

A PUSZTAFÖLDVÁRI METAMORFIT TERÜLETI EGYSÉG KÉPZŐ-  
MÉNYEI

Nusszer András<sup>+</sup>

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: roche métamorphique,  
lithostratigraphie, formation, Grande Plaine-Hongrie.

Bevezetés

A Nagyalföld területén jelentős számú szénhidrogénkutató fúrás ért el a nagy vastagságú pliocén-pleisztocén üledékes összlet alatt - sokszor idősebb képződményekkel is lefedett - metamorf kőzeteket. A megkutatottság foka erősen változó. Egyes, szénhidrogénre perspektivikusnak ítélt körzetek igen jól feltártak, ugyanakkor nagy területeken egyáltalán nem ismertek az alaphegység metamorfittjai.

Az egymáshoz közel eső, földrajzilag jól elkülönülten elhelyezkedő, hasonló metamorf kőzeteket feltárt szénhidrogénkutató területet metamorfittjaikat metamorf területi egységekbe vontuk össze. Az egyes metamorfitt területi egységekre bizonyos típusú képződmények, illetve azok dominanciája a jellemző. A szomszédos egységek részben kőzettanilag jól elhatárolhatók egymástól, más esetekben pedig a külön egységbe sorolás alapjául az szolgál, hogy nagy térségben nem ismert közöttük a metamorf alaphegység.

<sup>+</sup>Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1985. május 6-i szakülésén.

Kézirat beérkezett: 1985. június 17.

A területi egységekre történő felosztás, az egyes területi egységek közettani jellegeinek vázlatos ismertetése csak az első lépéseket jelentik a Nagyalföld metamorf képződményeinek átfogó megismerése felé. Az egységek metamorfittjai szerkezeti-nagyszerkezeti helyzetének, egymáshoz, valamint más területek metamorfittjaihoz való viszonyának tisztázásához további részletesebb vizsgálatokra és újabb mélyfúrási adatokra van szükség.

### Földrajzi helyzet, földtani viszonyok

A Pusztaföldvári Metamorfitt Területi Egység /a továbbiakban Pusztaföldvári Egység/ földrajzilag a Tiszántúlon, a Körösök vonalától délre található /1.ábra/. Az Egységbe a Pusztaföldvár-, Csanádapáca-, Nagyszénás-, Orosháza- és Békéssámson szénhidrogén-kutatási területeken mélyfúrásokkal feltárt metamorf képződményeket soroltuk. A Pusztaföldvári Egységet délről közvetlenül a Battonyai Metamorfitt Területi Egység határolja. Keletre és nyugatra, valamint északra, a Körös-Berettyó Metamorfitt Területi Egység föld nagy területeken nincs feltárva a metamorf alaphegység, ezért elterjedését, határait ezekben az irányokban nem ismerjük.

Két metamorfitt formációt különítettünk el, az Egységen belül: a Pusztaföldvári Csillámpala Formációt és a Békéssámsoni Amfibolit Formációt.

A Pusztaföldvári Csillámpala Formáció közettípusait a Pusztaföldvár - és Csanádapáca szénhidrogén-kutatási területeken, valamint a Nagyszénás-2, Orosháza-1 és -3 sz. fúrásokban tárták fel. Ez a viszonylag nagy elterjedésben megismert, uralkodóan csillámpala - jellegű képződményekből álló, hasonló ásvány - közettani sajátosságokat mutató,

azonos polimetamorfózist szenvedett kőzettársaság adja tulajdonképpen az egész Egység elkülönítésének alapját. Békéssámsóni Amfibolit Formáció néven földrajzi közelsége miatt szintén a Pusztaföldvári Egységbe soroltuk a Békéssámsón-1. sz. fúrás amfibolitját, amelyet alapvetően az előző formációhoz hasonló metamorf hatások értek.

A pusztaföldvári és csanádapácai területeken az alaphegység és metamorfittjai kiemelt szerkezeti helyzetben vannak; a fúrások a felszíntől számítva kb. 1700 - 2000 m mélységben érték el őket. Innen északra és nyugat felé is a fiatal pliocén /főleg pannon/-pleisztocén üledékes összlet kivastagszik, az idős képződmények nagyobb mélységben találhatók; a Békéssámsón-1. sz. fúrás 2855 m-rel, az Orosháza-1. sz. fúrás 2616 m-rel, az Orosháza-3. sz. fúrás 2842 m-rel, a Nagyszénás-2. sz. fúrás pedig 3100 m-rel a felszín alatt jutott metamorf kőzetekbe.

A metamorfitokra közvetlenül alsópannon rétegek települnek /Pusztaföldvár-, Csanádapáca - kutatási területek és az Orosháza-1. sz. fúrás/, ill. az alsópannon rétegsor alatt vékony miocén összlet is fedti őket /Békéssámsón-1.sz. fúrás, Orosháza-3. sz. fúrás, Csanádapáca-3. sz. fúrás/. A Nagyszénás-2. sz. fúrás a miocén képződmények alatt több mint 40 m vastagságú felsőperm/?/ kvarcporfirrit - agglomerátumot harántolva ért a metamorfittokba.

A pusztaföldvári területen több pontról kvarcporfirrit-kvarcporfir kőzettelérek váltak ismeretessé a metamorf képződményekben. A fúrások egy része pedig a metamorf kőzetek felett mikrogránitporfirnak, ill. aplitnak nevezhető magmatitokban, állt meg. Ez utóbbi képződmények feltehetően szintén a felsőperm/?/ kvarcporfir-kvarcporfirrit vulkanizmushoz köthetők. A kvarcporfirrit-kvarcporfir kőzetteléreknél megfigyelt jellegzetes radiális, szferolitós kristályosodási szerkezetet nem mutatják ugyan, de a durvábban kristályos, szembeötlő porfiros szövettel nem ren-

delkező minták átlag szemcsemérete is csak 0,2-0,6 mm közt mozog. Ugyanakkor előfordulnak viszonylag jól porfiros szövötű, finomabban kristályos alapanyagú /0,1-0,2 mm/ kőzetmagok is, amelyek már a kvareporfirok felé jelentenek átmenetet. Káliföldpátjaik részben szanidinek.

Kvareporfirban állt meg - alsópannon képződmények alatt - a Csanádapáca-9. sz. fúrás is.

A Pusztaföldvári Egység elterjedési területén néhány fúrás triász rétegsorban, ill. triász rétegsort harántolva kvareporfirban állt meg, ami arra utal, hogy a metamorf összlet fedőképződményei közt triász kőzetekkel is számolni kell. Mint feljebb említettük, a Pusztaföldvári Egységet délről közvetlenül a Battonyai Metamorfit Területi Egység határolja. Az uralkodóan granitoid, mignatitosodott valamint tömeges mikroklin - blasztézissel jellemezhető kőzeteket tartalmazó Battonyai Egység képződményeit tárta már fel a Csanádapáca kutatási terület DNY-i részén lemélyült Csanádapáca-5. sz. fúrás. Ez vékony triász üledékes összlet alatt mikroklingneiszebe, majd granitoid kőzetbe jutott.

/ A Battonyai Egység metamorfitjai a Pusztaföldvári Egységtől délebbre előbb vastag mezozóos - részben paleozóos/??/ rétegsorok alatt húzódnak - egyedül a Tótkomlós-I. sz. fúrás harántolta át ezt - majd még délebbre erősen kiemelt szerkezeti helyzetbe kerülnek. Itt már közvetlenül fiatal /pannon, miocén/ képződmények települnek rájuk, ill. az őket borító kvareporfir-burokra/.

### Előzmények

A Pusztaföldvári Egység metamorf kőzeteiről a legelső, máig alapvető fontosságú információkat a szénhidrogénipar különböző operatív napi-, előzetes - és összefoglaló jelenté-

sei adják.

Az első részletes összefoglaló közettani értékelések Szepesházy K. /1960/ /1974/ nevéhez fűződnek, aki a Pusztaföldvár szénhidrogén-kutatási terület metamorf képződményeivel foglalkozott.

A területet egy kisebb, ÉNY-i és egy nagyobb DK-i részterületre osztja /körülbelül a Pusztaföldvár-10 és -8 sz. fúrásokat összekötő egyenes mentén/. Az ÉNY-i terület-részt hasonló szövetű és ásványos összetételű gránátos biotit-muszkovit csillámpalákkal jellemzi, amelyeket a DK-i részterület képződményeinél nagyobb metamorf foknak tart; Grubenmann rendszerében az epizóna legnélyebb és a mezozóna legfelső részébe, Barrow rendszerében pedig a biotit-almandin övbe sorolja őket. A DK-i területrészt metamorfitjait változatosabb ásványos összetételűnek és változatosabb szövetűnek tartja; ahol a nagyobb kvarctartalom, a szericit nagy mennyiségű megjelenése, a gránát és biotit alárendeltsége jellemző. Itt muszkovitos-szericites csillámpalákat, csillámkvarcitokat ír meghatározó kőzettípusoknak. Feltehetően a csak a minták egy részében megjelenő biotit- és gránát-tartalom, a szericit helyenként nagy mennyiségű fellépése és a több helyen észlelhető igen finom palásodás folytán tételez fel az ÉNY-i területrésznél megállapítottnál kisebb mértékű metamorfózist; Grubenmann rendszerében az epizóna középső részébe, Barrow beosztásában a klorit és a biotit öv határára helyezi e kőzeteket. Felismeri, hogy a képződmények polimetamorfitek /az említett metamorfizáltsági fokokat a kőzeteket ért legnagyobb metamorf hatásként értékeli/. Felfigyel az albit helyenkénti gyakoriságára. A nagy turmalin, apatit, rutil és albit tartalmat pneumatolitos hatással próbálja magyarázni. Hasonlóképpen a biotitok, gránátok átalakulásainál a retrográd metamorfózis mellett hidrotermális effektusokat is feltételez.

Későbbi munkáiban /Szepesházy K. 1979, 1980/ megkísérli az Erdélyi Középhegység /Muntii Apuseni/ nagyszerkezeti egységeinek metamorf sorozataival párhuzamosítani a tiszántúli metamorfitokat, az ottani takarórendszerek folytatódását, feltételezve a Nagyalföld alaphegységében is.

A pusztaföldvári terület ÉNY-i részének metamorf kőzeteit a magasabb metamorf fokú Szamos, Aranyosbányai, ill. Madarság Sorozatok megfelelő kőzettípusaihoz hasonlítja, míg a terület DK-i részének képződményeit a Biharia és Muncel Sorozatok zöldpala fáciesű metamorfitjaival rokonítja.

Átveszi a romániai geológusok egy részének /Giusca, D.-Savu, M.- Borcos, M. 1968/ korbeosztását, akik a fenti sorozatokat két prehercini tektonomágmás ciklus termékeinek tartják. Így a tiszántúli mezozonás metamorfózist szenvedett képződményeket /a Szamos, Aranyosbányai és Madarság Sorozatok analógjait/ egy preasszinti ciklushoz köti, míg a zöldpala fáciesű kőzeteket /a Biharia és Muncel Sorozatok megfelelőit/ az asszinti ciklushoz.

Szederkényi T. /1982/ a Nagyalföld és a Dél-Dunántúl metamorf alaphegységét kőzettanilag egységesnek, azonos premetamorf és metamorf történettel rendelkezőnek tartja. Ezt az egységes metamorfit-tömeget ÉNY-ról a Zágráb-Hernád vonalal, keletről és délről pedig az Erdélyi Medence-Maros völgye-Vojvodina - kelet Szlavonia ofiolitos övvel határolja el. Barrow-típusú, két progresszív és két retrográd szakaszra osztható metamorfózissal jellemzi a képződmények metamorf történetét /két kis dél-dunántúli előfordulás kivételével/. Megemlíti, hogy további vizsgálatok szükségesek az Abukuma-típusú metamorfózis esetleges meglétének kimutatásához. Kőzettanilag uralkodóan gneiszből felépülőnek tartja a metamorf alaphegységet. Összefoglaló litosztratigráfiai beosztásában területünk képződményeit Pusztaföldvári Gneisz Formáció néven különíti el. A Barrow-féle biotit-zónába tartozó kétcsillámu palát és gneiszet, porfiroidot, amfibolitot; az almandin-zónába tartozó gránátos csillámpalát

és gneisszet; valamint a staurolit-zónába sorolt gránátos-staurolitos-diszténes csillámpalát, illetve gneisszet jelez.

A rendelkezésre álló radioaktív koradatok alapján a variszkuszi eseményeknek tulajdonít a legnagyobb jelentőséget a fenti egységesnek vélt metamorfit komplexum kialakításában / a legerősebb metamorfózist variszkuszinak feltételezi/, azonban még nagyszámu kormeghatározást tart szükségesnek. A variszkuszinál nem idősebb metamorfózis alátámasztására növénymaradványokat is említ tiszántúli kistó metamorfitokból.

Későbbi részletes feldolgozásában /Szederkényi T. 1983/, amely vizsgálatainkkal párhuzamosan készült el, a Nagyalföld felsőkrétánál idősebb alaphegységében egy északi parautochton nagyszerkezeti egységet/"Alföldi Autochton"/ és egy déli takaróövetet /"Dél-Magyarországi Takaróöv"/ különít el. A két nagyszerkezeti egység létezését alapvetően a metamorf kőzetek eltérő fejlődéstörténetével próbálja igazolni. A "Dél-Magyarországi Takaróöv" metamorf kőzetei - melyek közé Pusztaföldvári Formáció néven területünk képződményeit is besorolta - első lépésben kistó nyomású, magashőmérsékletű metamorfózist /Abukuma-típus/ szenvedtek szerinte /melyet, andaluzit index-ásvány jelez/. Majd egy nagynyomású "nyirásos" retrográd hatás következett, blasztomilonit képződéssel, melynek során az andaluzitok részben diszténné alakultak. Az "Alföldi Autochton"-t ezzel szemben Barrow-típusú progresszív ütemmel és egy gyengébb "nyirásos" retrográd metamorfózissal jellemzi.

A déli takaróöv és az északi parautochton nagyszerkezeti egység közti határsávot az Erdélyi Középhegység /Muntii Apuseni/ Kodru takarórendszerének északi határzónájához kapcsolja. A mezozoos rétegsorok adatait is felhasználva az "Alföldi Autochton"-t a Bihari Autochton folytatásának, a "Dél-Magyarországi Takaróöv"-et pedig a Kodru

takarórendszer magyarországi folytatódásának tartja. Ezzel csatlakozik Patrulius et al. /1971/, Szepesházy /1979/ /1980/ és Dimitrescu /1981/ elképzeléseihez, akik az Erdélyi Középhegység /Müntii Apuseni/ nagyszerkezeti egységeit szintén megkísérelték továbbvezetni a Nagyalföld aljzatában.

A "Dél-Magyarországi Takaróöv"-be sorolt "Pusztaföldvári Formáció" keretében a Pusztaföldvár-, Csanádapáca - kutatási területek és a Békéssámson-1. sz. fúrás metamorfit-jait foglalja össze /az orosházi és nagyszénási fúrások anyagát nem említi/.

A képződményeket ért polimetamorfózist a már fentebb ismertetett kis nyomású, nagy hőmérsékletű progresszív szakaszra és az ezt követő "tektonikus metamorf" fázisra osztja, melyet az alpi ciklusban retrográd zöldpala-fáciesű hatások követtek. Végül a felsőkréta banatit magmatizmushoz kötve pneumatolitos és hidrotermális metasomatózist is említ.

Uralkodó kőzettípusnak a gránátos, staurolitos ké+csillámu palákat - gneiszeket tartja, melyek helyenként leptinit, porfiroid betelepüléseket, - lencséket tartalmaznak. Ilyen betelepülésként értékeli a Békéssámson-1. sz. fúrásban feltárt amfibolitot is. Ez a kőzettársaság a terület középső /ÉK - DNY-i csapású/ sávjában magas fokú, káli-földpát - blasztézissel, migmatitosodással kísért metamorfózist kapott szerinte /itt írja az andaluzitok megjelenését is, 0,2-0,3 nm-es blasztok formájában/. A terület ÉNY-i szárnyán már kisebb metamorf fokú, almandin-, biotit-zónába eső képződményeket jelez, a csanádapácai területen pedig kimondottan kisfokú metamorfitokról is szól.

A magas fokú metamorfózissal jellemzett középső terület-sávban - azzal azonos csapással futva - blasztomilonit zónát említ, melyet az első progresszív szakaszt követő "tektonikus metamorfózis" hozott létre. Ennek köszönhető



az itt található andaluzitok diszténné - muszkovittá történő részleges átalakulása. /Ezt a "tektonikus metamorf" ütemet idősnek, legalább variszkuszinak tartja./

Ezen a milonit-zónán áramlottak fel szerinte /időben jóval később/ azok a fluidumok, melyek a milonit-öv mentén a kőzetek erős pneumatolizisét, távolabb pedig hidrotermális bontottságát okozták. Kétsillámu palából - kétsillámu gneiszből pneumatolitos hatásra kialakult muszkovit csillámpalát - muszkovit gneiszet is, melyeket a nagy mennyiségű muszkovit - szericit /szericitesen-karbonátosan bontott egykori porfiroblasztok/ mellett a sok turmalin és az albit összetételű plagioklász jellemez. Ugyancsak a fenti kőzettípusokból keletkezett hidrotermális uton a muszkovit - szericitpala és - gneisz, melyet a muszkovit - szericit mellett a sok karbonát /sziderit, dolomit, kalcit/ jellemez és földpátjai mindig albitok. /A szerző a területen regionálisan észlelhető albitosodást ezzel egyértelműen metaszonatikus jelenségnek véli./

A "Pusztaföldvári Formáció" északi határát a "Dél-Magyarországi Takaróöv" északi végződésével vonja meg. Délről a "Battonyai Formáció"-tól a Kodru takarórendszer kisebb belső takaróival azonosított mezozoós sávval választja el. /A Csanádapáca-5. és Tótkomlós-I. sz. fúrások adatai ezt az elképzelést nem támasztják alá, a battonyai metamorfitek valószínűleg közvetlenül érintkeznek a pusztaföldváriakkal./

A metamorf fázisok korát tekintve határozottan nem foglal állást /a kevés radioaktív koradat folytán/de kiemeli a 330-350 millió év előtti események jelentőségét a metamorfitek kialakulásában.

## A képződmények jellemzése

A kőzettípusok megismeréséhez makroszkópos és Fedorov asztalos mérésekkel kiegészített vékonycsiszolati vizsgálatokat végeztünk, valamint felhasználtuk a szénhidrogén-ipari dokumentációt is.

### Pusztaföldvári Csillámpala Formáció

A Formáció képződményeit a szomszédos pusztaföldvári és csanádapácai területeken csaknem 80 fúrás tárta fel, itt azonban viszonylag kis mélységig, max. néhányszor tíz méter vastagságban lettek megfúrva. A jóval északnyugatabbra fekvő Magyszénás és Orosháza kutatási területeken három fúrás érte el az alaphegység metamorfitjait, hasonló képződményeket felszínre hozva. Az Orosháza-1 sz. fúrás már mintegy 200 métert hatolt be a metamorf alaphegységbe. A metamorf összlet tetőzónájából és a fúrástalpról vett 1-1 magminta teljesen hasonló kőzetei arra utalnak, hogy jelentős vastagságban is egységes komplexumról van szó. A Formációt csillámpala, kvarccsillámpala, csillámos kvarcit kőzettársaság alkotja, melyek a kvarc /csillám mennyiségi arányának változásai szerint váltakoznak egymással. Uralkodó típusnak inkább a kvarccsillámpala nevezhető.

A földpátok helyenkénti erősebb felszaporodásával, a csillámtartalom csökkenésével, gneisz-jellegű kőzetsávok, -lencsék is előfordulnak.

Makroszkóposan zömmel különböző árnyalatu szürke /szürke, zöldesszürke, világosszürke, sötétszürke, barnásszürke/

szinűek a képződmények, de fehéres-ezüstös, világos sárgásbarnás színű minták is találhatóak.

Túlnyomórészt jól, finoman palásak, makroszövetükre nagyrészt erősen rányomták bélyegüket az utólagos tektonikus deformációk. Meggyüredezték, részben a gyüredezést kísérvően kataklázosodtak, valamint milonitosodtak. Mikrovetőkkel, nyíródási felületekkel sűrűn tagoltak. A milonitosodás általában az eredeti palássági felületek mentén történt nyíródásokkal ment végbe, ennek folytán igen finom másodlagos palásodást mutató fillit-szerű küllemmel rendelkező kőzetek is létrejöttek. Kaotikusan gyúrt, kataklasztos, irányítatlan makroszövetű a nagyminták más része. A palásság dőlése erősen  $0^{\circ}$ - $90^{\circ}$  közt! változó. Egy fúrás-son belül is jelentősen eltérő dőlésértékek adódtak helyenként. Ez szintén a nagyfokú tektonizáltságra utal. A deformációk hatására a szemcseméret jórészt degradálódott. A kevésbé deformált szövet-részek alapján a képződmények eredetileg is finom szemcseméretűnek  $1$  mm alatti a mátrix szemcsemérete, ill. a finom /középszemcseméret hatá-  
rán lévőknek tekinthetők.

A kőzetek metamorf fejlődéstörténete eddigi ismereteink szerint két fő szakaszra osztható.

Az első szakaszban, mely maga is több metamorf hatásból tevődik össze, nyerték a képződmények legmagasabb fokú, a Winkler /1976/ kritériumok szerinti közepes hőmérséklet - tartományú metamorfózisukat. /Ami gyakorlatilag az amfibolit - fáciesnek felel meg./

Az ezt követő második szakaszt kis hőmérsékletű /zöldpala fáciesű/ retrográd folyamatok /intenzív albitosodással kísérvé/ és erős tektonikus deformációk jellemzik.

Az első /poli-/metamort szakaszhoz köthető ásványos összetétel: kvarc + muszkovit +/biotit/+/oligoklász/+/gránát/+/staurolit/+/rácsozatos rutil halmazok/+/turnalin/+

apatit + cirkon.

A zárójelbe tett ásványok nem találhatók meg valamennyi mintában.

A csillámok közt a muszkovit dominál, a biotit alárendel-  
tebb és nem fordul elő mindenütt. Az első metamorf szakasz  
polimetamorf jellege elsősorban a csillámok több generáci-  
ós képződésén látható. Különösen szembetűnő egy nagypikke-  
lyes, orientálatlanul elhelyezkedő, posztkinematikus bio-  
tit-társaság fellépése. Ezekre a gyakran a palásságra me-  
rőlegesen álló biotitokra már Szepesházy /1974/ is felfi-  
gyelt és polimetamorfózisra utaló jelenségként értékelte.  
Feltehetően ugyanehhez a metamorf fázishoz kapcsolható a  
gránátok egy részének biotitosodása is, amely a gránátokat  
"koszorú-szerűen" körülvevő biotit-burok formájában, ill.  
a gránátok repedései mentén is jelentkezik. A muszkovit-  
nak is több hullámban történt képződése észlelhető. /Apró-  
pikkelyes muszkovit blasztézis azonban már a második, zöld-  
pala-fáciesű retrográd szakaszban is végbemehetett/

A gránátok zömmel néhány mm-es /max. 5-6 mm.es/ porfiro-  
blasztokat képeznek, de tizedmilliméteres nagyságrendű  
kristálykák gyanánt is jelentkezők. Nem fordulnak elő min-  
denhol, helyenként azonban, keskeny kőzet sávokban erősen  
felszaporodnak, és ezeken a részeken 30-50 térfogat %-ot is  
elérhet a mennyiségük. Ezek a kőzetsávok a kiindulási pre-  
metamorf üledékes kőzet speciális összetételű /pelitdús/  
rétegeinek - mikrorétegeinek felelhetnek meg. Sztaurolit  
egyedül az Orosháza-1. sz. fúrás 2. magmintájának egyik  
vékonycsiszolatából került elő. Az itt észlelt egyetlen,  
apró, erősen korrodált körvonalú sztaurolitszemcse kvarcit  
sávba beágyazva található, C - tengely szerinti megnyúlási  
irányával a palásság síkjában fekszik. Ugyanebben a vé-  
konycsiszolatban sztaurolit utáni/?/ szericit pseudomor-  
fóza is észlelhető, amely megnyúlási irányával szintén  
a palásságot követi. A sztaurolit jelenléte jelzi egyértel-  
mően a Winkler szerinti közepes fokú /közepes hőmérséklet-

tartományu/ metamorfózist, mint az elért legnagyobb metamorf fokot. A szemcse paláság szerinti orientáltsága szinkinematikus képződésre utalhat, vagyis azt jelentheti, hogy létrejött a palás szerkezetet is kialakító első metamorf fázis-hoz köthető. Sztaurolitot nem találtunk más kőzetmintákban /még biztosan beazonosítható pseudomorfózáját sem/. Szepesházy /1974/ sem említi. A sztaurolit képződése vas-dús kőzetekhez kötött. Feltehetően a kiindulási, premetamorf képződmények kémiai összetétele már eleve kevés kristály keletkezését tette lehetővé, a későbbi retrográd fázisok során pedig ezek is felemészthetők. Az idős plagioklászok erősen szericitesedtek, túlnyomó részük pedig már az albitosodás áldozata lett. Az előrehaladott szericitesedettség miatt pontos meghatározásuk igen nehéz. Egy esetben sikerült gneisz mintából Fedorov-asztallal, egy viszonylag údebben megmaradt kristályon meghatározni az összetételt.; kb. 25 % anortit-tartalom adódott. Fedorov-asztallal történt 2V mérések alapján ennél savanyúbb oligoklászok is valószínűsíthetők.

Csaknem valamennyi feltárt magmintában előfordulnak és a Formáció képződésére jellemzőnek mondhatók a rácsozatos halmazokba rendeződött, apró, zömök - vagy nyúltabb rutil oszlopocskák /és részben titanit szemcsék is ?/alkotta, ismeretlen ásvány utáni léces metszetű pseudomorfózák. A lécek hossza a 2-3 mm -t is eléri. Makroszkóposan fehérek, sárgásfehérek a titán ásványok leukoxénese miatt. Felvetődhet, hogy esetleg egy régebbi biotit-generáció szagenit-rácsozatu pseudomorfózáiról van szó /Szepesházy is utalt rá/. Azonban a csillámokra jellemző bázis metszetet nem észleltük sehol, a kizárólagos léces metszetek oszlopos termetű ásványra vallanak. /A biotitokban, ill. kloritos pseudomorfózáikban/ megfigyelhető szagenit-rácsozat ugyanakkor nem ilyen, hanem rendkívül finom, vékony rutiltükből áll. Idős elegyrészek lehetnek, mivel gránátban, biotitban is láthatók zárványként.

A max. 1-2 mm-es méretet elérő, gyakran színzónás turmalin idioblasztok sok mintában fellépnek. Helyenként viszonylag nagy mennyiségben található. A C-tengely szerint nyúlt kristályok zömmel a palásság síkjában fekszenek. Főleg a /aluminium-gazdag/ muszkovitdús kőzetsávokban figyelhetők meg sok apró, néha csaknem szintelen, orientálatlanul elhelyezkedő kristályka formájában is. A turmalinok blasztézise valószínűleg később a második metamorf szakasz zöldpala-fáciesü körülményei között is folyt.

Az apatitok max. 0,2-0,4 mm-es blasztokat képezve mindenütt előfordulnak, hasonlóképpen mindenhol megtalálhatók az apró, századmilliméteres nagyságrendű cirkon szemcsék is.

A második, zöldpala-fáciesü retrográd metamorf szakaszt az első metamorf szakasz során képződött ásványok egy részének lebontódása és albit-blasztézis kísérte, ugyanakkor erős tektonikus deformációk is végbementek. A plagioklászok erősen szericitesedtek. A biotitok nagy része pseudomorfóza-képződésig kloritosodott. /Részben zöld színű, rendellenes kék, ill. barnás interferenciaszint mutató klorit-félévé, részben pedig egy szintelen elsőrendű szürke interferenciaszínű klorit-változattá alakultak./ A gránátok szintén, gyakran pseudomorfóza-képződést eredményezően, szericitesedtek, szintelen, kiskettőtörésű filloszilikát halmazzá alakultak, ill. aprópikkelyes klorit keletkezett belőlük. A biotitok helyén és a gránátokban is megfigyelhető karbonát-kiválasztások részben későbbi folyamatok termékei lehetnek. A karbonát jól láthatóan a már kloritosodott biotitokat szorítja ki sokszor. A muszkovitok karbonátosodása is észlelhető /néha csak apró, a hasadásaik mentén kivált karbonát-lencsék formájában/. Egyes erősen karbonátosodott kőzetekben a csillámok többségének helyén már csak karbonát pseudomorfózákat láthatók.

A biotitok és gránátok lebontódása során felszabadult vas-tartalom vasoxi - ill. vasoxi - hidroxid ásványok alakjában vált ki. Ezek gyakran nem helyben, a bontott szemcsék

környezetében képződnek, hanem távolabb, más kőzetrészekben. Van olyan minta melyben a nagy mennyiségben képződött vasoxi - hidroxii ásványok a különböző eredeti ásványos alkotókat /pl. plagioklászot, muszkovitot/ szorítják ki és a szemcseközi térben is megtalálhatók.

A kis hőmérsékletű retrográd metamorfózis talán legjellemzőbb, legszembetűnőbb hatása az intenzív albitosodás volt. Az albit részben az idős, szericitosedett plagioklászok helyén, azokat felemészítve, részben pedig másutt, már ásványos elegyrészek rovására is képződött. /Megfigyelhető pl. amint kvarcit mezőt, muszkovitokat, kloritosodott biotitokat emészt fel stb./ Gyakran képez apró 1-2 mm-es, üde porfiroblasztokat, melyek sávokban-lencsékben tömegesen lépnek fel, és részarányuk a 70-80 térfogat %-ot is elérheti. /Ezek a kőzetrészek makroszkóposan is jól felismerhetők. A sok apró, hasonló méretű, kb. izometrikus, viztiszta kristályka miatt szövetük a jól osztályozott kvarchomokkövekére emlékeztet./ Nagyobb méretű 5-6 mm-t is elérő albit porfiroblasztok is előfordulnak ritkábban. Xenomorf és hipidiomorf-idiomorf körvonalú kristályok egyaránt észlelhetők.

Ikerlemezség viszonylag ritkán látható bennük, ikermensesek vagy egyszerű karlsbadi ikerséget mutatnak. Fedorov-asztallal történt kimérések alapján 0-2 %-os és 5 % körüli anortit-tartalmak adódtak zömmel. Néhány esetben optikai, vagy zárványosságából eredő zónásság figyelhető meg rajtuk.

Az albitokon sokszor jól látható az idős palássághoz viszonyítva utólagos, posztkinematikus voltak. A palásságra mintegy, "ráülve" attól függetlenül növekedtek és a palásság folytatódása finom opak zárványsorok, a zárványként bennük lévő fel nem emésztett csillámpikkelyek stb. révén gyakran kirajzolódik a belsejükben. A későbbi erős tektonikus deformációkhoz képest /melyek a második fő metamorf szakaszban hatottak/ részben prekinematikusnak,

szinkinematikus, ill. posztkinematikusnak tekinthetők. A prekinematikus albitok, képződése megelőzte az erős deformációkat. A blasztézisük után ható kompressziós erők következtében a palásság mintegy "körülöleli" őket, a szomszédos ásványszemcsék szinte rájuk "préselődtek". Az általában a régi palásság mentén érvényesülő nyiródások hatására deformálódtak, ill. környezetükkel együtt kissé kaktasztosodtak. Az erősen nyirt, milonitosodott zónákban porfiroklasztokként figyelhetők meg.

A palásság szerint nyúlt, lencse alakú kristályok, valamint az egyik mintában észlelt, nyúlt, fogazottan egymáshoz kapcsolódó albitok alkotta szövetrész alapján szinkinematikus kristályosodásuk is feltételezhető.

A posztkinematikus albitokat jelentős deformációk nem érték. Gyakran idiomorfok, hipidiomorfok. Sokszor erősen kaktasztos, gyürt, ill. milonitisodott közetsávokban található és jól láthatóan bekebelezik a megviselt szövetrészeket, deformált ásványos elegyrészeket.

Mindez arra utal, hogy a zöldpala-fáciesű retrográd hatások során, de azokat nem végigkísérve mentek végbe az intenzív tektonikus deformációk.

A retrográd metamorfózisra jellemző ásványok litoklázisok mentén, ill. a palássági irányt meredeken metsző litoklázis-szerű sávokat követve is kiváltak. Sűrű ikerlemezeséget mutató albit /klorit halmazkával kísérvé/ figyelhető meg így néhány mintában. Egy esetben klinozoizithez közelálló /vas-szegény/ epidot-kristályok, kristályhalmazok fordulnak elő ilyen módon.

A kis hőmérsékletű /zöldpala-fáciesű/ retrográd metamorfózis során végbement erős tektonizmus hatása valamennyi magmintán kimutatható.

A kevésbé megviselt közetrészeken is észlelhető az erős préseltség, nyiródási felületek tagolják őket. A préseltség, nyiródások eredményeképpen deformálódtak kissé az ásványos elegyrészek és a szövet is. A kvarcokban sokszor



észlelhető nyomási lemezesség. Erősebb deformációk esetén sűrűn járják át a képződményt nyírt, felaprózott zónák, mikroszkópi méretű gyürt szöveti formák, mikrovetők láthatók. A nyiródási felületek közt is megfigyelhető az ásványszemcsék töredezése-aprózódása, a kvarcok eltérő orientációju doménekre esnek szét belül. Helyenként "kihengerelt" a szövet, extrém módon megnyúlt kvarcyszemcsékkel. A legjobban tektonizált sávokban a palásságot követő párhuzamos nyiródások révén milonitosodás is végbement. A folyamat sokszor csak néhány mm vastag zónákban észlelhető. Gyakran a kevéssé ellenálló, csillámdús kőzetrészeket követi. A finomra felőrölt, apró ásvány-klasztokból, szericitté morzsolt muszkovitokból álló mátrixban különböző porfiroklasztok foglalnak helyet. Jellegzetesek a féregszerűvé elnyírt, megnyúlt, néha kissé gyürt, a belsejükben finom mozaikra szétesett kvarcitporfiroklasztok. Kaotikusan gyürt, felőrölt, orientálatlan szövetű kataklasztos minták is előfordulnak.

Az erősebben deformált kőzetek a csanádapácai területen és a pusztaföldvári terület déli részén a legelterjedtebbek.

### Békéssámsoni Amfibolit Formáció

A Békéssámson-1. sz. fúrásban feltárt amfibolit sötét zöldesszürke színű, enyhén gyürt, finoman palás, finomkristályos kőzet. Uralkodóan 0,4-1,2 mm közé eső méretű zöldamfibol /hornblende/ és plagioklász kristályok alkotják, járulékosan titanit és apatit egészíti ki az ásványos összetételt. Opak szemcsék és ritkán apró kvarcitlencsék is megfigyelhetők. A zöldamfibolok és a plagioklászok nem különülnek el egymástól sávokban, hanem többé-kevésbé egyenletes eloszlásban találhatók.

Az egyik vékonyesiszolaton történt %-os ásványos összetétel meghatározás eredménye: zöldamfibol kb. 56 térfogat %, plagioklász kb. 40 térfogat %, egyéb/titanit, apatit, opak, kvarc/ kb. 4 térfogat %. A hornblende részaránya egyes kőzetrészekben ennél jóval nagyobb; a 70-80 térfogat %-ot is eléri.

A zöldamfibolok hipidiomorfok-idiomorfok zömmel. Az oszlopos termetű kristályok C-tengely szerinti megnyúlási irányukkal a palásság síkjában fekszenek. Viszonylag fakó színekben pleokróosak:  $\alpha$  = csaknem szintelen, halvány sárgászöldes;  $\beta \approx \gamma$  = /nehezen körülírható/ világos zöldes árnyalatú sárgásbarna - világos sárgásbarnás zöld, ill. piszkos világoszöld. Az észlelt maximális interferenciaszín: I. r. sárgászöldes - II. r. kék. Öt kristályon Fedorov-asztallal történt mérésekkel a következő 2V ill.  $\gamma/C$  értékek adódtak:

	2V	$\gamma/C$
1.	-84°	-
2.	-82°	16°
3.	-72°	19°
4.	-78°	21°
5.	-78°	15°

Üde külleműek, retrográd hatásra gyenge kloritosodás figyelhető meg egy részükön. /Rendellenes, barnás interferenciaszínű klorit-félélévé alakulnak./

Gyakran észlelhető rajtuk kissé foltos, nem egységes kioltás, ami egy szemcsén belüli összetétel-változásokra utalhat. Lehet, hogy ez is utólagos átalakulások következménye már.

A plagioklászok - palásságnak megfelelően nyúltak, xenomorfok. Erősen csaknem pseudomorfóza - képződésig szericitésedtek. /Ezért optikailag pontosan meghatározni nem sikerült őket, Bázisos, Ca - gazdag kőzetről lévén szó, bázisos oligoklász-andezin valószínűsíthető./ Jelentős részükön már az utólagos albitosodás hatása látható; üde, viz-

tiszta foltok jelennek meg a belsejükben. A folyamat előrehaladtával pedig sok kristály teljesen átalakult, kitisztult, már csak kis mezőkben, elszórtan tartalmaz szericit pikkelykéket.

Az albitosodás során a különböző anortit-tartalmu albitokon keresztül egészen a savanyúbb oligoklászokig változatos összetételű termékek keletkeztek. Erre elsősorban a fénytörések és a 2V meghatározások alapján következtettünk. Pontos kimérést két alkalommal végeztünk; 5 % körüli és 8-10 % körüli anortit-tartalmak adódtak. Egy szemcsén belül is erősen változik sokszor az összetétel, ezt jelzi a kioltási szög folyamatos változása a kristályon belül.

Gyakori, hogy a már albitosodott szemcse belsejében kisebb fény- és kettőtörésű mezők formájában még savanyúbb foltok jelennek meg. Mindez több hullámú albitosodásra/?, fokozatos kisavanyodásra/?/ utalhat.

A néhány század millimétertől max. kb. 0,3 mm -ig terjedő nagyságú idiomorf titanit kristályok szórtan találhatók, általában plagioklász, vagy zöldamfibol belsejében. Gyakran egyszerű ikrességet mutatnak, megnyúlásukkal a paláság szerint orientáltak.

Az idiomorf, ill. kerekded, max. kb. 0,2-0,4 mm-es metszetekben észlelhető apatitok is szórtan fordulnak elő, néhol sávokban erősebben felszaporodnak.

Az idiomorf négyzet, téglalap metszetű opak szemcsék feltehetően piritek.

A paláságot csaknem merőlegesen metsző litoklázisok mentén zöldpala-fáciesű metamorfitokra jellemző ásványasszociáció jelenik meg, a képződményt ért retrográd hatást jelezve szintén. Albit /-savanyú oligoklász/, klorit, finomtűs habitusu amfibol-féleség /aktinolit lehet/, valamint halmazokban, klinozoizithez közelálló /vas-szegény/ epidot lép fel itt. A halványzöld színű aktinolit /?/ tük sokszor a litoklázis mentén található hornblendékből fejlődnek ki szétseprüződve, pamacs-szerűen.

Litoklázis szerű sávok mentén vasban gazdagabb epidot szemcsék is megfigyelhetők. /Az epidot-félék barnás színű, izotropnak tűnő, szubmikroszkópos ásványhalmazokká alakulnak át./

Az elmondottak figyelembevételével a kőzet metamorf történetét két szakaszra oszthatjuk. Első lépésben egy közepes foku /amfibolit-fáciesű/ metamorfózist valószínűsíthetünk, melyet a második szakaszban kis foku /zöldpala-fáciesű/ retrográd hatások követték, intenzív albitosodással kísérve.

### Összefoglalás

Vizsgálataink alapján a Pusztaföldvári Metamorfit Területi Egységen belül elkülönített két formáció alapvetően hasonló metamorf fejlődéstörténettel jellemezhető. Mindkettőnél először egy Winkler /1976/ szerinti közepes foku /közepes hőmérsékletű/ metamorfózist tételezhetünk fel /amelyek az amfibolit-fáciesnek felel meg, kivéve annak magas hőmérsékletű, ill. anatektikus folyamatokat magában foglaló tartományát/. Ezt később kisfoku /kis hőmérsékletű/ retrográd metamorfózis követte, mely erős albit blasztézissel járt. /Utóbbi metamorf hatás gyakorlatilag a zöldpala-fácies körülményeivel azonosítható./

A Pusztaföldvári Csillámpala Formációnál az első /a kisfoku retrográd hatásokat megelőző/ metamorf szakasz maga is polimetamorf. A palásságot kialakító, a feltehetően ekkor végbement sztaurolit - blasztézissel jellemezhető első fázist újabb csillángenerációk fellépését kiváltó, további metamorf folyamatok egészítették ki. A kisfoku, retrográd metamorfózist a képződmények erős tektonikus deformálódása is kísérte.

A Békéssámsóni Amfibolit Formációnál a kisfoku, retrográd

rád hatásokat megelőzően esetleg végbement többszörös metamorfózist optikailag nem tudtuk bizonyítani. Utólagos tektonizmusra csak enyhe gyűrtsége utal /itt azonban számolni lehet e kőzettípus plasztikusabb, kevésbé rideg reagálásával/.

A nagyvonalakban hasonló metamorf történet és a földrajzi közelség folytán feltételezhető, hogy a két formáció egy szerkezeti egységbe, azonos fejlődéstörténetű metamorfit-komplexumhoz tartozik.

Mint már említettük, az egész Egység elkülönítésének alapjául szolgáló Pusztaföldvári Csillámpala Formációt hasonló ásvány - kőzettani jellegekkel bíró, egységes metamorfózist kapott metamorfit-összletnek tartjuk.

Szepesházy /1974/ és Szederkényi /1982/ /1983/ is - a már ismertetett eltérő módokon - különböző metamorf fokú képződményeket, ill. különböző metamorf fokú képződményekkel jellemezhető területrészeket jelzett a pusztaföldvári, ill. a pusztaföldvári és csanádapácai területeken.

A kőzetek legnagyobb elért metamorf fokát egyedül az Oroszáza-l. sz. fárás egyik magmintájából előkerült sztaurolit-szemcse, mint index-ásvány jelzi biztosan. /Ez is csak egy viszonylag tág hőmérséklet-tartományt ad meg, a nyomás viszonyokról nem világosít fel./ A gránát és a biotit széles P,T-mezőben életképes és amennyiben összetételüket nem ismerjük, nem alkalmasak a metamorfózis pontos behatárolására. Mennyiségük, ill. jelenlétük vagy hiányuk nem a metamorfózis erősségére, hanem a kiindulási kőzet kémiai összetételére utal területeinken. /Ha a metamorfózis erősebb voltára utalna meglétük, akkor hiányuk esetén, más, őket gyengébb metamorfózis mellett helyettesítő Fe-Mg-tartalmú ásványoknak kellene megjelenniük./ Eleve Fe, Mg-ben viszonylag szegény metamorfitok találhatóak a Formációban. A kémiai összetétel alapján valóban lehet bizonyos különbségeket tenni területileg. /Pl. a pusztaföldvári terület

EMY-i felében gyakoribbak a biotitban, gránátban gazdagabb képződmények, míg DK-i részén kisebb körzetekben egyáltalán nem fordul elő biotit, ill. gránát. Nagyobb, teljesen biotit-, gránát mentes sávok nem különíthetők el azonban itt sem./

A kőzetek szericit-tartalma utólagos folyamatok terméke és nem eleve alacsony metamorfizáltságot jelez.

Andaluzit-, disztén index-ásványokat nem észleltünk a vékonyesisszolatok során. Magas hőmérsékletű metamorfózist, ill. mignatitosodást sem tudtunk kimutatni. Káliföldpátot a nagy számú Fedorov-asztallal történt kimérés ellenére sem találtunk. /Viszont gyakoriak a tömeges, alacsony hőmérsékletű albit képződés folytán a míg más jelenségekhez hasonló szöveti formák és a káliföldpátokhoz hasonló ikermentes, vagy egyszerű karlsbadi ikres albitok./

Fent említett szeritek a metamorfitek pneumatolitos és hidrotermális metasszonatózisát is feltételezik. Utólagos pneumatolitos, hidrotermális hatások természetesen nem kizárhatók. Véleményünk szerint azonban az általuk ilyen eredetűnek vélt ásványok és folyamatok "egyszerű" regionál metamorf úton létrejöhettek és nem szükséges helyi metasszonatózisokat feltételezni. /A turmalin például az alföldi metamorf kőzetek jelentős hányadában megtalálható. Gyakorinak mondható az alföldi neogén üledékes képződményekben tömlekként, ami arra vall, hogy a környező területek metamorfitjaira is jellemző volt. Képződése a fizikai körülmények viszonylag széles skálájában végbemehet. Területünkön is mindenütt előfordul, megjelenését nem tudtuk "metasszonatizált" sávokhoz kötni./

A Pusztaföldvári Egység metamorf képződményei délről, délkeletről közvetlenül, szerkezetileg határolódhatnak el a Battonyai Egység metamorf tömegétől, melyre uralkodóan a mignatitok, granitoidok valamint a mikroclin-blasztézises kőzetek jellemzők. Az Egység kőzettípusainak a

többi irányokban való elterjedését, kapcsolatait tekintve feltételezésekre vagyunk utalva. A tőle jóval nyugatabbra feltárt Bácska-Csongrád Metamorfit Területi Egység megfelelő kőzettípusaihoz hasonlíthatók, talán legjobban képződményeink /erre Szederkényi, 1983 is utal/. Különösen a legközelebb lévő Maroslele- 1. sz. fúrás erősen tektonizált metamorfitjai hasonlóak. A tőle északra megismert Körös-Berettyó Egységtől valószínűleg tektonikusan elhatárolt, bár esetleg párhuzamosítható kőzetek ott is előfordulnak. A Körös-Berettyó Egységtől északra lévő Álmosdi Metamorfit Területi Egységre szintén a csillámpalák és rokon kőzetek jellemzők. Ezeknél részben a mieinkhez igen hasonló szöveti jelenségek észlelhetők. A különböző Egységek metamorfitjai kapcsolatának pontos tisztázásához még további, részletesebb összehasonlító vizsgálatok szükségesek.

A metamorfózisok korát tekintve megfelelő számú adat hiányában nem foglalhatunk állást. Megemlítjük azonban, hogy az utolsó, kishőmérsékletű, intenzív tektonizmussal kísért retrográd szakasz, analógiák alapján, feltehetően az alpi ciklushoz köthető már.

- - - - -

Befejezésül e helyen is szeretném megköszönni Lelkesné Felvári Gyöngyinek az értékes szakmai tanácsokat, valamint munkatársaimnak - Boros Ernőnének és Morgenstern Juditnak - a gépelésben, illetve az ábra elkészítésében nyújtott segítségét.

FELHASZNÁLT IRODALOM

BALÁZS, E. - CSEREPES-MESSZÉNA, B. - NUSSZER, A. - SZILI  
GYÖRGYNE 1984.

Az Alföld prekambriumi-, paleozóos-, triász-,  
jura és alsókréta korú képződményeinek össze-  
hasonlító áttekintése a mezozóos és idősebb  
összletek szénhidrogén prognózisa szempontjai-  
nak megfelelően. I. Prekambrium-paleozoikum.  
Kézirat. OKGT. Budapest

DIMITRESCU, R. 1981.;

Hypothésés sur la structure du soubassement  
du secteur sud-orientál de la depression Pan-  
nonique. Rev. Roum. Geol. Geophys. Geogr.  
Ac. Sci. Romana. 25. Bucuresti

GIUSCA, D.- SAVU, M.- BORGOS, M. 1968.:

La strarigraphie des schistes, cristallins des  
Monts Apuseni - Rev. Roum. Geol. Geophys. Geogr.  
Serie de Geologie 12/2. Bucuresti

KURUCZ, B. 1977.:

A Pusztaföldvár-Battonya közötti terület me-  
dencealjzatának képződményei és hegyszerszerke-  
zete. Egyetemi Doktori Ért. JATE. Kézirat.  
Szeged

LELKESNÉ FELVÁRI, GY. 1983.:

Metamorf kőzetek szerkezeti-szöveti elemzésé-  
nek fő szempontjai, különös tekintettel a  
csillámpalákra. MÁFI. Kézirat. Budapest



PATRULIUS, D. et al. 1971.:

Guidebook to excursions of the II.-nd Triassic Colloquium Carpatho - Balkan Geol. Association - Geol. Survey Bucuresti

SZEDERKÉNYI, T. 1982.:

Lithostratigraphic division of the crystalline mass in south Transdanubia and the Great Hungarian Plain Newsletter of IGCP Project No.5. vol. 4. Bratislava

SZEDERKÉNYI, T. 1983.:

Összefoglaló földtani jelentés a Nagyalföld kristályos aljzatának tudományos vizsgálatáról. Kézirat. JATE. Szeged

SZEPESHÁZY, K. 1960.:

Közvetlen adatok a pusztaföldvári terület mélyföldtanához. Kézirat. OKGT. Budapest

SZEPESHÁZY, K. 1974.:

Részlet Rónai et al.: Magyarászó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához L-34-XV. Szeged L-34-XVI. Gyula MÁFI. Budapest

SZEPESHÁZY, K. 1979.:

A Tiszántúl és az Erdélyi Középhegység /Müntii Apuseni/ nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai. Ált. Földtani Szemle 12. Kézirat. Budapest

SZEPESHÁZY, K. 1980.:

A Tiszántúl és az Erdélyi Középhegység /Müntii Apuseni/ nagyszerkezeti kapcsolatai. MÁFI. évi jelentés az 1978. évről. Budapest

WINKLER, H., G., F. 1976.:

Petrogenesis of Metamorphic Rocks 4-th edition  
Springer-Verlag New York Heidelberg Berlin

FORMATIONS OF THE PUSZTAFÖLDVÁR METAMORPHIC  
AREAL UNIT

by  
A. Nusszer

Abstract

Many hydrocarbon exploring deep-drillings have uncovered metamorphic rocks in the basement of the Great Hungarian Plain. Those hydrocarbon exploring areas which lie near each other and in which similar types of metamorphic rocks have become known have been united as a "metamorphic areal unit". Every single metamorphic areal unit is characterized by certain types of metamorphic rocks or by the dominance of these rocks.

Pusztaföldvár Metamorphic Areal Unit can be found in the southern part of the region beyond the river Tisza. Two metamorphic Formations can be distinguished within the Unit.

The Pusztaföldvár Micaschist Formation is made up mostly of micaschists, quartz-micaschists and mica-bearing quartzschists in which gneiss beds also occur. This Formation being known by more than 80 hydrocarbon prospecting drillings and having uniform mineralogical-lithological features gives the basis of separation of the whole Unit.

The Békéssámson Amphibolite Formation has been hit only by one borehole.

Both Formations have similar metamorphic history which can be divided into two main phases.

First they suffered a medium grade metamorphism /Winkler 1976 criteria/ which was followed later in the second phase by low grade retrogressive processes accompanied with intensive albite blastesis. The first phase itself

- at the Pusztaföldvár Micaschist Formation - was polymetamorphic too and during the second phase strong mechanical deformations also took place. Milonitic zones formed in some places with connection of the latter.

Metamorphic rocks of the Unit touch southwards-south-eastwards probably tectonically the metamorphic complex of the Battonya Metamorphic Areal Unit which is characterized predominantly by migmatites, granitoids and microcline-bearing gneisses.

The extent and the borders of the Pusztaföldvár Metamorphic Areal Unit towards the other directions are not known exactly because of large unexplored areas. Further comparative examinations are needed in order to clear up its tectonic position and to ascertain the connections of the rock types of the Unit with the similar rock types of the other Units.

Manuscript received: 30 April, 1985

Address of the Author: András Nusszer  
Hungarian Hydrocarbon Institute  
Százhalombatta  
Pf. 32.  
H-2443

## ÁBRAALÁÍRÁS

1. ábra A Pusztaföldvári Metamorfit Területi Egység földrajzi helyzete

- 1 = a Pusztaföldvári Csillámpala Formáció képződményei
- 2 = a Békéssámsoni Amfibolit Formáció képződményei
- 3 = a Battonyai Metamorfit Területi Egység képződményei
- 4 = feltételezett elterjedési határ
- 5 = fúráspon

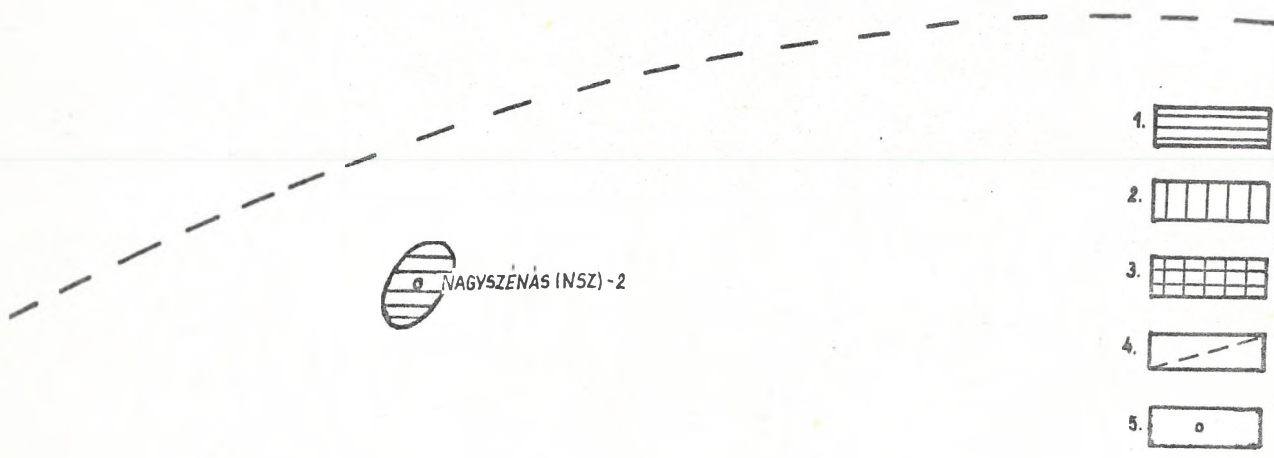
## CAPTIONS

Fig. 1. Geographical position of the Pusztaföldvár Metamorphic Areal Unit

- 1 = Pusztaföldvár Micaschist Formation
- 2 = Békéssámson Amphibolite Formation
- 3 = Rock types of the Battonya Metamorphic Areal Unit
- 4 = Supposed extensional borders of the Pusztaföldvár Metamorphic Areal Unit
- 5 = Borehole



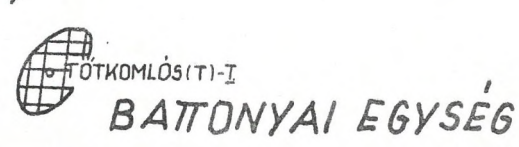
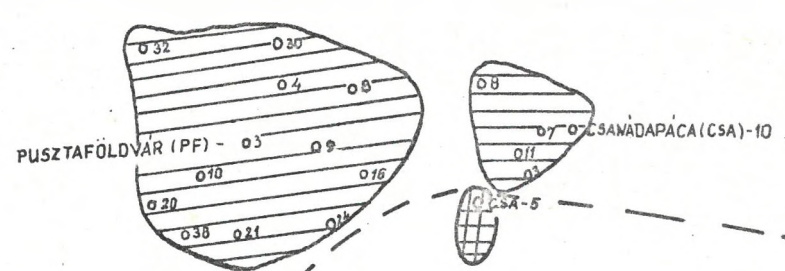
## KÖRÖS - BERETTYÓ EGYSÉG



- 1.
- 2.
- 3.
- 4.
- 5.



## PUSZTAFÖLDVÁRI EGYSÉG



## BATTONYAI EGYSÉG



Fig. 1. ábra