

A szénhidrogének primer migrációja

KONCZ István

koncz.istvan38@chello.hu

Primary migration of hydrocarbons

Abstract

In this paper the author gives a summary of the primary migration of hydrocarbons taking place at shallower and greater depths. The expulsion of hydrocarbons from their sources requires rocks which are suitable in every respect (i.e. both quantity and quality). These rocks need to be at a lower thermal maturity, where the permeability of shales is still high enough to ensure that de-watering preserves the hydrostatic pressure. At greater depths, the pelites become overpressured due to their very low permeability, which does not allow the expulsion of hydrocarbons from the pores. If the overpressure reaches the actual horizontal stress, the microfracturing of shale takes place, allowing the expulsion of the generated hydrocarbons. Two examples are discussed in this study: primary migration from Middle Miocene sources and from the Endrőd Formation, respectively. It can be presumed that thin Middle Miocene sources were fractured by overpressure during the sedimentation of the Zagyva Formation. Following this event, the hydrocarbons migrated vertically to their present reservoirs at shallow depths and resulted in the Budafa and Lovászi fields. The thick Endrőd Formation proved to be a prolific source rock. However, based on the results of oil-to-source rock correlation, the hydrocarbons of this formation did not create accumulations in the Algyó structures on the western edge of the Makó-trench. It can be presumed that the microfracturing of the Endrőd Formation did not take place due to the early occurrence of overpressure. It is rather the case that the latter is associated with the generation of seals on both the top and bottom parts of the formation.

Keywords: hydrocarbons, primary migration, Middle Miocene sources, Endrőd Formation, Hungary

Összefoglalás

A kisebb és nagyobb mélységben végbemenő primer migrációról közöl a szerző egy összefoglalást. A szénhidrogéneknek anyaközetekből történő kiszorulása minden szempontból (mennyiségileg és minőségileg egyaránt) nagyon jó anyaközeteket igényel alacsony termikus érettség esetén, amikor a pelitek átteresztőképessége még mindig elég ahhoz, hogy a víz egy részének eltávozásával a hidrosztatikus nyomás fenn tudjon maradni. Nagyobb mélységben a pelitek túlnyomásossá válnak igen alacsony átteresztőképességük miatt, amely gátolja a pórusok fluidumainak kiszorulását. Ha a túlnyomás eléri a horizontális nyomást, a pelit megrepedezik, és lehetőséget ad a képződött szénhidrogének eltávozására. Ez a cikk két példát közöl: primer migráció középső-miocén anyaközetekből és az Endrődi Formációból. Feltételezhető, hogy a vékony középső-miocén anyaközetek a megfelelő mértékű túlnyomás létrejötte miatt repedtek meg, amikor a Zagyvai Formáció lerakódása zajlott. Ezt az eseményt követően a szénhidrogének vertikálisan migráltak a kisebb mélységben elhelyezkedő tárolókba – létrehozva a Budafa és Lovászi mezőket. A vastag Endrődi Formáció jó anyaközetnek bizonyult, de szénhidrogénjei nem képeztek felhalmozódásokat az Algyó szerkezeten a Makói-árok nyugati szegélyén az olaj-anyaközet korreláció eredményei szerint. Feltételezhető, hogy az Endrődi Formáció megrepedése nem következett be a túlnyomás korai megjelenése és a zárórétegek miatt, amelyek a formáció tető és fekü részein jöttek létre.

Kulcsszavak: szénhidrogének, primer migráció, középső-miocén anyaközetek, Endrődi Formáció, Magyarország

Bevezetés

A cikk tárgya kizárólag a primer migráció, amelynek folyamán a képződött szénhidrogének egy része eltávozik az anyakőzetéből. A szekunder migrációt a cikk nem tárgyalja. Az anyakőzetek litológiai jellege a törmelékeny kőzetekre korlátozódik, mert a rendelkezésre álló adatok csak a törmelékeny kőzetekre vonatkoznak. A nagy karbonáttartalmú anyakőzetek viselkedése eltér a törmelékenyekétől.

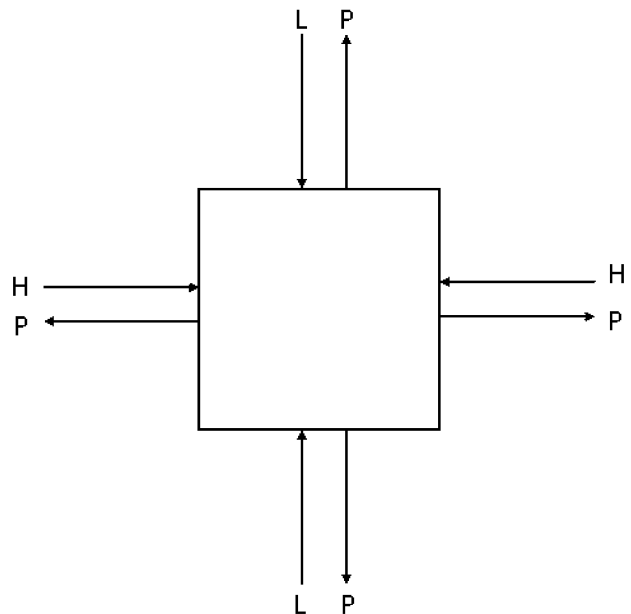
A migráció fogalma

Az anyakőzetek szerves anyagából megfelelő mértékben magas hőmérsékleten képződött szénhidrogének anyakőzeteikből való eltávozása (kiszorulása) a primer migráció. A primer migráció szerepe akkor vált ismertté, amikor kiderült, hogy a kőolaj- és földgáz-felhalmozódásokat tartalmazó durvaszemcsés törmelékeny kőzetek, az ún. tárolókőzetek nem tartalmaznak annyi szerves anyagot, amennyi a jelentős készletű telepek jelenlétét indokolná. A tárolókőzetekkel szemben a finomszemcsés törmelékeny kőzetek, a pelitek, amelyekben általában nincs szénhidrogén-felhalmozódás, jóval több szerves anyagot tartalmaznak (HUNT & JAMIESON 1956, RONOV 1958). (A kőzetek szerves anyaga mennyiségének jellemzésére a szerves széntartalom (TOC %) szolgált.) A pelitek tehát a szénhidrogének anyakőzeteinek tekinthetők. Ahhoz, hogy a pelitekben képződött szénhidrogének a durvaszemcsés kőzetekbe kerülve a szekunder migráció eredményeként a szerkezetekben felhalmozódásokat tudjanak képezni, a pelitekből a szénhidrogéneknek a primer migráció folyamata során, legalábbis részben, el kell tudniuk távozni. A szekunder migrációban részt vevő folyamatok törvényszerűségeit eléggé korán, már az ötvenes években felismerték (HUBBERT 1953, HOBSON 1954). Tisztázták a gáz, illetve az olaj, valamint a víz sűrűségkülönbségből adódó felhajtóerő, a kapilláris nyomás és a hidrodinamikai nyomásgradiens szerepét a fluidumok mozgásában. A primer migráció alapvető folyamatait illetően csak a nyolcvanas években sikerült megegyezésre jutni (DURAND 1987). A primer migráció mechanizmusa viszonylag kis mélységben és a nagyobb mélységekben eltérő. Kis mélységben a pelitek és a tárolókőzetek eltérő mértékű tömörödéséből (differenciális kompaktációjából) jön létre az a nyomásgradiens, amely a pelitekből a velük közvetlenül érintkező, migrációs vezető közegként működő tároló típusú kőzetekbe juttatja a képződött szénhidrogéneket. Az olaj és a víz sűrűségkülönbségből adódó felhajtóerő ugyanis jóval kisebb, mint a finomszemű üledékekben érvényesülő kapilláris nyomás. A primer migrációban az olaj csak a víztől elkülönült fázisban képes mozogni, a gázfázisban lévő szénhidrogének pedig vízben oldott állapotban is migrálhatnak (MAGARA 1980, DURAND 1983). Nagyobb mélységben főleg a peliteknek a megfelelő mértékű túlnyomás által létrehozott megrepesztettsége (microfracturing) révén tudnak távozni anyakőzeteikből a szénhidrogének (MAGARA 1981, PRICE 1994).

A következőkben a primer migráció folyamatának elméleti kérdéseivel foglalkozunk, majd a középső-miocén képződményekből és az Endrődi Formációból történt migrációt tárgyaljuk.

A primer migráció folyamata és hatótényezői

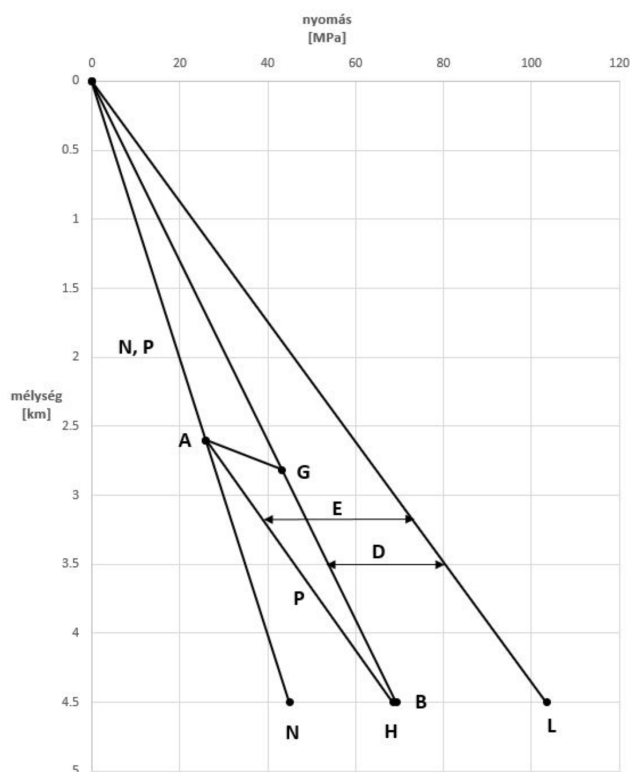
Egy medencében a folyamatos üledékképződés során a kőzetek egyre nagyobb mélységbe kerülnek. A kőzetfelületre a fedő rétegeknek a gravitációs erőterében a tömegükből adódó, vertikális irányú litosztatikus nyomása (L) hat, amely összenyomni igyekszik a kőzetet, annak térfogatcsökkenését (kompaktációját) idézve elő (1. ábra). A kőzetre ható litosztatikus nyomás az üledékképződés során – egy kiválasztott kőzetelemet tekintve – nő, amelyet 23 MPa (megapascal)/km gradiens jellemez a kőzettömeg átlagos



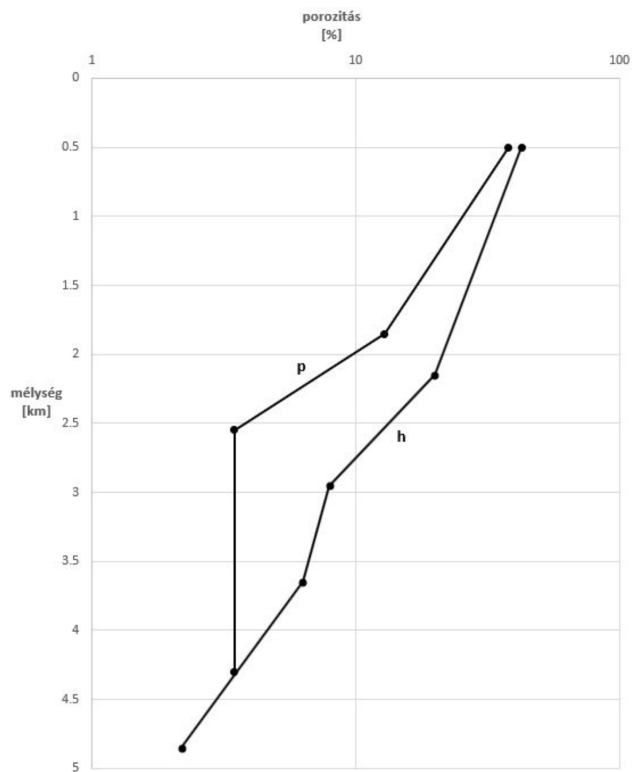
1. ábra. A kőzetek felületére ható erők

Figure 1. Pressures acting rocks

sűrűségéből ($2,3 \text{ t/m}^3$) adódóan. Egy medence üledékekkel való feltöltődése során a litosztatikus nyomás növekedése okozza az áteresztőképesség és a porozitás csökkenését. A litosztatikus nyomás deformáló hatását horizontális irányban a horizontális feszültség (H) ellensúlyozza. A pórusfolyadék nyomása (P) minden irányban hat. Egészen addig, amíg a kőzetek áteresztőképessége még elég nagy ahhoz, hogy nagy üledékképződési sebesség esetén is biztosítani tudja a hidrosztatikus nyomás (N) megmaradását a póruster fluidumainak kipréselődése során, a pórusokban elhelyezkedő, teljesen vízből álló fluidum nyomásgradiense a víz sűrűségéből (1 t/m^3) adódóan 10 MPa/km, és változatlan marad. A normális, hidrosztatikus állapotot jelző mélység-trend (N) az OA szakasznak felel meg, és a felszíntől az „A” pontnak megfelelő mélységig tart (2. ábra). Ebben a mélységtartományban a fluidumnyomás (P) még a pelitek póru-



2. ábra. A nyomás és a mélység közötti összefüggések
 Figure 2. Relationships between pressure and depth



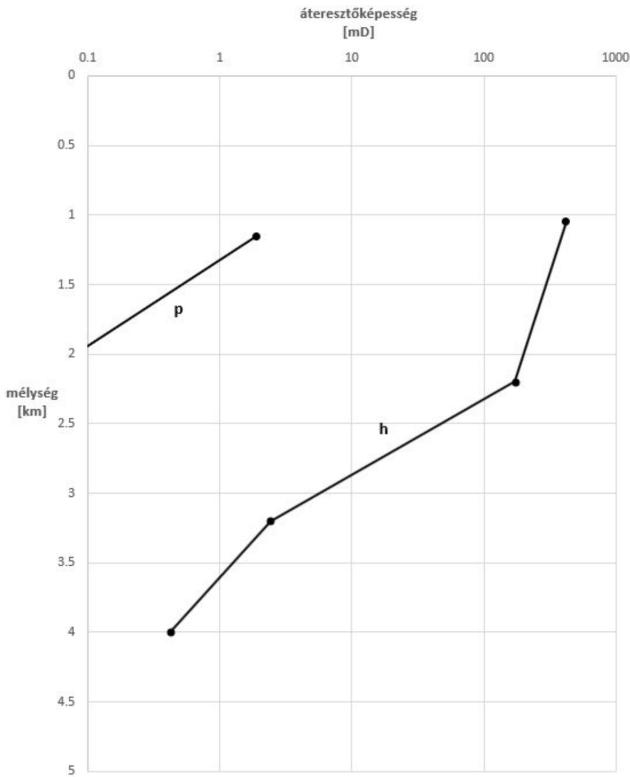
3. ábra A homokkövek (h) és a pelitek (p) porozitásváltozása a mélységgel
 Figure 3. Porosity-changes of sandstones (h) and pelites (p) through depth

saiban is idővel hidrosztatikus marad: az N és a P mélységtrend azonos. A kőzetek porustereiben lévő víz kiszorulását adott mélységben a litosztatikus nyomás (L) és a hidrosztatikus nyomás (N) különbsége idézi elő. Az említett nyomáskülönbség (L–N) gradiense 13 MPa/km: a 23 MPa/km és a 10 MPa/km különbsége.

Az effektív porozitás 100 méterenkénti átlagértékeit (trendpontjait) a pelitekre (p) és a homokkövekre (h) vonatkozóan a 3. ábra szemlélteti a DK-alföldi neogén sülyledékekben (SZALAY 1982). (Az effektív porozitás az egymással áramlástani kapcsolatban lévő porustereket jellemzi.) Az említett ábrán a porozitás (%) értékek (porustérfogat/100 egység közettérfogat) logaritmus szerepel, amely egyes mélységszakaszokban lineáris összefüggést mutat a mélységgel, mert a porozitás (ϕ) a mélységgel (z) a következő típusú összefüggésben van: $\phi = \phi_0 \cdot a^{-z}$, ahol ϕ_0 a $z = 0$ mélységhez tartozó porozitás, az „a” pedig konstans. A porozitás csökkenése a fedőréteg terhelési nyomása hatására majdnem teljes egészében irreverzibilis folyamat (MILLER et al. 2002). A DK-alföldi neogén sülyledékek esetében a homokkövek porozitása (h) 1,7–4,8 km mélységintervallumban eltérő meredekségű, de folyamatos csökkenést mutat. A pelitek porozitása (p) 2,6 km mélységig csökken, ennél nagyobb mélységben csökkenése lassul olyannyira, hogy a porozitás gyakorlatilag változatlan marad. A pelitek porozitásának mélység szerinti változása arra utal, hogy 2,6 km mélységtől kezdődően a fluidumok kevésbé tudnak kiszorulni a pórusokból: a pórusok fluidumainak mozgás-

lehetőségei korlátozottá válnak, a pórustartalom egyre nagyobb mértékben izolálttá, a kompaktió gátolttá válik. Ezért – adott esetben – a 2,6 km mélységet a DK-alföldi neogén sülyledékek esetében izolációs mélységnek tekinthetjük. A gátolt kompaktió különböző mélységértékeknél alakulhat ki. Az alacsony átteresztőképesség mellett döntő hatást gyakorol a gátolt kompaktió kialakulásának mélységére az, ha az üledékképződés gyors, nagy ütemű. Nagy üledékképződési ütem esetén a gátolt kompaktió a 2,6 km mélységnél kisebb mélységben is megvalósulhat. A felszíntől 2,6 km mélységig a pelitekben egyensúlyi, hidrosztatikus viszonyokat megtartó tömörödés (kompaktió) megy végbe, ennél nagyobb mélységben a nem egyensúlyi, túlnyomást előidéző kompaktió válik jellemzővé.

A pelitek függőleges (p) és a homokkövek vízszintes (h) irányú átteresztőképességének 100 méterenkénti átlagértékeit (trendpontjait) szemlélteti a 4. ábra mD (millidarcy, 10^{-15} m²) egységekben (SZALAY 1982). A különböző irányú átteresztőképesség alkalmazását az indokolja, hogy egy pelitek és homokkövek váltakozásából álló rétegsorban a tömörödés (kompaktió) során a pelitekből inkább a rétegződésre merőleges irányban távozik a fluidum, a homokkövekből a rétegződéssel párhuzamosan, vízszintes irányban (MAGARA 1976). A porozitáshoz hasonlóan az átteresztőképesség logaritmus szerepel a 4. ábrán, mert így egyes szakaszokban lineáris a mélységgel való összefüggés. (A pelitek 0,1 mD értékénél kisebb átteresztőképességének mérése technikailag nehézkes és bizonytalan eredményeket szolgáltatató. Feltéte-



4. ábra. A homokkővek vízszintes (h) és a pelitek függőleges (p) átteresztőképességének változása a mélységgel

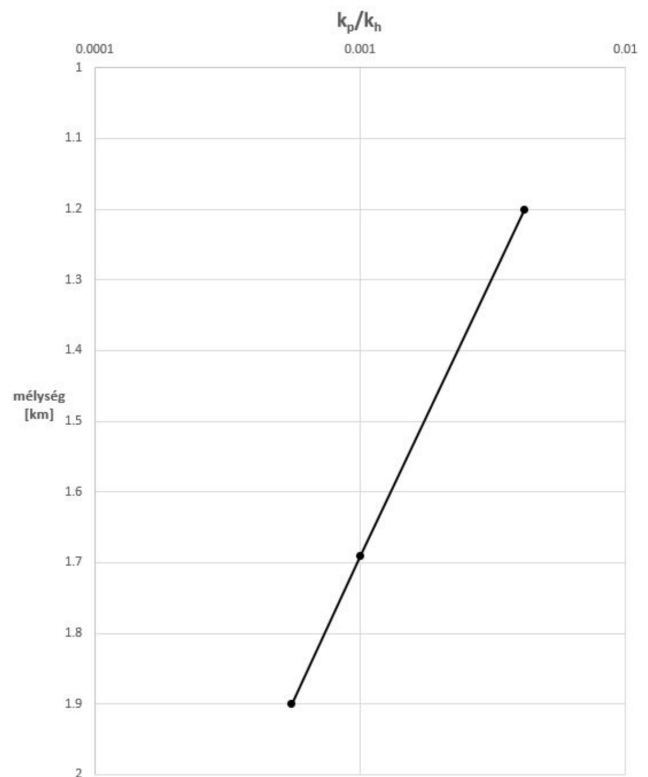
Figure 4. Horizontal permeability of sandstones (h) and vertical permeability of pelites (p) vs. depth

lehető, hogy a 4. ábrán látható, pelitekre vonatkozó mélység-trend a nagyobb mélységek irányában folytatódik, de 2,6 km mélységtől kezdődően, a porozitáshoz hasonlóan állandósul.)

A kőzeteken keresztül a nyomásgradiens hatására végbemenő fluidummozgást a Darcy-törvény írja le:

$$Q = [A/(L \times \mu)] \times k \times \Delta P$$

(Q – a fluidummozgás sebessége, térfogatáram, m³/s; A – a fluidumot átbocsátó kőzetfelület, m²; L – a fluidumot átbocsátó kőzetelem hossza, m; μ – a fluidum dinamikus viszkozitása, Pa \times s (pascalszekundum); k – a kőzet átteresztőképessége, m²; ΔP – nyomáskülönbség (esetünkben: L–N, Pa.) A nyomáskülönbség (L–N) által előidézett fluidum térfogatáram (Q) adott mélységben a kőzet hidraulikus potenciálja, ami kis mélységben, ahol az átteresztőképesség még jelentékeny (> 0,1 mD) a pelitekben is, viszonylag rövid időn belül elérve a hidrosztatikus nyomást (N), kimerül. Ennek a folyamatnak az időbeli lefolyása azonban a jóval kisebb átteresztőképességű pelitekben igen lassú a homokkővekéhez viszonyítva. Ugyanazon mélységben a pelitek függőleges (k_p) és a homokkővek vízszintes (k_h) átteresztőképességének aránya (k_p/k_h) megegyezik a pelitek és homokkővek hidraulikus potenciálja arányával (Q_p/Q_h) (MAGARA 1976). A k_p/k_h átteresztőképesség-arány a DK-alföldi neogén sülyyedékek 1,2–1,9 km mélységtartományában $4,19 \times 10^{-3}$ és $5,5 \times 10^{-4}$ értékek közötti (5. ábra). A k_p/k_h átteresztőképesség-arány az előbbieket szerint ugyanazon mélységben a hidraulikus poten-

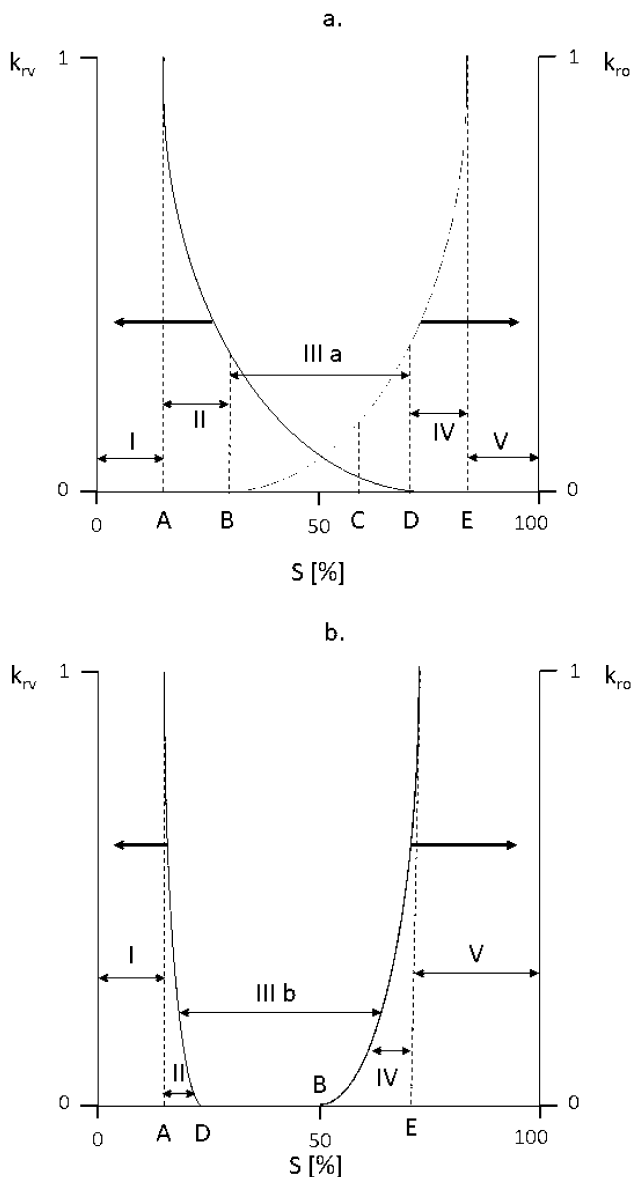


5. ábra. A k_p/k_h arányok változása a mélységgel

Figure 5. k_p/k_h ratios vs. depth

ciálaránnyal egyezik. Az egységnyi idő alatt kiszorult fluidum térfogatával (Q) arányos a nyomás csökkenése. Ezért, például, a k_p/k_h átteresztőképesség-arány 0,001 értéke 1,69 km mélységben azt jelenti, hogy azonos idő alatt a pelitekben a nyomáscsökkenés ezredrésze a homokkővekében elért nyomáscsökkenésnek: azaz egy ideig a nyomás a pelitekben nagyobb, mint a homokkővekben. Ez az idővel csökkenő, a differenciális kompaktióból eredő nyomáskülönbség a fő hajtóereje a pelitekből a velük közvetlenül érintkező homokkővekbe irányuló, vizes közegű primer migrációnak az olajra ható felhajtóerőn kívül (MAGARA 1980).

A vizes közegű és hidrosztatikus nyomásviszonyokkal jellemezhető primer migráció során a pelitekben képződött olaj a víztől elkülönült fázisban képes mozgásra, ha a pórus térben elegendő arányú az olaj jelenléte: azaz szükséges egy minimális olajtelítettség elérése a pórusokban (MAGARA 1978). Ennek megértését szolgálja a 6. ábra „a” része, amely bemutatja a víztől elkülönült fázis, az olaj (k_{ro}) és a víz relatív átteresztőképességének (k_{rw}) változását a víztől elkülönült fázisnak (az olajnak) a pórustérben érvényesülő telítettség (S %) függvényében (SHANLEY et al. 2004). Ha az olaj telítettség az „A” pontnak megfelelőnél kisebb, akkor az olaj telítettség irreducibilis (nem redukálható) az „I” jelű szakaszban. Ha az olaj telítettség az „A” és „B” pontok közötti („II” jelű szakasz), akkor csak a víz képes mozogni, az olaj még nem. Az eltávozó víz csökkenti a víz-telítettséget, és növeli az olajtelítettséget. Ha az olaj telí-



6. ábra. Relatív átteresztőképesség kisebb mélységben (a) és nagyobb mélységben (b) (SHANLEY 2004)

Figure 6. Relative permeability at shallower (a) and greater (b) depths (SHANLEY 2004)

teltsége eléri a 20% értéket (a „B” pontot), akkor az olaj is tud mozogni a vízzel együtt a „III a” jelű szakaszban (DURAND 1987). A „C” pont azt a helyzetet szemlélteti, amikor a vízkiramlás miatt csökkent víztelítettség megnöveli az olaj telítettségét, illetve az kétfázisú áramlásban nő az olaj részvétele. A „D” ponttól kezdve már csak az olaj mozoghat az „E” pontig terjedő „IV” jelű szakaszban, a víz nem. Az „E” pontnál nagyobb olajteltettség már nem jár együtt az olajmozgás lehetőségének növekedésével, mert az „V” jelű szakaszban a víztelítettség irreducibilis.

A kérdés az, hogy mekkora eséllyel fordulhat elő a vizes közegű és hidrosztatikus nyomásviszonyokkal jellemezhető primer migráció során a felszíntől a 2,6 km mélységig tartó szakaszban az az olajteltettség, amely lehetővé teszi – az olajra ható felhajtóerőn túlmenően – az olaj mozgását, eltá-

vozását a pelitből a vízzel együtt. A hazai neogén sülydedekben 2,6 km mélységben a szerves anyag érettségét mutató vitrinitreflexió általában kicsiny, csak 0,6% értéket ér el, ami arra utal, hogy a szerves anyag termikus átalakultsága alacsony szintű. Ha képződik is olaj, akkor telítettsége általában nem érheti el az olaj mozgásához szükséges minimális értéket. Kivételt képez, amikor a pelitek szerves anyagának mennyisége, szervesszén-tartalma (TOC %) és a Rock-Eval mérésekkel megállapítható kezdeti minősége, hidrogénindexe (mg CH/g TOC) igen kedvező, magas érték. (Itt meg kell jegyezni, hogy a mért értékek csak kissé alacsonyabbak, mint a kezdetiek, ha a termikus érettség még elegendő mértékben alacsony.) Ez a kivételes állapot a következő összefüggés figyelembevételével érzékeltethető:

$$(\text{képződött olaj, kg/tonna kőzet}) = (\text{átalakulási arány}) \times (\text{szénhidrogén-potenciál, kg/tonna kőzet})$$

A szénhidrogén-potenciál azon szénhidrogének mennyiségének maximumát jelenti, amelyek a kőzet szerves anyagából képződhetnek a termikusan éretlen állapottól kezdődően és a túlrettel befejezőleg. A 0-1 tartományú átalakulási arány a termikus érettség növekedésével nő, a szénhidrogén-potenciál teljes mértékű kimerülése esetén éri el az 1 értéket. Belátható, hogy a képződött olaj mennyisége a kőzetben az átalakulási arány és a szénhidrogén-potenciál szorzata kell legyen. Tételizzük fel, hogy az átalakulási arány 0,05, ami a termikusan éretlen szerves anyagnak megfelelően alacsony. Ha a pelit szénhidrogén-potenciálja 1 kg szénhidrogén/tonna kőzet, akkor a fentiek szerint a képződött olaj 0,05 kg olaj/tonna kőzet koncentrációt ér el. Ha a pelit szénhidrogén-potenciálja 20 kg szénhidrogén/tonna kőzet (az előbbi hússzorosa), akkor ugyanazon átalakulási arány (0,05), illetve termikus érettség esetén a képződött olaj koncentrációja 1 kg olaj/tonna kőzet, nyilvánvalóan az előbbi hússzorosa. (Az 1 kg/tonna kőzet szénhidrogén-potenciál megfelel egy olyan pelitnek, amelynek szervesszén-tartalma 0,5%, hidrogénindexe 200 mg CH/g TOC. A 20 kg/tonna kőzet szénhidrogén-potenciál olyan pelitet képvisel, amelynek szervesszén-tartalma 5%, hidrogénindexe 400 mg/g TOC). Az olaj mozgását a pelitrétegen belül a kapillaris erők gátolják. A pelitréteg homokkővel érintkező részén az olaj könnyen belép a homokkőbe, mert a homokkő kapillaris nyomása jóval kisebb, mint a peliteké.

Az előzőek alapján a képződött olaj vizes közegű migráció révén történő eltávozása a viszonylag alacsony termikus érettségű pelitekből abban az esetben mehet végbe, ha elegendő mennyiségű olaj keletkezett. Ez csak akkor következik be, ha a pelit mint anyakőzet minőségileg és mennyiségileg kitűnő. Tehát, eléggé esetleges ilyen körülmények között az olaj primer migrációjának bekövetkezése. Eléggé általános viszont a bakteriális eredetű metán eltávozása a pelitekből vízben oldott állapotban, mert a bakteriális eredetű metán képződésének hőmérséklet-tartományához (< 80 °C) tartozó mélységtartomány megfelel az egyensúlyi, hidrosztatikus nyomással rendelkező, nem gátolt kompakciónak.

Kis mélységben a pelitek kompakciója általában egyensúlyi természetű, azaz a hidrosztatikus nyomás megőrződik.

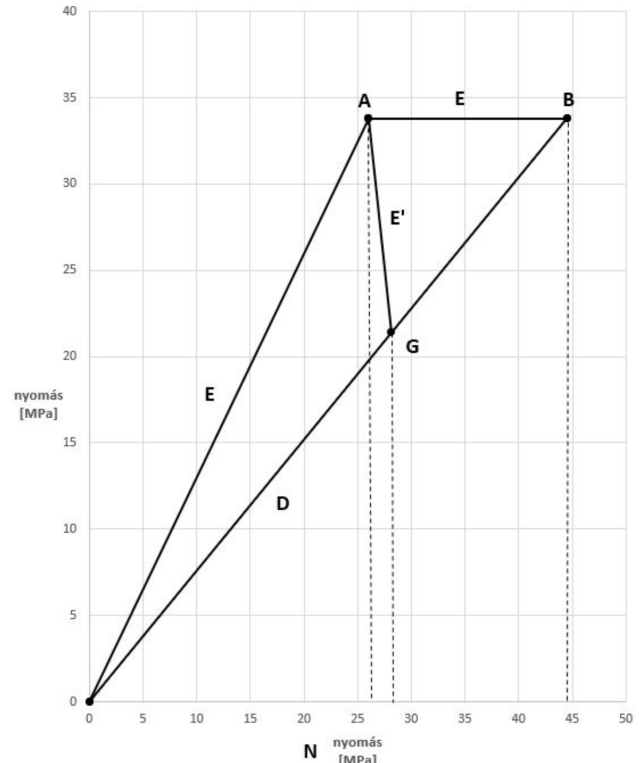
Ez azonban csak a vékony pelitrétegekre, illetve olyan pelit-testekre igaz, amelyek tagoltak homokkövekkel. A vastagabb pelitrétegek homokkövekkel érintkező szegélyében nem gátolt a kompaktió, így ott az áteresztőképesség nagymértékben csökken, és a porozitás is kisebbé válik: a hidrosztatikus nyomás fennmarad. A vastagabb pelitrétegeknek a homokkövekkel érintkező felületi része ennél fogva akadályozza a pelit belsejéből történő vízkiszorulást: a vastagabb pelitrétegek belsejében a hidrosztatikus meghaladó nyomás, túlnyomás jön létre (SZALAY 1982). A vastag, homokkövekkel nem tagolt pelittestekből így tömegükhöz, illetve a bennük képződött szénhidrogének tömegéhez képest kevés szénhidrogén képes távozni részben azért, mert a homokkövekkel érintkező felülete viszonylag kicsiny, továbbá mert az említett homokkövekkel érintkező részük meggátolja a pelittest belsejéből a szénhidrogének eltávozását (BROOKS et al. 1987).

A délkelet-alföldi neogén sülyedékekben 2,6 km mélységtől kezdődően a pelitek porozitása tovább már nem csökken, mert a pórustér fluiduma nem képes eltávozni az igen alacsony áteresztőképesség miatt (3. ábra). Ebben a mélységben a pelitek függőleges áteresztőképességének mélységfüggése (4. ábra) alapján extrapolált áteresztőképesség 8,5 μD (mikrodarcy, $8,5 \times 10^{-18} \text{ m}^2$). Indokoltan feltételezhető, hogy 2,6 km mélységtől kezdődően a pelitek áteresztőképessége – a porozitáshoz hasonlóan – a mélység növekedésével kevésbé változik a nem egyensúlyi, gátolt kompaktió eredményeként. Ha a pórustér fluiduma áramlási szempontból teljesen izolálttá válik, akkor egyáltalán nem szorul ki a fluidum a pórustérből az üledékképződés folytatódása során a mélységgel növekvő litosztatikus nyomás (L) hatására. Ezt a megnövekedett nyomást a pórustér fluiduma kénytelen követni a litosztatikus trendvonallal (L) párhuzamosan: azaz a pelit túlnyomásossá válik. A 2. ábrán feltüntetett hidrosztatikus trendvonal (N) „A” pontjától, 2,6 km mélységtől kezdődően a pórustér fluidumának nyomása (P) nagyobb lesz mint ugyanabban a mélységben a hidrosztatikus nyomás (N). Az ilyen módon kialakult túlnyomás a nem egyensúlyi, gátolt tömörödés (kompaktió) következménye, ami az alacsony áteresztőképesség miatt jön létre. TERZAGHI (1923) szerint a litosztatikus nyomás (L) és a pórufolyadék nyomásának (P) különbsége az effektív nyomás, feszültség, vagy stress (E) (2. ábra):

$$E = L - P$$

Az effektív nyomás (E) a 2,6 km mélységig a litosztatikus (L) és a hidrosztatikus nyomás (N) különbsége. A hidrosztatikus nyomás a 0–2,6 km mélységintervallumban azonos a pórustér fluidumának nyomásával (P). 2,6 km mélységtől az effektív nyomás (E) a mélységgel nő, ettől kezdődően azonban nem változik, állandó marad (7. ábra).

A kőzet felületére nemcsak a fedő réteg terheléséből adódó litosztatikus nyomása (L) hat, hanem a horizontális irányú (H) is (1. ábra). A horizontális nyomás (feszültség, stress) „ellentart” a litosztatikus nyomás által kikényszerített deformációnak, amely függőleges irányban a kőzetet összenyomni, hosszát rövidíteni, vízszintes irányban kiter-



7. ábra. Az effektív nyomás (E), valamint a differenciális nyomás (D) és a hidrosztatikus nyomás közötti összefüggések

Figure 7. Relationships between effective and differential stresses, and hydrostatic pressure

jedését növelni igyekeznek. Ha a földtani környezetben a vízszintes irányban ható tektonikai eredetű nyomás (feszültség) elhanyagolható, akkor a litosztatikus nyomás (L) és a horizontális nyomás (H) között a következő összefüggés van (ROUCHET 1981):

$$H = L / (m - 1)$$

Az „m” a Poisson-szám, a Poisson-arány reciproka. A Poisson-arány egy kőzettest vízszintes (laterális) és függőleges alak-, illetve térfogatváltozásának aránya a függőleges irányú nyomás, esetünkben a litosztatikus nyomás (L) hatására. Minél nagyobb a Poisson-arány, a kőzettest annál inkább „kihásasodik”, miközben a hosszanti (függőleges) irányban zsugorodik. A pelitekre jellemző Poisson arány 0,4, amelynek megfelelően a Poisson-szám 2,50 (ROUCHET 1981). A horizontális (H) és a litosztatikus (L) nyomás közötti összefüggés a pelitekben a fentieket alkalmazva a következő:

$$H = 0,67 \times L$$

Mivel a litosztatikus nyomás (L) mélységgradiense 23 MPa/km, a horizontális (H), akkor a következő:

$$L = 0,67 \times 23 = 15,4 \text{ MPa/km}$$

Ennek az összefüggésnek megfelelő trendvonal (H) a litosztatikus (L) és a hidrosztatikus (N) trendvonal közé esik (2. ábra). Továbbá szerepel a 2. ábrán a litosztatikus nyomás és a fluidumnyomás különbsége (L–P), az effektív nyomás (E), valamint a litosztatikus nyomás és a horizontális nyo-

más különbsége ($L-H$), a differenciális nyomás, feszültség, vagy stress (D). A 7. ábrán az effektív nyomás (E) és a differenciális nyomás, feszültség, vagy stress (D) változása látható a hidrosztatikus nyomás (N) függvényében.

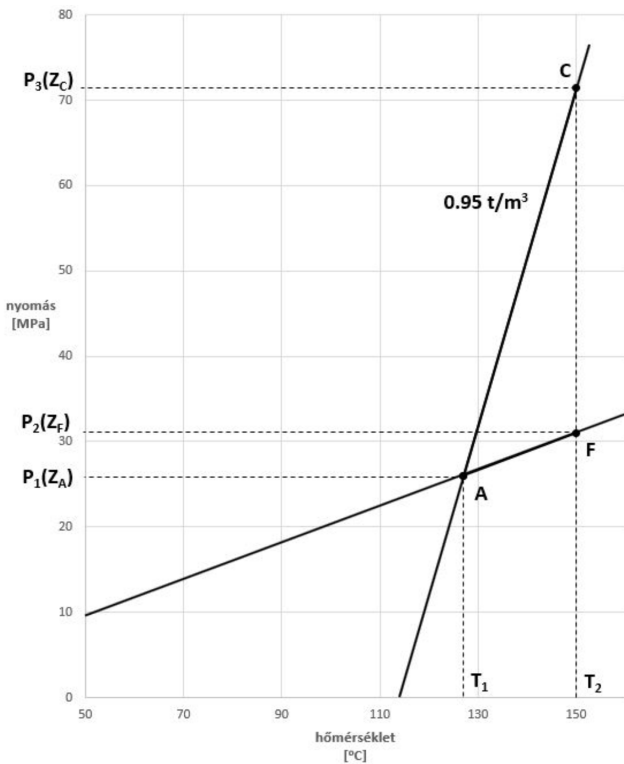
A pelitekben 2,6 km mélységtől kezdődően kialakult hidrosztatikusnál nagyobb nyomás a litosztatikus nyomás mélységgradiensével (L) párhuzamosan növekszik, ha a pelitek pórusaiban lévő folyadék áramlástan szempontról teljes mértékben izolálttá vált (2. ábra). Ebben a túlnyomásos, „A” ponttól kiinduló szakaszban a fluidum nyomása (P) elérheti a kőzet felületére ható nyomások közül a kisebbet, a horizontális nyomást (H) a „B” pontban ($P = H$). (A fluidum nyomásának – elvileg – nemcsak a horizontális nyomást kell elérnie, hanem a horizontális nyomásnak és a pelit húzószilárdságának összegét [ROUCHET 1981]). A pelitek húzószilárdsága azonban kicsiny (maximum 2 MPa), így elhanyagolható (SOMOSVÁRI 1987). Tulajdonképpen a fluidumnyomás kompenzálja azt az erőt, amely kőzet felületére hatva biztosította a kőzetváz megmaradását a „B” pontnak megfelelő mélység eléréséig (MAGARA 1981). A „B” pontnak megfelelő fluidumnyomás 4,45 km mélységben megrepesztja a pelitet, amelynek következtében – függetlenül a pelit mint anyakőzet mennyiségi és minőségi jellemzőitől – a pórusfolyadék, a víz és a képződött olaj egy része a pelitet övező homokkőrétegekbe „fejtődik át” a relatív áteresztőképességi viszonyoknak megfelelően: megvalósul a primer migráció a nem egyensúlyi kompakciónak megfelelő állapotban, a vizes közegű, egyensúlyi kompakció mélységtartományánál jóval nagyobb mélységben. A pelit fluidumtartalmának hirtelen eltávozása a pelit térfogatának csökkenését idézi elő, ami az ún. kompakciós vetők képződéséhez vezethet. A kompakciós vetők migrációs utakat nyithatnak meg a kisebb mélységben lévő tárolókőzetek felé. A hazai, viszonylag kis mélységben lévő tárolók felhalmozódásainak egy része ilyen módon, vetőkön keresztül végbemenő vertikális migráció révén jöhetett létre (KONCZ 2019a). A „B” pontnak megfelelő hidrosztatikus nyomásnál (N_B) az effektív (E) és a differenciális (D) nyomás, feszültség, vagy stress megegyező értékű (7. ábra). Belátható, hogy ez azt is jelenti, hogy a fluidumnyomás (P) egyenlő a horizontális nyomással (H). A pelit megrepedését és a fluidumkiáramlást követően a pelit tömörödik (kompaktálódik) az újbóli, nagyobb mélységben bekövetkező megrepedésig (HUNT 1990). Az újlagos megrepedés feltételezése révén lehetett megmagyarázni az Algyő többtelepes előfordulásban az olajok könnyű és nehéz részének érettségében mutatkozó különbségeit (KONCZ 2018). A modellezések eredményei is ismételt felrepedést mutattak (OZKAYA 1984, PAYNE et al. 2000). Az előzőekben említett mélységtrendek lineárisak voltak. A mélységtrendek nem lineáris voltára utaltak a modellezés eredményei kapcsán (PAYNE et al. 2000). A litosztatikus trend (L) és a hidrosztatikus trend a felszíntől az izolációs mélységig (2,6 km), az „A” pontig lineáris, de ettől kezdve a pórusfolyadék nyomása (P) nem emelkedik a litosztatikus gradiensnek (23 MPa/km) megfelelően, hanem annál valamivel kisebb. Ennek oka az lehet, hogy némi fluidum „elszivárgás” azért van a pórustérből, a pórusfluidum nem teljesen izolált, ezért

a fluidum nyomása kisebb lesz, nem alakul párhuzamosan a litosztatikus gradienssel (23 MPa/km). A horizontális nyomás mélységtrendje sem tekinthető lineárisnak, főleg a mélyebb, magasabb hőmérsékletű részekben. A Poisson-arány a mélység növekedésével nő (PRICE 1959). Ez a trend azt eredményezi, hogy a mélység, illetve a hőmérséklet növekedésével a horizontális nyomást egyre „nehezebben” éri el a fluidum nyomása. A Budafa területen létesített mélyfúrásoknál a fűrócserek alkalmazásával azt tapasztalták, hogy a kiépítés és a fűrócsere után a fűrórudazat leengedése a mélyen fekvő nyitott szakaszokban, ahol a hőmérséklet már magas volt, akadályba ütközött, mert a pelitek deformálhatósága megnövekedett, és ennek következtében a fűrólyuk „összeszűkül”: ún. utánfúrást kellett alkalmazni. Ennek oka a fűrólyukat övező pelitek deformációja volt annak következményeként, hogy a deformálhatóságukra jellemző Poisson-arány a lineáristól eltérően megnövekedett.

Említésre méltó, hogy a megfelelően nagy fluidumnyomás (P) képes arra, hogy a pelit szemcséit kissé „összecsugorítsa”, és ezáltal a pórusteret megnövelje, amelynek következményeként a fluidumnyomás csökken. A horizontális nyomás emiatt nagyobb lesz, mint a Terzaghi-egyenletnek megfelelő horizontális nyomás (MILLER 1995, BURRUS 1998). A megnövekedett horizontális nyomás következtében, azonos izolációs mélységet feltételezve, a pelit megrepedése és a primer migráció nagyobb mélységben jön létre.

A túlnyomás létrejötte az előzőekben részletezett mechanikai-szilárdságtani okokon kívül indokolható még azokkal, amelyek a pórustérbe zárt fluidum térfogat-növekedése miatt állnak elő: a víz hőmérséklet-növekedés okozta térfogat-növekedéséből adódó akvatermális nyomással, a szénhidrogének képződése miatt bekövetkező térfogat-növekedéssel és az ásványi átalakulásokkal (SWARBRICK & OSBORNE 1998).

Az akvatermális nyomás a tökéletesen zárt (izolálódott) pórusvízben alakul ki, mert a pórusvíz az üledékképződés során nagyobb mélységbe, magasabb hőmérsékletre kerülve nem tud a hőtágulásának megfelelő mértékben nagyobb térfogatot elfoglalni – sűrűsége változatlan marad, a pórusvíz nyomása viszont megnő (BARKER 1972). Az akvatermális nyomás nagyságának kiszámításához egy hőmérsékletnyomás diagramot kell használni, amelyen a víz különböző, de állandó sűrűséghez tartozó vonalai, az izo-sűrűség vonalak szerepelnek 1,000-0,877 t/m³ intervallumban (KENNEDY & HOLSER 1966). A 8. ábrán szemléltetett példával világítható meg az eljárás lényege. (Az ábrán csak egy izo-sűrűség vonal szerepel.) Tétélezzük fel, hogy egy pelitben lévő fluidum 2,6 km mélységben éri el azt az állapotot, amelyben a fluidum már nem képes távozni a pelitből. A fluidum nyomása ennek megfelelően 26 MPa (a 8. ábrán $P_1[z_A]$). A hőmérséklet a jelzett mélységben 127 °C (a 8. ábrán T_1), ha a figyelembe vett geotermikus gradiens 45 °C/km és a felszíni hőmérséklet 10 °C. A víz nyomás-hőmérséklet diagramján (8. ábra) az említett nyomás- és hőmérsékletértékeknek 0,95 t/m³ sűrűségű víz felel meg. Ez a kiindulási adatpár (26 MPa, 127 °C) az „A” pontot határozza meg (2., 7. és 8. ábra). Tétélezzük fel, hogy az üledékképződés során



8. ábra. A víz nyomás-hőmérséklet diagramja
 Figure 8. Pressure-temperature diagram of water

a pelit 0,5 kilométerrel mélyebbre kerül, azaz 3,10 km mélységben lesz, ahol a hőmérséklet 150 °C (8. ábra T_2). Ha hidrosztatikus viszonyok lennének, akkor a 3,10 km mélységnek megfelelő nyomás 31 MPa lenne (8. ábra $P_2[Z_F]$). A 150 °C hőmérséklet (T_2) és a 31 MPa nyomás ($P_2[Z_F]$) szolgáltatja a 7. és 8. ábrán lévő „F” pontot. Tehát ha a 2. ábrán jelzett hidrosztatikus viszonyoknak megfelelő mélységtrend (N) lenne érvényes, akkor a 0,5 km nagyságú süllyedéshez 5 MPa nyomásemelkedés ($P_2[Z_F] - P_1[Z_A]$) tartozna. Azonban zárt térben a víz sűrűsége (ez esetben 0,95 t/m³) nem változik, és a 150 °C hőmérsékletnek a „C” ponthoz tartozó nyomás ($P_3[Z_C]$), azaz 71,4 MPa felel meg. Az akvatermális nyomás a „C” és az „F” pontokhoz tartozó nyomásértékek különbsége ($P_3[Z_C] - P_2[Z_F]$), azaz 40,4 MPa. A 0,5 km nagyságú süllyedés esetén az akvatermális nyomás gradiense 80,8 MPa/km, a litosztatikus (23 MPa/km) és a hidrosztatikus (10 MPa/km) nyomásgradienseknél jóval nagyobb. Az akvatermális nyomás 2,814 km mélységben (2. ábra „G” pont) éri el a horizontális nyomást, ahol a pelit megrepedezik, és a primer migráció végbemegy. (A 7. ábrán az „A” és a „G” pontokat összekötő egyenes szemlélteti az effektív nyomás változását (E’) az akvatermális nyomás hatására.) Ugyanazon izolációs mélységből (2,6 km) kiindulón a litosztatikus trenddel párhuzamos fluidumnyomástrend 4,45 km, az akvatermális trend 2,814 km mélységben hozza létre a primer migráció feltételét a nem egyensúlyi kompaktióból eredő túlnyomásos állapotban, a pelitek megrepedését. Belátható, hogy – összehasonlítható körülmények között – az akvatermális nyomás annál nagyobb, minél nagyobb a geotermikus gradiens.

A hazai mély neogén sülyedésekben mért túlnyomásértékek arra utaltak, hogy a túlnyomás létrejöttében a nem egyensúlyi kompaktióból származó túlnyomás mellett jelentős szerepe lehetett az akvatermális nyomásnak (SZALAY 1980). Az izoláció utáni nyomásnövekedés az adatok szerint lényegesen nagyobb volt, mint a nem egyensúlyi kompaktióból eredő lett volna. Ezt a szerzők az akvatermális nyomás hatásának tulajdonították. A Gulf Coast területén hasonlóan nagy volt az akvatermális nyomás szerepe a túlnyomás kialakulásában (MAGARA 1975b). A Gulf Coast adatai szerint az akvatermális nyomás hatékonyabban növeli meg a túlnyomást, ha a pórusfolyadék izolációja mélyebben következik be, ahol a pelitek átteresztőképessége igen kicsinnyé vált, továbbá ha az üledékképződés sebessége nagy: ilyen körülmények között kevesebb pórusfolyadék tud a pelitből elszivárogni, és így a létrejött túlnyomás tartósabban megmarad. Például, ha a 0,5 km nagyságú süllyedéshez tartozó üledékképződési sebesség millió évenként 0,1 km, akkor a süllyedés 5 millió év alatt következik be. Ugyanez a süllyedés a millió évenkénti 1 km esetén csak 0,5 millió évet igényel, az előbbi egytizedét. Az igen alacsony átteresztőképességnek megfelelő állapotban az elszívargás lehetőségeit csökkenti az, hogy ilyen tömött kőzetekben az egymással nem elegyedő két fázis együttesen nem képes mozogni. Ezt szemlélteti a 6. ábra „b” része, amelyen látható a „III b” jelű szakasz, ahol két fázis nem mozoghat együtt (SHANLEY 2004). Ez a „permeabilitásgát” csökkenti az elszívargást. A szakemberek egy része megkérdőjelezi azt, hogy az akvatermális nyomás jelentős lehet (CHAPMAN 1980, LUO & VASSEUR 1992). CHAPMAN (1980) cikkének diszkussziójában BARKER & HORSEFIELD (1982) olyan adatokat közölt a Mexikói-öböl területéről, amelyek az akvatermális nyomás hatására utalnak: a nyomásadatok a nyomás-hőmérséklet diagramban az akvatermális nyomásnak megfelelő izo-sűrűség vonalra estek.

Az üledékképződés során egyre nagyobb mélységbe és magasabb hőmérsékletre kerülő pelitek szerves anyagának, a kerogénnek a termikus átalakulása is megnöveli a pórusokban lévő fluidum térfogatát, így zárt térben a vízhez hasonlóan megnöveli a fluidum nyomását. Az olaj képződése a kerogénből még nem hoz létre jelentős térfogat-növekedést (MUDFORD & BEST 1989). Magasabb termikus érettségnél azonban a gázképződés nagy térfogat-növekedést eredményez (MEISSNER 1978). A kőzetek szerves anyagának egyik határozott alakú elemének, a vitrinitnek a nagy térfogat-növekedéssel járó termikus átalakulását gázzá fékezi a nyomás növekedése (CARR 1999). A kerogénből történő gázképződésnél nagyobb hatást feltételeztek abban az esetben, ha a már képződött olaj alakul át gázzá krakkolás révén (LUO & VASSEUR 1996). A gázképződés által okozott túlnyomás feltételezett jelentős hatását korlátozza a LE CHATELIER elv, mely szerint a térfogat-növekedéssel járó folyamatokat gátolja a nyomás növekedése (ERDEY-GRÚZ 1963, OSBORNE 1997, KONCZ 2010a).

Az ásványi átalakulásokhoz tartozik a kevert rétegű agyagásványok, a szmektitiek vízvesztése és illitté változása (MAGARA 1975a). A nyomás növekedését izolált rendszerben az okozza, hogy az agyagásványokhoz kötött víz na-

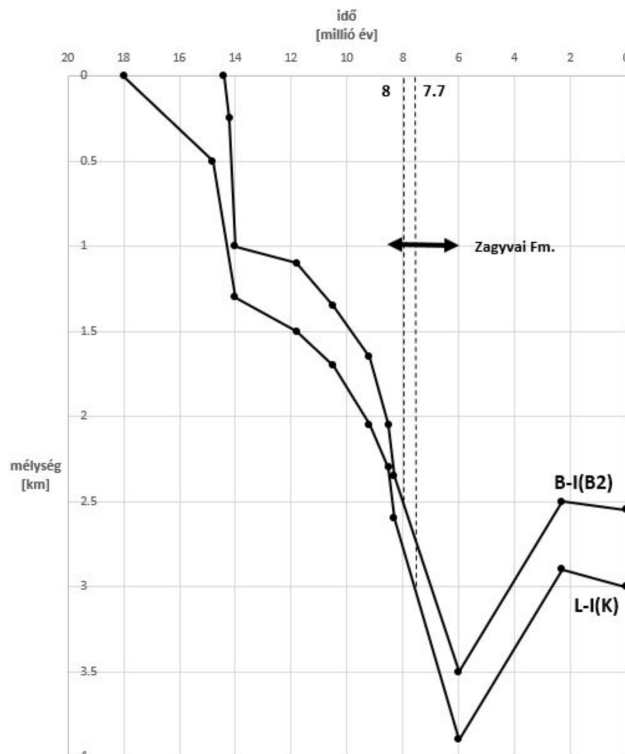
gyobb sűrűségű, mint a pórusokban lévő szabad, agyagásványokhoz nem kötött víz. Abban a hőmérséklet-tartományban (70–150 °C), amelyben az agyagásványok átalakulnak, a kötött víz felszabadul, és növeli a víz térfogatát, megnövelve ez által a pórusfolyadék nyomását (SWARBRICK & OSBORNE 1998). A szmektitiek átalakulásából eredő hatás azonban függ a pelit szmektittartalmától, valamint a pórusvízben lévő káliumionok megfelelő mennyiségben való jelenlététől, ami az illitizációhoz szükséges.

A nagyobb mélységben lévő pelitekből történő primer migrációt előidéző túlnyomás képződését és fokozódását befolyásoló tényezők közül a leghatékonyabbnak a nem egyensúlyi kompaktációból eredőt tartják (SWARBRICK & OSBORNE 2002). Azok az adatok azonban, amelyek a Gulf Coast és Magyarország területéről származnak, arra utalnak, hogy jelentős szerep tulajdonítható az akvatermális nyomásnak is (MAGARA 1975b, SZALAY & KONCZ 1980). Bármilyen természetű hatásról is legyen szó, akár a nem egyensúlyi kompaktációról, beleértve az akvatermális nyomást is, akár a képződött olajról és gázzal, vagy az ásványi átalakulásokról, a nyomásnövekedés és -megmaradás, valamint a pelitek megrepedése miatt előállt nagy átteresztőképesség következtében létrejövő primer migráció szempontjából az a kedvező, ha minél kisebb az átteresztőképesség és minél nagyobb az üledékképződés üteme.

Primer migráció a középső-miocén anyaközetekben

Genetikai korrelációk segítségével megállapítható volt, hogy a Budafa és Lovászi mezők könnyű olaja a középső-miocén anyaközetekben képződött (KONCZ 2017). Mind Budafa, mind Lovászi esetében a készletek zöme 1085–1252, illetve 1100–1440 m mélység-intervallumban, főként a pannóniai emelethez tartozó üledékképződés mélyvízi kifejlődésében (az „alsópannon” képződeményekben) lévő turbidites homokkötőanyagokban halmozódott fel. A Budafa mező olaja a „B2” jelű badeni, a Lovászié a „K” jelű kárpáti anyaközetekben keletkezett a genetikai korrelációk eredményei szerint és vertikális migráció révén halmozódott fel az anyaközeteknél jóval kisebb mélységben lévő tárolóközetekben (9. ábra). Felmerül a kérdés, hogy a középső-miocén anyaközetekben képződött olaj milyen folyamat révén, mikor távozott el anyaközetéből a primer migráció során.

Az aromás vegyületek közül a metilfenantrének alkalmasak az olajok termikus érettségének számszerű megadására vitrinitreflexió egyenérték formájában (RADKE & WELTE 1983). A Budafa mező olajaiból mért 21 érték átlaga $0,71 \pm 0,02\%$, a Lovászi mezőiből mért 13 érték átlaga $0,90 \pm 0,04\%$. Az igen kicsiny szórásértékek (0,02, illetve 0,04%) arra engednek következtetni, hogy az olajok primer migrációja egyetlen, idejét és mélységét illetően eléggé behatárolt esemény következményeként, „hirtelen” ment végbe. Arra nézve, hogy ez az esemény mindkét esetben

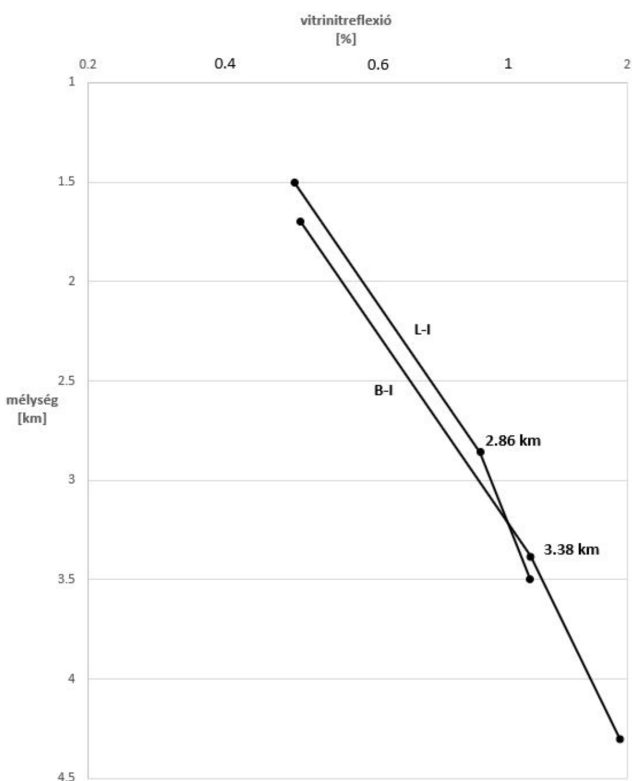


9. ábra. A középső-miocén anyaközetek eltemetődési története

Figure 9. Burial history of Middle Miocene source rocks

ugyanaz vagy eltérő volt-e, itt még most nem lehet választ adni. A válasz az alábbiakban részletezett medencemodell-számítások eredményeitől várható.

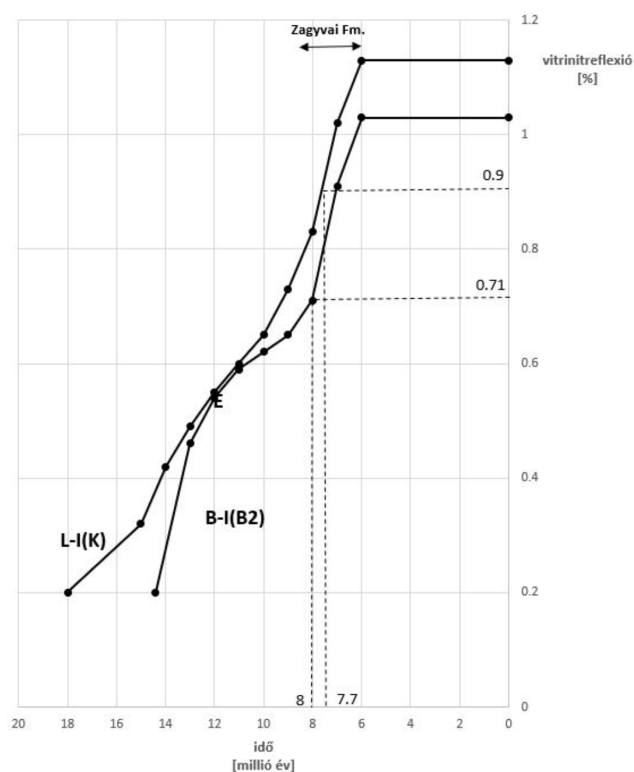
A Budafa-I és a Lovászi-I fúrás profiljában végrehajtott medencemodell-számítások kiindulási eleme az eltemetődéstörténet volt: a Budafa-I fúrás esetében a „B2” jelű, jelenleg 2,3–2,8 km mélységintervallumban lévő badeni korú képződemények „közepére” (2,55 km), a Lovászi-I fúrásnál a jelenleg 2,5–3,5 km mélységintervallumban lévő kárpáti képződemények „közepére” (3 km) vonatkozóan (9. ábra). (A medencemodell-számítások során 45 °C/km geotermikus gradiens, 10 °C felszíni hőmérséklet és 40–80 mW/m² érték-tartományú hőáram nyert alkalmazást.) Indokoltan feltételezhető volt, hogy 6,0–2,4 millió év időtartományban ment végbe a medence inverziója, amelynek során a alluviális síksági Zagyvai Formációból 1 km vastagságú rész erodálódott. Az inverzió folyamán erodálódott képződemények vastagságát oly módon is meg lehet becsülni, hogy összehasonlítjuk az azonos termikus érettségnek megfelelő mélységértékeket. Nyilvánvaló, hogy a nagyobb mélységben lévő, ugyanazon érettségi szint a nem invertált medencerészekre, a jóval kisebb mélységben lévő, az előbbivel azonos érettségi szint az invertáltakra utal. A délkelet-alföldi mély neogén medencékben a 0,6% értékű vitrinitreflexióval jellemzett érettségi szint 2,6–2,8 km, Budafa–Lovászi térségében ennél jóval kisebb, 1,9–2,0 km mélységben van. A képződött szénhidrogéneket tartalmazó kőzetextraktum (bitumen) szervesszén-tartalomra vonatkoztatott értékének, a bitumen-koefficiensnek a maximuma a délkelet-alföldi fúrásokban 4 km, a Budafa–Lovászi területen



10. ábra. Vitrinitreflexió-mélység összefüggések a B-I és a L-I fúrásokban
 Figure 10. Vitrinite reflectance vs. time relationships in B-I and L-I boreholes

ennél jóval kisebb, 2,6 km mélységben mutatkozott (SZALAY 1980).

A medencemodell-számítások helyességének ellenőrzésére szolgáló módszerek egyike a modellezett területet képviselő fúrásban mért és a modellezés eredményeként előállt vitrinitreflexióknak az összehasonlítása (10. ábra). A Budafa-I (B-I) fúrás 1,7–4,35 km intervallumból 35, a Lovászi-I (L-I) fúrás 1,56–3,505 km intervallumból 25 vitrinitreflexió-adat állt rendelkezésre. A 10. ábrán a B-I és a L-I fúrásokra vonatkozóan a vitrinitreflexió logaritmsa ($\lg R_0$ %) szerepel a mélység (z km) függvényében: a vitrinitreflexió logaritmsa lineárisan változik a mélységgel folyamatos üledékképződés esetén a $\lg R_0 = (\text{konstans})_1 \times z + (\text{konstans})_2$ egyenlet szerint. Látható, hogy mindkét fúrásnál két, egymástól eltérő meredekségű szakasz mutatkozik. A B-I fúrásnál 3,378 km, a L-I fúrásnál 2,86 km mélységtől, 1,32, illetve 1,07% vitrinitreflexiótól kezdődően a meredekség kisebb (0,180, illetve 0,143 %/km), mint a sekélyebb részekben (0,254 %/km). A mélyebb zónákban észlelt kisebb meredekség valószínűleg annak következménye, hogy a jelentős túlnyomás visszaszorítja a vitrinitek gázzá alakulásának folyamatát, a vitrinitreflexió növekedését (CARR 1999). A medencemodell-számításokkal nyert, számított (SWEENEY & BURNHAM 1990) és a mért vitrinitreflexiók elég jól egyeznek. A B-I fúrásnál a medencemodell-számításokkal nyert és a mért vitrinitreflexiók különbsége 0,09–0,18%, a L-I fúrásnál 0,04–0,08% intervallumban van. A mért vitrinitreflexiók kisebb meredekségű tartományában az említett különbség nagyobb, 0,20% feletti. Ennek az lehet az oka, hogy az alkalmazott Petromod



11. ábra. Vitrinitreflexió-idő összefüggések a középső-miocén anyaközetekben
 Figure 11. Vitrinite reflectance vs. time relationships of Middle Miocene source rocks

szoftver nem tudta figyelembe venni a nyomás hatását a vitrinitek gázzá alakulására.

A medencemodell-számítások eredményeként elő lehetett állítani a B-I és a L-I fúrások badeni (B2), illetve kárpáti (K) anyaközeiteiben a vitrinitreflexió változását az idő függvényében (11. ábra). A Budafa mező olajaiban mért metilfenantrén izomerarányokból számított vitrinitreflexió egyenértéket (0,71%) 8,0 millió évnél, a Lovászi mező olajainak megfelelő (0,90%) 7,7 millió évnél, a Zagyvai Formáció lerakódása idején érik el az anyaközetek. A két időpont, amikor az anyaközeteknek meg kellett repedniük, egymáshoz igen közeli, egy és ugyanazon eseményhez, a Zagyvai Formáció képződéséhez köthető, amikor a középső-miocén anyaközetek termikus érettsége gyorsabban növekszik a nagy üledékképződési sebesség miatt. A Zagyvai Formáció képződése a modellezés bemenő adata szerint 8,3 millió évtől 6,0 millió évig tartott: ez utóbbi időpont azonban lehetett akár 7,5 millió év is. Ez esetben az üledékképződési sebesség jóval nagyobb, a B-I fúrásnál 1425 m/millió év, a L-I fúrás esetében 1655 m/millió év a 496, illetve 576 m/millió év helyett. Az eltemetődési történet során a badeni, illetve kárpáti anyaközetek, a Szolnoki, Algyői, Újfalui és Zagyvai Formáció képződése idején kerültek 2 kilométernél nagyobb mélységbe, ahol a pelitek áteresztőképessége már igen kicsinnyé (<0,1 mD) válhatott. Ezek közül a Zagyvai Formáció képződési idejének nagyobb voltával (8,3–6 millió év), illetve nagy üledékképződési sebességével tűnik ki, amennyiben feltételezzük, hogy az üledékképződés 7,5 millió évnél befejeződött, és ami után elkezdődött a meden-

ce inverziója, valamint a Zagyvai Formáció eróziója. Meg kell jegyezni, hogy a szakemberek az inverziót későbbre, a jelenhez közelebbre teszik.

Az eltemetődéstörténet alapján a B-I fúrásban a badeni anyakőzet (B2) 2,52 km mélysége felel meg a primer migráció időpontjának, a 8 millió évnél. A L-I fúrásban a kárpáti anyakőzet (K) 2,94 km mélységéhez tartozik a primer migráció időpontja, a 7,7 millió év.

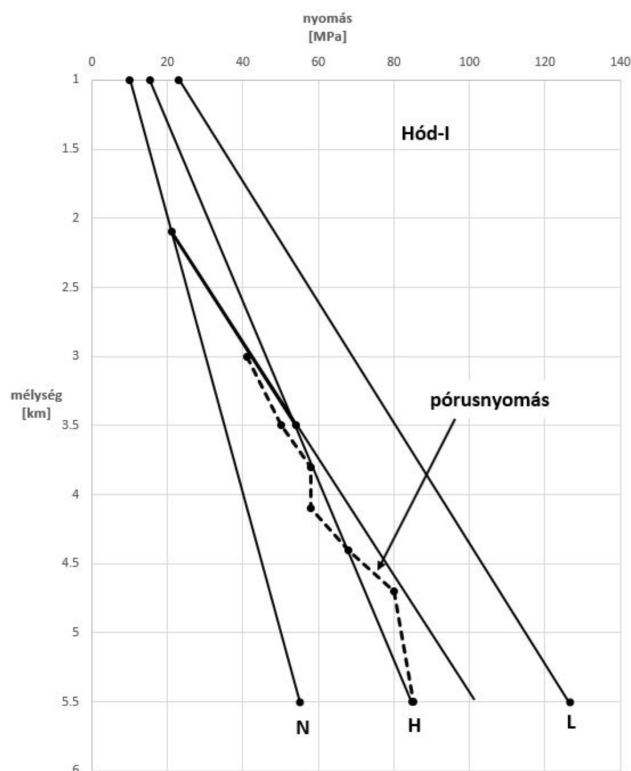
Magyarázatra szorul az a genetikai korrelációk eredményeivel alátámasztott tény, hogy a Budafa szerkezetben csak a badeni, a Lovászi szerkezetben viszont csak a kárpáti anyakőzetekben képződött szénhidrogének halmozódtak fel. Az előzőekben ismertetett megfontolások szerint a badeni és a kárpáti anyakőzetekben a primer migráció egy és ugyanazon esemény, a vastag Zagyvai Formáció gyors lerakódásának következménye lehetett. Mivel mind a Budafa, mind a Lovászi szerkezet alatt lévő migrációs gyűjtőkörzetben létezik mindkét anyakőzet, a sekélyebben lévő turbidites homokkőtárolókba mindkét anyakőzet szénhidrogénjeinek el kellett volna jutniuk vertikális migráció révén, és ott elegyedett formában kellett volna jelen lenniük. A különbség a Budafa és Lovászi terület között döntően abban rejlik, hogy a kárpáti tetőnek megfelelő képződmény, a glaukonitos homokkő migrációt gátló záróelemként viselkedik Budafán, Lovásziban viszont ez a záróképződmény hiányzik. Budafán a glaukonitos homokkő és az alatta lévő képződmények túlnyomóságok, a glaukonitos homokkő feletti hidrosztatikus nyomásuk: a glaukonitos homokkő meggátolta a kárpáti eredetű szénhidrogének eljutását a sekélyebb, turbidites homokkőtárolókba. Lovászi esetében ez nem történhetett meg a glaukonitos homokkő hiánya miatt, viszont az a probléma, hogy miért csak a kárpáti eredetű szénhidrogének halmozódtak fel vertikális migráció, vetők révén a sekélyebben fekvő turbidites homokkőekben, a badeni eredetűek miért nem képeztek akkumulációkat. Feltételezhető, hogy a mélyebben fekvő, nagyobb nyomással rendelkező kárpáti eredetű szénhidrogén-fluidumok meggátolták a kisebb mélységben lévő, alacsonyabb nyomású, badeni eredetűek bejutását a vetősíkok által biztosított migrációs vezetőközegbe. Említésre méltó, hogy a primer migráció, illetve a Zagyvai Formáció lerakódása idején már jelen voltak a pannóniai emelet mélyvízi képződményei, a turbidites homokkőek, amelyekben Budafán a badeni, Lovásziban a kárpáti eredetű szénhidrogének így fel tudtak halmozódni.

Primer migráció az Endrődi Formációban

Az átlagosan 100–200 m, de 700 métert is meghaladó vastagságú, nyíltvízi márgákból álló Endrődi Formáció olyan anyakőzet, amelyben a képződött szénhidrogének genetikai jellemzői lényegesen eltérőek a középső-miocén anyakőzetekben képződöttéktől, így egymástól megkülönböztethetőek (KONCZ et al. 2010b). Az alaphegységi kiemelkedések fölött az abrázios partmenti konglomerátumból és homokkőből álló Békési Formációra, másutt az általában középső-miocén képződményekből összetevődő prepan-

nóniai korúakra települ (JUHÁSZ 1998). Annak ellenére, hogy a neogén mélymedencékben olyan mélységben van, ami lehetővé tehetné az olajképződést, a bennük képződött szénhidrogének a szerkezetekben nem képeztek jelentős készletű telepeket: általában olajnyomok fordultak elő, illetve a palaolaj (shale oil) kitermelésre nyújtanak lehetőséget a nem hagyományos előfordulások körén belül (KONCZ 2019b). Ez igaz a Makói-árokra és a tágabb környezetében lévő Algyő szerkezetre is. A Makói-árok nem tartalmaz középső-miocén képződményeket: az aljzatot az Endrődi Formáció pelitjei fedik (SZUROMI-KORECZ et al. 2004). A Makói-árok nyugati szélén felfedezett felhalmozódások olaj-szénhidrogénjei nem mutattak genetikai rokonságot a Makói-árokban mélyült Hódmezővásárhely-I (Hód-I) fúrásban megismert anyakőzet, az Endrődi Formáció szénhidrogénjeivel: az algyői olajok nem származhatnak a Makói-árok anyakőzeteiből (SAJGÓ 1984). A későbbi genetikai korrelációk eredményei is ezt támasztották alá (KONCZ 2018). A 2004–2007 években a kanadai Falcon cég leányvállalataként működő TXM Kft. próbálkozott meg a Makói-árokban feltételezett ún. medenceközponti földgáz-előfordulás (BCGA – basin-centered gas accumulation) fúrásos kutatásával a későbbi kitermelés reményében. Feltételezték, hogy a mélyvízi turbidites homokkőrétegektől kezdődően az üledékek porustere teljesen telítve van földgázzal (BADICS 2010, BADICS et al. 2011). A fúrások a feltételezett nagy mennyiségű kitermelhető földgázt illetően nem igazolták ezt a feltételezést.

A Hód-I fúrásban a porozitásértékek normál, hidroszta-



12. ábra. Számított pórusnyomásértékek a Hód-I fúrásban (SZALAY 1982)

Figure 12. Calculated pore pressure values in Hód-I borehole (SZALAY 1982)

tikus nyomással jellemezhető eredményező trendje 2,1 km mélységben megszűnik, és nagyobb mélységekben ezt a trendet nem követi: a képződményekben 2,1 km mélységtől kezdődően a nem egyensúlyi kompaktciónak megfelelően túlnyomás alakult ki (12. ábra) (SZALAY 1982). Ez a viszonylag kis mélységben kialakult izoláció feltehetően annak következménye, hogy az Endrődi Formációra vonatkozóan az üledékképződés, illetve a nyomásnövekedés átlagos sebessége nagy (460 méter, illetve 10,5 MPa millió évenként). (Budafa–Lovászi területén a kárpáti képződményekre vonatkozóan jóval kisebbek, 170 méter, illetve 3,8 MPa millió évenként.) Feltűnő, hogy az izolációs mélység (2,1 km) a Hód–I fúrásban sekélyebb pozícióban van, mint a délkelet-alföldi mélyfúrásokban meghatározott izolációs mélység (2,6 km). Ez a Hód–I fúrásban létrejött korai, kis mélységben bekövetkezett izoláció olyan állapotban következett be, amikor a pelitek áteresztőképessége még nem csökkent eléggé kicsinyre. Viszont 2,1 km mélységtől kezdődően létrejött izolációt feltételezve a litosztatikussá jellemző 23 MPa/km mélységgradienssel párhuzamosan növekvő fluidumnyomás 3,5 km mélységben éri el a horizontális nyomás értékét. Ennek következtében a pelit megrepedhetett volna, és a képződött szénhidrogének a primer migráció révén távozhattak volna a pelitből, ha ezt nem akadályozza meg a pelit fedő, illetve fekvő részén kialakult „záróréteg”. A felrepedést követően a pelit záródhat, és újból növekedhet a túlnyomás, megteremtve ezzel az újbóli megrepedés lehetőségét. Erre utal a 12. ábrán a pórúsnymomás további növekedése 3,5 km-nél nagyobb mélységben. Lehet, hogy a „zárórétegek” megrepedése következtében végbement primer migráció során „kiszabadult” termogén szénhidrogének jelentkeztek a Makó–3 fúrásban 2150–2350 m mélységben, ahová vertikális migrációval juthattak (HETÉNYI et al. 1993). Ebben a mélységtartományban, ahol a vitrinitreflexió 0,5% (a termikus átalakultság mértéke alacsony), legfeljebb bakteriális eredetű metán lehet jelen, termogén eredetű szénhidrogének csak vertikális migráció révén jelentkezhetnek. A 12. ábrán látható, hogy a pórúsnymomás 4,4 km mélységtől kezdődően meghaladja a horizontális nyomást, azaz a felrepedés feltétele adott. A kérdés az, hogy ez megtörténhetett-e, ha a Poisson-arány a magas hőmérsékletnek megfelelően megnövekedett.

Figyelembe kell venni, hogy az Endrődi Formáció vastag és homokkővel nem tagolt. Ennek azért van jelentősége, mert a formáció tetőzónája az óhatatlanul elszivárgó pórúsfuidum miatt jobban kompaktálódik, mint a formáció belső része. Tehát a tetőzónában az ily módon lecsökkent áteresztőképesség megakadályozza a formáció belsejéből a pórúsfuidum elszivárgását: a túlnyomás így fennmaradt, sőt fokozódott. A tetőzóna viszont felrepedhet a túlnyomás megfelelő mértékének elérésekor. Feltehető, hogy a Makó–3 fúrás kapcsán említett termogén szénhidrogének az Endrődi Formáció tetőzónájából származnak. (Természetesen a pelittek homokkővel, vagy az aljzattal érintkező fekvő része is hasonlóan viselkedik.) A pelittek belső része, még ha megrepedt is, nem képes szénhidrogéket kibocsátani a homokkővel, illetve az aljzat felé a kompaktált, alacsony áteresztőképességű fedő és fekürészek miatt.

Az Endrődi Formáció felrepedése és a benne képződött szénhidrogének eltávazása a primer migráció során teljes bizonyossággal nem ítélt meg. Valószínűsíthető azonban, hogy a korai, kis mélységben bekövetkező izoláció, a „zárórétegek” említett viselkedése, valamint a nagy mélységben, magas hőmérsékleten megnövekedő Poisson-arány következtében az Endrődi Formáció szénhidrogénjeinek csak egy elenyésző töredéke tudta elhagyni anyakőzetét, amelyek a nagy tömegű anyakőzet kis hányadát képező fedő, illetve fekvő részekből származnak.

Következtetések

A középső-miocén anyakőzetek és az Endrődi Formáció mint anyakőzet viselkedése lényegesen eltérő. Az eltérések egy része azzal függ össze, hogy a középső-miocén anyakőzetek vékonyak, homokkővel tagoltak, míg az Endrődi Formáció vastag, homokkővel nem tagolt. Ez a különbség már az egyensúlyi kompaktáció stádiumában befolyásolja a vizet közegű primer migráció hatékonyságát: az anyakőzet egysejnyi térfogatára vonatkoztatva, egyébként azonos feltételek között, a vékony, tagolt anyakőzetekből, így a középső-miocén anyakőzetekből több szénhidrogén képes távozni, mint a vastag, tagolatlan anyakőzetből, az Endrődi Formációból. A vastag és tagolatlan anyakőzetek a nem egyensúlyi kompaktáció során is eltérő módon viselkednek. Fedő és fekvő részeiken, ahol az óhatatlan elszivárgás miatt tömörödés és az áteresztőképesség csökkenése még lehetséges, kialakul egy olyan „kéreg”, amely zárókőzetként szerepelve nem engedi meg a fluidumok elszivárgását a pelittek belsejéből. Ennek az a következménye, hogy a pelittek belseje hamar túlnyomásossá válik, és a túlnyomás egy bizonyos mértékének elérésekor megrepedezik, de az említett kéreg jelenléte miatt a pelit belsejéből fluidum nem képes távozni.

A középső-miocén anyakőzetek Budafa–Lovászi területén akkor repedeztek meg, amikor a vastag Zagyvai Formáció rakódott le. A nagy üledékképződési sebesség miatt kevés idő állt rendelkezésre ahhoz, hogy érdemi elszivárgás mehessen végbe. Ez az állapot oly mértékben megnövelhette a túlnyomást, hogy az izolációs mélységnél nem sokkal nagyobb mélységben megrepesztette az anyakőzeteket. A megrepesztett anyakőzetekből a primer migráció során keletkezett vetők révén jutottak a szénhidrogének jelenlegi csapdáikba.

A vastag és tagolatlan Endrődi Formáció pórusteribeiben lévő fluidumok már viszonylag kis mélységben izoláltakká váltak a folyamatosan nagy üledékképződési sebesség miatt. Ennek eredményeként a nem egyensúlyi kompaktáció révén a túlnyomás viszonylag kis mélységben jött létre. A fedő és fekvő részekben kialakult „záróréteg” megakadályozhatta a fluidumok távozását a pelittek belsejéből oly mértékben, hogy a pelittek belső részének megrepedésekor sem tudtak a fluidumok eltávazni. Lehetséges, hogy a Makói-árok Endrődi Formációjából érdemi felhalmozódások nem jöttek létre az algyői gerincvonulaton. Kevés szénhidrogén viszont elmigrálhatott a pelittek tömegéhez képest igen kis tömegű „zárórétegek” megrepedése miatt.

Irodalom – References

- BADICS B. 2010: 3D modellezés külföldi és magyarországi esettanulmányok alapján. – Doktori értekezés.
- BADICS B., UHRIN A., VETŐ I., BARTHA A. & SAJGÓ Cs. 2011: Medenceközponti földgáz-előfordulás elemzése a Makói-árokban. – *Földtani Közlöny* **141/1**, 445–468
- BARKER, C. 1972: Aquathermal Pressuring – Role of Temperature in Development of Abnormal-Pressure Zones. – *AAPG Bulletin* **56/10**, 2068–2071. <https://doi.org/10.1306/819a41b0-16c5-11d7-8645000102c1865d>
- BARKER, C. & HORSFIELD, B. 1982: Mechanical Versus Thermal Cause of Abnormally High Pore Pressures in Shales: Discussion. – *AAPG Bulletin* **66**, 99–100. <https://doi.org/10.1306/03b59a30-16d1-11d7-8645000102c1865d>
- BROOKS, J., CORNFORD, C. & ARCHER, R. 1987: The role of hydrocarbon source rocks in petroleum exploration. – In: BROOKS, J. & FLEET, A. J. (eds): *Marine Petroleum Source Rocks, Geological Society Special Publication* **26**, 17–46. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1987.026.01.02>
- BURRUS, J. 1998: Overpressure Models for Clastic Rocks, Their Relation to Hydrocarbon Expulsion: a Critical Reevaluation. – In: LAW, B. E., ULMISCHEK, G. F. & SLAVIN V. I. (eds): *Abnormal pressures in hydrocarbon environments*. – *AAPG Memoir* **70**, 35–63. <https://doi.org/10.1306/M70615C3>
- CARR, A. D. 1999: A vitrinite reflectance kinetics modell incorporation overpressure retardation. – *Marine and Petroleum Geology* **16**, 355–377. [https://doi.org/10.1016/s0264-8172\(98\)00075-0](https://doi.org/10.1016/s0264-8172(98)00075-0)
- CHAPMAN, R. E. 1980: Mechanical Versus Thermal Cause of Abnormally High Pore Pressures in Shales. – *AAPG Bulletin* **64**, 2179–2183. <https://doi.org/10.1306/03b59a35-16d1-11d7-8645000102c1865d>
- DURAND, B. 1983: Present trends in organic geochemistry in research on migration of hydrocarbons.— In: BJORØY, M. et al. (eds): *Advances in Organic Geochemistry* 1981 Wiley, Chichester 117–128. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(88\)90066-6](https://doi.org/10.1016/0146-6380(88)90066-6)
- DURAND, B. 1987: Understanding of HC migration in sedimentary basins (present state of knowledge). – *Organic Geochemistry* **13/1–3**, 445–459. <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-037236-5.50052-x>
- ERDEY-GRÚZ T. 1963: *A fizikai kémia alapjai*. – Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 393 p.
- HETÉNYI, M., KONCZ, I. & SZALAY, Á. 1993: Organic geochemical evaluation of the Makó–3 borehole. – *Acta Geologica Hungarica* **36/2**, 211–222.
- HOBSON, G. D. 1954: *Some Fundamentals of Petroleum Geology*. – London–New York–Toronto, Oxford University Press. <https://doi.org/10.1017/S001675680006653X>
- HUBBERT, M. K. 1953: Entrapment of petroleum under hydrodynamic conditions. – *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists* **37**, 1954–2026. <https://doi.org/10.1306/5ceadd61-16bb-11d7-8645000102c1865d>
- HUNT, J. M. 1990: Generation and Migration of Petroleum from Abnormally Pressured Fluid Compartments. – *AAPG Bulletin* **74/1**, 1–12. <https://doi.org/10.1306/0c9b21eb-1710-11d7-8645000102c1865d>
- HUNT, J. M. & JAMIESON, G. W. 1956: Oil and organic matter in source rocks of petroleum. – *AAPG Bulletin* **40**, 477–488. <https://doi.org/10.1306/5ceae3e8-16bb-11d7-8645000102c1865d>
- JUHÁSZ Gy. 1998: A magyarországi neogén mélymedencék pannóniai képződményeinek litosztratigráfiája. – In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. A MOL Rt. és a MÁFI kiadványa, Budapest, 469–483
- KENNEDY, G. C. & HOLSER, W. T. 1966: Pressure-volume-temperature, and phase relations of water and carbon dioxide, Sec. 16. – In: *Handbook of physical constants*. – *Geological Society of America Memoirs* **97**, 371–383. <https://doi.org/10.1130/MEM97-p371>
- KONCZ I. 2010: Nem-hagyományos földgáz-előfordulások kialakulásának feltételei heterogén felépítésű tömött homokkőösszletekben. – *Bányászati és Kohászati Lapok – Bányászat – Kőolaj és Földgáz* **143/5**, 6–19.
- KONCZ I. 2017: Budafa- és Lovászi-mezők olajának származása. – *Bányászati és Kohászati Lapok – Bányászat – Kőolaj és Földgáz* **150/5**, 6–9.
- KONCZ I. 2018: Az algyői telepek szénhidrogénjeinek eredete és migrációs modellje. – *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat – Kőolaj és Földgáz* **151/5–6**, 17–23.
- KONCZ I. 2019a: A vertikális migráció szerepe a hazai szénhidrogén-felhalmozódások feltöltődésében. – *Földtani Közlöny* **149/2**, 163–174.
- KONCZ I. 2019b: A Battonya–Pusztaföldvár gerinc szénhidrogén-rendszerei. – *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat – Kőolaj és Földgáz* **152/2–3**, 33–38.
- KONCZ I., HORVÁTH Zs., GELLÉRT B., KAJÁRI M., COTA, L., BALEN, M. & BIGUNAC, D. 2010b: Az alsópannon és középsőmiocén anyakőzetek organikus fáciese a Dráva-medence északi szárnyán. – *Medencefejlődés és geológiai erőforrások: víz, szénhidrogén, geotermikus energia, a Magyar Földtani Társulat vándorgyűlése, Szeged, Geolitera*, 121–122.
- LUO, X. & VASSEUR, G. 1992: Contributions of compaction and aquathermal pressuring to geopressure and the influence of environmental conditions. – *AAPG Bulletin* **76**, 1550–1559. <https://doi.org/10.1306/bdff8a42-1718-11d7-8645000102c1865d>
- LUO X. & VASSEUR, G. 1996: Geopressuring Mechanism of Organic Matter Cracking: Numerical Modelling. – *AAPG Bulletin* **80/6**, 856–874. <https://doi.org/10.1306/64ed88ea-1724-11d7-8645000102c1865d>
- MAGARA, K. 1975a: Reevaluation of Montmorillonite Dehydration as Cause of Abnormal Pressure and Hydrocarbon Migration. – *AAPG Bulletin* **59/2**, 292–302. <https://doi.org/10.1306/83d91c7c-16c7-11d7-8645000102c1865d>
- MAGARA, K. 1975b: Importance of Aquathermal Pressuring Effect in Gulf Coast. – *AAPG Bulletin* **59/10**, 2037–2045. <https://doi.org/10.1306/83d921db-16c7-11d7-8645000102c1865d>
- MAGARA, K. 1976: Water Expulsion from Clastic Sediments during Compaction – Direction and Volumes. – *AAPG Bulletin* **60/4**, 543–553. <https://doi.org/10.35767/gscpgbull.26.1.123>
- MAGARA, K. 1978: The significance of the expulsion of water in oil-phase primary migration. – *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* **26/1**, 123–131.

- MAGARA, K. 1980: Agents for Primary Hydrocarbon Migration: A Review. – *AAPG Bulletin* **64**, 33–45. <https://doi.org/10.1306/St10411C3>
- MAGARA, K. 1981: Mechanisms of Natural Fracturing in a Sedimentary Basin. – *AAPG Bulletin* **65**, 123–132. <https://doi.org/10.1306/2f919783-16ce-11d7-8645000102c1865d>
- MEISSNER, F. F. 1978: Petroleum Geology of the Bakken Formation, Williston Basin, North Dakota and Montana. – In: *24th Annual Conference, Williston Basin Symposium: Montana Geological Society*, 207–227.
- MILLER, T. W. 1995: New Insights on Natural Hydraulic Fractures Induced by Abnormally High Pore Pressures. – *AAPG Bulletin* **79/7**, 1005–1018. <https://doi.org/10.1306/8d2b21af-171e-11d7-8645000102c1865d>
- MILLER, T. W., LUK, C. H. & OLGAARD, D. L. 2002: The Interrelationships between Overpressure Mechanisms and In-Situ Stresses. – In: HUFFMAN, A. R. & BOWERS, G. L. (eds): *Pressure regimes in sedimentary basins and their prediction*. *AAPG Memoir* **76**, 13–20. <https://doi.org/10.1306/m76870c2>
- MUDFORD, B. & BEST, M. E. 1989: Venture gas field, offshore Nova Scotia: case study of overpressuring in region of low sedimentary rate. – *AAPG Bulletin*, **73**, 1383–1396. <https://doi.org/10.1306/44b4aa55-170a-11d7-8645000102c1865d>
- OSBORNE M. J. & SWARBRICK R. E 1997: Mechanisms for Generating Overpressure in Sedimentary Basins: A Reevaluation. – *AAPG Bulletin* **81/6**, 1023–1041. <https://doi.org/10.1306/8626D379-173B-11D7-8645000102C1865D>
- OZKAYA, I. 1984: Computer Simulation of Hydraulic Fracturing in Shales – Influences on Primary Migration. – *Journal of Petroleum Technology* **36/5**, 826–828. <https://doi.org/10.2118/11455-PA>
- PAYNE, D. F., TUNCAY, K., PARK, A., COMER, J. B. & ORTOLEVA, P. 2000: A Reaction-Transport-Mechanical Approach to Modeling the Interrelationships Among Gas Generation, Overpressuring, and Fracturing: Implications for the Upper Cretaceous Natural Gas Reservoirs of the Piceance Basin, Colorado. – *AAPG Bulletin* **84/4**, 545–565. <https://doi.org/10.1306/c9ebce4b-1735-11d7-8645000102c1865d>
- PRICE, L. C. 1994: Basin richness and source rock disruption – a fundamental relationship? – *Journal of Petroleum Geology* **17**, 5–38.
- PRICE, N. J. 1959: Mechanics of jointing in rocks. – *Geology Magazine* **96**, 149–167. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1994.tb00112.x>
- RADKE, M. & WELTE, D. H. 1983: The methylphenanthrene index (MPI): A maturity parameter based on aromatic hydrocarbons. – In: BJOROY, M. (ed.): *Advances in Organic Geochemistry* 504–512.
- RONOV, A. B. 1958: Organic carbon in sedimentary rocks (in relation to the presence of petroleum. – *Geochemistry* **5**, 497–509.
- ROUCHET, J. 1981: Stress Fields, a Key to Oil Migration. – *AAPG Bulletin* **65**, 74–85.
- SAJGÓ, Cs. 1984: Organic geochemistry of crude oils from South-east Hungary. – *Organic Geochemistry* **6**, 560–578. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(84\)90079-2](https://doi.org/10.1016/0146-6380(84)90079-2)
- SHANLEY, K. W., CLUFF, R. M. & ROBINSON, J. W. 2004: Factors controlling prolific gas production from low-permeability sandstone reservoirs: Implications for resource assessment, prospect development, and risk analysis. – *AAPG Bulletin* **88/8**, 1083–1121. <https://doi.org/10.1306/03250403051>
- SOMOSVÁRI Zs. 1987: *Geomechanika I.* – Kézirat, Nehézipari Műszaki Egyetem, Bányamérnöki Kar, Tankönyvkiadó, Budapest, 182 p.
- SWARBRICK, R. E. & OSBORNE, M. J. 1998: Mechanisms that Generate Abnormal Pressures: an Overview. – In: LAW, B. E., ULMISCHEK, G. F. & SLAVIN V. I. Abnormal pressures in hydrocarbon environments. *AAPG Memoir* **70**, 13–34.
- SWARBRICK, R. E., OSBORNE, M. J. & YARDLEY, G. S. 2002: Comparison of Overpressure Magnitude Resulting from the Main Generating Mechanisms. – In: HUFFMAN, A. R. & BOWERS, G. L. (eds): *Pressure regimes in sedimentary basins and their prediction*. *AAPG Memoir* **76**, 1–12. <https://doi.org/10.1306/M70615C2>
- SWEENEY, J. J. & BURNHAM, A. K. 1990: A Simplified Arrhenius Model for Calculating Vitrinite Reflectance. – *AAPG Bulletin* **74**, 1559–1570. <https://doi.org/10.1306/0c9b251f-1710-11d7-8645000102c1865d>
- SZALAY Á. 1982: *A rekonstrukciós szemléletű földtani kutatás lehetőségei a szénhidrogén-perspektívák előrejelzésében a DK-alföldi neogén süllyedékek területén.* – Kézirat, kandidátusi értekezés.
- SZALAY Á. & KONCZ I. 1980: Szénhidrogén-képződési és -migrációs folyamatok a délkelet-alföldi és a Dráva süllyedékekben. – *Kőolaj és Földgáz* **13 (113) / 6**, 177–186.
- SZUROMI-KORECZ, A., SÜTŐ-SZENTAI, M. & MAGYAR, I. 2004: Biostratigraphic revision of the Hod-I well: Hungary's deepest borehole failed to reach the base of the upper Miocene Pannonian Stage. – *Geologica Carpathica* **55**, 475–485.
- TERZAGHI, K. 1923: Die Berechnung der Durchlässigkeitziffer des Tones aus dem Verlauf der hydrodynamischen Spannungserscheinungen. – *Sitzungsbericht Akademie Wissenschaft Wien, Mathematik Naturwissenschaft, Kl. Abteil 2A* **132(3–4)**, 125–138.

Kézirat beérkezett: 2020. 02. 03.

Online megjelent: 2020. 12.