kőzettestek rezervoármechanikai tulajdonságait a fúrómagokon végzett porozitás és áteresztőképesség méréseknek köszönhetően ismertek és már bemutattam azokat (4.2. fejezet). A középső-miocén üledékek kifejlődése jóval mozaikszerűbb a pannóniai s.l. üledékekhez képest. A középső-miocén agyagok, aleurolitok és márgák áteresztőképessége elég alacsony ahhoz, hogy képesek legyenek érdemben hozzájárulni a túlnyomás kialakulásához. A feldolgozott kútkönyvi adatok alapján, az egykori középsőmiocén során felnyílt részmedencék belső részén, nagy vastagságú agyagos, agyagmárgás kifejlődésű középső-miocén sorozatokra számíthatunk. Az alulkompaktáltság, mint túlnyomást kiváltó mechanizmus mértékének meghatározása érdekében, egy olyan modellt hoztam létre, mely minden egyéb mechanizmust figyelmen kívül hagy. A modellben csak a késő-miocén és fiatalabb rétegek nyomásviszonyait vesszük figyelembe, ezzel kiküszöbölve a medence aljzat repedezett részeiben történő oldalirányú transzfer hatását is. A modellből a szerkezeti elemeket is eltávolítottam.

A modell eredményei alapján megállapítható, hogy a kialakult túlnyomás a mélyebb medencékben a legnagyobb mértékű. Ennek a jelenségnek kettős okai vannak, egyrészt a betemetődés és az abból eredő kompakciós permeabilitás csökkenés a mélyebb medencerészeken a legerőteljesebb, így ott a legnagyobb a valószínűsége, hogy a pórusfluidum távozása nem lesz zavartalan a kompakció során. Másrészről, összehasonlítva az aljzati magaslatok feletti és a mélymedencék pannóniai s.l. rétegsorait, azt tapasztaljuk, hogy a lerakódott üledékkötegek kivastagodnak a medenceék irányába. Ez természetesen az

73

agyagos képződményekre is igaz, ami azt eredményezi, hogy a rétegsor nagyobb részében van lehetőség alulkompaktáltság miatti túlnyomás kialakulására. Ugyanakkor a kiemelt helyzetű aljzati magaslatok felett esetenként nem is jelentkezik többletnyomás, ugyanis az ott lerakódott agyagos márgás sorozat nem tudott kellően nagy mélységbe temetődni. Lehetőségem nyílt modellezni és összehasonlítani a Pannon-medencében két egymással szomszédos részmedence esetén a túlnyomás időbeli kialakulását és időbeli változását (Nagy és társai, 2020) (43. ábra). A két részmedence a Derecskei-árok és a Békési-medence voltak, melyekben lerakódott pannóniai üledékek nagyon hasonlóak egymáshoz kőzettani szempontból. A késő-miocén és a pliocén során a legerőteljesebb üledékképződés akkor történt egy részmedencében, amikor a progradáló deltarendszerek elérték azt. A legmarkánsabb különbség a két részmedence között, hogy a Derecskei-árokhoz a deltarendszer 2-3 millió évvel korábban érkezett meg, mint a Békési-medencéhez. Ez azt eredményezte, hogy a Derecskei-árok süllyedése hamarabb vette kezdetét és hamarabb tudott benne túlnyomás kialakulni. Ugyanakkor, az erőteljes süllyedés után volt ideje a pórusfluidumnak még ha részben zavarva is, de távozni a pórustérből. Ez a gyakorlatban azt jelenti, hogy a részmedencében a túlnyomás az erőteljes süllyedés során gyorsan kialakul, de ha a süllyedés üteme lelassul, van lehetőség a túlnyomás mértékének is a lassú csökkenésére. Az egyedi mechanizmusok vizsgálatára létrehozott modellek esetén az adott mechanizmus által létrehozott maximális túlnyomás értékét közlöm és ezeket is hasonlítom össze. Természetesen aljzati magaslatok fölött a sekély betemetődés miatt, az alulkompaktáltság még nem képes a túlnyomás létrehozására. A legmélyebb és legsekélyebb medencerészek között a mechanizmus által generált túlnyomás mértéke fokozatosan nő a mélymedencék irányába. Az alulkompaktáltság vizsgálatára létrehozott modellben a túlnyomás maximális mértéke meghaladja az 58 MPa-t. A következő mechanizmusok bemutatása során látni fogjuk, hogy ennek a mechanizmusnak a legnagyobb a hozzájárulása a teljes túlnyomás nagyságához.



43. ábra: A túlnyomás időbeli kialakulása két szomszédos, de időben eltérő üledékképződéssel jellemezhető medencében. Baloldalon (W-92 környezetében) a Békési-medence, a jobb oldalon (W-91 körül) a Derecskei-árok látható. A Derecskei-árok esetében a süllyedés korábban történt, így a Derecskei-árokban korábban ki tudott alakulni a túlnyomás.

6.2. Oldalirányú transzfer vagy centroid effektus szerepe

Az oldalirányú transzfer az a folyamat, amely a porózus, permeábilis, nagy kiterjedésű, de jelentős dőléssel rendelkező kőzettestekben jelentkezik (elsősorban tároló kőzetekben), mint a kőzettest eltérő mélységű pontja közötti nyomás kiegyenlítődés (Yardley és Swarbrick, 2000; Swarbrick, 2002). Önmagában nem okoz túlnyomást, csak a fedő, vagy fekü kőzetekben már kialakult abnormális nyomásrendszert módosítja, ezzel anomáliákat létrehozva. A tanulmányozásához önálló modellt nem volt szükséges megalkotni, ugyanis a kalibráció végeztével legreálisabbnak tartott modell megfelel erre a célra (42/a. ábra). A medencemodell és korábbi publikált eredmények alapján ez a mechanizmus egyszerre képes pozitív és negatív túlnyomás anomáliákat létrehozni (Nagy és társai, 2019a, 2021). Az oldalirányú transzfer hatásának számszerűsítéséhez elegendő a porózus és permeábilis összletek által létrehozott túlnyomás anomáliák nagyságát megvizsgálni. A mélyebb medencékben, ahol az alulkompaktáltság extrém nagy túlnyomást hoz létre, az oldalirányú transzfer elsősorban a medence aljzat repedezett részein és a középső-miocén konglomerátum és homokkő testeken keresztül képes a kialakult nyomástöbbletet szétoszlatni a kiemeltebb aljzati magaslatok irányában. A medencék központi részén ez azt jelenti, hogy a porózus és permeábilis kőzettesteket harántolva a túlnyomás abszolút nagysága a fedő képződményhez képest stagnál, esetleg a fedőhöz képest pórusnyomás-csökkenés is történhet. Felmerülhet a kérdés, hogy a Szolnoki Formáció (homokkő) esetén miért nem meghatározó ez a mechanizmus, ennek az az oka, hogy ugyan a Szolnoki Formáció regionális elterjedésű, de általában nem alkot egységes homokkő testet. Hanem térben szeparált és egymással hidrodinamikailag korlátozottan kommunikáló kőzettestekből áll. Az aljzati magaslatok fölött, ahol a többi kiváltó mechanizmus nem képes túlnyomás létrehozására (sekély betemetődés, nincs elég hő a szénhidrogén-képződéshez és a kémiai folyamatok lezajlásához) ott az oldalirányú transzfer lehet a túlnyomás egyedüli forrása (Nagy és társai, 2019a; 21). A medencék közepén létrejött nyomástöbblet és a kiemelt aljzati magaslatok feletti hidrosztatikus közeli nyomás rezsim az oldalirányú transzfer segítségével képes kiegyenlítődni az adott kőzettesten belül (44. ábra). A vizsgált térrészben legnagyobb pozitív nyomás eltérés az oldalirányú transzfer miatt a fedő rétegekhez képest 4 MPa.



44. ábra: A porózus-permeábilis konglomerátum összlet elterjedése és mélységtérképe a vetőkkel (bal oldal) és a vetők közti szeparált térrészek egymáshoz viszonyított relatív túlnyomása (jobb oldal).

Az alulkompaktáltsággal összehasonlítva az oldalirányú transzfer hozzájárulása a teljes túlnyomásrendszer mértékéhez marginálisnak tűnik. Azonban véleményem szerint ez a mechanizmus okozhatja mélyfűrás technikai szempontból a legtöbb nehézséget. A mélyebb medencerészeken számolni kell a lehetőséggel, hogy részleges, vagy teljes iszapveszteség lépjen fel a középső-miocén és medence aljzat repedezett részeiben. Ennek kiküszöbölésére az iszapsűrűség csökkentésre kerül, de mivel a fedő agyagos sorozatban a pórusnyomás nagyobb, ezért a lyukfal deformálódni fog és már meg is szorult a szerszám a lyukban. Sekélyebben, aljzati magaslatok felett, amikor középső-miocén, vagy repedezett aljzati tároló a fúrási cél, akkor az oldalirányú transzfer hatása sokkal veszélyesebb. A hidrosztatikus nyomásviszonyú pannóniai üledékek harántolása után a középső-miocén tárolókat elérve hirtelen 25 % körüli (1500 méteres mélységben 15 MPa hidrosztatikus + 4 MPa többletnyomás) túlnyomással találkozunk. Csak széljegyzetre jegyezném meg, hogy a Zsana-É-2 esetében 1800 méteren 20 MPa nyomású gáz tört a felszínre. Szerencsés esetben a kitörésgátló megfogja a kutat és nem történik katasztrófa.

6.3. Kémiai kompakció (agyagásványok) és a szénhidrogén-képződés szerepe

A kompresszióshullám-sebesség-sűrűség diagram alapján kimutattam, hogy a vizsgált területen mélyült fúrások esetén a túlnyomást kiváltó mechanizmusok között számolni kell a kémiai kompakcióval is (Nagy és társai, 2019a, 2021). Korábbi kutatási eredményeim és a MOL Laboratórium szóbeli közlése alapján, a folyamatot a szmektit-illitté alakulásaként azonosítottam. A szmektit-illité alakulása több lépésben megy végbe, amely folyamat során a szmektit rácsszerkezete közötti térrészből egy vízréteg kiszakad. Ezzel tömörebbé téve a szerkezetet, ami a terjedési idő-sűrűség diagramon sűrűség növekedést

okoz (Powers, 1967; Colton-Bradley, 1987). Ez önmagában nem okozhatja túlnyomás kialakulását, viszont a szerkezetből távozó vízréteg a pórustérbe jut, amit már így is összenyomhatatlan víz töltött ki. A pórustér az agyagos üledékek alacsony áteresztő képessége miatt csak nagyon korlátolt mennyiségben képes a fluidum leadására, így a bejutó többlet víz túlnyomás kialakulásához vezet. A folyamatot tovább gyorsítja, hogy a szmektit szerkezetéből történő vízkilépést szilikátásvány kiválás is kíséri, mely a pórus térben jutva cement fázisként kiválik, ezzel tovább rontva a kőzetek áteresztőképességét. A medencemodellekben az összes agyagkő és aleurolit esetében figyelembe vettem az agyagásvány átalakulást, mely modellezéséhez publikált egyenleteket alkalmaztam (Schneider és társai, 1996; Walderhaug, 1996).

A létrehozott modell alapján 1.8 MPa maximális hozzájárulása lehet az agyagásvány átalakulásoknak a teljes felszín alatti nyomásrendszerhez. A folyamat azonban nem annyira egyértelmű, mint az alulkompaktáltság és az oldalirányú transzfer. Az agyagásványok átalakulása során ahhoz, hogy többlet túlnyomás tudjon létre jönni, szükséges az, hogy a pórustérben levő fluidumok már ne tudjanak zavartalanul távozni a pórusokból. Így lehetőség van arra, hogy az átalakulás során a pórustérbe bejutó többlet kristályvíz tovább emelje a túlnyomás mértékét. Ugyanakkor, ha a kőzet áteresztőképessége lehetővé teszi a pórustérbe jutó többlet kristályvíz távozását, akkor nem fog megemelkedni a pórusnyomás értéke. Ez a kiváltó mechanizmus úgy értelmezhető, hogy egy kismértékű túlnyomás már kialakult az adott térrészben. Ez azt eredményezi, hogy a sekélyebb medencerészeken alulkompaktáltság miatt nem tud kialakulni túlnyomás, viszont az agyagásványok átalakulása önmagában sem elég a túlnyomás létrejöttéhez. Csak a medencék mélyebb részein képes az agyagásványok átalakulása növelni a túlnyomás mértékét.

Anyakőzetek egyaránt megtalálhatók a középső- és késő-miocén sorozaton belül, melyeket elkülönítettem a medencemodellekben is. A szerves geokémiai paramétereik összhangban vannak a szakirodalomból megismert adatokkal (Bada és Tari, 2012; Clayton és társai, 1994; Badics és Vető, 2012; Bartha és társai, 2018), 2 % teljes szerves széntartalom (TOC) és 300 mg/g hidrogén index (HI) értéket építettem be a modellekbe. A medencemodell alapján a szénhidrogén-képződés legelőször a modellezett térrész ÉK-i részén vette kezdetét, ugyanis az ÉK-i irányból progradáló delták által lerakott üledékek itt tudták a leghamarabb a kellő mélységbe temetni az anyakőzeteket (45. ábra). A mélyebb medencerészeken délkelet felé haladva időben egyre később jutottak be az anyakőzetek az olajablakba. A legkiemeltebb helyzetű aljzati magaslatok felett az anyakőzetek még jelenleg is éretlenek, vagy a korai olajablaknak megfelelő érettségűek.



Távolság (m)

Cellák száma (-)

45. ábra: A Tótkomlósi Mészmárgán belüli anyakőzetek érettség térképe, mely a háromdimenziós modellezés eredménye. A legkiemeltebb helyzetű területeken a korai olajablaknak megfelelő érettségű, míg a Hódmezővásárhelyi-árokban már a száraz gáz ablaknak megfelelő érettségi szintet is meghaladta.

A mechanizmus mennyiségi vizsgálata azt mutatta, hogy csak a legmélyebb térrészekben, és ott is maximálisan 0.5 MPa értékkel tudott a felszín alatti nyomásrendszerhez hozzájárulni. Gyakorlatilag ez azt jelenti, hogy e mechanizmus két nagyságrenddel kisebb hatást tud gyakorolni a felszín alatti nyomásrendszerre, mint a nem egyensúlyi kompakció. A mechanizmus hatásának mértékét több paraméter határozza meg, egyrészről az anyakőzet vastagsága, a területi elterjedése és a szerves geokémiai paraméterei, másrészről a termikus érettsége. A Tótkomlósi Mészmárga esetén az anyakőzet regionális elterjedésű, vastagsága azonban nagyon változékony, általában pár méter, maximum 10 méter, a szerves geokémiai paraméterei pedig legjobb esetben is közepes minőségűek. A középső-miocén anyakőzetek minősége a jó és kiváló tartományba sorolható,

helyenként több tíz méteres vastagságot is eléri, termikus érettsége is magasabb a későmiocén anyakőzetekénél, azonban csak lokális, foltszerű elterjedésük van.

6.4. Vetők szerepe

A szerkezeti elemek szerepe a felszín alatti nyomásrendszer szempontjából az előbbi mechanizmusok közül az oldalirányú transzfer szerepével mutat hasonlóságot. Abban az estben, ha a vetők hidrodinamikai szempontból vezetőképesek jelentősen tudják csökkenteni egyes rétegekben a kialakult túlnyomás mértékét, mint hidrodinamikai "szelepek". Ugyanakkor, ha a vetők hidrodinamikai szempontól zártnak tekinthetők, akkor a felszín alatti térrészt kisebb kompartmentekre osztják (Hantschel és Kauerauf, 2009). A két, előzőekben bemutatott szélsőérték között folytonos az átmenet, a medencemodellekben lehetséges árnyalni a vetők hidrodinamikai szerepét, ez a vizsgált területen is megtörtént. A vetősík mentén az agyagok elkenődésének ("shale gauge ratio" = SGR) segítségével történt meg a hidrodinamikai tulajdonságok tesztelése (Yielding és társai, 1997; Fulljames és társai, 1996). Az SGR értékét a vetősík két oldalának vertikális elmozdulásából és a két oldal agyagtartalom szelvényéből kerül levezetésre, és értéke 0-100 között változhat. Öt eltérő modellt futtattam le, amelyekben az SGR értéke 0-100 % között 20 %-kal emelkedve változott, így gyakorlatilag az összes lehetséges eshetőség megvizsgáltam (42. és 44. ábra). A Wórum és társai (2020) által készített szerkezeti elemeket mutató térképen két fő vetőpopuláció különíthető el. A középső-miocén rétegeket érintő normál vetők, melyek a részmedencék felnyílásáért felelősek, viszont a késő-miocén üledékekben már nem térképezhetőek, vagyis nem voltak aktívak. Az idősebb normál vetőket a medencemodellekben ugyan beépítettem, de a szerepük lezárult a késő-miocén kezdetén. A késő-miocén és pliocén oldalelmozdulások már jelentősebb hidrodinamikai szereppel bírnak. A két eltérő vetőpopulációt a jelenlegi feszültség térrel összevetve azt az eredményt kapjuk (Fodor és társai, 2005; Bada és társai, 2007), hogy a fiatalabb elemek a jelenlegi feszültség térben transzpresszió alatt állnak. A fiatalabb oldalelmozdulások inkább hidrodinamikai gátként működhetnek a jelenlegi feszültségtér miatt. A medencemodellezés során ezen megfontolásokat vettem alapul a vetők SGR értékeinek beállítása során. Az oldalelmozdulások esetén 40 % volt az SGR értéke. Ez azt eredményezte, hogy a fiatalabb transzpressziós szerkezetek hidrodinamikai szempontból kisebb egységekre osztják a felszín alatti teret. Ezt a kalibrációban részt vevő mért pórusnyomás adatok sem cáfolták meg, illetve a hidrodinamikai egységek pórusnyomás-rezsimjei egymástól legalább részben függetlenek.

6.5. Tektonikus feszültség, mint kiváltó tényező szerepe

A bevezetőben ismertetett túlnyomást kiváltó mechanizmusok közül a medencemodellek segítségével a tektonikai feszültség a legnehezebben vizsgálható. Ennek az az oka, hogy önálló peremfeltételként be lehet építeni a térrészre ható legnagyobb vízszintes feszültség nagyságát és irányát is a medencemodellekbe. Ez azt is jelenti, hogy a modellek szimulációs ideje is többszörösére nő. A publikált geodinamikai térképek alapján ennek iránya (legnagyobb vízszintes feszültség) valószínűleg ÉNy-DK-i irányú, de ehhez hozzátartozik, hogy a vetők közelében a feszültségtér hajlamos rátolódni. Ugyanakkor, a feszültségtér nagysága helyről helyre folyamatosan változik. Az előzőekben bemutatott és vizsgált túlnyomást kiváltó mechanizmusok képesek voltak olyan pórusnyomás eredményeket szolgáltatni, melyek a mért adatokkal teljes összhangban vannak. Ezen megfontolások alapján a feszültség teret, mint külső peremfeltételt nem építettem be a modellekbe. Ezen eredmények alapján nem tudom egyértelműen kijelenteni, hogy a feszültség tér befolyásolja, vagy nem befolyásolja a felszín alatti nyomásrendszert. Azonban az megállapítható, hogy nem feltétlenül szükséges tektonikus feszültség, mint túlnyomást kiváltó mechanizmus a Duna-Tisza közén megismert felszín alatti nyomásrendszer létrejöttéhez.

6.6. A fejezetben bemutatott eredmények összefoglalása

A kalibrált modell segítségével azonosítottam, hogy az egyes túlnyomást kiváltó mechanizmusok maximálisan milyen mértékben járulnak hozzá a felszín alatti nyomásrendszerhez. Továbbá azonosítottam, hogy a modellezett medencék egyes részein az egyes mechanizmusok milyen hatást fejtenek ki. A nem egyensúlyi kompakció vizsgálata történt meg először, ez a kiváltó mechanizmus alacsony áteresztőképességű agyagos, márgás üledékekben jelentkezhet, mint esetünkben az Algyői, a Szolnoki (aleurolitos kifejlődés), a Nagykörűi, a Tótkomlósi Tagozat és a középső-miocén során lerakódott agyagok, márgák és mészmárgák. A medencemodellezés eredményei alapján a mechanizmus hatása a legerősebb a legmélyebb medencerészeken, és fokozatosan csökken az aljzati magaslatok irányába. A legsekélyebb aljzati magaslatok felett pedig a nyomásviszonyok hidrosztatikusak, ugyanis az agyagos üledékek nem temetődtek elég mélyre ahhoz, hogy a permeabilitásuk lecsökkenjen egy kritikus érték alá. A mechanizmus mértékét az üledékképződés időbelisége is befolyásolja, ahogy arra a Derecskei-árok és Békési-medence esetén rávilágítottam. A gyors betemetődés során a túlnyomás is nagyon gyorsan kialakul. Ugyanakkor, ha nem történik további süllyedés, a túlnyomás mértéke lassan elkezd csökkeni, hiszen a csapdázódott pórusfluidumok, melyek a túlnyomást kiváltják, szép lassan távoznak a rendszerből. A medencemodellezés eredményei alapján a maximális túlnyomás értéke, melyet a nem egyensúlyi kompakció létre tudott hozni 58 MPa volt (46. ábra).

Az oldalirányú transzfer a regionális elterjedésű porózus, permeábilis kőzettestekben jelentkező mechanizmus. A vizsgált területen a repedezett aljazt és a középső-miocén korú konglomerátumok, breccsák és homokkövek esetén számolhatunk ezzel a mechanizmussal. A Szolnoki Formációba található homokkő testek lokális elterjedésűek és egymással csak korlátozottan kommunikálnak, ezért az oldalirányú transzfer kismértékben tud bennük érvényesülni. A mechanizmus önmagában nem okoz túlnyomást, csak a létrejött felszín alatti nyomásrendszert módosítja. A mélymedencék esetén negatív pórusnyomás-anomáliát, míg az aljzati magaslatok esetén pozitív túlnyomás anomáliát eredményez. A fedő, vagy fekű kőzettekben létrejött túlnyomás kiegyenlítődik a közbetelepült porózus, permeábilis kőzettesten keresztül a sekélyebb aljzati magaslatok irányába. A mechanizmus módosító hatásának mértéke maximálisan 4 MPa volt a medencemodellekben, mely egy nagyságrenddel kisebb hatás, mint a nem egyensúlyi kompakcióé (46. ábra). A kémiai kompakció jelenlétét a vizsgált területen már a sűrűség-sebesség diagramok segítségével bizonyítottam. Azonban a folyamat mértékét akkor még nem sikerült számszerűsítenem. A

medencemodellek eredményei alapján a mechanizmus maximális hozzájárulása a felszín alatti nyomásrendszerhez 1.8 MPa, mely a legmélyebb medencerészekre korlátozódik (46. ábra). Bizonyítottam, hogy a vizsgált terület esetén a mechanizmus önmagában nem hoz létre túlnyomást, hanem a nem egyensúlyi kompakció hatását erősíti fel a legmélyebb medencerészeken. A szénhidrogén-képződés felszín alatti nyomásrendszerre gyakorolt hatását is megvizsgáltam. Szakirodalmi adatok alapján láthatjuk, hogy a szénhidrogénképződés képes túlnyomás kialakítására, azonban ehhez nagy vastagságú, regionális elterjedésű, kiváló szerves geokémiai paraméterekkel rendelkező (>10 % TOC) és termikusan érett anyakőzetre van szükség. A vizsgált területen a Tótkomlósi Tagozat esetén a kiváló szerves geokémiai paraméterek, míg a középső-miocén anyakőzetek esetén a regionális elterjedés kritériumok nem teljesülnek. A modellezett maximális hozzájárulása a szénhidrogén-képződésnek a felszín alatti nyomásrendszer kialakulásához a modellek alapján 0.5 MPa (46. ábra). A mechanizmus kismértékű hozzájárulása a túlnyomás értékéhez a közel sem kiváló szerves geokémiai paraméterekkel és a lokális elterjedés tükrében nem is meglepő.



Tuniyoniast kivatto meenamzinusok

46. ábra: Az egyes túlnyomást kiváltó mechanizmusok teljes felszín alatti nyomásrendszerhez való mennyiségi hozzájárulása. A legnagyobb mértékben az alulkompaktáltság és az oldalirányú transzfer befolyásolja a túlnyomást a Duna-Tisza közének déli részén.

A vetők önmagukban nem okoznak túlnyomást, azonban hidrodinamikai szempontból betölthetnek vezető és záró szerepet. Ennek függvényében egy adott rétegben jelen levő túlnyomást megcsapolhatják, vagy zárás esetén kisebb egymással korlátozottan kommunikáló hidrodinamikai részekre oszthatják a felszín alatti nyomásrendszert. A

szerkezeti elemeket koruk alapján két csoportra osztottam: idősebb, középső-miocén normál vetők és fiatalabb, késő-miocén/pliocén oldalelmozdulások. A kalibrált modellek alapján az idősebb vetőpopuláció érdemben nem befolyásolja, azonban a fiatalabb oldalelmozdulások, számos hidrodinamikai egységre bontják a felszín alatti nyomásrendszert. A tektonikus feszültség szerepét a nyomásrendszer kialakulásában nem vizsgáltam. Ugyanakkor megállapítható, hogy tektonikus feszültség hozzájárulása nélkül is lehetséges a Duna-Tisza közén megismert nyomásrendszer létrejötte.

4. Tézis

Két- és háromdimenziós medencemodelleket hoztam létre a pórusnyomás mértékének és geológiai skála léptékű időbeli változásának megismerésére. Az általam létrehozott modellek a fúrómagokon mért porozitás és áteresztőképesség adatokon alapuló kompakciós összefüggésekre támaszkodnak. A kifejlesztett modellek alapján megállapítottam, hogy a túlnyomás kialakulására a fiatal (késő-miocén és pliocén korú) alacsony áteresztőképességű üledékek nem egyensúlyi kompakciója gyakorolja a legnagyobb hatást. Egyszerű modellek formájában vizsgáltam külön-külön a kémiai kompakció, a vetők és a szénhidrogén-képződés szerepét a túlnyomás kialakulásában. Ezek az összetett modellhez képest nem tartalmaznak minden pórusnyomást kiváltó mechanizmust. Az általam létrehozott modellek lehetővé tették, hogy a túlnyomást kiváltó mechanizmusok milyen mértékben járulnak hozzá a felszín alatti nyomásrendszerhez. A medencemodellek alapján a Pannon-medence esetében azonosítottam az oldalirányú transzfert, mint túlnyomást kiváltó mechanizmust. A regionális elterjedésű porózus és áteresztőképes kőzettesteken belüli pórusnyomáskiegyenlítődés révén, ez a folyamat eredményezi a területileg egységes nyomásrendszer kialakulását. Rávilágítottam a különböző részmedencékben jelenlévő, eltérő nagyságú túlnyomás és az üledékképződés időbeli fejlődésének kapcsolatára.

7. Sztochasztikus előrejelző módszer bemutatása

A túlnyomást kiváltó mechanizmusok mennyiségi meghatározása mellett a kutatási téma másik célja egy olyan pórusnyomás-előrejelző rendszer fejlesztése volt, mely képes sztochasztikus előrejelzést szolgáltatni még a fúrás lemélyülése előtt. Az alábbi fejezetben ez a módszer kerül bemutatásra, mely megvalósításához kétdimenziós medencemodelleket építettem. A kétdimenziós modellek mellett az az érv szólt, hogy a determinisztikus modellekkel összevetve a sztochasztikus számítások jóval időigényesebbek (napok egy-egy modell esetén). Háromdimenziós modellek esetén a szimulációs idő hetekben lenne mérhető, mely túlmutat az időbeli kereteinken. Valamint az előrejelzési módszer kifejlesztése és gyakorlatban való kipróbálása volt az elsődleges cél. A kétdimenziós modellek alkalmazhatósága nagyon megosztja a modellező közösséget (Baur, 2018). A véleményem szerint regionális léptékben jó közelítést szolgáltathatnak a fő folyamatok működéséről és mértékéről, egyedül a gondos nyomvonal megválasztásra kell odafigyelni. Gyakori hiányosság, hogy a kétdimenziós modellek túl rövidek és nem fedik le a medencék legmélyebb pontjait. Ha egy aljzati magaslat szénhidrogén-potenciálját szeretnénk vizsgálni, akkor célszerű a kétdimenziós modell végpontjainak a határoló medencék legmélyebb pontjait választani.

A sztochasztikus modellek létrehozása akkor veheti kezdetét, ha elérhető egy a kalibráción átesett és a Gauss-féle legkisebb négyzetek módszerével számolt összeg alapján legmegbízhatóbbnak ítélt kétdimenziós regionális medencemodell. Mindemellett, ismernünk kell, hogy mely bemenő paraméterek bizonytalanságának hatásait szeretnénk megvizsgálni. A sztochasztikus medencemodellek abban különböznek a determinisztikus medencemodellektől, hogy a vizsgálni kívánt bemenő paramétereik nem csupán egy fix értékkel adottak, vagy egy jól meghatározott összefüggéssel, hanem ezek egy Monte Carlo szimuláció eredményével is kiegészítésre kerülnek (Hantschel és Kauerauf, 2009). A Monte Carlo szimuláció során a bemenő paraméterből egy valószínűségi változó kerül meghatározásra az adatok eloszlásának ismeretében. Vagyis a sztochasztikus medencemodellek esetén a bemenő adatok valójában valószínűségi változók. Ez lehetővé teszi, hogy a modellezéssel megbecsüljük az adott paraméter bizonytalanságának mértékét, azaz a megbízhatóságának tartományát. A túlnyomást kiváltó mechanizmusok ugyan jelentősen különböznek egymástól, hiszen mindegyik mechanizmus máshogy hat a felszín alatti nyomásrendszer működésére. Ugyanakkor, mégis valahogy minden esetben az alacsony áteresztőképességre vezethető vissza a túlnyomás kialakulása. Az

86

alulkompaktáltság esetén egyértelmű, hogy a kőzettestek lecsökkent áteresztőképessége blokkolja a pórustér vízvesztését, ami a pórusnyomás emelkedését okozza. Az oldalirányú transzfer hatékony működéséhez szükség van hidrodinamikai kommunikációra a sekélyebb aljzati magaslatok és a legmélyebb medencerészek között, melyet egy regionális elterjedésű réteg magas (> -2 log(k)) áteresztőképessége teremt meg. Az agyagásványok átalakulása során akkor tud kialakulni többlet túlnyomás, ha a pórusrendszer kommunikációja valamely mechanizmus, például alulkompaktáltság miatt már leromlott. Ebben az esetben a már alacsony áteresztőképességű kőzet pórusaiba belépő többlet kristályvíz még tovább emeli a nyomást. A folyamatot tovább tudja fokozni, ha kristályvízből kiválik egy szilikát cement fázis, mely a pórustorkok, így a permeabilitás további csökkenését eredményezheti. Az anyakőzetek esetében is a túlnyomás kialakulását az okozza, hogy a pórustérbe többlet fluidum (ebben az esetben szénhidrogén) lép be. Ha az anyakőzet áteresztőképessége lehetővé teszi, akkor a pórustérbe belépő szénhidrogén kiszorítja a vizet, ami távozik az anyakőzetből és így nem történik nyomásemelkedés. A vetők esetében is a hidrodinamikai záró, vagy vezető szerepük felfogható úgy is, hogy a záró vetőknek alacsony, míg a vezető vetőknek magas az áteresztőképessége.

megfontolások alapján a porozitás-permeabilitás összefüggések А fenti bizonytalanságát modelleztem az egyes litológiai elemek esetében. Ez a gyakorlatban úgy valósult meg, hogy a porozitás-áteresztőképesség összefüggések megalkotásánál (4.2. fejezet) a mért adatok alapján meghatároztam, hogy az egyes kőzetek esetén mekkora bizonytalansággal kell számolni (4.3. fejezet). Az Újfalui, az Algyői és a Szolnoki (homokkő-kifejlődés) Formáció esetén az áteresztőképesség értékek bizonytalansága $\pm 1 \log(k)$ volt. Ennél nagyobb, $\pm 2 \log(k)$ bizonytalanságot azonosítottam a Szolnoki (aleurolitos kifejlődés), Endrődi Formáció, Tótkomlósi Tagozat és a középső-miocén litológiai egységek esetében. A Schlumberger cég szóbeli közlése alapján a permeabilitás bizonytalanságának eloszlását egyenletesnek (uniform) feltételeztem, a medencemodellek futtatása előtt a fenti paraméterekkel történt meg a Monte Carlo szimuláció az agyagos és márgás litológiai egységek esetén (48. ábra). Lehetőségem volt az összes réteg esetén arra, hogy a porozitás-áteresztőképesség összefüggéseket, mint valószínűségi változó kezeljem, azonban ez extrém módon elnyújtotta volna a szimulációs időt. Ugyanakkor, az elnyújtott szimulációs idő hozzáadott értéke elhanyagolható lenne. Hiszen a különböző túlnyomást kiváltó mechanizmusok teljes nyomásrendszerhez való hozzájárulása esetén láthattuk, hogy gyakorlatilag a nem egyensúlyi kompakció felelős a túlnyomás 90 %-nak a kialakulásáért.

Korábban láthattuk, hogy a nem egyensúlyi kompakció a fő kiváltó mechanizmus a vizsgált területen (Nagy és társai, 2019a; 2021), mely főként az alacsony áteresztőképességű üledékek mechanikai kompakciójától függ. A kompakciót pedig az üledékek betemetődésének története határozza meg. Az modellbe beépítettem a rétegek időbeli betemetődését, a szeizmikus értelmezés során létrehozott mélységtérképek segítségével. A modellépítés során minden bemenő mélység térkép egy-egy időpillanatot reprezentál. A modellezés során a szoftver időpillanatról időpillanatra haladva lerakja a soron következő réteget, ami azt jelenti, hogy az addig már lerakódott rétegek egyre mélyebbre temetődnek. Természetesen így az eltemetődött rétegekben azok mélységének megfelelően időpillanatról-időpillanatra csökken az effektív porozitás értéke, így az ahhoz kapcsolódó permeabilitás értéke is. Az adott réteg egy pontjának esetén a szedimentációs ráta meghatározható az adott pontban mérhető rétegvastagság és az alsó-felső határhorizont korkülönbségének a hányadosaként. Ha a szeizmikus szelvényeken azt látjuk, hogy egy rétek kivastagszik a medencék központja felé. A réteg beépítése a medencemodellekbe azt fogja eredményezni, hogy a medence középső része egységnyi idő alatt gyorsabban süllyed, ott több üledék rakódik le, mint az aljzati magaslatok felett. A problémát az jelenti, hogy a szeizmikus térképezést nem mélységben, hanem időben végezték el. Majd ezt követően egy regionális sebességtér segítségével mélységbe konvertálták azokat. A sebességtér bemenő adatait pedig olyan fúrásokban mért sebesség adatok jelentik, amelyek az adott réteget sekélyebben, gyakran hidrosztatikus közeli körülmények között tárták fel. Gyakran a medencék legmélyebb részeiről nem állnak rendelkezésre sebesség adatok. Gondoljunk vissza arra, hogy miként csökkenti a túlnyomás jelenléte a kompresszióshullámterjedésisebességét (3.1.3. fejezet). Sebességtér építése során a mélyfúrások között az adott rétegre vonatkozó sebesség adatokat egyszerűen interpolálják. Ami azt jelenti a számunkra, hogy az így létrehozott sebességtérrel előállított mélységtérképek bizonytalansággal terheltek lehetnek. A sebességtér megbízhatóságát tovább rontja, hogy a historikus fúrások esetén alig állnak rendelkezésre vertikális szeizmikus profilok (VSP), vagy akusztikus terjedési idő adatok, melyek lehetővé tennék a megbízható sebességfüggvény meghatározását. Ezek a megállapítások vezettek oda, hogy a mélységtérképek bizonytalanságát is figyelembe vettem a sztochasztikus medencemodellek esetén. A Monte Carlo szimuláció során az adott réteg vastagsága esetén ± 20 %-os bizonytalanságot feltételeztem, amely összhangban van a tároló modellek esetén publikált gyakorlati megfontolásokkal (Schaaf és Bond, 2019).

88



47. ábra: A bemenő adatok bizonytalanságának hatását bemutató 2D medencemodellek: (a) a mélységtérképek bizonytalansága, amely 5 MPa-nál kisebb mértékű eltéréseket eredményez; (b) az egyes litológiai egységek áteresztőképességének bizonytalansága közvetlen 10-20 MPa nagyságú eltéréseket eredményez a túlnyomás előrejelzésben.

A Monte Carlo szimuláció beépítése a medencemodellezés bemenő paramétereinek esetén lehetővé tette, hogy sztochasztikus pórusnyomás-előrejelzés jöjjön létre. Így meghatároztam a minimum, átlagos, maximum réteg- és túlnyomás értéke. A PetroMod szoftver képes a nyomásértékek mellett a tapasztalati szórás meghatározására is, mely során a legkisebb négyzetek elvére alapozva határoz meg (Hatschel és Kauerauf, 2009), azt feltételezve, hogy a fenti mérőszám a bizonytalanság mértékét fejezi ki normális eloszlású véletlen változó esetén. Ez az elgondolás helytálló, addig, amíg nem feltételezzük, hogy az adatsorok hibákat és kiugró értékeket is tartalmazhatnak, mely esetben a legkisebb négyzetek elve (L₂-norma) alkalmazása nem célszerű (Zhang, 2017; Steiner, 1997). A becslés robusztifikálása érdekében javasolható a leggyakoribb érték módszere, mely magas statisztikai hatásfoka ismert számos természettudományos alkalmazásból. A Steinermódszer lényegében felfogható egy speciális súlyozott átlagként, mely során a súlyok meghatározása automatikusan a (6) egyenlet maximalizálásával történik meg. Az így

létrejött módszer a maximális négyzetek elvét alkalmazza, amely növeli az eredmények megbízhatóságát nem-Gauss-eloszlású véletlen változó esetén (Steiner, 1965; Steiner, 1991)

$$\sum_{i} \frac{1}{x_i^2 + S^2} = max , \qquad (6)$$

ahol az X_i a maradékok és S pedig a mérési hiba. A leggyakoribb érték elvét (Most Frequent Value - MFV) Steiner (Steiner, 1965; Steiner, 1991) vezette be. Az eljárás során a skálaparaméter kerül meghatározásra, miközben biztosítja az információ divergenciát (viszonylagos entrópia), az információvesztést a becslés során. A skála paraméter ε , melyet dihéziónak nevezünk. A leggyakoribb érték elvének alkalmazása egy újszerű, hatékony és robosztus eljárás a földtudományokban (Szűcs és társai, 2006; Zhang, 2017). A leggyakoribb érték (MFV) és a dihézió iterációval határozható meg, mely alapján az iteráció (j+1)-ik lépésében az M leggyakoribb érték az alábbiak szerint számítható:

$$M_{j+1} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \frac{\varepsilon_{j+1}^{2}}{\varepsilon_{j+1}^{2} + (x_{i} - M_{j})^{2}} x_{i}}{\sum_{i=1}^{n} \frac{\varepsilon_{j+1}^{2}}{\varepsilon_{j+1}^{2} + (x_{i} - M_{j})^{2}}},$$
(7)

ahol x_i a mért érték és a ε_j az alábbi összefüggéssel számolható,

$$\varepsilon_{j+1}^{2} = \frac{3 \sum_{i=1}^{n} \frac{(x_{i} - M_{j})^{2}}{\left[\varepsilon_{j}^{2} + (x_{i} - M_{j})^{2}\right]^{2}}}{\sum_{i=1}^{n} \frac{1}{\left[\varepsilon_{j}^{2} + (x_{i} - M_{j})^{2}\right]^{2}}}.$$
(8)

A dihézió kezdeti értéke (ε_0) az alábbiak szerint adható meg:

$$\varepsilon_0 = \frac{\sqrt{3}}{2} (x_{max} - x_{min}). \tag{9}$$

A sztochasztikus pórusnyomásmodellek a teljes szelvény mentén képesek megbecsülni a pórusnyomás értékek bizonytalanságát. Összehasonlítva a két vizsgált bizonytalansági paramétert, a modellek alapján megállapítható, hogy a mélységtérképek bizonytalanságának hatása a pórusnyomás-becslésre kisebb mértékű, mint az áteresztőképesség bizonytalanságának hatása (Nagy és társai, 2021). A maximális pórusnyomás-eltérés, melyet a mélységtérképek bizonytalansága eredményezett a Duna-Tisza közének déli részén, 3.8 MPa volt, ami 10 % bizonytalanságot jelent a túlnyomás értékek esetében. Ezzel ellentétben a permeabilitás értékek bizonytalansága 17.1 MPa legnagyobb eltérést eredményeztt, ami már 34 % viszonylagos túlnyomás bizonytalanságot jelent. A sztochasztikus modellek eredményeként meghatározott minimum, maximum és átlagos pórusnyomás értékek jelentették a bemenő értékeket a leggyakoribb pórusnyomás és a dihézió meghatározása során (48. ábra).



48. ábra: Az 1A szelvény minimum (felül), átlagos (középen) és maximum (alul) túlnyomás szelvénye, melyeket a Monte Carlo szimuláció alkalmazásával határoztam meg.

A leggyakoribb érték elvének alkalmazása kismértékben nagyobb dihézió értéket eredményezett, mint a standard eltérés értéke (Nagy és társai, 2021). A Steiner-féle leggyakoribb érték elvének alkalmazása esetén a dihézió értéke nagyobb, mint a tapasztalati szórásé a hagyományos legkisebb négyzetek elvének alkalmazása esetén. Ugyanakkor, a módszerfejlesztéssel lehetővé tettem, hogy a fúrások kitűzésének pillanatában két különböző sztochasztikus pórusnyomás-előrejelzést legyen megalkotható (49. ábra). Így lehetőségünk van arra, hogy már a fúrás tervezésének pillanatában jobban felkészüljünk a lehetséges technikai nehézségekre. Arról nem is beszélve, hogy a fúrás során nyert napi adatokat visszacsatoljuk a medencemodellbe. Például a rétegsor napi pontosítása után a modell újrafuttatható, mely lehetőséget ad az előrejelzés frissítésére, pontosítására. Célszerű a fúrás kivitelezése után főleg, ha rétegvizsgálat is történt, összevetni a becsült pórusnyomás értékeket a mért adatokkal, ha pedig szükséges, akkor tovább javítani a modellek működésén.



49. ábra: A 3D medencemodell területén található Hódmezővásárhelyi-árok legmélyebb pontjából kinyert pórusnyomás-mélység diagramok: (a) becsült minimum, átlagos és maximum pórusnyomás; (b) becsült minimum, leggyakoribb és maximum pórusnyomás.

7.1. A fejezetben bemutatott eredmények összefoglalása

sztochasztikus megalkotásához a kétdimenziós А modellek kalibrált medencemodellekből indultam ki. Ennek az az oka, hogy a sztochasztikus modellek esetén a bemenő paraméter nem egy fix érték, esetleg egyenlet, hanem egy valószínűségi változó. Ez azt eredményezi, hogy a modellek futtatásához szükséges idő nagymértékben megnő. A folyamat során a medencemodellezés munkafolyamatába beépítésre kerül egy Monte Carlo szimuláció. A pórusnyomásmodellek szempontjából két fő paraméternek van meghatározó szerepe: a permabilitásnak és a betemetődés mértékének. Ezért a porozitásáteresztőképesség összefüggéseket valószínűségi változóként építettem be a sztochasztikus medencemodellekbe. Ehhez egyenletes eloszlás mellett (Schlumberger ajánlása) a 4.3. fejezetben bemutatott $\pm 2 \log(k)$ nagyságú bizonytalanságot alkalmaztam. A betemetődési mélység bizonytalanságát, a modelleket felépítő rétegeket határoló mélység térképek bizonytalanságával építettem be a medencemodellekbe. A mélységtérképek hibájának leírásához normál eloszlású ± 20 %-os bizonytalanságot alkalmaztam. A létrehozott modellek eredményei alapján megállapítható, hogy a mélységtérképek fent említett mértékű bizonytalansága 3.8 MPa mértékű pórusnyomás-bizonytalanságot tud eredményezni, ami 10 %-nak megfelelő viszonylagos túlnyomás eltérést jelent. Ennél sokkal jelentősebb mértékű a permeabilitás bizonytalanságának a szerepe. Ugyanis a bemutatott áteresztőképesség bizonytalanságokat beépítve a sztochasztikus medencemodellekbe, azok 17.1 MPa mértékű pórusnyomás-eltérést eredményeztek, ami 34 % viszonylagos túlnyomás eltérésnek felel meg. A Monte Carlo szimuláció beépítésével megalkotott sztochasztikus medencemodellek eredményeként megbecsültem a pórus- és túlnyomás minimum, maximum és átlagos értékét. Ez abban az esetben jelent egy megbízható becslét, ha feltételezzük, hogy a becslésünk hibája normál eloszlást követ. Abban az esetben, ha a becslés hibája nem normál eloszlású, akkor valamilyen robosztus eljárást kell választanunk. Ennek az eshetőségnek a megoldására a Steiner-féle leggyakoribb érték módszerét alkalmaztam. Az iteratív eljárás bemenő paraméterei a minimum, maximum és átlagos pórusnyomás értékek voltak, amely egy alternatív, robosztus, sztochasztikus pórusnyomásbecslési eljárást eredményezett. A legkisebb négyzetek elvén és a leggyakoribb érték elvén alapuló becsült pórusnyomás értékeket összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy a leggyakoribb értékek elvén alapuló becslés tágabb pórusnyomás-intervallumot eredményez. Ugyanakkor a két eljárás eredményei a vizsgált képzetes fúrás (Hódmezővásárhelyi-árok legmélyebb pontja) esetén csak kismértékben térnek el egymástól.

5. Tézis

A kétdimenziós medencemodellek esetében a laboratóriumi mérések hibája alapján határoztam meg a becslési bizonytalanság mértékét. A mért paraméterek (rétegek mélysége, permeabilitás) esetén eltérő statisztikai eloszlású hibákat feltételezve a modellezés folyamatába beépítettem a Monte Carlo szimulációt, mely lehetővé tette a modellparaméterek becslésénél a hibaterjedés figyelembevételét. A kifejlesztett statisztikai eljárás alapján lehetővé tettem sztochasztikus prediktív pórusnyomásmodellek megalkotását a Pannon-medencében. A pórusnyomásmodell kimenő paramétereinek és hibájának meghatározására hatékony statisztikai módszert fejlesztettem, melynek során a Steiner-féle leggyakoribb érték (MFV) módszerét ötvöztem a Monte Carlo szimulációs eljárás robusztifikálása céljából.

8. Diszkusszió

A porozitás értékének mélységgel történő változását már az 1980-as években vizsgálták a Pannon-medencében, azonban a tanulmány elsősorban a homokkő, márga és agyagkő egységeket vizsgálja (Szalay, 1982). Ennek az az oka, hogy akkor még nem állt rendelkezésre az egykori üledékképződési környezeteket figyelembe vevő geológiai modell (Bérczi és társai, 1987; Mattick és társai, 1988), így nem volt lehetséges egy a litosztratigráfiai egységeket jellemző rezervoármechanikai összefüggések megalkotása. Az általam fejlesztett kompakciós trendek minden egyes középső-, késő-miocén és pliocén korú litosztratigráfiai egységre önálló rezervoármechanikai összefüggéseket szolgáltatnak (Nagy és társai, 2021). Teljes egészében nem lehet egymásnak megfeleltetni a Szalay által publikált és az általam közölt trendszerű összefüggéseket, ugyanakkor indokoltnak érzem az összehasonlítást (50. ábra).





A Szalay által homokkövekre jellemző kompakciós trendet a Szolnoki Formáció magas homokkő tartalmú részének kompakciós trendjével összevetve azt tapasztaljuk, hogy a két összefüggésnek nagyon hasonló lefutása van és csak kismértékű eltérés tapasztalható a porozitás értékekben. A Szalay-féle márga trendet a Nagykörűi Tagozat, míg a Szalay-féle aleurolit trendet az Algyői Formáció kompakciós trendjeivel összehasonlítva már valamivel nagyobb eltérést tapasztalhatunk. A kisebb szemcseméretű üledékek esetében a kezdeti porozitás hasonló nagyságrendű, azonban a Szalay által közölt trendek a porozitás csökkenését 500-3000 méteres intervallumban lassabb folyamatok írják le. A legnagyobb különbség az összefüggések között 1000 méteres mélységben jelentkezik, de az eltérés mértéke nem haladja meg a 10 %-ot, ugyanakkor a különböző szerzők összefüggései között 3000 méteres mélység felett szinte megszűnik az eltérés. A vizsgálatok bizonyították, hogy a túlnyomás kialakulásában az áteresztőképesség és nem a porozitás a meghatározó. Egyedül a kezdeti pórusfluidum tartalom befolyásolja a túlnyomás mértékét, oly módon, hogy a magasabb fluid tartalom egy gyorsan csökkenő áteresztőképesség miatt nagyobb mértékű túlnyomás kialakulását eredményezheti, mint egy alacsonyabb kezdeti porozitás esetén. A korábbi és a jelenleg közölt kezdeti porozitás értékek nagyon hasonlóak, mely azt eredményezi, hogy a felszín alatti nyomásrendszer vizsgálata szempontjából csak apróbb eltéréseket eredményezhetnek.

A sztochasztikus medencemodellek esetén végzett érzékenységi vizsgált alapján a permeabilitás a pórusnyomásmodellek szempontjából nagy jelentőséggel bír, mint a porozitás változása (Nagy és társai, 2021). Eddigi tanulmányokban csak átlagos áteresztőképesség intervallumokat közöltek az egyes litológiai egységek esetén a Pannonmedencéből (Tóth és Almási, 2001), a teljes kompakció során végbemenő áteresztőképesség változás leírása először történt meg. Ez megnehezíti az új eredmények és a szakirodalmi adatok összevetését. A legegyszerűbben a vízadó rétegek (Szolnoki homokkő, Újfalui Formáció, középső-miocén homokkövek és konglomerátumok) esetén végezhető el az összehasonlítás. Ezekben az esetekben a Tóth és Almási által közölt (2001) áteresztőképesség értékek nagyságrendileg egybeesnek a modellekbe általam beépített porozitás-áteresztőképesség trendek értékeivel. Ugyanakkor, a víztartó rétegek esetén (Algyői, Nagykörűi, Tótkomlósi Tagozat és középső-miocén agyagok, márgák) a korábbi tanulmányokban 0 – -1 log(k) áteresztőképesség nagyságrend szerepel, ezzel ellentétben a jelenlegi vizsgálatok alapján -3 – -8 log(k) nagyságrend valószínűsíthető. Ez már egy jelentős eltérés, mely magyarázatához az adatszerzés módszerei jelenthetik a megoldást. A Tóth és Almási (2001) által áttekintet adatok rétegvizsgálatok során meghatározott permeabilitás és nyitott rétegvastagság (k·h) értékekből származnak, amely félrevezető lehet abban az esetben, ha agyagkő, márga és mészmárga rétegek közé települt homokkő testeket teszteltek a rétegyizsgálat során. Ebben az esetben nem a kőzet nagy részéről kapunk információt csak a homokkő lencse áteresztőképességéről, mely több nagyságrenddel nagyobb érték (Pap, 1976; Kovács és Teleki, 1994). Ezzel ellentétben célzott mintavételezés

és utólagos laboratóriumi mérési program lehetővé tette, hogy célzottan a tömött képződmények áteresztőképességét ismerjük meg.

A Pannon-medencében jelenlevő túlnyomást és annak kiváltó okait már az 1970-es években is vizsgálták (Somfai, 1976). Ennek a hátterében az állt, hogy az intenzív szénhidrogén-kutatás során egyre több alkalommal tártak fel különböző korú és kifejlődésű tárolókban túlnyomásos szénhidrogén-telepeket. A kutatások bizonyították, hogy nem lehetséges egyetlen kiváltó mechanizmusra visszavezetni a túlnyomás kialakulását, mely megállapítással megegyezik a doktori kutatási témám eredménye is. A Somfai Attila (1976) három hidrodinamikai egységet különítenek el az Alföldön: egy hidrosztatikus sekély rendszert; egy mélyebb, elsősorban a pannóniai s.l. homokköveket érintő túlnyomásos és egy az alsó-pannóniai mészmárga szint alatti túlnyomásos rendszert. A két túlnyomásos rendszer elkülönítését, azok eltérő nyomásgradiensei indokolták. A középső hidrodinamikai egységben a túlnyomás fokozatosan fejlődik ki, míg az alsó rendszerben hirtelen jelentkezik. A két túlnyomásos rendszer kialakulását eltérő mechanizmusokkal magyarázták. A pannóniai korú homokkövek esetén elsősorban a kompakciót említi. A kémiai kompakciót (kalcit cement kiválás), mint másodlagos hatótényezőt azonosította (Somfai, 1976). Az alsó, mészmárga szint alatti rendszer esetén a nyomásgradiens értéke a hőmérséklettel mutatott szorosabb kapcsolatot. A szerző a rendszer kialakulásának folyamatát a mélyebb térrészekben kompakciós okokból kialakult túlnyomás "átvételeként" írja le, amely a permeábilis paleogeográfiai felszínen megy végbe. Ezt a folyamatot felerősítheti a terület további süllyedése, valamint a tároló felmelegedését kísérő pórusfluidumokat érintő hőtágulás is (Somfai, 1976). Alapvetően a doktori kutatásom eredményei összhangban vannak Somfai (1976) eredményeivel. Közös pontként tekinthető, hogy a túlnyomást kiváltó fő mechanizmusként a gyors üledékképződést kísérő nem egyensúlyi kompakció a felelős. Emellett az oldalirányú transzfert és a kémiai kompakciót azonosítottuk, mint a túlnyomást felerősítő folyamatokat (Nagy és társai, 2019a; 2019b). A szénhidrogén-képződést Somafai (1976) az értekezésében, mint opcionális folyamatot említi. A medencemodellek eredményei is azt támasztják alá, hogy a szénhidrogén-képződés a nem egyensúlyi kompakcióval összehasonlítva csak kis mértékben képes növelni a túlnyomás mértékét. A legfőbb eltérés abból ered, hogy a kutatási eredményeimben nem különítem el a két túlnyomásos rendszert. Ezt abból a megfontolásból tartom logikus megközelítésnek, hogy medence léptékben a felső túlnyomásos rendszer közvetlenül hat az alsó létrejöttére és felépülésére. Az igaz, hogy az alsó rendszer hidrodinamikailag részben független a felsőtől,

de kialakulását a medence gyors süllyedése indukálja, amely egyben felelős a felső rendszer felépüléséért is. A gondolatmenet mentén haladva beláthatjuk, hogy a két rendszer ugyan izolált egymástól, de kialakulásuk szorosan összefügg egymással.

A Pannon-medencében kialakult túlnyomás kialakulásának okai az 1980-as években és azóta született munkák esetében két nagy elképzelés körül összpontosultak. Az egyik elgondolás a szénhidrogén-képződést és az alulkompaktáltságot jelöli meg, mint fő túlnyomást kiváltó mechanizmusok (Spencer és társai, 1994; Szalay, 1988). Ez a feltevés úgy alakult ki, hogy a Békési-medence tanulmányozása során a túlnyomás minden esetben 120-125 °C és magasabb hőmérsékleten jelentkezett, mely a szénhidrogén-képződés kezdeti hőmérsékletének feleltethető meg (Spencer és társai, 1994). A szénhidrogén-képződés és az alulkompaktáltság mellett a kémiai kompakciót is reális mechanizmusként veszik figyelembe, azonba adatok hiányában ezt nem tudják alátámasztani, vagy cáfolni (Spencer és társai, 1994). Az akusztikus terjedési sebesség és mélység diagramok alapján jelenleg is az alulkompaktáltságot tartom a fő túlnyomást kiváltó mechanizmusnak, mely részleges egyetértés a szakirodalomból megismert elgondolásokkal. A két- és háromdimenziós medencemodellek is azt sugallják, hogy lokálisan kismértékű (0,5 MPa) túlnyomás hozzájárulás valószínűsíthető a szénhidrogén-képződés miatt, azonban ez nem jelentős mértékű. A Pannon-medence és azon belül is a Békési-medence geotermikus gradiensét figyelembe véve, a 120-125 °C körüli hőmérséklet értékek mélysége 2000-2500 méter között található (Dövényi és Horváth, 1988; Lenkey, 1999). A kompresszióshullámterjedésisebesség-mélység diagramok alapján ez az a mélységintervallum, melyben a nem egyensúlyi kompakció miatt elkezd kialakulni a túlnyomás. A Pannon-medencéhez hasonló geológiai felépítésű medence a Bohaiwan-medence (Kína). Ahol a fő túlnyomást kiváltó mechanizmusként a nem egyensúlyi kompakciót azonosították és a szénhidrogénképződésnek csak alárendelt szerepet tulajdonítana (Xie és társai, 2001). A Willistonmedencében megtalálható Bakken Shale esetén bizonyították, hogy a túlnyomás kialakulásáért a szénhidrogén-képződés a felelős (Burrus és társai, 1996; Jin és Sonnenberg, 2013). Ugyanakkor, ez úgy lehetséges, hogy a Bakken Shale egy regionális kiterjedésű, nagy vastagságú és teljes szerves szénmennyiségben gazdag anyakőzet. A Pannon-medence anyakőzetei esetén megvan a regionális elterjedés, esetenként a nagy vastagság is, viszont a TOC mértéke egy nagyságrenddel kisebb, minta Bakken Shale-é (Bada és Tari, 2012; Clayton és társai, 1994; Badics és Vető, 2012; Bartha és társai, 2018). A medencemodellekben figyelembe vettem a kémiai kompakciót, valamint a mértékének mennyiségi vizsgálatát is elvégeztem, azonban a teljes felszín alatti nyomásrendszerhez a mechanizmus maximális hozzájárulása a modellek alapján 1.8 MPa.

A második nagy elgondolás csoport, mely szerint a Pannon-medence esetén a túlnyomás kialakulásáért a tektonika a felelős. Az elgondolást az a megfigyelés támasztja alá, mely szerint a legnagyobb viszonylagos (%-os) túlnyomás értékek az aljzati magaslatok felett tapasztalható. Ugyanakkor, az alulkompaktáltság a medencék központi részén a legerőteljesebb, tehát az nem okozhatja az aljzati magaslatok feletti túlnyomás anomáliákat (Tóth és Almási, 2001). Ez a látszólagos ellentmondás feloldható az oldalirányú transzfer figyelembevételével, hiszen ez a folyamat képes a regionális kiterjedésű túlnyomás medence léptékű kiegyenlítésére (Yardley és Swarbrick, 2000; Swarbrick, 2002). A viszonylagos túlnyomás anomáliák magyarázhatók az oldalirányú transzferrel, ugyanakkor ehhez azt kell feltételeznünk, hogy hidrodinamikai kapcsolat és kommunikáció van a medencék központi része és az aljzati magaslatok között. Ezt a feltételezést teljes egészében alátámasztja, az, hogy a szénhidrogén-képződés a medencék központi részén a legerőteljesebb, ugyanakkor a termelés alatt álló telepek főleg az aljzati magaslatok felett találhatók (Tari és Horváth, 2006). Az általam létrehozott medencemodellek és közölt eredmények nem cáfolják a tektonika hozzájárulását a felszín alatti nyomásrendszerhez. Ugyanakkor rávilágít arra, hogy a mért adatokkal dokumentált nyomásrendszer enélkül a mechanizmus nélkül is létre tudott jönni (Nagy és társai, 2021). Laboratóriumi kísérletekkel bizonyították, hogy a folyadék tágulás mechanizmusok csak abban az esetben képesek túlnyomás kialakulását eredményezni, ha a befogadó kőzetmátrix áteresztőképessége kisebb, mint -12 log(k) (Luo és Vasseur, 1992) (51. ábra). Ilyen alacsony áteresztőképesség értékek leggyakrabban evaporitok közelében fordulhatnak elő (Osborne és Swarbrick, 1997), a Pannon-medence esetén mért legalacsonyabb áteresztőképesség érték -8 log(k) nagyságrendű és az üledék sorozatokból is csak lokális vékony evaporit betelepülések ismertek (Báldi és társai, 2017). A fenti érveken felül még az akusztikus terjedési idő és mélység diagramok sem igazolták ennek a mechanizmusnak a jelenlétét a Pannon-medence esetében.



51. ábra: Az alulkompaktáltság és a folyadéktágulási mechanizmusok viszonylagos hatását bemutató diagram, mely laboratóriumi kísérleteken alapul (Luo és Vasseur, 1992 nyomán). Megjegyzés, $1mD = 1 \ge 10^{-15} m^2$.

A világ üledékes medencéinek esetén csak elvétve található olyan, ahol a túlnyomás kialakulásában részt vevő mechanizmusok mennyiségi hozzájárulását is meghatározzák. A Carnarvon-medence esetén (Swarbrick és Hillis, 1999) publikált eredmények alapján a fő túlnyomást kiváltó mechanizmus az alulkompaktáltság. Ami mellett a szénhidrogénképződésnek, a kémiai kompakciónak és a folyadéktágulási mechanizmusoknak csak alárendelt szerepük van és az általuk létrehozott túlnyomás egy nagyságrenddel kisebb mértékű, minta az alulkompaktáltságé. A létrehozott medencemodellek eredményei alapján a Duna-Tisza közének déli részén is nagyon hasonló helyzet uralkodik (46. ábra).

9. Következtetések

A rendelkezésemre álló lyukgeofizikai adatok alapján, a természetes gamma-intenzitás szelvényekre alapozva elkülönítettem az agyag és aleurolit tartalmú mintákat a Duna-Tisza közén mélyült fúrások esetén. Az akusztikus terjedési időadatok felhasználásával azonosítottam a nem egyensúlyi kompakciót, mint a vizsgált területen jelen levő egyik túlnyomást kiváltó mechanizmust. Az elkülönített agyag és aleurolit minták alapján előállított teljes sűrűség-kompresszióshullám-terjedésisebesség diagramok felhasználásával azonosítottam a kémiai kompakciót, mint az abnormális nyomásviszonyokhoz hozzájáruló mechanizmust. A vizsgálat során a sűrűség adatok hőmérsékletfüggését is megvizsgáltam, amely alapján bizonyítottam, hogy a kémiai kompakció sűrűség növelő hatása 100-110 °C között jelentkezik (Nagy és társai, 2019a). A kémiai kompakció folyamatai közül ebben a hőmérsékleti tartományban feltételezhető az agyagásványok átalakulása, vagyis a szmektit illité alakulása történhet. Mérési programot dolgoztam ki és hajtottam végre a nem tároló késő-miocén korú kőzetek esetében a porozitás és áteresztőképesség értékek becslése céljából. A mérési eljárás abban az esetben is alkalmazható, amikor nem tároló képződmények esetén csak szórványosan állnak rendelkezésre magadatok és azok állapota sem mindig megfelelő. Az magszemléken kiválasztott fúrómag darabokat az AFKI műszerparkján héliumos porozitás, valamint higanyos és Nano-k áteresztőképesség mérésnek vetettem alá. A MOL Nyrt. által a rendelkezésemre bocsátott és az AFKI-ban mért adatokból a késő-miocén és pliocén korú kőzetekre elkészítettem a mélység-porozitás, effektív feszültség-porozitás és a porozitás-áteresztőképesség összefüggéseket (Nagy és társai, 2019b, 2021). A létrehozott trendek alapján lehetővé vált a Duna-Tisza közének déli részén a kőzettestek kompakciójának megismerése a geológiai időskálán.

Az két- és háromdimenziós medencemodellek kalibrálásához használt rétegvizsgálatok során mért adatokból extrapolált statikus rétegnyomás adatok általában hiányos adatrendszert alkotnak, melyek feldolgozására statisztikai módszert fejlesztettem. Ezzel lehetővé tettem, hogy a felépített modellek egyszerre támaszkodjanak jelentős mennyiségű (>150) mért nyomás adatra. A statisztikai eljárással a hiányos adatrendszerek is bevonhatóvá váltak a medencemodellek kalibrálásába (Nagy és társai, 2021). A Pannon-medencéből származó adatrendszerek esetén bizonyítottam, hogy a modellek kalibrálása automatizálható folyamat, abban az esetben, ha a kalibrálni kívánt paraméter csak egy változótól függ, ilyen paraméter a hőmérséklet. Rámutattam, hogy azon paraméterek esetében, amelyeket több egymásra szuperponálódó folyamat határoz meg, a kalibrációt részben manuálisan célszerű

elvégezni, ugyanakkor a folyamat kvantitatívan kivitelezhető. Mérési adatokkal kalibrált két- és háromdimenziós medencemodelleket hoztam létre a pórusnyomás mértékének és időbeli felépülésének a megismerésére. Az általam létrehozott modellek a fúrómagokon mért porozitás és áteresztőképesség adatokon alapuló kompakciós összefüggésekre támaszkodnak. A modellek alapján megállapítottam, hogy a túlnyomás kialakulására a fiatal (késő-miocén és pliocén korú) alacsony áteresztőképességű üledékek nem egyensúlyi kompakciója gyakorolta a legnagyobb hatást. Önálló modellek formájában vizsgáltam külön-külön a kémiai kompakció, a vetők és a szénhidrogén-képződés szerepét a túlnyomás kialakulásában. Az általam létrehozott modellek lehetővé tették, hogy a túlnyomást kiváltó mechanizmusok teljes felszín alatti nyomásrendszerhez való hozzájárulását mennyiségi módon is meghatározzam (Nagy és társai, 2021). A kiváltó mechanizmusok közül azonosítottam az oldalirányú transzfert is. A folyamat a regionális kiterjedésű porózus és áteresztőképes kőzettesteken belüli pórusnyomás-kiegyenlítődés révén felel a területileg egységesebb nyomásrendszer kialakulásáért. A kifejlesztett módszer segítségével a különböző részmedencékben jelenlévő, de eltérő nagyságú túlnyomás kialakulása és az üledékképződés időbeli alakulása közötti kapcsolatra is rávilágítottam.

A kétdimenziós medencemodellek bemenő adatai esetében a laboratóriumi mérések hibája alapján meghatároztam a becslési bizonytalanság mértékét. A vizsgált paraméterek esetén eltérő eloszlású hibákat feltételezve, a modellezés folyamatába beépítettem egy Monte Carlo szimulációt, mely lehetővé tette a modellezési eljárás során érvényes hibaterjedés törvényének figyelembevételét. A statisztikai megközelítés alapján lehetővé tettem sztochasztikus pórusnyomásmodellek megalkotását a Pannon-medence esetében (Nagy és társai, 2021). Így előrejelzés végezhető a vizsgált térrész tetszőleges pontjára. A modell kimenő paramétereinek és hibájának meghatározására robosztus statisztikai módszert fejlesztettem, melynek során a Steiner-féle leggyakoribb érték (MFV) módszerét ötvöztem az előző bekezdésben ismertetett sztochasztikus modellezési eljárással. A kombinált eljárás a modellek széles tartományán és a zajok különféle (nem-Gaussi) eloszlása esetén is megbízható becslést ad (Nagy és társai, 2021).

10. Abstract

Pore-pressure prediction is a specialized field within earth sciences aimed at estimating expected pore pressure within the pore spaces of sedimentary rocks during the planning phase of drilling activities. The borehole is filled with drilling mud during drilling, which acts as a lubricant for the drilling head and prevents pore fluids from entering the borehole. In special circumstances where the mud pressure is lower than the pore pressure, pore fluids may enter the borehole or cause the borehole shape to deviate from its optimal round shape due to low permeability. Conversely, if the mud pressure exceeds the pore pressure, the mud may filtrate into the pore space, leading to the build-up of mud cake. These technical issues can prolong the drilling process, resulting in direct cost increases. Uncontrolled entry of pore fluid into the borehole can also cause a blowout, posing a direct danger to human life.

The issues discussed above highlight the importance of accurate pore pressure prediction during the planning phase of projects. Pore pressure generally increases with depth, but its gradient is dynamically changing, making pore pressure prediction challenging. Predictions are mainly based on petrophysical and reflectional seismic methods, where pressure values are predicted from equations that describe the connection between physical parameters and pore pressure. Open-hole well logs have been evaluated to serve a dual role. Firstly, lithostratigraphic tops have been identified, allowing for the separation of different rock bodies. Furthermore, the top of overpressure has been marked where measured data deviates from normal compactional trends on sonic logs. Undercompaction and chemical compaction have been identified as contributing overpressure generation mechanisms, with support from sonic log signatures and bulk density-seismic velocity cross-plots. Reservoir mechanical data from various sources, measured by MOL Plc. and Applied Earth Sciences Research Institute of UM (AFKI in Hungarian), have been collected into a database. Dividing the data into lithostratigraphic groups suggested that the shaly, silty, and marly groups were underrepresented. To tackle this problem, a new measurement program was planned to fill the knowledge gap. Reservoir mechanical properties of tight rock samples were measured in the AFKI Laboratory using special equipment (Nano-k) that can handle samples with low permeability values. Porosity vs. depth and porosity vs. effective stress trends were calculated for each lithology group using Athy's exponential equation. Porosity-permeability relationships were estimated and compared with measured data. According to this research, permeability reduction in tight rocks is describable with the Ungerer et al equations (1990),
but Schlumberger's "Multipoint" model is more suitable for tight rock samples from the Danube-Tisza Interfluve area.

Basin modeling is focused on simulating the generation, migration, and accumulation of hydrocarbons on a geological timescale. The modeling process includes the deposition of sediments and their compaction. Calibration of the model is required by comparing calculated values to measured ones. A quantitative methodology has been followed to avoid subjective calibration. The Gaussian sum of squares was introduced to deliver models that minimize the distance between estimated and measured values. The calibration cycles tracked a decrease in estimated value-data distances. From this research topic's perspective, pore pressure is the most important physical property. The most accurate calibration points are derived from the extrapolation of well test data of static pore pressure values. However, limited data were available that triggered the use of alternative pore pressure proxies. Alternative pressure proxies applied were the maximal pressure-equivalent mud pressure intervals, calculated equivalent mud weight increase pressures, and applied equivalent mud pressure values.

Geocellular models in 2D and 3D have been built to evaluate the subsurface pressure development on the geological timescale. The calibration process identified master models that delivered the best fit. The models integrated undercompaction, chemical compaction, hydrocarbon generation, lateral transfer, and faults. Overpressure generation mechanisms contributed to the subsurface pressure regime with different weights. The contribution of every generation mechanism was evaluated with alternative scenarios of the master models. According to the basin models, undercompaction has the biggest impact on overpressure generation. Lateral transfer has one magnitude lower effect, while chemical compaction and hydrocarbon generation have two orders of magnitude lower overpressure generation potential compared to undercompaction. The calibrated 2D basin model was applied as an input to deliver a stochastic basin model, capable of providing pore pressure prediction in the well planning phase. Monte Carlo simulation was integrated into the workflow, which let permeability and layer thickness be handled as probability variables. PetroMod software was used to calculate the minimum, mean, and maximum pore pressure and overpressure and standard deviation, which only considered errors with a normal distribution. If non-Gaussian distributed error is taken into account, only robust methods would be suitable to deliver acceptable results. Handling this issue, Steiner's Most Frequent Value method was applied for an improved and robust pore-pressure prediction.

11. Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném megköszönni először témavezetőimnek, Dr. Baracza Mátyás Krisztiánnak és Dr. Szabó Norbert Péternek támogatásukat, a doktori tanulmányaim és a doktori disszertáció írása során nyújtott segítségüket, tanácsaikat. Szakmai hozzáértésük és támogatásuk teljes mértékben hozzájárult az elért eredményeimhez.

Témavezetőim mellett szeretném megköszönni a MOL Nyrt vezetőimnek: Uhrinyiné Gergely Eszternek, Dr. Csoma Anita Évának, Dr. Csontos Lászlónak, hogy jelentkezésemet a Doktori Iskolába támogatták, valamint időt és erőforrásokat biztosítottak a kutatási munkám zavartalan ellátásához. Ezen felül köszönettel tartozom azért, hogy lehetőségem volt a MOL Nyrt. adatrendszereinek és eszközparkjának a használatára.

A kutatómunka a Miskolci Egyetemen működő Alkalmazott Földtudományi Kutatóintézet GINOP-2.3.2-15-2016-00010 jelű "Földi energiaforrások hasznosításához kapcsolódó hatékonyság növelő mérnöki eljárások fejlesztése" projektjének részeként – a Széchenyi 2020 program keretében – az Európai Unió támogatásával, az Európai Strukturális és Beruházási Alapok társfinanszírozásával valósul meg.

Emellett kiemelten köszönöm Prof. Dobróka Mihály segítségét és támogatását lehetővé téve a PhD kutatás megkezdését és kivitelezését. Megkülönböztetett köszönetemet fejezem ki továbbá Dr. Jobbik Anitának, aki teljeskörű szakmai és technikai hátteret biztosított, így lehetővé téve a kutatás sikeres megvalósítását.

A Miskolci Egyetem Geofizikai és Térinformatikai Intézetének oktatóinak, dolgozóinak, PhD hallgatóinak is köszönöm a támogatást. Mindemelett szeretném megköszönni az Alkalmazott Földtani Kutatóintézet kollégáinak a támogatását és értékes észrevételeiket, mely nélkül a mérési program nem valósulhatott volna meg. Szintén hálával tartozom, a MOL Nyrt. dolgozóinak, hogy folyamatos támogató légkört biztosított a tanulmányaim során, lehetővé téve a kommunikációt a társtudományok között.

Szeretném megköszönni a Schlumberger vállalatnak, hogy a PetroMod szoftvert hozzáférhetővé tette a MOL Nyrt. számára, valamint a MOL Nyrt.-nek, hogy élt a szoftver beszerzés lehetőségével és a rendelkezésemre is bocsájtotta azt.

Végül, de nem utolsó sorban szeretném megköszönni családomnak, főként feleségemnek és szüleimnek a belém vetett bizalmat, a folyamatos biztatást, támogatást és türelmet.

Eredetiségi nyilatkozat

"Alulírott Nagy Zsolt, a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karának hallgatója büntetőjogi és fegyelmi felelősségem tudatában kijelentem és aláírásommal igazolom, hogy a Rezervoár és Medencemodellezéshez Kapcsolódó Geofizikai és Kőzetfizikai Kutatások című doktori értekezés (a továbbiakban: dolgozat) önálló munkám, a dolgozat készítése során betartottam a szerzői jogról szóló 1999. évi LXXVI. tv. szabályait, valamint az Egyetem által előírt, a dolgozat készítésére vonatkozó szabályokat.

A dolgozatban csak az irodalomjegyzékben felsorolt forrásokat használtam fel. Minden olyan részt, melyet szó szerint, vagy azonos értelemben, de átfogalmazva más forrásból átvettem, egyértelműen, a forrás megadásával megjelöltem."

Kijelentem, hogy az elektronikusan feltöltött és a papír alapú dokumentum mindenben megegyezik.

Jelen nyilatkozat aláírásával tudomásul veszem, hogy amennyiben bizonyítható, hogy a dolgozatot nem magam készítettem vagy a dolgozattal kapcsolatban szerzői jogsértés ténye

merül fel, a Miskolci Egyetem megtagadja a dolgozat befogadását és ellenem fegyelmi eljárást indíthat.

A dolgozat befogadásának megtagadása és a fegyelmi eljárás indítása nem érinti a szerzői jogsértés miatti egyéb (polgári jogi, szabálysértési jogi, büntetőjogi) jogkövetkezményeket.

Miskolc, 2023 április 25.

.....

a hallgató aláírása

12. Ábrajegyzék

1 Abres A hatályany fagrültság a hidrogratilya a litagratilya ás a námenyemés mályság
1. abra: A natekony reszutseg, a morosztatikus, a mosztatikus és a porusnyolnas melység
szerinti alakulása egy túlnyomásos medencében
2. ábra: A II típusú kerogén érése során bekövetkezett térfogatváltozás a termikus érés előre
haladásának (vitrinit reflexió érték növekedése) függvényében (Ungerer és társai, 1983
nyomán a szerző saját szerkesztése)
3. ábra: A feilesztett módszertan három fő fázisát és azokon belüli allépéseket bemutató
összefoglaló ábra
A ábra: Az Alföld rótagtani taktonikai fózisainak ás a szónhidrogán földtani alamainak
4. abla. Az Allolu leiegiali, tektolikai lazisalilak és a szelillulogeli-lolutali elementek
idobeli alakulasa (Horvath es tarsal, 2015 nyoman a szerző sajat szerkesztese)
5. ábra: A késő-miocén és pliocén progradáló deltarendszer a fő üledékképződési
környezetekkel, melyek meghatározzák az egyes litosztratigráfiai egységek elterjedését
(Sztanó és társai, 2013 nyomán a szerző saját szerkesztése)
6. ábra: Általános felső-miocén és pliocén rétegsor, a litosztratigráfiai, az üledékképződési
körnvezetekkel és vastagság viszonvokkal (Juhász és társai, 2007)
7. ábra: A vizsgált területen mélyült fúrások ahol a litosztratigráfiai egységek elkülönítése
a lyukgeofizikai szelvények kiértékelése alanján megtörtént
9 ébro: A vizagált területen elérhető eleveztilaug teriedégi idő szelvénnyel rendelkező
6. abra: A vizsgait teruteten eterneto akusztikus terjedesi ido szervennyet tendetkező
melyturasok helyzete. Furasok, melyek jelzese szurke natterrel jelolt, ott teljes suruseg
szelvény 1s a rendelkezésre állt
9. ábra: A két fő túlnyomást kiváltó mechanizmus eltérő hatása a kompresszióshullám
terjedési idejére, valamint az így létrejövő kompresszióshullám-terjedésiidő – mélység
szerinti alakulása: (a) alulkompaktáltság okozta túlnyomás esetén; (b) folyadéktágulás
okozta túlnyomás esetén
10. ábra: Egyes fúrások kompresszióshullám-teriedésisebeség (V_p) - mélység profiliai. A
sekélyebb minták esetén felyett normál kompakciós trendvonallal (niros vonal) és az attól
fokozatosan elmaradó sebesség adatokkal rendelkező túlnyomásos szakasszal (zöld
vonal)
Volial)
11. abra: Suruseg es kompressziosnultam-terjedesisebesseg diagram. A normal
kompakcios, vagy alulkompaktaltsag miatti utvonaltol (kek palya) valo elteres eseten
egyéb túlnyomást kiváltó mechanizmusok is befolyásolják a felszín alatti
nyomásviszonyokat
12. ábra: Az egyes fúrások teljes sűrűség – kompresszióshullám-terjedésisebesség (Vp)
diagramjai. A vizsgált minták esetén azonosítottam egy sűrűség növekedés, mely a
kémiai kompakció következtében alakulhatott ki (piros nyíl)
13. ábra: A rezervoármechanikai paraméterek megismerésére kidolgozott mérési
programban részvevő mélyfúrások helvét hemutató térkén 30
14 ábra· Δ vizsgált terület egyes litosztratigráfiai egységeire jellemző porozitás - mélység
ás norozitás normashilitás trandale magallestásáhan rásztvavá mályfórásale jalót ás
es porozitas - permeaonnas trendek megaikotasaban resztvevo melyturasok jelet es
nelyzetet bemutato terkep
15. ábra: Az Ujfalui Formációból származó becsült és mért porozitás adatok mélység
szerinti ábrázolása, illetve az Athy-féle megközelítéssel létrehozott porozitás-mélység
összefüggés (bal oldal), valamint a porozitás-mélység összefüggésből számolt porozitás-
effektív stressz görbe (jobb oldal)
16. ábra: A mért áteresztőképesség adatok porozitás függvényében történő bemutatása az
Újfalui Formáció esetén, valamint az adatok és a szakirodalomban publikált

összefüggésekkel számolt egyenesek illeszkedése. A képződmény esetén a Schlumberger "Multipoint" modellje bizonyult a megbízhatóbbnak a porozitás-permeabilitás leírására.

- 20. ábra: A mért permeabilitás adatok porozitás függvényében történő bemutatása az Szolnoki Formáció (aleurolitos kifejlődés) esetén, valamint az adatok és a szakirodalomban publikált összefüggésekkel számolt egyenesek illeszkedése. A képződmény esetén az Ungerer és társai (1990) modellje bizonyult a megbízhatóbbnak a porozitás- áteresztőképesség leírására.

- 28. ábra: A mért permeabilitás adatok porozitás függvényében történő bemutatása a középső-miocén konglomerátumok esetén, valamint az adatok és a szakirodalomban publikált összefüggésekkel számolt egyenesek illeszkedése. A képződmény esetén a Schlumberger "Multipoint" modellje bizonyult a megbízhatóbbnak a porozitás-áteresztőképesség leírására. 43
- 30. ábra: A mért permeabilitás adatok porozitás függvényében történő bemutatása a középső-miocén agyagok, márgák és mészmárgák esetén, valamint az adatok és a szakirodalomban publikált összefüggésekkel számolt egyenesek illeszkedése. A képződmény esetén az Ungerer és társai (1990) modellje bizonyult a megbízhatóbbnak a porozitás-áteresztőképesség leírására. 44

- **36. ábra:** A 3D modell megépítése során létrehozott jelenlegi hőáramsűrűség térkép. A fekete keresztek a fúrások helyét mutatják, melyek esetén történt hőmérsékletmérés...57

- 47. ábra: A bemenő adatok bizonytalanságának hatását bemutató 2D medencemodellek: (a) a mélységtérképek bizonytalansága, amely 5 MPa-nál kisebb mértékű eltéréseket eredményez; (b) az egyes litológiai egységek áteresztőképességének bizonytalansága közvetlen 10-20 MPa nagyságú eltéréseket eredményez a túlnyomás előrejelzésben... 89
- 49. ábra: A 3D medencemodell területén található Hódmezővásárhelyi-árok legmélyebb pontjából kinyert pórusnyomás-mélység diagramok: (a) becsült minimum, átlagos és maximum pórusnyomás; (b) becsült minimum, leggyakoribb és maximum pórusnyomás.

13. Táblázatjegyzék

- 2. táblázat: Az egyedi litosztratigráfiai egységek porozitás-permeabilitás összefüggéseinek megalkotása során alkalmazott Ungerer és társai (1990) modelljéhez szükséges paraméterek összefoglaló táblázata. A halványszürke színnel szereplő értékek esetén a modell nem eredményezett elfogadható porozitás-áteresztőképesség összefüggést, alá, vagy túlbecsülte a mért adatokat.

14. Irodalomjegyzék

- Asquith O. és Krygowski D. (2004): Basic Well Log Analysis. (AAPG Methods in Exploration Series 16. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 2004) p. 244.
- Athy L.F. (1930): Density, Porosity and Compaction of Sedimentary Rocks. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG Bulletin), Oklahoma, 14, pp. 1-24.
- Bada G. és Tari G. (2012): Exploration country focus: Hungary. AAPG-ER, 2012. június, 5-8.
- Bada G., Horváth F., Dövényi P., Szafián P., Windhoffer G. és Cloetingh S. (2007): Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. Global and Planetary Change. 58, 1–4, pp. 165-180.
- Badics B. és Vető I. (2012): Source rocks and petroleum systems in the Hungarian part of the Pannonian Basin: The potential for shale gas and shale oil plays. Marine and Petroleum Geology. 31, pp. 53-69.
- Balázs A., Magyar I., Matenco L., Sztanó O., Tőkés L., Horváth F., (2018): Morphology of a large paleo-lake: Analysis of compaction in the Miocene-Quaternary Pannonian Basin. Glob. Planet. Chang. 171, pp. 134–147.
- Balázs A., Matenco L., Magyar I., Horváth F., Cloetingh S. (2016): The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. Tectonics, 35, pp. 1526–1559. https://doi.org/10.1002/2015TC004109
- Balázs A., Burov E., Matenco L., Vogt K., Francois T. és Cloetingh S. (2017a): Symmetry during the syn- and post-rift evolution of extensional back-arc basins: the role of inherited orogenic structures. Earth Planetary Science Letters, 462, C, pp. 86–98.
- Balázs A., Granjeon D., Matenco L., Sztanó O., Cloetingh S. (2017): Tectonic and climatic controls on asymmetric half-graben sedimentation: Inferences from 3-D numerical modeling. Tectonics, 36, pp. 2123–2141. https://doi.org/10.1002/2017TC004647
- Balázs A., Magyar I. és Horváth F. (2013): Stratigraphic and structural interpretation of regional seismic sections from the Pannonian Basin. In: Neogene to Quaternary Evolution of Mediterranean, Paratethys and Black sea. 14th Congress of Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy. Absztrakt kötet, Isztambul, 2013.szeptember 8-12., p. 191.
- Báldi T. (1986): Mid-Tertiary Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of Hungary, p. 201, Akadémiai Kiadó, Budapest.

- Báldi K., Velledits F., Ćorić S., Lemberkovics V., Lőrincz K. és Shevelev M. (2017): Discovery of the Badenian evaporites inside the Carpathian Arc: implications for global climate change and Paratethys salinity. Geologica Carpathica. 68, 3, pp. 193–206.
- Bartha A., Balázs A. és Szalay Á. (2018): On the tectono-stratigraphic evolution and hydrocarbon systems of extensional back-arc basins: inferences from 2D basin modelling from the Pannonian basin. Acta Geodaetica et Geophysica. 53, pp. 369-394.
- Baur F., Scheirer A.H. és Peters K.E. (2018): Past, present, and future of basin and petroleum system modeling. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG Bulletin). 102. pp. 549-561.
- Bell D.W. (2002): Velocity Estimation for Pore-Pressure Prediction, in A. R. Huffman and G. L. Bowers, eds., Pressure regimes in sedimentary basins and their prediction: AAPG Memoir 76, pp. 177–215.
- Bérczi I., Dank V., Gajdos S., Pap S., Révész I., Szentgyörgyi K. és Völgyi L. (1987): Ablagerungen der Kunság-Stufe (Pannonien s. str.) auf der Grossen Ungarischen Tiefebene. In: Jámbor Á. (szerk.): Geologische Charakterisierung der Ablagerungen der Kunság-Stufe in Ungarn. Annals of the Hungarian Geological Institute. 69, pp. 179–211.
- Biot M.A. (1941): General theory of three-dimensional consolidation. Journal Appllied Physics. 12, 1, pp. 155-164.
- Bowers G. (1995): Pore Pressure Estimation from Velocity Data: Accounting for Overpressure Mechanisms Besides Undercompaction. SPE Drilling and Completion. 10, pp. 89-95.
- Burrus J., Osadetz K., Wolf S., Doligez B., Visser K. és Dearborn D. (1996): A two-dimensional regional basin model of Williston basin hydrocarbon systems. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG Bulletin), 80, pp. 265–291.
- Burst J.F. (1969): Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG Bulletin), 53, 1, pp. 73–93.
- Carman P.C. (1937): Fluid flow through granular beds. Transactions, Institution of Chemical Engineers, London, 15, pp. 150-166.
- Clayton J.L., Koncz I., King J.D. és Tatár E. (1994): Organic Geochemistry of Crude Oils and Source Rocks, Békés Basin. In: Teleki P.G., Mattick R.E., Kókai J. (szerk.) (Springer, Dordrecht, 1994): Basin Analysis in Petroleum Exploration, pp. 161-187.

- Cloetingh S. és Ziegler P.A. (2007): Tectonic models for the evolution of sedimentary Basins. In: Schubert G. (szerk.) (Elsevier, Amszterdam 2007): Treatise on Geophysics. pp. 485–611.
- Colton-Bradley V.A.C. (1987): Role of pressure in smectite dehydration effects on geopressure and smectite-to-illite transition. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG Bulletin), 71, pp. 1414–1427.
- Czauner B. és Mádl-Szőnyi J. (2013): Regional hydraulic behavior of structural zones and sedimentological heterogeneities in an overpressured sedimentary basin. Marine and Petroleum Geology 48, pp. 260-274.
- Csató I. (1993): Neogene sequences in the Pannonian Basin, Hungary. Tectonophysics. 226, pp. 377–400.
- Csató I., Tóth S., Catuneanu O. és Granjeon D. (2015): A sequence stratigraphic model for the Upper Miocene–Pliocene basin fill of the Pannonian Basin, eastern Hungary. Marine Petroleum Geology. 66, pp. 117–134.
- Csontos L. (1995): Tertiary tectonic evolution of the intra-Carpathian area: A review, Acta Vulcanol., 7, pp. 1–13.
- Csontos L. és Nagymarosy A., (1998): The mid-Hungarian line: A zone of repeated tectonic inversions, Tectonophysics, 29, pp. 51–71.
- Csontos L. és Vörös A., (2004): Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region, Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 210, pp. 1–56.
- Davis D.M., Suppe J. és Dahlen F.A. (1983): Mechanics of foldand thrust belts and accretionary wedges. Journal of Geophysical Research Atmospheres. 88, B2, pp. 1153–1172.
- Dövényi P. és Horváth F. (1988): A review of temperature, thermal conductivity, and heat flow data for the Pannonian Basin. In: Royden L. és Horváth F. (szerk.): The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution, AAPG Memoir, 45, pp. 195–233.
- Drahos D. (2005): Inversion of engineering geophysical penetration sounding logs measured along a profle. Acta Geodaetica Et Geophysica Hungarica, 40, pp. 193–202.
- Earlougher R.C. Jr. (1977): Advances in Well Test Analysis. American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, Society of Petroleum Engineer's Monograph 5, Texas, 1997) p. 264.
- Eaton B. A. (1975): The equation for geopressure prediction from well logs. Society of Petroleum Engineers of AIME, Texas, SPE 5544.

- England W. A., MacKenzie A. S., Mann D. M., Quigley T. M. (1987) The movement and entrapment of petroleum fluids in the subsurface. Journal of the Geological Society, London, 144, pp. 327–347.
- Erdle J. C. (1984): Current drillstem testing practices—design, conduct, and interpretation. Society of Petroleum Engineers Annual Technical Conference and Exhibition, Houston, Texas, 1984. szeptember 16., 13182, pp. 16-19.
- Fisher A.T. és Zwart G. (1996): Relation between permeability and effective stress along a plateboundary fault, Barbados accretionary complex. Geology. 24, 4, pp. 307–310.
- Fodor L., Bada G., Csillag G., Horváth E., Ruszkiczay-Rüdiger Z., Palotás K., Síkhegyi F., Timár G., Cloetingh S. és Horváth F. (2005): An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin. Tectonophysics. 410, 1-4, pp. 15-41.
- Fodor L., Jelen B., Márton E., Skaberne D., Čar J., Vrabec M., (1998): Miocene-Pliocene 1089 tectonic evolution of the Slovenian Periadriatic fault: Implications for Alpine-Carpathian 1090 extrusion models, Tectonics, 17, pp. 690–709, doi:10.1029/98TC01605.
- Fulljames J.R., Zijerveld L.J.J., Franssen R.C.M.W., Ingram G.M. és Richard P.D. (1996): Fault seal processes: sytematic analysis of fault scals over geological an production time scales. In: Moller-Pedersen P. és Koestler A.G. (szerk.) (Special Publication of the Norwegian Petroleum Society, Oslo, 1996): Hydrocarbon Seals Importance for Exploration and Production. 7, pp. 51-59.
- Grenerczy Gy., Sella G.F., Stein S., Kenyeres A., (2005): Tectonic implications of theGPS velocity field in the northern Adriatic region. Geophys. Res. Lett. 32, L16311.
- Haas J., Nagymarosy A., Hámor G. (2012): Genesis and Evolution of the Pannonian Basin. In: Haas,
 J. (eds) Geology of Hungary. Regional Geology Reviews. Springer, Berlin, Heidelberg., pp. 149-200. <u>https://doi.org/10.1007/978-3-642-21910-8_3</u>
- Haas J. és Péró C., (2004): Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit, Int. J. Earth Sci., 93, pp. 297– 313.
- Hámor G. (1985): Geology of the Nógrád–Cserhát area, Geol. Hung., 22, p. 307.
- Handy M. R., Ustaszewski K., Kissling E., (2015): Reconstructing the Alps–Carpathians– Dinarides as a key to understanding switches in subduction polarity, slab gaps and surface motion, Int. J. Earth Sci., 104, pp. 1–26, doi:10.1007/s00531-014-11291060-3.

- Hantschel T. és Kauerauf A.I. (2009): Pore Pressure, Compaction and Tectonics. In: Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling. Springer, Berlin, Heidelberg, XVI, 476, pp. 31-101.
- Hoesni M.J. (2004): Origins of overpressure in the Malay Basin and its influence on petroleum systems, Doktori értekezés, Durham University, Durham, http://etheses.dur.ac.uk/1755/, letöltés időpontja: 2020.11.25.
- Horváth F., Musitz B., Balázs A., Végh A., Uhrin A., Nádor A., Koroknai B., Pap N., Tóth T. ésWórum G. (2015): Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources.Geothermics. 53, pp. 328-352.
- Hottmann C.E. és Johnson R.K. (1965): Estimation of formation pressures from log-derived shale properties: Journal of Petroleum Technology, v.17, pp. 717–722.
- Huffman A.R. (2002): The future of pore-pressure prediction using geophysical methods. The Leading Edge 21, pp. 199-205.
- Hunt J.M. (1979): Petroleum geochemistry and geology. (W. H. Freeman and Company, San Francisco, 1979) p. 617.
- Jin H. és Sonnenberg S. (2013): Characterization for Source Rock Potential of the Bakken Shales in the Williston Basin, North Dakota and Montana. Society of Exploration Geophysicists Global Meeting Absztarkt. Denver, 2013.augusztus, pp. 117-126.
- Jorgensen G.J. és Kisabeth J.L. (2000): Joint 3-D inversion of gravity, magnetic and tensor gravity fields for imaging salt formations in deepwater Gulf of Mexico (abs.): Society of Exploration Geophysicists Annual Meeting, unpaginated.
- Jowett E.C., Cathles III. L.M. és Davis B.W. (1993): Predicting depths of gypsum dehydration in evaporitic sedimentary basins. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG Bulletin), 77, pp. 402–413.
- Juhász Gy. (1991): Lithostratigraphical and sedimentological framework of the Pannonian (s.l.) sedimentary sequence in the Hungarian Plain (Alföld), Eastern Hungary. Acta Geologica Hungarica. 34, pp. 53–72.
- Juhász Gy., Pogácsás G., Magyar I. és Hatalyák P. (2013): The Alpar canyon system in the Pannonian Basin, Hungary – Its morphology, infill and development. Global and Planetary Change, 103, pp. 174–192.

- Juhász Gy., Pogácsás G., Magyar I. és Vakarcs G. (2007): Tectonic versus climatic control on the evolution of fluvio-deltaic systems in a lake basin, Eastern Pannonian Basin. Sedimentary Geology 202, 1, pp. 72–95.
- Karamata S. (2006): The geological development of the Balkan Peninsula related to the approach, collision and compression of Gondwanan and Eurasian units, in Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region, Geol. Soc. Spec. Publ., edited by A. H. F. Robertson and D. Mountrakis, pp. 155–178.
- Klinkenberg L.J. (1941): The Permeability Of Porous Media To Liquids And Gases. Drilling and Production Practice. New York, pp. 181-200.
- Koroknai B., Wórum G., Toth T., Koroknai Z., Fekete-Németh V., Kovacs G., (2020): Geological deformations in the Pannonian Basin during the neotectonic phase: New insights from the latest regional mapping in Hungary. Earth-Science Reviews. 211. 103411. 10.1016/j.earscirev.2020.103411.
- Kovac M., Andreyeva-Grigorovich A., Bajraktarević Z., Brzobohatý R., Filipescu S., Fodor L., Harzhauser M., Nagymarosy A., Oszczypko N., Pavelić D., Rögl F., Saftić B., Sliva L. és Studencka B. (2007): Badenian evolution of the Central Paratethys Sea: Paleogeography, climate and eustatic sea-level changes. Geologica Carpathica 58, 6, pp. 579-606.
- Kovács A. és Teleki P.G. (1994): History of Oil and Natural Gas Production in the Békés Basin. In: Teleki P.G., Mattick R.E., Kókai J. (szerk.) (Springer, Dordrecht, 1994): Basin Analysis in Petroleum Exploration. pp. 237-256.
- Kozeny J. (1927): Ueber kapillare Leitung des Wassers im Boden. Sitzungsber Akad. Wiss., Wien, 136(2a), pp. 271-306.
- Lantos M., Hámor T. és Pogácsás G. (1992): Magneto- and seismostratigraphic correlations of Pannonian s.l. (Late Miocene and Pliocene) deposits in Hungary. Paleontologia i Evolució. 24–25, pp. 35–46.
- Larionov V.V. (1969): Radiometry of boreholes (in Russian). In: Nerda M.R.L. és Biggs W.P. (szerk.) (Moszkva, 1969): Using Log-Derived Values of Water Saturation and Porosity, Trans. SPWLA Ann. Logging Symp, 10, p. 26.
- Law B.E. és Spencer C.W. (1998): Abnormal pressures in hydrocarbon environments. In: Law B.E., Ulmishek G.F. és Slavin V.I. (szerk.): Abnormal pressures in hydrocarbon environments: AAPG 776 Memoir 70, pp. 1–11.
- Lee W. J. (1982): Well Testing: Dallas, TX, Society of Petroleum Engineers of AIME, p. 159.

- Lenkey L. (1999): Geothermics of the Pannonian Basin and its Bearing on the Tectonics of Basin Evolution. Doktori értekezés, Vrije Universiteit, Amszterdam, p. 215.
- Lukács R., Harangi S., Guillong M., Bachmann O., Fodor L., Buret Y. és Zimmerer M. (2018): Early to Mid-Miocene syn-extensional massive silicic volcanism in the Pannonian Basin (East-Central Europe): Eruption chronology, correlation potential and geodynamic implications. Earth-Science Reviews, 179, pp. 1–19.
- Luo X. és Vasseur G. (1992): Contributions of compaction and aquathermal pressuring to geopressure and the influence of environmental conditions. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG Bulletin), 76, 10, pp. 1550–1559.
- Magyar I. és Sztanó O. (2008): Is there a Messinian unconformity in the Central Paratethys? Stratigraphy. 5, 3–4, pp. 245–255.
- Magyar I., Geary D.H. és Müller P. (1999a): Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 147, pp. 151–167.
- Magyar I., Geary D.H., Sütő-Szentai M., Lantos M. és Müller P. (1999b): Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. Acta Geologica Hungarica. 42, 1, pp. 5–31.
- Magyar I., Lantos M., Ujszászi K. és Kordos L. (2007): Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the north-western Pannonian Basin System. Geologica Carpathica. 58, 3, pp. 277–290.
- Mattick R.E., Phillips R.L. és Rumpler J. (1988): Seismic Stratigraphy and Depositional Framework of Sedimentary Rocks in the Pannonian Basin in Southeastern Hungary. In: Royden L.H. és Horváth, F. (szerk.): The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution, AAPG Memoir 45. pp. 117-145.
- Mavko G., Mukerji T., Dvorkin J. (2003) The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media. 10.1017/CBO9780511626753. Cambridge University Press.
- Mayer C., Sibbit A. (1980): GLOBAL, a new approach to computer processed log interpretation. In: Proceedings of the 55th SPE annual fall technical conference and exhibition, paper 9341, pp. 1–14.
- McKenzie D. (1978): Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters. 40, pp. 25–32.

- McLean M.R. és Addis M.A. (1990): Wellbore Stability Analysis: A Review of Current Methods of Analysis and Their Field Application. "SPE/IADC Drilling Conference" c. konferenciáján megtartott előadás, Hosuston, Texas, 1990 február 27. – március 2. SPE-19941-MS.
- Nagy Z., Baracza M.K. és Szabó N.P. (2019a): Pore Pressure Prediction In Pannonian Hydrocarbon Reservoir Systems Using An Integrated Interpretation Approach. Geosciences And Engineering: A Publication Of The University Of Miskolc 7, 12, pp. 105-115.
- Nagy Z., Baracza M.K. és Szabó N.P. (2019b): Integrated Pore Pressure Prediction with 3D Basin Modeling. European Association of Geoscientists & Engineers, Conference Proceedings, "Second EAGE Workshop on Pore Pressure Prediction", May 2019, Vol 2019, pp. 1 – 5.
- Nagy Z., Kiss K., Baracza M.K. és Szabó N.P. (2020): Subsurface Pressure Regime Evaluation with 2D Basin Modeling: A Case Study of Two Subbasins from Hungary. European Association of Geoscientists & Engineers, Conference Proceedings, "Third EAGE Workshop on Pore Pressure Prediction", Dec 2020, Vol 2020, pp. 1 - 6.
- Nagy Z., Baracza M.K. és Szabó N.P. (2021): Magnitude Estimation of Overpressure Generation Mechanisms Using Quantitative Stochastic 2D Basin Models: A Case Study from the Danube-Tisza Interfluve Area in Hungary. Applied Sciences, 11, 2841, pp. 1-25.
- Nagymarosy A., és Hámor G., (2012): Genesis and evolution of the Pannonian Basin, in Geology of Hungary, Regional Geology Reviews, edited by J. Haas, pp. 149–200, Springer, Heidlelberg, doi:10.1007/978-3-642-21910-8_3.
- Nagymarosy A., és Müller P., (1988): Some aspects of the Neogene biostratigraphy in the Pannonian Basin, in The Pannonian Basin, A Study in Basin Evolution, edited by L. H. Royden and F. Horvath, pp. 58–68, AAPG Mem., AAPG, Tulsa, Okla.
- Osborne M.J. és Swarbrick R.E. (1997): Mechanisms for Generating Overpressure in Sedimentary Basins: A Reevaluation. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG Bulletin). 81, 6, pp. 1023–1041.
- Pálfy J., Mundil R., Renne P. R., Bernor R. L., Kordos L., Gasparik M., (2007): U–Pb and 40Ar/39Ar dating of the Miocene fossil track site at Ipolytarnóc (Hungary) and its implications, Earth Planet. Sci. Lett., 258, pp. 160–174.
- Pap S. (1976): Alföldi és Északi-középhegységi kőolaj-földgáztároló kőzetek. Földtani Közlöny, 106, pp. 555-580.
- Piller W. E., Harzhauser M., Mandic O., (2007): Miocene Central Paratethys stratigraphy—Current status and future directions, Stratigraphy, 4(2–3), pp. 151–168.

- Pogácsás G., Lakatos L., Révész I., Ujszászi K., Vakarcs G., Várkonyi L. és Várnai P. (1988): Seismic facies, electro facies and Neogene sequence chronology of the Pannonian Basin. Acta Geologica Hungarica. 31, pp. 175–207.
- Pogácsás G., Mattick R.E., Elston D.P., Hámor T., Jámbor Á., Lakatos L., Lantos M., Simon E., Vakarcs G., Várkonyi L. és Várnai P. (1994): Correlation of seismo- and magnetostratigraphy in southeastern Hungary. In: Teleki P.G., Mattick R.E. és Kókai J. (szerk.) (Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 1994): Basin Analysis in Petroleum Exploration. pp. 143-160.
- Pogácsás G., Müller P. és Magyar I. (1993): The role of seismic stratigraphy in understanding biological evolution in the Pannonian Lake. Geologica Croatica. 46, pp. 63-69.
- Pogácsás G., Szabó A. és Szalay J. (1992): Chronostratigraphic relations of the progradational delta sequence of the Great Hungarian Plain. Acta Geologica Hungarica. 35, pp. 311-327.
- Powers M.C. (1967): Fluid release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG Bulletin), 51, 7, pp. 1240–1254.
- Powley D.E. (1990): Pressures and hydrogeology in petroleum basins. Earth-Science Reviews, 29, pp. 215-226.
- Sacchi M., Horváth F. Magyari O. (1999): Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: A case study from the late Miocene of the western Pannonian Basin, Hungary. In: Durand B, Jolivet L., Horváth F. és Séranne M. (szerk.) (Geological Society, London, Special Publications, 1999): The Mediterranean Basins: Extension Within the Alpine Orogen. 156, pp. 357–390.
- Săndulescu M. (1988): Cenozoic tectonic history of the Carpathians, in The Pannonian Basin, A Study in Basin Evolution, AAPG Mem., vol. 45, edited by L. H. Royden and F. Horváth, pp. 17–25.
- Schaaf A. és Bond C. (2019): Quantification of uncertainty in 3-D seismic interpretation: implications for deterministic and stochastic geomodeling and machine learning. Solid Earth. 10, pp. 1049-1061.
- Schmid S., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K., (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: Correlation and evolution of tectonic units, Swiss J. Geosci., 101, pp. 139–183.
- Schmid S. M., Fugenschuh B., Kissling E., Schuster R., (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen, Eclogae Geol.Herv., 97, pp. 92–117.

- Schneider F., Potdevin J.L., Wolf S. és Faille I. (1996): Mechanical and chemical compaction model for sedimentary basin simulators. Tectonophysics. 263, pp. 307–317.
- Schulze-Makuch D., Carlson D. S., Cherkauer D. S., Malik P. (1999) Scale dependency of hydraulic conductivity in heterogeneous media. Groundwater, 37, pp. 904–919.
- Serra O. (1984): Fundamentals of well-log interpretation. (Elsevier, Amszterdam, New York, Tokió, 1984) p. 423.
- Somfai A. (1976): A Kárpátmedence Nagyalföldjének magyarországi területén megismert szénhidrogén-tárolók fluidumának nyomásviszonyai, a nyomásértékek kialakulásának földtani okai. Kandidátusi értekezés, Kézirat, Miskolc, p. 299
- Spencer C.W., Szalay Á. és Tatár É. (1994): Abnormal Pressure and Hydrocarbon Migration in the Békés Basin. In: Teleki P.G., Mattick R.E. és Kókai J. (szerk.) (Springer, Dordrecht, 1994): Basin Analysis in Petroleum Exploration. pp. 201-219.
- Steiner F. (1965): Interpretation of Bouguer-maps (in Hungarian). Disszertáció, Kézirat, Miskolc, pp. 80–94.
- Steiner F. (szerk.) (1991): The most frequent value. Introduction to a modern conception statistics. (Akadémia Kiadó, Budapest, 1991) p. 314.
- Steiner F., (szerk.) (1997): Optimum methods in statistics. (Akadémia Kiadó, Budapest, 1997) 370.
- Steininger F. F., Rögl F., (1984): Paleogeography and palinspastic reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 17, pp. 659–668.
- Swarbrick R.E. (2002): Challenges Of Porosity-Based Pore Pressure Prediction. Society of Exploration Geophysicists. 27, 7, pp. 75-77.
- Swarbrick R.E. és Hillis R.R. (1999): The origin and influence of overpressure with reference to the North West Shelf, Australia. Australian Petroleum Production and Exploration Association Journal. 39, pp. 64–72.
- Szalay Á. (1982): A rekonstrukciós szemléletű földtani kutatás lehetőségei a szénhidrogén perspektívák előrejelzésében a DK-Alföld neogén süllyedékek területén. Kézirat, Kandidátusi értekezés, Magyar Tudományos Akadémia, Budapest
- Szalay Á. (1988): Maturation and migration of hydrocarbons in the south-eastern Pannonian Basin.
 In: Royden L. és Horváth F. (szerk.) The Pannonian basin: A study in basin evolution. AAPG Memoir. 45, pp. 347–354.

- Szentgyörgyi K. és Teleki P.G. (1994): Facies and Depositional Environments of Miocene Sedimentary Rocks. In: Teleki P.G., Mattick R.E. és Kókai J. (szerk.) (Springer, Dordrecht. 1994): Basin Analysis in Petroleum Exploration. pp. 83-97.
- Sztanó O., Szafián P., Magyar I., Horányi A., Bada G., Hughes D.W., Hoyer D.L. és Wallis R.J. (2013): Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Makó Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. Global and Planetary Change. 103, pp. 149–167.
- Szűcs P., Civan F. és Virág M. (2006): Applicability of the most frequent value method in groundwater modeling. Hydrogeology Journal. 14, pp. 31–43.
- Tari G., Dövényi P., Dunkl I., Horváth F., Lenkey L., Stefanescu M., Szafián P., Tóth,T., (1999): Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Serrane, M.(Eds.), The Mediterranean Basins: extension within the Alpine Orogen, volume156 of Special Publications. Geological Society of London, pp. 215–250.
- Tari G. és Horváth F. (2006): Alpine Evolution and Hydrocarbon Geology of the Pannonian Basin: An Overview. In: Golonka J. és Picha F.J. (szerk.) (AAPG Memoir 84, 2006): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. 19, pp. 605-618.
- ter Borgh M., Radivojević D. és Matenco L. (2015): Constraining forcing factors and relative sealevel fluctuations in semi-enclosed basins: The Late Neogene demise of Lake Pannon. Basin Research. 27, 6, pp. 681-695.
- ter Borgh M., Vasiliev I., Stoica M., Knezevic S., Matenco L., Krijgsman W., Rundic L.J. és Cloetingh S. (2013): The isolation of the Pannonian basin (Central Paratethys): New constraints from magnetostratigraphy and biostratigraphy. Global and Planetary Change. 103, pp. 99–118.
- Terzaghi K. (1923): Die Berechnung der Duerchl"assigkeitsziffer des Tones im Verlauf der hydrodynamischen Spannungserscheinungen. Szber Akademie Wissenschaft Vienna, Mathnaturwissenschaft Klasse IIa, 132, pp. 125–138.
- Terzaghi K., Peck R.B. és Mesri G. (1948): Soil Mechanics in Engineering Practice. John Wiley & Sons., New York, 1948.
- Tingay M., Hillis R., Swarbrick R.E., Morley C.K. és Damit A.R. (2009): Origin of overpressure and pore-pressure prediction in the Baram province. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG Bulletin). Brunei, 93, pp. 51-74.

- Tóth J. és Almási I. (2001): Interpretation of observed fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain. Pannonian Basin. Geofluids. 1, pp. 11–36.
- Ungerer P., Behar E. és Discamps D. (1983): Tentative calculation of the overall volume expansion of organic matter during hydrocarbon genesis from geochemistry data: implications for primary migration, In: Bjorøy M., Albrecht P., Conford C., de Groot K., Eglinton G. és Galimov E. (szerk.) (Chichester, John Wiley, 1981): Advances in organic geochemistry, pp. 129–135.
- Ungerer P., Burrus J., Doligez B., Chenet P.Y. és Bessis F. (1990): Basin evaluation by integrated two-dimensional modeling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon gerneration and migration. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG Bulletin), 74, 3, pp. 309–335.
- Ustaszewski K., Schmid S., Fügenschuh B., Tischler M., Kissling E., Spakman W., (2008): A mapview restoration of the Alpine-Carpathian-Dinaridic system for the early Miocene, Swiss, J. Geosci. Prague, 101, pp. 273–294, doi:10.1007/s00015-008-1288-7.
- Vakarcs G., Vail P.R., Tari G., Pogácsás G., Mattick R.E. és Szabó A. (1994): Third-order Middle Miocene-Early Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian Basin. Tectonophysics. 240, 1-4, pp. 81–106.
- Vidal-Beaudet L. és Charpentier S. (2000) Percolation theory and hydrodynamics of soil-peat mixtures. Soil Sci. Soc. AM. J., 64, pp. 827–835.
- Walderhaug O. (1996): Kinetic modelling of quartz cementation and porosity loss in deeply buried sandstone reservoirs. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG Bulletin), 5, 80, pp. 731-745.
- Walderhaug O. (2000): Modeling quartz cementation and porosity in middle Jurassic Brent group sandstones of the Kvitenbjoern field, northern North Sea. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG Bulletin), 84, pp. 1325–1339.
- Waliczek M., Machowski G., Poprawa P., Swierczewska A. és Więcław D. (2021): A novel VRo, Tmax, and S indices conversion formulae on data from the fold-and-thrust belt of the Western Outer Carpathians (Poland), International Journal of Coal Geology, 234, pp. 11-12.
- Wórum G., Koroknai, B., Koroknai Zs., Fekete-Németh V., Kovács G. és Tóth T. (2020): Young geological deformations in Hungary. Geomega Ltd., Budapest
- Wust R.A.J., Hackley P.C., Nassichuk B.R., Willment N. és Brezovski R. (2013): Vitrinite Reflectance Versus Pyrolysis Tmax Data: Assessing Thermal Maturity in Shale Plays with

Special Reference to the Duvernay Shale Play of the Western Canadian Sedimentary Basin Alberta Canada, SPE-167031-MS

- Ronov, A.B. (1958): Organic carbon in sedimentary rocks (in relation to the prescence of petroleum), Geochemistry (a translatio of Geokhimiya), no. 5, pp. 510-536.
- Wygrala B. (1989): Integrated study of an oil field in the South Po Basin, Northern Italy. Doktori disszertáció, University of Cologne, p. 217.
- Sheriff, R.E. (1991): Encyclopedic dictionary of exploration geophysics, 3d edition: Society of Exploration Geophysics, p. 384.
- Xie X., Bethke C.M., Li S., Liu X. és Zheng H. (2001): Overpressure and petroleum generation and accumulation in the Dongying Depression of the Bohaiwan Basin. Geofluids, 1, pp. 257-271.
- Yang A.Y. és Aplin A.C. (2004): Definition and practical application of mudstone porosity-effective stress relationships. Petroleum Geoscience. 10, pp. 153–162.
- Yardley G.S. és Swarbrick R.E. (2000): Lateral transfer a source of additional overpressure? Marine and Petroleum Geology. 17, pp. 523–538.
- Yielding G., Freeman B. és Needham D.T. (1997): Quantitative Fault Seal Prediction. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG Bulletin), 81, 6, pp. 897–917.
- Zhang J. (2017): Most frequent value statistics and distribution of 7Li abundance observations. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society. 468, 4, pp. 5014–5019.

15. Mellékletek



1. melléklet: A hőmérséklet értékek változása a mélység függvényében a Duna-Tisza közén vizsgált fúrások esetében.



2. melléklet: A középső-miocén korú mészkövek porozitás-permeabilitás összefüggése a Duna-Tisza közén vizsgált fúrásokban.



3. melléklet: A 2-dimenziós medencemodell felépítéséhez használt litosztratigráfiai egységek és elterjedésük a 2-es számú szelvény esetén. A szelvény szeizmikus értelmezése és a feltüntetett mélyfúrások Vakarcs és társai munkája (1994).



4. melléklet: A 2-dimenziós medencemodell felépítéséhez használt litosztratigráfiai egységek és elterjedésük az 1-es és az 1A jelű szelvények esetén.



5 melléklet: A 3-dimenziós medencemodellbe beépített, becsült erodált rétegvastagságok térképe a középső és késő-miocén korú üledékciklusok határán.



6. melléklet: A 3-dimenziós medencemodellek hőmérséklet kalibrációjához felhasznált mélyfúrások térképe.



7. melléklet: A 3-dimenziós medencemodellek termikus érettségének kalibrációjához felhasznált mélyfúrások térképe.







9. melléklet: A W-12, -53, -14 jelű mélyfúrások pórusnyomás-, hőmérséklet- és vitrinit reflexió (termikus érettség) - mélység diagramjai. Folytonos görbék a medencemodellezés során becsült és kalibrált, míg a pontszerű adatok pedig a mért értékeket jelölik.



10. melléklet: A W-19, -02, -07 jelű mélyfúrások pórusnyomás-, hőmérséklet- és vitrinit reflexió (termikus érettség) - mélység diagramjai. Folytonos görbék a medencemodellezés során becsült és kalibrált, míg a pontszerű adatok pedig a mért értékeket jelölik.



11. melléklet: A W-64, -51, -46 jelű mélyfúrások pórusnyomás-, hőmérséklet- és vitrinit reflexió (termikus érettség) - mélység diagramjai. Folytonos görbék a medencemodellezés során becsült és kalibrált, míg a pontszerű adatok pedig a mért értékeket jelölik.



12. melléklet: A W-54, -70, -66, -16, -158, -62, -168, -20 és -65 jelű mélyfúrások pórusnyomás- mélység diagramjai. Folytonos görbék a medencemodellezés során becsült és kalibrált, míg a pontszerű adatok pedig a mért értékeket jelölik.



13. melléklet: A W-52, -50, -49, -74, -30, -31, -76, -77 és -78 jelű mélyfúrások pórusnyomás- mélység diagramjai. Folytonos görbék a medencemodellezés során becsült és kalibrált, míg a pontszerű adatok pedig a mért értékeket jelölik.



14. melléklet: A W-03, -04, -122, -82, -81, -80, -33 és -48 jelű mélyfúrások pórusnyomásmélység diagramjai. Folytonos görbék a medencemodellezés során becsült és kalibrált, míg a pontszerű adatok pedig a mért értékeket jelölik



15. melléklet: A W-45, -44, -123 jelű mélyfúrások pórusnyomás és hőmérséklet-mélység diagramjai. Folytonos görbék a medencemodellezés során becsült és kalibrált, míg a pontszerű adatok pedig a mért értékeket jelölik.



16. melléklet: A W-52, -50, -49, -74, -30 és -31 jelű mélyfúrások hőmérséklet-mélység diagramjai. Folytonos görbék a medencemodellezés során becsült és kalibrált, míg a pontszerű adatok pedig a mért értékeket jelölik.



17. melléklet: A W-76, -77, -78, -47, -33, -79, -81, -82 és -04 jelű mélyfúrások hőmérséklet-mélység diagramjai. Folytonos görbék a medencemodellezés során becsült és kalibrált, míg a pontszerű adatok pedig a mért értékeket jelölik.



18. melléklet: A W-158, -69, -68, -48, -47, -15, -175 és -26 jelű mélyfúrások vitrinit reflexió-mélység diagramjai. Folytonos görbék a medencemodellezés során becsült és kalibrált, míg a pontszerű adatok pedig a mért értékeket jelölik.


19. melléklet: A 3-dimenziós túlnyomásmodell déli irányú metszetei.



20. melléklet: A 3-dimenziós pórusnyomásmodell déli irányú metszetei.



21. melléklet: A 3-dimenziós túlnyomásmodell nyugati irányú metszetei.



22. melléklet: A 3-dimenziós túlnyomásmodell nyugati irányú metszetei.



23. melléklet: A modellezett pórusnyomás alakulása a geológiai időskálán az 1-es jelű szelvény mentén.



24. melléklet: A modellezett túlnyomás alakulása a geológiai időskálán az 1 jelű szelvény mentén.



25. melléklet: A modellezett pórusnyomás alakulása a geológiai időskálán az 1A jelű szelvény mentén.



26. melléklet: A modellezett túlnyomás alakulása a geológiai időskálán az 1A jelű szelvény mentén.