

A DUNA - TISZA KÖZE KRISTÁLYOS ALAPHEGYSÉGÉNEK LITO-
SZTRATIGRÁFIAI FELOSZTÁSA

Cserepesné Meszéna Bernadette^x

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

ÖSSZEFOGLALÁS

A Duna - Tisza köze kristályos aljzatát közepes fokú /almandin - amfibolit fáciesű/ polimetamorf képződmények, ultrametamorf /migmás/ eredetű granitoidok, alacsony fokú /zöldpala fáciesű/ metamorfitek, továbbá tektonitok /katakklázitok, milonitok/ építik fel. Három egymástól különböző területi egység különíthető el /Kecskeméti-, Szanki-, Bácska-Csongrád Egység/, amelyeknek kőzetei egymástól települési viszonyaikban, metamorf kőzetfejlődésükben különböznek. Mindhárom területi egység képződményei számos formációba sorolhatók, amelyek egymással részben korrelálhatók, részben nem. Az egyes formációk igen nagy hasonlóságot mutatnak az Erdélyi Középhegység /Mti Apuseni/ bizonyos sorozataihoz és ezeknek a hasonlóságoknak ill. néhol azonosságoknak a felhasználásával bizonyítható, hogy az Erdélyi Középhegység takarói az Alföld üledékei alatt is továbbnyomozhatók.

^xElőadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztály 1985. március 6-i szakülésén.

Kézirat beérkezett: 1985. május 2.

BEVEZETÉS

A Magyarország medencealjzatát felépítő négy tektonikai egység közül a Duna - Tisza köze a legdélebbi, a Mecsek hegységet az Erdélyi Középhegységgel összekötő zóna középső részén helyezkedik el /1. ábra/.

A kristályos alaphegységet szénhidrogén-kutató fúrások tárták fel, a kutatás az ötvenes években kezdődött és a mai napig tart. A Duna - Tisza közén 483 fúrás tárt fel metamorf kőzeteket, amelyekből 957 magminta származik. Az olajipari fúrások jellegüknél fogva nem végig magfúrással mélyülnek, sokszor egy fúrásból csak egy-két magmintát vesznek, néha egymástól több száz méterre. Ez a tény a pontos kőzettani feltérkép készítését lehetetlenné teszi.

A kőzetmintákat az elmúlt 30 év folyamán számos kutató feldolgozta. Az alapidokumentációt az olajipar különböző vállalatainak petrográfusai /Szepesházy K., Juhász Á., Szalay Á., Csongrádi B.-né, Matyók Ilona, T. Kovács Gábor/ készítették.

Szepesházy Kálmán a kőzetek kitűnő leírásain kívül számos területi összefoglaló jelentésben /SZEPESHÁZY 1958.; 1966.; 1971.; 1974./ tette közzé a Duna - Tisza köze metamorf aljzatáról szóló ismereteit. Az ő nevéhez fűződik többek között a polimetamorfózis, a milonitosodás felismerése is. A metamorf formációkat a Kárpátok és az Erdélyi Középhegység egyes sorozataival azonosította /SZEPESHÁZY 1973.; 1979./ és ezzel bebizonyította az Alföld takarós szerkezetét.

JUHÁSZ, Á. 1966.; 1969a.; 1969b.; 1969c. összehasonlító vizsgálataival először hívta fel a figyelmet a migmatitosodásra.

SZALAY, Á. 1977. az egész Alföld metamorf képződményeiről szóló regionális munkájában megállapította, hogy az Alföld metamorf alaphegységének nagy részét polimetamorf bio-

tit-plagiokláss gneiszek, csillámpalák és amfibolitok építik fel, amelyek igen gyakran migmás jelenségeket mutatnak. A polimetamorf képződményeket szerinte fiatal gránit testek törik át. A Dél-Alföldről zöldpala fáciesű kloritpalákat írt le. Megállapította, hogy a polimetamorf kőzetek három tektono-metamorf ciklus alatt képződtek, az első ciklus egy amfibolit fáciesű regionális metamorfózis volt, amelynek a befejező fázisában képződtek a migmatitok, a következő egy regresszív fázis volt milonit és diaftorit képződéssel, amelyeknek ásványos összetétele megegyezik a zöldpala fáciesű képződményekkel, a befejező ciklus metasomatikus átalakulásokat okozott és a késő kinematikus gránitokat hozta létre.

ÁRKAY, P. 1978.; 1980a.; 1980b.; 1981. a Duna - Tisza köze számos kutatási területének metamorfitjait dolgozta fel, röntgendiffrakciós és elektromikroszkopos mérései az egyedüliek, amelyek az egyes metamorf ciklusok számszerű nyomás-hőmérséklet viszonyait megadják.

BUDA, GY. 1970. a Duna - Tisza köze Északi részének granitoidjait hasonlította össze a mecseki granitoidokkal. Fedorov-asztalos ill. röntgendiffrakciós földpátvizsgálataival a gránitok keletkezési viszonyait állapította meg. A jelen dolgozatban lévő földpátvizsgálatok is nagyrészt az ő irodalomból átvett és továbbfejlesztett módszereivel készültek.

SZEDERKÉNYI, T. 1978. az Ásotthalom-Kelebiai területről készített részletes petrográfiai jelentést. Az egész Alföld metamorfitjaival foglalkozó monográfiájában /SZEDERKÉNYI, T. 1982.; 1983./ a következő lényeges megállapításokat tette: Az Alföld kristályos tömegét két formációcsoportba és további tizenegy formációba lehet sorolni. Egy dél-magyarországi takaróövet és egy közép-magyarországi "autochton"-t lehet különválasztani. A takaróöv túlnyomóan csillámpalából áll, igen magas Al_2O_3 tartalommal, kevés amfibollal, viszonylag sok savanyú metavulkanittal, márvánnyal. Az "autochton" ugyanakkor túlnyomóan gneiszből áll, közepes Al_2O_3

tartalommal, viszonylag sok amfibolittal.

A polimetamorfózis első szakasza /regionális metamorfózis/ a takaróövben kisnyomású-, az autochtonban közepes nyomású /Barrow típusú/ metamorf átalakulást hozott létre, amely egyes vonulatokban a gránitosodásig fejlődött. A polimetamorfózis második szakasza az előzőkhöz képest retrográd, tektonikus metamorf átalakulás, amely a takaróövben blasztonilonit képződést, az autochtonban kataklázosodást okozott. A harmadik szakasz az egész Alföldre kiterjedő klorit zónás retrogresszió. Szederkényi igazolta az un. "Tisia mikrolemez" az Alföld, az Erdélyi Középhegység, É-Bánát, É-Vajdaság összetartozását.

VIZSGÁLATI MÓDSZEREK

A kőzetminták makroszkópos - mikroszkópos leírásán túlmenően meghatároztuk a mikroszkópos ásványösszetételt /mintánként 2-3 vékonycsiszolatból/. Néhány esetben ezt összevetettük a röntgendiffraktométeres felvételekből számított értékekkel. A gránitok kémiai elemzéséből C.I.P.W. katanormás átszámításokat végeztünk, szintén a kőzetalkotó ásványok mennyiségi meghatározása érdekében. Az átszámítások TPA-1140 MU típusú számítógépen, MUCSI, A. programja alapján, a kémiai elemzések a MÁFI laboratóriumában, DÉR, J.-né; SOHA, I.-né; EMSZT, M. vezetésével készültek. A kémiai elemzésekből így kapott kémiai összetételt a STRECKEISEN, 1975 féle diagramban ábráztuk.

A kőzetek, különösen a granitoidok részletesebb vizsgálatánál a földpátok szerkezeti sajátosságait próbáltuk meghatározni. Optikai úton, Fedorov asztallal meghatároztuk a földpátok kristálytani tengelyei és a hasadási /ikersíkok közötti szöveget, ami a plagioklászoknál az ikertípusra és az An %-ra, a K-földpátnál a triklinitásra ad felvilágosítást, továbbá a tengelyszöveget, a 2V-t, ami többek között a keletkezési hőmérsékletre utal. A földpátokra irányuló röntgen-

vizsgálatoknál a K-földpátoknál LAVES, 1960 módszerével meghatároztuk a triklinitás /rendezettség/ értékét, a plagioklászoknál BAMBAUER, CORLETT et al. 1967, módszerével számoltuk az An %-ot és a Si/Al rendezettségi fok megváltozásait. A mérések Philips PW-1730 típusú diffraktométerrel / Cu K α radiáció, 40 kV, 30 mA, scintillációs számláló, grafit monokromátor, divergencia - és detektor rés:1 $^{\circ}$, goniométer sebesség 2 $^{\circ}$ /perc ill. 1/2 $^{\circ}$ /perc. A berendezés programozható, KISS, S. programja alapján a számláló 2 másodpercig számolja a beütésszámokat, az írógép kiírja, a léptető motor 0,01 $^{\circ}$ -onként lép tovább/. A kémiai elemzésekből HP-9830 típusú számítógépen, BESSENYEI, I. programja alapján kiszámoltuk és a számítógéppel kirajzoltattuk a WINKLER, 1976 féle ACF - ÁKF értékeket, amelyek segítségével a kőzetek eredetét kívántuk meghatározni.

Az összehasonlítás kedvéért a kőzeteken un. CLUSTER - analízist végeztünk. A CLUSTER - analízis olyan többváltozós statisztikai eljárás, amely a minták vizsgált paraméterek szerinti belső természetes csoportját tárja fel. A vizsgálat során minden mintát egy adatsor jellemzett, jelen esetben a 14 kémiai alkotó. A CLUSTER - analízis ezeket az un. többdimenziós vektorokat - jelen esetben 14 dimenziós - hasonlítja össze. A leghasonlóbb tulajdonságú minták egy clusterbe fognak tartozni, minden egymástól különböző cluster más-más tulajdonság együtteseket képvisel. Az eljárások a hasonlósági mutató és a redukciós mérték megválasztásától függően mások és mások. Jelen vizsgálatokban a hasonlósági mutató az adatsorok közötti korrelációs együttható volt. A clusterok a hasonlósági mutató egy adott szintjén dendrogramokon definiálható mintaosztályok. A számításokat TPA - 1140 MU típusú számítógépen, GEIGER J. programja alapján végeztük.

EREDMÉNYEK

A Duna - Tisza közén három szerkezeti egység különíthető el, amelyek kőzettani felépítése egymástól lényegesen különbözik.

I. K E C S K E M É T I E G Y S É G

A. Elhelyezkedés

A Kecskeméti Egység fúrásait a Duna - Tisza köze középső részén mélyítették. A metamorf alaphegység É - i folytatását fúrások hiányában nem ismerjük, K - felé a Szolnok - Debreceni nagyvastagságú f. kréta - eocén flis eltakarja, tehát K -i határát mesterségesen a Tisza vonalában húzzuk meg. NY - felé a Zágráb- Tokaji nagytektonikai vonal határolja, a képződmények DNY - felé a Mecsek hegységben nyomozhatók /BUDA, GY. 1972.;1981.; JANTSKY, B. 1976./

A Mecseki granitoidokat NY - ról lezáró É - D irányú Szigetvári törés feltehetően a Kecskeméti Egység kőzeteinek is a NY - i határa. A D- i határt pontosan meghúzni nem tudjuk, feltehetően a Kecel, Szank NY - i területeken végződik, a Kiskunhalas - ÉK, Tázlári milonitok jelölhetik a Kecskeméti és a tőle D- re lévő Szanki Egység /takaró/ közötti zúzott övet /1. ábra/.

B. Litológiai tagolás

A területen 39 fúrás mélyült, a fúrásokból 5 kőzettípust ismertünk meg; a soltszentimrei, izsáki, kecel-K-i, bócsai szénhidrogén kutatási területről gneiszet - csillámpalát, Soltszentimréről, Ujszilvásról, Ceglédreől, Izsákról, Kecel-K-ről, Kecskemétről, Sztalinvárosból, Törtelről, elő-

került migmatitot, a ceglédi, kecskeméti nagykőrösi, soltvadkerti, soltszentimrei gránitot, anchimetamorf kova-, arva-, homokkőpalát Bócsáról, Nagykőrösről és Törtelről, majd végül milonitokat Bócsáról, Jászságról és Törtelről. Mind az öt kőzettípus elkülönült egységekben jelentkezik, az egymáshoz való kapcsolatuk tisztázása a kőzetminták alacsony száma miatt nem lehetséges.

GNEISZ - CSILLÁMPALA

Szürke finomszemű, porfiroblasztokat nem tartalmaz, jól palás, gyakran gyürt kvarcból, csillámból, / ± plagioklászból/ áll. A csillámok közül a biotit a gyakoribb, az esetek többségében kloritosodott. A plagioklász alacsony hőmérsékletű, 18-32 An % - u oligoklász. Járulékos elegyrészként gránát, zoizit, apatit figyelhető meg.

MIGMATIT

Az átmeneti migmatitok pontos elnevezése nem lehetséges, mert a kb. 10 cm széles magdarabokon a leukoszom, melanoszom formák nem tanulmányozhatók. A csekélyszámú magminta 1-2 mm - es, cm - es sötét és világos sávokból, vagy lencséből, gumókból áll, amelyek mindig éles határvonal mentén érintkeznek.

Gyakoriak a ptigmás erek. A sötét, melanoszom részek mind szövet, mind ásványösszetétel szempontjából megegyeznek az előbb említett gneiszekkel, csak az egyes ásványok gyakoriságában térnek el egymástól.

GRÁNIT

Kőzettípusok, ásványösszetétel

A MEHNERT, 1968 nomenklatura szerint diatexit állapotú

gránitot tárt fel a legtöbb fúrás. Ez a kőzet általában vörös és fehér foltos, vagy szürke, nem jól homogenizált, igen változó szemcseméretű, a ceglédi és kecskeméti területeken vörös és fehér foltos plagioklászból, lilásszürke K-földpátból, a soltvadkerti területen élénk vörös K-földpátból és fehér plagioklászból, valamint helyenként némi palásságot mutató biotitból áll.

A főásványok közül a földpátokat vizsgáltuk részletesen és felhasználtuk BUDA, GY. 1970. munkáját is.

A következő generációk különíthetők el /CSEREPESNÉ, 1980./

A plagioklásznál két generáció: az első szabálytalan alakú, vagy izometrikus, 45 % - ban ikermentes, 55 % - ban ikres, ezek közül is a komplex és paralell ikrek gyakoriak, főleg a periklin, albit /ala, albit/karlsbadi, a normál albit iker ritkább. Az ásványban gyakoriak a kerek, vagy esőcseppszerű kvarc zárványok és jellegzetes a mirmekit struktúra. A szericitesedés helyenként igen jelentős. Röntgenmódszerrel és optikailag is az An % 17-31, a 2V 82-90° között változik. A következő generáció ennél savanyubb, 6-12 An % - u, a kristály mindig üde, ált. ikerlemezes, főleg albit ikreket alkot, s idiomorfabb az oligoklásznál, de gyakran csak az oligoklász pereme körül képződött vékony xenomorf sávként észlelhető. A 2V +76 - +88°. Mindkét plagioklász generáció alacsony hőmérsékletű.

A K-földpátnak 3 típusa ismert, feltehetően legidősebb a $\Delta_1 = 0,68-0,78$ triklinitású, -72 - -76° 2V-jü, nem ikres, de általában a 001 és 110 szerint sűrűn hasadozott, hipidiomorf, vagy izometrikus, vastagpértit zsinorokat tartalmazó, ortoklász-mikroklin átmeneti kristály, az ortoklász túlsúlyával. Következő a $\Delta_2 = 0,85$ triklinitású, teljesen xenomorf, tömeges mennyiségű plagioklász és biotit zárványt tartalmazó, hullámos, foltos kioltású, a szemcse szélein néhol a mikroklin jellegzetes albit-periklin ikresedését mutató, gyakran pertites mikroklin, aminek 2V - je

egyedekben más és más, $-76 - -86^{\circ}$ között változik. Harmadik a maximális triklinitású, teljes mértékben ikerlemezekből álló, de a második típusnál jóval kisebb, csak pár tized mm - es, $-86^{\circ} 2V - jü$ mikroklin. A peritit zsinorok itt is gyakoriak.

Az átmeneti típusú migmatitokban az első generációs plagioklász és ha van, akkor az első és második típusú K-földpát a gyakoribb, a harmadik nem jelentkezik; a diatexitnél a két fajta plagioklász közel azonos mennyiségben van, a mikroklines ortoklász ritkább, uralkodik a második és harmadik K-földpát típus.

A főásványok gyakorisági megoszlását a 2. ábra szemlélteti. A migmatitosodás előrehaladásával a K-földpát mennyisége nő, a csillám /+klorit/ és a kvarc mennyisége csökken, a plagioklász mennyisége az átmeneti típusú migmatitok leukozom differenciátumaiban éri el a maximumot.

A vékonycsiszolatokban mért ásványos összetétel jó egyezést mutat a C.I.P.W. katanormákkal /3. ábra/. A Kecskeméti Egység gránitjai és migmatitjai kivétel nélkül a monzogranit mezőbe esnek a STRECKEISEN, 1975 féle diagramban.

A gránitok és migmatitok között a CLUSTER analízis különbséget nem mutat, a minimális hasonlóság is csak 62 %, az egymástól legtávolabb álló kőzetminták között is igen erős rokonság áll fenn. /4. ábra/.

Premetamorf litofácies

A WINKLER, 1976 féle ACF - ÁKF diagramok segítségével a kőzetek eredetét, metamorfózis előtti mibenlétét próbáltuk meghatározni /5. ábra/. A granitoidok nagy része agyag és grauwacke eredetűnek bizonyult, de egy részük a mormál gránitokénál jóval nagyobb Al tartalommal jellemezhető.

Mint már említettük a Kecskeméti Egység granitoidjai szoros genetikai kapcsolatban vannak a Mecsek hegységi granitoidokkal. JANTSKY, B. 1976. a Mecsek hegységben fokozatos granitosodást mutat ki, a gyengén metamorf homokkőtől egészen a jól homogenizált gránitig. BUDA, GY. 1972.; 1974.; 1981. szerint a Mecsek hegységben szinorogén anatexis és késő orogén K-metaszomatózis játszódott le. A mecseki /mórági/ granodiorit plagioklásza bázisosabb, a komplex iker az uralkodó, a szerkezet rendezetlenebb és magasabb a kristályosodási hőmérsékletük /amfibolit fácies/.

Innen a Duna - Tisza köze felé haladva csökken az An - tartalom, fokozódik a szerkezeti rendezettség, az egyszerű ikerrek dominálnak, a Duna - Tisza közén pedig már egy másodlagos albit generáció is megjelenik.

A K-földpát szerkezetét max. vagy közel max. triklinitás jellemzi. Gyakran porfiroblasztos megjelenésű, gazdagon zárványos, jellemző a keresztrácsozású ikresedés. A Barth-féle hányadosból számított keletkezési hőmérséklet $500-550^{\circ}\text{C}$ /amfibolit fácies/. A mórági gránit K-földpátja majdnem minden esetben kettős triklinitású / $\Delta_1 = 0,51$; $\Delta_2 = 0,90$ /. A Duna - Tisza között a két triklinitás közötti különbség kisebb / $\Delta_1 = 0,67$; $\Delta_2 = 0,89$ /.

BUDA, 1972 szerint a Mecsek hegység és Duna - Tisza köze irányában húzódó üledékgyűjtő feltehetően eugeoszinklinális jellegű agyagot, grauwackét tartalmazott. Ezen kőzetek szinorogén anatexites granitosodás hatásának voltak kitéve. A későorogén szakaszban újabb süllyedés és ezzel járó hőmérsékletnövekedés nyomán az alapanyag K-földpátjainak részleges mobilizációja és migrációja ment végbe. A hatás a geoszinklinális legmélyebb részén erőteljesebb volt és ez granodiorittá alakította a Mecsek hegységi kőzeteket, míg

a Duna-Tisza közén a folyamat kisebb intenzitásából eredően megmaradt a gránitos összetétel. A felszabaduló K, Si, Al stb. létrehozta a későorogén K-metaszomatikus dykok, kis batolitok formájában megjelenő gránitokat, gránitaplitokat. LELKES-PELVÁRI, Gy. 1981. vizsgálatai szerint a mecseki gránitosodás magas geotermikus gradiensű volt, andaluzit képződés mellett zajlott le.

A mecseki granitoidoknak az Erdélyi Középhegységben /Mti Ápuseni/ analógiájuk nincsen.

MILONIT

A nagyon erős, tektonikus hatásokhoz kapcsolódó retrográd metamorfózis, diaforézis a kőzeteket néhol oly mértékben átalakította, hogy eredetük nem minden esetben tisztázható. Jelenleg már csak finomra őrölt, szubmikroszkópos kvarc, szericit, csillám mátrixban nagyobb, pár cm-es, diaforitos kvarc - földpát - csillám tartalmu, áramvonalas kőzetklasztok figyelhetők meg. A kőzet gránit eredetére a néhol felbukkanó, még üdén megmaradt mikroklin kristályok utalnak.

KOVA-, HOMOKKŐ-, AGYAGPALA

A kőzettípusok vékony, pár mm-cm vastag világosszürke és sötétszürke sávokból állnak, attól függően, hogy mennyi antracit-grafit ill. kvarc homokszemcse építi fel őket. A homokkövek kötőanyaga kriptokristályos kova, amelyben hajszálvékony szericitszálak figyelhetők meg.

A kőzetek csak gyenge metamorfózist szenvedtek, az eredeti üledékes bélyegek még felismerhetők.

Földtani analógiák

Hasonló típusu képződmények az Alföldön Kiskunhalas és Forráskút közelében találhatóak. Távolabbi analógiák alapján ezt a formációt esetleg az Erdélyi Középhegység P a i - u s e n i sorozatával lehetne azonosítani. A P a i u s e n i sorozat a. metahomokkő - metakonglomerátum, b. metabazalt - metadolerit, c. fillit összletéből felső-szilúr - alsódevon /a/, középsődevon /b/, felsődevon - alsókarbon /c/polleneket mutattak ki, a metamorfózis feltételezett kora variszkuszi./IANOVICI et al. 1976./

C. Kronológia

A képződményeknek csak az egymáshoz való korviszonyát tudjuk megadni. Három metamorf ciklust tudunk elkülöníteni:

I. a. Amfibolit fáciesű Barrow típusu metamorfózis:
gneisz - csillámpala képződés

b. Ultrametamorfózis: migmatit, gránit képződés

II. Retrográd metamorfózis tektonit képződéssel

III. Nagyon kis-kis foku metamorfózis: homokkőpala, kovapala képződés

II. SZANKI EGYSÉG

A. Elhelyezkedés

A Szanki Egység metamorfitjainak határvonala mind a négy égtáj felé bizonytalan. É - i határa - mint már említettük - valahol Kiskunhalas - Tázlár - Szank NY - i milonitoktól É - ra kereshető, a D - i végénél, Bácskában nincsenek fúrások, ami alapján a határ pontosabban meghúzható lenne. A két egységet elválasztó vonal Érsekcsanád és Madaras, Kiskunhalas NY és Kelebia, Szank és Üllés között nyomozható. /1. ábra/. K - felé folyamatos az átmenet a Kőrös - Berettyó Egység képződményeihez, még tovább K -re pedig az Erdélyi Középhegység Kodru takarórendszerének metamorfitjai felé. NY - on az Egység kőzetei a Görcsönyi hátság, a Gyódi fúrások környékén /JANTSKY, 1976.; SZEDERKENYI, 1976/ váltak ismertté.

B. Litológiai tagolás

A területen 191 fúrás érte el a kristályos alaphegységet, a következő hat kőzettípust tárták fel:

Gneisz - csillámpalát: Érsekcsanádon, Felgyőn, Kecelen, Kiskunhalason, Sükösdön, Szankon, Tázlárán,

amfibolitot: Szankon, Jászszentlászlón, Miskén, Tázlárán,

migmatitot: Érsekcsanádon, Jánoshalmán, Jászszentlászlón, Kiskunhalason, Szankon,

gránitot: Érsekcsanádon, Jánoshalmán, Jászszentlászlón,

Kecelen, Kiskunhalason, Kömpöcön, Miskén, Szankon,
milonitot: Kiskunhalason, Tázláron, Szankon, Jánoshalmán,
és végül fillitet Kiskunhalason és Tázláron.

A fő különbség a Kecskeméti Egység kőzeteivel szemben az,
hogy míg ott nem követhető folyamatosan a migmatitosodás,
itt folyamatos átmenetek vannak a gneisz és a gránit kö-
zött; a gneisz mellett az amfibolit is jelentős szerepet
játszik mint paleoszom, továbbá bizonyítható az olvadáshoz
szükséges magas hőmérséklet.

GNEISZ

Kőzettípusok, ásványösszetétel

Szürke, finomkristályos, jól palás, uralkodóan kvarc - pla-
gioklász - csillám /amfiból/ összetételű kőzetcsoport, né-
hol kevés csillámpala betelepüléssel. Fokozatos, jól megfi-
gyelhető átmenet van mind a milonitok, mind a migmatitok
felé. A plagioklász An % - a 10-28, a 2V -86 - +86° között
változik. A biotit ritkán üde, általában penninesedett.
Járulékos elegyrészként gránát, zoizit, klinizoizit, tita-
nit, /gyakran leukoxénesedett/, cirkon, apatit figyelhető
meg.

Premetamorf litofácies

A WINKLER, 1976 féle ACF - ÁKF diagramokról /6. ábra/leol-
vasható, hogy a területegység gneiszei /csillámpalái/grau-
wacke ill. agyag kiindulási összetételűek, tehát üledékes
eredetűek.

ÁRKAY, P. 1978 a kiskunhalasi metamorfitekrol szóló munkájában megállapította, hogy az első, progresszív metamorf szakasz ásványegyüttése: kvarc, plagioklász/uralkodóan $An_{6-10}; max. An_{30}$ / biotit, muszkovit, gránát / \pm K-földpát, apatit, rutil, zoizit/. E paragenézis képződési hőmérséklete az almandin izográd és a staurolit izográd közötti értékek /kb. $490-550^{\circ}C$ /, a koegzisztens biotit-muszkovit ásványpár Na és K megoszlási együtthatói alapján kb. $530^{\circ}C$ -nak valószínűsíthető. Ez a hőmérsékleti intervallum a kiskunhalasi metamorfózis /zöldpala fácies nagyhőmérsékletű részének, a kvarc-albit-epidot alfáciesnek/ felel meg. A kiskunhalasi gneiszek első progresszív metamorf szakaszának nyomásviszonyairól nincsenek adatok.

ÁRKAY, 1981 munkájában a szanki gneiszek keletkezésének nyomás-hőmérséklet viszonyait vizsgálta. Az első progresszív metamorfózis fizikai paramétereinek kvantitatív meghatározásához, az első metamorfózisnál feltehetően fiatalabb, migmatitosodással, granitosodással, kapcsolatos "hőcentrumoktól" viszonylag távolabb fekvő mintákat választotta ki. Kritikus ásványok hiányában a koegzisztens ásványok elem megoszlási arányainak p-t függő változásain alapuló geotermo-és barométereket alkalmazta. A gránát-biotit ásványpár $Mg/Mg+Fe+Mn$ megoszlásán alapuló termométer $540^{\circ}C$, a muszkovit-biotit ásványpár $Na/Na+K+Ca$ megoszlási arányain alapuló termométer $560^{\circ}C$ hőmérsékletet jelez. A gránát-muszkovit-biotit-plagioklász asszociáció egy paragenézisnek tekinthető és ezért alkalmazható volt rájuk a komplex plagioklász - biotit - gránát - muszkovit geotermo- és barométer. A számítások $550^{\circ}C - t$ és $6,9 \text{ kbar} - t$ adtak, amely nyomás adat az 5 kbar körüli, közepesnek tartott nyo-

mástartománynál nagyobb. /A módszerek leírását és az irodalmi hivatkozásokat lásd ÁRKAY, 1978.; 1981./

AMFIBOLIT

Kőzettípusok, ásványösszetétel

Sötétzöld, finomkristályos, jól palás kőzet, vagy elkülönült egységekben, 10-20 cm - es, vagy egy-két méteres sávokban a gneisz közé ékelődve, vagy összekeveredve a gneisszel, amfibolos gneiszként figyelhető meg. A migmás hatást nem mutató kőzetminták uralkodó ásványtársulása a hornblende - biotit - plagioklász - kvarc - járulékos elegyrészek /titanit, gránát, epidot, zoizit, helyenként tömeges mennyiségű klinozoizit és apatit/. A kvarc mennyisége jelentős, helyenként a 20 % -ot is eléri. A nem mignatitos amfibolitok plagioklászja megegyezik a gneiszekben lévőkkel, 18-25 An % - u, általában nem ikres, izometrikus. A biotitdus részek közelében gyenge zonalitás is észrevehető.

Premetamorf litofácies

Már az aránylag magas kvarc tartalomból is következtethetünk, hogy az amfibolitok kiindulási kőzetei nemcsak bazisos-intermedier magmás kőzetek voltak. Feltehető, hogy grauwackéból, agyagból álló üledékek keveredtek intermedier /andezit/ tufával és ezek átkristályosodásából keletkeztek az igen heterogén összetételű amfibolitok. Ezt mutatja a WINKLER, 1976 féle ACF - ÁKF diagram is /15.ábra/.

ÁRKAY, 1981. munkájában az amfiból - plagioklász geotermó- és barométer alkalmazásával kiszámította az amfibolitok első progresszív metamorfózisának p-t körülményeit. /A módszer leírását lásd ÁRKAY, 1981./ Az amfiból - plagioklász módszerrel a szanki területre kapott 510-550°C, 6,8->8 kbar intervallumok jó megegyezést mutatnak és egyaránt az első progresszív metamorfózis kis hőmérsékletű, közepes - nagy nyomástartományú jellegét bizonyítják.

MIGMATIT - GRÁNIT

Kőzettípusok, ásványösszetétel

A gneisz ill. amfibolit paleoszomból a gránit összetételű leukoszom fokozatosan fejlődik ki, a migmatitosodás előrehaladása lépésről lépésre követhető. /CSEREPESNÉ, 1980./

A gránitosodás megindulását a gneiszben és amfibolitban egyaránt elszórtan megfigyelhető, 5-10 mm -es, kerek, vagy orsóalakú földpát - kvarc porfiroblasztok megjelenése jelzi. Ezek általában a palásodás síkjában fekszenek. A migmatitosodás előrehaladásával különböző átmeneti típusú migmatitok keletkeztek, a porfiroblasztok számban és méretben megnövekedtek, több porfiroblaszt összeolvadásából lencsék, apró sávok keletkeztek, majd a sávok vastagabbá váltak és élesen elkülönültek a melanoszomtól. A leukoszom iránya mindig megegyezik a melanoszom eredeti paláságával. Később a párhuzamos sávok felbomlanak, megkezdődik a homogenizáció, különböző agmatit típusok, majd végül a diatexit, és

a jól homogenizált gránit keletkezik.

A gneiszben és amfibolitban ismertetett ásványokon kívül a következő új generációk képződtek: Az összes migmatit típusban gyakori a zónás plagioklász. A hasadási ill. iker-sikoknak a törésmutató irányokhoz mért szögértéke nem jellemző sem az alacsony sem a magas hőszintű plagioklászokra, valószínűleg valamilyen intermedier állapotot képviselnek. Ezt bizonyítja a röntgenfelvételeken lévő tömeges mennyiségű, kiértékelhetetlen diaffuz csúcs is. A 2V szabálytalanul váltakozik a kristály belsejétől kifelé menet, feltehető, hogy hol bázisosabb, hol savanyubb tagok váltak ki. MEHNERT, 1968. szerint a plagioklászok belső magja a legsavanyubb, kifelé haladva nő az An%, míg egy idiomorf zónát el nem ér. Ettől az idiomorf zónától kifelé az An tartalom újra csökken, s egy rendkívül xenomorf albit perem képződik. A kristály belső részét, annak növekvő An tartalmával együtt, valószínűleg egy kismértékű hőmérséklet emelkedéssel és a plagioklász stabilitásában végbemenő, ennek megfelelő változással lehet megmagyarázni. A maximális An tartalmú zóna után a nyomás-hőmérséklet viszonyok rohamosan csökkennek, ami az albit perem képződéséhez vezet. A második területegység zónás plagioklászai nem követik ezt a tapasztalati következtetésekéből levont elvet, így arra lehet következtetni, hogy a kőzetet több felmelegedés és lehülés érte, s a különböző kristályok azonos savanyúságú zónái nem egyszerre képződtek.

A nem zónás kristályoknál egyértelműen három generáció ismerhető fel. Az első valószínűleg azonos a gneisz oligoklászával, tehát még paleoszomhoz tartozik, erősen szericités, rosszul meghatározható, szinte csak zárványként figyelhető meg. A második üde, 50-50 % - ban ikerlemezes, vagy ikermentes, főleg vékony albit ikrekből, alárendeltbben albit /ala ikrekből álló, tömeges kvarc, amfiból,

biotit és rutil zárványokat tartalmazó, nagyon gyakran mirmekites, alacsony hőmérsékletű, a biotitos, tehát gneisz eredetű részeken 6-12 An % -u, tehát savanyubb, az amfibolos részeken viszont 34-44 An % -u, tehát bázisosabb kristály. Ezekkel teljesen azonos habitusú a $-84 - -60^{\circ} 2V$ -jü, átmeneti hőmérsékletű, nem meghatározható An % -u kristály /diffúz röntgen csúcsok/, de ez nyilván idősebb az előzőnél, mert feltehetően még magasabb hőmérsékleten keletkezett.

Az átmeneti hőmérsékletű plagioklász mennyisége kb. minden migmatit típusnál harmada az alacsony hőmérsékletűnek.

K-földpátból szintén háromfélét lehetett elkülöníteni. A legidősebb az egyszerű normál ikres /bavenó?/, hipidiomorf, általában a 001 és 110 szerint hasadozott ortoklász. A röntgenfelvételek szerint a triklinitás nulla, amit a $-54 - -74^{\circ}$ közötti $2V$ is alátámaszt. A -54° -os $2V$ egy magasabb hőmérsékletet és kisebb Si/Al rendezettséget jelent. Gyakran zónás plagioklász kristályok figyelhetők meg az ortoklászban, ahol az utolsó zóna a belső maghoz képest idiomorf. Ez összhangban van Mehnert megfigyeléseivel, miszerint a maximális An tartalmú zóna kialakulásához nagyobb hőmérséklet szükséges.

A következő az iker nélküli, csak hasadozott, szintén peritites, és nagyon sok plagioklász, kvarc és muszkovit zárványt tartalmazó, $-72 - -76^{\circ} 2V$ -jü ortoklász, ami teljesen xenomorf, sokszor csak az üregekben, repedésekben figyelhető meg.

Harmadik az előzőhöz hasonló habitusu, de foltos, hullámos kioltású, a szemcse szélein kereszttrácsozott mikroklin. A triklinitás 79 - 89 %; $2V = -82^{\circ}$.

A migmatitosodás minden stádiumában az idős, egyszerű ik-

res ortoklász a leggyakoribb, utána a porfiroblasztos gneiszeknél és az átmeneti migmatitoknál a -72° 2V -s ortoklász, míg a diatexiteknél a mikroclin.

A paleoszom sávokban a muszkovit ill. a biotit kötegek mellett mindig megjelenik a magasabb hőmérsékletre utaló szillimanit is, amely a csillámokból átalakulva, hosszú, fibrolitos kötegeket alkot.

A migmatit zóna főásványainak gyakorisági megoszlását a 7. ábra szemlélteti. Külön-külön ábráztuk a gneisz-, ill. amfibolit kiindulási anyagú migmatit csoportokat. A plagioklász mennyisége mindkét típusban alig változik, a gneisz paleoszomú csoportban a "szemes gneisz" stádiumban, az amfibolit paleoszomú csoportban az átmeneti migmatitok leukoszom differenciátumaiban van a maximuma. A K-földpát mennyisége mindkét csoportban nő, a kvarc a gneisz kiindulási típusban egyenletesen csökken, az amfibolit típusban maximuma van a leukoszom differenciátumokban. A csillámok /+klorit/ mennyisége mindkét csoportnál a leukoszom differenciátumban a legkevesebb, a hornblende mennyisége a gneisz típusban nem jellemző, az amfibolittól a diatexit-ig fokozatosan csökken.

A STRECKEISEN, 1975 féle háromszögdiagram megszerkesztéséhez MIELKE, 1979 mezonormás kőzetátszámítási módszerét használtuk. A Szanki Egység granitoidjaiban, migmatitban igen magas a biotit /hornblende százalékos mennyisége, így a C.I.P.W. katanormás átszámítás hamis eredményhez vezetett volna. A STRECKEISEN, 1975 diagram szerint a vizsgált gránitok nagy része a monzogranit, granodiorit mezőbe esik, a K-földpát mentes migmatitok összetétele a kvarcdioritokkal egyezik meg. Az ábra jobb alsó felében csoportosuló minták /szanki, kiskunhalasi/ uralkodóan albitból állnak, amelyeket az intenzív alkáli /Na/ metasomatózis hozott létre.

A Cluster analízis dendogramján a gneiszeket, csillámpalákat próbáltuk összehoszlítani a migmatitokkal és gránitokkal /8. ábra/. Az ábra jobb oldalán van a granitoidoknak egy olyan csoportja, a jászszentlászlói, pálmonostorai gránitok, amelyek elütnek a többitől. Ezek tiszta, jól homogenezált gránitok, míg az ábra bal oldalán lévő granitoidok homogenezáltsága nem teljes, így azok a gneiszekkel, porfiroblasztos gneiszekkel nagyobb rokonságot mutatnak.

Premetamorf litofácies

A Szanki Egység gránitjainak heterogenitását szemlélteti a 10. ábra WINKLER, 1976 diagramja. Mint látható a gránitok és migmatitok igen erős szórást mutatnak, a legtöbbjük üledékes, homokkő, agyag, márga eredetű, de az amfibolit paleoszomú szanki, jászszentlászlói, miskei és néhány jánoshalmi gránit az andezit ill. a nagyobb CO_3 tartalmú márgák mezejére esik.

Metamorf fejlődéstörténet

A földpátok alapján területegység kőzetgenetikája a következőképp vázolható: a legidősebb a gneisz és az amfibolit, ami egy ősi geoszinklinális bázisos tufával kevert agyagos - homokos üledékeiből keletkezett, közepes fokú metamorfózissal. A migmatitosodás kezdetét a plagioklászok különválása, megnövekedése, porfiroblasztosodása jelenti.

Első lépésként az alacsony hőmérsékletű albit - oligoklász képződött, ami a hőmérséklet emelkedésével különböző zónákat kapott. Ezen a "magas" hőmérsékleten képződtek az intermedier plagioklászok nevezett kristályok és az ikres ortoklász, majd a hőmérséklet csökkenésével a hasadozott

ortoklász és végül a mikroklin.

A szanki és jászszentlászlói területen észlelhető migmatitosodás fizikai viszonyaira ÁRKAY, 1981. szintén az amfibol - plagioklász geotermo - és barométer alapján következtetett. Azt tapasztalta, hogy a gránitok közelében kissé megnő a hőmérséklet, ugyanakkor a nyomás gyengén csökken. A terület kőzeteinek migmatitosodása tehát az első /közepes - nagynyomású/ progresszív metamorfózistól lényegesen eltérő, kis - közepes nyomástartományú, nagy hőmérsékletű rendszerben ment végbe, az első metamorfózisnál feltehetően lényegesen későbbi, fiatalabb tektonociklusban. A második átkristályosodási szakasz a gránitosodási hőcentrumok közelében az első szakaszhoz viszonyítva progresszív /nagyobb hőmérsékletű/ volt, másutt a hőcentrumoktól nagyobb távolságra retrográd jellegű volt. A Szank-26. sz. fúrás részletes ásványparagenetikai és termometriás vizsgálata alapján /ÁRKAY - NAGY - PANTÓ, 1975/ az adott helyen a második átkristályosodási szakasz albit, biotit /II/, epidot /II/, kvarc és gránát /II/ összetételű ásványegyüttest szolgáltatott. A diffúziós másodlagos összetett gránát zónásság az első /progresszív/ és második /regresszív/ szakasz közötti időkülönbségre és a két szakasz közötti nyírásos - töréses deformációra utal. A második átkristályosodás a biotit és hornblende izográdok közötti, a gránát izográdnak megfelelő $\sim 480^{\circ}\text{C}$ hőmérsékletű, a gránát /II/- biotit /II/ ásványpár alapján 485-520^oC hőmérsékletű volt. Feltehető, hogy a migmatitosodástól mégtávolabbi helyeken ugyanakkor csak kisebb hőmérsékletű, a \sim klorit-zónának megfelelő retrográd átkristályosodás ment végbe.

MILONIT

Kőzettípusok, ásványösszetétel

Az egész Alföldön minden kőzettípuson kimutatható valamilyen fokú milonitos hatás, de a tektonikus metamorfózis Kiskunhalason és Tázláron olyan erőteljes volt, hogy a metamorf kőzetek eredeti bélyegeiket majdnem teljesen elvesztették és új ún. tektonit kőzetek jöttek létre.

Az átalakulás első lépcsőfokában az ásványi összetételben lényeges változás nem következett be, inkább csak a szerkezet és a szövet változott meg, a kőzetből porfiroklasztos milonit lett. Az eredeti gneisz reliktumai még gyakran jól felismerhetők, ezek kisebb-nagyobb, pár mm -es csomók, lencsék formájában helyezkednek el a felmorzsolts, apróra zúzott kőzetmáladék között. Uralkodó elegyrész a kvarc, ami csipkésen, vagy szutura-szerűen egymáshoz illeszkedő kvarc-szemcsékből álló csomók formájában van jelen. A földpát kristályok eléggé bontottak, igen erősen szericitesek és kovások. Alakjuk általában izometrikus, vagy kissé nyult. A csillámok közül a kloritosodott /penninesedett/biotit foszlányokban még gyakran megfigyelhető, azonkívül jellemzőek a faháncsszerű muszkovit kötegek, amelyek nem a gneisz eredeti alkotórészei, hanem a második, retrográd szakaszban képződtek. A csillámpikkelyek és a "köztes anyagot" képző szericitből, kovából, kalcitból és apró pirit kristályokból álló anyag enyhe irányitottságot mutat.

Hosszabb ideig tartó és egyenletesebb nyomásnál a kőzetek jobban felaprozódtak és az előző tipushoz hasonló, de porfiroklasztokat nem tartalmazó, apróbb szerű dinamofluidális szerkezetű, makroszkóposan sötétszínű, tömöttnek látszó milonitok jöttek létre. Ezeken a kőzeteken palásság nem mutat-

ható ki. 10-20 μ nagyságú szericit, kalcit és kova halma-
zokból állnak, csak néhány nagyobb kvarc orsó és biotit, ill.
muszkovit köteg mutat némi palásságot. Gyakran figyelhetők
meg apró, pár tized mm -es, a peremeken teljesen szericitté
alakult, de a belsejükben még ép ikres vagy ikermentes pla-
gioklász kristályok, amelyek a kvarckristályokkal együtt az
eredeti gneisz alkotórészei. A muszkovit pikkelyek valószí-
nűleg a milonitosodással, diaftorézissel egyidősek.

Szélsőséges milonitosodás esetén 10 μ - nál kisebb kvarc,
szericit, kalcit pikkelyekből álló ultramilonit keletke-
zett. A kőzet csak nagyon gyengén palás, teljesen tömött
szövetű, semmilyen nagyobb porfiros elegyrészt nem tartal-
maz. Még erősebb és egyirányubb nyomásnál ezek az erősen
szericites kőzetek gyengébb - erősebb palásodást nyertek.
Színük is általában sávosan változó, szürke, ill. sárga,
ami az elkülönült szericit és kvarc pásztáknak felel meg.
/fillonitos milonit/.

Ezekre a kőzetekre legáltalánosabban az jellemző, hogy 0,1-
0,2 mm széles szericitből, kovából, kalcitból álló "pász-
táakra" és a hossz-tengelyükkel egy irányba rendezett, töre-
dezett, repedezett, karélyosan egymásba fogazódó kvarc
porfiroklasztokból álló "pásztáakra" tagolódnak. Gyakran
felismerhető a szericit és a kalcit földpát alakja, de ép
földpát sehol sem található. Szintén gyakori elegyrész a
biotit és muszkovit, bár a muszkovit mennyisége inkább alá-
rendelt. A csillámok hossztengelyei a palásodási síkoknak
megfelelően egyirányúak. A biotit az esetek többségében már
klorittá alakult, gyakran csak elmosódott körvonalú, szét-
kent, gyenge pleokroizmusu foltok formájában figyelhető meg.

Ahol a milonitosodást nagyobb fokú átkristályosodás /blasztézis/ kísérette, ott ún. blasztomilonitok jöttek létre.

A földpátok szericitesedése és kalcitosodása ennél a típusnál is igen jellemző, de gyakran megfigyelhető, hogy egy szericites folt belsejében viztiszta, ikres vagy ikermentes üde albit vagy mikroklin képződik. A földpáttroncsokból helyenként idiomorf muszkovit lemezek is keletkeznek. A muszkovitosodást és földpátosodást esetleg gyenge K-, ill. Na-metaszomatózis is elősegíthette. A csipkésen összefogódzó kvarc porfiroklastok tisztábbakká váltak, zárványai eltűntek, ami ugyszintén az ujrakristályosodás eredménye. Néhány esetben a földpátosodás olyan erős, hogy a keletkezett kőzet migmatit jellegű. Az új földpát teljesen szabálytalan alakú, nem követi a kvarc és csillámok ált. meghatározott megnyúlási irányokat, hanem csak az egyes ásványszemcsék közötti hézagokat, üregeket tölti ki. Zárványként magába foglalja az első generáció összes ásványfajtaát. A kőzeteken látható gyenge palásság még a retrográd metamorfózis eredménye, amit a nagyarányú blasztézis még nem tudott eltüntetni.

Premetamorf litofácies

A milonitok gneisz eredete a fent elmondottakból következik és mint ahogy a 20. ábrán látható, az Egység tektonit kőzeteinek WINKLER, 1976 féle ACF - ÁKF értékei is megegyeznek a gneiszek értékeivel.

Metamorf fejlődéstörténet

ÁRKAY, 1978. a milonitok fejlődéstörténetével kapcsolatosan

megállapította, hogy az első progresszív metamorfózis körülményei megegyeznek a gneiszeknél tárgyalt p-t viszonyokkal. A második, retrográd szakasz a gneisz - csillámpala kőzetekből kloritosodott, szericitesedett, karbonátosodott gneisz, csillámpala, ill. különféle milonit kőzeteket eredményezett. A retrográd "bontott" gneisz és milonit csoportok között a retrográd metamorf átkristályosodással szinogenetikus, nyirásos deformáció okozta, kőzetszerkezeti, szöveti különbségek tekinthetők döntőnek. Ugyanekkor az ásványparagenezisben is mutatkoznak bizonyos különbségek.

A lényeges nyirásos deformáció nélkül átkristályosodott retrográd kőzetek II. ásványparagenezise: kvarc, klorit, szericit, \pm albit, kevés karbonát /kalcit > sziderit/, a milonitok II. retrográd ásványparagenezise: szericit, sok karbonát /dolomit - ankerit - sziderit/.

A retrográd metamorfózis a vizsgált mintákban sehol sem érte el a biotit izográdot / $< 450^{\circ}\text{C}$ /. A kristályossági indexek /Waewer ind.; Kübler ind.; b_0 stb./ a gneisz - csillámpala - csoportnál kishőmérsékletű, zöldpala fáciesű /epizonális/, a milonitoknál az anchi és epizóna határának hőmérsékletével nagyjából egybeeső retrográd átkristályosodást jeleznek / $270-380^{\circ}\text{C}$ /. Ez azt jelenti, hogy a kataklasztikus /milonitosodás okozó/ és a nem kataklasztikus jellegű retrográd metamorfózis hőmérsékleti és fluid nyomás értékei lényegében megegyeztek. Így feltételezhető, hogy a kataklasztikus retrográd metamorfózis és a kataklasztikus metamorfózis szöveti jegyeit nem mutató retrográd metamorfózis egykorú, azonos p-t fluid értékkel jellemzett rendszerben ment végbe. Különbség volt azonban a fluid fázis összetételében /a kataklasztikus övekben a P_{CO_2} nagyobb volt mint a köztes kőzettömegekben, ld. ásványos CO_2 összetétel különbségeket!/. Így tehát a szerkezeti, szöveti különbségeket az irányított stressznyomás és elsősorban az

a nyirófeszültségek lokális változásai okozták.

FILLIT

Fekete, szerves eredetű, valamint fehér, kvarc, kvarcit, kalcit, szericit sávokból álló, gyüirt, palás gyengén metamorf kőzettársaság.

ÁRKAY, 1978. szerint a gyengén metamorf mészfilit /kvarcfillit /kőzetcsoporthál az eredeti, premetamorf kiindulási kőzet az ásványparagenezis, /szericit, kvarc, kalcit, sziderit, antracit, grafit +pirit, plagioklász, rutil/, a karbonát - ill. a szericit-kvarc-szervesanyagdús sávok üledékes rétegzettsége, a nagy szervesanyag, pirit és sziderit tartalom következtében valószínűleg euxin jellegű, redukív közegben keletkezett márga üledéktípus lehetett. Néhány minta /pl. 33. fúrás 8. mf./ nagyobb kvarc tartalma és szöveti képe durvább törmelékes /homokos/ anyag hozzákeveredésre utal /kvarcfillit/. A karbonát és kvarcfillitek kis földpát tartalma, a törmelékes csillámok hiánya kiegyensúlyozott, lassú üledékfelhalmozódási körülményeket és intenzív kémiai mállást /földpát elbontás, agyagásvány degradáció/ valószínűsít.

A csoportba tartozó kőzetek ásványparagenezise /szericit, kvarc, kalcit, sziderit, pirit, plagioklász, rutil/ anchi-epizónás metamorfózisnak felel meg.

Az illit kristályossági indexek egyöntetűen az anchi zónának /pumpellyit - prehnit - kvarc fáciesnek / megfelelően nagyon kisfokú metamorfózist jelölnek. A finomszemcsés, diszperz antracit reflexióképessége/ $R_{0 \text{ max.}} = 4,00-5,33 \%$ /, a grafit jelenléte, az antracit és grafit együttes előfordulása már a zöldpala fácies /epizóna/körülményeit jelzi. Ez az eltérés részben a képződmény idős/paleozóos/korával,

azaz a szénülési folyamat idő függésével, részben a finom diszperz szervesanyag agyagásvány-átalakulást késleltető /záró/ szerepével magyarázható. Az agyagásvány és szén metamorfózist összegezve a képződmények metamorfózisa a nagyon kis és kisfokú metamorf tartomány /anchi-epizónák/határára tehető, ami kb. 270-300°C hőmérsékletnek felel meg /1. WINKLER, 1976./ . Figyelembe véve a metamorfózis kis hőmérsékletét, a szericitek b_0 értéke a $b_0 - d_{002}$ diagramon /ÁRKAY, P. 1978. 5. ábra/ a kisnyomású /2,5 kbar/ tartományba esik /ld. GUIDOTT és SASSI, 1976./ . Az alap-kárpáti területen ez a nyomástartomány a hercini tektonometamorf ciklusra jellemző, így a karbonátfillit csoport metamorfózisának kora hercininek valószínűsíthető.

C. Kronológia

A képződményeknek csak a relatív korviszonyát tudjuk megadni. A következő metamorf ciklusokat lehet elkülöníteni:

- I. a. Kis-közepes hőmérsékletű, nagy nyomású metamorfózis: gneisz /csillámpala/, amfibolit képződés
 - b. Nagy hőmérsékletű, kis nyomású, migmatitosodás, szillimanit képződés
 - c. Kis hőmérsékletű, közepes-nagy nyomású retrográd metamorfózis: milonit képződés
- II. Kis hőmérsékletű, kis nyomású metamorfózis: fillit képződés

ÁRKAY, 1978. szerint a fillit képződés p-t viszonyai megegyeznek az európai variszkuszi átlaggal. Ha tehát a fillitet variszkuszinak vesszük és tudjuk azt, hogy a retrogr-

rád metamorfózis közepes-nagy nyomásviszonyai lényegesen eltérnek a hercini progresszív metamorfózis kisnyomású tartományától, akkor a retrográd metamorfózis és vele együtt a kis-közepes hőmérsékletű, nagy nyomású első progresszív fázis csak prehercin lehet, bár nem zárható ki annak lehetősége sem, hogy esetleg a hercini tektonometamorf ciklus különböző koru és intenzitású szakaszai eredményezték a lényeges metamorf fokkülönbséget.

D. Földtani analógiák

A Szanki Egység legnagyobb számban előforduló, legtipikusabb kőzetei a gneiszek és a belőlük keletkezett migmatitok. Az Egység NY - i folytatásában, a Mecsek hegység D-i előterében /Görcsönyi hátság/ a Gyód - 3; sz. fúrások és a Görcsöny - 1. fúrás tárt fel hasonló metamorf fokú /szilimanit izográdu/gneiszeket. SZEDERKÉNYI, 1976. a Görcsönyi hátságon Barrow típusu kristályos pala összletet ír le, ami egy ENY - DK -i csapású izográdokkal jellemezhető progresszív sorozat. Az izográdok DNY - ról EK - felé növekednek, a legutolsó zóna képződményei migmatitosak /Gyód-3,-5./ Az egész metamorf sorozat szerinte egy metamorf ciklusban keletkezett, kivéve a Mecsek D - i előterét, ahol egy másfél - két kilométer széles, ó-paleozóos milonitos zóna található, ami idős variszkuszi transzkurrens tektonika eredménye.

JANTSKY, 1975. szerint a Mecsek hegység kristályos része szimmetrikus felépítésű, a központi Fazekashoda-Mórággyi erősen gránitosodott zónát E -ről és D - ről is az un. réteges migmatitok öve határol. SZEDERKÉNYI, 1976. féle klorit - biotit zónákat retrográd eredetűnek tartja. A gyódi fúrások a D - i migmatitok övébe esnek. JANTSKY szerint a gneiszek és az ultrametamorf gránitok metamorfózi-

sának kora alsóprekambrium, a Mecsek hegység D - i előterében húzódó tektonikus övet egy felsőprekambriumi retrográd, tektonikus metamorfózis hozta létre.

Mind SZEDERKENYI, 1977. mind JANTSKY, 1976. foglalkozik a Mecsek hegységi zöldpala fáciesű képződményekkel, az un. Ófalui Fillitoid Csoporttal. A metavulkanitok, fillitek, amfibolitok, kvarcpalák, kristályos mészkövek SZEDERKENYI szerint ordoviceum - szilur korúak, míg JANTSKY ugyanezeket felső prekambriumba sorolja. A két szerző a kőzetek keletkezésében és genetikájában sem ért egyet.

A Szanki Egység metamorfittjai nagyon bizonytalanul kapcsolhatók csak a Görcsönyi hátság ill. az Ófalu környéki hasonló metamorf fokú képződményekhez.

A szanki, jásszentlászlói migmatitok a gyódiakkal azonosnak vehetők /szillimanit zóna/, bár a Duna - Tisza közén nem előzi meg az ultrametamorfózist egy teljes Barrow típusú sorozat.

A Mecsek hegység D - i előterében húzódó széles milonit zóna ÉK felé esetleg a Kiskunhalas - Tázlár környéki milonitokban folytatódhat. Az Ófalu környékén levő fillitek és milonitok a kiskunhalasi fillitekkel és milonitokkal azonosíthatók, bizonyítja ezt a két kőzet együtt előfordulása is. Ellentmond ennek az a tény, hogy a Dunántúlon a vörös, porfiroblasztos gránit ettől a zónától D - re, míg a Duna - Tisza közén ettől a zónától jóval É - abbra /Kecskeméti Egység/ figyelhető meg. A Szanki Egység képződményei K - felé folyamatosan mennek át a Kőrös - Berettyó Egység képződményei-be./SZILINÉ, 1984./ A két egység tulajdonképpen egy takarót alkot, külön tárgyalásuk csak a közöttük levő nagy távolság miatt indokolt. A Szanki Egység gneisszei megfelelnek a Kőrös - Berettyó Egység Endrődi Gneiss Formációjának, az amfibolitok a Szeghalmi Amfibolit Formációnak, a migmatitok a Sarkadkereszturi Migmatit Formációnak, a gránitok a Biharkeresztési Gránit Formációnak/SZILINÉ, 1984.6.ábra

Még tovább K - re a kristályos kőzetek az Erdélyi Középhegység /Mti Apuseni/ egyes sorozataival azonosíthatók DIMITRESCU, 1976./ . Mivel a Szanki Egységre olyannyira jellemző migmatitosodás analogiáját a Kodru /Codru/ sorozatban találtuk meg, feltételezzük, hogy a Kodru takarórendszer Fenes /Finis/ takarójának migmás gneisz-amfibolit sorozatát tarták fel a Duna - Tisza köze középső részén. A Kodru migmatitok kora radiometrikus és geológiai bizonyítékok alapján kambrium - szilur, a metamorfózisuk /ultrametamorfózisuk/ a kaledoni orogénben zajlott le /BALINTONI, 1983/. Ezzel jól összevág a szanki migmatitok prehercin kora. Hogy a Szanki Egység metamorf képződményei takarós szerkezetűek, azt bizonyítja az Egység É - i részén mélyült Kecel K - 2. sz. fúrás is, ami 2500 m -ben közel 100 m vastag metamorf összlet átfúrása után júra rétegben állt meg. A kiskunhalasi fillit makroszkópos, mikroszkópos tulajdonságai alapján a Paiuseni sorozat felső részéhez az un. Aranyosi /Arieseni/ sorozathoz hasonlít. A Paiuseni sorozat felső-szilur - alsó-devon metahomokkőből, devon metabazaltokból, és felső-devon - alsó-karbon fillitekből áll. Ez utolsót hívják Aranyosi sorozatnak és ezzel analog a kiskunhalasi fillit is /IANOVICI et al- 1976./ Régebben a Kodru sorozat tetején telépülő, zöldpala fáciesű összletet Biharia sorozatnak hívták /DIMITRESCU, 1976/. Ujabb kutatások szerint /BALINTONI, 1983./ a Biharia sorozat a Kodru takarórendszerben nincs meg, az uralkodóan klorit - szericit - albit összetételű, zöldpala fáciesű sorozat a Kodru migmatitok retrográd változata, és nem önálló Bihariai sorozat. .

III. B Á C S K A - C S O N G R Á D E G Y S É G

A. Elhelyezkedés

Az Egység képződményei a Duna - Tisza köze D-i részén helyezkednek el, egészen az országhatár közelében.

É-i határa, mint már említettük, nehezen húzható meg, mivel a Szanki Egység D-i és a Bácska - Csongrád Egység É-i határánál olyan kőzetek figyelhetők meg /gneiszek, csillámpalák/, amelyek mindkét Egységhez tartozhatnak. A Bácska - Csongrád Egység É-i határa valahol Madaras - Kelebia - Üllés vonalától ÉNY-ra húzódik.

D-i határa mesterségesen az országhatár, de a képződmények Jugoszláviában, a Vajdaságban /KEMENCI, ČANOVIĆ 1975/ is megfigyelhetők. NY felé a Dunántúlon a Somogy - Dráva medencében ill. a Görcsönyi hátságon nyomozható tovább /ÁRKAY, 1984.; SZEDERKÉNYI, 1976.; JANTSKY, 1976/, határa az egész szerkezeti egységet határoló Zágráb - Tokaji nagy törvonal. K-felé mesterséges határként az 5000-6000 m mély Makói árkot tartjuk, de a képződmények a Tiszántúlon, a Pusztaföldvári Egységben /NUSSZER, 1984/ folytatódnak, onnan még K-ebbre az Erdélyi Középhegység /Mti Apuseni/ Aranyosbányai /Baia de Aries/ sorozatával, vagy a Kodru /Codru/ sorozat nem migmatitos részével azonosíthatók. /DIMITRESCU, 1976/.

B. Litológiai tagolás

A területen 253 fúrás érte el a kristályos alaphegységet, nyolc kőzetcsoporthatározható:

gneisz - csillámpala: Algyőn, Ásotthalmon, Bordányon, Csólyoson, Ferencszálláson, Kelebián, Kiskundorozsmán, Kiskunmajsán, Kiszomboron, Kunbaján, Madarason, Mélykuton, Ruzsán, Szegeden, Üllésen, Zsanán; porfiroblasztos gneisz: Bordányon, Forráskuton, Ruzsán, Sándorfalván, Üllésen, Makón; amfibolit: Algyőn, Ásotthalmon, Dorozsmán, Ferencszálláson, Öttömösön, Üllésen; márvány: Kiskundorozsmán; migmatit: Algyőn, Kiskundorozsmán, Forráskuton, Kiszomboron, Makon; gránit: Algyőn, Deszken, Ferencszálláson, Kiskundorozsmán, Ruzsán, Üllésen; milonit: Algyőn, Ásotthalmon, Ferencszálláson, Forráskuton, Kiskunmajsán, Sándorfalván, Szegeden, Üllésen, Zsanán, Maroslellén; albitgneisz-kloritpala: Kiskunmajsán, Algyőn, Forráskuton.

Az első területi egységekkel ellentétben nem a migmatitok és a gránit a legjellegzetesebb kőzettípus, hanem az indexásványokkal jellemezhető csillámpala.

GNEISZ - CSILLÁMPALA

Kőzettípusok, ásványösszetétel

A csillámpala ált. szürkésbarna, vagy zöldesszürke, finomkristályos, jól palás kőzet, az esetek többségében milonitot, de mindenképpen kataklázos. Ásványos összetételük: kvarc - biotit/klorit - muszkovit/ szericit - gránát - föld-

pát - disztén /andaluzit/ - staurolit - zoizit. A gránát és a disztén mennyisége néhol a 10 % -ot meghaladja. A gneisz világos és sötétszürke, halványzöld és barna sávos, foltos kőzet, jó palásodással, igen változatos szövettel és szemcsenagysággal. Az esetek többségében egyenletesen finomkristályos, de néha leptinit szerűen váltakoznak a finom és durvakristályos részek, sőt kaotikus szövetű, kevert, finom - durvakristályos góccok, halmazok is észlelhetők. Az ásványösszetétel megegyezik a csillámpalákéval, a földpát dominál a csillámokhoz képest. Az ásványok eloszlása nem egyenletes, hol sötét elegyrészek, csillámok uralkodnak, hol a földpátok, ill. a kvarc. A biotit kloritosodása - éppugy mint a csillámpaláknál - szinte törvényszerű. A muszkovit mennyisége alárendelt, csak néhány mintában válik kőzetalkotóvá. A földpát általában üde, finomszemcsés, ritkán ikerlemezes plagioklász, Fedorov-asztalos mérések szerint $An = 10 - 27 \%$, eloszlása egyenletesnek mondható, de néhol hirtelen felszaporodik, s a sok durvakristályos plagioklászt tartalmazó kőzet rész gránitos szövetűvé válik. A disztén hosszú, oszlopos léceket alkot, üde, nem átalakult. A staurolit mennyisége nem éri el a diszténét, apró, töredezett kristályok formájában figyelhető meg általában. Két mintában találtunk andaluzitot, amely 0,5 mm körüli, kerekded szemcséket alkot. Egyik esetben sem érintkezett diszténnel. A gneiszek fokozatos átmenetet mutatnak a csillámpalák /földpát hiány/ és az amfibolitok /hornblende megjelenése/ felé.

A gneiszek és csillámpalák százalékos átlag ásványos összetételét a 11. ábra mutatja. A főásványok megoszlása a vártak megfelelően alakul.

Összehasonlítva a Kecskeméti - és Szanki Egységek ugyanilyen típusú kőzeteivel /12. ábra/, a Cluster analízis szerint a gneiszek és csillámpalák között lényeges különbség nincs.

Pre-metamorf litofácies

A Bácska - Csongrád Egység gneiszének - csillámpaláinak ACF-ÁKF diagramja agyag, nagy Al tartalmú agyag, grauwacke, eredetet mutat, kisebb % - ban márga és andezittufa hozzákeveredéssel /13. ábra/. Ezt alátámasztja a kőzetek heterogén szövete és változó ásványos összetétele is.

Metamorf fejlődéstörténet

A gneisz - csillámpala sorozat keletkezési körülményeit a bennük levő indexásványok meghatározzák. Két metamorf szakaszt tételezünk fel: egy disztén - staurolit izográdu, 540°C , 6 kbar $< p-t$ viszonyú, Barrow típusú metamorfózist, és egy kisebb nyomású, $>34^{\circ}\text{C}/\text{m}$ geotermikus gradiensű, andaluzitos metamorfózist /WINKLER, 1967.;1976./. Mivel a két Al_2SiO_5 módosulat, a disztén és az andaluzit sohasem együtt fordult elő, nem tudjuk megállapítani, melyik metamorf szakasz az idősebb, de dunántúli /ÁRKAY, 1984/ és erdélyi példák alapján /BALINTONI, 1983/ az andaluzitost tartjuk fiatalabbnak. Ezzel ellentétben SZEDERKÉNYI, 1983. a kisnyomású, nagyobb hőmérsékletű metamorfózist tartja elsődlegesnek. Tiszai Formáció néven foglalja össze az Egység metamorf képződményeit, a Kelebia - Ásotthalom kutatási területek kivételével. Szerinte is a metamorfózis kulcsásványa az andaluzit, amely egykori porfiroblasztok töredezett, elmorzsolts maradványa és amely egy későbbi metamorf szakaszban tektonikus metamorfózis hatására diszténné, szillimanittá alakult. Az andaluzit tehát az első progresszív metamorf szakaszban keletkezett, amely kis nyomású, viszonylag nagy hőmérsékletű, nem Barrow típusú metamorfózis volt

/590 - 650 °C ; 2,5 - 2,7 kbar a metamorfózis fizikai körülményeit ábrázoló diagram rendszer segítségével/. Az andaluzittal "fémjelzett" regionális metamorf esemény után nem túl nagy időközzel hirtelen nyirási nyomásnövekedés lépett fel, ami blasztomilonit szerkezetet, milonit zónákat hozott létre és az andaluzit porfiroblasztokból diszténes-szillimanitos átalakulással új Al_2SiO_5 kritikus ásványokat alakított ki. A létrejövő disztén, esetleg szillimanit kristályocskák méretüknél és valószínűleg torzultságuknál fogva nehezen különíthetők el egymástól és az andaluzit alapanyagtól, de röntgendiffrakciós módszerrel jól felismerhetők. A két metamorfózis között nem sok idő telt el, mutatja ezt az a tény, hogy a terület migmatitjai, gránitoidjai még plasztikus állapotban voltak, a nyirási nyomásnövekedés nem hagyott nyomot rajtuk. A gránitok képződését az andaluzitos palák képződésének idejével gondolja azonosnak.

Mivel a Tiszai Formáció képződésének geotermikus gradiense > 34 °C /m a tőle É - ra levő területek metamorfizálására viszont a < 34 °C /m geotermikus gradiens a jellemző, így a két egység csak tektonikus úton, takaróképződéssel kerülhetett egymás mellé.

Földtani analógiák

Mint már említettük, az Egység képződései NY-on a Dunántúlon, a Somogy - Dráva medencében is ismertek. ÁRKAY, 1984 a dunántúli gneiszek vizsgálatánál szintén két szakaszos progresszív metamorfózist ismert fel, az idősebb, a \pm disztén, staurolit tartalmú gneisz-csillámpalák 550-600 °C -on, 5,9-8,9 kbar nyomáson keletkeztek a plagioklász - biotit - gránát - muszkovit termobarométer szerint. Az andaluzit tartalmú kőzetek viszont ennél kisebb nyomást jelölnek

/ > 34 °C / m geoterm. gr./.

Az andaluzit és a disztén viszonya ott is ismeretlen, de az andaluzitban staurolit zárványokat talált, tehát az andaluzit tartozik a fiatal generációhoz.

A Bácska - Csongrád Egység gneiszei, csillámpalái az Erdélyi Középhegység /Mti Apuseni/Aranyosbányai/Baia de Aries/vagy Szamos /Somes/ sorozatával mutatnak hasonlóságot a kőzetfajták /gneisz-csillámpala/ ásványösszetétel /kvarc, földpát, csillám, amfiból, gránát, staurolit, disztén, andaluzit/ és a települési viszonyok vonatkozásában /DIMITRESCU, R. 1976.; BALINTONI, J. 1983./ Az andaluzit és a disztén eltérő foliációját az Erdélyi Középhegységben néhol a kézipéldányon lehet tanulmányozni, minden kétséget kizáróan az andaluzit a fiatalabb. A legvalószínűbbnek az Aranyosbányai /Baia de Aries/ sorozattal való azonosítás látszana, de az Aranyosbányai sorozat a Biharja takarórendszerben van és a Biharja takarórendszer képződményei csak fosztlányokban ismertek a Duna - Tisza közén /ld. Algyői kloritpala=Biharja sorozat/.

A Biharja takarórendszerben nincsen mezozóikum, márpedig a Duna - Tisza köze D-i részén van, tehát nem tételezhetjük fel, hogy az egész Bácska-Csongrád Egység metamorf képződményei a Biharja takarórendszerhez tartoznak. A mezozóikum alapján a Kodru /Codru/ takarórendszer egyes takaróit tételezik fel /BERCINE, 1984./ a Duna - Tisza köze D-i részén, tehát nincs kizárva annak lehetősége sem, hogy a Kodru sorozat nem mignás /paleoszom/részét tártuk fel.

Jugoszláviában, a Vajdaság É-i részén szintén széhidrogénkutató fúrások tárták fel a metamorf alaphegységet/KEMENCI, ČANOVIĆ, 1975/, amely szintén gneisz-csillámpala ± amfibolit ± gránit kőzettípusokból áll. A kapcsolatok tisztázása további munkát igényel.

A gneisz - csillámpala csoport kőzeteitől való külön tárgyalása azért indokolt, mert legjellegzetesebb, legszembe-tünőbb ásványa a 0,5-3 cm nagyságú, kerek vagy ovális földpát porfiroblaszt, amely feltehetően nem egyidős a gneisz többi ásványával. A blasztos földpátok, amelyek Fedorov asztalos kimérés szerint ikerrácsos mikroklinek, vagy ikermentes albitok, az esetek többségében "ráülnek" a palásságra, de néha a vékony, a palásságnak megfelelően egy irányba rendezett biotit, muszkovit, finomkristályos kvarc sávok koszorúszerűen körülveszik a nagy, üde porfiroblasztokat. A porfiroblasztok földpátjai az alapanyag földpátjaihoz képest feltűnően sokkal üdébbek. Míg a Szanki Egységben a porfiroblasztok megjelenése egyértelműen a migmatitosodás kezdeti fázisához kapcsolható, a Bácska - Csongrád Egységben ez nem mondható el. Semmilyen regionális összefüggés nem mutatható ki a migmatitok és a porfiroblasztos gneiszek között. A blasztézis lehet, hogy a fiatal, zöldpala fáciesű kloritpalákkal azonos idejű és erősségű metamorfózishoz, vagy esetleg a milonitképződéshez kapcsolható. Az ACF - ÁKF diagramokon nem mutat különbséget a többi gneiszhez viszonyítva /13. ábra/.

AMFIBOLIT

Kőzettípusok, ásványösszetétel

Csak néhány, egymástól több tíz km-re levő, elszigetelt fúrás tárta fel. Általában sötétzöld, fekete, gyengén palás, finom-közepes kristálynemű hornblende/klorit-plagioklász /An = 25-35 %/-kvarc-biotit /klorit-gránát-zoizit/ epidot-magnetit ásványösszetételű. Átlagos ásványösszetételét a 11. ábra mutatja.

SZEDERKÉNYI, 1978 klorit/amfiból/ -biotit-muszkovit-oligoklász /andezit-kvarc, ill. klorit-muszkovit/ szericit-mikroklin-albit összetételű intermedier metavulkanitokat is említ.

Összehasonlítva a Szanki Egység amfibolitjaival, a Cluster analízis halvány elkülönülést mutat, aminek oka nem annyira genetikai, mint inkább a Bácska - Csongrád Egység amfibolitjainak igen magas gránát ill. zoizit tartalmában keresendő /14. ábra/.

Premetamorf litofácies

A WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagram nem mutat egységes eredetet. A Szanki Egység amfibolitjaihoz hasonlóan /15. ábra/ a minták nagy része az andezit-grauwacke-tengeri agyag mezőbe esik, tehát egy bázisos-intermedier tufákkal kevert tengeri üledék volt. Mutatja ezt a kőzetek magas kvarc és gránát tartalma is.

SZEDERKÉNYI, 1983. megállapította, hogy az üledékek közé szingenetikusán települt magma mészkalkáli jellegű volt, közel a tholeiites határhoz. /Vizsgálati módszereket ld. ott/ A magma kéregbeli származását tekintve megállapította, hogy azok határozott óceáni kéreg eredetet mutatnak, s csak enyhén differenciálódtak. Konvergens lemezszegélynél, eugeoszinklinális környezetben létrejött egykori ofiolit asszociáció legfelső szakaszát képviselik.

Metamorf fejlődéstörténet

Az ásványösszetétel alapján, az amfibolitok egy WINKLER, 1967, 1976 szerinti közepes fokú /almandin-amfibolit fáciesű /metamorfózis során keletkeztek, kb. a staurolit izográdnak megfelelő hőmérséklet-nyomás viszonyok között. / $>550^{\circ}\text{C}$; >6 kbar/ Indexásványokat a kőzet nem tartalmaz, többszörös progresszív metamorfózisra semmilyen jel nem utal.

Földtani analógiák

A dunántúli Dráva medencéből ÁRKAY, 1984 említ amfibolitot, amely ásványi összetétele megegyezik a Bácska - Csongrád Egység amfibolitjával. Keletkezési hőmérsékletük 510°C , nyomás: 7,3 kbar.

K-felé, az Erdélyi Középhegységben mind az Aranyosbányai /Baia de Aries/, Kodru /Codru/, Szamos /Somes/ sorozatokban leírtak vékonyabb-vastagabb amfibolit betelepüléseket, amelyek a gneisz-csillámpala sorozattal szingenetikusak /DIMITRESCU, 1976/.

MÁRVÁNY

A csillámpala-gneisz-amfibolit sorozatban vékony csikok formájában észlelhető néhány kiskundorozsmai fúrásban. Fehér, durvakristályos, nem palás kőzet, jellegzetes diopszid, és muszkovit tartalommal. Metamorfózisuk tehát elérte az amfibolit fácieset.

Kőzettípusok, ásványösszetétel

Egymástól távol, elszigetelve jelennek meg, az egymáshoz való kapcsolatuk tisztázatlan. A migmatitoktól a gránitig való fejlődési folyamat nem figyelhető meg, de ennek fő oka a feltártás hiánya. Eles határral rendelkeznek a gneiszek és a csillámpalák felé is.

Fehér, fehérésszürke, közép-durvakristályos, enyhén palás kőzetek, a következő ásványos összetétellel:

- a. egyenletesen kristályos albit-kvarc-muszkovit
- b. egyenletesen kristályos kvarc-mikroklin-muszkovit-biotit /klorit \pm plagioklász/ An = 0-12 % / \pm gránát
- c. az előző ásványösszetétel, több mm-es ortoklász por-firoblasztokkal
- d. egy idős generációhoz tartozó, egyenletesen kristályos /ortoklász/-plagioklász-muszkovit -biotit-turmalin és egy fiatal generációhoz tartozó, az előzőeket zárványként magukba foglaló mikroklin-albit.

Az ortoklász rendezetlen szerkezeti állapotú, triklinitás nulla, ált. egyszerű karlsbadi ikreket alkot. A mikroklin ezzel ellentétben jól rendezett $\Delta = 0,78-0,86$ /, mindig keresztrácsozott ikreket alkot. Az albit An %-a sem optikailag sem röntgenmódszerrel mérve nem haladja meg a 12 %-ot.

Az átlagos ásványösszetételt a 11. ábra mutatja.

Ha a granitoidikat a STECKEISEN, 1975 féle diagramban áb-

názoljuk, látható, hogy a Bácska - Csongrád Egység legtöbb gránitoidja monzogránit, granodiorit mezőbe esik, egy-egy extrém magas K-földpát tartalmú gránit esik csak a szienogránit, kvarc-szienit mezőbe. /16. ábra/

A Cluster-dendogramok szerint a migmatitok és a granitoidok között igen erős rokonság van /17. ábra/.

Ha a gneiszeket, csillámpalákat hasonlítjuk össze a granitoidokkal /18. ábra/, azt tapasztaljuk, hogy a granitoidok sokkal inkább elkülönülnek a többitől, mint a Szanki Egységben. Míg az előző esetben a két kőzet keveredése genetikai kapcsolatra utal, itt épp az ellenkezője látszik valószínűnek. A granitoidok az ábra bal sarkába különülnek és csak néhány gneisszel és csillámpalával mutatnak rokonságot.

Premetamorf litofácies, metamorf fejlődéstörténet

A WINKLER, 1976.féle ACF - ÁKF diagramokon /19. ábra/ a granitoidok igen erős szórást mutatnak. A legtöbbjük az alkáli - kalk-alkáli gránitok közé esik, de a nagyobb Al tartalmú agyagok mezejére is került néhány pont és az andezit mezőre is. A gránitok eredetének és feltételezett migmatitosodásuk menetének meghatározása még a jövő feladata, a WINKLER diagram szerint igen különböző kiindulási anyaguak, tehát migmás gránitok, de ez a tény még bizonyításra szorúl. A granitosodás nyomás - hőmérséklet viszonyairól sincsenek adataink.

Földtani analógiák

A Bácska - Csongrád Egység granitoidjai D-en, Jugoszláviá-

ban nyomozhatók tovább /KEMENCI, ČANOVIC 1975./ A Duna - Tisza közéhez hasonlóan, ott is elszórtan, egymástól elszigetelve több, kisebb granit tömzset tártak fel a fúrások. Egyik terület granitoidjai sincsenek azon a szinten feldolgozva, hogy közöttük azonosságot lehessen vonni. Ugyancsak mondható el az Erdélyi Középhegység vonatkozásában is. A Duna - Tisza között feltárt granitoidok, ha más eredetűek, akkor a battonyai gránittal /SZALAY, 1975.; BALÁZS, 1984/ együtt a Kodru /Codru/ sorozat Világos /Sírria/-Pinkotai granitoidokhoz tartoznak, ha meg nem más, hanem plutoni eredetűt tételezünk fel, akkor a Hegyes Drócsa /Highis-Drocea/hg. karbon kori intruzióval lehetne őket azonosítani /DIMITRESCU, 1976./ Ez a kérdés további tisztázásra vár.

MILONIT

Szinte minden kőzetet ért valamilyen erősségű kataklázosodás, sokszor milonitosodás, a képződmények különböző fokon felőrlődtek és ujracementálódtak. A milonit szintek igen különböző helyzetűek, eloszlásukban semmilyen tendencia nem nyilvánul meg. Üllésen és Forráskuton alkotnak a Kiskunhalasihoz hasonló nagyobb, egybefüggő mezőket. A kőzetek osztályozása, makroszkópos, mikroszkópos habitusuk, keletkezésük megegyezik a Szanki Egység milonitjával /20.ábra/.

ZÖLDPALA FÁCIÉSŰ KÉPZŐDMÉNYEK

Kőzettípusok, ásványösszetétel

A kiindulási kőzettől függően három kőzettípust lehet

elkülöníteni:

- a. kloritpala
- b. klorit-albit-gneisz
- c. aktinolitpala

Mindhárom világoszöld, finomkristályos, palás, az első kettő folyamatos átmenetet alkot, attól függően, hogy mennyi klorit ill. albit található bennük.

Ásványi összetétel:

- a. kvarc-klorit-epidot /zoizit-albit \pm kalcit \pm gránát \pm biotit \pm muszkovit
- b. kvarc-albit-klorit-epidot /zoizit \pm muszkovit \pm kalcit
- c. klorit-aktinolit-epidot /zoizit \pm gránát \pm kvarc

Az átlagos %-os összetételt a 11. ábra mutatja.

A kloritpalák és a klorit-albit gneiszek közötti szoros kapcsolatot a Cluster analízis dendogramja /21. ábra/ is bizonyítja. Gyenge elkülönülés látható, de valójában csak az aktinolitpala válik el tőlük. A kloritpalákat sokszor igen nehéz elkülöníteni a kloritosodott biotitokat tartalmazó, amfibolit fáciesű, indexásvány nélküli csillámpaláktól. A Cluster analízis dendogramján /22. ábra/ a kloritpalák négy csoportba tömörülnek, de az a négy csoport szabálytalanul keveredik a Duna - Tisza közti csillámpalákkal, hiszen nemcsak ásványtani, de kémiai összetételükben sincs sok különbség.

Ugyanez mondható el, ha az ásványos összetevőikben, szövetségben egymáshoz igen hasonló klorit-albit gneiszeket hasonlítjuk a Duna - Tisza közti granitoidokhoz /23. ábra/. A klorit-albit gneiszek az ábra jobb oldalán csoportosulnak, jól elkülönülnek a Kecskeméti Egység granitjaitól, de nagy hasonlóságot mutatnak néhány algyői, szanki, miskei, /jánoshalmi/gránittal.

Premetamorf litofácies

A WINKLER, 1976 féle ACF - ÁKF diagrammokon az amfibolitokhoz hasonló kiindulási kőzettípusok figyelhetők meg. Egyértelműen bázisos eredetre csak az aktinolitpalák projekciós pontjai utalnak, klorit-albit palák grauwacke, kevés karbonáttartalmú agyag kiindulási kőzetűek, míg a kloritpalák pontjai intermedier-bázisos tufa hozzákeveredést tételeznek fel /24. ábra/.

Metamorf fejlődéstörténet

Az ásványösszetételből egyértelműen megállapítható, hogy a kőzetet ért metamorfózis zöldpala fáciesű, 370°C hőmérsékletű volt/WINKLER, 1967/. A klorit-gránát - aktinolit parageneziséből esetleg arra lehet következtetni, hogy a metamorfózis nem Barrow típusú volt, hanem alacsonyabb nyomású, tehát nagyobb geotermikus grádiensű. A kőzeteken kettős metamorfózis /retrográd metamorfózis/ nem észlelhető, minden ásvány üde. Ez azt jelenti, hogy a zöldpala fáciesű metamorfózis a területen általános, a milonitképződéssel azonos korú retrográd metamorfózissal egyidős, vagy fiatalabb annál.

Földtani analógiák

A zöldpala fáciesű kloritpala-albitgneisz csoportnak csak az Erdélyi Középhegységben /Mti Apuseni/ van megfelelő

analógiája.

A legújabb kutatások /BALINTONI, 1983/ alapján csak a Biharai takarórendszer Biharai takarójának Biharai sorozata áll zöldpala fáciesű, progresszív fejlődésű, albit porfiroblasztos kloritpalákból, amelyik egyéb kloritos, epidotos, aktinalitos zöldpalákkal és muszkovitos-kloritos albitgneiszekkel váltakoznak. Az 1980 előtti irodalomban a Biharai sorozat kőzeteit a Biharai takarórendszer Muncel - Lupsa takarójában és Kodru /Codru/ takarórendszer Fenes /Finis/ takarójában is feltételezték. Ezekről azonban kiderült, hogy az idősebb amfibolit fáciesű csillámpalák retrográd változatai. Ha tehát az Algyó - Kiskunmajsa környéki kloritpalákat, klorit-albit gneiszeket a Biharai sorozattal azonosítjuk, akkor fel kell tételeznünk - még ha csak takaró roncsok formájában is - a Biharai takarórendszer magyarországi meglétét.

C. Kronológia

Az előző Egységekhez hasonlóan itt is csak a képződmények relatív korviszonyát tudjuk megadni. A következő metamorf ciklusokat lehet elkülöníteni:

- I. a. Közepes fokozatú / staurolit izográd / metamorfózis: gneisz-csillámpala képződés /diszténnel/, amfibolit, márvány képződés.
- b. Az előzőnél kisebb nyomású /?/ nagyobb hőmérsékletű /?/ metamorfózis: andaluzit képződés a csillámpalákban; részleges migmatitosodás /?/
- II. a. Zöldpala fáciesű retrográd metamorfózis: milonit képződés; földpát porfiroblasztok kialakulása a

gneiszekben /?/

- b. Zöldpala fáciesű progresszív metamorfózis:
kloritpala, klorit-albit gneisz, aktinolitpala
képződés.

Az Erdélyi Középhegységben a Bihariai sorozat kőzeteiben ó-paleozóos polleneket találtak /BALINTONI, 1983/. A metamorfózis kora szerintük kaledóni. Ugyiszintén kaledóninak határozták meg a csillámpalák andaluzit képződésének korát /ugyanolyan geotermikus gradiens, csak mélyebb szint/és a granitosodást is. A disztén, staurolit tartalmú csillámpalák prekambriumi koruak, a kodoimi metamorfózis során keletkeztek.

Bár radiometrikus kor-adatokkal a fönti korbeosztás Magyarországon nincs bizonyítva, de elképzelhetőnek tartjuk.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Ezúton fejezem ki köszönetemet és hálámat elsősorban Buda Györgynek, akinek személyes irányítása alatt tanulmányoztam meg a földpátok optikai - és röntgendiffrakciós meghatározását, továbbá Felvári Gyöngyinek, aki számos mikroszöveti sajátásra, ill. az andaluzit jelenlétére hívta fel a figyelmemet. Köszönettel tartozom Radu Dimitrescu és Jon Balintoni romániai kollegáknak, akikkel több ízben is terepbejárásokat végezhettem az Erdélyi Középhegységben /Mti Apuseni/ és szóbeli magyarázatuk alapján a hegység szerkezetét megismerhettem. Köszönöm továbbá Árkai Péternek és Szederkényi Tibornak az idézett dolgozataikon kívüli személyes beszélgetéseket, amelyek sok részletkérdésre jobban rávilágítottak.

A legnagyobb hála Jantsky Bélát illeti, aki felhívta a figyelmemet a metamorf petrográfia "szépségeire" és aki a metamorf kőzetekkel való foglalkozásra elindított.

FELHASZNÁLT IRODALOM

- ÁRKAY, P. 1978. A Kiskunhalas ÉK-i terület mezozoikumnál idősebb metamorf és magmás képzőményeinek szénhidrogénprognózist elősegítő ásvány-kőzettani és geokémiai vizsgálata. MTA GKL Kézirat.
- ÁRKAY, P. 1980a. A Kiskunhalas ÉK-i terület feldolgozása II. MTA GKL Kézirat.
- ÁRKAY, P. 1980b. A Tázlári terület metamorfitjainak feldolgozása. MTA GKL Kézirat.
- ÁRKAY, P. 1981. A Szanki terület, néhány Soltvadkerti és Jászszentlászlói furás, valamint az Álmosdi terület újabb furásai metamorfitjainak feldolgozása. MTA GKL Kézirat.
- ÁRKAY, P. 1984. Polymetamorphism of the crystalline basement of the Somogy-Drava basin /SW Transdanubia, Hungary/. Acta Min.-Petr. Szeged, XXVI/2, 129-153.
- BALINTONI, J. 1983. Crystalline series of the Apuseni Mt. Guide to Excursion of Rom.-Hung. geologists. Manuscript.
- BALÁZS, E. - CSEREPESNÉ, B. - NUSSZER, A. - SZILINÉ, P. 1984. Az Alföld prekambriumi-, paleozoós-, triász-, jura- és alsókréta kora képződményeinek összehasonlító áttekintése a mezozoós és idősebb összletek szénhidrogén prognózisa szempontjainak megfelelően. I. prekambrium - paleozoikum. OKGT Kézirat.
- BAMBAUER - CORLETT - EBERHARD - VIJANATHAN, 1967. Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods. Schweiz. Min.Petr.Mitt. 47/1.333.

- BUDA, Gy. 1970. Vizsgálati jelentés a Duna-Tisza közti, békési és algyői medencealjzat granitoid és metamorf kőzetek földpátelegyrészeinek optikai és röntgenvizsgálatáról. ELTE Kézirat.
- BUDA, Gy. 1972. A magyarországi granitoid kőzetek genetikai és tektonikai csoportosítása, különös tekintettel a földpátok vizsgálatára. MTA X.oszt.közl.5/1-2.21p.
- BUDA, Gy. 1974. Investigation of the alkali feldspar polymorphs of the Hungarian granitoid rocks. Acta Geol.Acad.Sci. Hung. Tom.18,/3-4/ 465-480.
- BUDA, Gy. 1981. Genesis of the Hungarian granitoid rocks. Acta Geol. Acad.Sci.Hung.Vol.24./2-4/
- CSEREPES-MESZÉNA, B. 1980. A Duna-Tisza közti karbonnál idősebb képződmények összehasonlító petrológiai vizsgálata. OKGT Kézirat.
- DIMITRESCU, R. 1976. Les Formations Cristallophylliennes des Mounts Apuseni. Rev. Roumaine de Geol. Geoph.et Geogr. Tome 20. Nql.
- DIMITRESCU, R. 1981. Hypotheses sur la structure du Soubassement du Secteur sud-oriental de la Depression Pannonique. Rev.Roumaine de Geol. Geoph.et Geogr. Tome 25.
- GHONEIM, M.F. - SZEDERKÉNYI, T. 1977. Preliminary petrological and geochemical studies of the area Ófalu, Mecsek Mt., Hungary. Acta Min.-Petr. Szeged. XXIII/1,15-28.
- IANOVICI et al. 1976. Geologia Muntilor Apuseni. Editura Academiei Rep. S.Romania.
- JANTSKY, B. 1976. A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana. MÁFI Évkönyv LX.

- JUHÁSZ,Á. 1966. Szank és környékének harmadidőszaknál idősebb földtani képződményei. Földtani Közlöny 96. 427-435.
- JUHÁSZ,Á. 1969a. A Duna-Tisza köze mélységi magmás és metamorf képződményei. Földtani Közlöny 99. 320-336.
- JUHÁSZ,Á. 1969b. Magyarázó Magyarország paleozoós és mezozoós képződményeinek 1:500.000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez. OKGT Kézirat.
- JUHÁSZ,Á. - BALÁZS,E. 1969. A magyarországi szénhidrogénkutató furások által feltárt karbon és perm időszaki képződmények összehasonlító vizsgálata. OKGT Kézirat.
- KEMENCI,R. - ČANOVIČ,M. 1975. Pre-Neogene basement in the Pannonian basin of Vojvodina. Radovi Znanst. sovjeta za naftu JAZU, A 5, 248-256. Zagreb.
- LAVES, 1960. Al/Si Verteilungen, Phasentransformationen und Namen der Alkalifeldspate. Zeitschrift f. Kristallographie 113., 265.
- LELKES-FELVÁRI,Gy. - SASSI, F.P. 1981. Outlines of the pre-alpine metamorphisms in Hungary. Newsletter No.3. IGCP Project No.5. 89-99.
- MEHNERT,K.R. 1968. Migmatites and origin of granitic rocks. Elsevier Publishing Co. Amsterdam etc.
- MIELKE,P. - WINKLER,H. 1979. Eine bessere Berechnung der Mezonorm für granitische Gesteine. N.Jb. Mineral Mh. Jg.1979.H.10.471-480.
- STRECKEISEN,A. 1975. Classification and nomenclature of igneous rocks. N.Jb.Min.Abh. 107. 144-214.
- SZALAY,Á. 1975. A Battonya-Mezőhegyesi granitogén képződmények genetikai viszonyai. NME Miskolc.
- SZALAY,Á. 1977. Metamorphic granitogenic rocks of the basement complex of the Great Hungarian Plain, Eastern Hungary. Acta Min-Petr. Szeged. XXIII/1. 49-69.

- SZEDERKÉNYI, T. 1978. A Duna-Tisza köze déli része mezozoikum előtti kőzeteinek ásvány-kőzettani és geokémiai vizsgálata. JATE Kézirat.
- SZEDERKÉNYI, T. 1974. Paleozoic magmatism and tectonogenesis in SE Transdanubia. Acta Geol. Sci. Hung. Tom.18./3-4/ pp.305-313.
- SZEDERKÉNYI, T. 1976. Barrow-type metamorphism in the crystalline basement of SE-Transdanubia. Acta Geol. Acad.Sci. Hung. Tom.20./1-2/
- 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.
- SZEDERKÉNYI, T. 1983. Összefoglaló földtani jelentés a Nagyalföld kristályos aljzatának tudományos vizsgálatáról. JATE Kézirat.
- SZEPESHÁZY, K. 1958. A Magyar-medence aljzatának kristályos kőzetei. OKGT KÉZIRAT.
- SZEPESHÁZY, K. 1966. A kristályos aljzat fontosabb kőzettípusai a Duna-Tisza köze középső és déli részén. MÁFI Évijelentés.
- SZEPESHÁZY, K. 1967-1971-1974. Részlet Rónai et al. Magyar-
rázó Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatához.
L-34-IX.Szolnok.1967
L-34-VIII.Kecskemét. 1967
L-34-XIV.Kiskunhalas. 1971
L-34-XV-XVI. Szeged-Gyula.1974
- SZEPESHÁZY, K. 1973. A Kárpátok és az Alföld metamorf képződményeinek kapcsolata. Ált.Föld. Szemle 3. 5-57.
- SZEPESHÁZY, K. 1979. A Tiszántúl és az Erdélyi Középhegység /Muntii Apuseni/ nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai. Ált. Föld.Szemle 12.

- WINKLER,H.G.F. 1967. Die Genese der metamorphen Gesteine.
Springer-Verlag.Berlin-Heidelberg-New York.
- WINKLER,H.G.F. 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks.
Springer-Verlag.Berlin-Heidelberg-New York.

THE LITHOSTRATIGRAPHIC DIVISION OF THE CRYSTALLINE
BASEMENT IN THE DANUBE-TISZA INTERFLUVE /HUNGARY/

by B. Cserepes-Meszéna

Abstract

The crystalline basement of the Danube-Tisza Interfluve is built of medium grade /almandine-amphibolite facies/ metamorphic rocks, granites with ultrametamorphic /migmatic/ origin, low grade /greenschist facies/ metamorphic rocks and tectonites /mylonites/. During the medium grade metamorphism a staurolite-kyanite bearing, and locally an andalusite bearing phase can be distinguished. Three regional units, the Kecskemét, Szank, and Bácska-Csongrád Units can be separated; they differ in their metamorphic evolution. The formations of these units can be ranged into several series which are supposed to be partly correlated. Some of the formations are similar to certain series of the Transsylvanian Central Mountains /Muntii Apuseni, Romania/. On the of these similarities or identities it can be proved that the nappes of the Transsylvanian Central Mountains underlite the sediments of the Great Hungarian Plain.

Manuscript received: 2 May, 1985

Adress of the author: Cserepes, M. Bernadette
Hungarian Hydrocarbon Institute
Százhalombatta
Pf. 32
H - 2443

ÁBRAALÁÍRÁSOK

1. ábra A Duna-Tisza köze tektonikai helyzete /a/ a fontosabb kutatási területek és kőzettípusok megjelenésével /b/

Jelmagyarázat: a./ A= az Alpok K-i nyúlványai, B=Középhegységi Zóna, C=Igal-Bükk Zóna, D=Mecsek Alföld Zóna; b./ I=Kecskeméti Egység, II=Szanki Egység, III=Bácska-Csongrád Egység; 1=gneisz, 2=csillámpala, 3=amfibolit, 4=migmatit, 5=gránit, 6=márvány, 7=kloritpala-albitgneisz, 8=anchimotamorf képződmények, 9=tektonitok

2. ábra A Kecskeméti Egység legfontosabb kőzettípusainak főásvány gyakorisági megoszlása /35 db vékonycsiszolat kiértékelése alapján/

Jelmagyarázat: A=gneisz, B=migmatit, C=gránit, 1=kvarc, 2=plagioklász, 3=K-földpát, 4=csillám + klorit + szillimanit

3. ábra A Kecskeméti Egység granitoidjainak STRECKEISEN, 1976. féle diagramja
1=gránit, 2=migmatit

4. ábra A Kecskeméti Egység granitoidjainak és migmatitjainak CLUSTER analízise.

1=gránit, 2=migmatit, függőleges tengely: hasonlóság

5. ábra A Kecskeméti Egység granitoidjainak WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagramja

1=gránit, 2=migmatit

6. ábra A Szanki- és Kecskeméti Egységek gneiszének /csillámpaláinak/ WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagramja

1=gneisz-csillámpala, 2=porfiroblasztos gneisz

7. ábra A Szanki Egység migmás sorozatának főásvány gyakorisági megoszlása /80 db vékonycsiszolati kiértékelés alapján/

Jelmagyarázat: a./ gneisz kiindulási anyag, A= gneisz, B=porfiroblasztos gneisz, C=migmatit, D= gránit; b./ amfibolit kiindulási anyag, E=amfibolit, F=porfiroblasztos amfibolit, C=migmatit, H=gránit, 1=kvarc, 2=plagioklász, 3=K-földpát, 4=csillám + klorit + szillimanit, 5=hornblende

8.ábra A Szanki Egység gneiszeinek, migmatitjainak, granitoidjainak CLUSTER analizise

1=gneisz, 2=porfiroblasztos gneisz, 3=migmatit, 4=gránit

9.ábra A Szanki Egység granitoidjainak STRECKEISEN, 1975 féle diagramja

1=gránit, 2=migmatit

10.ábra A Szanki Egység granitoidjainak WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagramja

1=gránit, 2=migmatit

11.ábra A Bácska-Csongrád Egység legfontosabb kőzettípusainak főásvány gyakorisági megoszlása /25 db vékonycsiszolati kimérés alapján/

Jelmagyarázat: A=csillámpala, B=gneisz, C=migmatit, D=gránit, E=amfibolit, F=kloritpala, G=albit-gneisz, H=aktinolitpala; 1=kvarc, 2=plagioklász, 3=K-földpát, 4=csillám + klorit + szillimanit, 5=hornblende, 6=aktinolitpala

12.ábra A Kecskeméti-, Szanki-, Bácska-Csongrád Egységek gneiszeinek, csillámpaláinak CLUSTER analizise

1=csillámpala, 2=gneisz

13.ábra A Bácska-Csongrád Egység gneiszeinek, csillámpaláinak, porfiroblasztos gneiszeinek WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagramja

1=gneisz-csillámpala, 2=porfiroblasztos gneisz

14.ábra A Szanki-, Bácska-Csongrád Egységek amfibolitjainak CLUSTER analizise

1= Szanki amfibolit, 2=Bácska-Csongrádi amfibolit

15. ábra A Szanki-, Bácska-Csongrád Egységek amfibolitjainak WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagramja
1=Szanki amfibolit, 2=Bácska-Csongrádi amfibolit, 3=porfirritoid
16. ábra A Bácska-Csongrád Egység granitoidjainak STECKEISEN, 1975. féle diagramja
1=gránit, 2=migmatit
17. ábra A Bácska-Csongrád Egység gránitjainak, migmatitjainak CLUSTER analízise
1=gránit, 2=migmatit
18. ábra A Bácska-Csongrád Egység gneiszeinek, csillámpaláinak, gránitjainak CLUSTER analízise
1=gránit, 2=csillámpala, 3=gneisz
19. ábra A Bácska-Csongrád Egység granitoidjainak WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagramja
1=gránit, 2=migmatit
20. ábra A Szanki-, Bácska-Csongrád Egységek milonitjainak WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagramja
1=Szanki milonitok, 2=Bácska-Csongrádi milonitok
21. ábra A Bácska-Csongrád Egység kloritpaláinak, klorit-albitgneiszeinek, aktinolitpaláinak CLUSTER analízise
1=kloritpala, 2=klorit - albitgneisz, 3=zoizitpala, 4=aktinolitpala
22. ábra A Bácska-Csongrád Egység kloritpaláinak, csillámpaláinak, gneiszeinek CLUSTER analízise
1=csillámpala, 2=gneisz, 3=kloritpala
23. ábra A Bácska-Csongrád Egység klorit-albitgneiszeinek és a Duna-Tisza köze granitoidjainak CLUSTER analízise
1=Kecskeméti granitoidok, 2=klorit-albitgneiszek, 3=Szanki granitoidok, 4=Bácska-Csongrádi granitoidok

24. ábra A Bácska-Csongrád Egység kloritpaláinak, klorit-albitgneiszeinek, aktinolitpaláinak WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagramja

1=kloritpala, 2=aktinolitpala, 3=klorit-albitgneisz

- I. tábla
1. Zónás plagioklász kristályok mikroclinben
Kecs-D-4.fúrás, 3 mf. 1614-1616 m +N, N=6ox
 2. Mirmekites plagioklász mikroclinben
Sol-3.fúrás 21 mf. 1508-1513 m +N, N=6ox
 3. Szericites plagioklász és üde mikroclin
Kecs-4.fúrás 6 mf. 1130-1134,5 m +N, N=6ox
 4. Albit és ortoklász porfiroblasztos finomkristályos alapanyagban
Kecs-Ny-2.fúrás 5 mf. 1180-1183 m +N, N=6ox

- II. tábla
1. Zónás plagioklász kristályok
Kecs-D-4.fúrás 3 mf. 1614-1616 m +N, N=6ox
 2. Karlsbadi /?/ ikres, pertites ortoklász
Kecs-1.fúrás 9 mf. 1162-1165 m +N, N=6ox
 3. Hullámosan kioltó mikroclin
Kecs-2.fúrás 6 mf. 1152,5-1154,5 m +N, N=6ox
 4. Szillimanittá alakult muszkovit
Sol-9.fúrás 14 mf. 1213,5-1219 m +N, N=6ox

- III. tábla
1. Staurolit és disztén kristályok szericites alapanyagban
Üllés-31.fúrás 7 mf. 2959-2960 m !!N, N=8ox
 2. Disztén és biotit
Uszi-2.fúrás 8 mf. 3395-3398 m !!N, N=8ox
 3. Andaluzit, gránát, turmalin
Ruzsa-7.fúrás 8 mf. 2859-2863,5 m +N, N=8ox
 4. Andaluzit
Üllés-ÉNY-2.fúrás 21 mf. 2138-2142 m +N, N=8ox

- IV. tábla
1. Staurolit és disztén kristályok szericit alapanyagban
Üllés-31.fúrás 7 mf. 2959-2960 m !!N, N=8ox
 2. Staurolit körül andaluzit kristály
Üllés-17.fúrás 10 mf. 2817-2818 m !!N, N=8ox
 3. Bontott staurolit kristály körül szericit mező
Üllés-17.fúrás 10 mf. 2817-2818 m !!N, N=6ox

4. Repedezett, bontott staurolit
Ruzsa-7.fúrás 8 mf. 2859-2863 m +N, N=9ox

CAPTIONS

- Fig. 1. Tectonic position of the Danube-Tisza Interfluve /a/ with the areas of oil prospecting and rock types /b/.
a./ A=Eastern Alps in Hungary, B=Hungarian Central Mountains, C=Igal-Bükk mobile belt and Bükkium, D=South Transdanubian and Great Hungarian Plain; b./ I=Kecskemét Unit, II=Szank Unit, III=Bácska-Csongrád Unit; 1=gneisz, 2=micaschist, 3=amphibolite, 4=migmatite, 5=granite, 6=marble, 7=chlorite schist-albit gneiss, 8=very low and low grade metamorphic rocks, 9=tectonites
- Fig. 2. Percentages of the minerals in the main types of the rocks in the Kecskemét Unit /analysis of 35 thin-sections/
A=gneiss, B=migmatite, C=granite; 1=quarz, 2=plegioclase, 3=K-feldspar, 4=mica+chlorite+sillimanite
- Fig. 3. Q - Or - Ab, An proportions of granitoids in the Kecskemét Unit /STECKEISEN, 1976/.
1=granite, 2=migmatite
- Fig. 4. The CLUSTER-analysis of the granites and migmatites in the Kecskemét Unit
1=granite, 2=migmatite, vertical axis; similarity
- Fig. 5. Distribution of granitoides of the Kecskemét Unit in the ACF-ÁKF diagrams /WINKLER, 1976/
1=granite, 2=migmatite
- Fig. 6. Distribution of gneisses /micaschist/ of the Szank and Kecskemét Units in the ACF-ÁKF diagrams /WINKLER, 1976/
1=gneiss-micaschist, 2=porphyroblastic gneiss

- Fig. 7. Percentages of the minerals in the migmatitic series of the Szank Unit /analysis of 80 thin-sections/
 a./ gneiss origin? A=gneiss, B=porphyroblastic gneiss, C=migmatite, D=granite; b./ amphibolitic origin; E=amphibolite, F=porphyroblastic amphibolite, G=migmatite, H=granite; 1=quarz, 2=plagioclase, 3=K-feldspar, 4=mica+chlorite+sillimanite, 5=hornblende
- Fig. 8. The CLUSTER-analysis of the gneisses, migmatites, granites in the Szank Unit
 1=gneiss, 2=porphyroblastic gneiss, 3=migmatite, 4=granite
- Fig. 9. Q - Or - Ab, An distribution of granitoids in the Szank Unit /STRECKEISEN, 1976/
 1=granite, 2=migmatite
- Fig. 10. Distribution of granitoids of the Szank Unit in the ACF-ÁKF diagrams /WINKLER, 1976/
 1=granite, 2=migmatite
- Fig. 11. Percentages of the minerals in the main types of the crystalline rocks in the Bácska-Csongrád Unit /analysis of 25 thin-sections/
 A=micaschist, B=gneiss, C=migmatite, D=granite, E=amphibolite, F=chlorite schist, G=albit gneiss, H=actinolite schist; 1=quarz, 2=plagioclase, 3=K-feldspar, 4=mica+chlorit+sillimanite, 5=hornblende, 6=actinolite
- Fig. 12. The CLUSTER-analysis of the gneisses, micaschists in the Kecskemét-, Szank-, Bácska-Csongrád Units
 1=micaschist, 2=gneiss
- Fig. 13. Distribution of gneisses, micaschists, porphyroblastic gneisses of the Bácska-Csongrád Unit in the ACF-ÁKF diagrams /WINKLER, 1976/
 1=gneiss-micaschist, 2=porphyroblastic gneiss
- Fig. 14. The CLUSTER-analysis of amphibolites of Szank and Bácska-Csongrád Units
 1=amphibolites from Szank, 2=amphibolites from Bácska-Csongrád Unit
- Fig. 15. Distribution of amphibolites of the Szank and Bácska-Csongrád Units in the ACF-ÁKF diagrams /WINKLER, 1976/

1=amphibolite from Szank, 2=amphibolite from Bácska-Csongrád Unit, 3=porphyritoid

- Fig.16. Q - Or - Ab,An distribution of the granitoids in the Bácska-Csongrád Unit /STRECKEISEN,1976/
1=granite, 2=migmatite
- Fig.17. The CLUSTER-analysis of granites, migmatites of Bácska-Csongrád Unit
1=granite, 2=migmatite
- Fig.18. The CLUSTER-analysis of gneisses, micaschists, granites of Bácska-Csongrád Unit
1=granite, 2=micaschist, 3=gneiss
- Fig.19. Distribution of granitoid of the Bácska-Csongrád Unit in the ACF-ÁKF diagrams /WINKLER,1976/
1=granite, 2=migmatite
- Fig.20. Distribution of mylonites of Szank and Bácska-Csongrád Units in the ACF-ÁKF diagrams /WINKLER 1976/
1=mylonite from Szank, 2=mylonite from Bácska-Csongrád Unit
- Fig.21. The CLUSTER-analysis of chlorite schists, chlorite-albite gneisses, actinolite schists in the Bácska-Csongrád Unit
1=chlorite schist, 2=chlorite-albite gneiss, 3=zoisiteschist, 4=actinolite schist
- Fig.22. The CLUSTER-analysis of chlorite schist, mica-schists, gneisses in the Bácska-Csongrád Unit
1=micaschist, 2=gneisses, 3=chloriteschist
- Fig.23. The CLUSTER-analysis of the chlorite-albite gneisses of the Bácska-Csongrád Unit and granitoids of the Danube-Tisza Interfluve
1=granitoids from Kecskemét Unit, 2=chlorite-albite gneiss, 3=granitoids from Szank Unit, 4=granitoids from Bácska-Csongrád Unit
- Fig.24. Distribution of chlorite schists, chlorite-albite gneisses, actinolite schists of Bácska-Csongrád Unit in the ACF-ÁKF diagrams /WINKLER,1976/
1=chlorite schist, 2=actinoliteschist, 3=chlorite-albite gneiss

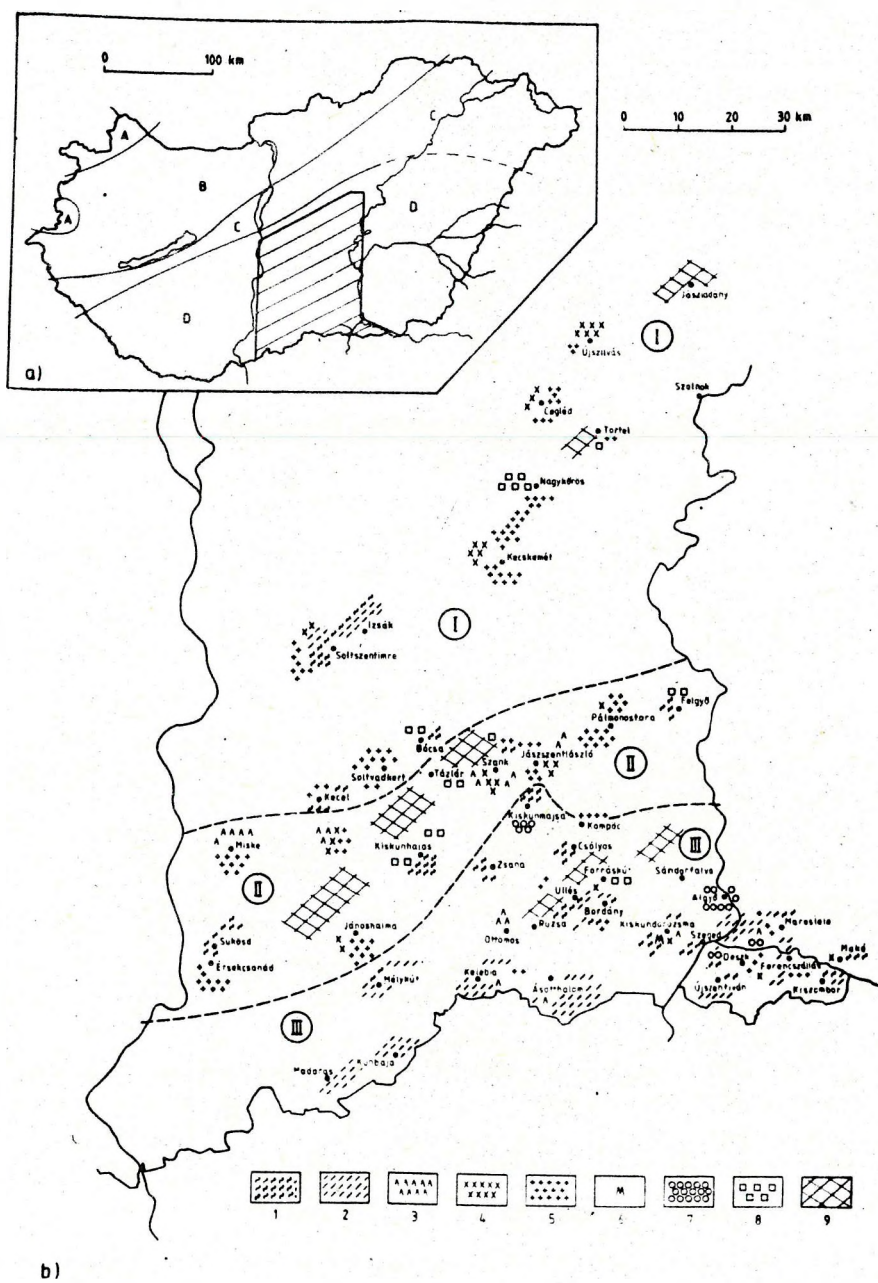


Fig. 1. ábra

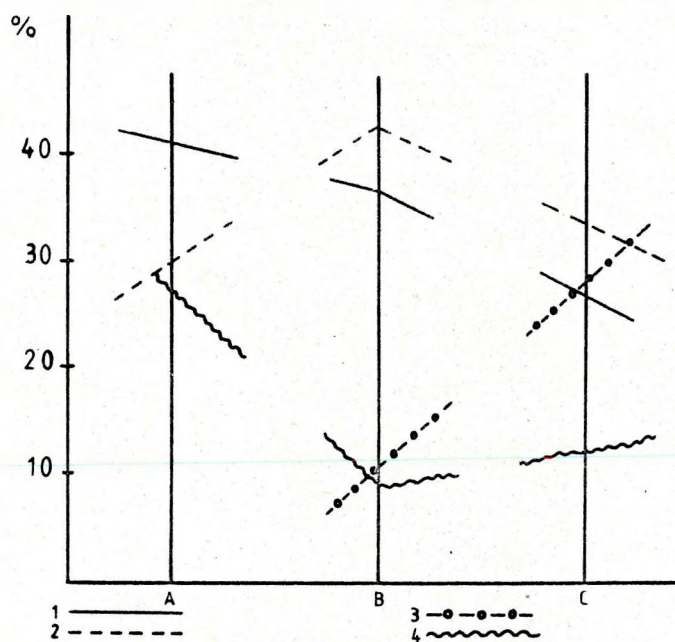


Fig. 2. ábra

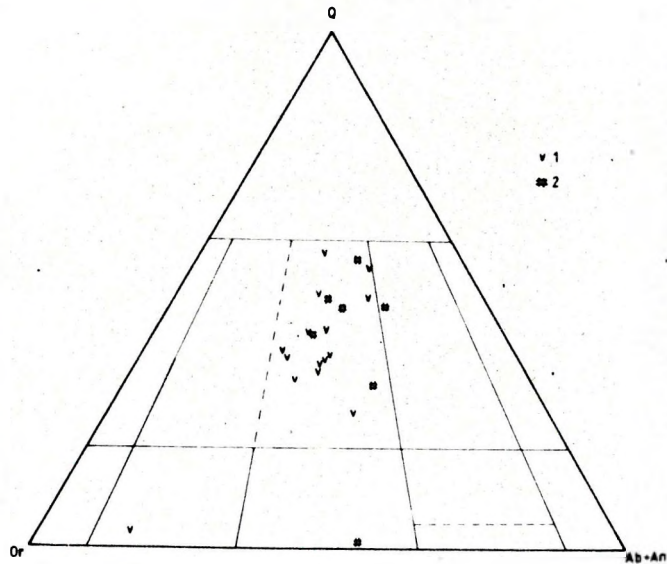


Fig. 3. ábra

Fig. 4. ábra

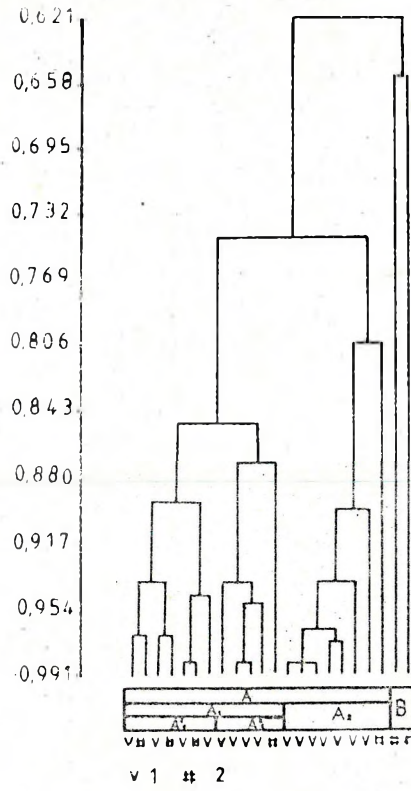
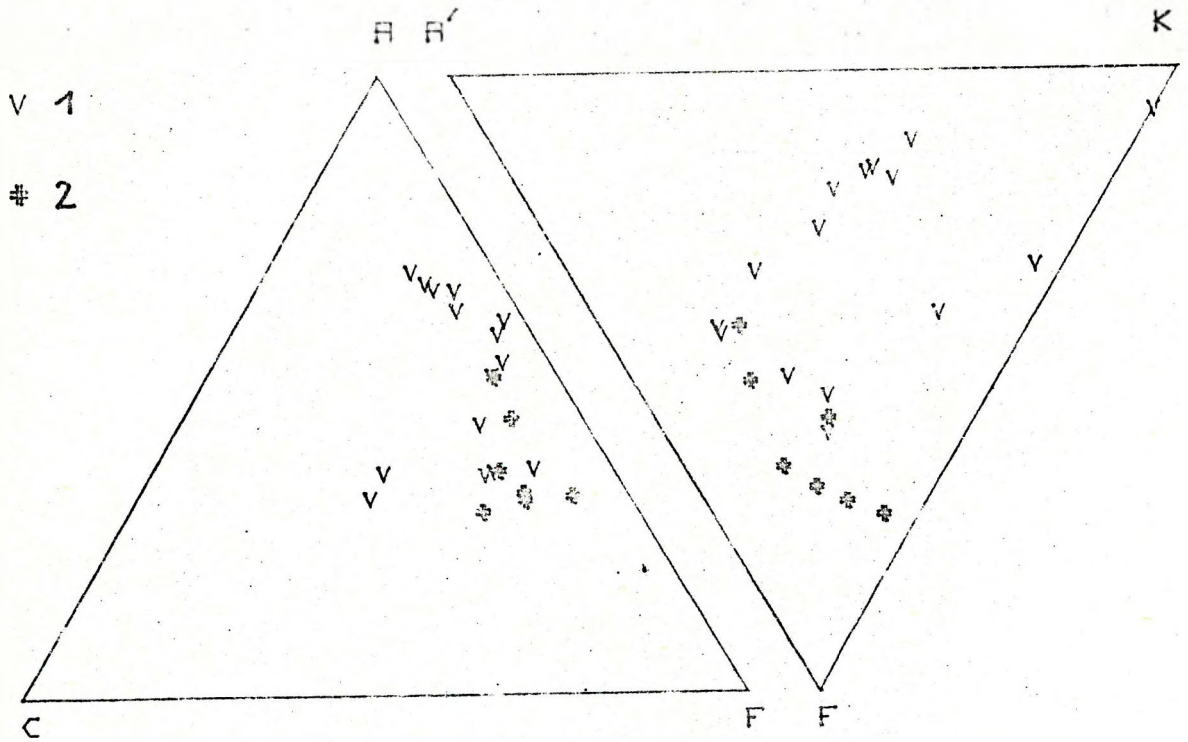


Fig. 5. ábra



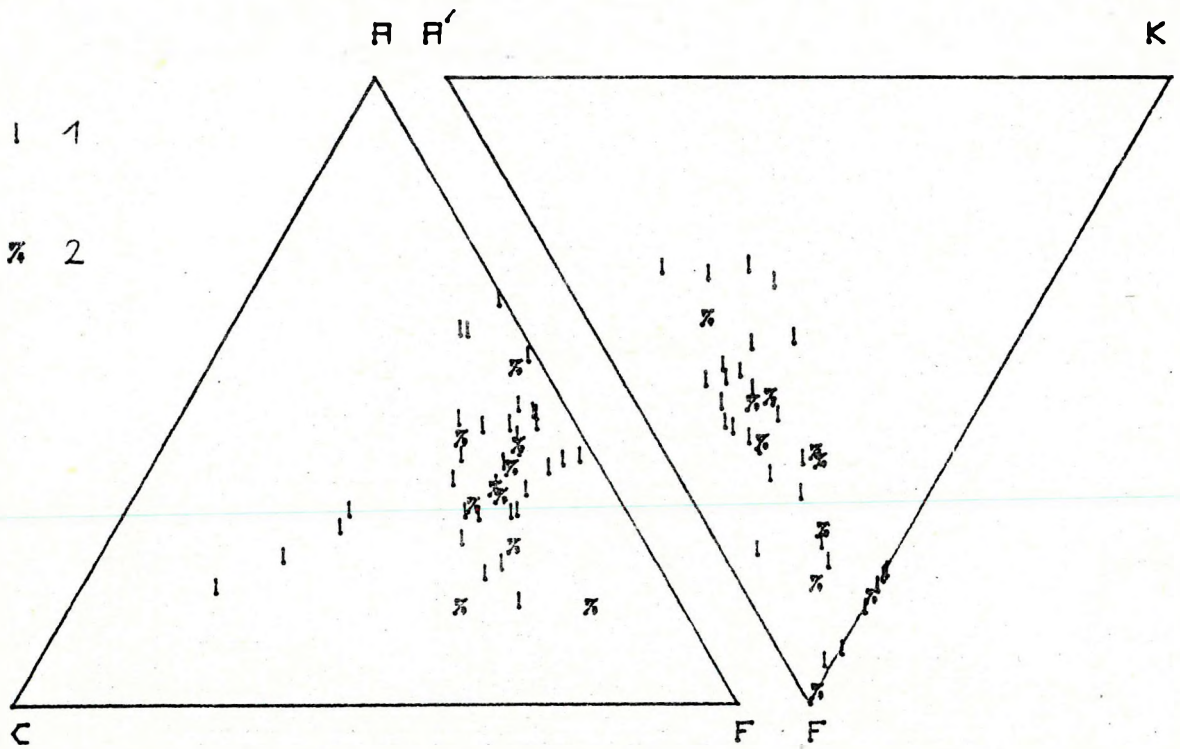


Fig. 6. ábra

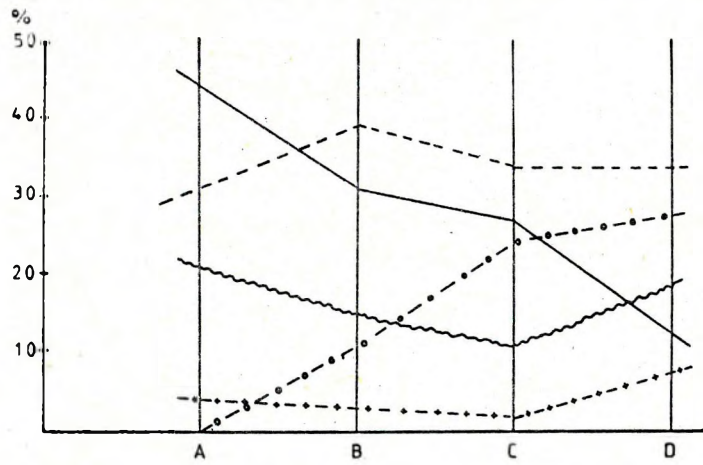
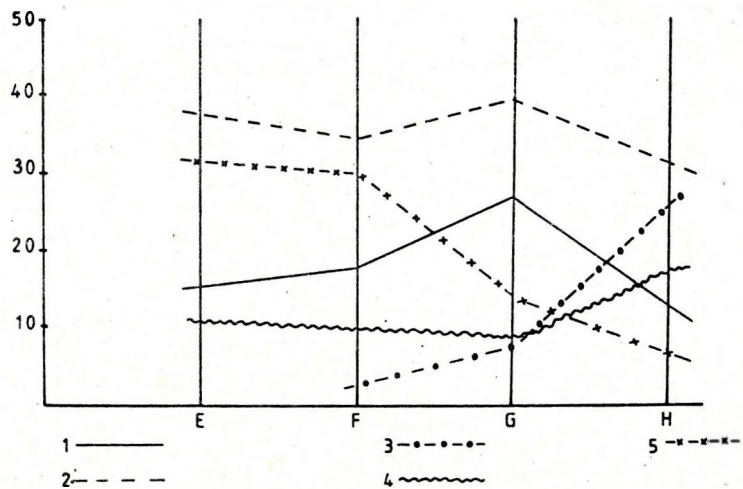


Fig. 7. ábra



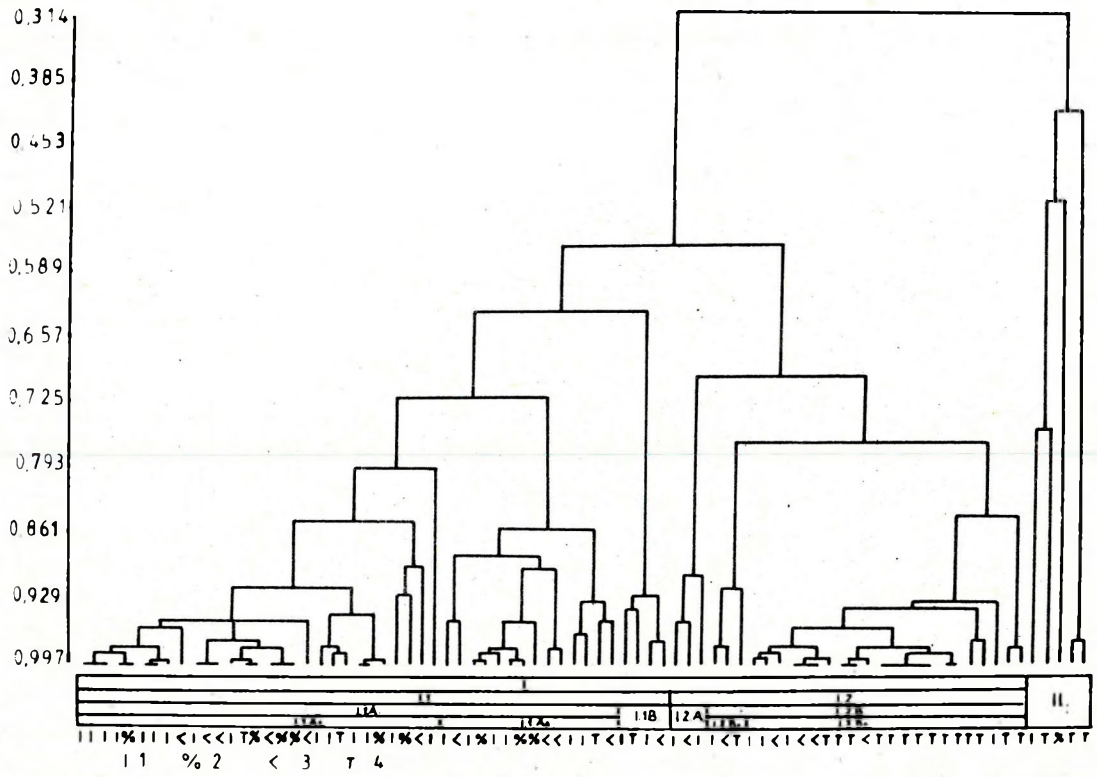
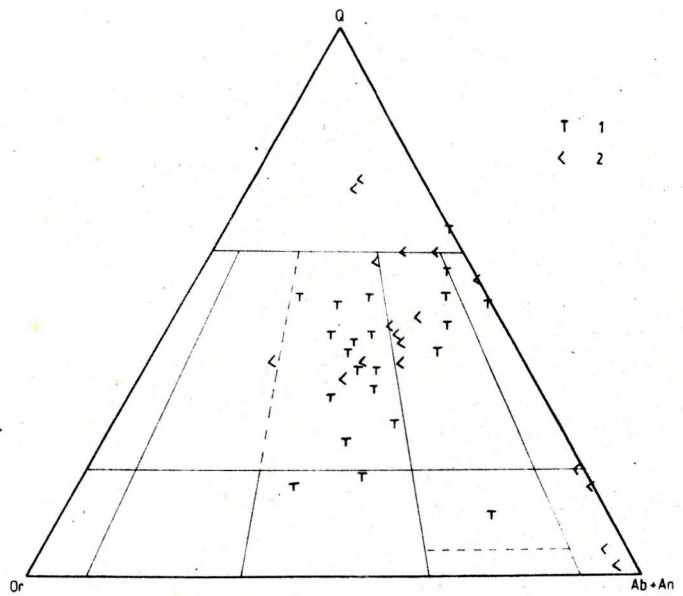
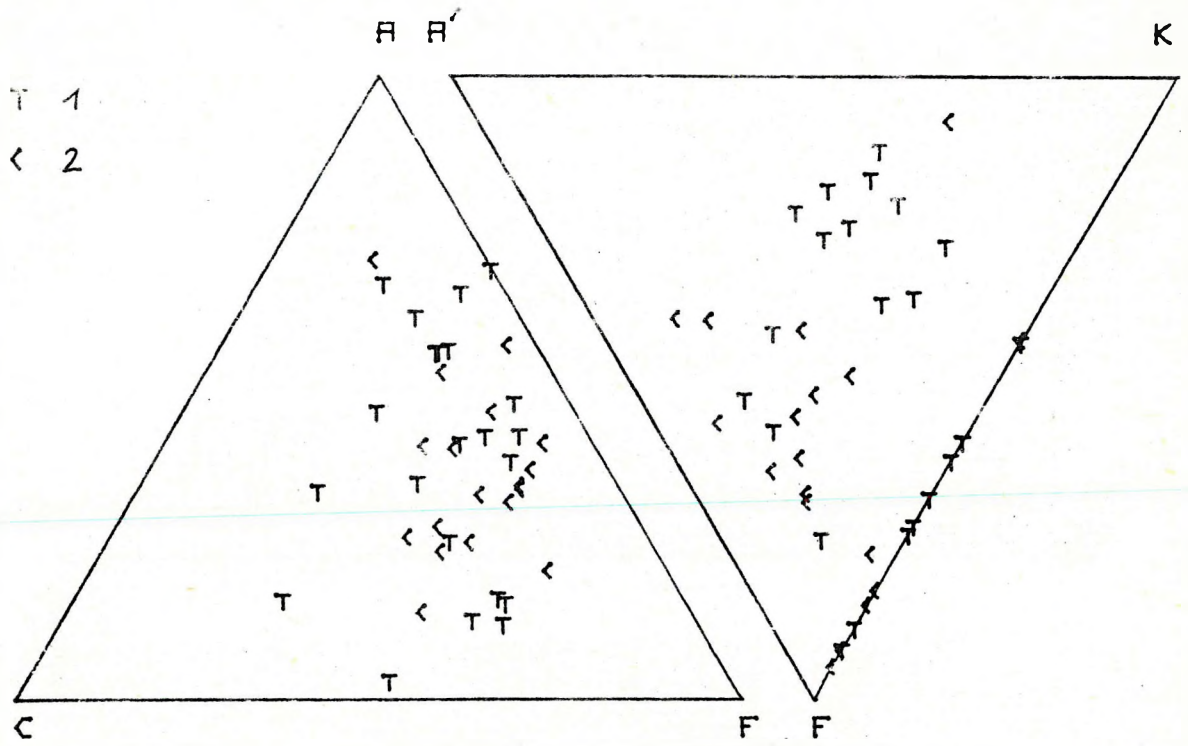


Fig. 8. ábra

Fig. 9. ábra





T 1
< 2

Fig. 10. ábra

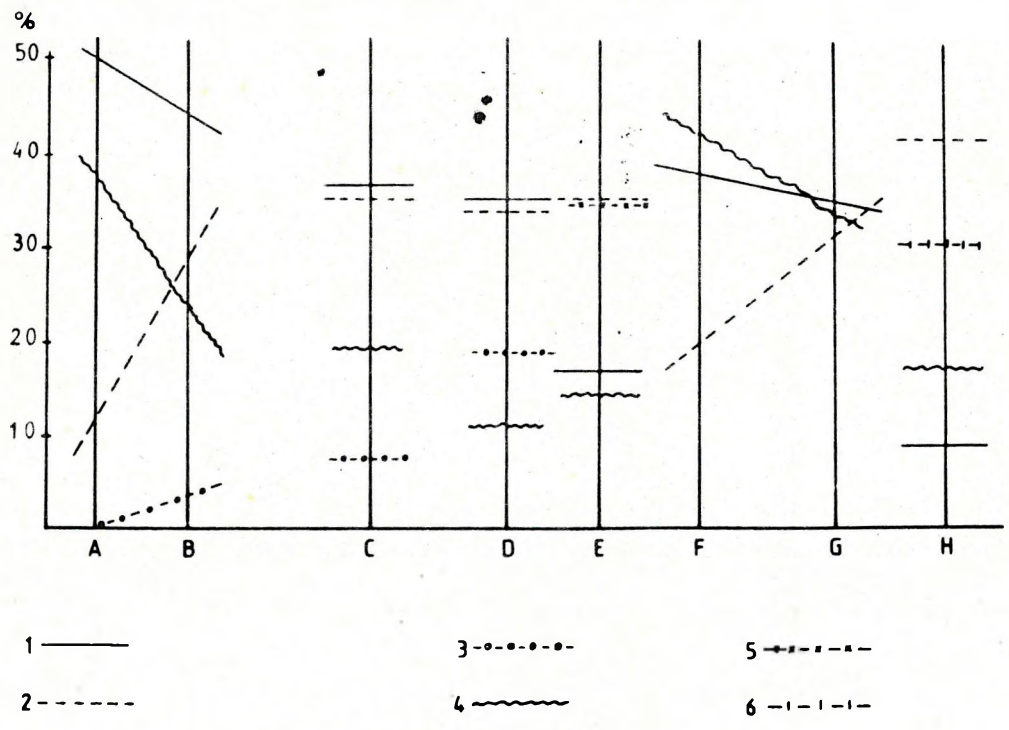


Fig. 11. ábra

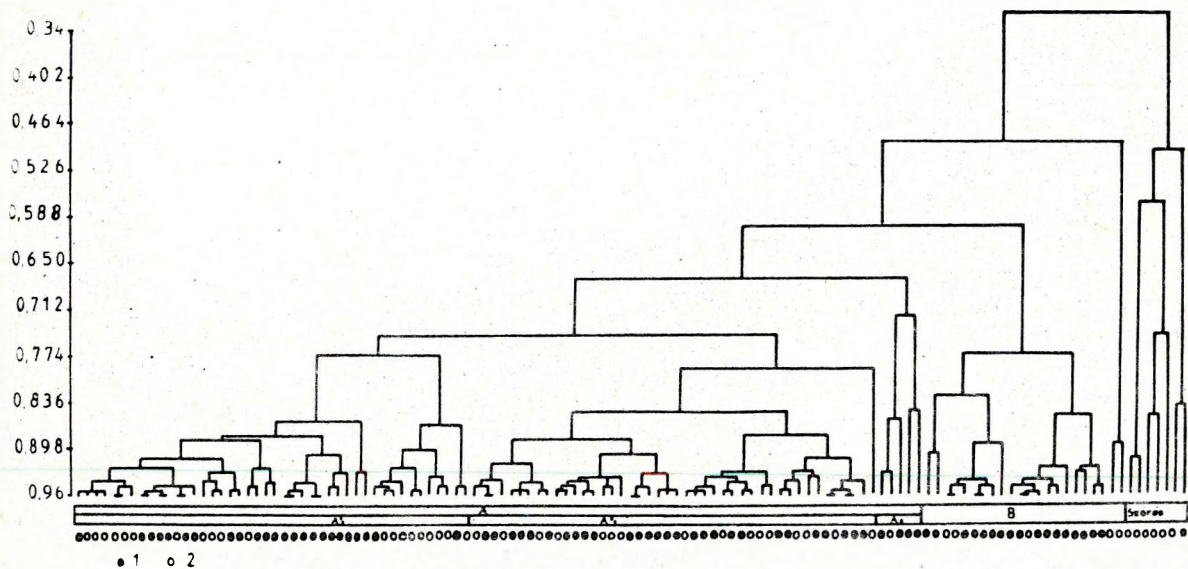


Fig. 12. ábra

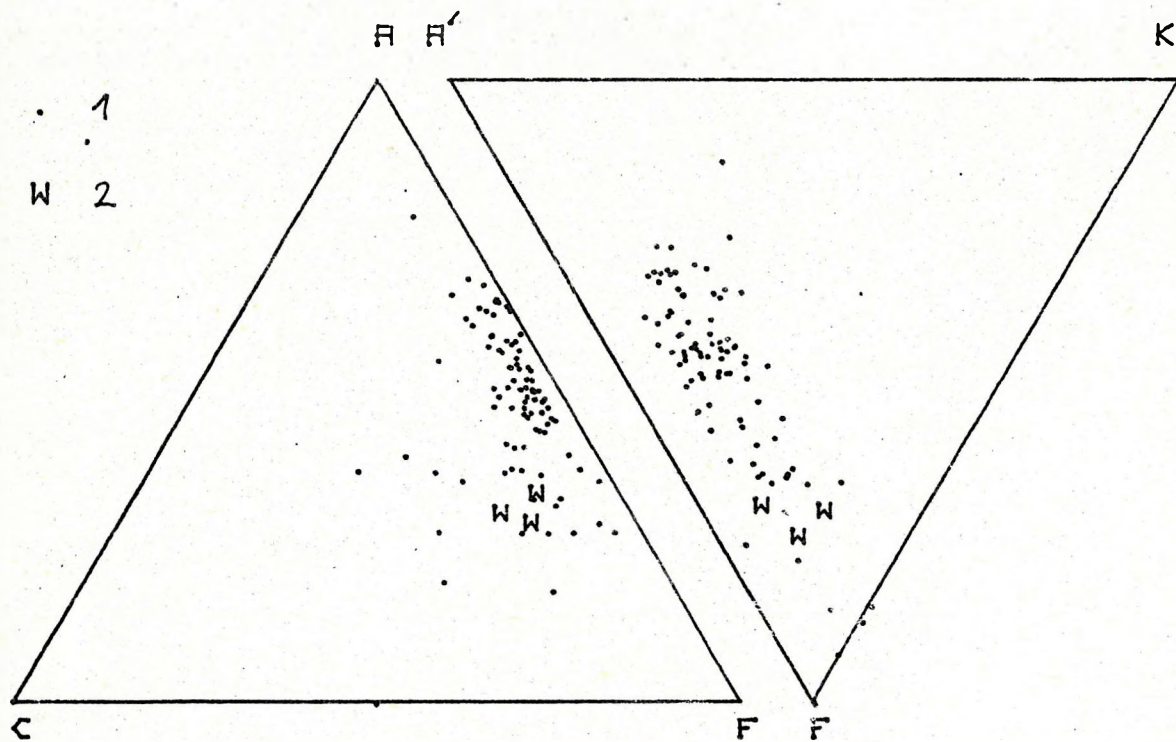


Fig. 13. ábra

Fig.14. ábra

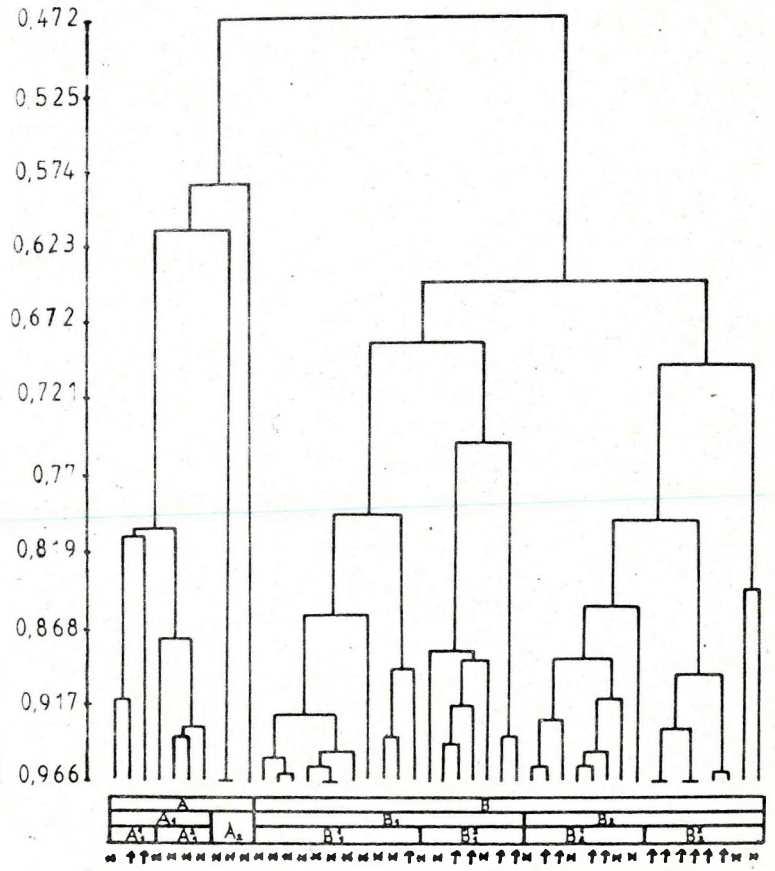
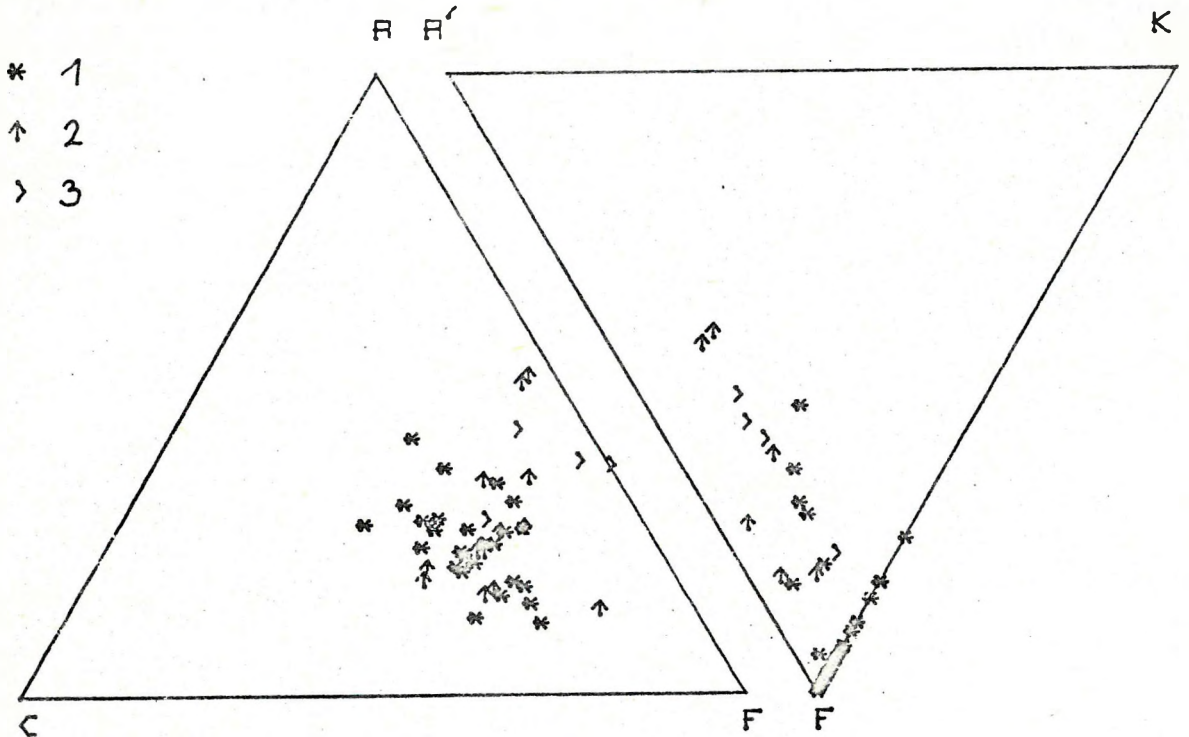


Fig.15. ábra



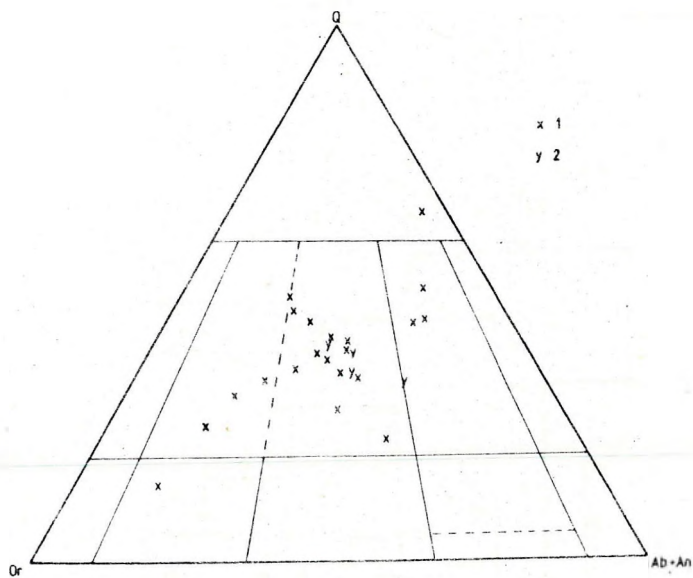


Fig. 16. ábra

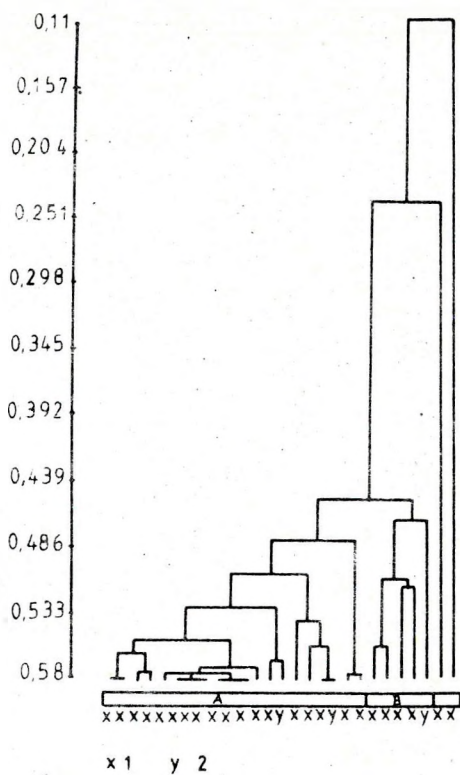


Fig. 17. ábra

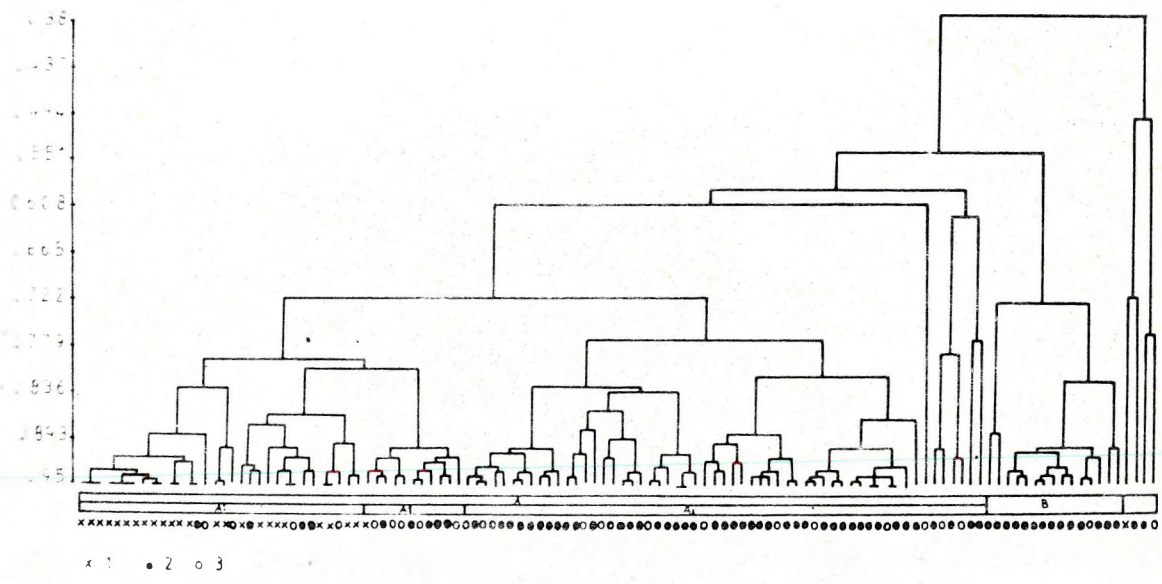


Fig. 18. ábra

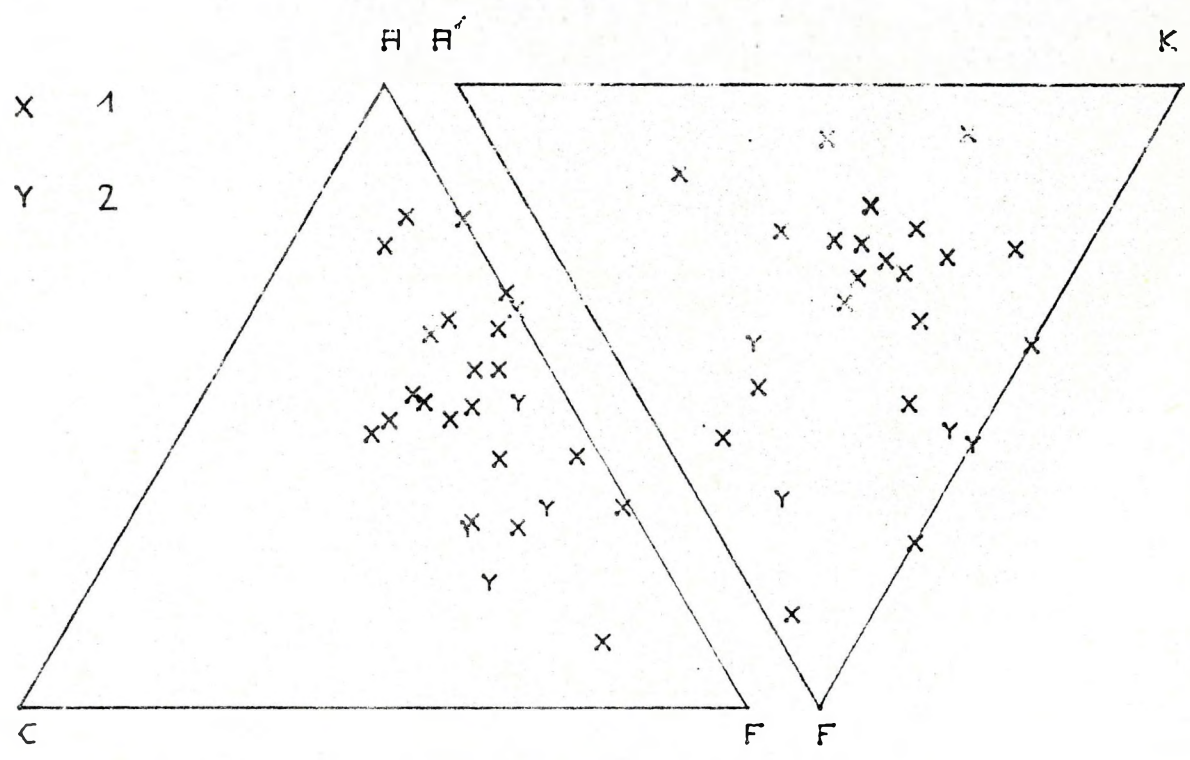


Fig. 19. ábra

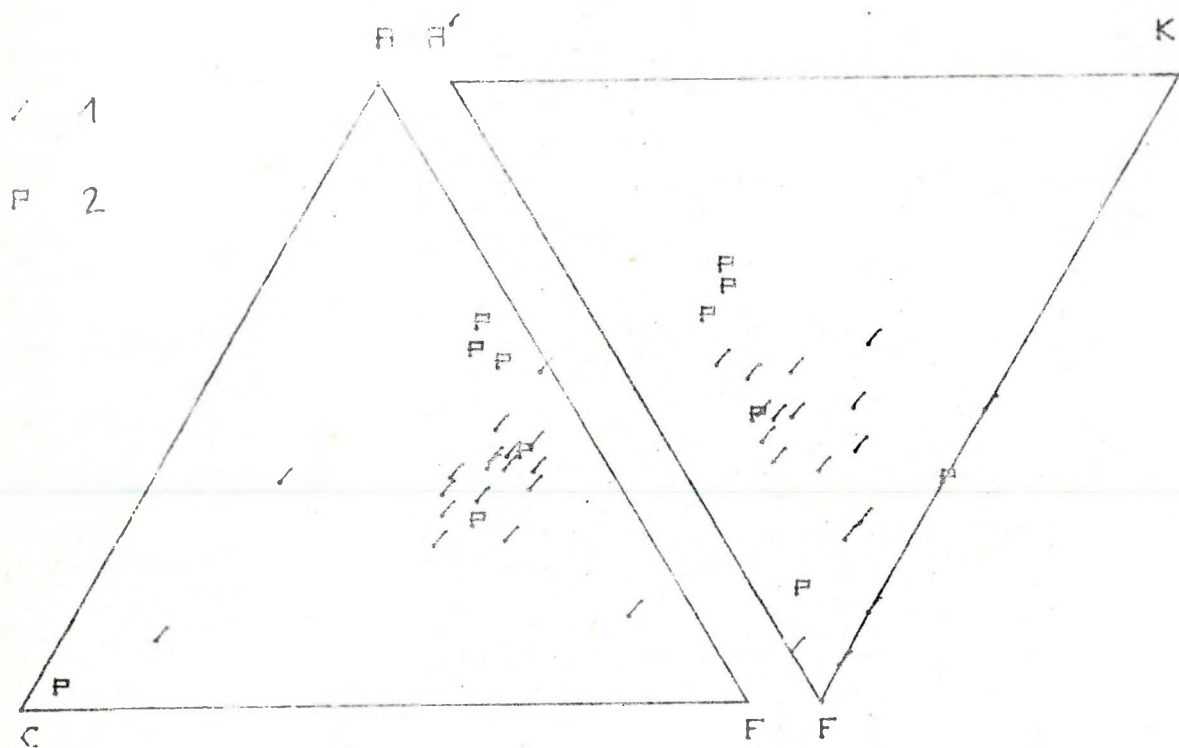
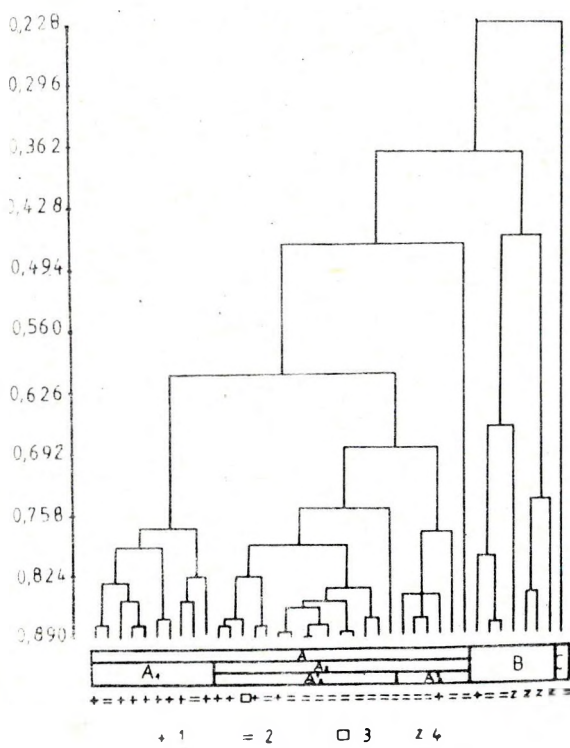


Fig. 20. ábra

Fig. 21. ábra



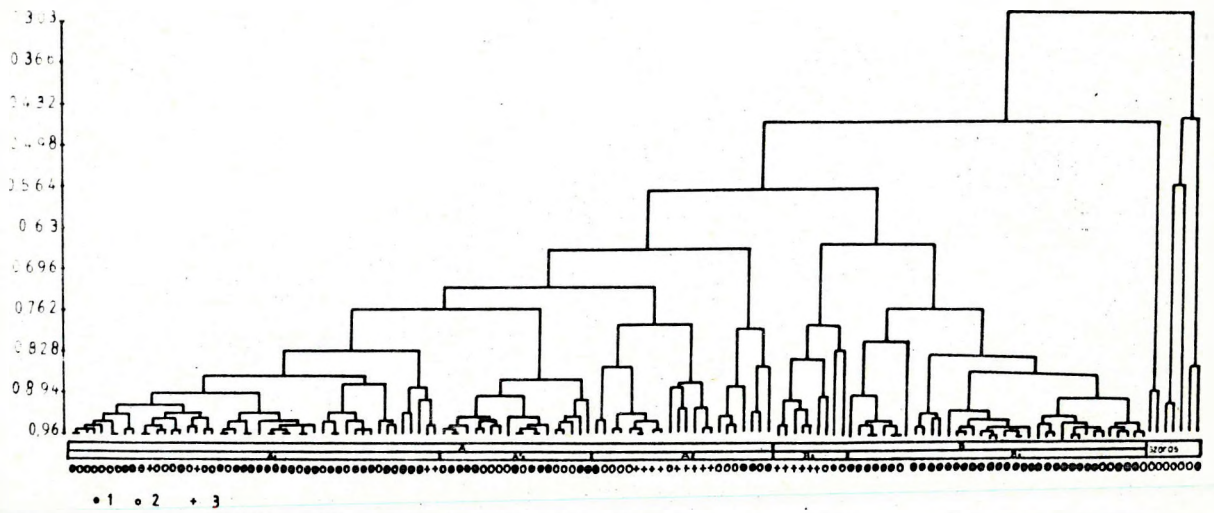


Fig. 22. ábra

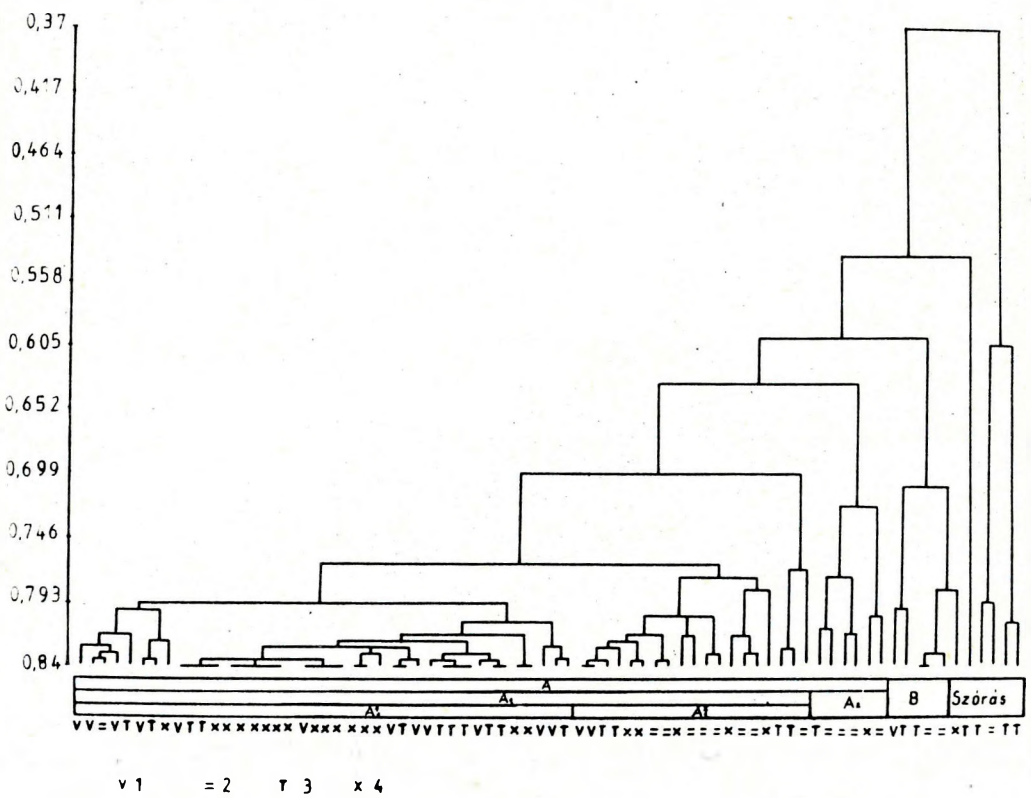


Fig. 23. ábra

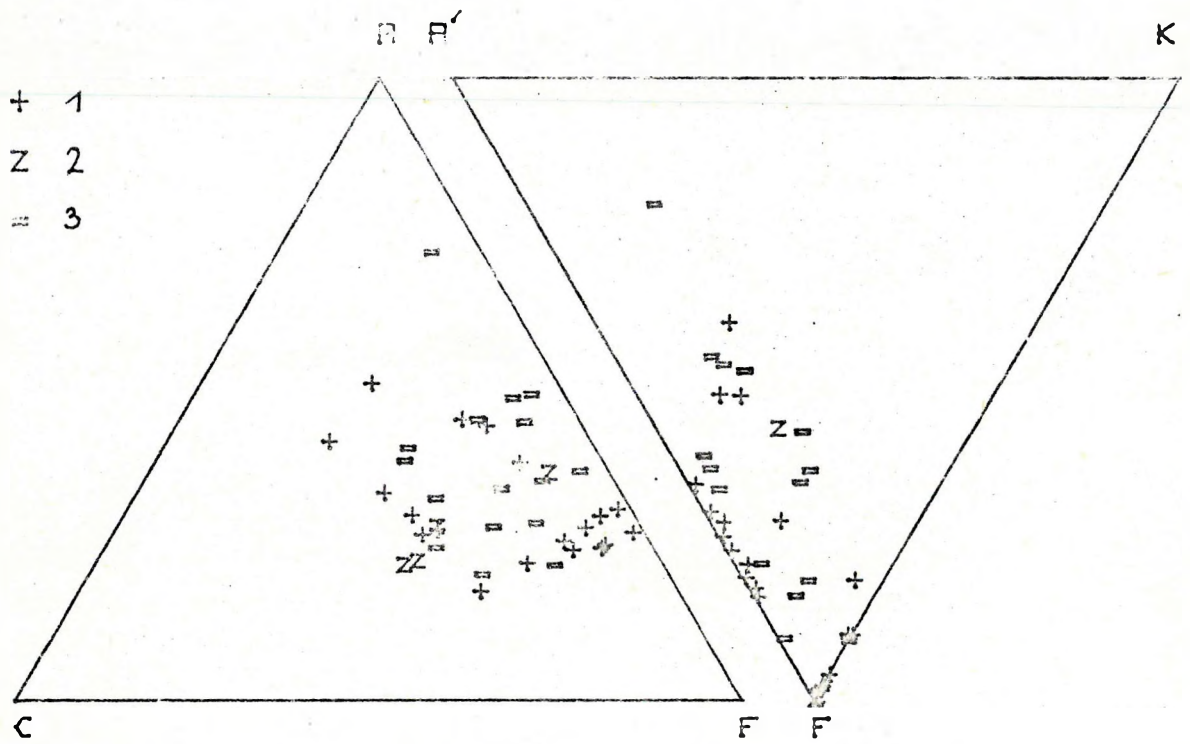


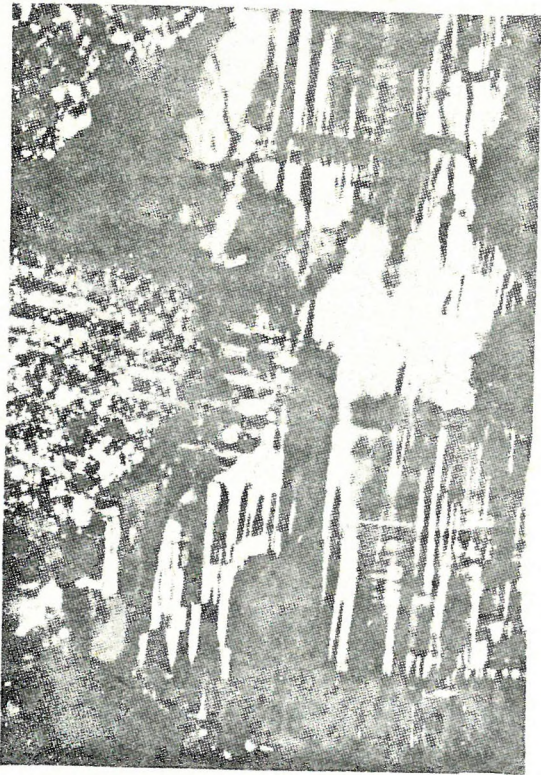
Fig. 24. ábra



1



2



3



4

Plate I. tábla



1.



2.



3.

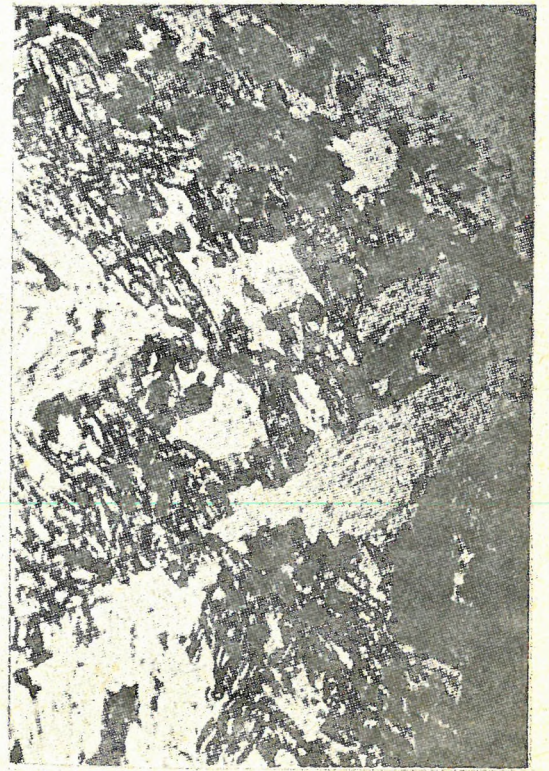


4.

Plate II. tábla



1.



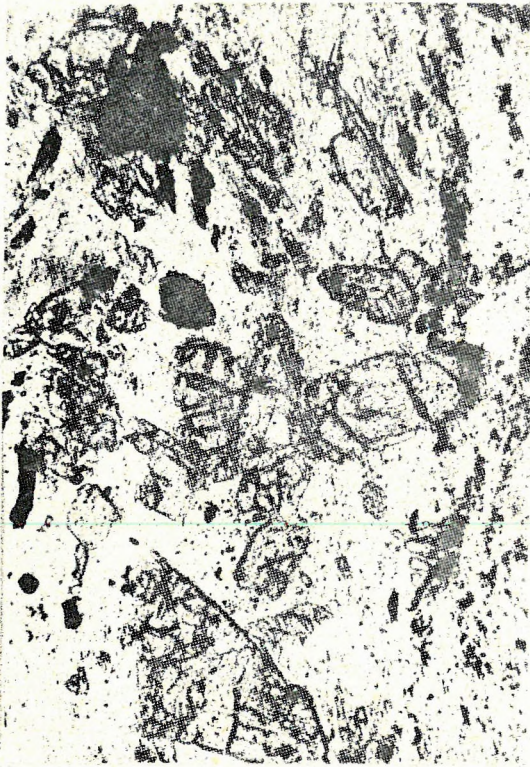
2.



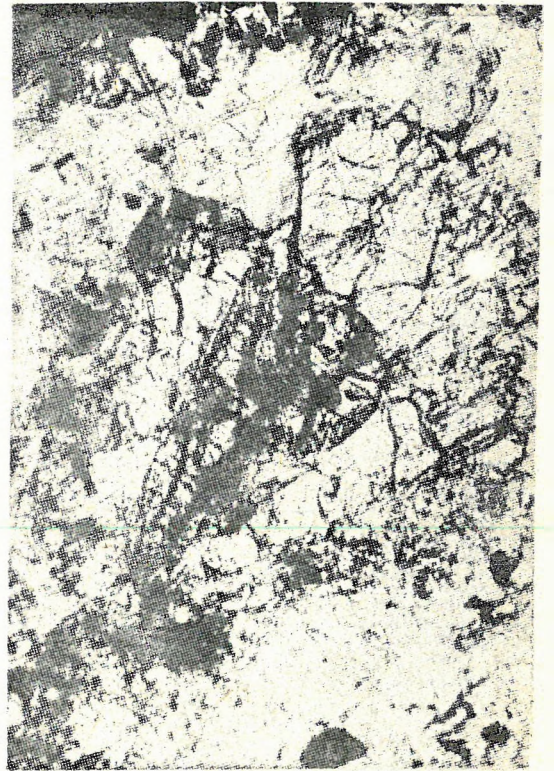
3.



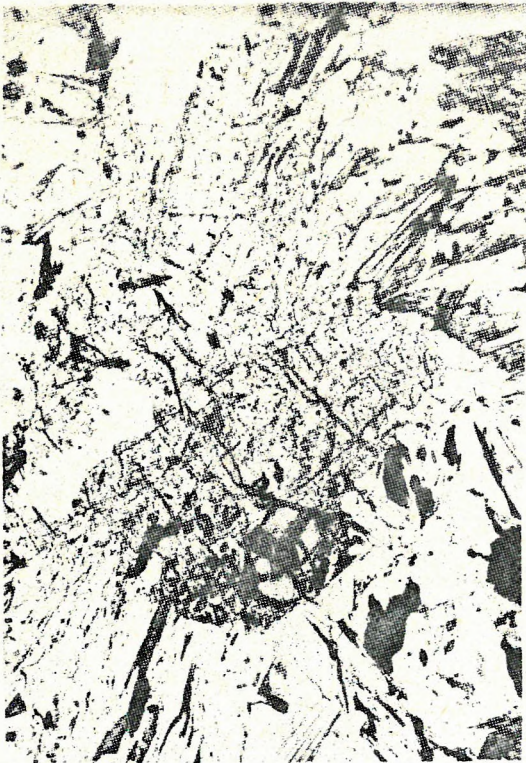
4.



1



2



3



4

Plate IV. tábla