

A Szeghalom környéki metamorf aljzat kiemelkedés szerkezetfejlődése és felépítése kőzettani és szeizmikus adatok alapján¹

M. TÓTH TIVADAR², REDLERNÉ TÁTRAI MARIANNA³, KUMMER ISTVÁN³

Az Alföld metamorf aljzatának régóta tartó kutatása eredményeként jelentős mennyiségű fúrási anyag és szeizmikus szelvény áll rendelkezésre. A mindkét szempontból jó megkutatottságú Szeghalom metamorf kiemelkedés példáján megkíséreltük az aljzat felépítésével, fejlődésével kapcsolatos információkat közös modellben összefoglalni. A petrográfiai, petrológiai elemzés eltérő metamorf fejlődésű kőzetblokkokat azonosított, melyek között posztmetamorf tektonikai határok feltételezhetők.

A kristályos aljzaton belüli szerkezeti elemeket megtestesítő reflexiók kiemelése, felerősítése céljából egy post stack jel/zaj arányt javító műveletsort kísérleteztünk ki, melynek eredményeként a vizsgált képződmények szeizmikus képe viszonylag nagy mélységig követhető. Az alkalmazott szeizmikus attribútumok alapján a fenti litológiai egységek azonosíthatók, közöttük — feltehetően a kréta kompressziós mozgások eredményeként kialakult — lapos szögű feltolódási síkok ismerhetők fel. Ezt a szerkezetet a neogén normál vetők rendszere tovább bonyolítja.

A kőzettani és szeizmikus feldolgozás közös eredményeként megállapítható, hogy a terület ideális kőzetoszlopában a legmélyebb szerkezeti helyzetben ortogneisz található, melybe gránit intrudált. Fölötte lapos szögű nyírási zónát követően nagy metamorf fokú szillimanitos paragneisz, és hozzá kapcsolódó gránátos amfibolit a jellemző, míg a legmagasabb helyzetben közepes metamorf fokú amfibolos gneisz alkotja az aljzatot.

M. TÓTH T., REDLERNÉ T. M., KUMMER I.: Structural evolution of the Szeghalom metamorphic dome on the basis of petrological and seismic data

A big amount of borecore material and numerous 2D seismic profiles are available for studying the structural evolution of the crystalline basement of the Great Hungarian Plain. The aim of the present research was to combine results of the two data sets in order to get a better model for the evolution of the Szeghalom metamorphic dome.

Based on a detailed petrological investigation of all available borecores, three blocks of significantly different metamorphic evolution can be distinguished. Among them post-metamorphic tectonic boundaries can be assumed. In order to strengthen the reflections inside the metamorphic complex, a post stack algorithm has been developed to increase intensity/noise ratio. As a result of such a process, seismic images of the basement can be followed down to several hundred meters. Using the seismic attributes all lithologic units defined by petrological studies can be clearly distinguished. There exist low-angle thrust surfaces between each neighbouring pair of blocks, which most probably developed due to the Cretaceous compressional tectonic activity. The structure of the crystalline basement has been further complicated by a complex system of Neogene normal faults.

The integrated result of petrological and seismic studies suggests that the metamorphic basement at the deepest structural position consists of orthogneiss intruded by post-metamorphic granitoid rocks. Following a low-angle shear zone high grade sillimanite gneiss and garnetiferous amphibolite occur. At the top of the basement medium grade amphibole gneiss dominates the basement.

1. Bevezetés

Az Alföld neogén üledékeinek medencealjzatát túlnyomó részben bonyolult felépítésű és szerkezetfejlődésű metamorfotok, kisebb részben permo-mezozoós üledékes képződmények építik fel. Ezek a repedezett kőzettestek számos területen jó fluidum (szénhidrogén, víz) tárolók, ami geológiai és geofizikai vizsgálatokat, a korábbi eredmények újraértékelését folyamatosan indokoltta teszi. Másrészt viszont elvétve akad kísérlet a részletes kőzettani, szerkezetföldtani adatok, valamint a szeizmikus és lyukgeofizikai feldolgozások eredményeinek közös modellben történő tárgyalására.

A Békési-medence a Pannon-medence rendszer egyik legmélyebb részmedencéje, alatta a medencealjzat felépítése, szerkezete — mélyfúrások hiányában — nem ismert. Tőle északra a kristályos képződmények K–Ny-i csapással több egymást követő aljzat blokkban mintegy 2000 méterre emelkednek a jelenkori felszín alá, majd tovább észak felé eltűnnek a flis medence képződményei alatt. Ezen aljzat kiemelkedések mindegyikére a rendkívül komplex kőzettani felépítés, és a jelentős mértékű harmadidőszaki mozgásoknak köszönhetően összetett szerkezeti felépítés a jellemző [POGÁCSÁS et al. 1989; POSGAY, SZENTGYÖRGYI 1991; ALBU, PÁPA 1992; TARI, HORVÁTH, RUMPLER 1992; TARI et al. 1999; D. LŐRINCZ 1996]. A késő kréta kompresszió következtében feltételezhetően ÉK-i vergenciájú aljzattakarók képződtek [TARI et al. 1999], majd a szeizmikus értelmezések alapján az aljzatot ért hét egymást követő tektonikai esemény rekonstruálható [D. LŐRINCZ 1996]. A medencesüllyedés színrift szakaszában metamorf magkomplexumok jelentős vertikális mozgással együtt járó kialakulása valószínűsíthető [TARI et al. 1999]. A medence

¹ Beérkezett: 2009. február 10-én

² Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, H-6722 Szeged, Egyetem u. 2, mtoth@geo.u-szeged.hu

³ Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23, tatrai@elgi.hu, kummer@elgi.hu

kinyílásával szinkron a középső miocén folyamán a Derecske–Biharnagybajom vonal mentén jelentős mértékű szinisztrális oldalelmozdulás zajlott; a transzzenziós feszültségtérre utaló negatív virágszerkezetek az aljzattól a Pannon üledékekig követhetők a szeizmikus képen [ALBU, PÁPA 1992]. A bádeni során felerősödő extenzió következtében az aljzat É–D-i csapású normál vetők mentén fel-darabolódott, mély árkok (pl. Vésztő, Komádi–Mezősas árok), horst-graben szerkezetek keletkeztek.

Mindezek alapján a Békési-medence süllyedése és a metamorf háta végső kiemelkedése a Pannon-medence több-lépcsős neogén kialakulásához kapcsolódott, s így a fúrásokkal elért metamorf közteztetek szerkezetileg igen komplex felépítésűek, és az összes korábbi tektonikai esemény nyomát magukon viselik. A Szeghalom-hát a Békési-medencét északról határoló aljzat kiemelkedések központi, fúrásokkal és 2D szeizmikus mérésekkel legjobban feltárt tagja (1. ábra). Dolgozatunk célja a hát közteztani és szeizmikus adatainak összevetésével egy közös térbeli modell megalkotása.

2. Földtani háttér

2.1. Közteztani felépítés

A korai petrográfiai vizsgálatok a teljes Körösi Metamorf-ít Összletet [FÜLÖP 1994] közteztanilag egységes felépítésű-ként kezelték és rámutattak, hogy azt elsősorban különböző gneisz változatok és amfibolit, kisebb részben gránit és csillámpala alkotja [SZILI-GYÉMÁNT 1986]. BALÁZS et al. [1986] kiemelt figyelmet szenteltek az általuk migmatitnak minősített köztezteteknek, melyek altípusait (metatexit stb.) szöveti alapon különítették el. Bár a csillámpala és gneisz közteztetek túlnyomó részben para eredetűek [SZEPESHÁZY 1966] és geokémiai összetételük alapján egykori grauwacke típusú üledékeket reprezentálnak [SZEDERKÉNYI 1984], a SZEPESHÁZY [1973] által valószínűsített, az Alföldön ÉK–DNY irányú pásztában húzódó ortogneisz zóna szintén érinti a vizsgált területet.

Az újabb, részletes közteztani feldolgozás négy fő köztezt-típus jelenlétét igazolta a vizsgált területen [M. TÓTH, SCHUBERT, ZACHAR 2000; M. TÓTH, ZACHAR 2006]. A Szeghalom-hát és a szomszédos metamorf kiemelkedések északi területeit túlnyomó részben egykori intruzív magmás köztezt (granitoid) metamorfózisával keletkezett ortogneisz uralja [ZACHAR, M. TÓTH 2001; M. TÓTH, ZACHAR 2003; M. TÓTH, ZACHAR 2006]. A gneisz tömeg a maximális metamorf átalakulás után, feltehetően a retrográd út során, intenzív plasztikus deformációt szenvedett; a zöldpala fácies P - T (nyomás–hőmérséklet) viszonyai között milonitosodott [SCHUBERT, M. TÓTH 2001]. Az ortogneisz mellett néhány északi fúrásban metamorf átalakulás szöveti jeleit nem mutató gránit jelenléte is igazolható. Az aljzat-blokkok déli és központi területeit kétféle amfibolit és gneisz alkotja. Ez a gneisz típus az ortogneisz szöveti bélyegeit nem mutatja; ásványos összetételében jellemző a magas hőmérsékletű átalakulásra utaló szillimanit megjelenése. Az egyik amfibolit típust elsősorban hornblende és plagioklász földpát alkotja. A másik, a fúrásanyagban jóval ritkábban előforduló amfibolit típus nagyméretű, prekinematikus (a maximális metamorfózis előtt keletkezett) gránátokat is tartalmaz.

2.2. A korábbi szeizmikus kutatás eredményei

A Szeghalom–Füzesgyarmat környéki bonyolult földtani felépítésű metamorf aljzat megismeréséhez a szénhidrogén-kutatási és a litoszféra-alapkutatási célból végrehajtott szeizmikus mérések egyaránt hozzájárultak (1. ábra). A Szeghalom-hát területének modern digitális technikával történő szeizmikus megkutatása a 70-es évek második felétől kezdődött, 2–5 km-es, majd a 80-as évektől kezdve az 1–1,5 km átlagos szelvénytávolsággal. Az évtized második felében már a részletező szeizmikus mérések kerültek előtérbe, néhány-szor 100 m-es szelvénytávolsággal [ALBU et al. 1987]. A termelés előkészítésének fázisában módszertani kutatások-ra alapozva pontosították a földtani modellt, a tároló szerkezetek határait, szerkezeti tagolódását, a képződmények me-zőn belüli elterjedését. A tároló szint mélységartományának minél részletesebb leképezése érdekében a felbontóképesség növelését tartották a legfontosabb feladatnak mind vertikális, mind horizontális értelemben; a mérés és az adatfeldolgozás tekintetében egyaránt. A szeizmikus szelvénynyomvonalak a tárolóra célorientáltan helyezkedtek el.

Ebben a kutatási fázisban olyan részletes eredmények születtek, mint a tároló összlet jellegzetes szintjeinek — a metamorf aljzatnak, ill. a pannóniai képződmények fektűjének — időtérképe, a vékony miocén összlet vastagságának és hiányának kiderítése, valamint a tároló összletek felszín-ének tagolása.

Kísérlet történt a tárolók kisebb egységekre való bontására morfológiai és tektonikai szempontok alapján. A szerkezeti viszonyok három tektonikai mozgáscsoporttal váltak jelle-mezhetővé, attól függően, hogy a mozgás hatása csak a tároló-k szintjére, a miocénre is, vagy a pannon összletre is ki-terjedt. Kimutatták a tároló fűrészfogszerkezetét, melyet a szelvények mentén 100–200 m kiterjedésű blokkok definiál-nak. A tároló területén a gáz/olaj és az olaj/víz fázishatárról származó reflexiók beérkezések is regisztrálhatók voltak. Megállapítást nyert, hogy a kristályos aljzaton belül, nagyobb mélységekben intenzíven tektonizált zónákra utaló jelek vannak, ezek pontosabb korrelálása azonban nem volt lehetséges. A szeizmikus méréseket kiegészítették VSP és karo-tázs mérésekkel is [ALBU, PÁPA 1992].

Fontos eredményt adott a Szeghalom-hát tágabb környe-zetében készült szeizmikus litoszféra-kutatás keretében mért szeizmikus szelvény is [POSGAY et al. 1995]. Ez alapján, többek között, ÉNy-i vergenciájú feltolódásra utaló, alap-hegységen belüli reflexiókat mutattak ki, amelyek kialakulá-sa — feltehetően — az ausztriai orogénhez köthető.

3. Alkalmazott módszerek

3.1. Közteztani vizsgálatok

A korábbi vizsgálatok alapján a fő közteztípusok petrográ-fiai és részben petrológiai jellemzői megbízhatóan definiál-hatók. Jelen dolgozatban ezen karakterisztikus jellemzők bemutatása mellett kiválasztott minták termobarometriai elemzésével célunk a köztezt P - T (nyomás–hőmérséklet) fejlődésének pontosítása. A számítások során a hagyomá-nyos módon kalibrált termobarométerek alkalmazása mellett paragenezis modellezést is végeztünk. A rendelkezésre álló szoftverek közül a Domino/Theriak csomagot használtuk.

A Domino/Theriak [DE CAPITANI 1994] modellező rend-szer célja tetszőleges P - T pont (vagy intenzív változók

bármely más kombinációja) esetén az egyensúlyi ásvány-paragenezis számítása a vizsgált kőzet (vagy annak szöveti-leg egyértelműen definiálható tartománya) teljes kémiai összetétele alapján. A modellezés során bármely P - T pont esetén az adott kémiai rendszerben a használt termodinamikai adatbázis [pl. BERMAN 1988] alapján algebrailag lehetséges ásványparagenezisek közül az algoritmus a minimális Gibbs-energiáját tekintve stabilnak [DE CAPITANI, BROWN 1987]. Az így kapott fázisdiagram összevethető a mikroszkópi elemzések során megfigyelt paragenezissel, mind az egyes fázisok modális arányait, mind azok kémiai összetételét tekintve.

A rendelkezésre álló petrológiai adatok alapján végül megkísérjük a vizsgált magminták osztályozását, ami a közettani információ térbeli kiterjesztésének az alapját jelenti.

3.2. A korábbi migrált időszelvények újrafeldolgozása

A migrált időszelvényeken [ALBU et al. 1987] a gondos előkészítés eredményeként részletes, nagy felbontású kép rajzolódott ki a neogén aljzat felszíne közelében levő tároló szintjére, ill. annak környezetére, eleget téve az akkori célkitűzésnek. Az így hasznosnak bizonyult terepi és feldolgozási paraméterek azonban jelenlegi feladatunkhoz nem illeszkednek, ugyanis a nagyfrekvenciás gerjesztés és alulvágás a metamorf alaphegység belsejéből csak gyenge — bár többnyire folytonos — reflexiókat engedett meg.

A kristályos aljzaton belüli szerkezeti elemeket megtestesítő reflexióknak a kiemelése, felerősítése céljából egy post stack jel/zaj arányt javító műveletsort kísérleteztünk ki. A feldolgozás az ELGI Sun Microsystems Sunblade2000 típusú számítógépére telepített Promax programcsomaggal készült, az alábbi lépések alkalmazásával:

- automatikus erősítésszabályozás (medián: 500 ms);
- csatornakiegyenlítés;
- F-Xdekon (sávszűrő: 8–18–56–64 Hz);
- Dip Scan Stack;
- 2D térbeli szűrés (súlyozott medián).

Az eredményként kapott, javított migrált időszelvényeket és az eredeti migrált időszelvényeket egyaránt RMS sebességből származtatott mélységbeli simított intervallumsebesség sorozatok segítségével, 5 m-es újrámintázással mélység-szelvényekké alakítottuk. Az előbbi a metamorf aljzatban végbement tektonikai mozgások azonosítását segíti, míg az utóbbit az üledékes összletben látható töréseket lehet jobban nyomon követni. Az elvégzett javítóműveletek hatása az S-130 jelű szelvény egy részlete példáján a 2. ábrán látható (v. ö. 1. ábra).

A 2.a ábrán az eredeti és a javítás utáni időszelvény pretercier részlete látható; a szelvényszakaszon a vizsgált képződmények szeizmikus képe viszonylag nagy mélységig kirajzolódik. Az elvégzett javító műveletek során megtartottuk a nagyobb mélységekre jellemző kisebb frekvenciartományokat, valamint kiemelésre kerültek a kis dőlésű, pikkelyeződésre utaló koherens jelek is. A 2.b ábra mélységpontonként mutatja be az eredeti és a javítás utáni szelvényszakasz frekvenciaspektrumát (a meleg színek a nagyobb, a hideg színek a kisebb energiákat mutatják). A 2.c ábrán az átlagos frekvenciaspektrumok láthatók; a kisebb frekvenciájú reflexiókat a nagyobb frekvenciartomány szűrésével emeltük ki. A reflexióerősség szelvények

(2.d ábra) is szemléletesen mutatják az aljzatbeli szeizmikus kép tisztulását. Összességében az alkalmazott művelet-sor a pretercier kőzetoszlop korábbinál részletesebb szerkezetét teszi értelmezhetővé. (A szelvényszakasz mélység-szelvény változatát értelmezve a 11. ábra mutatja.)

A szeizmikus szelvények értelmezése a LandMark (Halliburton Company) SeisWorks 2D és 3D program-csomag alkalmazásával történt, mely lehetőséget biztosít a mélyfúrási adatok, a szeizmikus szelvények, valamint az attribútum szelvények együttes vizsgálatára, az egyes jelenségek térbeli elhelyezkedésének térképezésére. Az értelmezést nagymértékben segítette a szeizmikus attribútum szelvények figyelembevétele, így a reflexióerősség, a pillanatnyi fázis, valamint az ezekből származtatott zéró átlagú reflexióerősség konvolúciója a pillanatnyi fázis koszinuszával ($\text{perigram} \cdot \cos\phi$). Ez utóbbi változat a nagy energiájú, hosszan követhető reflexiók és a kis energiájú, nem folytonos reflexiók területeit markánsan elkülöníti.

4. Adatok

4.1. Közettani adatok

A korábbi eredményeket megerősítve a teljes vizsgált területet elsősorban különböző megjelenésű gneisz és amfibolit típusok építik fel.

Az ortogneisz a Szeghalom-hátat alkotó kristályos aljzat felépítésében az egyik leggyakoribb közettípus. Kőzetalkotó ásványai között a kétféle földpát mellett uralkodik a kvarc és a biotit, előfordul a muszkovit is. Intruzív magmás eredetű számos szöveti bélyeg utal, melyek alapján a többi gneisz típustól egyértelműen megkülönböztethető. A rendszerint granoblasztos szövetű kőzetekben igen gyakoriak a relikv kvarc-K-földpát, ritkábban a plagioklász földpát halmazok (3.a ábra). A szemcsék közel egyenes szemcsehatára, a 120° körüli szemcseilleszkedés egyensúlyi, mélységi magmás szövetre utal. Mások mellett VERNON, COLLINS [1988] az ortogneiszek legfontosabb megkülönböztető jegyének a polygonális szemcse-halmazok megjelenését tartják. A kőzet járulékos ásványai, elsősorban a cirkon és az apatit, esetenként a turmalin és az allanit rendszerint sajátalakú szemcséket alkotnak (3.b ábra), ami valószínűtlenné teszi a szemcsék szállítás általi koptatását, s így a protolit üledékes eredetét. A K-földpátok gyakran tartalmaznak magmás eredetű utaló mirmekites földpát zárványokat (3.c ábra). A mirmekit relikv helyzetű; esetenként az átkristályosodás olyan mértékű, hogy csak kvarc zárvány csoportok emlékeztetnek az egykori mirmekit jelenlétére. Bár mirmekites földpát képződésének számos modellje ismert [összefoglalva ZACHAR, M. TÓTH 2001], általánosan gránitban és gránit gneiszben fordul elő [pl. SHELLEY 1993].

A mirmekit zárványok mellett az ortogneisz nagyszámú további, a feltételezhető granitoid anyagú protolittal nehezen összeegyeztethető relikv ásványszemcsét tartalmaz. Igen gyakori a nagyméretű, átalakult szegélyű, gyakran rutil zárványos, részben klorittal és karbonát ásványokkal helyettesített gránát megjelenése. Általános a klinopiroxén, melynek szemcséit rendszerint zöld amfibol szegélyezi (3.d ábra). Amfibol önállóan is előfordul, minden esetben erősen rezorbeált szemcsék, gyakran optikailag folytonos szemcse-halmazok formájában (3.e ábra). Gyakori a piroxént, gránátot zárványként tartalmazó amfibol szemcsék előfordulása is.

Petrográfiai tulajdonságai alapján a gneiszben megjelenő idegen szemcséket az egykori granitoid kőzet xenokristályainak tekinthetjük. Az idegen eredetű szemcsék mellett az ortogneisz tartalmaz eltérő méretű idegen kőzetzárványokat, xenolitokat is. Az eklogit, granulit, gránátos amfibolit, szerpentin stb. összetételű zárványok petrográfiai jellemzésétől a továbbiakban eltekintünk.

A vizsgált ortogneisz egyértelműen metamorf eredetűnek ítélték reliktvén ásvány szemcséket, megőrződött szöveti domént alig tartalmaz. A kőzetben csak egy foliációs irány ismerhető fel, így monometamorf képződmény; a D1 (első deformációs) esemény a nagyon primitív ásvány-paragenezis alapján közepes fokú metamorfózis lehetett. Az alsó termikus határt fehér, gyakran biotittal párhuzamos összenövésben jelentkező klorit szemcsék definiálják (3.f ábra), másrészt jellemző, hogy kianit vagy szillimanit még a muszkovitban gazdag mintákban sem jelenik meg. Az amfibol xenokristályokat tartalmazó mintákban a $T_{\max}$ (a maximális metamorfózis hőmérséklete) paragenezist klorit, epidot és titanit megjelenése jelzi. A palásságot megnyúlt, plasztikusan deformált kvarc szalagok, hossz-tengety szerint rendezett földpát szemcsék és biotit, esetenként muszkovit dús sávok definiálják.

A hát északi területén az ortogneisz mellett alárendelt szerepe van a rendszerint finom-, középszemcsés mikrogránitnak. Nagyobb tömegben a hát északnyugati részein jellemző, ezáltal valószínűleg összeköttetésben van a Füzesgyarmat, és esetleg a Biharnagybajom környékén feltárt granitoid testekkel [BALÁZS et al. 1986]. Teléres megjelenésének megfelelően főleg világos kőzetalkotókból (albit, ortoklász, kvarc) áll, színes ásványt alig tartalmaz. Genetikai szempontból fontos járulékos ásvány jelenlétét a vizsgálatok nem mutatták. Rendszerint középszemcsés, ekvigranuláris szövet jellemzi, melyben a kvarc helyenként megnyúlt, intenzíven nyírt szalagokat alkot. Mindezek alapján a kőzettípus a közepes fokú ortogneisz migmatitosodásával nem származtatható, posztkinematikus intruzív gránitnak tekintjük.

A Szeghalom-hát központi részét feltárt fúrások anyagában a fenti képződmények lényegében hiányoznak; a terület jellemző gneisz típusában az ortogneisz karakterisztikus szöveti kritériumait nem találjuk meg. A palás, gneiszes szerkezetű kőzetet kvarc, kétféle földpát, biotit alkotja, a minták jelentős része tartalmaz gránátot és szillimanitot, míg a muszkovit az összes mintából hiányzik. Jellegzetesen polimetamorf kőzet. A biotit és szillimanit kötegek által kijelölt S2 (a második deformációs eseményhez kapcsolódó palásság) fő palássági irány (4.a ábra) mellett a mátrixban megőrződött egy korábbi, elsősorban a biotit szemcsék által definiált S1 irány is. Ez közelítőleg megegyezik a helyenként átalakult gránátokban található kvarc, rutil és kianit alkotta zárványsorok irányával (4.b ábra). A szillimanitos biotitgneisz fejlődését tehát két markáns paragenezis, a D1 biotit + gránát + kianit + rutil utáni D2 biotit + szillimanit + ilmenit ± gránát események egymásutánja jellemzi.

A gránátos amfibolit mindössze néhány szeghalmi fúrásban ismert, masszív, durvaszemcsés kőzetváltozat; minden esetben igazolható, hogy fölötté szillimanitos biotitgneisz található. Feltűnő jellegzetessége, hogy amfibol és plagioklász mellett nagyméretű, átalakult gránátokat tartalmaz (4.c ábra), melyeket helyenként teljes mértékben finom-
szemcsés plagioklász ± amfibol aggregátum helyettesít

(4.d ábra). A gránátban, illetve a helyettesítő földpátban megőrződött rutil és ilmenit zárványsorok orientációja (S1) szignifikánsan eltér a mátrix amfibolok által definiálttól (S2), így metamorf fejlődéstörténete — hasonlóan a szillimanitos gneiszéhez — kétszintű.

Az amfibolos biotitgneisz térbeli megjelenése a korábbiaknál jóval korlátozottabb. A szillimanitos gneisz fedőjében a központi kiemelkedés északnyugati és déli peremén tárták fel a fúrások. Helyzete a végig maggal fúrt Szh-180 fúrásban egyértelmű, ahol a szillimanitos biotitgneisz zóna fölött ~10 méter vastagságú kataklázit zónát követően települ [M. TÓTH, SCHUBERT, ZACHAR 2000]. A kőzet eltérő vastagságú, homogén biotitgneisz, amfibolos biotitgneisz és amfibolit egységekből épül fel. Az azonos litológiájú szakaszok vastagsága általában több 10 cm, de nem ritka a csiszolat méretben felismerhető sávozottság sem (5.a ábra). Bár összetételük szintenként eltérő protolitra utal, együttes megjelenésük indokolja közös tárgyalásukat. A maximális hőmérsékleten stabil ásványtársaság az amfibolitokban közepes metamorf fokot mutat; a rendszerint apró szemcsés, zónás amfibol és a plagioklász mellett gyakori járulékos fázis az epidot és a klinozoit. A stabil Ti-fázis az ilmenit, néhány mintában apró, üde gránátok is megjelennek. Néhány amfibolit minta feltehetően reliktvén magmás eredetű, középszemcsés, zónás plagioklász táblákat, esetenként nagyméretű reliktvén amfibol szemcséket is tartalmaz (5.b ábra), melyek a metamorfózis hatására nem alakultak át. A gneisz szakaszokon kőzetalkotó ásványként jelenik meg a kvarc, a kétféle földpát és a biotit, mely utóbbiban közberétegzett fehér klorit lencsék ismerhetők fel. Néhány biotit-dús minta tartalmaz apró, zárványmentes, üde gránátokat is (5.c ábra).

Az amfibolit minták egy részén intenzív második metamorf esemény (D2) nyoma látszik. A jól fejlett palássági síkokat titanit, prehnit (5.d ábra) és pumpellyit megjelenése jelzi, a D1 amfibolok körül aktinolit nőtt.

4.2. Mikroszerkezeti adatok

Az ortogneisz minták jelentős része a korábban részletezett metamorf szerkezetet (S0) részben felülről, nyírt szerkezetet mutat. A deformált minták a teljes mintaterületen megtalálhatók; néhány megfelelően mély fúrásban (pl. Szh-É-2, Szh-É-11) az eltérő mértékben nyírt kőzetek térbeli kapcsolatrendszerére is részletesen tanulmányozható [SCHUBERT, M. TÓTH 2001].

E fúrások mentén haladva az üde ortogneisztől az intenzíven nyírt kőzetekig számos mikroszvöeti paraméterben folyamatos változás tapasztalható. A mintákban az átlagos szemcseméret csökkenésével párhuzamosan a gneiszes szerkezetet (S1) folyamatosan felváltja a milonitos foliáció (S2). A mélység növekedésével ez utóbbi válik uralkodóvá, az S0 szerkezetek csak reliktvén fragmentumokban ismerhetők fel. A leginkább deformált (legmélyebb helyzetű) mintákban a kőzetet uraló S1 palásságot helyenként jól fejlett nyírási kötegek metszik át. A milonitos foliációs síkokat elsősorban klorit definiálja, a nyírási pályák mentén a mélységgel párhuzamosan fokozatosan nő az opak szemcsék mennyisége. A mátrix biotit kezdetben részlegesen, majd teljesen klorittá, muszkovittá alakul, a csillámkötegek között karbonát jelenik meg. Szintén az S1 irányt jelölik ki a rendszerint megnyúlt lencsék, szalagokat alkotó, átkristályosodott kvarc szemcsehalmozok, melyek határát

filloszilikát kötegek alkotják. A milonit nyírási kötegei között megjelenő klorit $\pm$ kvarc $\pm$ karbonát anyagú ásványi kitöltés retrográd metamorf viszonyokra utal [MCCAIG 1987]. A legmélyebb helyzetű, leginkább nyírt mintákat lényegében kizárólag kvarc, muszkovit és klorit alkotja.

A kőzetben megfigyelhető földpát $\rightarrow$ csillám, biotit $\rightarrow$ klorit, végül a klorit $\rightarrow$ muszkovit átalakulások alacsony hőmérsékletű, hidratációs reakciók. Rendszerint a kőzet jelentős mértékű térfogatcsökkenését okozzák [WINTSCH, CHRISTOFFERSEN, KRONENBERG 1995], ami a nyírási zónába történő további fluidum migrációt, s így pozitív visszacsatolású víz-kőzet kölcsönhatási rendszer kialakulását teszi lehetővé [RUMBLE III, SPEAR 1983].

A D1 esemény mindezek alapján a metamorf fejlődés retrográd ágán, extenziós feszültségtérben végbement, alacsony hőmérsékletű, jelentős mértékű hidratációval kísért milonitos deformáció volt.

A teljes mintaterületen általános az ortogneisz D1 milonitos nyírását követő deformáció, ami kézipéldány méretben is megfigyelhető kataklázit, vetőbreccsa kialakulását okozta. Több mintában tanulmányozható a két deformációs esemény viszonya is; a dinamikusan átkristályosodott kvarcsemcse halmazok megjelenése a kataklázitban a kataklázis deformáció milonitosnál fiatalabb korára utal (6.a ábra). A kataklázis nyírás iránya az ortogneisz minták esetében a kevés filloszilikát, s így a klorittal terhelt elválási síkok hiányában rendszerint nem állapítható meg. Egyes esetekben lapos szögű mozgás tételezhető fel, ilyenkor a mozgási síkokat klorit, és vékony kalcit film borítja. Az ortogneisz kataklázit rendszerint igen jól cementált.

A szillimanitos gneisz és az amfibolos biotitgneisz mintákon rendszeresen megfigyelhetők lapos, 0–15 fokban dőlő elválási síkok, melyek mentén a főleg klorit által alkotott vetőtükrön vetőkarcok, ásványlépcsők jelennek meg. Ezek alakjának binokuláris mikroszkóp alatti elemzése minden vizsgált esetben inverz irányú mozgásra, feltolódásra utal. Vékonycsiszolatban a mozgást a biotittal terhelt síkok kloritosodása/szericitesedése jelzi. Néhány nyírt amfibolos biotitgneisz mintában a prehnit, tremolit, pumpellyit megjelenése utal a deformáció során végbement hidratációra, s a nyírás hőmérsékletviszonyaira. A nagyobb mennyiségű kvarcot/földpátot tartalmazó mintákban, a csillámban gazdag sávok között a kőzet kataklázisosodik (6.b ábra). A felőrölt kőzet rendszerint szögletes, irányítatlan szemcsék halmazából áll, a mellékkőzettől éles határ választja el.

Az összes, mikroszkópban részletesen vizsgált kataklázit lényegében tökéletesen cementált, a leggyakoribb szemcséközi ásvány a klorit; gyakori a karbonát és a kova anyagú cement is. Ez utóbbi esetekben a nagyméretű, nem deformált kvarckristályok tökéletesen kitöltik a felőrölt kőzet hasadékait. Kísérletek és természetes mintákon végzett megfigyelések szerint [pl. ODLING 1997] a cementált kataklázit zónák rendszerint rendkívül rossz (a repedezett mellékkőzetnél, vagy akár a milonit zónáknál nagyságrenddel rosszabb) permeabilitású közegek. Esetünkben erre utal, hogy — a mellékkőzetben gyakori — utólagos átalakulás, mállás folyamatai az aprószemcsés, s így elvileg kevésbé ellenálló kataklázitok szemcséit nem érintették.

Az utolsó, regionálisan megjelenő deformációs eseményt a korábbi szerkezeteket átmetsző (6.c ábra), rendszerint meredek normálvetők, illetve litoklázisok jelzik. A mikrovetők gyakran konjugált párokat alkotnak annak

eredményeként, hogy a korábbi kompressziós, transzpresziós tektonikai képet döntően extenziós rezsim váltotta fel. A tágulások tektonikának megfelelően gyakoriak a nyitott repedések, melyeket a különböző területeken lényegében azonos ásvány paragenézis tölt ki (6.d ábra).

4.3. Szeizmikus adatok

A jelenlegi vizsgálatokhoz rendelkezésre álló szeizmikus migrált időszelvények adatgyűjtése a 80-as évek második felében történt a DFS-V. 120 csatornás műszerrel és vibroszeiz energiakéltéssel. A szokásos olajipari terepi mérési paraméterektől némileg eltérő mérési értékeket alkalmaztak a speciális, a tárolóra célorientált nagy horizontális és vertikális felbontóképesség elérése érdekében, így a geofonközti 25 m-re választották. A jelgerjesztés frekvenciája szintén meghaladta a standard értéket, kísérleti alapon nyugvó 18–92 Hz-es vibrojelet állítottak elő. A további paraméterek: fedésszám: 30x100%; geofoncsoport: 16 db PE-2 (10 Hz); szűrő: 12–128 Hz; mintavétel: 2 ms; felvételhossz: 4 s.

Az adatok korábbi feldolgozása R-35 számítógép SDS-3 programcsomagjával készült 1988–89-ben, +50 m tszf. vonatkozási szinttel. A feldolgozás menete eltért az általánosan használttól, mivel a cél a tároló szintjéről és környezetről készített minél részletesebb képkötés volt. Ezért a reflexiók jellemzőinek lokális horizontális és vertikális változásainak megőrzése, a simító hatások csökkentése érdekében kísérlet-sorozatokat választottak ki a feldolgozási programokat és sorrendjüket, valamint az optimális paramétereket. Az 1 km-enkénti részletes sebességvizsgálatok mellett a feldolgozás alábbi menete nyújtotta az amplitúdó és frekvencia szerinti legjobb felbontást: valódi amplitúdó visszaállítás; mute; statikus korrekció; sebességvizsgálat; NMO; automatikus statikus korrekció; dekonvolúció; jelalak- és fáziskorrekció; stacking; dekonvolúció; sávszűrés (20–90 Hz); hullámegyenlet migráció; koherencia javítás.

5. Eredmények

5.1. Kőzettani evolúció

A Szeghalom-hátat felépítő négy fő kőzettípus metamorf fejlődéstörténetét különböző termobarometriai módszerekkel vizsgáltuk.

Az ortogneisz termobarometriai modellezését jelentősen megnehezítette, hogy a xenokristálymentes gneisz típus ásványos összetétele rendkívül primitív, lényegében kvarc, kétféle földpát és csillám (rendszerint biotit) alkotja. A metamorfózis fizikai körülményeit ilyen összetétel esetén az Al-ban viszonylag gazdag, ezért muszkovitot is tartalmazó mintákban egyes diagnosztikus ásványok (gránát, kyanit, szillimanit) hiánya alapján lehet közelítőleg megbecsülni. Az ortogneiszek P - T fejlődésének modellezése során mindezek alapján első lépésben a muszkovit-tartalmú minták Domino/Theriak [DE CAPITANI 1994] modellezését célszerű elvégezni, hiszen megfelelő metamorf viszonyok között itt számíthatók az említett index ásványok megjelenésének viszonyai. Több minta elemzése alapján az adott teljes kémiai összetételek mellett $T > 580$ °C esetén lenne stabil a gránát, s még magasabb hőmérsékleten a szillimanit (7.a ábra). A két fázis teljes hiánya a metamorfózis $T_{\max} < 580$ °C körülményeit valószínűsíti. Az irányí-

tott helyzetű, így feltehetően metamorf fejlődésű biotit-szemcsékre egységesen alacsony Ti-tartalom, és $Mg\# \sim 0,5$ jellemző, ami HENRY, GUIDOTTI, THOMSON [2005] termometere alapján 550–620 °C körüli metamorf átalakulást jelez. A koegzisztens klorit-biotit-muszkovit paragenézis alapján — elfogadva, hogy $T \sim 550\text{--}620$ °C —, $P \sim 4,2$ kbar-nak adódik [BUCHER 1987].

A szillimanitos biotitgneisz mind szöveti jellemzőit, mind ásványos összetételét tekintve eltér az ortogneisztől, kémiai összetételük azonban nagyon sok hasonlóságot mutat. Ennek köszönhető, hogy a Domino/Theriak modellezés során kapott reakcióháló a két kőzettípus esetén igen hasonló, de míg az ortogneisz a szillimanit- és gránátmentes, alacsony hőmérsékletű tartományban jutott egyensúlyba, a szillimanitos gneisz esetében a $T_{\max} > 650$ °C, $P_{\max} < 6$ kbar lehetett (7.b ábra). A gránátban azonosított zárványok lehetőséget adnak arra, hogy a szillimanitos gneisz fejlődésének korábbi állomását is rekonstruáljuk. A biotit és plagioklász zárványok, valamint a gránát mag összevetése alapján 730–750 °C [BHATTACHARYA et al. 1992] hőmérséklet, továbbá 7,5–8,5 kbar nyomás becsülhető. Ugyanezen egyensúlyi rendszerek a gránát perem és a vele érintkező mátrix biotitok esetében 630–650 °C, 4–5 kbar viszonyokra utalnak. A mátrix biotitok összetétele alapján ($Ti - X_{Mg}$) [HENRY, GUIDOTTI, THOMSON 2005] az S2 eseményre $T \sim 640$ °C valószínűsíthető.

A gránátos amfibolitok szövete egyértelműen két metamorf eseményt rögzít. A korábbi detektálható esemény (D1) metamorfózisának körülményeire a grosszulár + almandin + rutil = ilmenit + anortit + kvarc reakció alapján [BOHLEN, LIOTTA 1986] $T \sim 700$ °C mellett $P \sim 9,5$ kbar becsülhető. A D2 esemény fizikai körülményei a mátrix amfibol és földpát szemcsék alapján $T \sim 640\text{--}680$ °C és $P \sim 4$ kbar [GERYA et al. 1997], illetve $T \sim 670$ °C, $P \sim 5$ kbar [HOLLAND, BLUNDY 1994]. A szillimanitos biotitgneisz és a gránátos amfibolit P – T fejlődése mindezek alapján összevethető, ami a közös szerkezeti egységbe tartozásukat valószínűsíti.

Az amfibolos biotitgneiszben az amfibol – plagioklász ásványpárok összevethető eredményt adnak a különböző módszerek alkalmazása esetén. A maximális metamorf fok fizikai viszonyait HOLLAND, BLUNDY [1994] alapján 560 – 580 °C; GERYA et al. [1997] alapján ~ 620 °C és ~ 4 kbar, míg PLYUSNINA [1982] értelmében 530 – 550 °C és 4 kbar jellemzi. Az amfibolos gneisz metamorfózisa tehát markánsan eltér a másik metabázikus kőzetváltozat, a gránátos amfibolit fejlődésétől.

A négy fő kőzettípus mindezek alapján önálló zónákat definiál (ortogneisz – OG; szillimanitos gneisz és gránátos amfibolit – SG; amfibolos gneisz – AG), melyek jellemző metamorf fejlődéstörténete szignifikánsan eltér egymásától. Ez szükségképpen azt feltételezi, hogy a zónák jelenlegi helyükre a maximális metamorfózist követő tektonikai mozgások eredményeként kerültek. A kőzettani, mikroszerkezeti elemzések a vizsgált kőzetekben több posztmetamorf szerkezetet igazoltak. Az OG blokkon belül feltehetően extenziós térben milonitos zónák keletkeztek; a nyírás mikroszerkezeti megfontolások alapján ~ 430 °C hőmérsékleten zajlott [SCHUBERT, M. TÓTH 2001; JÁNOSI, M TÓTH, JÁNOSI 2007]. Az SG–AG határán jellemző epidot, klorit, prehnit, pumpellyit ásványtársaság alapján a deformáció a zöldpala fácies körülményei között, a mikroszerkezeti meg-

figyelések szerint kompressziós térben zajlott. Még alacsonyabb hőmérsékletre utal az a kataklázit, mely feltételezéseink szerint az SG–OG zónákat választja el egymástól.

A kőzettani, mikroszerkezeti adatok alapján vázolható a Szeghalom-hát ideális kőzetoszlopa. Eszerint legmélyebb helyzetben az OG, ennek fedőjében a SG (szillimanitos biotitgneisz és gránátos amfibolit), majd legfelül az AG kőzetegyüttes található. A képződményeket posztmetamorf tektonikus határok választják el, melyek közül az AG–SG határ csökkenő hőmérséklet mellett, magasabb hőmérsékleten (zöldpala fácies, prehnit-pumpellyit fácies) keletkezett, mint a kataklázit megjelenésével jellemzett SG–OG határ, az előzőt mindezek miatt idősebbnek tételezzük fel (8. ábra).

5.2. Szerkezetfejlődés a szeizmikus kép alapján

Az újrafeldolgozott szeizmikus reflexiós szelvények segítségével megkíséreltük a medencealjzat szerkezeti elemeinek, azok határainak meghatározását úgy, hogy az aljzatot alkotó kőzettípusok térbeli elhelyezkedésére is támpontokat kapjunk. A szeizmikus kép alapján elkülöníthető, homogén mintázatú blokkokat a szelvények menti fúrások tágabb környezetében is bejelöltük. Az egyes blokkokat alkotó litológiai típusok pontbeli azonosítása során a kőzettani vizsgálatok eredményeire támaszkodtunk, majd azokat a pretercier aljzat felszíne közelében színezéssel különböztettük meg: ortogneisz (OG) — világoskék, gránit — rózsaszín, szillimanitos biotitgneisz (SG) — középkék, amfibolos biotitgneisz (AG) — piros. Feltételezzük, hogy a hasonló ásványos összetétel miatt az amfibolos biotitgneisz és a szerkezetileg az SG zónához tartozó, de csak néhány fúrásból ismert gránátos amfibolit fizikai, szeizmikus dinamikai tulajdonságai lényegében azonosak. Ezért a gránátos amfibolitot is az AG piros színével jelöljük. Végeredményben tehát a szeizmikus szelvényeken a piros színnel jelölt egység vagy mindig a metamorf alaphegység felszínén lévő AG egység, vagy a mindig az SG zónák alsó részét képező gránátos amfibolit lehet. Az aljzatfelszín közelében az egyes litológiai egységekre jellemző szeizmikus sajátosságok alapján az egyes képződményeket megkíséreltük az aljzaton belül is kiterjeszteni; ezek felszínét a szelvényeken szaggatott vonalakkal jelöltük. A részletes petrográfiai vizsgálatok során nem vizsgált részterületeken előfordultak bizonytalanul értelmezhető blokkok, illetve kőzettípusok is.

A szeizmikus adatok általánosságban arra utalnak, hogy a medencealjzat döntően takarós felépítésű, melyben a fenti litológiai egységekből helyenként csak viszonylag vékony (akár 100 m-nél is kisebb vastagságú) egységek maradtak meg. A kőzettani vizsgálatok alapján a Szeghalom-hát északi részén lemélyített fúrásokban (1.c ábra) ortogneisz és gránit található. A 9. ábrán az S-128 szelvény egy szakaszán mutatjuk be a gránit és az ortogneisz elkülönítésének lehetőségét (a 9.a ábrán a bejelöletlen értelmezés nélküli, a 9.b ábrán a bejelölt értelmezett mélység-szelvény részlet látható). A gránit nagy energiájú, hosszan követhető reflexiókkal jellemezhető kőzettípus, míg az ortogneisz a szeizmikus szelvényeken közepes energiájú, váltakozó folytonosságú reflexióval jelenik meg. Ez a kőzetblokk deformált, töredezett jellegre utal. A fúrásoktól távolabb eső, reflexiós képében kissé eltérő, valószínűleg ortogneiszből álló aljzatfelszínt szaggatott világoskékkel jelöltük. A két különböző kőzet találkozásiánál a szeizmikus szintek megszakadnak, és dőlésük is

megváltozik. A jelleghatárt a rideg töréseknél használt kesküllő vonalakkal jelöltük, illetve hullámos vonalat alkalmaztunk ott, ahol a gránit benyomulására következettünk.

A kőzetblokkok mélységi elhatárolásának becsléséhez a reflexiók erőssége adhat támpontot. A 9.c ábrán a hullám-erősség (feketével) megrajzolt mélység-szelvényt a reflexió-erősség háttérrel egyeztetjük. A nagyobb reflexiós energiát barnával, a kicsit zölddel és a kettő közötti átmenetet sárgával ábrázoltuk. Feltételezzük, hogy a nagy reflexióerősséget jelentő barna folt a szelvény elején a gránittal azonosítható. Alsó határát egy $\bar{E}$ felé emelkedő feltolódási felület képezi. Ez alatt a reflexiós kép megváltozik, ami eltérő közettípus jelenlétére, feltehetően ortogneiszre utal.

Feltételezzük, hogy ez a rátolódás is a Tisza egység nagy takaróinak kialakulásakor az ausztriai orogén mozgások során keletkezett. Ebből következik az is, hogy a gránit intrúzió az azt elnyíró mozgásoknál idősebb lehet. A W-248-cal jelölt fúrás környékén a nagyobb reflexiós erősséget adó gránit közel 100 m vastagságban jelentkezik.

A Szeghalom-hát D-i részén a W-245, a W-210 és a W-227 jelű fúrásokban a petrográfiai vizsgálatok alapján azonosított SG egység szillimanitos biotitgneisz kőzetei nagy energiájú, hosszan követhető, vastag reflexiós kötegként jelennek meg az S-123 szelvényen (középkék horizont; 10. ábra). A két utóbbi fúrás között jól látható egy blokk (4100 – 4620 m szelvény távolságban, szaggatott középkékkel jelölt horizont), ahol az alaphegység felszíne alatti reflexiós kép megváltozik.

Míg a felszínt kijelölő reflexió alig változik, addig az alaphegység felszíne alatti reflexiós kép szakaszosan követhető, környezetéhez képest kisebb energiájú reflexiókkal jellemezhető. A reflexióerősség csökkenése 100–200 m vastagságú, SG zónán belüli, a paragneisztól eltérő litológiára, a korábbiak alapján feltehetően gránátos amfibolit jelenlétére utal.

A gránátos amfibolithoz hasonlóan pirossal jelölt AG egység kőzeteit a metamorf hát legmélyebben fekvő területein azonosítottuk. A szeizmikus szelvényeken szórt, rendezetlen, nem folytonos kis amplitúdójú jelcsomagokként jelenik meg. A 10. ábrán az S-138 szelvény kereszteződése közelében lévő W-214 jelű fúrásban amfibolos biotitgneisz alkotja az aljzat felszínét. A kőzet szeizmikus sajátosságai markánsan jelentkeznek a $\text{perigram} \cdot \cos \varphi$ szeizmikus attribútum szelvényen (10.c ábra).

A 11. ábrán látható S-130 szelvény mentén az S-122 és az S-123 szelvények kereszteződési pontjai között lévő W-220 jelű fúrásban szintén kis energiájú, nem folytonos reflexiókkal jellemzett amfibolos biotitgneisz található a legfelső szerkezeti helyzetben. A reflexiók gyengülése a kőzetanyag töredezettségére utal. A fúrás helyétől távolodva egyéb adat híján hasonlóképpen értelmezzük az ilyen jelenséget. Hasonló szeizmikus kép rajzolódik ki az S-123 szelvénykeresztződéstől északra található, lapos szögű elmozdulási zónában. Miután a zóna még az alsó pannon üledékek mélységében is folytatódik, azaz az alsó pannon idején is aktív lehetett, feltételezhető, hogy a reflexiók gyengülését neogén tektonika és nem kőzetváltás okozza. Emiatt a bizonytalanság miatt a 11.d ábrán ezt a szakaszt nem színeztük. A W-220 jelű fúrásban gránátos amfibolit is megjelenik az SG egység alatt, ami a fúrástól D-re látható a szelvényértelmezésben. Itt a szeizmikus szelvényben a reflexiók gyengülnek, megszakadoznak. Így a gránátos amfibolit értelmezése szintén a reflexiók gyengülése, ill. a

reflexiós kép kiüresedése alapján történt a szelvényeken. Ez alátámasztja M. TÓTH et al. [2004], valamint SCHUBERT, DIAMOND, M. TÓTH [2007] vizsgálatait, melyek az amfibolitok esetében törésgeometriai és fluidumzárvány vizsgálatok alapján összefüggő repedésrendszert igazoltak. A szelvény $\bar{E}$ -i felében nem minősítettük az aljzat felszínének összetételét, csak a W-220 és W-211 fúrásokban kőzet-tani adatokkal igazolt AG egységet.

A vizsgált terület szerkezeti képét nagymértékben bonnyolítják a neogénben végbement tektonikai mozgások. A szerkezeti egységek méretéhez (100–500 m) képest ritka szelvényhálózat csak helyenként tette lehetővé a törésvonalak szelvények közötti korrelálását. Ilyen esetet mutatunk be a Ny–K irányú S-124 szelvényen (12. ábra); az itt látható ~300 m-es leszakadás több szelvényen is követhető volt. A szelvényen nyíllal jelölt helyeken az alsó pannon képződmények legalját is ért lokális kompressziós szerkezeti elemek azonosíthatók. A pretercier képződményeket a ~3700 m szelvénytávolságban elmetező törés (esetlegesen korábbi törés felújulásaként) az alsó és felső pannon határáig követhető nyomon, mely összességében a ~300 m-es leszakadást eredményezte. A szelvényen a fiatal tektonikai elemek minden korábbi szerkezeti elmozdulást felülírva a neogén üledékek nagy részét is elvetik. Igen kismértékű szerkezeti mozgások nem zárhatók ki a felső pannon fiatalabb képződményeiben sem. A kis dőlésszögű kréta feltolódások és egyéb idős szerkezeti elemek mellett kontrasztosan hat a fiatal szerkezeti vonalak aljzaton belül is felfedezhető meredek dőlése. Korábbi törések esetleges felújulására mutatott rá POSGAY et al. [2000].

Egyes szelvényeken, pl. az S-130-on gyűrt formaelemek is megfigyelhetők (13. ábra), melyek feltételezhetően a variszkuszi orogenezis plasztikus deformációs hatásait őrzik. A gyűrt és takarós szerkezet tetőpontja az 5500 m szelvénytávolságban van a W-236 fúrás bevetített talppontjánál, amely közelítőleg egybeesik a preneogén korú medencealjzat maximális feldomborodásával. A szelvényeken azonosított lapos-szögű, $\bar{E}$ -i vergenciájú feltolódások feltételezhetően az alpi orogenezis ausztriai fázisában jöttek létre. Feltételezhető, hogy az egyes litológiai egységek $\bar{E}$ –D-i irányú elrendeződése is ezen mozgások során a metamorf összleten belüli takarós, feltolódásos szerkezetként keletkezett. A kőzettani vizsgálatok alapján az SG egység és a gránátos amfibolit, valamint az ortogneisz különböző metamorfózison mentek keresztül, ezért a köztük lévő határfelület feltolódási felületként értelmezhető. Ugyanakkor az ortogneisz belsejében is kialakultak hasonló dőlésszögű feltolódási felületek, a 13. ábrán „I”-vel jelöltünk egyet. Fentiekhez hasonló lapos-szögű feltolódási síkok valamennyi $\bar{E}$ –D irányú szelvényen $\bar{E}$ -i vergenciát mutatva megtalálhatók. Ezen feltolódások Ny–K irányú metszetét a 12. ábrán mutatjuk be. Az S-130 szelvény (13. ábra) 6500–7200 szelvénytávolságai között, 2000 m mélység felett egy újabb pikkely látszik. A takarós szerkezet nagyobb léptékű áttolódásai a mélyszerkezet kutató szeizmikus szelvényeken is láthatók [POSGAY et al. 1995].

Az S-130 jelű szelvényen (13. ábra), 5500–6000 m szelvénytávolságban a 12. ábrán is bemutatott közel függőleges leszakadás délebbre található folytatása látható. A harmadidőszaki képződmények aljzatára nézve kb. 150 m-es leszakadás figyelhető meg. Az egész területen a miocén és az alsó pannon során kisebb mértékű lokális kompressziós és lokális extenziós események azonosíthatók, melyek verti-

kális elmozdulásra utalnak. Néhány szelvényen még a felső pannonban (esetleg a negyedkorban is) aktív töréseket láthatunk, melyek szerepére ALBU, PÁPA [1992] is rámutatott. A fiatal üledékekben ezek virágszerkezetként jelentkeznek (12. ábra), amiből oldaleltolódásra lehet következtetni. Irányuk, elrendeződésük és az oldaleltolódások egyéb jellemzőinek [HARDING 1990] meghatározására a mostani vizsgálatok nem terjedtek ki.

A mintaterület É-i részén az ortogneisz zóna közetei valószínűsíthetőek. Délebbre a lapos szögű feltolódásos szerkezet megjelenésével gránátos amfibolit, szillimanitos biotitgneisz, valamint amfibolos biotitgneisz található. Az eltérő metamorf fejlődésű kőzetblokkok egymás fölötti megjelenése értelmezésünk szerint az ausztriai fázis idején kialakult, a metamorf összleten belüli takarós, feltolódásos szerkezethez kapcsolódik. Feltételezzük, hogy a neogénben bekövetkezett szerkezeti mozgások ezt a heterogén felépítésű takarós összletet darabolták fel, ahogyan azt az S-138 szelvény mutatja a 14. ábrán.

Az aljzatfelszín közelében az egyes kőzetekre jellemző szeizmikus sajátosságok alapján megkíséreltük valószínűsíteni az egyes képződmények aljzaton belüli folytatását. Az S-138 szelvényhez hasonlóan (14. ábra) az S-130 szelvény (13. ábra) északi részén ortogneisz alkotja a harmadidőszaki képződmények aljzatát. A 2000 m szelvénypontnál lapos szögű feltolódás mentén ortogneisz anyagú kőzetblokkok találkoznak. A W-220 fúrástól északra csak kisebb foltokban maradt meg az amfibolos biotitgneisz. Ezen szelvényponttól délre megtalálható a szillimanitos biotitgneisz, és alatta — a W-220 fúrás és a $\text{perigram} \cdot \cos \varphi$ feldolgozás alapján — feltételezhető a gránátos amfibolit és az alatt az ortogneisz zóna megjelenése is. Ezzel a gondolatmenettel értelmeztük a 14. ábrán látható S-138 szelvényt is, amelyen a 3000 m-es szelvényponttól D-re a szillimanitos biotitgneisz alatt feltételeztük a gránátos amfibolitot és az ortogneiszet.

Az S-124 szelvény (15. ábra) nyugati részén ortogneisz alkotja a harmadidőszaki képződmények aljzatát. A 1100 m szelvényponttól keletre az ortogneisz felett feltételezhető a gránátos amfibolit és a szillimanitos gneisz megjelenése is. Ez utóbbi 0–500 m vastagságban valószínűsíthető, alatta a gránátos amfibolit maximális vastagsága 200 m-re tehető.

A szeizmikus szelvények értelmezését követően kijelöltük a nagy amplitúdóval jelentkező (kompaktnak vélt) ortogneisz, szillimanitos biotitgneisz és amfibolos biotitgneisz blokkokat. Térképen ábrázolva az OG, SG, AG egységeket — folytonos vonallal kiemelve a kompakt blokkokat —, vázlatos képet kapunk az egyes képződmények térbeli elterjedéséről. A feldolgozásban a gránátos amfibolit nem szerepel, mert az sehol nem alkotja a harmadidőszaki képződmények aljzatának közvetlen felszínét a kutatási területen. A harmadidőszaki képződmények aljzatát is elvető főbb, szelvényen azonosított és bejelölt törések közül néhány közel É–D irányú normálvető és oldalelmozdulás rövid szakaszaként valószínűsíthető. A térkép ÉNy-i részén DNy–ÉK-i csapású rövid tektonikai zóna követhető (16. ábra).

6. Összefoglalás

A Szeghalom környéki metamorf aljzatkiemelkedés kőzettani és szeizmikus adatainak komplex értékelése

jelentős mértékben pontosította a területről kialakult korábbi képet. A petrológiai vizsgálatok alapján valószínűsített, eltérő metamorf fejlődésű blokkok a megfelelően választott attribútumok alapján azonosíthatókká váltak a szeizmikus képen. Így a teljes kutatási területen legalsó szerkezeti helyzetben ortogneisz, majd szillimanitos biotitgneisz, végül amfibolos biotitgneisz következik a kőzetoszlopban. Az OG blokkon belül nagyobb reflexió erőssége alapján gránit megjelenése is igazolható kisebb, elszeparált intrúziók formájában. A szeizmikus feldolgozás a metamorf aljzaton belül lapos szögű, északi irányú feltolódási síkok jelenlétét igazolta, melyek kialakulása korábbi szeizmikus értelmezések alapján a kréta kompressziós mozgásokhoz kapcsolható. A felismert inverz szerkezetek egy része a három fő litológiai egységet (OG, SG, AG) választja el egymástól, míg számos további húzódik az OG blokkon belül. Az eltérő metamorf fejlődésű kőzetblokkok határát meghatározó széles kataklázis zónák kialakulása feltételezhetően azonos a mikroszerkezeti vizsgálatok során is kimutatott intenzív kataklázis deformációs eseménnyel. Mindkét vizsgálati módszer azonosította azokat a meredek dőlésű normál vetőket, melyek kialakulása feltehetően a neogén extenziós tektonikai eseményekhez kapcsolható, s melyek a kréta mozgások eredményeként kialakult takarós szerkezetű aljzatot rendkívül bonyolult módon feldarabolták.

Bár az eltérő fejlődéstörténetet mutató amfibolos biotitgneisz és gránátos amfibolit hasonló fizikai paramétereik miatt nem különböztethetők meg a szeizmikus képen, eltérő szerkezeti helyzetük alapján minden esetben viszonylag megbízhatóan azonosíthatók. A két amfibolit típus esetében a szeizmikus kép intenzíven töredezett kőzetre utal, ami megerősíti a korábbi kőzettani vizsgálatok eredményét. A teljes repedezett metamorf aljzatlókk esetében ez kőzettípusonként eltérő mértékű töréses deformációra, a repedezett zónák litológiai (reológiai) kontrolljára, s így heterogén térbeli eloszlására utal.

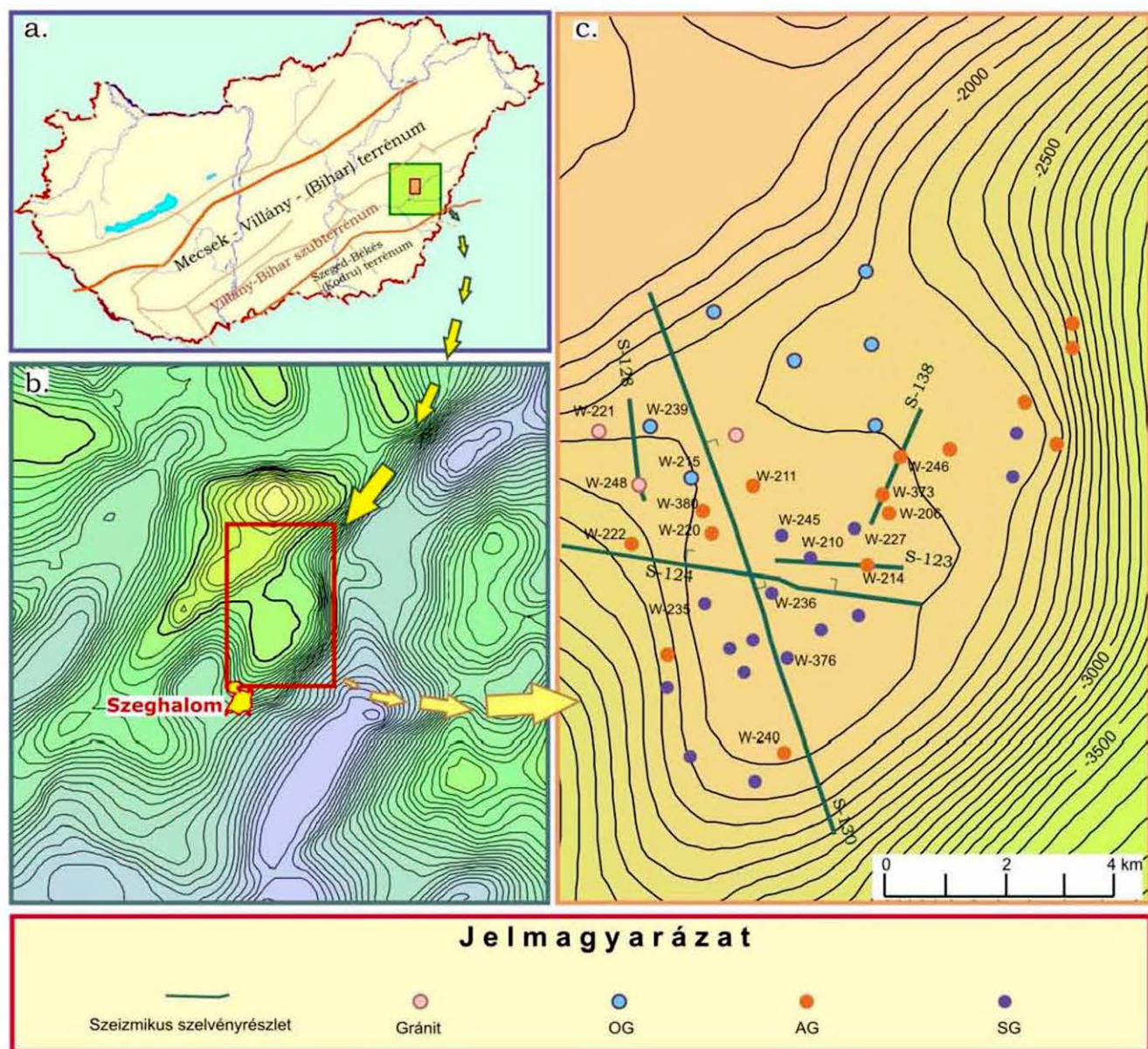
Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki POSGAY Károlynak, hogy mindig készen állt iránymutató gondolatokkal és tanácsokkal a szakmai megbeszélésekre. Külön megköszönjük BANCIU Gábornénak a szeizmikus ábrák gondos kivitelezését. A munkát az OTKA (K60768) támogatta.

HIVATKOZÁSOK

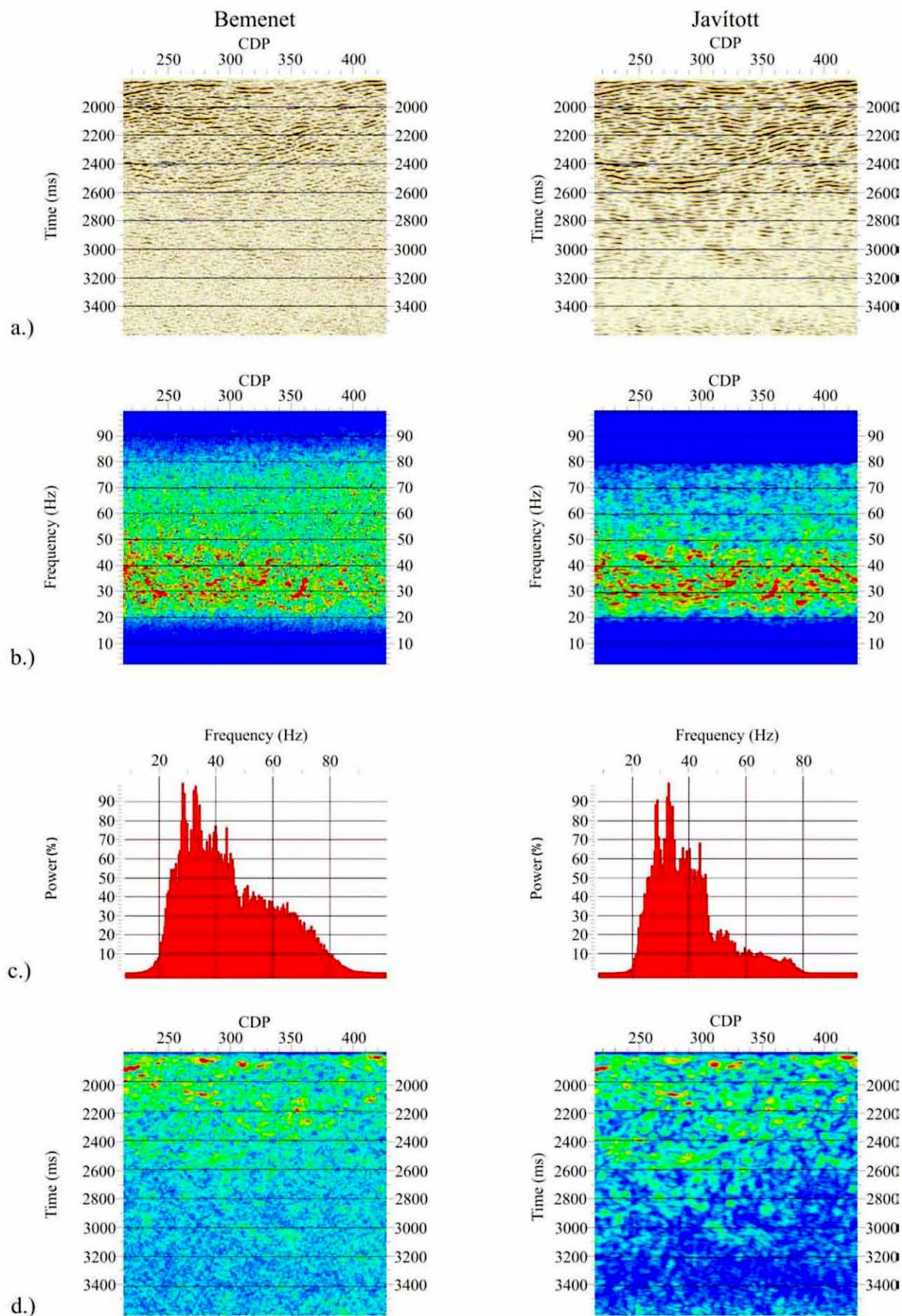
- ALBU I., JÁNVÁRINÉ K. I., KUMMER I., PÁPA A. 1987: Jelentés a Szeghalom bányatelek területén és környékén végzett részletező szeizmikus kutatásról. Országos Földtani és Geofizikai Adattár
- ALBU I., PÁPA A. 1992: Application of high-resolution seismics in studying reservoir characteristics of hydrocarbon deposits in Hungary. *Geophysics* 57, 8, 1068–1088
- BALÁZS E., CSEREPES-MESZÉNA B., NUSSZER A., SZILI-GYÉMÁNT P. 1986: An attempt to correlate the metamorphic formations of the Great Hungarian Plain and the Transylvanian Central Mountains (Muntii Apuseni). *Acta Geologica Hungarica* 29, 3–4, 317–320
- BERMAN R. G. 1988: Internally-Consistent Thermodynamic Data for Minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Journal of Petrology* 29, 445–522

- BHATTACHARYA A., MOHANTY L., MAJI A., SEN S. K., RAITH M. 1992: Non-ideal mixing in the phlogopite annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **111**, 87–93
- BOHLEN S. R., LIOTTA J. J. 1986: A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *Journal of Petrology* **27**, 1025–1034
- BUCHER K. 1987: A recalibration of the chlorite-biotite-muscovite geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **96**, 4, 519–522
- D. LŐRINCZ K. 1996: Feszültségtér történet meghatározása szeizmikus szelvényeken azonosított többfázisú tektonizmus alapján, a Szolnoki flis öv nyugati peremén. *Magyar Geofizika* **37**, 4, 228–246
- DE CAPITANI C. 1994: Gleichgewichts-Phasendiagramme: Theorie und Software. Beihefte zum European Journal of Mineralogy **72**. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft **6**, 48
- DE CAPITANI C., BROWN T. H. 1987: The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51**, 2639–2652
- FANCSIK T., REDLERNE T. M., HEGEDŰS E., KUMMER I. et al. 2003: Zárójelentés az „1.2. Magyarország földtani térmodellje” projekt keretében 2001–2003-ban végzett munkáról. Magyarország földtani térmodellje. ELGI zárójelentés. Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, 9–17. o.
- FÜLÖP J. 1994: Magyarország geológiája. Paleozoikum II. Akadémiai kiadó, Budapest, 447 o.
- GERYA T. V., PERCHUK L. L., TRIBOULET C., AUDREN C., SEZ'KO A. I. 1997: Petrology of the Tumanshet Zonal Metamorphic Complex, Eastern Sayan. *Petrology* **5**, 503–533
- HARDING T. P. 1990: Identification of wrench faults using subsurface structural data: criteria and pitfalls. *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.* **74**, 10, 1590–1609
- HENRY D. J., GUIDOTTI C. V., THOMSON J. A. 2005: The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms. *American Mineralogist* **90**, 316–328
- HOLLAND T. J. B., BLUNDY J. 1994: Non-ideal interactions in calcic amphibole and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **116**, 433–447
- JÁNOSI T., M. TÓTH T., JÁNOSI Zs. 2007: Kvarc szutúra mintázatok képanalízise és termometriai alkalmazásuk. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Buziásfürdő, 206–209. o.
- MCCAIG A. M. 1987: Deformation and fluid-rock interaction in metasomatic dilatant shear bands. *Tectonophysics* **135**, 121–132
- M. TÓTH T., SCHUBERT F., ZACHAR J. 2000: Neogene exhumation of the Variscan Szeghalom Dome, Pannonian Basin, SE Hungary. *Geological Journal* **35**, 265–284
- M. TÓTH T., ZACHAR J. 2003: Evolution of the Déva orthogneiss (Tisza block, Hungary) and its geodynamic consequences. *J. Czech Geol. Soc.* **48**, 1–2, 127–128
- M. TÓTH T., HOLLÓS Cs., SZÜCS É., SCHUBERT F. 2004: Conceptual fracture network model of the crystalline basement of the Szeghalom Dome, (Pannonian Basin, SE Hungary). *Acta Geologica Hungarica* **47**, 1, 19–34
- M. TÓTH T., ZACHAR J. 2006: Petrology and deformation history of the metamorphic basement in the Mezősas-Furta crystalline high (SE Hungary). *Acta Geologica Hungarica* **49**, 2, 165–188
- ODLING N. E. 1997: Fluid flow in fractured rocks at shallow levels in the Earth's crust: an overview. In: HOLNESS, M. B. (Ed): Deformation enhanced fluid transport in the Earth's crust and mantle. Chapman & Hall, London
- PLYUSNINA L. P. 1982: Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **80**, 140–146
- POGÁCSÁS Gy., LAKATOS L., BARVITZ A., VAKARCS G., FARKAS Cs. 1989: Pliocén-quarter eltolódások a Nagyalföldön. *Általános Földtani Szemle* **24**, 149–169
- POSGAY K., SZENTGYÖRGYI K. 1991: A litoszférát harántoló eltolódásos törérendszer a Pannon medence keleti részén. *Magyar Geofizika* **32**, 1–2, 1–15
- POSGAY K., BODOKY T., HEGEDŰS E., KOVÁCSVÖLGYI S., LENKEY L., SZAFIÁN P., TAKÁCS E., TIMÁR Z., VARGA G. 1995: Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. In: CLOETINGH S., D'ARGENIO B., CATALANO R., HORVÁTH F., SASSI W. (Eds): Interplay of extension and compression in basin formation. *Tectonophysics* **252**, 467–484
- POSGAY K., NAGYMAROSI A., PÁPA A., HEGEDŰS E., D. LŐRINCZ K. 2000: Deep structure of the Szolnok Flysch Belt. *Geophysical Transactions* **43**, 2, 71–91
- RUMBLE D. III, SPEAR F. S. 1983: Oxygene-isotope equilibration and permeability enhancement during regional metamorphism. *Journal of the Geological Society* **140**, 619–628
- SCHUBERT F., M. TÓTH T. 2001: Structural evolution of mylonitized gneiss zone from the northern flank of the Szeghalom Dome (Pannonian Basin, SE Hungary). *Acta Mineralogica-Petrographica* **42**, 59–64
- SCHUBERT F., DIAMOND L. W., M. TÓTH T. 2007: Fluid inclusion evidence of petroleum migration through a buried metamorphic dome in the Pannonian Basin, Hungary. *Chemical Geology* **244**, 3–4, 357–381
- SHELLEY D. 1993: Igneous and Metamorphic Rocks Under the Microscope. Chapman & Hall, 443 p.
- SZEDERKÉNYI T. 1984: Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. MTA Doktori értekezés
- SZEDERKÉNYI T. 1998: A Dél-Dunántúl és az Alföld kristályos aljzatának rétegtana. In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (Eds): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL Rt., MÁFI, 93–106
- SZEPESHÁZY K. 1966: A kristályos aljzat fontosabb közettípusai a Duna–Tisza-köze középső és déli részén. MÁFI évi jelentés 1966-ról, 257–289. o.
- SZEPESHÁZY K. 1973: A Duna–Tisza-köze déli részének metamorf kőzetei. A MÁFI évi jelentése az 1973. évről, 147–166. o.
- SZILI-GYÉMÁNT P. 1986: Metamorphic formations in Tiszántúl: The Körös–Berettyó and the Álmosd Units. *Acta Geologica Hungarica* **29**, 305–316
- TARI G., HORVÁTH F., RUMPLER J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. *Tectonophysics* **208**, 203–219
- TARI G., DÖVÉNYI P., DUNKL I., HORVÁTH F., LENKEY L., STEFANESCU M., SZAFIÁN P., TÓTH T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. In: DURAND B., JOLIVET L., HORVÁTH F., SÉRANNE M. (Eds): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publications **156**, 215–250
- VERNON R. H., COLLINS W. J. 1988: Igneous microstructures in migmatites. *Geology* **16**, 1126–1129
- WINTSCH R. P., CHRISTOFFERSEN R., KRONENBERG A. K. 1995: Fluid-rock reaction weakening of fault zones. *Journal of Geophysical Research* **100**, 13021–13032
- ZACHAR J., M. TÓTH T. 2001: Myrmekite-bearing gneiss from the Szeghalom Dome (Pannonian Basin, SE Hungary). Part II.: Origin and spatial relationships. *Acta Mineralogica-Petrographica* **42**, 39–43



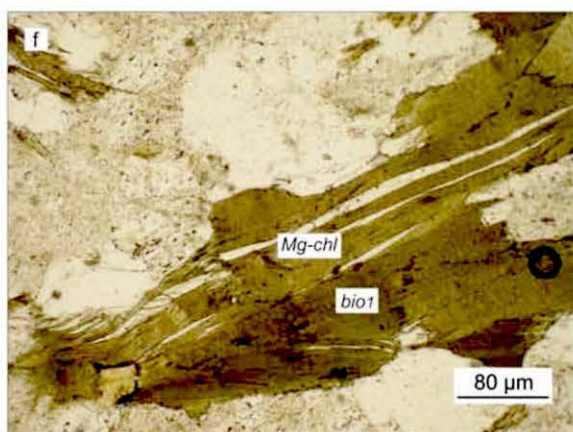
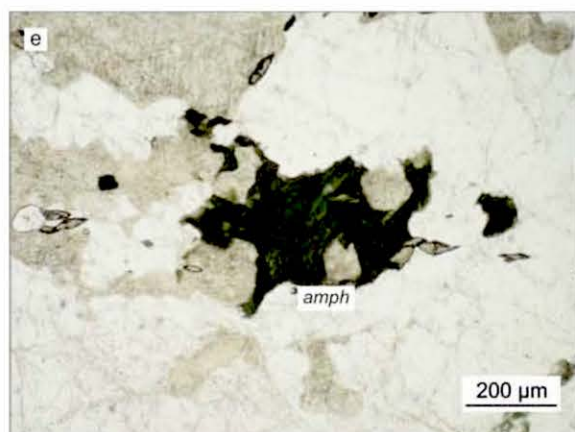
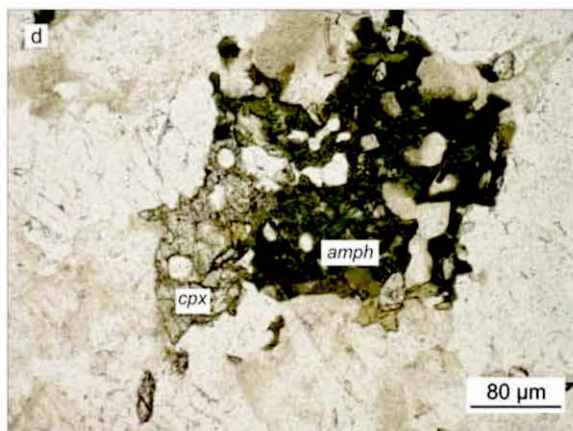
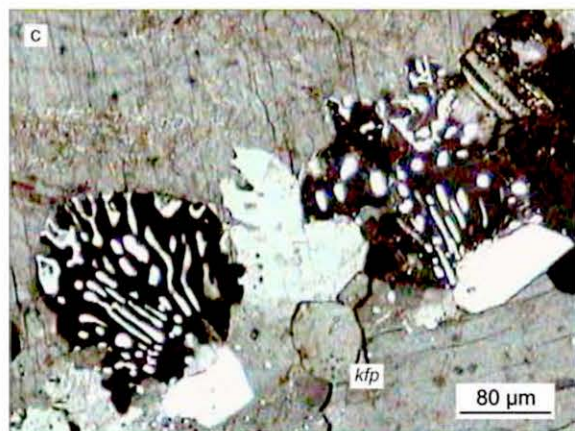
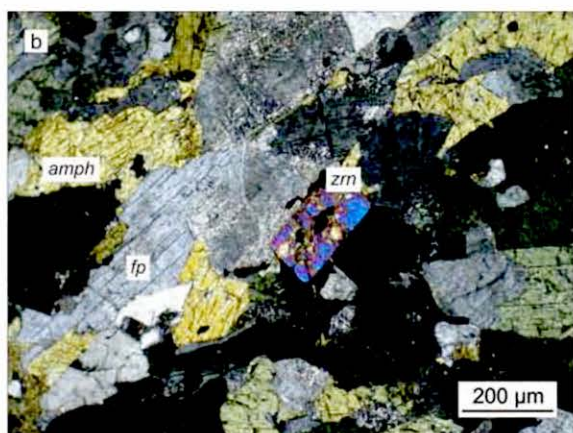
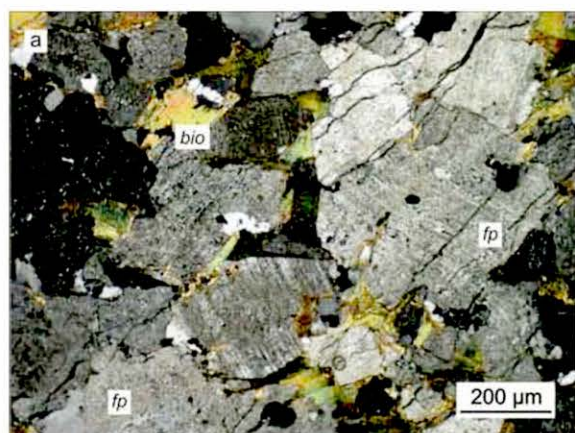
1. ábra. A Szeghalom környéki mérések helyszínrajza. a) A kutatási terület elhelyezkedése a Villány-Bihar szubterrén területén [SZEDERKÉNYI 1998]; b) a Szeghalom-hát tágabb környezetének mélységterképe [FANCSIK et al. 2003] c) a kutatási terület helyszínrajza a felhasznált mélyfúrásokkal és szeizmikus szelvényrészletekkel

Fig. 1. Location map of the measurements around Szeghalom. a) Position of the study area within the Villány-Bihar terrane [SZEDERKÉNYI 1998]; b) map of the Szeghalom dome and surroundings (contour line values denote depth below present surface) [FANCSIK et al. 2003]; c) location map of wells and seismic lines studied



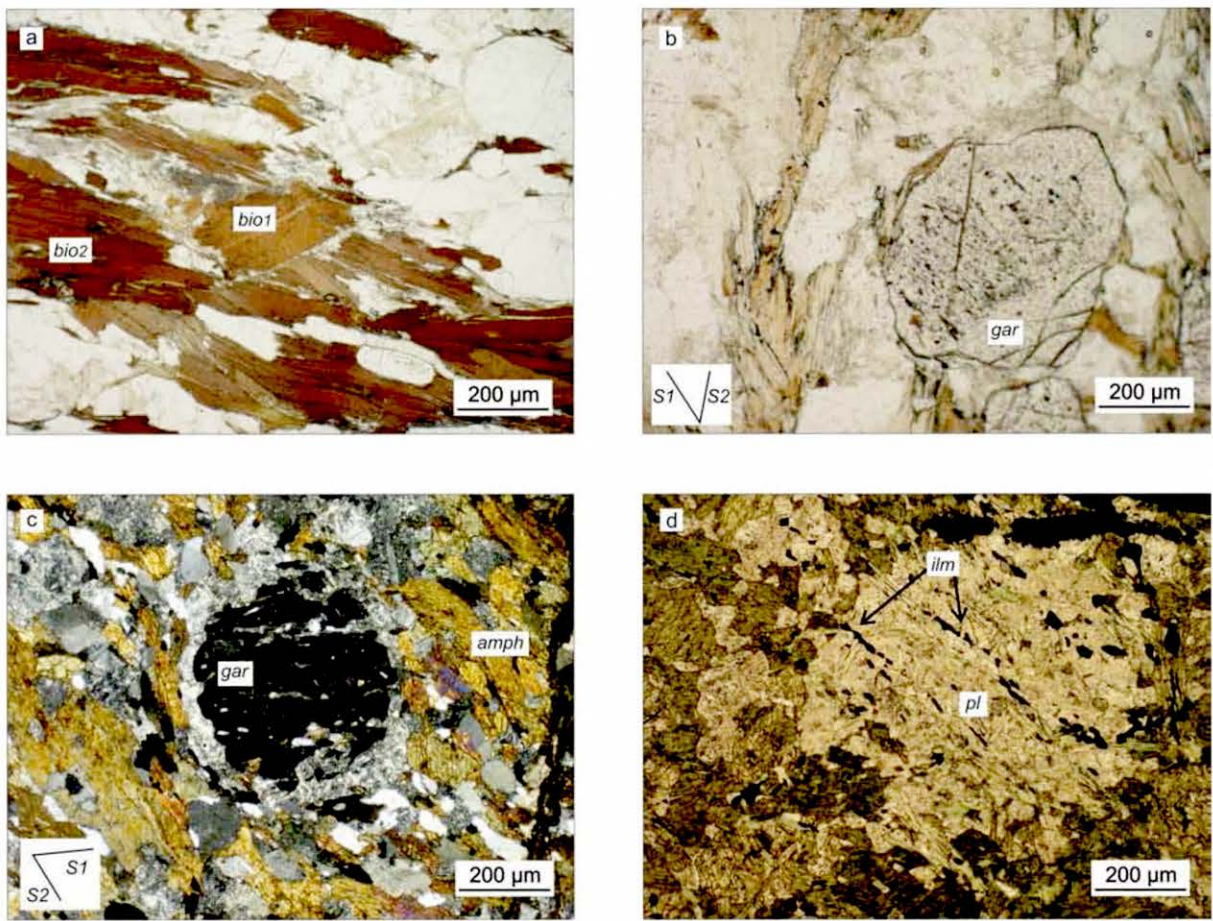
2. ábra. Az összegzés utáni javítóműveletek eredményessége a metamorf aljzat belső szerkezetének kiemelésére (részletek a szövegben)

Fig. 2. Efficiency of poststack processing for enhancing the internal structure of metamorphic basement (see details in the text)



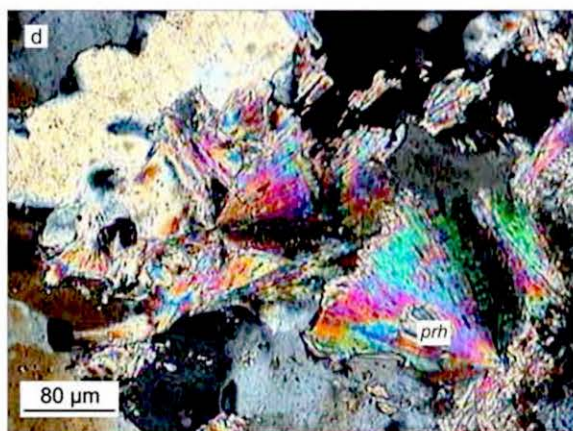
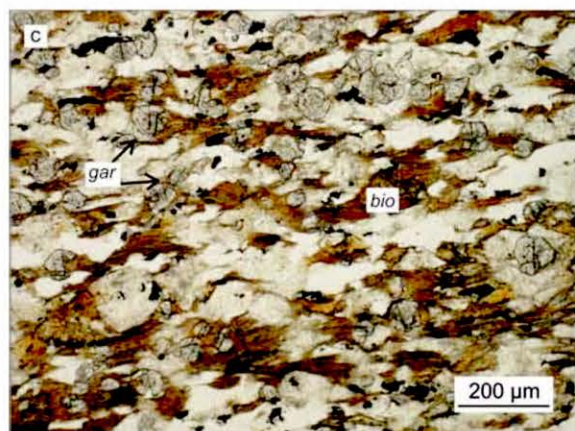
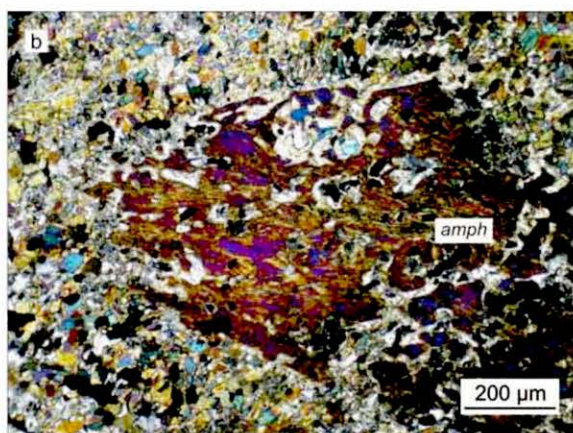
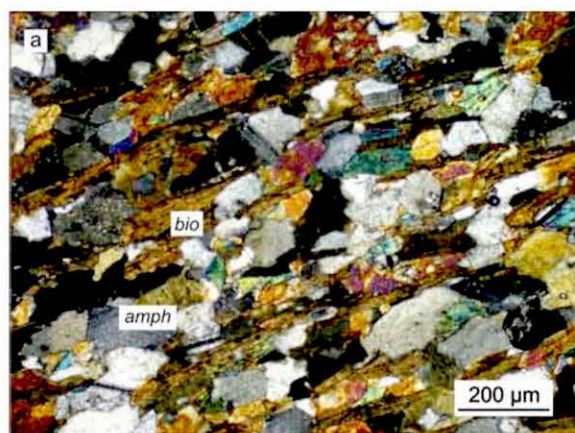
3. ábra. Az ortogneisz jellegzetes szöveti képe: a) poligonális kvarc-földpát szemcsehalmazok (+N); b) saját alakú cirkon szemcse ortogneiszben (+N); c) mirmekites földpát zárványok alkáli földpátban (+N); d) cpx+amph xenokristály ortogneiszben (1N); e) rezorbeált amfibol xenokristály ortogneiszben (1N); f) S1 Mg-klorit és biotit összenövése (1N)

Fig. 3. Characteristic textures of the orthogneiss: a) polygonal quartz-feldspar microtexture (+N); b) idiomorphic zircon grain in orthogneiss (+N); c) myrmecitic feldspar inclusions in alkali feldspar (+N); d) cpx+amph xenocrystals in orthogneiss (1N); e) resorbed amphibole xenocrystal (1N); f) S1 Mg-chlorite, biotite intergrowth (1N)



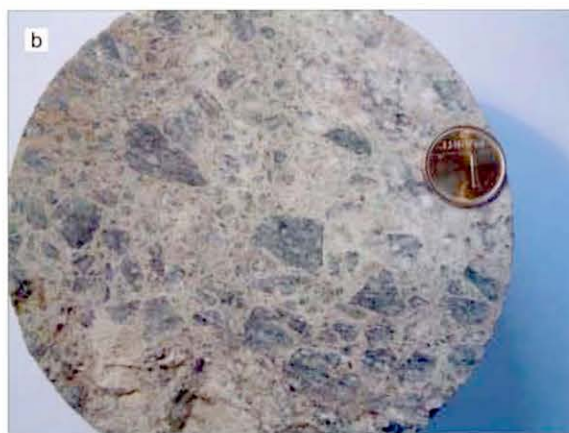
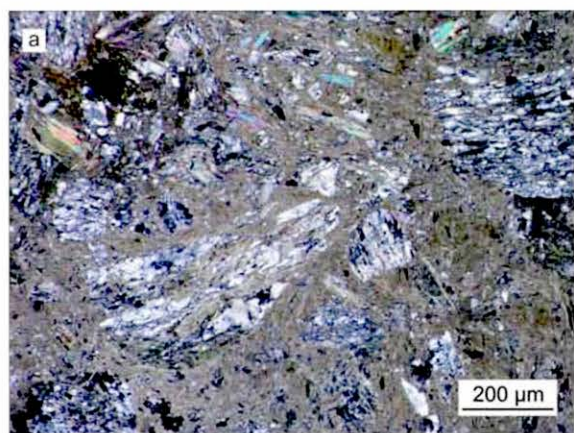
4. ábra. A szillimanitos biotitgneisz és a gránátos amphibolit jellegzetes szöveti képe. a) S1 és S2 biotitszemcsék szillimanitos gneiszben (1N); b) a relik gránátokban megőrződött zárványsorok az S1 irányt jelölik (1N); c) a gránátos amphibolit gránát szemcséiben a zárványsorok orientációja eltér az amphibolok által definiált iránytól (+N); d) gránát utáni plagioklász pszeudomorfoza ilmenit zárványsorokkal gránátos amphibolitban (1N)

Fig. 4. Characteristic textures of the sillimanite biotite gneiss and the garnetiferous amphibolite. a) Biotite grains define two schistositys in the gneiss, S1 and S2 (1N); b) inclusion trails in the garnet exhibit S1 direction (1N); c) in garnetiferous amphibolite inclusion trails in the garnet define S1, while matrix amphibole shows S2 schistosity (+N); d) plagioclase aggregate replacing garnet with ilmenite inclusion trails (1N)



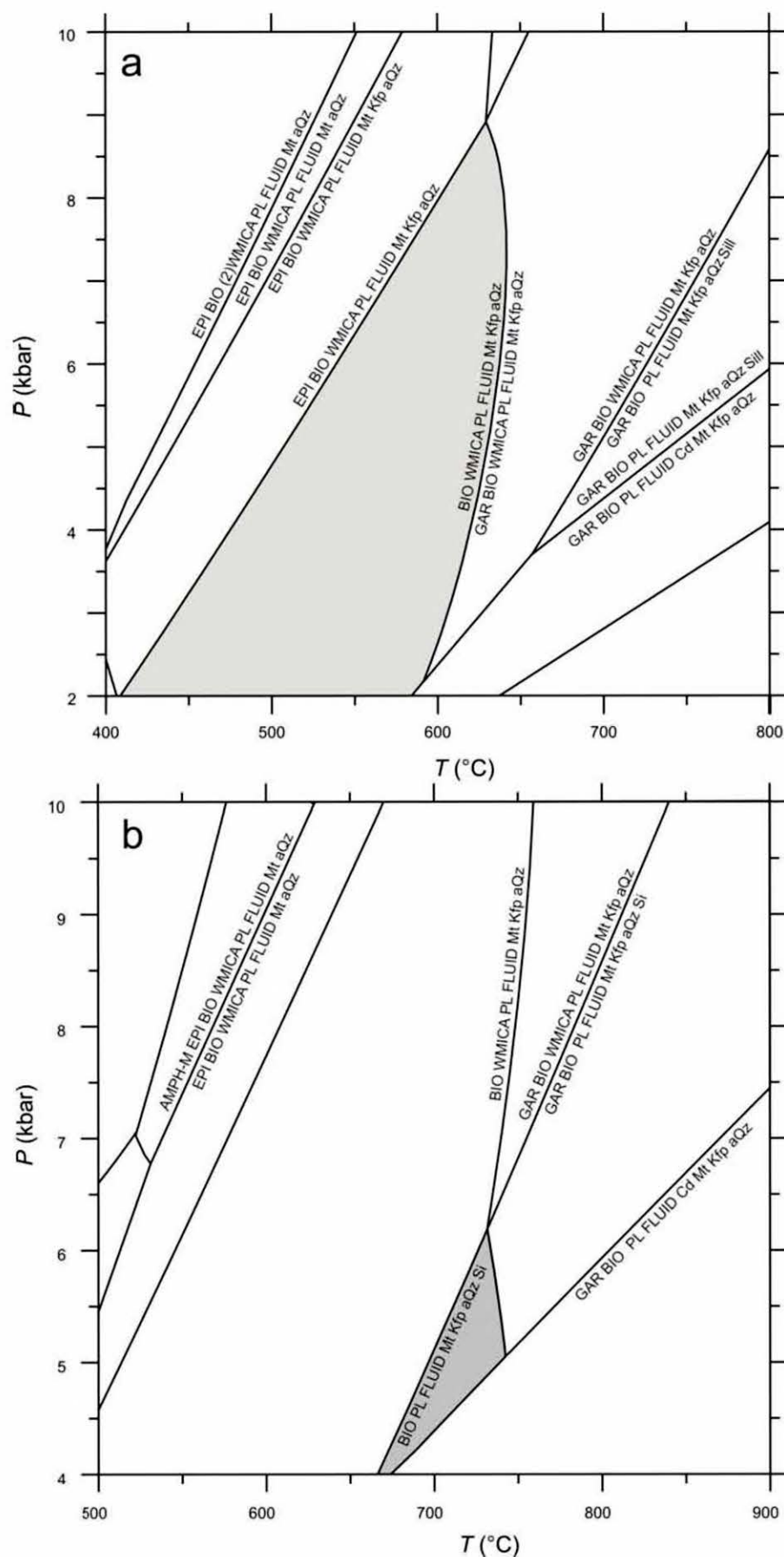
5. ábra. Az amfibolos biotitgneisz jellegzetes szöveti képe. a) Csizolat léptékben jellemző az amfibol és biotit dús sávok váltakozása (+N); b) nagyméretű, relik amfibolszemcse átkristályosodása amfibolitban (+N); c) apró méretű, szinkinematikus gránátszemcsék biotitgneiszben (1N); d) prehnit szemcsehalmaz amfibolos biotitgneiszben (+N)

Fig. 5. Characteristic textures of the amphibole biotite gneiss. a) Alternating amphibole and biotite rich zones appear in thin section scale (+N); b) recrystallizing large, relic amphibole grain in amphibolite (+N); c) at places small garnet grains occur in the biotite gneiss member (1N); d) post-metamorphic prehnite in amphibole biotite gneiss (+N)



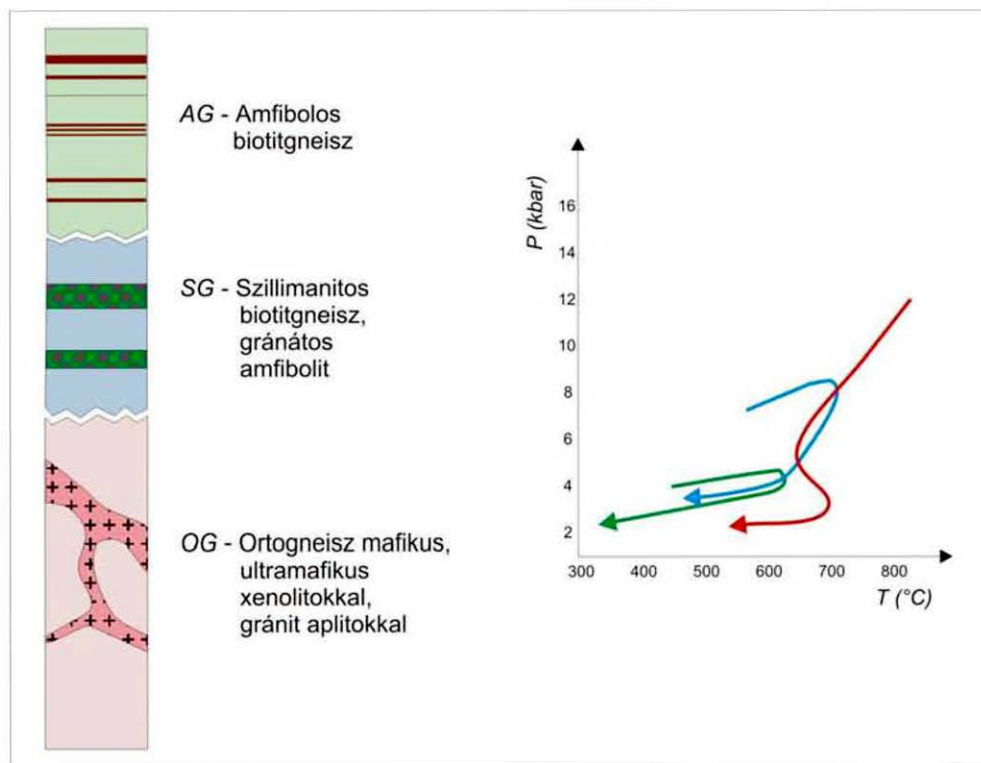
6. ábra. Posztmetamorf deformációs szerkezetek. a) Ortogneisz milonitzemcsék kataklázitban; b) az ortogneisz kataklázit makroszkópos képe; c) meredek, konjugált D3 mikrovetők; d) a repedéskitöltő szekvencia záró tagjai a barna kalcit és a ránövő laumontitkristályok

Fig. 6. Post-metamorphic deformation structures and textures. a) Orthogneiss mylonite grains in cataclasite; b) macroscopic view of the orthogneiss cataclasite; c) steep, conjugated D3 microfaults; d) fracture cement sequence ends with rhombohedral, brownish calcite and laumontite



7. ábra. Az ortogneisz (a) és a szillimanitos biotitgneisz (b) jellegzetes Domino modellje [DE CAPITANI 1994]

Fig. 7. Typical Domino [DE CAPITANI 1994] models of the peak metamorphic assemblages in the orthogneiss and sillimanite biotite gneiss

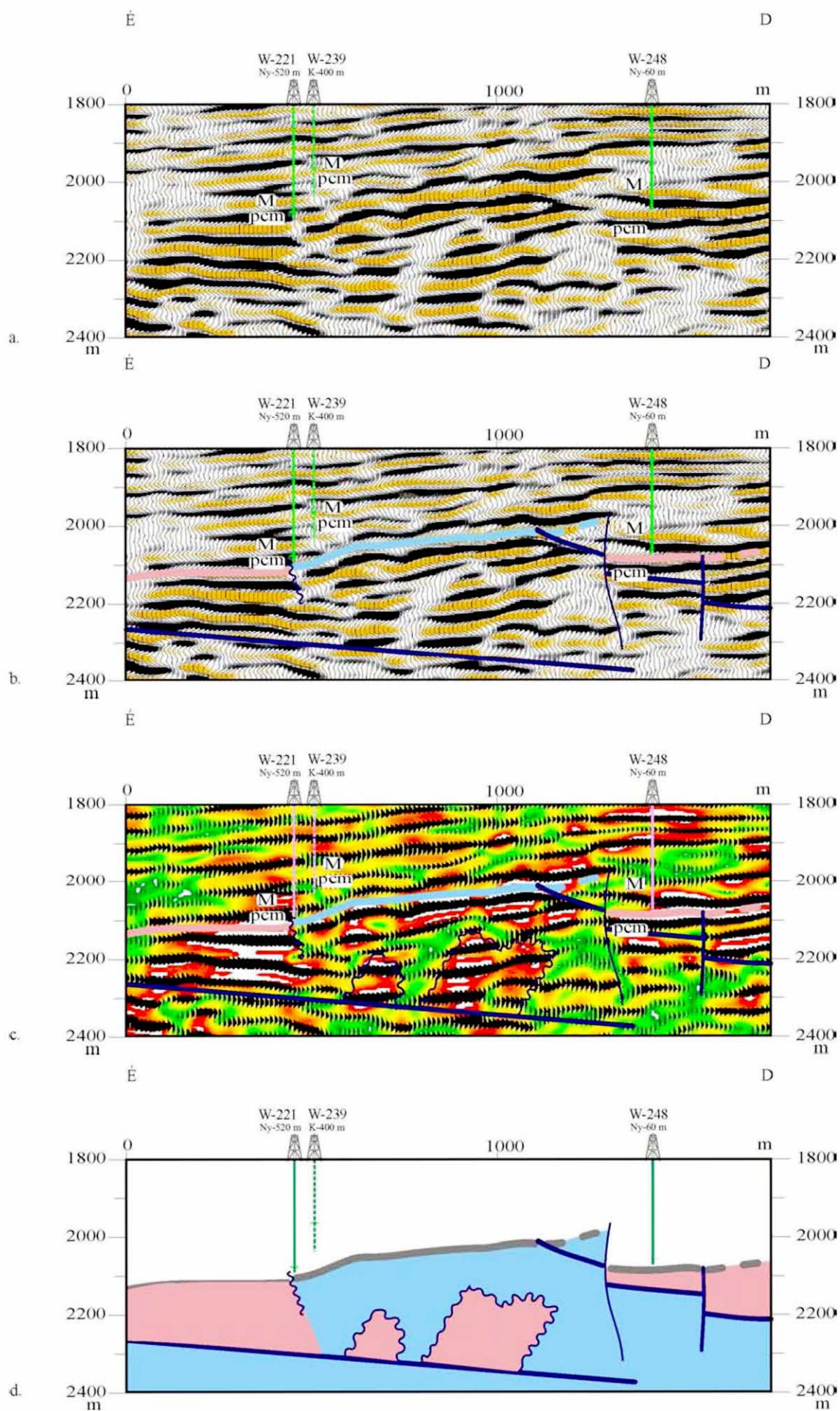


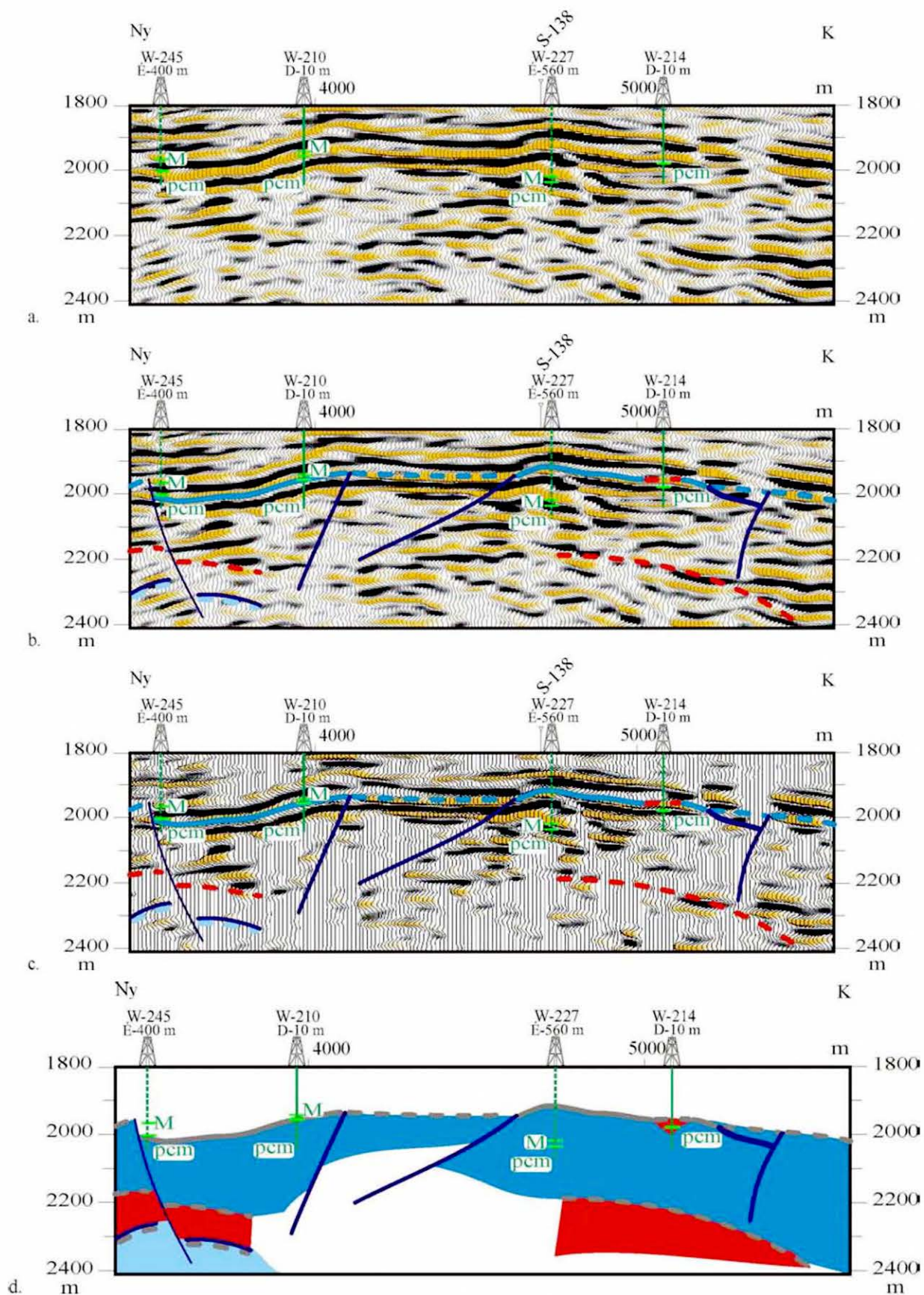
8. ábra. Ideális kőzetoszlop a Békési-medence északi peremének vizsgált aljzatblokkjaiban.
(Alábra: a három litológiai egység metamorf fejlődésének egyszerűsített képe)

Fig. 8. Ideal rock column in the studied Szeghalom metamorphic complex.
(Inset: simplified metamorphic PT -paths for the main lithological units)

9. ábra. Az ortogneisz és a gránit jellegzetes szeizmikus képe az S-128 jelű szelvény 1. ábrán jelölt részletén. a) Bejelöletlen; b) bejelölt; c) reflexióerősséggel egyesített mélység-szelvény részlet; d) a szeizmikus reflexiók szelvény alapján valószínűsíthető földtani felépítés. A szelvénytől 400 m-re lévő W-239 jelű fúrásban ortogneisz található, melyre váltakozó folytonosságú, közepes energiájú reflexiók kép jellemző. A W-248 és a W-221 fúrásban azonosított gránit nagy energiájú, több fázisú, hosszan követhető reflexiók csomagaként jelenik meg

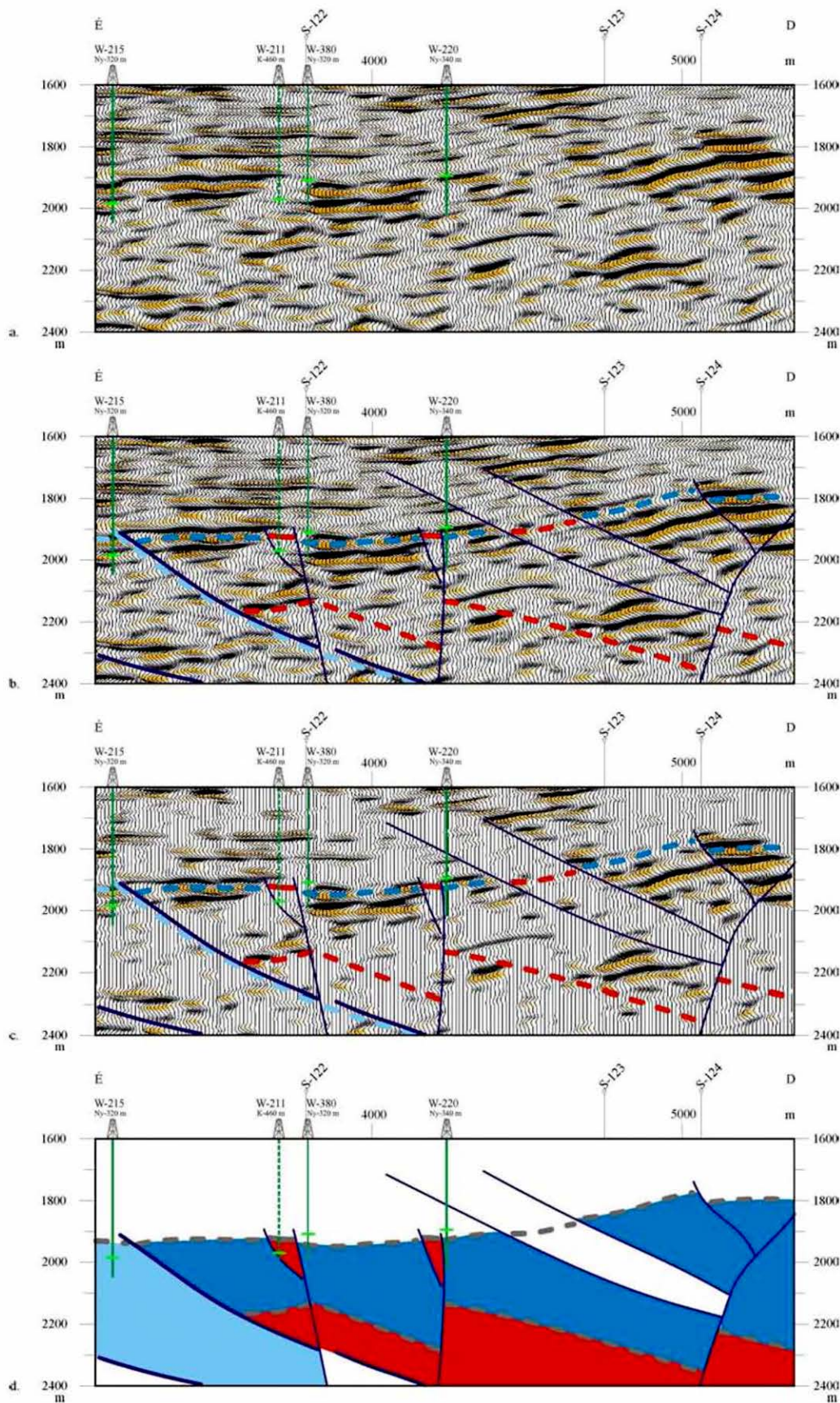
Fig. 9. Characteristic seismic appearance of the orthogneiss and the granite on that part of S-128 profile which is indicated on fig. 1. a) Seismic section without interpretation; b) interpreted seismic section; c) reflection strength indicated by colours on the seismic depth section; d) presumed geological buildup based on the seismic section. The well W-239 located in distance of 400 m from the seismic line contains orthogneiss which appears with a medium energy and quasi continuity reflection picture on the seismic section. The granite identified in wells W-248 and W-221 appears by a bundle of high energy and multiphase reflections and can be followed in long distance





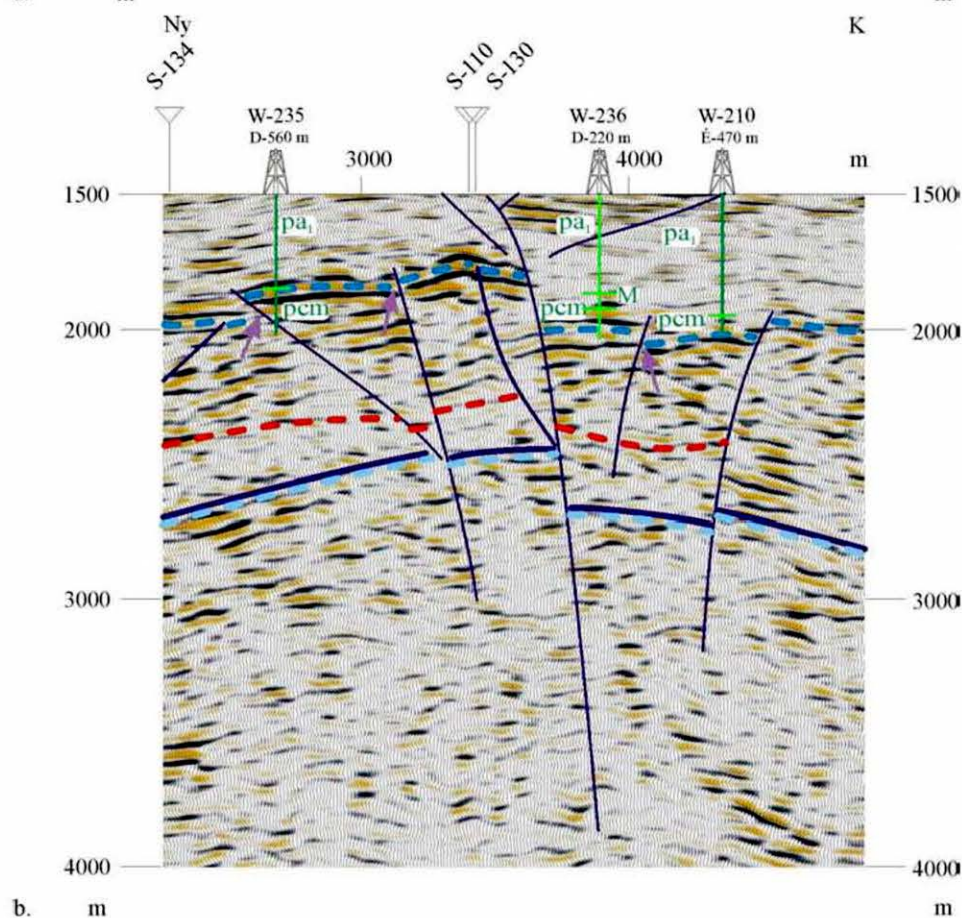
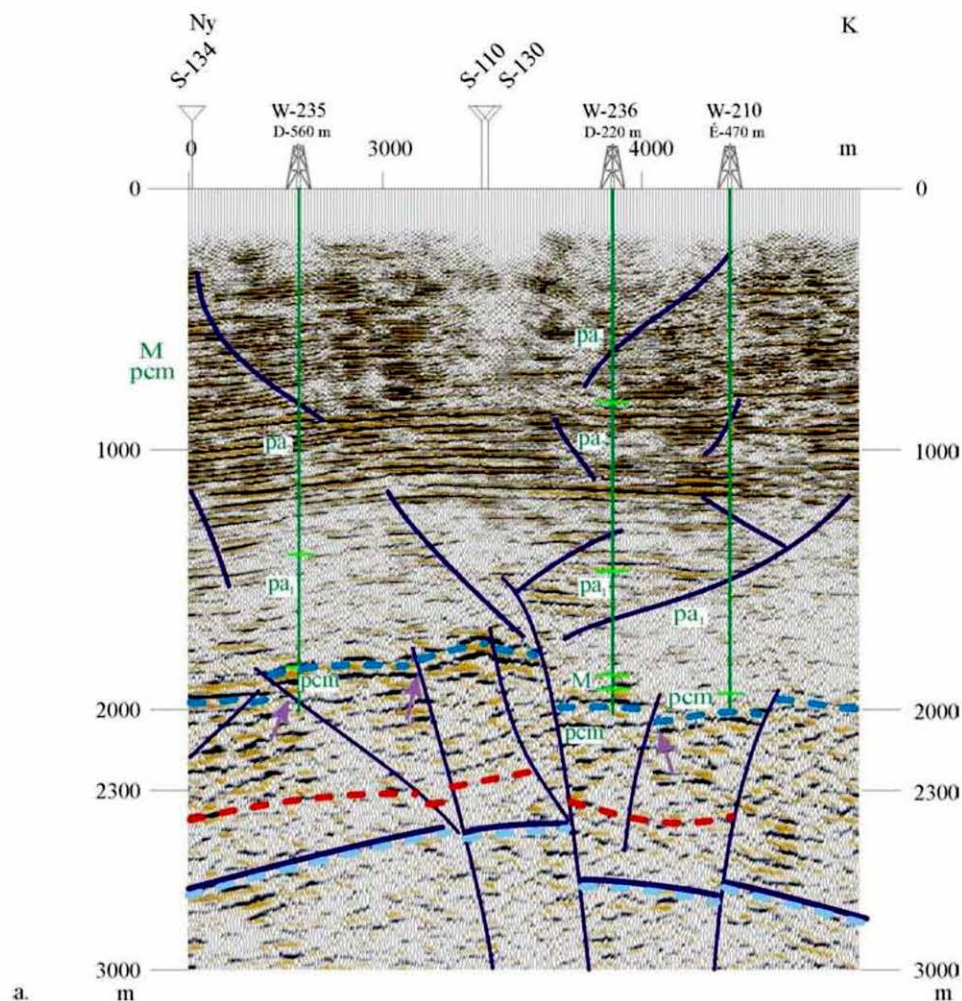
10. ábra. A szillimanitos biotitgneisz szeizmikus képe az S-123 jelű szelvény 1. ábrán jelölt részén. a) Bejelöletlen; b) bejelölt mélység-szelvény; c) a $\text{perigram} \cdot \cos \varphi$ attribútum szelvény; d) a szeizmikus reflexiók alapján valószínűsíthető földtani felépítés látható. A gránátos amfibolit az SG egység alatt található

Fig. 10. Seismic picture of the sillimanite biotite gneiss on that part of S-128 profile which is indicated on fig. 1. a) Seismic section without interpretation; b) interpreted seismic depth-section; c) perigram*cosφ seismic attribute section; d) presumed geological buildup based on the seismic section. The garnetiferous amphibolite can be found under the SG unit



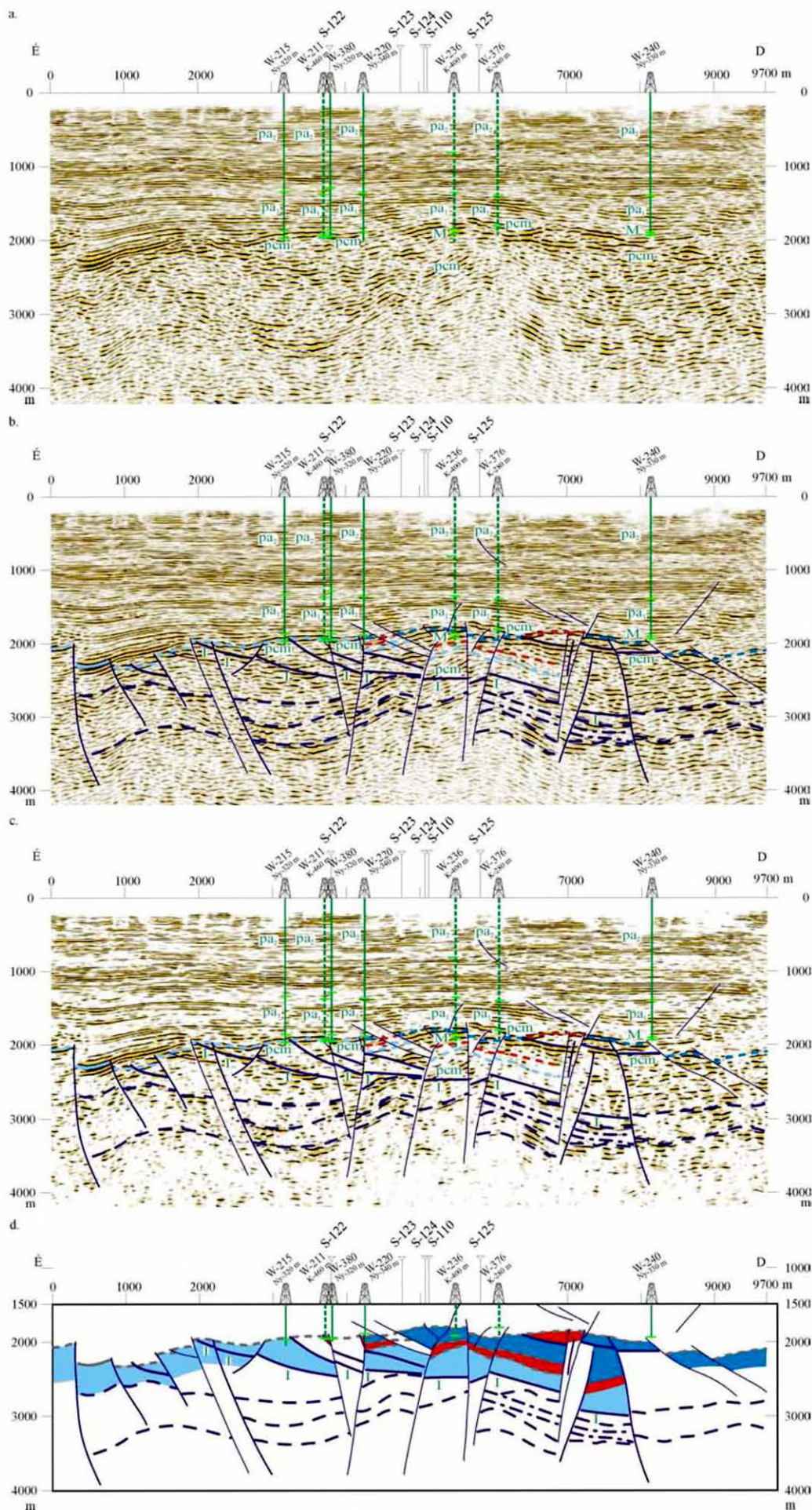
11. ábra. Az amfibolos biotitgneisz (AG) jellegzetes szeizmikus képe az S-130 jelű szelvény részletén. a) mélység-szelvény értelmezés nélkül; b) mélység-szelvény értelmezéssel; c) $\text{perigram} \cdot \cos \varphi$ szeizmikus attribútum szelvény; d) a szeizmikus reflexiók szelvény alapján valószínűsíthető földtani felépítés. A gránátos amfibolit az SG egység alatt látható

Fig. 11. Seismic picture of the amphibole biotite gneiss on a part of S-130 profile. a) Seismic section without interpretation; b) interpreted seismic depth-section; c) $\text{perigram} \cdot \cos \varphi$ seismic attribute section; d) presumed geological build-up based on the seismic section. The garnetiferous amphibolite can be found under the SG unit



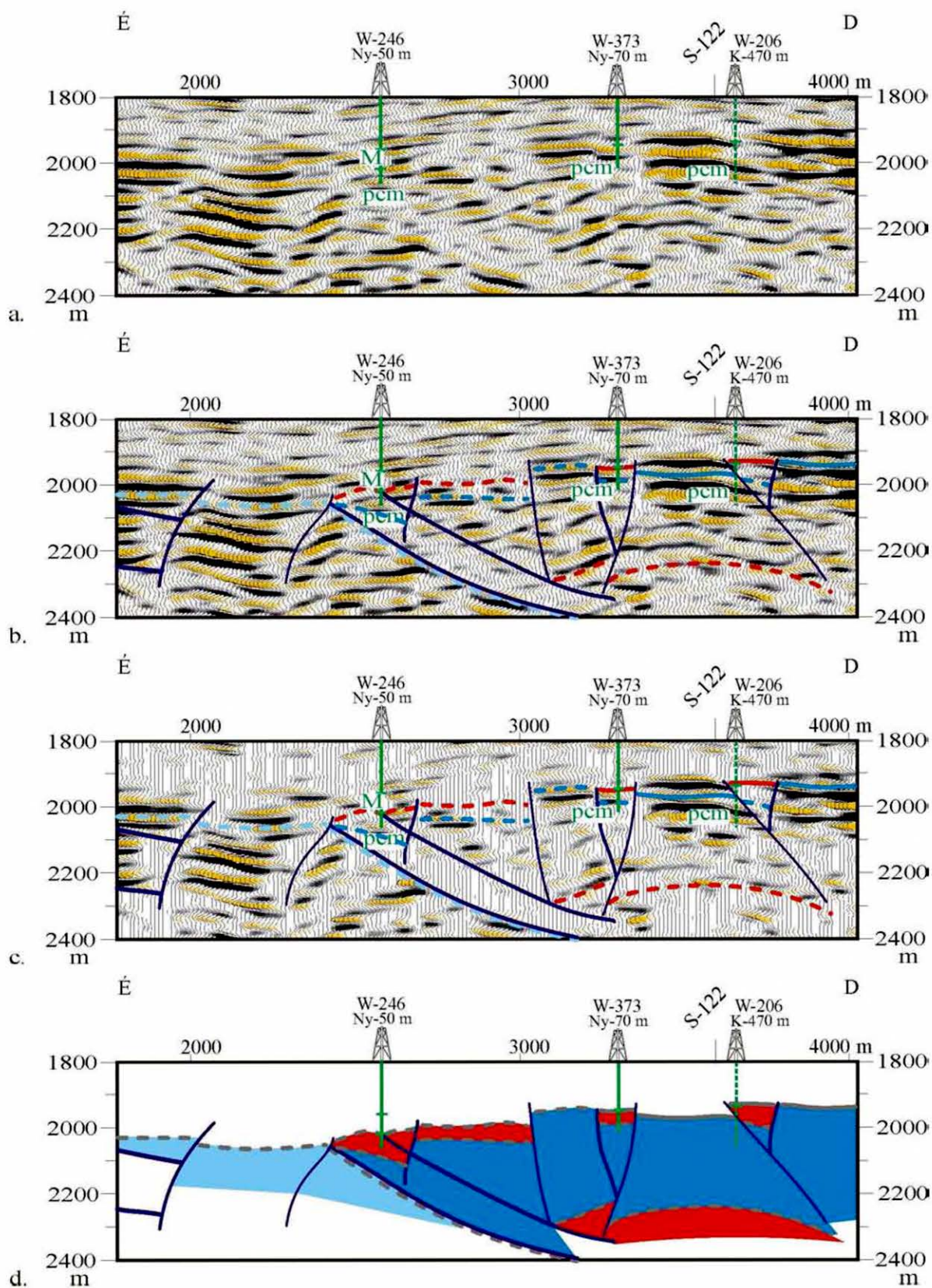
12. ábra. A neogén során végbement szerkezeti mozgás hatása az S-124 jelű szelvény 1. ábrán jelzett szakaszán.
a) Az eredeti feldolgozású szelvény a neogén összletet is mutatja; b) a javított szelvényen a pretercier képződmények belső szerkezete látható

Fig. 12. Seismic picture of the effect of Neogene movements on the part of the S-124 profile which is indicated on Fig. 1.
a) The old version shows the Neogene formations too;
b) on the reprocessed version the internal structure of Pre-Tertiary formations can be seen



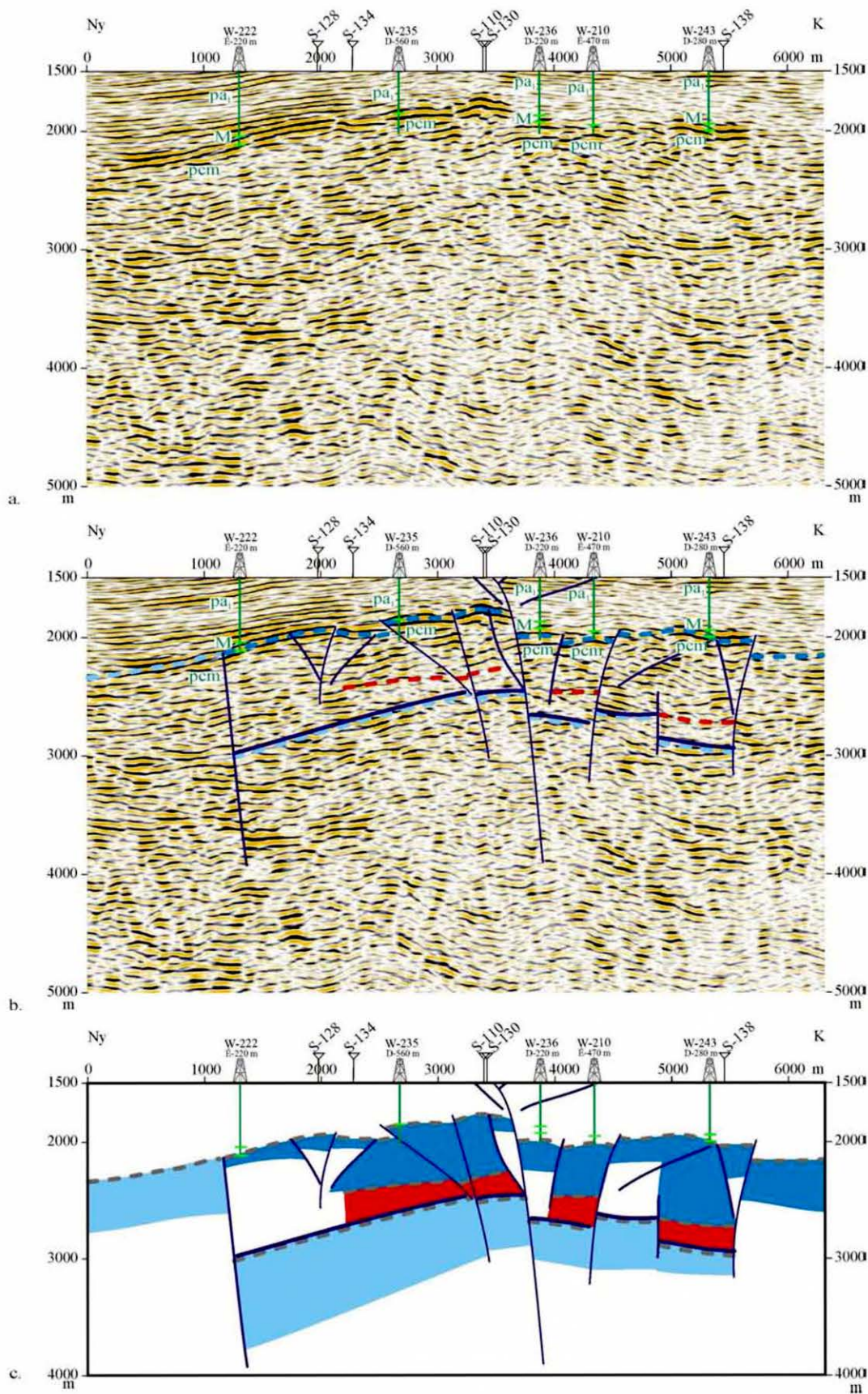
13. ábra. Az S-130 jelű szelvény javított változata a pretercier képződmények belső szerkezetét és az egyes képződmények elterjedését mutatja: a) értelmezés nélkül; b) értelmezett mélység-szelvény; c) $\text{perigram} \cdot \cos \varphi$ szeizmikus attribútum szelvény; d) a szeizmikus reflexiók alapján valószínűsíthető földtani felépítés. A gránatos amfibolit az SG egység alatt látható

Fig. 13. The reprocessed version of profile S-130 presents the inner structure of the pretertiary basement and the spatial spread of certain formations: a) seismic section without interpretation; b) interpreted seismic depth-section; c) $\text{perigram} \cdot \cos \varphi$ seismic attribute section; d) presumed geological buildup based on the seismic section. The garnetiferous amphibolite can be found under the SG unit



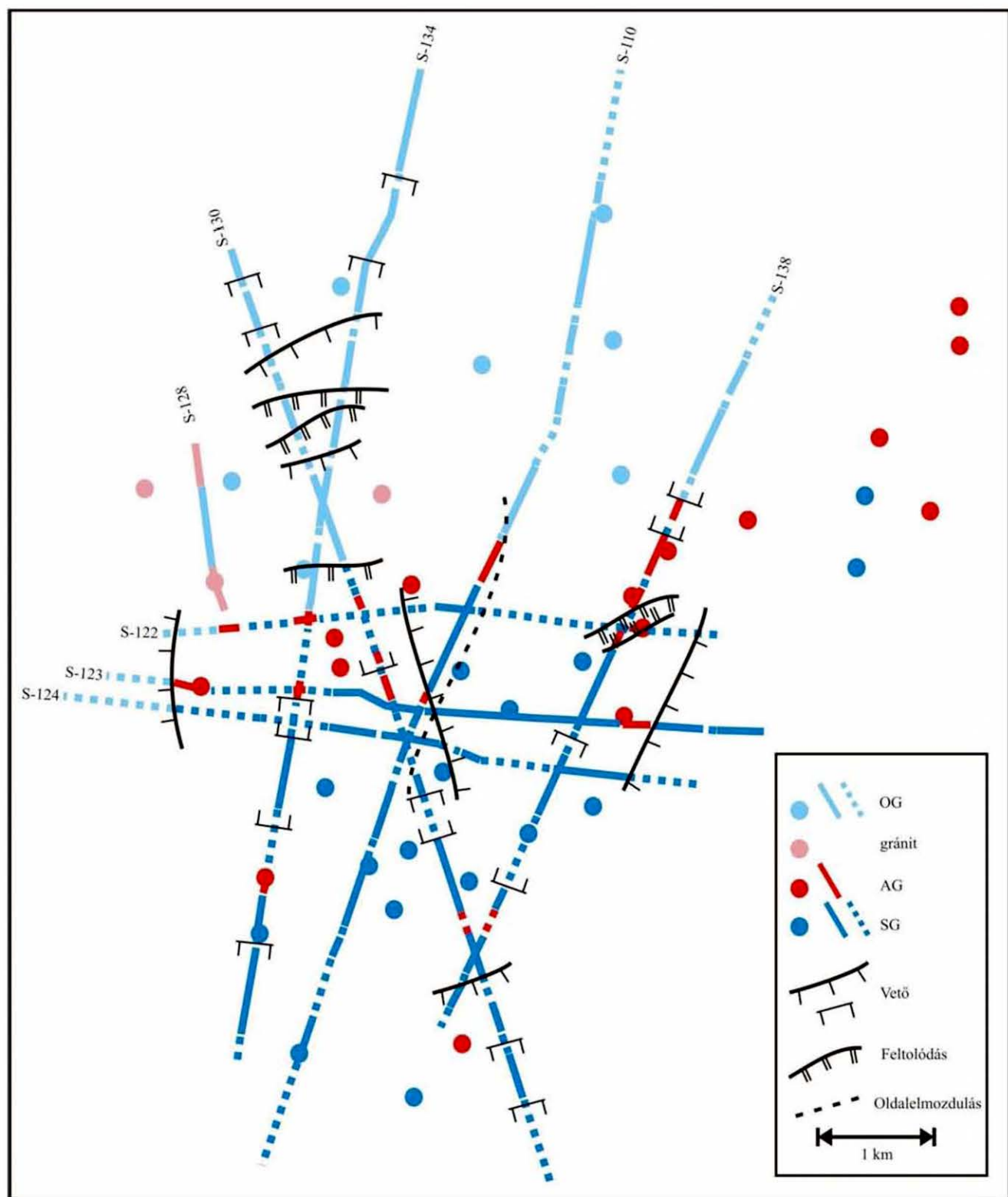
14. ábra. Az S-138 jelű szelvényen az amfibolos biotitgneisz pásztának a neogén szerkezeti mozgások során történt feldarabolódására következtethetünk: a) értelmezés nélkül; b) értelmezett mélység-szelvény; c) $\text{perigram} \cdot \cos \varphi$ szeizmikus attribútum szelvény; d) a szeizmikus reflexiós szelvény alapján valószínűsíthető földtani felépítés. A gránátos amfibolit az SG egység alatt látható

Fig. 14. The break up of the amphibole biotite gneiss strip due to the Neogene structural movements can be inferred from the seismic profile S-138: a) seismic section without interpretation; b) interpreted seismic depth-section; c) $\text{perigram} \cdot \cos \varphi$ seismic attribute section; d) presumed geological buildup based on the seismic section. The garnetiferous amphibolite can be found under the SG unit



15. ábra. Az S-124 jelű szelvény javított változata a pretercier képződmények belső szerkezetét és az egyes képződmények elterjedését mutatja: a) értelmezés nélkül; b) értelmezett mélység-szelvény; c) a szeizmikus reflexiók alapján valószínűsíthető földtani felépítés. A gránátos amfibolit az SG egység alatt látható

Fig. 15. The reprocessed version of profile S-124 presents the inner structure of the pretertiary basement and the spatial spread of certain formations: a) seismic section without interpretation; b) interpreted seismic depth-section; c) presumed geological buildup based on the seismic section. The garnetiferous amphibolite can be found under the SG unit



16. ábra. Az egyes képződmények szeizmikus szelvények alapján valószínűsített elterjedése, feltüntetve a főbb harmadidőszaki képződmények aljzatát elvető tektonikai eseményeket is

Fig. 16. Probable spatial spread of certain formations based on the seismic sections. The main events faulting the basement of the Tertiary formations are indicated, too