

József Attila Tudományegyetem
Természettudományi Kar

A kisalföldi neogén medence aljzatából
megismert metamorf kőzetek litosztratigráfiai
besorolása és megaszerkezeti helyzete

Irta: Balázs Endre

Készült: Magyar Szénhidrogénipari
Kutató-Fejlesztő Intézet
1986.

B 2694



<u>Tartalomjegyzék:</u>	Oldal
I. Bevezetés	1
II. A medencealjzat kutatásának története, előzmények	3
III. Vizsgálati módszerek	13
IV. Nevezéktani kérdések	16
V. A metamorf kőzetek litosztratigráfiai besorolásának alapelvei	20
VI. A kisalföldi medencealjzat litosztratigráfiai egységei	22
VI.1. Hansági Metamorfit Összlet	24
VI.1.1. Pinnyei Csillámpala Formáció	24
VI.1.2. Mosonszentjánosi Gneisz Formáció	25
VI.2. Rábamenti Metamorfit Összlet	27
VI.2.1. Mihályi Fillit Formáció	28
VI.2.2. Büki Dolomit Formáció	35
VI.2.3. Ölbői Karbonátos Fillit Formáció	36
VI.2.4. Sótonyi Metabazalt Formáció	38
VI.2.5. Szentgotthárdi Fillit Formáció	39
VI.2.6. Nemeskoltai Metahomokkő Formáció	40
VI.3. Vaszari Metamorfit Összlet	42
VI.3.1. Vaszari Agyagpala Formáció	42
VI.3.2. Téli Metabazalt Formáció	44
VI.4. A kis és nagyon kisfokú metamorfózis jellemzői, szerepe a Kisalföld medence- aljzatában	45

VII. A Kisalföld medenceüledékeinek összefoglaló jellemzése	49
VIII. A közeli és távolabbi hegységkeret korreláció szempontjából figyelembe vehető metamorf kőzetei	57
VIII.1. Soproni hegység	57
VIII.2. Fertőrákosi Metamorfit Összlet	59
VIII.3. Kőszegi hegység	61
VIII.4. Balatonfelvidék	63
VIII.5. A "Komáromi magas rög".	66
VIII.6. A "Grazi-paleozoikum".	67
IX. A Kisalföld medencealjzatának korrelációs lehetőségei	71
X. Tektonikai Összefüggések	74
XI. A további kutatás lehetőségei és szempontjai, új tudományos eredmények	78
XII. Irodalom	80
XIII. Táblázatok	
XIV. Ábrák	

A táblázatok jegyzéke:

1. Javaslat a kezdeti metamorfózis kőzettípusainak megnevezése (Árkai P. 1983)
2. A Hansági Metamorfit Összlet kőzeteinek szilikát-elemzése
3. A Mihályi Fillit Formáció kőzeteinek szilikát-elemzési adatai
4. Az Ölbői Karbonátos Fillit Formáció kőzeteinek szilikát-elemzési adatai
5. A Sótunyi Metabazalt Formáció kőzeteinek szilikát-elemzési adatai
6. A Nemeskoltai Homokkőpala Formáció kőzeteinek szilikát-elemzési adatai
7. A Vaszari Agyagpala Formáció kőzeteinek szilikát-elemzési adatai
8. Sopron környéki metamorfitok kémiai összetétele (Kisházi P. - Ivancsics J. 1985.)

Az ábrák jegyzéke:

1. A kvarc-klorit-szericit és a karbonát-kvarc-szericit ásványasszociációk nevezéktana (Fritsch,W., Meixner,H. és Wieseneder,H. 1967. szerint)
2. A Soproni hegység kristályospala területének földtani térképe. Szerkesztette: Kisházi P. és Boldizsár I. 1972.
3. A Kőszegi hegység földtani-rétegtani térképe (egyszerűsített vázlat) Szerk.: Kotsis T. 1977.
4. A balatonfelvidéki epi-, anchimetamorf sorozatok kifejlődésének vázlata (Szerk.: Bubics I. 1974.)
5. A kvarcporfíros sorozat kőzeteinek elterjedése a Balatonfelvidéken (Bubics I.,1974.)
6. A karbonátos agyagpalasorozat kőzeteinek elterjedése a Balatonfelvidéken (Szabó I., Majoros Gy.)
7. A Dunántúli-középhegység ópaleozoikumának rétegtani vázlata (Majoros Gy. 1975.)
8. A burgenlandi metamorf sorozatok tektonikai vázlata (Schönlaub,H.P. 1974.)
9. A Wechsel- és Rohonczi-hegységek földtani vázlata (Tolmann után szerk. Schönlaub,H.P. 1974.)
10. K-Stájerország és Dél Burgenland területen mélyült, paleozóos alaphegységet ért mélyfúrások helye (Ebner,F. 1978. szerint)

11. A Soproni Metamorfit Összletbe hatolt fontosabb mélyfúrások rétegsora (Fülöp J. 1980.)
12. A Mihályi alaphegység gerincen medencealjzatba hatolt fúrások magfúrás szakaszai (Fülöp J. 1980.)
13. Bük, Ölbő, Rábasömjén környékén medencealjzatba hatolt fúrások magfúrási szakaszai (Fülöp J., 1980.)
14. A Kisalföld medencealjzatába hatolt fúrások magfúrási szakaszai (Fülöp J. 1980.)
15. Szentgotthárd környékén medencealjzatba hatolt fúrások magfúrási szakaszai (Fülöp J. 1980.)
16. Földtani szelvény a M-4. és Ta-1. fúrásokon keresztül
17. A kisalföldi aljzat metamorf formációinak térkép-vázlata

I. Bevezetés - célkitűzés

A Kisalföld területén mélyült szénhidrogénkutató mélyfúrások felszínre hozott kőzetanyagának vizsgálatával 1965-óta foglalkozom. Azóta folyamatosan vizsgálom az új fúrások anyagát, a korábbi, még fellelhető anyagokat pedig újravizsgáltam. Mivel a szénhidrogénipar központi laboratóriumának műszeres felkészültsége a szükséges vizsgálati nemek csak bizonyos csoportjára volt alkalmas, ezért a célszerűen kiválogatott minták további speciális vizsgálatát külső kooperációban végeztettem. Így a dolgozatban felhasználtam Viczián István (MÁFI) félkvantitatív röntgendiffraktométeres-, Tolnay Vera és Guzy Károlyné (MÁFI) teljes kémiai elemzésének adatait és Oravecz János (ELTE Alkalmazott Földt. T.) őslénytani megfigyeléseit.

A Kőolaj- és Földgázbányászati Vállalat 1985-ben megbízta az MTA Geokémiai Kutató Laboratóriumot, hogy egyes kisalföldi mintákon komplex geokémiai-, kőzettani vizsgálatokat végezzen. Ennek a munkának keretében, az Árkai Péter által kiértékelte geotermo- és geobarometriai adatok illetve speciális röntgenvizsgálatok eredményei a korábbi megállapításokat egzakt módon bizonyították illetve igen hasznosan kiegészítették.

A kisalföldi minták regionális korrelációja érdekében a hazai kisfokú és nagyon kisfokú metamorf összletek megismerésén túl a KFH segítségével 1975-ben egy tanulmányúton tekintettem meg a burgenlandi penninikum és ópaleozoikum, a Wechsel- és Rozália-hegységi alsókeletalpi takaróroncsok és az u.n. "grázi paleozoikum" legjellegzetesebb feltárásait, majd 1983-ban két hónapig részt vehettem a bécsi Geologisches Bundesanstalt munkatársainak: H.P. Schönlaub-nak, A. Pahrnak és P. Beck-Mannagettának terepi térképező munkájában.

Fülöp József felkérésére 1980-ban elkészítettem a Kisalföld aljzatának litosztratigráfiai besorolását. Ez a litosztratigráfiai besorolás képezi disszertációm alapját. A munka célja az eddigi eredmények összefoglalása, a még meglévő problémák kiemelése és a további kutatás irányának kijelölése volt. Kisérletet teszünk a terület tektonikai fejlődéstörténetének rekonstruálására is.

II. A medencealjzat kutatásának története, előzmények.

A kisalföldi medencealjzat közvetlen vizsgálatát az 1935-ben megindult mélyfúrási tevékenység tette lehetővé. Közvetett információkat szolgáltatottak a már korábban elkezdett geofizikai mérések.

Papp S. (1939) szerint a Mihályi község közelében mélyült két fúrás (M-1,-2.) "kristályos palát" tárt fel, mégpedig az M-1. jelű 1602-/1603,6/m, illetve az M-2. jelű 2497-/2507/m között. A fúrások egyúttal a medencealjzatnak É-felé való erőteljes süllyedését is bizonyították.

Vajk R. (1943) az 1930-1941 között elvégzett szeizmikus, gravitációs és mágneses mérések alapján készített izoanomália térképeket és azok kiértékelését közölte. Kimutatta a Mihályi - Répcelak között húzódó, környezetéből jelentősen kiemelkedő, "eltemetett" hátságot, amely átlagosan 2000 m mélyen helyezkedik el. A hátságtól keletre, a Győri medence területén a medencealjzat 4000 m körül várható. Mélybesüllyedt kristálypala rögöknek tulajdonítja a Fertőszentmiklós- illetve délen a Szentgotthárd környéki gravitációs maximumokat is.

Kőrössy L. (1958) az 1957-ig lemélyült 11 mélyfúrás és a Kisalföld szlovákiai részének fúrási adatait foglalja össze. Ezek alapján elkülönítette a nagyobb, ÉNy-i, ópaleozóos palákból és újpaleozóos üledékes kőzetekből álló, és a kisebb, DK-i, mezozóos-karbonátos kőzetekből álló részt. A büki fúrások által feltárt dolomit nagy valószínűséggel az Egyházasküzes és Sámfalva környékén felszínen lévő, Hoffmann K. (1877) által középső devonnak meghatározott dolomittal korrelálható.



Balkai B. (1962) kiemelten hangsúlyozta a Rába-vonal nagyszerkezeti jelentőségét. A geofizikai mérések alapján a diszlokációs zóna két oldalán jelentős földkéreg-vastagságbeli különbséget tételez fel. A Kisalföldet a keletafrikai árok tektonikai analógjának tekinti.

Scheffer V. (1963 és 1965) szerint a K-i Alpok takarós szerkezete a Rába vonalig folytatódik. A Rába-vonal két oldalán jelentősen eltér a gravitációs és mágneses anomáliák csapásiránya, szintén jelentősen változik a geotermikus gradiens értéke.

Oravecz J. (1964) a balatonfelvidéki palák szilúr korának bizonyítása során kifejtette, hogy ezeknek a Bakony ÉNy-i ellenszárnyán való folytatódását már Vadász E. (1960) is valószínűsítette. Oravecz J. szerint a "szilúr rétegsor észak-dunántúli folytatását látjuk igazoltnak a Pápa melletti Vaszaron elért fekete, szericites agyagpala jelenlétével. Ennek közvetlen folytatása a mihályi terület, ahol számos fillitet ért fúrás kézenfekvővé teszi Sopron-Kőszeg ópaleozóos rétegsorához való kapcsolódását".

Kőrössy L. (1965) a kisalföldi medencében négy "tektonikai emelet" földtani képződményeit különbözteti meg a főbb szerkezeti mozgások között létrejött rétegsorok szerkezetének különbsége alapján. Az első-, egyben legalsó tektonikai emeletet képviselik mindazok a képződmények, amelyek a variszkuszi szerkezeti mozgásoknál idősebbek. Ezek az idős képződmények szerinte egyenőre további emeletekre nem tagolhatók. Jellemző rájuk az erősen gyűrt szerkezet, amely a későbbi mozgások folyamán tört, pikkelyes szerkezetté alakult. Ismertette az újabb, az 1957-től 1964-ig mélyített fúrások által feltárt alaphegységi képződményeket. Adatait sajnos nem-

egyszer csak a fúrás melletti makroszkópos leírásból meríti, így történhetett meg, hogy a sótonyi metabázitot "epimetamorf szericites kvarcit"-nak írja. A leggyengébben metamorf kőzetek: agyagpalák, homokkőpalák, dolomit- ill. mészpálák és dolomitok szerinte a Keleti Alpok grauwacke-zónájával korrelálhatók.

Balázs E. (1966) a Tét-2. fúrás rétegsorában a kloritos agyagpalára eróziós diszkordanciával települő felsőperm-alsótriász rétegsort közöl, ezzel egyértelműen bizonyítva a balatonfelvidéki analógiát.

Juhász Á. és Kőhádi A. (1966) a büki, ölbői és rábasömjéni fúrások anyaga alapján az aljzatban az idősebb metamorf palák és a "középhegységi", mezozóos-karbonátos képződmények ÉNy-DK-i csapásirányú, pászta-szerű váltakozását valószínűsíti. Az egyes konkrét kőzettípusokat viszont nem sikerült a bakonyi mezozóos szintek kőzeteivel megnyugtatóan azonosítani.

Sághy Gy. - Vándor B. és Varga I. (1967) a szeizmikus refrakciós mérések eredményeiből három "nagy-szerkezeti egységet" különít el. A nyugati oldalon Mihályi - Lövő térségében - környezetéhez viszonyítva - magas helyzetű "szerkezet" található, amelyet egy közel É - D-i irányú mélyedés oszt ketté. Ezen a területen a nagysebességű refraktáló réteg a kristályos alaphegységgel azonosítható. A Bakony ÉNy-i előterében lévő, viszonylag szintén magas alaphegységű területrészt aljzata törések mentén több lépcsőben süllyed le. A feltételezhetően mezozóos területtől északra a metamorf kőzetekből álló u.n. vaszari tömb helyezkedik el. A Mihályi hátság és a Bakony előtere közötti mélyzónában az alaphegység helyenként 6000 m-nél mélyebben várható.

Balázs E. (1971 és 1975) az összes, addig lemélyült kisalföldi mélyfúrás anyagvizsgálati eredményeit foglalja egységes rendszerbe. Elkülöníti az ÉNy-i, almandin-amfiból fáciesű, a Soproni hegység kőzeteivel analóg metamorf aljzatú és a DK-felé nagy területen nyomozható, a Kisalföld medencealjzatának nagyobbik részét jelentő, epi- és anchimetamorf palákból álló területet. A Tét-2. fúrás rétegsora alapján bizonyítja a balatonfelvidéki analógiát. A premetamorf kőzet uralkodóan üledékes, alárendelten vulkáni eredetű volt. Az ásványparagenezisből, a relikv kőzetszöveti jellegekből következtethetően a metamorfózist kis hőmérséklet és közepes erősségű, irányított nyomás jellemezte. Balatonfelvidéki és ausztriai analógiák alapján szilúr és devon kőzetsorozatot különít el, saját vizsgálataira alapozva részletesen közli az egyes területeken előforduló kőzetfajtákat.

"E kőzetek egyrésze a zöldpala fáciesbe, ezen belül a klorit - szericitpala alfáciesbe tartozik, egy jelentős részük azonban nem érte el a zöldpala fáciesnek megfelelő átalakultsági fokot, ezeken az anchimetamorf kőzeteiken fokozottabban lehet nyomozni az eredeti üledékes jelleget."

A Soproni hegységtől DK-re, a neogén üledékek alól a pinnyei, mosonszentjánosi fúrásokkal feltárt "mezo-metamorf" kőzeteket a Soproni hegység megfelelő kőzet-típusaival azonosítja, kimutatja, hogy a terület egyrészen az aljzati kőzet polimetamorf, diaftorézist is szenvedett.

A mihályi-gerinc metamorf paláit a grázi, a Vaszar-Tét-Takácsi környéki kőzeteket a balatonfelvidéki paleozóos palákkal korrelálja.

Balázs E. (1975) a Magyar rétegtani Bizottság Paleozóos Albizottsága felkérésére elkészítette a kisalföldi medencealjzat litosztratigráfiai tagolásának első változatát:

A. Komplexum: Soproni és Fertőrákosi Kristályospala Gránát-amfibolit fáciesű, részben polimetamorf kőzetek.

I. Formáció: Soproni Durvagneisz

1. Tagozat: Pinnyei csillámpala

Előfordulás: Pinnye-1., -2., Mosonszentjános-1. fúrásokban, ez utóbbiban a gneisz alatt. Erősen kovás, gránátos muszkovit csillámpala.

Típus: Pinnye-1. 1050-1055 m közötti szakasz.

2. Tagozat: Mosonszentjánosi milonitosodott paragneisz.

Előfordulás: Mosonszentjános-1. fúrás 2550-2580 m közötti szakasza.

Típus: u.az.

B. Komplexum: Kisalföldi epi- és anchimetamorf palák Koruk a felső-ordovíciumtól a karbon aljáig terjedhet.

a. Formáció csoport: Dél kisalföldi kovás metaszediment kőzetek. "Lovasi típusú" kovás, szilúr időszaki, kiemelt pászta, amelyről a fiatalabb ópaleozóos-alsókarbon(?) sorozat lepusztult.

I. Formáció: Téli Szericitpala

Uralkodóan kloritos-szericites agyagpala, amelyet homokkőpala és aleurolitpala rétegek tagolnak.

Előfordulás: Tét-2., Vaszar-1.,-5. és Tak-1. fúrások.

Típus: a Tét-2. fúrás 2618-2791 m közötti szakasza.

II. Formáció: Nemeskoltai Homokkőpala

Előfordulás: Nemeskolta-2., -3., Ikervár-3.,-4.,-7., Takácsi-2., Vaszar-1.,-3.,-4. fúrások.

Típus: Nemeskolta-2. fúrás 1936,5-2195,5 m közötti szakasza.

b. Formáció csoport: Közép kisalföldi formáció csoport.

Meszes-agyagos-homokos premetamorf kőzetek epi-, anchi-metamorfózisával keletkezett palák.

I. Formáció: Mihályi Fillit

Antracitos, meszes szericitpala, meszes fillit.

Elterjedés: Mihályi-9.,-10.,-11.,-13.,-14.,-16.,-18.,-20.,-25., Szentgotthárd-1.,-2. fúrások.

Típus: Mihályi-25. fúrás 1611,5-1650,0 m közötti szakasza.

II. Formáció: Sótonyi Metadiabáz

Bázisos vulkanitból és piroklasztitból keletkezett "zöldpala", epidotos kloritpala, diabáz.

1. Tagozat: Karbodiabáz

Elterjedés: Mihályi-22., -23., -29. fúrások.

Típus: Mihályi-23. fúrás 1506,0-1517,0 m közötti szakasza.

2. Tagozat: Zöldpala, epidotos, antofillites kloritpala.

Elterjedés: Mihályi-7.,-15.,-20.,-22.,-24.,-28., Sótony-2. fúrások.

Típus: Sótony-2. fúrás 1976,0-2050,0 m közötti szakasza.

III. Formáció: Büki Dolomit

Tektonikusan töredezett dolomit, amelyik szericitpala, szericitos homokkőpala betelepüléseket tartalmaz.

Elterjedés: Bük-1.,-2., Ölbő-4.,-6., Pecöl-1., Rábasömjén-1., Mihályi-28. fúrások.

Típus: Bük-1. fúrás 1015,0-1212,5 m közötti szakasza.

IV. Formáció: Ölbői Karbonátpala

Dolomitpala, mészpala, mészfillit kőzettípusok. A Formáció kőzeteiből kerültek elő a meghatározható Chitinozoa példányok.

Előfordulás: Ölbő-2.,-3., Mihályi-9.,-14.,-17.,-22.,-26. fúrások.

Típus: Ölbő-2. fúrás 1779,5-1836,0 közötti szakasza.

Balázs E. (1979) saját korábbi javaslatát lényegesen átdolgozva, némileg egyszerűsítve is elkészíti a Kisalföld metamorf képződményeinek újabb litosztratigráfiai osztályozását, amelyet Fülöp J. (1980) némi módosítással átvesz készülő Magyarország földtana című munkájába.

Balázs E. korábbi vizsgálatait kiegészítve, illetve a kőzetszerkezeti-, szöveti vizsgálatok alapján, részben átértékelve megállapítja, hogy a Rába-vonal két oldalán az ópaleozóos palák nemcsak a premetamorf anyagukban, hanem a metamorfózis erősségében is különböznek. A Rába-

vonala menti neogén vulkanitok részletes vizsgálatával már korábban (1975) bizonyítja, hogy a rendkívül intenzív dilatáció során a törés a felső köpenyig hatolt. Az 1979-ben kidolgozott, alábbi litosztratigráfiai beosztását 1981-ben a KBGÁ bukaresti Kongresszusán ismerteti:

Soproni Kristálypala Formációcsoport

Pinnyei Csillámpala Formáció

Mosonszentjánosi Gneisz Formáció

Dél-kisalföldi Kovás Pala Formáció Csoport

Téti Szericitpala (Agyagpala) Formáció

Nemeskoltai Homokkőpala Formáció

Ny-kisalföldi Karbonátos Pala Formáció Csoport

Mihályi Fillit Formáció

Sótonyi Zöldpala Formáció

Büki Dolomit Formáció

Rábasömjéni Dolomit Formáció

Ölbői Mészfillit Formáció

Szentgotthárdi Fillit Formáció

Fülöp J. (1980) a közepesfokú metamorf csillámpalákat (Pi-1., -2., M-4., Msz-2., Mos-1.) a Soproni Csillámpala Formációval, a részben diaftoritósodott paragneiszeket pedig (Csa-1., Mos-1., -2.) a "wechsell-típusú" Fertőrákosi Csillámpala Formáció "földpátos csillámpala" tagozatával korrelálta. A Rábamenti Metamorfitt Összlet Balázs E. által közölt formációi között fejlődéstörténeti összefüggést vél felfedezni. Szerinte az egész Összlet premetamorf anyagában egy nagy üledék-ciklust képvisel, alul a nemeskoltai homokkőpalákkal,

középen a homokos-agyagos-karbonátos mihályi agyagpalákkal, fillitekkel, legfelül pedig a "közel tiszta" karbonátos fáciesekkel.

A Rábamenti Metamorfit Összletben az alábbi formációkat különíti el:

- Nemeskoltai Homokkőpala Formáció
- Sótonyi Metavulkanit Formáció
- Mihályi Fillit Formáció
- Szentgotthárdi Fillit Formáció
- Büki Dolomit Formáció

Árkai P. (1985) a kisalföldi aljzat metamorf kőzetmintáin végzett korszerű geokémiai, kőzettani vizsgálatai alapján megállapítja, hogy "a Mihályi-gerinc és déli, DNy-i folytatása aljzata uralkodóan epizónás (zöldpala fáciesű), az idősebbnek tartott DK-i karbonátszegény, törmelékes eredetű rész csak anchizónás átalakultságú". Felhívja a figyelmet arra, hogy a karbonátos palák karbonáttartalmának "sokszor jelentős része másodlagos, a metamorfózisnál fiatalabb eredetű". A kis és nagyon kisfokú metamorf palák termometriai vizsgálata szerint az epizónás metamorfitok (Mihályi, Pecöl, Ölbő terület) átkristályosodási hőmérséklete $350-400-(450)^{\circ}\text{C}$ -nak, az anchizónás metamorfitoké (Nemeskoltai, Takácsi) $200-300^{\circ}\text{C}$ -nak valószínűsíthető. Az átkristályosodás nyomásértékének becslésére a Sassi-féle világos csillám b_0 geobarometriai módszert alkalmazta. A Mihályi terület karbonátfillit és fillit kőzeteinél a $b_0 = 8,995 - 8,993 \text{ \AA}$ értékek "tipusos kisnyomású metamorf rendszert jeleznek, ami az Alp-Kárpáti térségben a hercini tektonociklus jellemző saját-sága". A különböző keletkezési hőmérsékletű területek nyomásviszonyait összehasonlítva megállapítja, hogy

"mind az epizónás (Mihályi-hátság és környéke), mind az anchizónás (Nemeskolta-Takácsi sáv) képződményeket kis (\sim max. 2-3 kbar) nyomástartományú regionális dinamotermális metamorfózis érte. Ez a nyomástartomány Sassi (1972) szerint a hercini tektonociklusra jellemző. Közepes vagy nagynyomású (alpi, Penninikum jellegű) képződmények a vizsgált mintacsoportban biztosan nem voltak kimutathatók".

III. Vizsgálati módszerek

Mikroszkópos vizsgálatok

A metamorf aljzatot ért 71 mélyfúrás 275 magmintájából készült 852 db vékonycsiszolatot vizsgáltunk meg. A kőzetalkotó ásványasszociáció kvalitatív meghatározása a kisfokú, illetve a durvább törmelékes eredetű, nagyon kisfokú minták esetében általában megbízhatóan elvégezhető volt. A pelites eredetű, nagyon kisfokú metamorf kőzetek kvalitatív és a kvantitatív összetétel számításhoz viszont már a röntgendiffraktométeres felvételek kiértékelését használtuk.

A vékonycsiszolati- optikai vizsgálatok segítségével megfigyeltük a kőzetszerkezeti, kőzetszöveti jellemzőket, amelyekből bizonyos mértékig a metamorfózis erősségére is következtethettünk. Igen sok csiszolatot készítettünk azokból, az elsősorban karbonátos kőzetekből, amelyekből fosszíliák előkerülését reméltük.

Szervetlen geokémiai vizsgálatok

A kémiai vizsgálatokat külső kooperációban végeztettük. Ennek keretében a MÁFI 32 db teljes kémiai elemzést, 20 db színképelemzést és 16 db DTA-DTG elemzést készített. Az ELTE Alkalmazott Földtani Tanszékével 62 db részleges kémiai elemzést készítettünk. Ez utóbbinál meghatároztattuk a HCl-es oldási maradékot, a HCl-ben oldható Fe^{3+} tartalmat, a Ca^{2+} és Mg^{2+} tartalmat. Minden olyan kőzetből, amelynél a premetamorf kőzet vulkanit ill. piroklasztit volt, készítettünk teljes kőzetelemzést. A kémiai elemzések, a röntgendiffraktométeres elemzések és a vékonycsiszolatokból felismerhető, reális ásványfázisok alapján kiszámítottuk a (valószínűsíthető) kvantitatív ásványos összetételt.

Röntgendiffraktométeres vizsgálatok

Ezeket a vizsgálatokat szintén a MÁFI készítette. A felvételeket Viczián I. értékelte ki, aki minden mintánál félkvantitatív ásványos összetétel becslést is készített.

Elektro - scanning vizsgálat

1975-ben kérésünkre a bécsi Geologisches Bundesanstalt-ban öt db erősen karbonátos pala mintát (Ölbói és Mihályi kutatási terület) vizsgált meg H.P.Schönlaub. Ecetsavas feltárás után elektro-scanning mikroszkóppal vizsgálta az oldási maradékot. A vizsgálat ötletét az adta, hogy ugyanő röviddel előtte a schlainingi mészpálaban jó fácies, és közvetve jó korhatározó mész-szivacs-tűket talált.

Megfigyelések és konzultációk

A "kőzettani analógiák módszerének hatékonyságát" próbáltam növelni azzal, hogy a közeli és távolabbi hegységkeret paláira vonatkozó irodalom tanulmányozásán túl az évek során a felszíni kőzetmintákat a helyszínen is tanulmányoztam, további vizsgálatokra begyűjtöttem. Ezek közé a területek közé tartozott a Balaton felvidék, a Kőszegi hegység, a Vashegy, a Soproni hegység, Rohonczi hegység, a Wechsel hegység, az u.n. "grazi paleozoikum" klasszikus lelőhelye Graz-tól É-Ny-ra, a "Grauwackenzone", a Kor- és Saualpok, a Gurktáli takaró és a Kami Alpok (Troglkofel és Cellone).

Végül a KFH segítségével csaknem a teljes medence-aljzati kőzetanyagot sikerült kétízben is megmutatni a Keleti Alpok kiváló specialistáinak: H.Wiesenedernek,

A. Pahrnak, H. Schönlaubnak és P. Beck-Mannagettának.
A velük való részletes konzultáció sok hasznos ötletet
adott.

Az MTA Geokémiai Kutató Laboratóriumának vizsgálatai

A disszertáció anyagának lezárása után ismertem meg Árkai P., a legmodernebb vizsgálati módokat felhasználó jelentését, amelyik a földtani megismerést lényegesen előrevitte. Így dolgozatomat kiegészítettem Árkai P. véleményével, hivatkozom azokra a megállapításaira, amelyekkel egzakt mérésekre alapozva megerősíti, mintegy bizonyítja korábbi sejtéseinket, és azokra is, ahol véleménye eltér.

Árkai P. (1985) az általa vizsgált 50 mintán a hagyományos vizsgálatokon túl a legkorszerűbb vizsgálatok egész sorát alkalmazta. A kritikus, vagy fáciesjelző ásványokat nem tartalmazó kőzetek diagenetikus-, anchi-epi-metamorf fokának jellemzésére az illit-kristályossági paramétereket használta fel. Kiszámította a Kübler- és a Weber indexet. Sassi módszere szerint mérte a dioktaéderes fehér csillámok (illit-szericit-muszkovit-sor) röntgendiffraktométeres módszerrel meghatározott b_0 rácsparaméter értékeit. A kőzetek teljes kémiai és színkép-elemzésén túl elektron-mikroszondával mérte egyes ásványok belső kémiai elemmegoszlását.

IV. Nevezéktani kérdések

Az aljzat metamorf kőzeteinek újravizsgálatát többek között az is indokolta, hogy a különböző minták első vizsgálatának igen nagy időintervallumán belül, 1935-1985 között többször változott egyes nevek jelentéstartalma, az "eredeti nevek" viszont bekerültek az irodalomba. Így ugyanazt a kőzettípust illették: fillit, agyagpala, szericitpala, sőt kristályospala esetenként csak pala megnevezéssel. Regionális korrelációt, tektonikai elemzést viszont a minták konkrét vizsgálatával nem foglalkozó tektonikus, geofizikus szakemberek számára csak egységes elvek szerinti, precíz elnevezések tehetnek lehetővé.

Árkai P. és Szederkényi T. (1979) az OKGT megbízásából a metamorf kőzettanban előforduló kifejezések magyarázó szótárán belül - az eddigi legfontosabb irodalmi munkák alapján - összeállított egy nevezéktani rendszert. Ennek a munkának ajánlása alapján a közepesfokú metamorf kőzetekre mi is Winkler (1976) rendszerét használtuk. A kezdeti (kisfokú, nagyon kisfokú) metamorf képződmények nevezéktanát Árkay P. (1983) fejlesztette tovább, amikor a különböző üledékes és vulkáni premetamorf kőzettípusokra a metamorfózis erősségének megfelelően egységes elnevezést javasolt. (l. táblázat) A kisalföldi kezdeti metamorfózist szenvedett kőzeteket ennek a javaslatnak megfelelően neveztük el azzal a csekély eltéréssel, hogy a kompaktálódás-metamorfózis szerinti : homok - homokkő - homokkőpala sornak megfelelően az aleurit(kőzetliszt) - aleurolit - aleurolitpala nevet használtuk, mivel az üledék-kőzettanban a diagenizált kőzetlisztet aleurolitnak hívják.

A kisfokú metamorf kőzetek legjellemzőbb : kvarc - klorit - szericit, illetve kvarc - szericit - karbonát ásványasszociációinak elnevezésére a Fritsch, W. Meixner, H. és Wieseneder, H. (1967) által javasolt nevezéktant lehet legjobban használni. (1. ábra)

Véleményünk szerint a vékonycsiszolati szöveti kép alapján különbséget lehet tenni a homokkőpala és a meta-homokkő között. A metahomokkő lényegében olyan homokkő, amelynek elsősorban csak az agyagos kötőanyaga kristályosodott (részben) át szericitté, b-tengely szerint rendezett illitté. A törmelékanyagban a kvarc-szemcsék külön állnak, nem fogazódnak össze, nem alkotnak a palásság szerinti kvarcitenlencsét. Esetleg csak gyengén orientáltan továbbnövekednek ("szálkás kvarc"). A törmelékes plagioklász anortit tartalma még nem disszociált teljesen, az új képződésű albit mellett lehet viszonylag ép intermedier plagioklász, sőt biotit is.

A homokkőpalában viszont a kötőanyag teljesen át-kristályosodott szericitté, klorittá. Az eredeti törmelékes homok-szemcsék még felismerhetők ugyan, de már jelentős százalékban összefogazódtak. Az orientált továbbnövekedés erőteljesebb. Ez a szövet típus folyamatosan megy át az u.n. "fillites szövetbe", amelynél az agyagos és homokos rész szericites ill. kvarcitos lencsék, sávok formájában elkülönül egymástól.

A nyomás- és hőmérséklet-változásra legérzékenyebben az agyagásványok reagálnak, így a diagenezis kezdeti metamorfózis fokozatait ezek változásával követhetjük nyomon. A diagenezist az elsődleges szénhidrogén migráció megindulásában, a túlnyomás kialakulásában stb. játszott szerepe miatt igen részletesen tanulmányozták. Kübler (1968) a diagenezisben zónákat állapított meg.

Az ugynevezett "korai diagenetikus" stádiumban minden agyagásvány stabilis. Az egyes agyagásványok itt fáciest jeleznek, jelzik az üledéklerakódás helyét, gyorsaságát, az esetleges vulkáni törmelék-szórást stb.

A "középső diagenetikus" stádiumban válik az üledék igazán kompakttá, az eredeti víztartalomnak több, mint 50%-a kiszorul. Bár még az összes agyagásvány stabilis, tulajdonképpen már a kevert szerkezetű agyagásványok uralkodnak. A montmorillonit illitté, a kaolinit dickitté kezd átalakulni. Ennek a stádiumnak legerősebb átalakulását jelzik a palás agyagok. Ezekben montmorillonit már nincs, elvértve kevés kevert-rétegű agyagásvány még előfordulhat. Uralkodik az illit, amely itt kezd a b-tengelye szerint rendeződni. Igen lényeges, hogy a palás elválás mindig megegyezik a rétegződéssel.

A Winkler-féle nagyon kisfokú metamorfózis felső zónája a mély- vagy késői diagenezis öve. A kevert szerkezetű agyagásványok teljes egészében átalakultak illitté és klorittá. Általában a kaolinit is átalakul, bár nem mindig. Bázisos-neutrális környezetben tovább élhet az anchizóna kezdetéig.

Az alsó zónában, tehát a Kübler-féle anchizóna felső határán jelennek meg az agyagpalák. Indexásványuk a pumpellyit és a prehnit, de ezek csak meghatározott premetamorf ásványos (kémiai) összetételnél jelennek meg. A metamorf átkristályosodás - a szemcsék oldódása, továbbnövekedése, átrendeződése olyan erősséget ér el, hogy a kialakuló paláság független lesz az eredeti rétegződéstől. Az esetek nagyobb százalékában el is tér attól, majd a metamorfózis növekedésével fokozatosan el

is tünteti. A palás agyagokkal szemben az agyagpalák már a metamorf kőzetek családjába tartoznak.

A kisfokú metamorfózis kishőmérsékletű részében, az epizónának megfelelő körülmények között keletkező fillitek átkristályosodásában a foliáció már olyan mértékű, hogy az eredeti rétegződés kivehetetlen, a szemcsenagyság lényegesen megnő, kialakul a szericit-kvarc sávok váltakozásából álló, jellegzetes "fillites szövet".

V. A metamorf kőzetek litosztratigráfiai besorolásának alapelvei

Hosszú előkészítő munka után a H.D.Hedberg vezette ISSC munkacsoport 1972-ben megjelentette az "International Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Usage, Introduction and Summary" c. munkáját, amely lefektette a rétegtani osztályozás alapelveit. Ez az alábbi litosztratigráfiai "egység-terminusokat" javasolta:

Formációcsoport - Formáció - Tagozat - Rétegtag

M.A.Etheridge (Monash University, Clayton), a Metamorfi Kőzetek Sztratigráfiai Nomenklatúrája Albizottságának egyeztetője (Convenor) a "Guid"-dal kapcsolatos véleményalkotásra szólította fel a világ, metamorfi kőzettannal foglalkozó, neves szakértőit. A vélemények egyeztetése után bevezetésre javasolták a Metamorfi Összlet (Complex) kifejezést is.

Az "összlet" egy adott tektonikai egységen belüli formációk összefoglalására alkalmas, amelynek felépítésében pl. metamorfi képződmények esetén nemcsak a premetamorfi anyagokban, hanem metamorfi fokokban, deformáció történetükben is különböző formációk is résztvesznek.

A többi egység tartalmára vonatkozóan elfogadták, a metamorfi kőzetekre is értelmezhetőnek tartották a "Guid" javaslatait, tehát a formációk elkülönítéséhez elfogadható litológiai változás mértéke nincs szigorú szabályokhoz kötve, hanem elsősorban a terület földtani felépítése szabja meg. A leglényegesebb szempont az, hogy milyen részletességet igényel a terület földtani arculatának világos, áttekinthető leírása és ábrázolása, továbbá földtörténeti kidolgozása. A térképezhető-

ség és a szelvényeken való ábrázolhatóság a formációk kijelölésének fontos szempontjai.

VI. A kisalföldi medencealjzat litosztratigráfiai egységei

Az egyes nagyobb egységek elnevezésére a formációcsoport helyett az összlet nevet használjuk. Az általunk korábban javasolt "Ny-kisalföldi Karbonátos Pala Formáció Csoport" név helyett átvettük Fülöp J-től (1980) a "Rábamenti Metamorfit Összlet" nevet.

A formációk elkülönítését alapvetően meghatározta a terület feltártsága. Alapelvünk az volt, hogy a pusztá hasonlóság alapján ne vonjunk össze folyamatosan, biztosan nem követhető képződményeket. Ez a helyes tektonikai elemzést nehezítené. A kutatás jelen stádiumában szerintünk kisebb hiba a szükségesnél esetleg nagyobb széttagolás, mint a nem kellően megalapozott, elsietett összevonás. Ha a premetamorf kőzetanyagban folyamatosan követhető volt a különböző, homokos, pelites, karbonátos fáciesek változása, úgy ezeket egy formációhoz soroltuk. Kivételt csak egyes, igen jellegzetes, nagyobb területen is követhető képződménynél, mint például a tiszta dolomit kőzetnél tettünk. Az átmenet a dolomitpalán és homokos dolomitpalán keresztül minden bizonynyal itt is megvan, de a regionális korreláció érdekében a képződmény nagyobb jelzetőségű, elkülönítésre érdemes.

Alapvető problémát okoznak a bázisos-intermedier tufák, tufitok. Véleményünk az, hogy ezeket ahhoz az üledékes formációhoz kell sorolni, amelybe betelepültek. Összevonásuk önálló egységbe több szempontból is helytelen volna. Egyrészt nem állapítható meg az eredeti szilifikációs fokuk. A plagioklászok anortit-tartalma disszociált, majd karbonátként újra kivált, a szines szilikátok kloritosodtak és az utólagos meta-

szomatikus, hidrotermális átítatódás az eredeti kémiai összetételt jelentősen torzította. Másrészt az aljzat metamorf palái a távolabbi analógiák alapján a felső ordoviciumtól az alsókarbonig igen nagy időintervallum termékei, s így a látszólag azonos, vagy hasonló metatufák időben is különböző kitörésekhez tartozhatnak.

A kutatás jelenlegi szintjén a következő beosztást látjuk indokoltnak:

Hansági Metamorfit Összlet

Pinnyei Csillámpala Formáció

Mosonszentjánosi Gneisz Formáció

Rábamenti Metamorfit Összlet

Mihályi Fillit Formáció

Büki Dolomit Formáció

Ölbői Karbonátfillit Formáció

Sótonyi Metabazalt Formáció

Szentgotthárdi Fillit Formáció

Nemeskoltai Metahomokkő Formáció

Vaszari Metamorfit Összlet

Vaszari Agyagpala Formáció

Téti Metabazalt Formáció

Az egyes egységek jellemzésénél legfontosabb szempontok: premetamorf kőzetanyag, metamorf ásványparagenesis, metamorf kőzettípusok, kőzetszövet, deformáció-történet.

VI.1. Hansági Metamorfit Összlet

A Kisalföld ÉNy-i részén, a Répce-vonaltól É-ra Pinnye, Mosonszentjános, Mosonszolnok, Rajka közelében közepes fokú (amfibolit fáciesű), részben polimetamorf kőzeteket tártak fel a fúrások. A "fúráseloszlás" a viszonylag nagy területen meglehetősen gyér, ennek ellenére a mintákról nagy valószínűséggel feltételezhetjük, hogy az alsókeletalpi takaróként a közelben felszínen lévő Soproni-, ill. Fertőrákosi Metamorfit Összlethez kapcsolódnak.

VI.1.1. Pinnyei Csillámpala Formáció

A Pi-1. és Pi-2. fúrás viszonylag egynemű, kiválóan palás kőzetszerkezetű, nagy kvarctartalmú, gránátos kétcsillámú palát (biotitos muszkovit csillámpala) tárt fel. Szövege a csillámdús részen lepidoblasztos, a kőzet tisztán nagykristályos, összefogazott kvarcból álló részen granoblasztos. A fő kőzetalkotók aránya a feltárt szakaszokon a következőképp változott:

Kvarc	65 - 80 %
Muszkovit	12 - 20 %
Biotit	3 - 8 %
Almandin	0 - 10 %
Albit	0 - 8 %

Járulékosan rutil, titanit és anatóz fordul elő. Egyetlen mintában kevés epidot és turmalin is megfigyelhető volt. A premetamorf kőzetanyag agyagos kötőanyagú kvarchomokkő lehetett. A típusként ajánlott Pinnye-1. fúrás 1052-1055 m közötti mintája csillámokban viszonylag gazdagabb. Ebből a részből készült a főelemek összetételére kémiai elemzés. (2. ábra)

Az OH-tartalmú filloszilikátok (muszkovit, biotit) nagyobb százalékát jelzik a dúsuló Al, K elemek és a relatíve magas $+H_2O$. Tulajdonképpen nem biztos, hogy indokolt a Mosonszentjánosi Gneisz Formációtól elválasztani. Ott is vannak hasonló csillámpalák, de Pinyénén nincs gneisz és nincs jelentős diaftorézis.

VI.1.2. Mosonszentjánosi Gneisz Formáció

A formáció kőzeteit a Mosonszolnok, Mosonszentjános és Rajka közelében mélyült fúrások tárták fel. Fülöp J. értékelése szerint ide tartoznak a Csapod-1. fúrás által felszínre hozott minták is. Nagy területen kevés fúrás jellemzi a formáció feltártságát. A következő tulajdonságok teszik a távoleső mintákat összevonhatóvá: 1. hasonló premetamorf anyag, 2. almandin és staurolit izográd közötti progresszív metamorfózis, 3. erőteljes diaftorézis hatás.

Minden területen paragneisz és csillámpala változik /érintkezik/ egymással a következő jellemző ásványasszociációkkal:

- kvarc, plagioklász (albit-oligoklász), biotit, muszkovit
- kvarc, plagioklász (albit-oligoklász), biotit, muszkovit, almandin

A fő kőzetalkotó ásványok a különböző mintáknál az alábbi értékek között változnak:

Kvarc:	22 - 31 %
Plagioklász:	17 - 28 %
Biotit:	26 - 37 %
Muszkovit:	10 - 18 %
Almandin:	0 - 8 %

Árakai P. egyetlen mintán a:

- kvarc, oligoklász, biotit, muszkovit, gránát,

staurolit, disztén - ásványasszociációt figyelte meg, amely a geotermo-, geobarometriai méréseihez adott lehetőséget.

A Csa-1. fúrásban a premetamorf anyag némi tufás közbe-települést tartalmazó, vagy erősebben karbonátos üledékes kőzet lehetett, ezt jelzik a hornblende dúsulások.

- kvarc, albit, muszkovit, biotit, hornblende
- kvarc, albit, muszkovit, biotit, almandin

A gneiszek kőzetszerkezete is palás, helyenként azonban erőteljes mechanikai morzsolódás, kihengerlődés, milonitosodás figyelhető meg (Mos-1.). Az új ásványkiválásokat eredményező retrográd metamorfózis is általános elterjedésben jellemzi a kőzeteket.

A diaforézishez köthető ásványasszociáció:

- kvarc, albit, szericit, klorit, kalcit, sziderit - bár az utolsó sziderit ásvány inkább repedéskitöltés és így utólagos hidrotermális, vagy metasomatikus hatás terméke lehet.

A fentiek alapján az alábbi főbb kőzettípusokat lehetett elkülöníteni:

biotitgneisz, gránátos kétcsillámú gneisz, staurolit-disztén tartalmú gránátos muszkovit-biotitgneisz, gneisz eredetű milonit.

Árkai P. (1985) a keletkezés nyomás- és hőmérsékletviszonyait kétféleképpen határozta meg, a kapott adatok igen jó egyezést mutatnak. Winkler (1979) metamorf reakció-izográd rendszerét használta, a nyomás a disztén jelenlétének megfelelően 5 kbar-nál nagyobb volt, a hőmérséklet a "staurolit-in" izográd és az andalúzit/disztén izográd metszéspontja szerinti $\sim 540^{\circ}\text{C}$ -nál nagyobb és a kezdődő anatexis hőmérsékleténél kb. 620°C -nál kisebb volt.

Ezeket az adatokat Árkai P. a koegzisztens ásványegyüttesek mikroszondával mért elem-megoszlási arányainak

P-T függő változásai alapján pontosította. A Mosonszentjános-(Mos-)1. fúrásból előkerült, formáció-típusközletnek javasolt sztaurolit-disztén tartalmú gránátos biotit paragneiszben a gránát-biotit geotermométerrel 560°C ill. ~ 580°C maximális hőmérsékletet kapott. A plagioklász-gránát-Al₂SiO₅-kvarc geobarométerrel 8,25 kbar, illetve a komplex, plagioklász-biotit-gránát-muszkovit-termobarométerrel 583°C/8,16 kbar értéket számított.

Ezzel a komplex módszerrel a Mos-1. fúrás 2612-2613 m közötti szakaszán kimutatott gránátos muszkovit-biotitgneisz mintájából az átkristályosodás P-T trendjét is meghatározta. A kristályosodás 484°C/5,10 kbar értéknél kezdődött és kb. 594°C/8,26 kbar maximális értéknél fejeződhetet be. Igen értékes megfigyelés, hogy a rendszerben a "metamorf gradiens" 26°C/km értékről 19-20°C/km értékig csökken, "ami áttolódásos tektonikai rendszerek alsó egységére jellemző, azt bizonyítja, hogy a nyomás gyorsabban növekedett, mint a hőmérséklet".

Az első, közepesfokú progresszív metamorfózist, a már említett milonitosodás, majd retrográd metamorfózis követte. Az új képződésű albit illetve a kvarc-albit-szericit-klorit paragenezis kisfokú metamorf folyamatot bizonyít, a hőmérséklet 400°C-nál kisebb lehetett.

VI. 2. Rábamenti Metamorfit Összlet

Az Összlet elterjedése a Rába- és Répce-vonal közötti terület. ÉNy-on a Hansági Metamorfit Összlet, Ny-on a tektonikai ablakként kiemelkedő penninikum (Kőszeg-Rohonczi hegység) D-en ill. DK-en a Dunántúli Középhegység paleo-mezozóos komplexuma határolja. A fetártóság igen változó: a Mihályi-gerincen viszonylag jó, kielégítő Ikervár ill. Ölbő környékén, a többi kutatási terület esetében pedig meglehetősen gyenge. A formációk

elkülönítését elsősorban a premetamorf kőzetanyag lényeges különbözősége teszi lehetővé.

VI.2.1. Mihályi Fillit Formáció

A formáció premetamorf kőzetanyaga kevés bázisos-intermedier vulkáni betelepüléstől eltekintve tisztán üledékes volt, ezen belül a karbonát (kalcit-dolomit-sziderit) - agyag - finomszemcséjű törmelék (kőzetliszt-től - finomszemcséjű homokig) aránya változik egymást kiegészítő módon. Így többféle kőzettípust tudunk elkülöníteni, ezek azonban egymással egy nagy üledékgyűjtő izópikus és heterópikus fácieseiként a legszorosabb genetikai kapcsolatban lehettek.

Deformációtörténetükben egy metamorf eseményt figyelhetünk meg, amely a korábbiakban részletezett ásvány asszociációk alapján kisfokú, alacsony hőmérsékletű epizónás volt, amely a zöldpala fácies kvarc-albit-szericit-klorit alfáciesének felel meg. Az alábbi kőzettípusok tekinthetők legjellemzőbbnek:

- Homokkőpala /M-12., -27. fúrás/ Szövede a "fillites" szövedhez áll közelebb. Eredeti, karbonátos kötőanyagú, finomszemcséjű homokkő anyagát itt sokkal nehezebb felismerni, mint a Nemeskoltai Homokkőpala Formáció illetve a Vaszari Agyagpala Formáció azonos nevű kőzeténél. A palásság szerint "lencséket, orsókat" formáló karbonát, illetve a sávokba rendeződött szericit jellegzetesen redőzött.

Jellemző ásványösszetétele:

kvarc - szericit - albit - kalcit

kvarc - szericit - albit - dolomit - kalcit

Az ebbe a csoportba tartozó kőzetek kisebbik része csak kalcitos, mintegy 11-15% CaCO_3 -tartalommal, nagyobbik része dolomitos és kalcitos, mintegy 25% $\text{CaMg/CO}_3/2$,

illetve 10% körüli szabad CaCO_3 -tartalommal. A homokkőpala "tipikus" fillit sávokkal váltakozik.

. Aleurolitpala /M-27. fúrás/ Szövetében, ásványaszszociációjában igen közel áll a homokkőpalához. Külön típusként való említését csak az indokolja, hogy a biztosan eredeti, törmelékes kvarc szemcsék, amelyeknél a szálkás továbbnövekedést is meg lehet figyelni, jól osztályozottak és szemcseméretük átlaga 0,05-0,1 mm közötti. Hasonlóan karbonátos, legalábbis a dolomit - kalcit arány kb. ugyanaz: 10,5% dolomit - 4,5% kalcit.

Szericites kvarcit /M-6., -19., -21. fúrások/ Jellemzően világos zöldesszürke kőzet, finoman palás kőzetszerkezetű. A kőzet szilikopelit eredetét igazolják az igen kisméretű kvarckristályok és a szericitpikkelyek. Igen jellemzőek a palásság szerint elhelyezkedő, lencsésen kiékelődő, néhol durvakristályos kvarc-albit erek. A lényeges ásványok az alábbi csoportosulásban figyelhetők meg:

kvarc - szericit - albit

kvarc I.-szericit-albit I.-kvarc II.-albit II.-klorit-opak vasásvány

Ez utóbbi asszociációban az albit II.-kvarc II. a durvakristályos lencsékben jelenik meg, a kőzet szövetében lényeges diszhomogenitást okozva.

Kovapala /M-8. fúrás/ A premetamorf kőzetanyag közel 90%-ban vegyi, vagy biogén (?) kova üledék lehetett, mellette csak kevés agyag és karbonát fordult elő, összesen mintegy 10% mennyiségben. Ásványasszociációja:

kvarc - szericit - dolomit - klorit

A palásságraközeli merőlegesen 3-4 mm széles kvarc-dolomit kitöltésű repedések harántolják. A palásság síkjában fekete, opak foltok gyakoriak, amelyeknek legnagyobb része

szerves anyagból alakulhatott át. Ezek között Oravecz J. (1966) az Angochitina formakörbe tartozó Chitinozoa roncsokat határozott meg. A kovapalával viszonylag éles határral vékony karbonátfillit rétegek váltakoznak. Ez utóbbiaknál utólagos, hidrotermális hatás bizonyítható, a b-tengely szerint rendezetlen kaolinit és az illit megjelenésével.

Viczián I. (1968) röntgendiffraktométerrel az alábbi mennyiségi becslést tette:

kvarc	++
dolomit	++
sziderit	+
kaolinit (b-teng.szer.rendezetlen)	+
albit	+
muszkovit v. illit	+

/Elemző: Viczián I./

Karbonátos fillit - szericitpala közbetelepülésekkel /M-10.,-11.,-13.,-14.,-16.,-18.,-20.,-25. fúrások/ A Mihályi Fillit Formáció legelterjedtebb kőzettípusa. Sötét színű, grafitos, uralkodóan szericitos és kissé világosabb színű kvarcos-dolomitos rétegek váltakoznak egymással. A kőzetszerkezet palás, a palás síkok hajlítottak, redőzöttek. Ásványasszociációja:

szericit - kvarc - kalcit - albit

kvarc - szericit - dolomit - ankerit - sziderit

Ebben a típusban gyakori a "harántpalásság", a metamorf foliáció és az üledékes rétegsík jelentős szögeltéréssel metszi egymást.

A világosabb sávokban a dolomittartalom 8-15%, a sziderit-ankerit-tartalom 5-16 % között változik. A karbonátos résszel együtt itt is jelentkezik a b-tengely szerint rendezetlen kaolinit.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
muszkovit /3T/	++	++	++	++	++	++
kaolinit (rendezetlen)	++	++	+	+	+	++
kvarc	+++	+	+	++	++	++
albit	ny	+	ny	+	ny	ny
dolomit	+	+	-	++	+	+++
sziderit	+	+	+	+	++	+
klorit /Fe-dús/	-	++	-	-	-	-
Mg-kalcit	-	-	+	-	-	-
kalcit	-	-	+	+	+++	ny

1. = M-10. 1885-1887 m
 2. = M-11. 1742-1743 m
 3. = M-14. 1430,5-1432 m
 4. = M-16. 1446,5-1448 m
 5. = M-20. 1479-1492 m
 6. = M-25. 1646-1649 m

/Elemző: Viczián I./

Az uralkodó karbonátos fillit kőzettípusban néhol - vékony telepeket alkotva - a klorit ásvány megjelenésével, annak százalékos előfordulási arányában elkülöníthetünk kloritos fillit /M-9.,-25. fúrások/ és szericites kloritfillit /M-9. fúrás/ kőzetfajtákat. Mindig erősen gyüredezettek. Néhol, 2-3 mm vastagságú rétegekben jellegzetesen váltakoznak a kvarc, a szericit és a klorit ásványok. A karbonát: kalcit, dolomit, sziderit, ankerit mennyisége itt is jelentős, kétféleképpen fordul elő, egyrészt "részt vesz" a palás szövetben, a paláság szerint elkülönülő lencséket, rétegekéket alkot, együtt gyüredezik a szericit-kvarc sávokkal, másrészt mintegy "felhő-szerűen" átítatja a kőzetet.

Kloritpala /M-7.,-15.,-20.,-22.,-24.,-28., MF-4. fúrások/ Premetamorf kőzetanyaga a nagy üledékes

komplexumban egyértelműen szórt vulkáni közbetelepülés-ként keletkezett. A jelenlegi szövet-, ásványasszociáció-alapján nem dönthető el, hogy a piroklasztit vízbe vagy szárazulatra hullott, sőt az sem, hogy intermedier vagy bázisos kemizmusú lehetett. Minden valószínűséggel tufitból, tufából ill. üledékes, törmelékes kvarcot is tartalmazó agglomerátumból is keletkezhetett /MF-4./.

Jellemző ásványösszetétele:

Klorit - albit - kalcit - kvarc - szericit - sziderit - pirit

A habitusukban nem túl nagy változatosságot mutató kőzet-típusok szürkészöld színűek, finoman palásak, néhol jelentékeny pirit-tartalmúak.

	M-7.	M-28.
	1772,5-1775,5	2913-2915
	m	m
klorit /Fe-dús/	+++	++
muszkovit	ny	+
kvarc	+	+++
albit	++	+
kalcit	++	+
dolomit	-	++
sziderit	-	ny

Elemző: Viczián I./

Méspala /M-9.,-17.,-22. fúrások/ Premetamorf kőzet-anyaga változó finomtörmelék (kvarc, kevés plagioklász)-tartalmú márga volt. Ennek megfelelően ásványos összetétele:

kalcit	40 - 48 %
dolomit	5 - 12 %
szericit	25 - 32 %
kvarc	5 - 12 %
klorit	0 - 5 %
pirit	0 - 8,5 %

Igen finoman palásodott, kloritos, kvarctörmelékes "rétegek" váltakoznak jóval vastagabb, sötétszürke, gyorsan kiékelődő, durvapátos, márványszerű mészkő rétegekkel. Ez utóbbinak vastagsága 30-50 mm. Néhol meghatározhatatlan, teljesen szénült, vagy piritesedett, roncsolt ősmaradvány-nyomok figyelhetők meg. Az egymással váltakozó rétegecskék közül a szericite-sebb részek szervesanyag-, illetve pirittartalma nagyobb.

Dolomitpala /M-14./ Fekete, nagy "széntartalmú", szericites, kvarctörmelékes, jellegzetesen harántpalás kőzet. A közel tisztán dolomitos és az erősen szericites részek szeszélyesen váltakoznak. A palássági síkok elválásával keletkezett, kb. 1 mm vastag, utólagos, hófehér kalciterek tartalmaz. A szericites részben néhány tized mm hosszú, megnyúlt, lécalakú, fekete, ősmaradványokra utaló roncsok találhatóak. Dolomittartalma kismértékben meghaladja a 60 %-ot. Az erős inhomogenitás miatt még átlagot is nehéz adni. Ásványasszociációja:

dolomit - szericit - kvarc - kalcit - sziderit -
kaolinit - albit

A dolomitpalától alig különbözik a gyüredezett kitünően palás dolomitfillit. /M-26./ A kőzetben kissé több az albit és a törmelékes kvarc mellett kevés mikroklin is jelen van. Ennél a kőzettípusnál is elválik a palásodásban résztvevő és az utólagos átítatódással keletkezett kalcit, sziderit.

	M-26. 1428-1432	M-26. 1443,5-1447,5
muszkovit /3T,2M/	++	+
kaolinit	+	ny
kvarc	++	++
földpát (albit?, K-f.pát?)	+	+
kalcit	ny	-
dolomit	+++	+++
sziderit	+	+

/Elemző: Viczián I./

Dolomit /M-28./ Jelentősebb vastagságú, közel tiszta dolomitműzet a Mihályi-gerinc fúrásai közül csak itt volt kimutatható. Azonban ezt a szürke, finomkristályos dolomitot is gyakran tagolják palásságot jelző, vékonyabb- vastagabb, összefogazott kvarcit és szericites lencsék. A közbetelepült lencsék között az M-28. fúrás 2913-2915 m közötti szelvényében volt egy, amelynek klorit-tartalma közel 20%. A közberétegzett, feltehetően tufit eredetű rétegecske jelenlegi összetétele:

kvarc - klorit - szericit - albit - dolomit -
kalcit - sziderit

Metabazalt vagy metaandezit /M-22.,-23.,-29./ A sötét zöldesszürke kőzet habitusában metamorfózisa ellenére megőrzött valamit vulkanit jellegéből: a palásság sokkal kevésbé egyértelmű, mint a kloritpaláknál. Gyakoriak benne a földpát és színes szilikát utáni karbonát pszeu-domorfózák. A plagioklászok anortittartalma teljesen disszociált. A Ti-tartalom 2,47-2,50 %, a Na-tartalom 5-6 % közötti. (3. sz. táblázat) Metamorf ásványasszociációja:

albit - klorit - szericit - kalcit - sziderit -
kaolinit - pirit

VI.2.2. Büki Dolomit Formáció

A formáció típuskőzetét a Bük-1. fúrás tárta fel 1003 m-től 1282 m-ig. A típusként tekinthető büki dolomit sem teljesen homogén, a Bük-2. fúrásban jelentős vastagságú meszes szericitpalával váltakozik, ezenkívül színe is igen változatos, fehérestől a sötét árnyalatú szürkéig minden típus előfordult. Így indokoltnak tűnik, hogy a Mihályi-gerinc déli részén előforduló többi dolomit (Ölbő-4.,-6.,-8., Rábasömjén-1.,-3., Pecöl-1., valamint az északabbra lévő M-28. fúrások) is egy formációba foglaljuk össze. A finomszemcsés dolomitban irányított szövetet csak ott figyelhetünk meg, ahol gyakoriak a néhány cm-ig kivastagodó kvarc-szericit lencsék.

A Pe-1., M-28-as fúrások rétegsora azt sugallja, hogy a dolomit a Mihályi Fillit Formáció felett helyezkedik el.

Gyakran repedezett, breccsás jellegű, ez a tulajdonsága legerősebb a büki fúrások környékén. Az 1957-ben mélyített Bük-1. fúrás rétegsora alapján született meg az a korrelációs elképzelés, hogy ez a dolomit az egyházasfüzesi (Kirchfidisch) devon dolomittal azonos.

A dolomittal változó, ill. feltehetően fekvőjét is képező, kvarc, kalcit, szericit összetételű mészpala fő elemei:

Bük-2.	SiO ₂	33,35 %
1431,5-1436,5 m	TiO ₂	0,71 %
	Al ₂ O ₃	11,61 %
	Fe ₂ O ₃	0,51 %
	FeO	14,95 %
	MnO	0,18 %
	CaO	9,43 %
	MgO	3,76 %
	K ₂ O	1,41 %
	Na ₂ O	0,59 %

-H ₂ O	0,03 %
+H ₂ O	2,94 %
CO ₂	19,95 %
P ₂ O ₅	0,15 %
	<hr/>
	99,57 %

VI.2.3. Ölbői Karbonátos Fillit Formáció

A formáció kőzetei kétségtelenül hasonlítanak a Mihályi Fillit Formáció egyes kőzettípusaihoz. Az azonosság bizonyításához azonban még további vizsgálatok szükségesek. Az ölbői kőzetekhez soroljuk viszont a Pecöl-1. fúrás dolomit-alatti, és a Vát-1. fúrás 2484 - 2517 m közötti szakaszát.

A premetamorf kőzet agyagmárga, ill. változóan homokos agyagmárga volt. Tufás réteget az Öl-2. és 5. fúrásokban sikerült kimutatni. A formációt a következő fúrások tárták fel: Vát-1, Pecöl-1. Ölbő-2.,-3.,-5.

A formáció fontosabb kőzettípusai: homokkőpala, kloritpala, szericitpala, meszes fillit.

A homokkőpala a Vát-1. fúrás 2484-2517 m közötti metamorf kőzetekből álló szakaszában vékonyabb közbetelépülésként jelentkezik. Törmelék anyaga a Mihályi Fillit Formáció homokkőpalában megfigyeltnél sokkal durvább szemcséjű, és kevésbé osztályozott. A finomszemcsés rekristallizálódott kvarcból és szericitből álló "alapanyagba" nagyméretű, oldott szegélyű, illetőleg a paláság szerint szálkásan továbbnövekedett törmelékes kvarc szemcsék ágyazódnak be. Az uralkodóan kvarcból álló kőzet ásványasszociációja:

kvarc - szericit - albit - kalcit

A kloritpala, erősen kloritos szericitpala a területen feltehetően egy tufás, tufitos szintet alkot. /Vát-1.,

Ölbő-5./ Jellegzetesen harántpalás, változó egymást kiegészítő mennyiségű kloritból és szericitből áll. A kvarctartalom néhol minimális. Hozzávetőleges ásványeloszlása:

Klorit	27 - 45 %
Szericit	20 - 50 %
Kvarc	5 - 20 %
Kalcit	6 - 17 %
Dolomit	3 - 5 %

A kőzet erősen mikroredőzött.

A szericitpala nagyobb kvarctartalmú, a kvarctartalom növekedésével fillitbe megy át. Szövege finoman palás, mikroredőzött, néhol jól megfigyelhető a rétegződésre közel merőleges harántpaláság. Ásványos összetétele:

Szericit	42 - 61 %
Kvarc	28 - 52 %
Kalcit	8 - 16 %
Dolomit	4 - 8 %
Sziderit	0 - 3 %
Klorit	0 - 5 %

A karbonátanyag egy része genetikailag az eredeti üledékanyaghoz kötődik. A kvarcsczemcsék ill. összefogazódott kvarcit orsók, -szigetek mentén a szericit megtorlódik és a kialakuló nyomásárnyékos helyen kalcit ill. dolomit válik ki. A karbonátanyag másik része durvapátos, repedés-kitöltő kristályok formájában jelenik meg. A kitöltés utáni, paláság szerinti mozgás jól megfigyelhető a lépcsősen elnyíródott kalcitereken.

Az előbbi kőzettípus lényegében nem választható el a területen legelterjedtebb meszes fillit kőzettől. Ez utóbbiban a kvarc-szericit összetételű, "fillit" sávok sötétszürke karbonát sávokkal váltakoznak. A palásági síkon

pirit dúsul. A fillites sávokban jellegzetes az albit is. Ásványasszociációja:

kvarc - szericit - albit - kalcit - grafit - pirit

A meszes fillit az Öl-2. fúrás körzetében utólag tektonikusan erősen breccsásodott.

VI.2.4. Sótonyi Metabazalt Formáció /Sót-2. fúrás/

Fülöp J. ebbe a formációba vonja össze az összes, a Mihályi-, Ölbő-, Sótony - környékén feltárt, bázisos-intermedier lávakőzet- és tufa eredetű metavulkanitot és metatufát. Véleményünk szerint a Sótonyi metabazalt sajátos ásványos összetételével, kevésbé átalakult jellegével az északabbi területektől eltérő. Legnagyobb mértékben a Tét-4. fúrással feltárt metabazalthoz hasonlít.

Premetamorf kőzete tengeralatti bazalt, ill. agyagos-kőzetlisztes üledékanyaggal keveredett bazalt tufit, esetleg bazalt tufa volt. Tengeri jellegét a Sót-2. fúrás 1985 m-éből származó kőzetmintájában Kőváry J. által talált Hystrichosphaeridea-töredék támasztja alá.

A tufa eredetű rész kloritban dús, erőteljesen palásodott, itt el nem bontott piroxén nem található. (Sót-2. 1985-1989 m) Ásványasszociációja:

klorit - albit - dolomit - kvarc

A "lávakőzet" eredetű részben a palás kőzetszerkezet

kevésbé egyértelmű, a piroxén (klinopiroxén) néhol jelentősen dúsul.

Klorit - piroxén - albit-kvarc - kalcit a jellegzetes ásványösszetétele. (Szilikátelemezési adatai: 5. táblázat)

Hozzávetőleges ásványos összetétele a röntgendiffrakto-
méteres felvétel szerint:

	Sót - 2.		
	1985-1985m	2004-2006m	2058-2059m
Klorit /Fe-dús/	+++	++	+
Kvarc	+	+++	++
Albit	++	+	-
Dolomit	++	-	-
Piroxén (pigenoit)	-	++	+
Amfiból	-	-	+
Kaolinit	-	-	ny

/Elemző: Viczián I./

VI.2.5. Szentgotthárdi Fillit Formáció

A Kőszegi hegységgel és a Vasheggyel képviselt penni-
nikumtól délre a szentgotthárdi fúrások által feltárt fillit
jelenti a folyamatosságot az u.n. grázi-paleozoikum
felé. Az Szg-1. és -2. fúrások metamorf szakasza a kislemezű
metamorfózis alsó határán kialakult fillitekből, karbonátos-
fillitekből áll. Kőzetszerkezetük palás.

A két Szg-fúrás anyaga között a deformáció jellegében
némi eltérés mutatkozik. Az Szg-1. fúrás mintái erőtelje-
sen gyüredezettek. A palás felületek "selymes-fényűek",
a kőzetek szövete "fillites". A karbonátos fillitben erő-
teljes albit és klorit dúsulással tufás betelepülést fi-
gyelhetünk meg. Jellemző ásványasszociáció:

kvarc - szericit - kalcit - albit - dolomit

kvarc - albit - klorit - kalcit - szericit

Ez utóbbi részben jelentős mennyiségű opak vasásvány is
dúsul.

Az Szg-2. fúrás mintái gyengén palás kőzetszerkezetűek, megfigyelhető harántpalássággal. Az üledékes kőzetszerkezet jól nyomozható, az eredeti üledékes összetételnek megfelelően kőzetlisztes homokkőpala (metahomokkő?), homokos aleurolitpala és kvarctörmelékes szericitpala váltakozik egymással. A relik t kőzetstruktúra nagyon kisfokú átalakulásra utal. Ezeken a kőzeteken redőzöttség nem látható. A törmelék szemcsék között kevés turmalin és cirkon is előfordul.

Az Szg-1. fúrás mintái a távoli Mihályi Fillit Formáció kőzeteihez hasonlítanak, annak ellenére, hogy a fúrás metamorf szakaszának felső zónájában a vasásványok oxidációjával kialakult sárgás-barnás színű "tarka fillittel" máshol nem találkoztunk. Az Szg-2. fúrás kőzetszövege a Nemeskoltai Homokkő Formációval való genetikai kapcsolatot sugallja.

VI.2.6. Nemeskoltai Metahomokkő Formáció

A formáció elnevezést az uralkodó kőzettípus, a távolabbi képződményektől való elkülönítést az eltérő kőzetjelleg, a karbonátszegénység, a nagyon kisfokú átkristályosodás indokolja. Eddig a Kol-2.,-3., Ikervár-(Ike-)-3.,-4.,-6.,-7.,-9.,-10.,-11. fúrások tárták fel. Főközettípusai: metahomokkő, agyagpala, metariolittufa (Ike-4.,-11.). Fontosabb ásványasszociációi:

kvarc - szericit - albit - klorit - sziderit

kvarc - szericit - illit - klorit

kvarc - albit-szericit - kaolinit-klorit-opak ásv.

A röntgenelemzéssel kimutatott ásványfázisok is bizonyítják az összlet egyöntetűségét:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Muszkovit	+	+	ny	++	+	+	++
Klorit (Fe-dús)	+	+	+	+++	-	-	+
Illit	ny	-	-	-	-	-	-
Kvarc	+++	+++	+++	++	+++	++	+
Albit	+	++	++	+	++	++	+
Dolomit	-	+	-	-	+	-	-
Kalcit	-	-	+	-	-	-	-
Sziderit	-	-	-	-	ny	+	+
Kaolinit	-	-	-	-	-	+	+
K-Földpát(szanidin?)	-	-	-	-	-	-	+

1. Ike-3.	1874-1876 m	Metahomokkő
2. Ike-4.	2132,5-2134 m	Metahomokkő
3. Ike-4.	2248-2250 m	Metahomokkő
4. Ike-6.	1756,5-1758,5 m	Agyagpala
5. Ike-7.	1683,5-1685,5 m	Metahomokkő
6. Ike-7.	1725-1726,5 m	Metahomokkő
7. Ike-4.	1831,5-1836 m	Metariolittufa

/Elemző: Viczián I./

Árkai P. az Ike-11. fúrás 1643-1654,5 m közötti mintájában az aleurolitos metahomokkő és a metariolittufa kontaktusát figyelte meg. A metariolittufában szerinte "xenomorf, rezorbeált kvarc, plagioklász, albitosodott K-földpát, oxidálódott biotit fenokristályok ismerhetők fel".

Az uralkodó metahomokkő típus kvarcsemcséi közepesen ill. jól osztályozottak, rajtuk a metamorfózis hatása csak a felület-menti oldódásban és a szálkás továbbnövekedésben jelentkezik. Az eredetileg agyagos kötőanyag átkristályosodott. Az üde, metamorf albit mellett a törmelékanyagban előfordul nem tisztán albit összetételű

plagioklász is, bizonyítva ezzel, hogy a plagioklász anortit tartalma még nem disszociált teljesen.

Az agyagpala az eredeti, üledékes kőzetnek megfelelően sávonként erősen változóan homokos ill. aleuritós. A törmelékszemcsék egymástól elkülönült helyzete, a gyenge palás elválás nagyon kisfokú metamorfózisra utal. A palás felületek megegyeznek az eredeti rétegződéssel. A filloszilikátok össz-mennyisége a törmelékszegény helyeken meghaladhatja a 60%-ot.

VI.3. Vaszari Metamorfit Összlet

Kifejlődésben és területileg is jól elkülöníthető képződménycsoport. Kőzettani analógia alapján a Dunántúli Középhegységi Metamorfit Összlet szerves részét képezi, lényegében a premetamorf kőzetanyagban és a metamorfózis utáni fejlődéstörténetben mutatkozó csekély eltéréstől eltekintve megegyezik a balatonfelvidéki palávonulattal. Ezenkívül jellegzetes hasonlóságot mutat a Rábamenti Metamorfit Összlet déli részével.

VI.3.1. Vaszari agyagpala Formáció

A tétai, vaszari és takácsi fúrások ide tartozó kőzettípusai: agyagpala, szericites metahomokkő és homokos aleurolitpala.

Az agyagpala sötétszürke, a kloritosabb részeken zöldesszürke (Tét-2.), selymes fényű, palás kőzetszerkezetű. Szövetében gyüredezés nem figyelhető meg. Az uralkodó szericiten és kloriton kívül kevés albit, kvarc ill. hidrotermális hatást tükröző kaolinit és sziderit jelentkezik benne.

A metahomokkő változatosan osztályozott. A uralkodó kvarctörmelék mellett biztosan felismerhető a szericite-

sedett, törmelékes eredetű plagioklász. A kőzet szerkezete gyengén palás. A palásodást a törmelékszemcsék elhelyezkedése és az eredeti kötőanyag orientációja jelzi. A palás síkok megegyeznek az eredeti rétegződéssel. A nagyobb kvarc szemcsék a paláság szerint szálszerűen tovább növekedtek. Az egymás mellé szorult kvarcok összefogazódtak.

A repedések egymást követő sorrendben klorittal, kvarccal majd kalcittal töltődtek ki. Néhol a kalcitot sziderit váltja fel.

A Vaszari Agyagpala Formáció erősen törmelékes kőzeteinek ásványeloszlása

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
Szericit-illit	+	++	++	++	+	+	++	+	+	+	++
Kvarc	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	++
Klorit	+	++	ny	++	+	+	++	+	+	+	+++
Plagioklász (főleg albit)	++	++	ny	+	++	++	++	+	+	++	+
Kaolinit	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
/halloysit/											
Sziderit	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
1. Tak-2.	1375,5-1378,5 m				Metahomokkő						
2. Vasz-1.	1809,5-1813,5 m				Metahomokkő						
3. Vasz-3.	1536,5-1540 m				Agyagpala						
4. Vasz-3.	1555 -1558,5 m				Agyagpala						
5. Vasz-3.	1600,6-1603,0 m				Metahomokkő						
6. Vasz-3.	1664 - 1666 m				Metahomokkő						
7. Vasz-4.	1801 - 1804,5 m				Metahomokkő						
8. Vasz-4.	1831 - 1835 m				Metahomokkő						
9. Vasz-4.	1845 - 1847,5 m				Metahomokkő						
10. Vasz-4.	1876,5-1881,0 m				Metahomokkő						
11. Vasz-5.	1587,5-1589,5 m				Agyagpala						

/Elemző: Viczián I./

A Vaszari Agyagpala Formáció kőzetei eredetileg egyveretű törmelékes üledékek: változó agyagtartalmú homokkövek, aleurolitok, finomhomokos agyagok és "tisztá" agyagok lehettek. Metamorfózisuk nagyon kisfokú volt, amelyben a palásodás megegyezett az eredeti rétegződéssel. Ezt a relikv kőzetstruktúra jól bizonyítja. Az eredeti üledék tengeri lerakódását jelzi az Oravec J. (1966) által talált *Micrhystridium* alakkörbe tartozó *Hystrichosphaerida*-maradvány. (Vasz-5.)

VI.3.2. Téli Metabazalt Formáció

A Tét-4. fúrás által feltárt "metabazalt" és a Vaszari Agyagpala Formáció kapcsolatának végleges tisztázásáig a képződményt külön formációba soroljuk. Kiemelt fontosságú, hiszen rendkívüli módon hasonlít a sótonyi albitosodott "diabáz"-hoz.

A zöldesszürke színű, repedezett, fehér kalciteres kőzet kitüntetett orientációt nem mutat. Holokristályos szemcsés szövetében nagyobb fenokristályok nem különíthetők el.

Eredeti ásványasszociációja:

báz.plagioklász - piroxén összetételű volt, jelenlegi állapotában a plagioklász anortit-tartalma jórészt diszszociált, a piroxének egy része is átalakult és a szöveti képet a metamorf eredetű

klorit - albit - kalcit összetétel uralja.

Az ásványok százalékos megoszlására jellemző, hogy a földpát (kb.50%) egyenlő a klorit+piroxén+kalcit (kb50%) mennyiségével.

VI.4. A kis és nagyon kisfokú metamorfózis jellemzői, szerepe a Kisalföld medencealjzatában.

A kutatástörténeti részben már utaltunk rá, hogy a korábbi feldolgozások is kihangsúlyozták: a minták egy jelentős része nem "epi-", hanem anchimetamorf átalakultságú. Egyértelműen anchimetamorf minősítést kapott a Tét-Takácsi-Vaszar kutatási területek fúrásaival feltárt metamorf egység, illetve a nemeskoltai metahomokkő. Ez utóbbiról még az a feltételezés is felmerült, hogy tektonikusan préselt miocén, kárpáti emeletbeli homokkő, mivel a terület egy részén badeni biogén mészkőre pikkelyeződik fel. Nehezítette a tisztánlátást a premetamorf kőzetanyag rendkívüli változatossága és az utólagos, miocén-pliocén vulkanizmushoz kötődő hidrotermális átalakulás. (Viczián 1968, Balázs 1974, Árkai 1985)

Az eredeti üledékes kőzetszövetet a metamorfózis általában eltüntette, de nem mindenhol és nem egyenlő módon (Balázs 1980). A nemeskoltai és vaszari területeken a metahomokkövek általános jellemzője, hogy a kvarctörmeléknek csak egyrésze fogazódik össze, a különálló, törmelék-jellegű nagyobb szemcsék felületükön oldódtak ill. szálasan továbbnövekedtek. Az agyagos-karbonátos kötőanyag átkristályosodásában is megfigyelhetők fokozatok az agyagpala → fillit átalakulási stádiumainak megfelelően. Azonban mióta a metamorf petrológia szinte minden átkristályosodási folyamatra precíz P-T mérő módszerek egész sorát dolgozta ki, ezek a kőzetszövetre, kőzetszerkezetre vonatkozó megfigyelések már kevésnek bizonyultak. A már-már holtpontra jutó kutatásnak Árkai P. (1985) adott új lendületet, amikor az aljzat kezdeti metamorfózisában mérések alapján regionálisan követhető tendenciákat bizonyított. Ezek szerint

"túlnyomórészt epizónás (zöldpala fácies - kvarc - albit - muszkovit - klorit alfáciesű) kőzetek alkotják a Mihályi-terület és déli folytatása (ölbői, pecöli fúrások) mintáit, valamint a Szentgotthárd Szg-1. fúrás mintáját."

Ezek szövete jellegzetesen "fillites", az eredeti, üledékes struktúra eltűnt. A metavulkanitok (metabazalt vagy metaandezit - M-22.,-23.,-29.) minden eredeti ásványa átkristályosodott, ezzel együtt kőzetszerkezete erőteljesen palás lett.

Az illit kristályossági adatok kiértékelése szerint "a Mihályi-hátság és környéke IC értékei átlagosan kisebbek, szórásuk is kisebb ($IC=0,253^{\circ}$, $s = 0,034$, $n = 33$), mint az uralkodóan az anchizónába tartozó Nemeskolta-Takácsi sáv kőzeteinek IC értékei ($IC = 0,299^{\circ}$, $s = 0,057$, $n = 22$). Az előbbi átlag epizónás (zöldpala fáciesű) az utóbbi IC átlag típusos anchizónás átalakulásra utal. A pecöli karbonát-fillit, dolomit és metavulkanit IC-értékei kisebbek, mint a mihályi és ölbői terület IC átlagai. Az Szg-1. fúrás által felszínre hozott kloritpala típusos zöldpala fáciesű IC értékekkel rendelkezik. A különböző kőzettípusok IC és Hb_{rel} értékei (Weber-index) többnyire az anchi- epizóna határ közelébe, kisebb mértékben az epi- ill. az anchizónába esnek".

- A Nemeskoltai Metahomokkő Formáció, a Vaszari Agyagpala Formáció, illetve a két igen hasonló metavulkanit: a Sótonyi- és a Téli Metabazalt Formáció kőzetei kevésbé átalakult, nagyon kisfokú metamorf (anchizónás) képződmények. A kőzetszerkezeti, relikv struktúra szerinti elkülönítési lehetőségen túl egzakt adatokat és bizonyítékokat itt is csak az illit kristályossági vizsgálatok szolgáltattak.

"A nemeskoltai és az ikervári fúrások IC átla-

gai az anchizóna kishőmérsékletű részébe ill. az anchizóna/diagenetikus zónák határához közeli területre esnek.

A tégi és vaszari minták IC és Hb_{rel} átlagai ismét típusos (általában kishőmérsékletű) anchizónát bizonyítanak." Egy-egy formáción belül az IC és Hb_{rel} értékek egymáshoz igen közeliek.

Ebből a szempontból csupán a Szentgotthárdi Fillit Formáció kőzetei jeleznek érdekes anomáliát. Míg az Szg-1. fúrásból kisfokú (zöldpala fáciesű), addig az Szg-2. fúrásból nagyon kisfokú (anchi-) metamorf kőzetek kerültek felszínre.

"A Mihályi-terület és környezete epizónás metamorfózisának hőmérséklete $\sim 350-400-(450)^{\circ}C$ -nak, a Nemeskolta-Takácsi sáv anchizónás metamorfózisa $\sim 200-300^{\circ}C$ hőmérsékletűnek valószínűsíthető."

Árkai P. szerint a nyomásérték meghatározásra alkalmazott Sassi-féle világos csillám b_0 geobarometriai módszerrel kapott adatok alapján mind az epizónás, mind az anchizónás képződményeket kis (\sim max. 2-3 kbar) nyomástartományú regionális dinamotermális metamorfózis érte. A Sassi féle módszer jelentős hátránya, hogy "zavaró körülmények esetén", ilyen pl. a nagy karbonáttartalom, az utólagos kaolinit stb. nem ad pontos értékeket. Így pl. a nyilvánvalóan azonos körülmények között keletkezett Takácsi-környéki metahomokköveknél az adatok 9,002 és 9,036 Å között szórnak, tehát nyomásjelzésre nem használhatók. Az erre a célra alkalmas kőzetek adatai viszont meglehetősen jól jelzik a kisnyomású metamorf rendszert. (Mihályi $b_0=8,993\text{Å}$, $s = 0,009$, $n = 5$; Ülbő $b_0 = 8,995\text{Å}$; Nemeskolta $b_0 = 8,995 \text{Å}$.) Az Szg-2. és Pe-1. fúrás mintáiból mért magas értékeknek (9,017 Å illetve 9,040 Å) is feltehetően a minta alkalmatlansága volt az oka.

A metamorf kőzetek átkristályosodási körülményeiben mutatkozó hőmérséklet változás nem jelent regionálisan követhető, folyamatos változást. A különböző keletkezési hőmérsékletű kőzetek tektonikai vonalak mentén érintkeznek egymással, ezek a hőmérséklet adatok itt hirtelen változnak, az azonos tektonikai egységen belül viszont nagy területen lényegében azonosak. Egyéb földtani módszerek mellett a kis- és nagyon kisfokú metamorf kőzetek deformációtörténet kutatása is szolgáltatott fontos bizonyítékokat a nagytektonikai helyzet reális értékeléséhez.

VII. A Kisalföld medenceüledékeinek összefoglaló jellemzése

A regionális tektonikai összehasonlítás érdekében fontos a neogén medenceüledékek lito- és kronosztrigráfiai adatainak ismerete. A Rába vonaltól ÉNy-ra az alaphegységet a Hansági- és a Rábamenti Metamorfit Összlet képviseli. A Rába-vonaltól D-re, DK-re az alaphegység felépítésében az ópaleozóos palák felett hiányos újpaleozóos és közel teljes, folyamatos mezozóos üledék-tömeg is résztvesz. A Rába vonaltól délre mélyített kisalföldi mélyfúrások közül a Tét-2. felsőperm vörös homokkővet és aleurolitot, alsótriász lagunafáciesű anhidrites-dolomitot, a Vinár-1. és Celldömölk-1. triász mészkővet és felsőkréta-szenon mészmárgát, a Mesteri-1. feltehetően folyamatos alsó-középső-felső triász rétegsort, a Sótöny-1. felsőtriász (karni)dolomitot és szenon márgát tárt fel. Paleogén üledék a Kisalföldön nem ismert.

A neogén üledékképződés a középső miocén kárpáti emeletében vékonyabb-vastagabb szárazföldi-limnikus, majd folyamatosan ÉNy-felől terjeszkedő transzgressziós törmelék lerakódásával kezdődik. A Lánzséri-medence nagy kiterjedésű és jelentős vastagságú konglomerátum rétegeivel egykorú konglomerátum Ny-Magyarországon is megtalálható, jóval szerényebb vastagságban. A Kárpáti emeletbeli durva törmelék egyformán jelentkezik az Észak-zalai medence és a Kisalföld határvidékén, a Bakony ÉNy-i előterében, illetve a Győri-medence keleti peremén. Általában fossziliákban szegény, vagy éppen fossziliamentes, s a badeni képződményektől nehezen választható el. A Nemeskolta-Pecöl-Ikervár-Sótöny területen jellegzetes limonit-hidrohematit szinezésű konglomerátum és agyag figyelhető meg.

A törmelékanyagot szinte kizárólag az aljzat epimetamorf palái szolgáltatják. A kárpáti emeletben a Répcelak-Mihályi-hátság mint lepusztuló terület még a felszínen volt.

Azokon a helyeken, ahol a transzgresszió a badeni emeletben kezdődött - pl. a csapodi mélyzónában - szintén durva konglomerátumot találunk.

A Mihályi hátság középső részének legtöbb fúrásában az alaphegységi kőzetekre közvetlenül alsópannoniai képződmények települnek. Pár fúrás van a terület középső és főleg déli részén, ahol a miocén üledékek jelenlétét sikerült kimutatni. Ezekben a helyeken a biztosan középső miocén rétegek vastagsága pár m-től kb. 100 m-ig terjed. Alul minden esetben osztályozatlan durva törmelékek helyezkednek el, helyenként vörös agyagos kötőanyaggal ill. vörös agyagos közbetelepülésekkel, felfelé ezek általában fokozatosan mennek át, már korjelző faunát is tartalmazó, meszes kötőanyagú finomtörmelékes, majd jellegzetes biogén-karbonátos kőzetekbe. Az előkerült fauna minden esetben középső- felső-badeni. A miocén kőzeteket feltárt fúrások közül legteljesebb az M-13. és az M-19. fúrás rétegsora. Közvetlenül az alaphegységre durva, gyengén osztályozott, vagy osztályozatlan breccsa települ, melynek törmelékanyagában az alaphegység különböző összetételű epimetamorf palái uralkodnak. Egyes törmelékdarabok mérete a 20 cm-t is meghaladja. A 13. és 18. sz. fúrásban a breccsa kötőanyaga vörös ill. zöldesszürke-tarka terrigén agyag. Az alapbreccsa felett az üledék szemcse-nagysága fokozatosan finomodik s az eddig feltárt legteljesebb rétegsor egy szabályos fél-ciklusnak felel meg. A breccsára a törmelékdarabok erőteljesebb mozgatottsága és nagyobb mérvű szállítása révén konglomerátum települ.

A kavicsok összetétele azonos a breccsa törmelék darabjainak összetételével. A kötőanyag fokozatosan meszesedik, s itt jelennek meg az első, töredékes ősmaradvány vázak. A konglomerátum felett világos sárgásszürke, bőséges karbonátos kötőanyaggal cementált durvaszemcséjű homokkő helyezkedik el, melyben még elég gyakoriak a 2-6 cm nagyságú kavicsdarabok. A rétegsor következő tagjai: meszes finomszemcséjű homokkő, kvarc-törmelékes mészhomokkő, majd végül szürkésfehér egy részén laza, likacsos, erősen porózus, ikrás szövetű, kvarc és metamorf kőzettörmelékes, jelentős százalékban biogén mészkő. Néhol, pl. a 16. sz. fúrásban a kvarc és fillit törmelék minimális, a kőzet szövete is tömöttebb, összetétele szerint ősmaradvány váztöredékes mészmárga, melyben durva, biogén mészkő padok helyezkednek el.

Pár fúrásban csak a durva törmelékét sikerült megtalálni, pl. a 23. sz. fúrásban a mészpala közvetlen fedőjében helyezkedik el egy közel teljesen osztályozatlan breccsa, változatos - fillit, mészpala, kvarcit, metabazalt, stb. - törmelékanyaggal.

Az M-24. fúrásban a szálban álló mészfilit felett közel 30 m vastag durva, osztályozatlan törmelék található, melyre közvetlenül az alsópannon rétegek települnek. Ez a homogén mészfilit törmelék az alaphegység fellazított felszínét jelenti, a megindult nagyarányú süllyedés miatt ez elszállítódni már nem volt képes.

A badeni emelet üledékképződésére regionálisan jellemző, hogy mészmárga, biogén homokos mészkő, lajtamészkő kifejlődés általában csak a medence peremeken és a felsőbádenben lassan süllyedő szigetsort alkotó Mihályi-hátságon található, ezeken a területeken viszont az egész badeni üledéksor vastagsága nem túl jelentős. Az ekkor már gyorsan süllyedő medencerészekben - a csapodi árokban, Bősárkány környékén többnyire csak agyagmárga, aleurolit és homokkő rétegek váltakozásából álló összlet halmozódott

fel. A győri medence süllyedése ekkor még nem olyan intenzív.

A medencerészek süllyedése közötti különbség a szarmata emeletben a legszembetűnőbb. Míg a medenceperemeken igen csekély, legfeljebb 100 m körüli szarmata üledék halmozódott fel, addig az É-D- irányú "csapodi árok"-ban közel 400 m, Bősárkány környékén pedig közel 700 m. A Mihályi hátság még mindig kettéválasztotta az üledékgyűjtő medencét. A két medencerész asszimetriájára jellemző, hogy a Győri-medence keleti peremén megismert legvastagabb szarmata üledéksor 50 m.

A Mihályi hátság jelentős része a szarmata emeletben, sőt az alsópannóniai alemelet elején is felszínen volt. Itt a szarmata üledék még a badeninél is bizonytalanabb és szórványosabb. A hátság K-i peremén lévő M-28. fúrás pl. 2510-2533 m között partszegélyi Cardium- és Modiola-tartalmú homokkövet, majd foraminiferás agyagmárgát tárt fel.

Az alsópannóniai alemeletben a két részmedence gyorsan süllyed tovább, míg a Mihályi-gerinc csak az alemelet vége felé kezd erőteljes süllyedésbe.

Ez utóbbi területen az alsópannon üledékek vastagsága elég jelentősen változik attól függően, hogy az adott hely a hátság melyik részére esik. A szerkezet gerincvonala közelében lévő fúrásokban igen vékony az alsópannon, átlag 200-250 m /pl. M-19./ a szárnyak felé vastagodik, átlag 300-350 m, míg a K-i peremen lévő, 22. sz. fúrásban már közel 1000 m.

A tetővidéken az alemelet üledékeinek csak a legfelső, homokkő-lencsés agyagmárga szintje fejlődött ki. A szárnyakon az üledékképződés apró- durvaszemcséjű homokkövekkel kezdődik, míg a legvastagabb, szárnyon lévő pannon

tömegekben a homokkő alatt egy vastag agyagmárgaszint üledékeit azonosíthatjuk.

Az alsópannon legfelső, "homokos agyagmárga" szintjének kőzetei már igen erősen hasonlítanak a felsőpannon üledékekhez. Agyagmárga és finomszemcséjű homokkő változtatja egymást viszonylag kis vastagságú rétegekben. Az agyagmárga erősen kőzetlisztes, kevésbé diagenizált. Igen jellemző erre a szintre a 6. sz. fúrás, közvetlen alaphegységre települő rétegsora. Legalul világosszürke, erősen csillámos, karbonátos aprószemcséjű homokkő helyezkedik el, amely meglehetősen laza, porózus. Felfelé vékony agyagmárga réteg választja el egy világosszürke, finomszemcséjű homokkőtől. Ezen a felső homokkővön lehetett mintegy 4-5^o-os rétegdőlést mérni. A homokkőben igen sok a szenesedett növénytöredék, ugyanúgy mint a felette települő szürke, kőzetlisztes márga, majd pirites, Mollusca-maradványos márga rétegekben. Ez az egész, itt vázolt rétegváltozás 2,5 m-en belül figyelhető meg.

Ahol az alsópannon rétegek vastagsága a 300 m-t meghaladja /pl. M-9./, de 450-500 m alatt van, ott általában durvaszemcséjű, esetleg közepszemcséjű homokkővel kezdődik a rétegsor. Jó példa erre az M-10. fúrás kb. 400 m vastag alsópannon rétegsora. Az alaphegység fölé települő aprószemcséjű homokkőben még egy finomszemű konglomerátum csík is megfigyelhető. Felette sorban a következő rétegek települnek ill. váltakoznak: kőzetlisztes agyagmárga, finomszemcséjű homokkő, finomhomokos aleurolit, kőzetlisztes agyagmárga.

A szárnyhelyzetben lévő fúrások alsópannon rétegsorában a felülről lefelé követhető kőzetlisztes mészmárga, homokkő szintek alatt jelentős vastagságú, sötétszürke, kb. 15^o dőlésben rétegzett, sok szenesedett növénymaradványt tartalmazó agyagmárga helyezkedik el, melyben közel függőleges lezökkenési nyomok figyelhetők meg.

A tektonikára, a szakaszos, térben és időben egyenlőtlen süllyedésre adnak jó adatokat a pannon üledékek rétegdőlés mérései. Míg a tetővidéken igen általános a vízszintes rétegződés, addig a szárnyak felé, azon a részen, ahol az alaphegységi reliefkülönbségek most is a legjelentősebbek, helyenként 20° -t elérő dőlésértékeket mérhetünk.

A szerkezet K-i oldalán lévő 15. sz. fúrásban az alsó pannon határon $5-8^{\circ}$ -os a rétegdőlés, ez alatt viszont a gyér megfigyelési lehetőség ellenére - igen érdekesen változik:

1237,5 m	1320 m	1366 m	1442 m	1500 m	1542-1700 m
$5 - 8^{\circ}$	$10-12^{\circ}$	$4 - 5^{\circ}$	20°	$15-20^{\circ}$	$4 - 5^{\circ}$

A gyors süllyedés következtében az alsópannon tenger aljzata helyenként ilyen "meredek" lejtésű volt. A homokkő rétegek megmaradtak ilyen lejtés mellett, de a finomabb pelites-iszap üledékek gyakran "megfolytak", lerogytak, a homokkő rétegek közé több helyen tipikus turbidit üledék települ.

A felsőpannóniai alemeletben már az egész medence süllyed, viszont változatlanul egyenetlenül. A Csapod-Bősárkányi-medence és a Győri-medence erőteljesebben. Így alakul ki a jelenlegi kép, amelyben a pannóniai és fiatalabb képződmények összvastagsága a Győri-medence legmélyebb pontján meghaladja a 4500 m-t, míg a Mihályi-hátság középső részén ugyanez alig 1500 m-t tesz ki. A felsőpannon elején még a legfelső alsópannon homokos agyagmárgájához képest is egy viszonylag hirtelen és erőteljes homokosodás következik be. Ez egyuttal viszonylag durvább szemcsemérettel jellemezhető. A kőzetek kevésbé diagenizáltak, porózusak, lazák. A kőzettani határ ezáltal általában jól megvonható. Őslénytanilag feltehetően nincs ilyen éles határ, a fauna lassan alkalmazkodott.

A felsőpannonban kitartó kőzettani szintet nem lehet elkülöníteni. Bár a rétegek lencsésen kiékelődnek, a homokos rétegek túlsúlya miatt az egész felsőpannon hidrodinamikailag egységesnek tekinthető.

Uralkodik a vízszintes rétegződés. E mentén az egyes szelvényekben finom- és aprószemcsésű homokkő, aleurolit, kőzetlisztes agyagmárga váltakozik egymással ill. helyenként vékonyabb-vastagabb földes-fás barnakőszén csíkokkal. A felső szintek homokkő mintái a viszonylag jelentős karbonát-tartalom ellenére igen kevésbé diagenizáltak, lazák, porlódók. Ősmeradványokban igen szegények, kivételt képeznek a szenesedett növénymaradványok ill. levéllenymatok, melyek gyakoriak. A pannóniaiánál fiatalabb képződmények közül jelentős vastagságú a pleisztocén kavicsstakaró, amelybe a folyók az óholocénben teraszokat hátrahagyva vágták be magukat.

A tektonika szempontjából kiemelkedő jelentősége van a Rába-vonal menti neogén vulkanizmusnak. (Balázs 1974). A pásztori és szanyi mélyfúrások által harántolt kőzetanyag vizsgálata alapján kétféle, egymástól látszólag lényegesen különböző vulkáni működést sikerült rekonstruálni. Az idősebb trachitos, a fiatalabb bazaltos ill. dolerites. Méreteit tekintve a trachitos a jelentősebb, a trachit-lapilllis tufa a kitörési centrumtól (Pásztori) É-i ill. DK-i irányban még 20 km távolságban is megfigyelhető. A kitörési centrum közelében igen vastag, 1000 m-t meghaladó trachitömeg vált ismertté. A trachit szanidin, plagioklász, augit, egirines-augit, kvarc összetételű. A K+Na tartalma 9-11% között ingadozik. Ezt a trachit tömeget járják át a fiatalabb, szintén enyhén alkáli dolerit telérek, illetve a felsőbb szintekben 100 m vastag, összefüggő bazalt lávaömlés rekonstruálható. A fiatal bazalt a

Mihályi-hátság középső részén is megtalálható (M-10).

Ez a vulkáni működés lehetett az, amelyik jelentős sziderit, ankerit illetve kaolinit kiválással az idős palák hidrotermális (v. metasomatikus) elváltozását okozta.

A közbetelepült tufa-rétegek és a trachit K-Ar kora alapján a kitörés paroxizmusa a szarmata-pannon határon lehetett. Ez azért fontos, mert a Győri-medence Rába-vonal menti erőteljes süllyedésének kezdete ill. a mélytörés kiújulása ill. dilatációja és a vulkanizmus között a legszorosabb genetikai kapcsolat van.

VIII. A közeli és távolabbi hegységkeret korreláció szempontjából figyelembe vehető metamorf kőzetei

VIII.1. Soproni hegység

A Soproni-hegység kőzetei a Keleti Alpok "durva-gneisz" /Grobgneis/ sorozatához tartoznak. A sorozat, mint Ausztriában is, meglehetősen heterogén. Legidősebbek a geosinklinális üledékekből Barrow típusú regionális dinamotermo-metamorfózissal keletkezett csillámpalák és paragneiszek. Ezeknél fiatalabbak az ortogneiszek, amelyek eredetileg gránit-magmaként intrudáltak a feltehetően korábban metamorfizálódott csillámpalacsoport kőzeteibe. A két kőzet zavartalan érintkezése mentén néhol jól felismerhetők az injekciós jellegű gneiszbetelepülések a csillámpala palássági síkjai mentén /Kisházi P. 1977/

A metamorf sorozat legfiatalabb kőzetei tektonikus eredetűek, a legintenzívebb horizontális mozgások zónái mentén a gneisz és csillámpala anyagából keletkezett leukofillitek.

A Soproni-hegység metamorf képződményeinek litosztratigráfiai besorolását Kisházi P. javaslatára Fülöp J. (1978) az alábbiakban foglalta össze:

Soproni Kristálypala Összlet

Soproni Csillámpala Formáció

Óbrennbergi Csillámpala tagozat /Biotitos
csillámpala/

- andalúzit-szillimanit-biotit pala
- disztén -/kloritoid-/muszkovit pala
- kloritoid - muszkovit pala

Szürke Kvarcit Tagozat

- disztén - leuchtenbergit - muszkovit
kvarcit



- florencites, monacitos - disztén -
muszkovit kvarcit

Vöröshídi Csillámpala Tagozat /Fillonitos
csillámpala/

- gránátos - }
- turmalinos- } klorit - muszkovit pala
- grafitos- }

Fehér Kvarcit Tagozat

disztén - leuchtenbergit kvarcit

Amfibolpala Tagozat

Soproni Gneisz Formáció /muszkovitgneisz és aláren-
delten biotitos muszkovitgneisz/

Eltérő típusai: Középszemű muszkovitgneisz
/Sopronbánfalva/
/a Soproni Gneisz túlnyomó része/
Aprószemű muszkovitgneisz és
aplitos gneisz
/Deák-kuti kőfejtő/
Gneiszesedett gránit injekció
/Vas-hegy, Gloriette/
Biotitos muszkovitgneisz
/Várisi kőfejtő/
Saussuritos gneisz /Sr-1. fúrás/
Sávós paragneisz /Rókaház/
Durvaszemű muszkovitgneisz
/Oswaldi Kapelle/

Leukofillit - kvarc - leuchtenbergitpala

A terület metamorf fejlődéstörténetében három határo-
zottan elkülöníthető fázis jelentkezik /Lelkes-Felvári Gy.-
Sassi, F.P. 1984):

1. Magas fokú metamorfózis és migmatitosodás. A para-eredetű palák szillimanit-disztén-andalúzit és staurolit fáciesjelző ásványai közül a disztén és andalúzit együttes jelenlétére többféle értelmezés született. A metamorfózis valószínűleg prehercini.
2. A benyomult granitoidok, a "durvagneisz" fő metamorfózisa. A gneiszben lévő ásványasszociáció -kvarc+K-f.pát+plagioklász+muszkovit+biotit - sem a hőmérsékletet, sem a nyomást nem jelzi. A plagioklász anortit-tartalma 10-15% körül van, gyakori benne a klinozoizit mikrolit, amely lehet, hogy az anortit-tartalom egy-résznének metamorf átalakulásával keletkezett. Ez a metamorfózis hozta létre a posztkinematikus andalúzit porfiroblasztokat kb. $34^{\circ}\text{C}/\text{km}$ termikus gradiens mellett.
3. Alpi metamorfózis, amely a területen retrográd hatású. A staurolit-kloritoiddá, a gránát és a biotit klorittá alakult 300°C -nál magasabb és 500°C -nál alacsonyabb hőmérsékleten. Az alpi tataróképződéshez köthető a leukofillit keletkezése.

VIII.2. Fertőrákosi Metamorfit Összlet

A Fertő-tó Ny-i oldalán kis területen felszínen lévő palákról a mélyfúrások szolgáltatnak részletes adatokat. Ezek szerint az eddig 2000 m vastagságban megismert összletben alul kb. 1000 m-es amfibolitos-, ezen kb. 500 m vastag gneiszos-, felül pedig kb. 500 m vastag metapelites sorozat települ.

Ezeket a képződményeket Kósa L. (1979) litosztratigráfiai-lag a következőképpen csoportosította:

Fertőrákosi Paragneisz-Amfibolit Formáció

Kőzettagok: biotitos paragneisz, oligoklászos amfibolit, pegmatoid, biotitpala, aktinolitpala

Gödölyebérc i Csillámpala Formáció

Kőzettagok: oligoklászos csillámpala, apatitos - ritkafémes paragneisz, kvarcit, pegmatoid

Újhegyi Fillites Csillámpala Formáció (alacsony zöldpala fáciesű)

Kőzettagok: grafitos fillonit, leukofillit, kvarcit, márvány

Az utolsó formációt egyértelműen diafaktorézis hozta létre, retrográd hatásoktól azonban a másik két formáció közei sem mentesek. Ez a kifejlődés legjobban az ausztriai Wechsel-sorozattal korrelálható (Kósa L. 1981.), de sok tekintetben a Soproni hegységi metamorfitekhoz is hasonlít.

A jelenlegi ásványparagenezis a zöldpala-fáciesnek felel meg, azonban ezen belül két metamorf ásványgeneráció fedt át egymást (Lelkes-Felvári G. - Sassi, F.P. 1984.):

Az idősebb - hercininek tartott - metamorfózis a zöldpala fácies magasabb hőmérsékletű részéhez tartozott, s ennek megfelelően az

albit+hornblende+klinozoit+almandin, illetve albit+klinozoizit+almandin ásványtársulást hozta létre.

A fiatalabb, alpinak tartott metamorfózis hatására a zöldpala fácies alacsonyabb hőmérsékletű részéhez tartozó ásványegyüttes keletkezett:

aktinolit + klorit + stilpnomelán

VIII.3. Kőszegi hegység

A Kőszeg-rohonci hegységnek csak kis része tartozik Magyarországhoz. Osztrák geológusok a Keleti Alpok burgenlandi részén négy kőzetcsoporthat különböztetnek meg, amelyek igen bonyolult tektonikai viszonyban vannak egymással. Ezek a Wechsel-, a Grobneis, a Siegraben- és a Rechniz - sorozat / 8. ábra/. Az utóbbi, rohonci sorozatról Schönlaub (1973) bebizonyította, hogy a Központi Alpok penninikumával egyezik meg, az alpi metamorfózis által átkristályosított júra-kréta üledékekből és vulkanitokból áll.

A Kőszegi hegység kőzeteinek litosztratigráfiai besorolása Fülöp J. (1978) szerint:

Kőszegi Kvarcfillit Formáció

Velemi Mészfillit Formáció

C-áki Konglomerátum

Felsőcsatári Zöldpala Formáció

Metagabbró, serpentin, talk, kloritpala,
tremolitpala.

A Kőszegi és Rohonci hegységek képződményeinek korrelációja:

Rohonci hegység
Maucher-Höll 1968

Kőszegi hegység
Kotsis 1976

Felső fillitsorozat:

sötét fillitek,
világos kvarcfillitek

Kvarc fillitek,
homokkőpalák

Effúzív-sorozat:

Metadiabáz,
zöldpala (kloritpala),
serpentin

Zöldpalák:
metadiabáz
kloritpala

Ércpalahorizont:

Kvarcdús, helyenként
mésztartalmú, fekete,
grafitos palák Sb
ércesedéssel

"Fekete pala"=
=grafitos fillit,
kvarcfillit,
homokkőpala

Meszes sorozat:	Mészpala,
Sötétszínű mészpalák	mészfillit
Alsó fillitsorozat:	Világos és sötét
Karbonátos fillitek	mészfillitek
konglomerátummal	konglomerátummal

Az egyes szintek ásvány-kőzettani jellemzése:

A Kvarcfillit Formációhoz tartoznak az ugynevezett "magasabb fillitsorozat" kőzetei: kvarcfillit, fillit, homokkőpala. Legjellegzetesebb kőzete az ugynevezett velemi "fekete pala" = grafitos fillit.

Ásványai az alábbi arányban helyettesíthetik egymást:

Szericit	26-55 %
Kvarc	17-59 %
Klorit	15-28 %

A Mészfillit Formáció összefoglalja a legkülönbözőbb összetételű, erősen karbonátos kőzettípusokat: mészpalát, meszes szericitpalát, mészfillitet.

Ásványos összetétele:

Mészpala:	Kalcit	38-72 %
	Csillám	14-34 %
	Kvarc	8-28 %
	Klorit	0- 6 %
Mészfillit:	Csillám	10-28 %
	Kvarc	41-53 %
	Klorit	0- 3 %
	Kalcit	13-23 %
	Dolomit	6-18 %

A Zöldpalák összefoglaló név szintén változatos ásványasszociációkat jelöl, közös bennük, hogy mind bázisos vulkáni termékből ill. piroklasztikumból kristályosodott át. A hazai zöldpalák átlagos összetétele:

Kvarc	28-32 %
Amfiból	35-45 %
Epidot	8-12 %
Zoizit	7-10 %
Titanit	2- 4 %
Klorit	2- 8 %
Kalcit	1- 2 %

Az epidot megjelenése a zöldpaláknál, de a "tufás homokkő" - eredetű paláknál, pl. a Bündnerschiefer-nél is általános. Az ásványasszociációk zöldpala fáciesű-, kishő-, a fehér csillámok b_0 -értékeinek mérési adatai (Kotsis 1976, Lelkes-Felvári, 1982) nagynyomású/kishőmérsékletű, alpi típusú metamorfózist jeleznek. (b_0 átlag = 9,026 Å)

VIII.4. Balatonfelvidék

A több, mint száz éve rendszeresen vizsgált balatonfelvidéki palavonulat földtani megismeréstörténetében a MÉV, 1960-as évek során végzett, részletes térképezése kiemelkedő jelentőségű. Nemcsak a felszíni, igen korlátozott előfordulásokat vizsgálták, hanem fúrásokat mélyítették, részletesen foglalkoztak a bazalttufákban lévő metamorf kőzetzárványokkal, ezek között olyan kőzet-típusok is előkerültek, amelyek sem felszínen, sem mesterséges feltárásban még nem váltak ismertté. Kiterjesztették a vizsgálatokat a felsőpermi képződmények alatt megjelenő hegylábi /breccsás/ törmelékre és konglomerátumra, amelynek metamorf törmelékanyagából a távolabbi kapcsolatokra is sikerült fényt deríteni.

A térképezés és mélyfúrású anyagvizsgálat alapján három metamorf faciesterület válik határozottan el (Bubics I. 1967, Majoros Gy. 1975):

1. Kvarcfillites sorozat (Balatonfőkajár)
2. Kvarcporfíros sorozat (Alsóórs, Lovas, Balatonalmádi)
3. Karbonátos agyagpala sorozat (Révfülöp)

- A kvarcfillites sorozatban, az ásványok arányainak változásával: kvarcfillit, homokkőpala, szericitpala, kloritpala és albit-gneisz típusok különböztethetők meg (Bubics I. 1967.)

Az ásványos összetétel az alábbiakban jellemzhető:

- Kvarcfillit: kvarc (55-65%), albit (5-10%), sziderit (2-4%), szericit-illit (25-35%).
- Kloritpala: klorit (35-45%), szericit-illit (43-45%), kvarc (2-6%), albit (3-7%), kaolinit (2-4%)
- Albitgneisz: kvarc (5-10%), albit (25-30%), sziderit (1-3%), szericit-illit (17-27%), klorit (29-39%), hematit (2-6 %).

A metamorf fokozat a zöldpala fácies alsó részének felel meg (kvarc-albit-muszkovit-klorit alfácies). A fehér csillámok b_0 értékei jelentősen szórnak (Lelkes-Felvári Gy.-Sassi, F.P. 1984.), amit lehet magyarázni a kőzetkémizmus változatosságával. Majoros Gy. (1975) szerint a kvarcfillites sorozatban helyenként megfigyelhető relikttalán gránát ásványok, a Rb/Sr mérésekkel kapott 415-472 millió éves koradatok prehercini átkristályosodást jelentenek.

A kvarcporfíros sorozat kőzetei nagyobb kiterjedésben Lovas, Alsóórs, Balatonalmádi és Litér környékén ismertek, majd távolabb Urhidán és a Velencei-hegységben bukkannak felszínre. A leggyakoribb kőzettípusok: meta-homokkő, kloritos szericitpala, kovapala közbetelepült kvarcporfír, ill. kvarcporfír-metatufa. A mintákban általánosan jellemző a klorit jelenléte. A lovasi útbevágásból származó minta ásványos összetétele (Bubics I. 1972):

kvarc (20-30%), albit (5-15%), szericit (26-36%), klorit (25-35%), sziderit (2-6%).

A metahomokkövek összetételében a premetamorf törmelékes plagioklász, mikroclin, muszkovit, sőt biotit is megfigyelhető az eredeti rétegzettségi jegyekkel együtt.

Ide tartozik az az antracitos kovapala (lidit), amelyből a Graptolites-maradványok előkerültek. (Oravec J. 1964)

A karbonátos agyagpala sorozat kőzetei Révfülöp környékén a felsőperm homokkő alól bukkannak felszínre. A Révfülöp 1. fúrás a felszíntől 562 m-t haladt bennük. A palák nagyon kisfokú (anchimetamorf) átalakultságúak. A fúrás rétegsorában a szericites agyagpala van túlsúlyban; rétegei közé szenes agyagpala, homokos agyagpala és metahomokkő települ.

Mind a metahomokkőben, mind az agyagpalában utólagos hidrotermális hatásra utal a jelentős ankerit, kaolinit, sőt nontronit tartalom. (Bubics I. 1972) A kaolinit-tartalom a 35%-t, a pirittartalom pedig a 14%-t is elérheti.

A metamorfózis az illit kristályossági fok mérések alapján (Lelkes-Felvári G. - Sassi, F.P. - 1984.) nagyon kisfokú volt, így a premetamorf texturális jegyek általában jól megőrződtek. Mikrotextúra elemzések segítségével két deformációs fázis különíthető el, az átkristályosodás azonban főleg az idősebb, palásságot létrehozó fázishoz köthető.

A metamorfózis hercini, az alsókarbon (vizéi) nem metamorf homokkő, agyagpala és mészkő ezekkel a kőzetekkel tektonikusan érintkezik. A sorozat premetamorf kora szilúr-devon, a szilúr korú ősmaradványok (Gaptolita, Hystriosphærida), valamint a Keleti Alpokkal és a

Gömöridákkal való litosztratigráfiai korreláció alapján.

VIII.5. A "Komáromi magas rög"

A Komáromtól ÉK-re, Zeleny Háj község mellett mélyített ZH-1. jelű fúrás mészkőből és liditből álló rétegsort harántolt. A mészkövek metamorfózist nem szenvedtek és tentaculites vázakat tartalmaznak. Ősmaradvány-tartalmuk alapján a középső devonban keletkeztek. (Biely, A. - Kullmanova, A., 1979.)

A ZH-1. mélyfúrás az idős aljzatot pannóniai képződmények fekéjében 1608 m mélységben érte el és 1962 m mélységig hatolt bele. A különböző szintekből vett minták litológiai jellemzői:

- 1652 - 1654 m Szürkés olajzöld, erősen tektonizált, kalciteres, agyagos mészkő.
- 1666 - 1667 m Sötétszürke-fekete, sűrűn kalciteres, tektonikusan morzsolt lidit.
- 1676,5-1678 m Sötétszürke-fekete, kalciteres lidit 2-4 cm-es rétegecskéi váltakoznak hasonlóan vékony szericites, meszes pala rétegecskéekkel. Az érintkezési felületek hullámosak. A liditben radiolariák ismerhetők fel.
- 1705 - 1706,5 m Sötétszürke agyagos mészkő fokozatosan megy át szürkésbarna gumós mészkőbe.
- 1755 - 1756,5 m Szürkésbarna, gumós mészkő, amelyben szürkés színű alapanyag és világos ill. vöröses, 1-25 cm nagyságú, párhuzamos elrendeződésű, mészkő gumók különböztethetők meg. A kőzet gazdag tentaculites maradványokban.

A pelagikus keletkezésű üledékes rétegsor karbonátos mintáin semmilyen metamorf jelleg nem tükröződik. A lidit,

a lidittel váltakozó szericites, meszes pala rétegek nagyon kisfokú átalakulást szenvedhettek, bár erre mért adatok nem állnak rendelkezésünkre. A kőzetekben a rétegek közti laminák agyagtartalma szericitesedett.

VIII.6. A Grázi paleozoikum

Graz-tól É-ÉNy-ra mintegy 25x50 km területen felszínen lévő üledékes és vulkáni premetamorf anyagból nagyon kisfokú metamorfózissal átkristályosított palákat és alig vagy nem metamorfizált karbonátkőzeteket foglalja egységbe a "grázi paleozoikum" névvel a szakirodalom.

A felszíni előfordulástól a magyar határ felé Ny-Stájerországban és Dél-Burgenlandban több fúrás mélyült, amelyek a "grázi paleozoikum" kőzeteit hozták felszínre. (10. ábra)

Ezek az eddig lemélyült fúrások:

Ny-Steiermark: Waltersdorf-1., Walersdorf-1., Übersbach-1., Binderberg-1., Perbersdorf-1.

D-Burgenland: Bachselten-1., Mischendorf-1., Harmisch-1., Edlitz-1.

A "grázi paleozoikum" klasszikus területén a nagyon kisfokú metamorf kőzetekre az un. Schöckel-takaró tolódott. Ez utóbbi gneiszből és csillámpalából áll, helyenként igen erősen diaforitosodott.

Tolmann, A. 1959-ben kimutatta, hogy az addig autochtonnak tartott Grázi paleozoikum az alpi orogenezis hatására a keletalpi környezethez hasonlóan bonyolult takaró szerkezetet vett fel. Litofaciológiailag elkülöníthető három fácies. (H.W.Flügel, 1972.)

Schönlaub, H.P. (1979) jellemzése alapján a különböző faciesterületek kifejlődései:

1. Rannach-fácies

Ordovicium - szilúr - alsódevon

Alsó Kher-rétegek (> 500 m): foltos zöldpala, metatufit, metadiabáz

Felső Kher-rétegek: homokos meszes palák

Alsódevon - (50-100 m) lemezes mészkő, mészpala

Alsó-középsődevon (500-1000 m) dolomit-homokkő sorozat:

homokkő és dolomit-homokkő tufa betelepülésekkel

Középső-devon - fekete dolomit, Barrandei-mészkő (150-450 m), vörös márga és -pala közbetelepüléssel, Kanzel-mészkő (100 m)

Felsődevon (150 m) Steinberg mészkő

Alsókarbon - a devonra diszkordanciával települő - Sanzenhogel - palák - : lemezes mészkő, lidit ("foszforit-szint")

2. Hochlantsch-fácies

A Rannach-fáciessel laterális átmenettel fogazódik össze. Pl. a Hochlantsch dolomitos homokkő a Rannach mészpala megfelelője.

- Passail-fillitek (megfelelnek a Kher-paláknak)
Fekete palák, közberétegzett márvánnyal és kvarcittal

- Mészpala sorozat (több mint 1000 m) mészpala, lemezes mészkő, dolomit, metahomokkő, diabáz tufa

- Hochlantsch-mészkő (300 m) = felsődevon

A Hochlantsch-fáciesben felsődevonnál fiatalabb paleozóos rétegek nincsenek.

3. Agyagpala-fácies

- Heilbrunn - fillit - kb. 500 m vastag, fillites megjelenésű, sötét pala. Változatos kifejlődésű, zöldpala, diabáz, szpilit, "fekete-

pala", sötét mészpala váltogatja egymást. (Flügel, E. 1957, Flügel, H.W. 1972. szerint megfelel a Kher paláknak, ill. a Passail-filliteknek.)

- Hochschlag-sorozat. A középső devon idősebb részében keletkezett sötét lemezes mészkő, mészpala, amelyeket zöldpala és agyagpala közbetelepülések tagolnak.
- Schöckel-mészkő - szürke, pátos, pados mészkő (középső devon).

A kelet-felé eső területek igen hiányos fúrásos megkutatottsága ellenére is, szinte a magyar határig követhető a "grázi paleozoikum" egy-egy jellegzetes képződménye. Ilyen pl. a Rannach-fácies középső devon dolomitja.

A Waltersdorf-1. fúrás paleozóos rétegsora Ebner, F. (1978) szerint:

1.094 m	_____	<u>Badeni transzgressziós rétegek</u>	_____	
1200 m	_____	Dolomit	} Karbonátos fedősorozat	Devon
	_____	Meszes dolomit		
1239 m	_____	-----	-----	
1358 m	_____	Fillit	} Agyagos- vulkanogén fekvő-sorozat	Szilúr- devon (=Kher- -pala?)
	_____	Mészfillit		
	_____	Fillit		
1412 m	_____	Mészfillit		
	_____	Fillit (50m)		
1514,5 m	_____	-----	Feltolódás	-----
			Raabalpi Krisztallinikum	

A többi fúrás az alábbi képződményeket tárta fel (Ebner, F. 1978.):

Perbersdorf-1.	1470-1477 m	szürkészöldtől méreg- zöldig változó fillit
Übersbach-1.	2636-2694 m	szürke, pados mészkő
Walkersdorf-1.	2089-2143 m	szürke, breccsás dolo- mit
Binderberg-1.	1645,5-1728,7 m	kül.színű fillit

A burgenlandi részen a Szovjet Ásványolaj Vállalat által 1945-48 között lemélyített fúrások kivétel nélkül dolomitot tártak fel:

Edlitz	628-631 m	Domolitmárvány
Harmisch	164,8 m	Dolomit
Mischendorf	275,5-293,15 m	Dolomit
Bachselten	576,5-579 m	Dolomit

IX. A Kisalföld medencealjazatának korrelációs lehetőségei.

A medencealjazati kőzetek vizsgálata alapján elég határozottan elválnak egymástól egyes fácies-területek, ezek sorrendjében az alábbi korrelációs lehetőségek adódnak:

A pinnyei fúrások által feltárt csillámpala a Soproni Csillámpala Formáció Vöröshidi Csillámpala Tagozatának almandinos, turmalinos kőzettel tagjával vethető leginkább össze. A vöröshidi csillámpala erősebben fillonitosodott, a pinnyei kevésbé. Almandinon kívül, ami a metamorfózisnak csak az alsó határát jelöli, más index ásványt nem tartalmaz.

A Mosonszentjános és Mosonszolnok kutatási területek metamorf-összletéről Fülöp J. (1980) feltételezi, hogy az alsó csillámpala a Soproni-, míg a felső gneiszes kőzetek a Fertőrákosi Metamorfit Összlethez (Wechsel) tartoznak. Szerintünk a két összlet egymáshoz való viszonyát még a Soproni-hegységben sem sikerült egyértelműen tisztázni, így a fúrásokból eddig megismert csekély vastagságú polimetamorf rétegsor külön összlethez való sorolását nem látjuk indokoltnak. Kétségtelen, hogy a premetamorf kőzetanyag, a metamorf ásványasszociáció, a hornblende megjelenése, a polimetamorf jelleg inkább wechseli-típusú. Az összehasonlítás azonban csak akkor lesz korrekt, ha a Fertőrákosi palasziget mintáiból is készülnek a pontos metamorf fejlődéstörténeti rekonstrukciót lehetővé tevő geotermo-, geobarometriai mérések.

A Rábamenti Metamorfit Összlet a metamorfózis hőmérsékletében jelentkező lényeges különbség (Árkai 1985.) alapján két részre osztható. A Mihályi Fillit Formáció, a Büki Dolomit Formáció és az Ölbői Mészpala Formáció kőzetei elsősorban a kőzetkifejlődés, a premetamorf kőzet-

anyag alapján a "grazi paleozoikummal" korrelálhatók. A "grázi paleozoikum" területéről a metamorfózis erősségét jelző, mért adatok még nem állnak rendelkezésünkre.

Ősmaradványok hiányában is jó szintjelző lehet a büki, ölbői és rábasömjéni dolomit. A K-stájerországi és burgenlandi fúrások alapján a Rannach-fácies dolomitos rétegei általánosan elterjedtek.

A felső ordoviciumtól az alsó devonig terjedő nagy időkeretben a grázi paleozoikumban, a különböző fácies-területeken némileg eltérő kifejlődésben, a Mihályi Fillit Formáció mészfilit, fekete meszes pala, meszes-, dolomitos homokkőpala, kloritos szericitpala, kloritfilit stb. kőzeteihez hasonló képződmények keletkeztek. Úgy tűnik ezt erősíti a meszes-dolomitos fillit mélyebb, és a tiszta dolomit felsőbb helyzete.

Az Árkai P. (1985) által eddig mért minták az alacsony-nyomású, hercini típusú metamorfózisok mellett a Kőszegi-hegység pennini paláival nem korrelálhatók. Egyéb, ezt erősítő megfigyelések: a karbonáttartalom a medencealjzati mintáknál legalábbis részben dolomitos, a Kőszegi-hegységben főleg kalcitos. A pennini összlethez tartozó zöldpalában ill. az un. Bündnerschieferben jellegzetesen jelenik meg az epidot (gyüredezett sávokban), az aljzati mintákban ezzel nem találkoztunk.

A déli részen a Sótónyi Metabazalt Formáció kőzete jószerével csak a szintén medencealjzati, Téli Metabazalt Formációval azonosítható. A két kőzet két külön kitörési centrumot jelez igen hasonló premetamorf kémizmussal és deformációtörténettel. Az átalakulás a környező palákkal összhangban nagyon kisfokú volt.

A Nemeskoltai Metahomokkő Formáció kőzeteihez hasonló premetamorf anyagú és szintén nagyon kisfokú metamorf homokkövek a Balatonfelvidék és a Velencei hegység szilúr-alsódevon(?) palái között találhatóak. Elsősorban az un. kvarcporfíros és alárendelten az agyagpala sorozatban. Mindkettőnél jellemző az erős, utólagos, hidrotermális átalakulás.

A Vaszari Agypala Formáció kőzetei szintén a balatonfelvidéki palákkal és ÉK-re a "Komáromi Magas Rög" ópaleozóos képződményeivel hozhatók kapcsolatba. Az utóbbi helyen a devonnak meghatározott karbonátos rétegek fedőjében a Zeleny-Haj fúrástól kissé távolabb szintén megtalálható a permi vörös homokkő.

A tétii, vaszari rétegek a komáromi karbonátos összlet fekküjét képviselhetik.

A durva homokköves fáciest nem találjuk a grazi paleozoikum rétegsoraiban. Viszont jellegzetes az Eisenerz-i Alpokban és Tirolban a Runseck és a Hoher Trieb felső ordoviciumi alsó szilúr kőzeteinél.

X. Tektonikai Összefüggések

A jelenlegi tektonikai helyzetet uralkodóan az alpi tekto- és orogenezis alakította ki. A nagyon kisfokú, kisfokú és közepesfokú metamorf kőzetekből felépülő területek deformációtörténete olyan lényeges különbözőségeket mutat, hogy egymáshoz viszonyított tektonikus helyzetük egyértelmű.

- A Hansági Metamorfit Összlet a Soproni hegységgel összefüggően alsó-keletalpi takaró. Az ÉK-i vergenciájú felpikkelyeződés a Soproni hegységben jól követhető. A Mos-l. fúrás mintáinak P-T trendje azt bizonyítja, hogy a nyomás gyorsabban növekedett, mint a hőmérséklet (Árkai P. 1985) $2,8 \text{ g/cm}^3$ átlagos kéregsűrűséget, lineáris hőmérsékletváltozást feltételezve a "metamorf gradiens" értéke 26°C/km -ről átlagosan kb. $19\text{-}20^\circ\text{C/km}$ értékig csökken, ami az áttolódásos tektonikai rendszerek alsó egységére jellemző. Az áttolt összlet eredetileg sokkal vastagabb lehetett, hiszen igen hosszú földtörténeti idő alatt lepusztulási terület volt.

Az ausztriai területeken az alsó-keletalpi takaróroncsok rátolódtak a grázi paleozoikumra. Az ÉNy-Kisalföldön a két tektonikai egység érintkezése még nem ismeretes.

- A Mihályi-hátság és környéke tektonikáját részletebben csak a felszíni geofizikai módszerek fejlődésével, -felbontóképességének finomításával lehet megismerni. A pontszerű, szórványos fúrási adatok, az igen kis vastagságban feltárt, ritkán mintázott rétegsorok áttolódásos, felpikkelyeződött szerkezet kimutatását, vagy létének egyértelmű elutasítását nem teszik lehetővé. Egyelőre tehát "munkahipotézisként", a grázi analógia alapján itt is feltételezzük a pikkelyes - takarós szerkezetet.

- A Rábamenti Metamorfit Összlet déli része, a Nemeskoltai, Sótonyi Formációk területe már a "középhegységi aljzat"-hoz tartozik. A Rába-vonal helyét a medence középső részén a Pásztori-Szany környéki vulkanitok jól kijelölik. A Ny-i részen a Rába-vonal a metamorf aljzattal osztja ketté (feltételezhetően K-en is, csak ott a nagy mélység miatt az aljzattal még nem ismerjük). A Rába vonaltól É-ra esik a Mihályi, Ölbő, Pecöl, Rábasömjén kutatási terület, Szentgotthárd-1. fúrás, illetve az ikervári kutatási terület északi része, D-re pedig a Nemeskoltai Homokkő Formáció területe, a Szentgotthárd-2. fúrás illetve a Vaszari Agyagpala Formáció.

- A Rába-vonal nagytektonikai jelentőségét a geofizikusok ismételték fel ill. hangsúlyozták először. A kéregvastagság a diszlokációs zóna mentén a Bakony-felé viszonylag hirtelen 8-12 km-re ~~l~~ kivastagszik. (Ádám A. - Verő J. 1957.) A törés mentén feltolódás nem észlelhető, a törés a vulkanitok jellege (Ti-Fe-tartalom) alapján a felső köpenyig hatolt (Balázs 1974).

A Rába-vonal különleges tektonikai elválasztó szerepére a jelenleg legmodernebb és minden képződményre legelfogadhatóbb nagytektonikai magyarázatot Majoros Gy. (1980), Kovács S. (1983) és Kázmér M. (1984) adta.

Majoros Gy. (1980) felismerte, hogy a Déli-Alpok és a Dunántúli-középhegység perm fácies-zónái összeilleszthetők. Kovács S. (1983) pedig bebizonyította, hogy a paleozoos és triász kifejlődések alapján, valamint szerkezeti szempontból a Déli- és a Keleti Alpok között idegen elemet képviselő Drauzug (Schönlaub, Prey 1980) helyére - ugyan ezen kifejlődések alapján - szinte zökkenőmentesen beilleszthető a Dunántúli-középhegység. Felismerte továbbá azt is, hogy a Gailvölgy- Balaton-, ill. a DAV-Rába-lineamentekkel határolt Bakony-Drauzug-egység az Alpok önálló

"mega"-egysége, amely sem a Déli-, sem a Keleti-Alpokhoz nem tartozik. Utalt arra is, hogy hasonló ősföldrajzi egyezések ismerhetők fel a júra és a kréta képződményekben is.

Ez a modell logikus magyarázatot ad a Bakony és a Mecsek-Villány "inverz" elhelyezkedésére.

Kázmér M. (1984) a paleogénre dolgozott ki a fentiekkel egyező ősföldrajzi képet, egyúttal rögzítette a mozgási folyamat időkeretét. Apulia É-i mozgásának hatására a középmiocén elején megkezdődött a Bakony-Drauzug K-felé való kitérése a nyomásárnyékot jelentő Pannon-térség irányába. A mozgás-mikrolemez jelleggel - a litoszférával együtt történt. (Continental escape- Hempton 1982) Ennek hatására csapásvetőkkel jellemzett blokktektonikai mozgások kezdődtek, amelyek a tengerelöntéssel egyidejűleg megszakították a bakonyi bauxit-képződést.

A Bakony kitérése 450-500 km-es, 22-30 millió éven át tartó K-i irányú mozgás után az oligocén végén szűnt meg. Ezt követően - a korai és a középső miocén során - 35°-os, baloldali rotációval foglalta el mai helyét, amelyhez a szükséges térrövidülést a külsőkárpáti flis felgyűrődés szolgáltatta.

Az ópaleozóos fáciesek problémája is egycsapásra megoldódik ezzel a modellel. A balatonfelvidéki, a nemeskoltai-téti homokkőpalákat nem kell a grázi paleozoikum fáciesével összevetni, hiszen az előbbiek sokkal nyugatabbra keletkeztek, ahol megfelelőik még most is megtalálhatók. A fáciesek azonosítását nehezíti, hogy a periadriatikus lineamentum mentén a Déli Alpok közel 70 km hosszan a Keleti-Alpokra tolódott, a feltolódás területén jelentősen kivastagítva a kérget (40-45 km), így az ópaleozóos üledékek is igen nagy mértékben konzumálódtak.

A Rába- és a Balaton vonal különleges helyzetére a kőolajkutató mélyfúrások anyagvizsgálatának tapasztalatai alapján is utaltunk (Balázs, 1980). A zalai medence jelentős eocén vulkanizmusa a nagylengyeli fúrások szerint több, mint 500 m vastag piroklasztikumot is produkált. A Balaton-vonaltól délre ennek a nyomát sem találjuk. A triász szerkezete a Balaton-vonal két oldalán teljesen eltérő. A Bakonyban a felső triász földolomit és dachsteini mészkő több ezer méter vastagságú, a Balaton-vonaltól délre a felsőtriász alárendelt jelentőségű, a legtöbb fúrás alsó- és középsőtriász kőzeteket tárt fel.

A Mihályi-hátság a miocén tengerben sokáig elválasztó hatású volt. A Mihályi-gerinc határvonallal elkülönítjük a Ny-i és a K-i neogén részmedencét. A Ny-i rész idősebb, a miocén süllyedés itt sokkal intenzívebb. A K-i medencerész süllyedése a miocén-pliocén határon lett intenzív. A Bakony baloldali rotációjának befejeződése után nyílt lehetőség először a Rába-vonal dilatációs felszakadására. Ezt a nagytömegű, heves trachit vulkanizmus jelzi. A beszakadás árkos jellegű. Balkai B. a szerkezetet geofizikai alapon az afrikai árkokhoz hasonlítja. Ezt a meglátását a később feltárt vulkanitok is alátámasztják.

A Keleti-Alpok szerkezetében a Kőszeg-Rohonci hegység tektonikai ablakként bukkan ki a grázi paleozoikum alól. Ennek logikája szerint a Mihályi hátság ópaleozóos palái alatt is feltételezhetjük a penninikum jelenlétét.

XI. A további kutatás lehetőségei és szempontjai.
Új tudományos eredmények.

A nyitott problémák egy része, ami elsősorban a különböző nagytektonikai egységek egymáshoz viszonyított helyzetére vonatkozik, csak újabb, jól telepített és kellően mélyre tervezett fúrásokkal oldhatók meg. Másik részének megoldása viszont a jelenleg is rendelkezésre álló lehetőségek szerint a következő vizsgálatoktól várható:

- A felszíni geofizika nem hagyott fel a Kisalföld további kutatásával. Az új felvételekből, de a régi szelvények újraértékeléséből is várhatunk további információkat a Mihályi-hátság belső szerkezetére, a Rába-vonal pontos lefutására stb. vonatkozóan.

- Érdeemes tovább folytatni a geotermo, geobarometriai méréseket a területen belüli ill. külső korreláció pontosításának érdekében. Célszerű lenne a magyar-osztrák, magyar-szlovák földtani együttműködés keretében az összehasonlítás szempontjából legfrekvenciáltabb külső területeken a szükséges geotermobarometriai méréseket elvégezni. Ezeknek hiánya a pontos korrelációt erősen bizonytalanná teszi.

- A nagyon kisfokú, pelites minták feltételezhetően tartalmaznak palynológiailag értékelhető ősmaradványokat. Ezeknek és a karbonátos kőzeteknek ősmaradvány-vizsgálataiból a kronosztratigráfia - a litológiai hasonlóságnál - pontosabb alapra helyezhető.

Új tudományos eredmények:

1. Az összes eddigi anyagvizsgálat alapján elkészítettem a Kisalföld metamorf aljzatának litosztratigráfiai

besorolását.

2. A metamorf fokban mérhetően eltérő kis és nagyon kisfokú metamorf összletek (Árkai P. 1985) határát azonosítottam a Rába-vonalnak nevezett diszlokációs övvel.

3. Vulkanológiai vizsgálatok alapján igazoltam a Rába-vonalnak geofizikai mérésekkel már korábban valószínűsített mélytörés jellegét.

4. A Mihályi Fillit Formáció- és a Büki Dolomit Formáció kőzetei a "grazi paleozoikum" kőzeteivel korrelálhatók.

5. A Rába vonaltól DK-re lévő terület nagyon kisfokú (anchi-) metamorf kőzetei (Árkai P. 1985. és Lelkes-Felváry Gy. 1983. méréseire alapozva) a Balatonfelvidék ópaleozóos paláival korrelálhatók.

6. A Rába vonal horizontális elmozdulását (Majoros Gy. 1980, Kovács S. 1983., Kázmér M. 1984.) a grázi-Mihályi területen ill. a Balatonfelvidék-Nemeskolta-Vaszar-területeken az ópaleozóos kőzetek premetamorf üledékei- és metamorf fácies eltérései is igazolják.

7. A kisalföldi neogén üledékgyűjtő medence két eltérő szerkezetű rész-medencére osztható, amelyeket a Mihályi hátság választ el. A Ny-i medence idősebb, vastag miocén üledékes rétegsorral jellemezhető, a K-i a fiatalabb, amelyben az üledéktömeg túlnyomó része a pliocénben képződött.

XIII. IRODALOM

- Ádám, O. 1979: A Dunántúli Középhegység és előtereinek mélyszerkezete a geofizikai vizsgálatok tükrében.- Földt. Int. Évi Jel. 1977-ről, pp. 269-287
- Árkai, P. + Szederkényi T.: /1979/: Javaslat a szénhidrogén kutatások körében a metamorf képződmények és jelenségek egységes megnevezésére. OKGT Bányászati Igazgatóság kiadványa, Budapest.
- Árkai, P. /1983/: Very low - and low grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. Acta Geol. Hung.:26., 83-101
- Árkai, P. /1985/: Jelentés "a Kisalföld metamorf képződményeinek szénhidrogénföldtani célú ásvány-kőzettani; geokémiai vizsgálata" témakörben. OKGT Adattár Budapest. Kézirat.
- Balázs, E. 1967: A Kisalföld medencealjzatának vizsgálata a szénhidrogénkutató fúrásokban feltárt ópaleozóos kőzetek alapján. Kézirat. OKGT Adattár.
- Balázs, E. /1971/: A Kisalföld medencealjzatának ópaleozóos kőzetei.- Földtani Int. Évi Jel. 1969 évről. 659-673
- Balázs, E. /1966/: Felsőperm lagunás üledékek a Kisalföld medencealjzatában. Kőolaj - és Földgázbányászat Műsz. Tud. Közleményei. 1966. Budapest. 233-237

- Balázs, E. 1974.a. A Kisalföld neogén üledékekkel fedett trachitos és alkálibazaltos vulkanizmusa. Az MFT Középdun. Szakosztály pályázatán első díjat nyert dolgozat. 1974. Budapest. Kézirat.
- Balázs, E. 1974.b. A vulkanizmus és a tektonika összefüggései a dunántúli medencékben. Előadás a KBGA Kongresszusán, 1974. Budapest. Kézirat.
- Balázs, E. /1975/: A kisalföldi medence paleozóos képződményei. Földtani Kutatás, 18,4: 17-25
- Balázs, E. /1980/: Az alacsonyfokú metamorf kőzetek összehasonlító vizsgálata a Dunántúl medencealjának megismeréséhez. OKGT jelentés. Kézirat. OKGT Adattár, Budapest.
- Balázs, E. 1981.: A Dunántúl metamorf fáciesöveinek tanulmányozása. Előadás a KBGA Kongresszusán, Bukarest. 1981.
- Balázs, E. - Duduch, E. - Gidai, L. - Korpás, L. - Radócz, Gy. - Báldi, T. - Szentgyörgyi, K. - Zelenka, T. /1981/: A Magyarországi eocén-oligocén határ képződményeinek szerkezeti-faciális vázlata. - Földt. Közl. 111/1.: 145-156. Budapest.
- Balkay, B. /1962/: A Kisalföld és az afrikai árkok közötti hasonlóságról. - Geofizikai Közlemények. X. köt. 1-4.: 38-41
- Balogh, K., - Kőrössy L. 1968. Tektonische Karte Ungarns im Mass 1:1,000,000 - Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 12:255-262

- Bandat, H. 1928.: A Kőszeg-Rohonci hegység nyugati részének geológiai viszonyai.- Földtani Szemle I. köt. 5. füzet. pp. 192-214. Budapest.
- Bandat, H. 1932.: Die geologischen Verhältnisse des Kőszeg-Rechnitzer Schiefergebirges.- Földtani Szemle Band I. Heft 2. pp. 140-186 Budapest.
- Bech-Mannagetta, P. /1975/: A Keleti-Alpok szerkezete, fejlődéstörténete és kapcsolata Magyarország nyugati területeivel. MFT Ált. Földt. Szakoszt. előadás /1975.10.08./
- Biely, A.- Kullmanová, A./1979/: Výskyt devonských sedimentov v podloží podunajskej pánvy. /Devonkori üledékek előfordulása a Duna menti-medence aljzatában. Geologické Práce, Spránj 73. 27-34. Bratislava.
- Bubics I. 1967.: A balatonfelvidéki átalakult palavonulat földtani-kőzettani felépítése. Kézirat.
- Clar, E. /1965/: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. Verh. geol. B.-A., Sdh. G. 11-35, Wien.
- Clar, E. 1970.: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variskischen Gebirges in den Ostalpen Z.d.t. geol. Ges. 122: 161-167
- Dudich, E.- Komlóssy Gy. /1969/: Ósföldrajzi -szerkezeti szempontok a magyar bauxit korrélációséhoz. Földt.Közl. 99/2. 115-165, Budapest.
- Ebner, F.-Weber, L./1978/: Die geologisch-tektonischen Verhältnisse zwischen Tannebenstock und Rötischgraben/Grazer Paläozoikum/. Mitt. naturwiss Ver. Steiermark Band 108, 95-113. Graz.



- Ebner, F./1978/: Der paläozoische Untergrund in der Bohrung Waltersdorf 1./S Hartberg Oststeiermark/. Mitt Österr. Geol. Ges. 68.: 5-11. Wien.
- Exner, Ch. 1978. Das Präkambrium-problem in Österreich - Material IGCP Project 22 /Prague/
- Flügel, H. /1961/: Die Geologie des Grazer Berglandes.- Mitt. des Mus. f. Bergbau, Geol.u. Technik Landesmus. "Joanneum", 23, 212. Graz.
- Flügel, H.W.-Schönlaub, H.P. /1972/: Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums - Mitt. Geol. Ges. Wien, 63: 142-148
- Flügel, H.W. /1975/: Die Geologie des Grazer Berglandes /2. Aufl./- Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, VII 1., 288 S., Graz.
- Flügel, H.W. /1980/: Alpines Paleozoikum und alpidische Tektonik. Mitt Öst. Geol. Ges. 71/72: 25-36
- Földvári, A.- Noszky, J.- Szebényi, L.- Szentes, F. 1948: Földtani megfigyelések a Kőszegi hegységben. - Jelentés a jövedéki mélykutató 1947/1948. évi munkálatairól. Budapest pp. 5-31.
- Frank, W. /1983/: Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. Jber. 1982. Hochschulschwerpkt. S 15, S 249-262 Graz.

- Fülöp, J.- Császár, G.- Haas, J.- I. Edelényi, E./1975/:
A rétegtani osztályozás, nevezéktan és
gyakorlati alkalmazásuk irányelvei.
MRB Budapest.
- Fülöp, J. /1980/: Magyarország földtana. Dunántúli paleo-
zoikum. Kézirat.
- Gálfi, I.- Stegena, L. 1960: Mélységi reflexiók és a föld-
kéreg szerkezete a Magyar Medencében. -
Geof. Közl. 8. :189-195
- Géczy B. /1973/: Lemeztektonika és paleogeográfia a Kelet-
-Mediterrán mezozóos térségben, - Geonó-
mia és Bányászat. 6/1-4, 219-225 Budapest.
- Hoffmann, K. 1877: Mitteilungen der Geologen der k. ung.
Ausfalt über die Aufnahmsarbeiten im
Jahre 1876. Verhn. d.k.k. Geol. Reichs-
sanst. Wien. 14-23.
- International Guide to stratigraphic Classification, Ter-
minology, and Usage, Introduction and
Summary. ISSC kiadványa /Report No.7,
Montreal 1972/
- Janoschek, W.R.- Matura, A./1980/ Outline of the geology
of Austria.- Abh. Geol. B.-A. 34, 7-98.
Wien.
- Jantsky, B.1957: A Velencei-hegység földtana.- Geologica
Hungarica. Series Geologica Tomus 10. pp.
1-170. Budapest.
- Juhász, Á.- Kőháti, A./1966/: Mezozóos rétegek a Kisalföld
medencealjzatában. Földt. Közl., 96.:
66-74.

- Jugovics, L. 1915: Kőzettani és földtani megfigyelések a borostyánkő-rohonczi hegységben.- A magyar kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1914-ről, pp. 47-52. Budapest.
- Jugovics, L. 1917: A Borostyánkői hegység geológiai és kőzettani viszonyai.- A magyar kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1916-ról. Budapest. pp. 77-97.
- Jugovics, L. 1948: Kőzettani és geológiai megfigyelések a Lanzséri hegységben /Burgenland/.- Jelentés a jüvedéki mélykutató 1947/1948. évi munkálatairól. Budapest. pp. 32-38.
- Jugovics, L. 1948: Petriographische und geologische Beobachtungen im Lansee-er Gebirge /Burgenland/.- Jelentés a jüvedéki sókutató 1947/1948-évi munkálatairól. - Budapest, pp. 39-44.
- Kázmér, M. /1984/: A Bakony horizontális elmozdulása a paleogénben. Ált. Földt. Szemle. Budapest 20: 55-101.
- Kisházi, P. /1978/: A Soproni Metamorfit Összet. litosztatigráfiai besorolása. Előterjesztés a MRB számára. Kézirat.
- Kisházi, P.- Ivancsics J. /1985/: Ujabb adatok a Sopron-környéki leuchtenbergittartalmú metamorfitok keletkezésének problematikájához. /Földtani Közl.-in press/
- Koller, F.- Pahr, A. /1980/: The penninic ophiolites on the eastern End of the Alps. Ophioliti, 5./1/: 65-72.

- Koller, F.- Wieseneder, H. /1981/: Gesteinsserien und Metamorphose der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins der Oststeiermark.
- Kőrössy, L. 1959: Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. Földt. Közl. 89., 2., 115-124.
- Kőrössy, L. 1965: Nyugat-magyarországi medencék rétegtani és szerkezeti felépítése. Földt. Közl. 95., 1., 22-36.
- Kőrössy, L. 1965: Geologischen Bau der Ungarischen Becken- - Verh. Geol. Bun, Aust. Wien: 36-51.
- Kőrössy, L. /1982/: Magyarország földtani szerkezetének áttekintése.- Ált. Földtani Szemle 17, 21-71. Budapest.
- Kósa L. /1979/: A Fertőrákosi Metamorfit Összlet litosztratigráfiai besorolása. Előterjesztés a MRB számára. Kézirat.
- Katsis T. /1976/: A Kőszegi hegység kőzettana. Kézirat.
- Kovács S. /1983/: Az Alpok nagyszerkezeti áttekintése.- Ált. Földt. Szemle. 18.
- Lantos M.- Nagy Z. /1970/: Ujabb adatok a Kisalföld mélyszerkezetéről. Földt. Kutatás XIII.köt. 1.: 13-18.
- Lelkesné-Felvári Gy. /1978/: A Balaton-vonal néhány permnél idősebb képződményének kőzettani vizsgálata. Geol. Hung. Ser. Geol. 18: 293-295.

Lelkesné-Felvári Gy. /1982/: A contribution to the knowledge of the Alpine metamorphism in the Kőszeg-Vashegy area /Western Hungary/.
N. Ib. Geol. Paleont., Mh. 5.: 297-305.

Lelkesné-Felvári Gy.- Sassi, F.P. /1984/: A magyarországi pre-alpi metamorfózisok vázlata. /Kézirat/

Lóczy /sen./, L. 1926: Die Geologie Westserbiens und des Pannonischen Mittelgebirges - C.R. 14th Congr. Int. Geol. 2: 689

Majoros Gy. /1980/: A permii üledékképződés problémái a Dunántúli Középhegységben.: Egy ősföldrajzi modell és néhány következtetés.-
Földtani Közlöny 110/3-4., 323-341.
Budapest.

Mészáros J.- Tóth I./1981/: Vízszintes elmozdulások Ajka térségében és gyakorlati jelentőségük. -
Ált. Földtani Szemle 16, 25-34 Budapest.

Mostler, H.- Pahr, A. /1981/: Triasfossilien im "Cáker Konglomerát" von Goberling. Verh. Geol. B.-A. Jahrg. 1981., Heft 2., 83-91. Wien.

Oberhauser, R./1973/: Stratigraphisch - paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. Geol. Rdsch., 62: 96-106, Stuttgart.

Oberhauser, R./1980/: Der geologische Aufbau Österreichs. Springer-Verlag, Wien, 695 p.

- Oltay, K. /1944/: A Magyar Geodéziai Intézet invariábilis vizsgálattal végzett relativ gravitációs mérései. A Magyar Geodéziai Intézet Közleményei. VII. 15-31.
- Oravecz, J., 1964. Szilur képződnények Magyarországon. Földtani Közöny 94., 1., 3-9.
- Oravecz, J.- Végh, S.-né, 1966: Jelentések az 1966-évi szerződéses munkákról. Kézirat. OKGT Adattár.
- Papp, S. /1939/: A Magyar-Amerikai Olajipari Részvénytársaság földiolaj- és földgázkutatói a Dunántúlon. Bányászati és Kohászati Lapok, 72. 9.
- Posgay, K.- Albu, I.- Petrovics I.- Ráner G. /1981/: Character of the Earth's crust and upper mantle on the basis of seismic reflection measurements in Hungary.- Earth Evolution Sciences 1/3-4, 272-279, Wiesbaden.
- Prey, S. /1976/: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen.- Mitt. Geol. Ges., 69. Wien.
- Sághy, Gy.- Vándor, B.- Varga, I./1967/: A kisalföldi refrakciós mérések földtani eredményei. Földt. Közl. KCVII. köt. 2. füzet. 63-74.
- Scheffer, V.- Kántás, K. /1949/: A Dunántúl regionális geofizikája. Földt. Közl. 79: 327-360.
- Scheffer, V. 1958: Adatok a Kárpát medencék regionális geofizikájához. Geof. Közlemények. 9., 1-2.

- Scheffer, V. /1965/: A Keleti-Alpok határterületének regionális geofizikai áttekintése.
Földt. Közl. 96: 5-21.
- Schönlaub, H.P. /1973/: Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer wert. Jb. Geol. B.-A. 116: 35-49. Wien.
- Schönlaub, H.P. /1979/: Das Paläozoikum in Österreich. Abh. der Geologischen Bundesanstalt, 33. 1-125.
- Stegena, L. 1964: The structure of the earth's crust in Hungary.- Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 8: 413-431.
- Szalai, T. Aufbau und Tektonik des Ostalpin und Karpatenbloches - Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 10: 361-369.
- Szádaczky-Kardoss, E.- Bubits, I.- Juhász, Á.- Oravecz, J.- Pantó, G.- Szepesházy, K. 1967: Metamorphose in Ungarn.- Acta Geol. Acad. Sci. Hungariae Temus 11. /1-3/, pp. 49-58.
- Szadeczky-Kardoss, E.- Balázs, E.- Juhász, Á. 1969: Erläuterung zur Karte der Metamorphite von Ungarn.- Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13: 27-34.
- Szebényi, L. 1948: A Vashegy magyarországi részének földtani viszonyai.- Jelentés a jüvedéki mélykutató 1947/1948. évi munkálatairól. Budapest pp. 45-50.

- Szederkényi, T. 1976: Barrow type metamorphism in the crystalline basement of southeast Transdanubia.- Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 20: 47-61.
- Szepesházy, K. 1956: A Magyar-medence aljzatának kristályos kőzetei.- Budapest. Kézirat, OKGT Adattár.
- T. Gece E. /1982/: A nagygyeházi bauxittelep mikromineralogiai vizsgálata.- MÁFI Évi Jel. 1980-ról, 435-448, Budapest.
- Tollmann, A. 1977: Geologie von Österreich 1 - Wien.
- Varga, I.- Grecula, P. /1980/: Magyszerkezeti választóövezetek a Nyugati-Kárpátok belső oldalán. Földt. Kutatás 23/3, 17-22, Budapest.
- Wein, Gy. 1975: Eine Strukturgeologische Skizze des Vorneogenen Untergrund der Kleinen Tiefebene - Proc. 10 th Congr. Tectonics 3.
- Vendel, M. /1958/: Über die Berichtigungen des Kristallinunterbanes Transdanubiens und der Ostalpen.- Mitt. Geol. Ges. Wien Band 51. 101-118.
- Vendel, M. 1960: Über die Berichtigungen des kristallinen Unterbanes Transdanubiens und der Ostalpen.- Mitt. Geol. Ges. Wien 51: 281-293.
- Vendel, M.- Kisházi, P., 1967: A felsőcsatári talktelep genetikája. A Bány. Kut. Int. Közl. Budapest.

Viczián, I. 1968: Jelentések az 1968.-évi szerződéses
röntgendiffraktométeres vizsgálatokról.
Kézirat. OKGT Adattár.

Winkler, H.F. /1976,1979/: Petrogenesis of metamorphic
rocks. Springer, New York - Heidelberg
- Berlin, 4 th and 5 th edition.

Zwart, H.J. 1976: Regional metamorphism in the Variscan
orogeny of Europe Nova Acta Leopoldina
/Franz - Kossmat - Symposium/ 361-368.

METAMORF				Üledékes kőzettípusok							
zónák		fáciesek	fokozatok	Pelit	Kőzetliszt /Aleurit/	Pszemmit	Pszefit	Karbonátos kőzetek	Átmeneti jellegű kőzetek		Kovakőzetek
/GRUBENMAN, 1964/	/KUBLER, 1968/	/WINKLER, 1965; 67/	/WINKLER, 1976; 79/								
	diagenetikus zónák			agyag, agyagkő palás agyag	aleurit, palás aleurit	homok, homokkő	konglomerátum	mészkö, dolomit, stb.	agyagos mészkö, márga	meszes /karbonátos/ agyag, agyagkő	kova
		zeolit /laumontit-prehnit-kvarc/ fácies	nagyon kistökű metamorfózis								
	anchizóna	pumpellyit-prehnit-kvarc fácies		agyaspala az átkristályosodás miatt ált. nem elkülöníthető agyaspala	aleuritpala	homokkőpala vagy metahomokkő	metakonglomerátum		mészpala, márgapala	meszes /karbonátos/ agyaspala	kovapala /mikrokvarcit/
epizóna	epizóna	zöldpala fácies	kistökű metamorfózis	fillit	fillit kvarcfillit	metahomokkő vagy gneisz		kristályos mészkö v. dolomit = márvány, dolomitmárvány	kvarc-szer.-klorit márvány ill. fillit sávos krist. mkő = fillit sávos márvány	kalcit-, /karbonát-/ fillit	kvarcit
mezozóna				csillámpala gneisz	csillámpala vagy gneisz	gneisz	kvarcit				
		amfibolit fácies	közepes fokú metamorfózis								

Magnés eredetű metamorfitek: ha az eredeti kőzet/szövet/ típus felismerhető: meta + magnetit /neovulkanit/ név pl. metabazalt, metadiorit, stb.
ha az eredeti szövet nem ismerhető fel: zöldpala, amfibolit, ortogneisz, stb.

1. táblázat. Javaslat a kezdeti metamorfózis kőzettípusainak megnevezésére
/ Árkai P. 1983 /

A Hémsági Motamorfit Üsszet kőzeteinek szilikátelemezési adatai:

	1. Pi - 1. 1052-1055,0 m Csillámpala	2. Raj - 1. 1780,5-1783,0 m Csillámpala eredeti diaftorit
SiO ₂	64,15 %	69,31 %
TiO ₂	0,64 "	0,63 "
Al ₂ O ₃	19,08 "	15,6 "
Fe ₂ O ₃	1,13 "	0,21 "
FeO	3,94 "	4,31 "
MnO	0,06 "	0,02 "
MgO	2,03 "	2,16 "
CaO	1,31 "	0,42 "
Na ₂ O	0,71 "	1,14 "
K ₂ O	4,17 "	3,19 "
-H ₂ O	0 "	0,11 "
+H ₂ O	3,01 "	2,88 "
CO ₂	0,14 "	1,05 "
P ₂ O ₅	0,20 "	0,16 "
	<hr/> 100,57 %	<hr/> 101,19 %

Elemzők: 1. dr Emszt M., Soha I.-né
2. dr Árkai P.

A Mihályi Fillit Formáció kőzeteinek szilikátelezési adatai:

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	29,84 %	45,96 %	42,18 %	41,89 %
TiO ₂	0,21 "	2,50 "	1,48 "	2,47 "
Al ₂ O ₃	7,34 "	17,70 "	30,97 "	14,70 "
Fe ₂ O ₃	1,82 "	1,68 "	1,43 "	1,37 "
FeO	5,31 "	7,31 "	3,75 "	7,69 "
MnO	0,11 "	0,12 "	0,06 "	0,12 "
CaO	26,42 "	5,44 "	2,84 "	8,31 "
MgO	1,35 "	3,28 "	0,57 "	3,57 "
K ₂ O	0,96 "	2,46 "	5,15 "	0,17 "
Na ₂ O	0,29 "	5,35 "	1,23 "	4,37 "
-H ₂ O	0,08 "	0,07 "	0,02 "	0,29 "
+H ₂ O	2,16 "	3,25 "	2,94 "	1,49 "
CO ₂	24,39 "	5,65 "	6,79 "	13,45 "
F ₂ O ₅	0,10 "	0,67 "	0,16 "	0,36 "
	100,38 %	100,47 %	99,57 %	100,25 %

1. M - 20. 1504,5-1506,5 m Menses szericitpala
2. M - 23. 1516,0-1517,0 m Metavulkanit
3. M - 25. 1621,0-1624,0 m Szericitpala
4. M - 29. 1661,0-1662,5 m Metavulkanit

Elemzők: dr Emszt M., Guzy K.-né,
dr Tolnay V., Soha I.-né

Az Ölbői Karbonátos Fillit Formáció kőzeteinek szilikát-elemzési adatai:

	1.	2.	3.
SiO ₂	53,51 %	41,44 %	51,31 %
TiO ₂	0,65 "	3,14 "	1,61 "
Al ₂ O ₃	23,50 "	18,64 "	13,17 "
Fe ₂ O ₃	0,72 "	1,15 "	6,11 "
FeO	5,03 "	10,74 "	1,70 "
MnO	0,05 "	0,11 "	0,16 "
CaO	0,42 "	5,08 "	8,58 "
MgO	1,73 "	4,73 "	2,74 "
K ₂ O	4,27 "	1,77 "	2,67 "
Na ₂ O	0,48 "	2,36 "	2,14 "
-H ₂ O	0,17 "	0,03 "	0,0 "
"H ₂ O	5,02 "	4,79 "	2,47 "
CO ₂	3,81 "	5,04 "	6,60 "
P ₂ O ₅	0,19 "	0,49 "	0,44 "
	<u>99,55 %</u>	<u>99,51 %</u>	<u>99,70 %</u>

1. Ül - 3. 1830,0-1832,5 m Szericitpala
2. Ül - 5. 1963,0-1965,5 m Kloritpala
3. Re - 1. 2427,0-2430,5 m Szericitpala

Elemzők: dr. Emszt M., Guzy K.-né,
dr. Tolnay V., Sohy I.-né

A Sóttonyi Metadiabáz Formáció kőzeteinek szilikátelemezési adatai:

	1.	2.	3.
SiO ₂	50,54 %	40,81 %	46,85 %
TiO ₂	1,25 "	1,56 "	1,51 "
Al ₂ O ₃	14,75 "	15,25 "	12,85 "
Fe ₂ O ₃	1,39 "	1,65 "	6,55 "
FeO	9,17 "	12,58 "	3,89 "
MnO	0,23 "	0,37 "	0,16 "
CaO	4,35 "	5,03 "	18,76 "
MgO	6,39 "	8,51 "	2,09 "
K ₂ O	0,28 "	0,28 "	0,37 "
Na ₂ O	2,69 "	3,03 "	0,20 "
-H ₂ O	0,10 "	0,18 "	0,05 "
+H ₂ O	1,81 "	5,18 "	1,94 "
CO ₂	6,47 "	5,79 "	4,99 "
P ₂ O ₅	0,10 "	0,16 "	0,13 "
S	0,17	-	-
	99,69 %	100,35 %	100,34 %

1. Sót - 2. 1985,0-1987,0 m

2. Sót - 2. 2004,0-2006,0 m

3. Sót - 2. 2058,0-2059,0 m

Elemzők: dr Emszt M., Guzy K.-né,
dr Tolnay V., Soha I.-né

A Nemeskoltai Homokkőpala Formáció kőzeteinek szilikát-elemzési adatai:

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO ₂	59,25 %	57,99 %	69,30 %	53,71 %	71,20 %
TiO ₂	0,81 "	0,62 "	0,65 "	0,81 "	0,85 "
Al ₂ O ₃	18,34 "	18,91 "	13,31 "	23,39 "	13,16 "
Fe ₂ O ₃	1,10 "	1,63 "	0,77 "	1,33 "	0,96 "
FeO	6,55 "	7,31 "	2,97 "	6,27 "	2,25 "
MnO	0,11 "	0,13 "	0,13 "	0,14 "	0,11 "
CaO	0,22 "	0,89 "	1,64 "	0,16 "	1,07 "
MgO	3,83 "	2,60 "	2,47 "	2,56 "	1,28 "
K ₂ O	2,18 "	0,92 "	1,58 "	3,81 "	2,86 "
Na ₂ O	2,77 "	5,22 "	3,01 "	1,01 "	1,96 "
-H ₂ O	0,0 "	0,04 "	0,18 "	0,18 "	0,08 "
+H ₂ O	4,17 "	3,72 "	2,08 "	4,92 "	2,41 "
CO ₂	0,14 "	0,22 "	1,64 "	1,01 "	2,24 "
P ₂ O ₅	0,19 "	0,19 "	0,18 "	0,18 "	0,04 "
	99,66 %	100,39 %	99,91 %	99,48 %	100,47 %

1. Kol - 2. 2039,0-2041,0 m Metahomokkő
 2. Kol - 3. 2601,5-2611,0 m Kloritos metahomokkő
 3. Ike - 3. 1953,0-1955,0 m Metahomokkő
 4. Ike - 6. 1756,5-1758,5 m Kloritpala
 5. Ike - 7. 1683,5-1685,5 m Metahomokkő

Elemzők: dr Emszt H., Soha I.-né,
 dr Tolnay V., Guzy K.-né

A Vaszari Agyagpala Formáció kőzeteinek szilikátelemezési adatai:

	1.	2.	3.
SiO ₂	64,53 %	73,22 %	66,67 %
TiO ₂	0,61 "	0,47 "	0,39 "
Al ₂ O ₃	17,27 "	13,45 "	16,79 "
Fe ₂ O ₃	1,11 "	0,72 "	0,86 "
FeO	4,05 "	3,01 "	2,52 "
MnO	0,05 "	0,02 "	0,04 "
CaO	0,71 "	0,69 "	1,07 "
MgO	2,18 "	1,05 "	1,26 "
K ₂ O	4,03 "	2,88 "	3,57 "
Na ₂ O	1,55 "	1,89 "	2,00 "
-H ₂ O	0,09 "	0,07 "	0,08 "
+H ₂ O	3,42 "	2,35 "	2,08 "
CO ₂	0,29 "	nyom.	2,39 "
P ₂ O ₅	0,19 "	0,10	0,19 "
	<hr/> 100,08 %	<hr/> 99,92 %	<hr/> 99,91 %

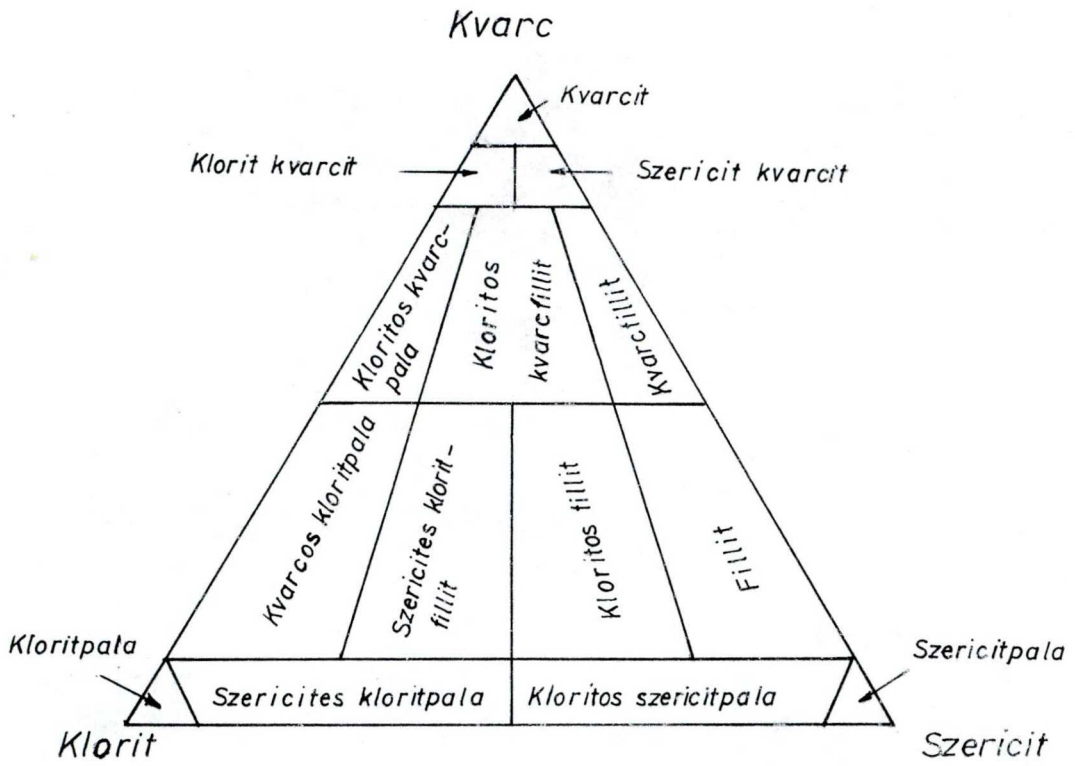
1. Tét - 2. 2645,0-2647,0 m Agyagpala
 2. Vasz- 3. 1600,5-1603,0 m Metahomokkő
 3. Tak - 2. 1409,0-1412,0 m Metahomokkő

Elemzők: dr Emszt M., Soha I.-né,
 dr Tolnay V., Guzy K.-né

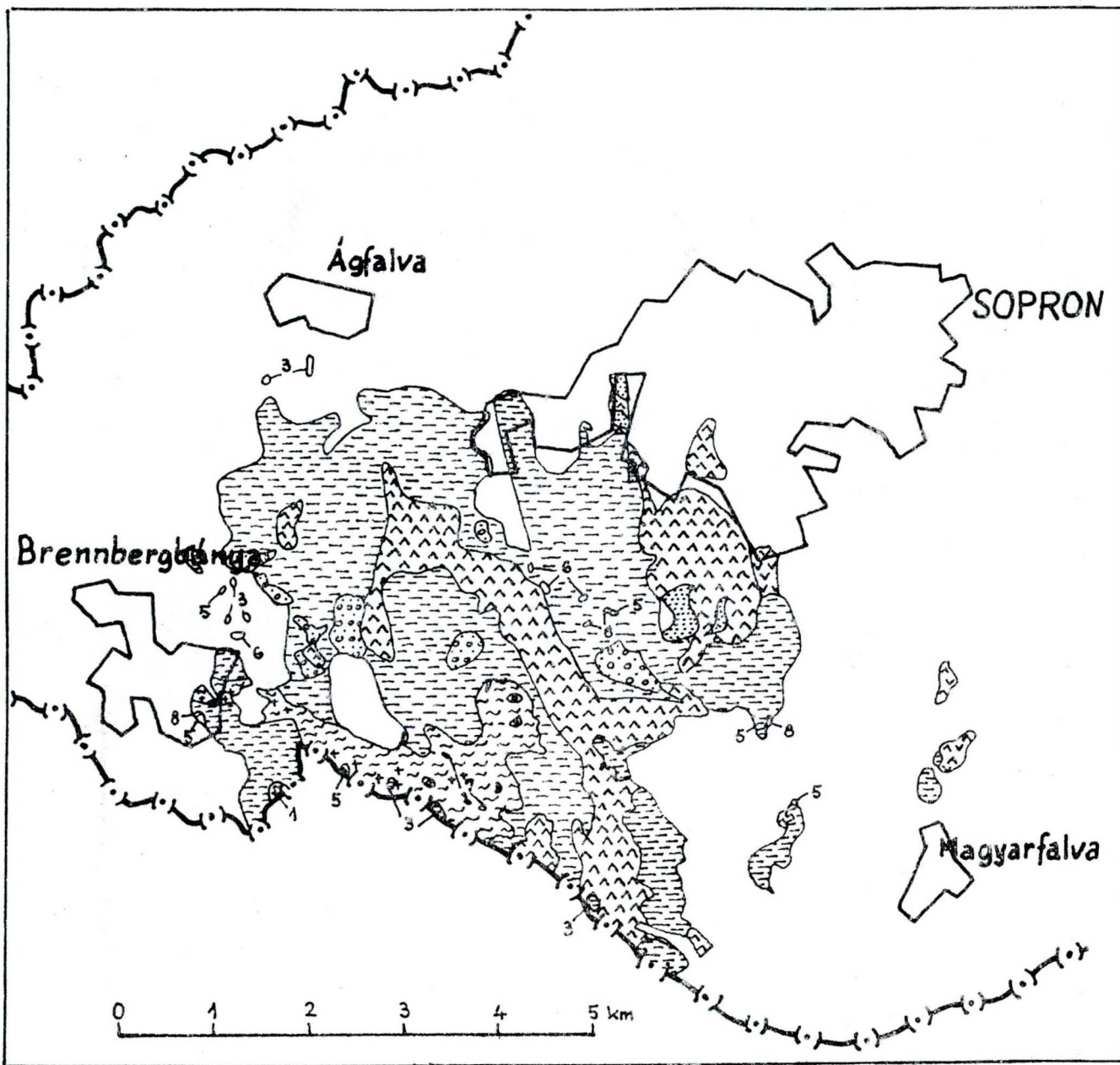
8. táblázat. Sopron környéki metamorfitok kémiai összetétele /súly %/.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	63,02	57,43	52,66	65,47	76,23	73,99	76,46	75,64	68,50	60,70
TiO ₂	1,07	1,30	1,14	1,20	0,24	0,10	0,25	0,15	0,50	0,05
Al ₂ O ₃	19,29	22,99	27,31	22,43	14,48	14,84	13,21	14,34	14,90	12,10
Fe ₂ O ₃	1,38	1,85	3,12	0,41	0,38	0,51	0,72	0,62	1,68	0,77
FeO	5,44	4,77	2,92	0,27	0,18	0,92	0,11	0,17	1,56	1,00
MgO	2,06	1,86	2,23	5,53	5,58	0,15	0,30	2,67	3,40	15,30
CaO	0,24	0,27	0,08	0,12	0,14	0,61	0,20	0,48	0,84	0,01
Na ₂ O	0,95	1,61	0,85	0,17	0,53	2,96	3,23	0,22	0,38	0,22
K ₂ O	4,50	4,23	5,14	0,90	0,18	5,56	4,39	3,50	3,40	0,30
H ₂ O ⁺	2,00	3,06	4,65	3,68	2,25	0,70	0,80	2,40	2,91	6,97
H ₂ O ⁻	0,37	0,25	0,23	0,15	0,11	0,06	0,30	0,06		
P ₂ O ₅	< 0,01	0,01	0,01	0,02	ny	0,33	0,01	0,14	0,05	0,05
CO ₂	-	-	-	-	-	-	0,21	-	-	-
S	0,08	0,02	0,08	-	-	-	0,14	-	-	-
	100,40	99,65	100,42	100,35	100,30	100,73	100,33	100,39	98,12	97,47

1. Andaluzit-szillimanit-biotitpala /Óbrennberg, Kőbérc-orom kis kf./; 2. Sávcsillámpala /Óbrennberg, Kovács árok oldal árka/; 3. Normál csillámpala /Brennbergi völgy, vöröshidi kf./; 4. Szürkekvarcit /Füzesárok/; 5. Fehérkvarcit /Récényi út melletti kutatóárok/; 6. Muszkovitgneisz /Nándormagaslati kf./; 7. Muszkovitgneisz /Fertőrákos-újhegyi árkolás/; 8. Leukofillit /Tolvaj-árki kf./; 9-10. Leukofillit /Fertőrákos-újhegyi árkolás/. Kisházi P. - Ivancsics J. 1985.



A kvarc-klorit-szericite és a karbonát-kvarc-szericite ásványasszociációk nevezéktana



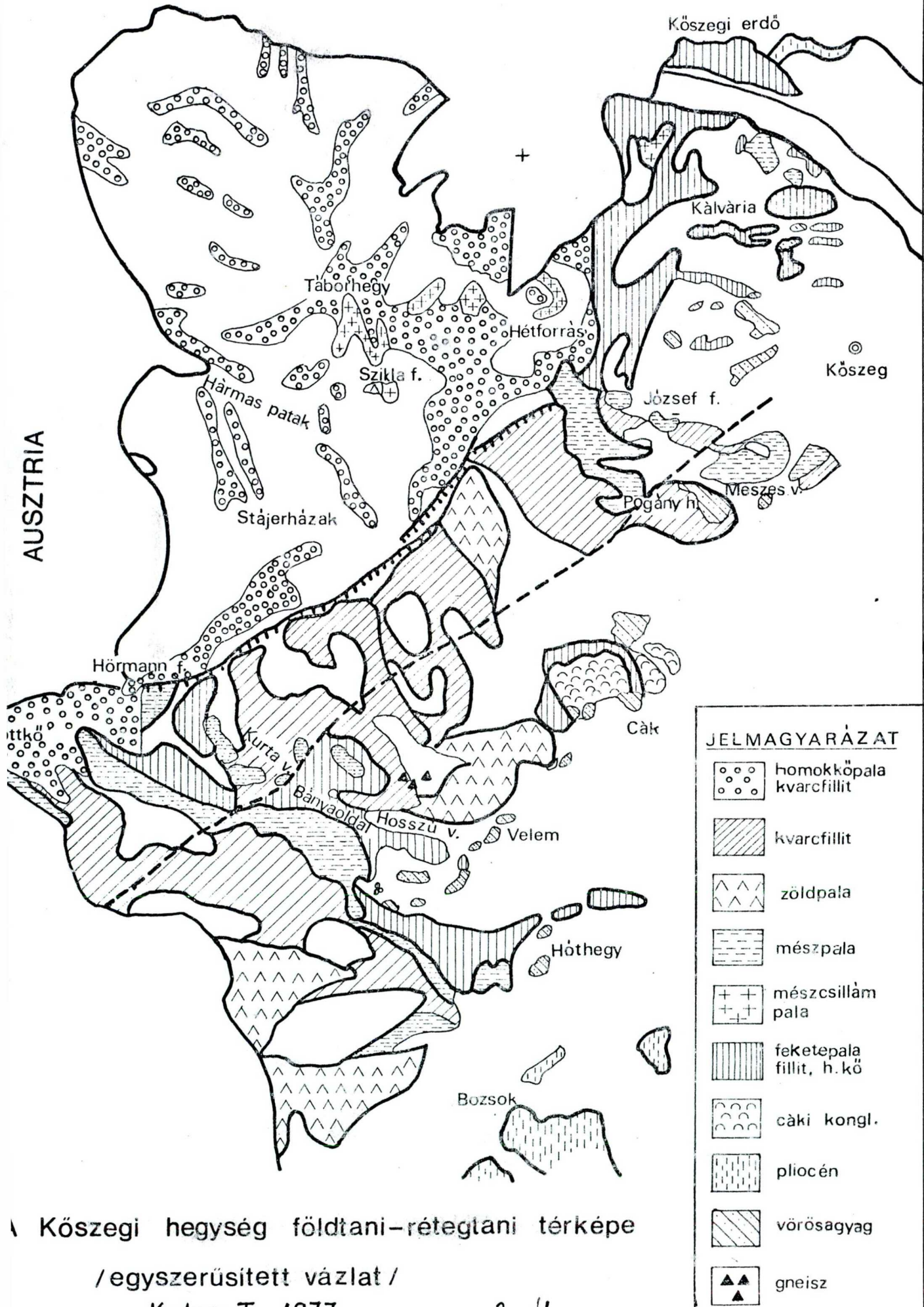
Progresszit metamorfitek:

- 1 Andalusit-szillimanit - biotitpala
- 4 Biotit - muszkovitgneisz
- 5 Muszkovit (biotit) gneisz

Diafforitik:

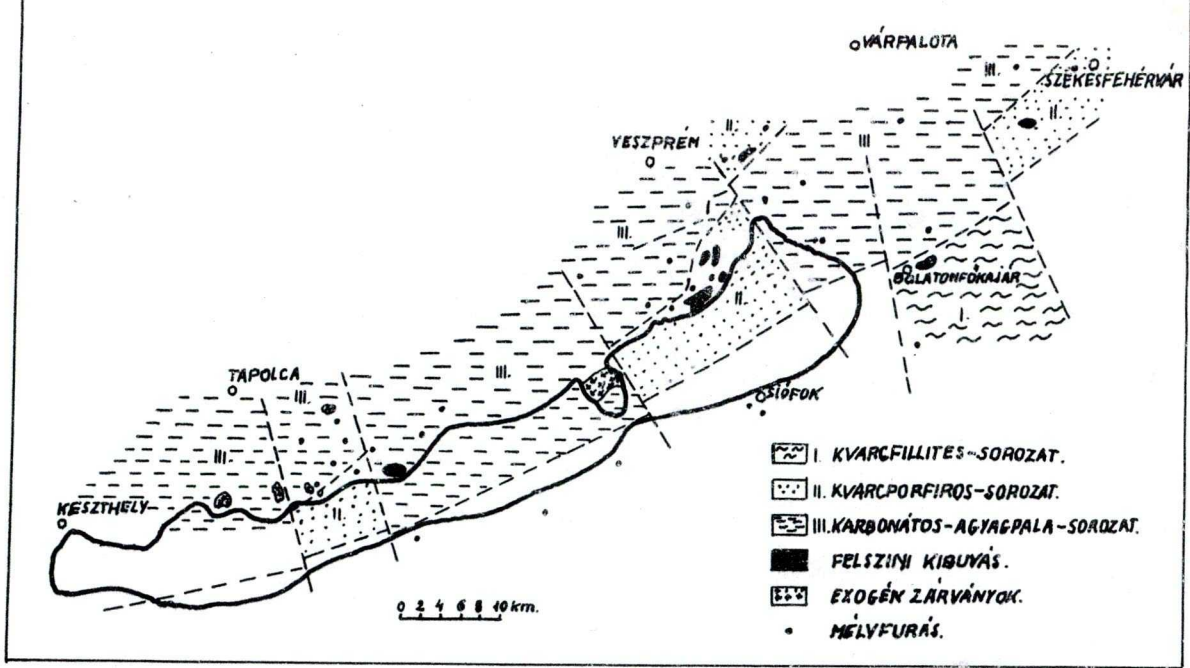
- 2 Kloritoid - muszkovitpala
- 3 Klorit - muszkovitpala
- 6 Fehér }
7 Szürke } diszténkvarcit
- 8 Leukofillit
- 9 Harmad-negyedkori üledékek

2. ábra. A Soproni hegység kristályospala területének földtani térképe. Szerkesztette: Kisházi P. és Boldizsár I. 1972.

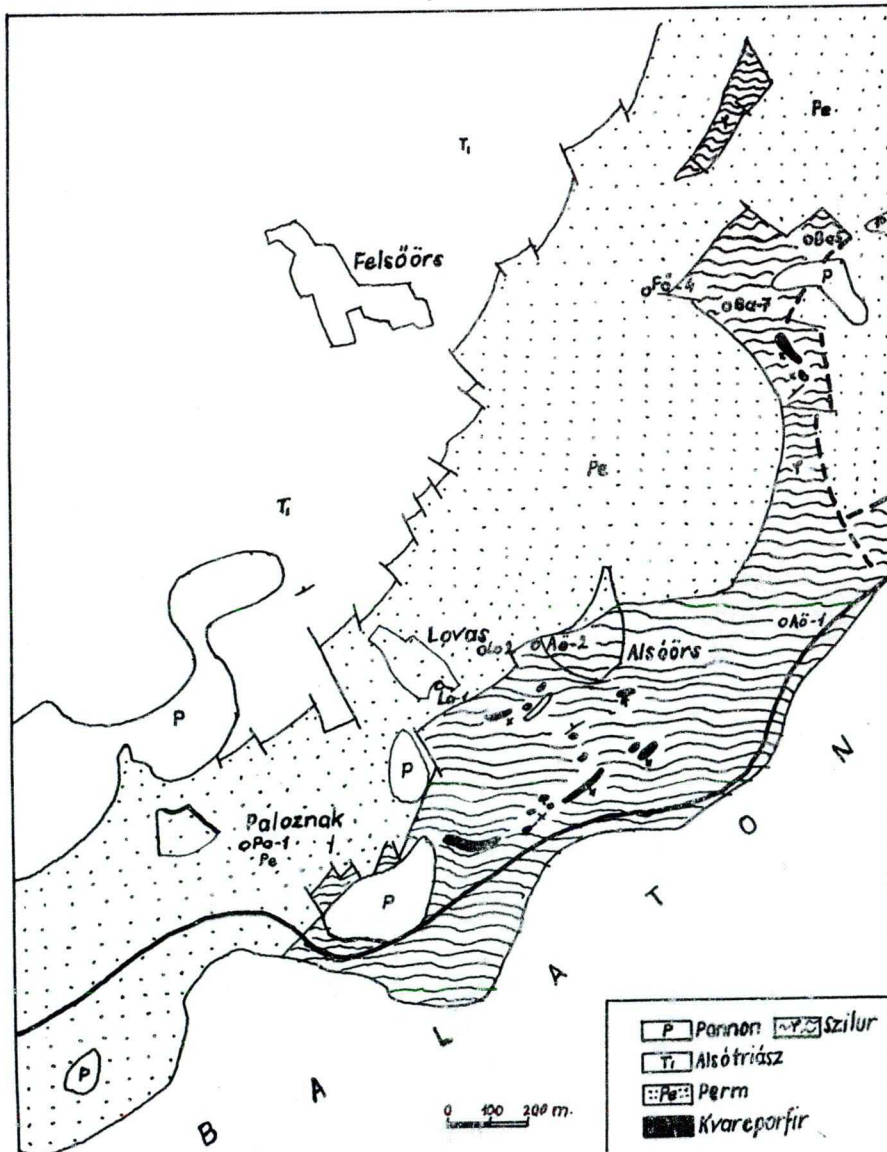


AUSZTRIA

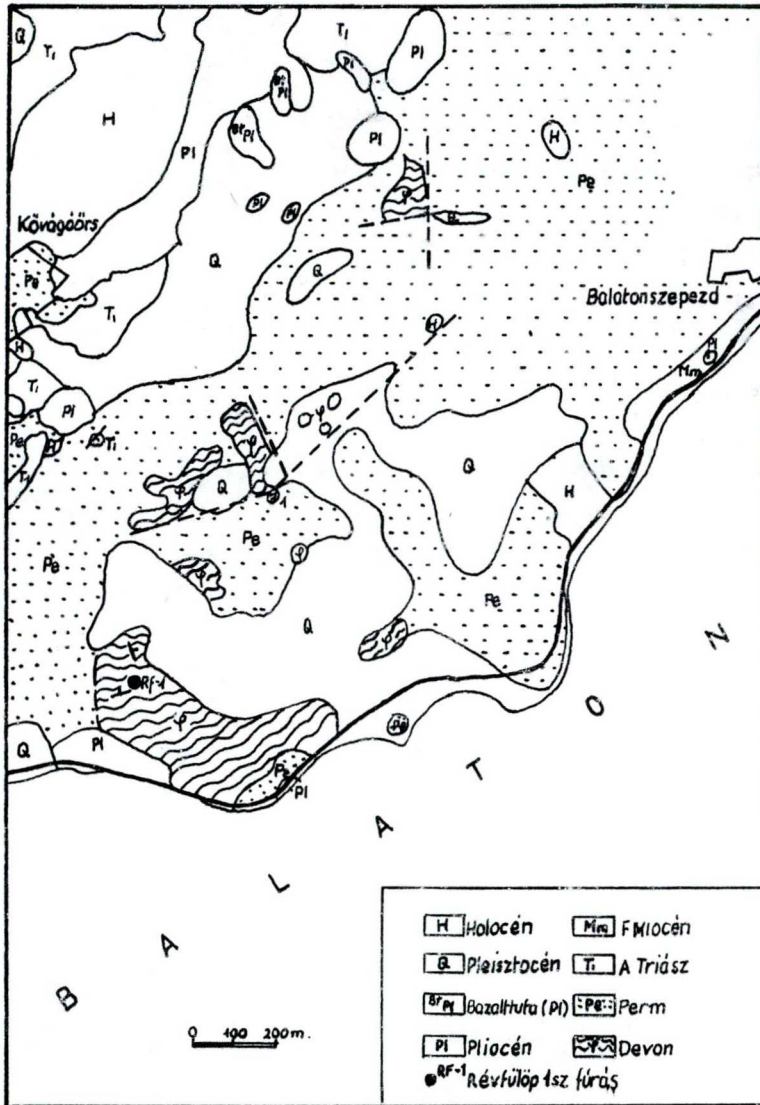
A Kőszegi hegység földtani-réteglani térképe
/egyszerűsített vázlat/
Kotsis T. 1977. 3. ábra



4. ábra. A balatonfelvidéki epi-, anchimetamorf sorozatok kifejlődésének vázlatja. / Szerk. Bubics, 1974. /



5. ábra. A kvarcporfirok sorozat kőzeteinek elterjedése a Balatonfelvidéken / Bubics I. 1974. /

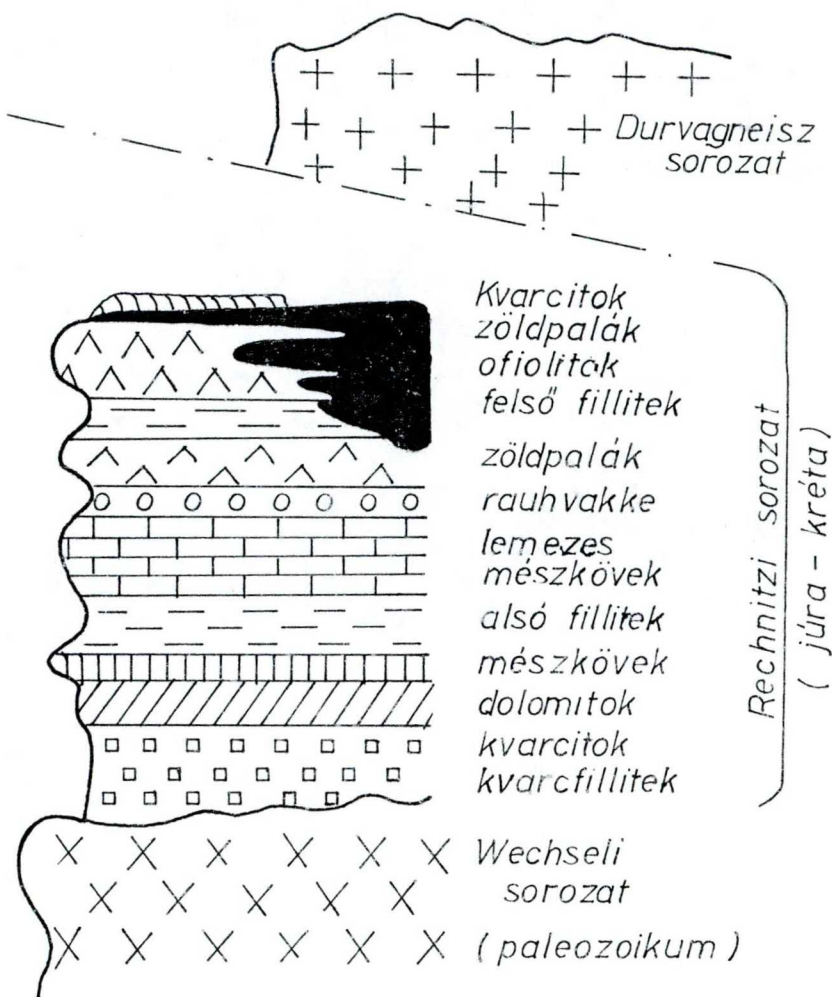


6.ábra. A karbonátos agyagpalasorozat kőzeteinek elterjedése a Balatonfelvidéken. /Szabó I, Majoros Gy./

Litosztratigráfiai beosztás	Földtani kifejlődés		Ősmaradványok Izotop kor	Kor	Gyűrődési tartomány
	Dunántúli Középhegység	Balatoni kristályos küszöb			
Szabadbattyáni Agyapala Formáció		Sötétszürke agyagpala, aleurolitpala, homokkőpala, bitumenes mészkő rétegekkel.	Alsó karbon vizéi makrofauna a mészkő rétegekben. Földvári A. 1952.	Alsó karbon	H e r c i n i
Szárhegyi Mészkő Formáció		Fehér kristályos mészkő, dolomit.		Devon (Szilur?)	
Révfülöpi Agyapala Formáció	Aleurolitpala, agyagpala, márgapala, mészkőrészekkel, diabáztufa betelepülésekkel. Metadiabáz (Litéri diabáz tagozat) Homokkőpala, agyagpala.			Devon	
Lovasi Agyapala Formáció	Eiillites agyagpala, szericitpala; kvarcporfirtufa és palás homokkő rétegekkel, grafitos kovapala lencsékkel. Porfiroid (Alsóörsi porfiroid tagozat)	Fillites agyagpala, szericitpala homokkőpala, kovapala. Porfiroid. Andaluzitos turmalinos kontaktpala.	Szilur graptolitok a kovapalában Oravecz J. 1964. Goczán F. 1971.	Szilur (Ordovicium - Szilur?)	
Balatonfőkajári Fillit Formáció		Szericitfillit, kvarcfillit, kloritfillit meszfillit és grafitos fillit betelepülésekkel. Gránatos kloritfillit.	Rb/Sr 415 ± 20 mé. 472 ± 50 mé. 407 ± 350 mé. Kovács Á. 1970, -72.	Prehercini	

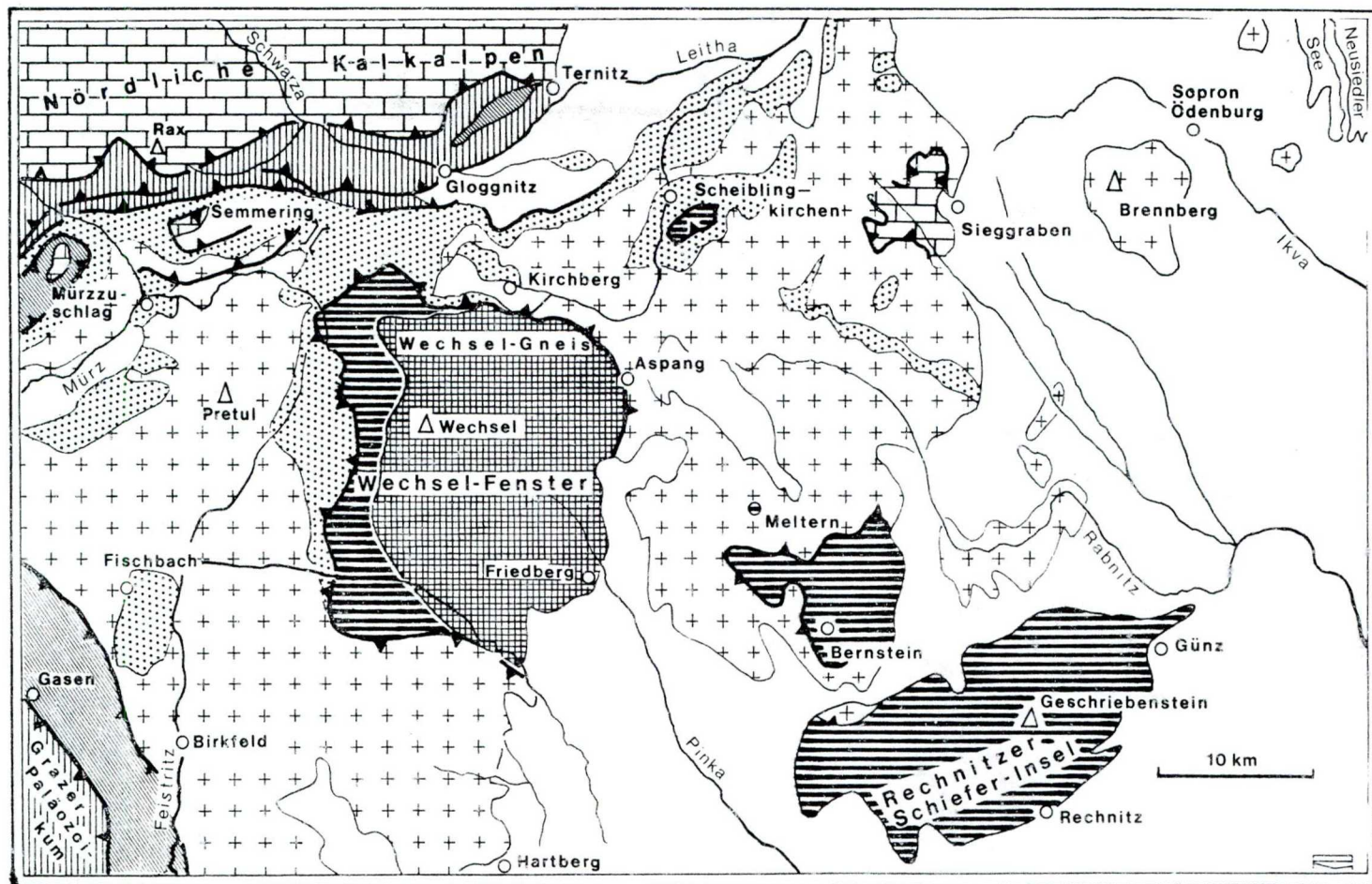
ALSÓ
KELETALPI

PENNINIKUM



8. ábra. A burgenlandi metamorf sorozatok tektonikai vázlata / Schönlaub, H.P. 1974/

9. ábra. A Wechsel- és Rohonczyi hegységek földtani
vázlata. Tollmann után szerk. Schönlaub,
H.P. 1974 /



Felsőkeletai

Meozoikum

Paleozoikum

Idős kristályos

Alsókeletai

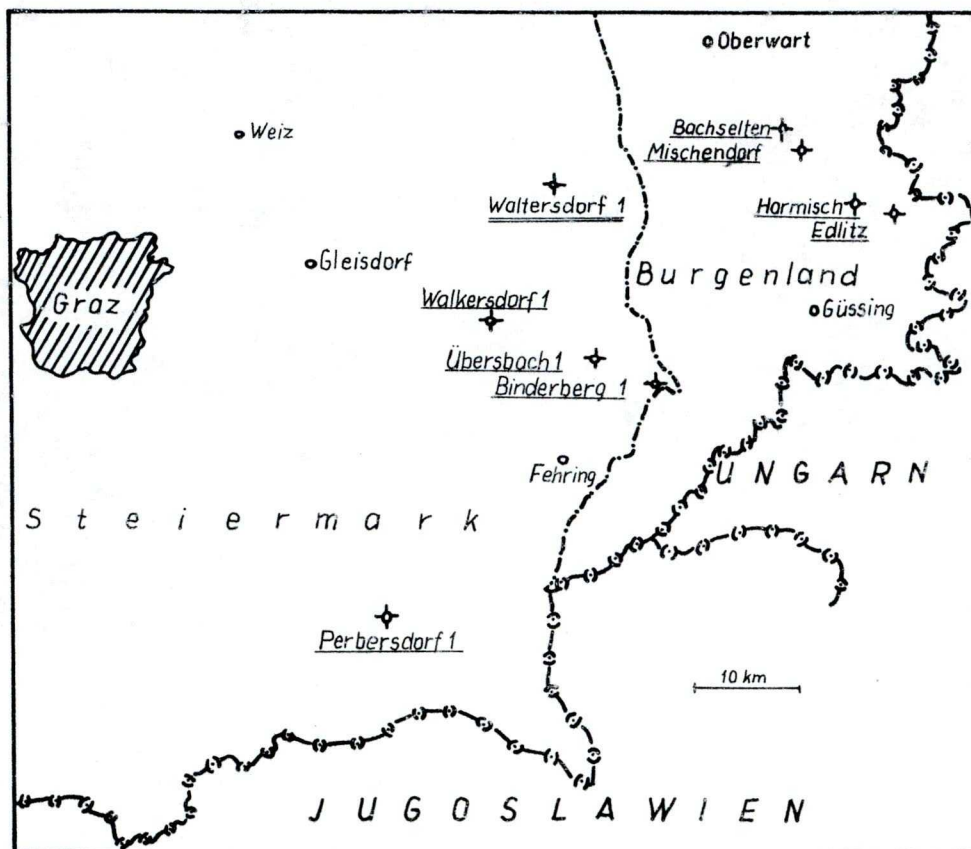
Perm és mezozoikum

Kvarcfillit és durvagneisz

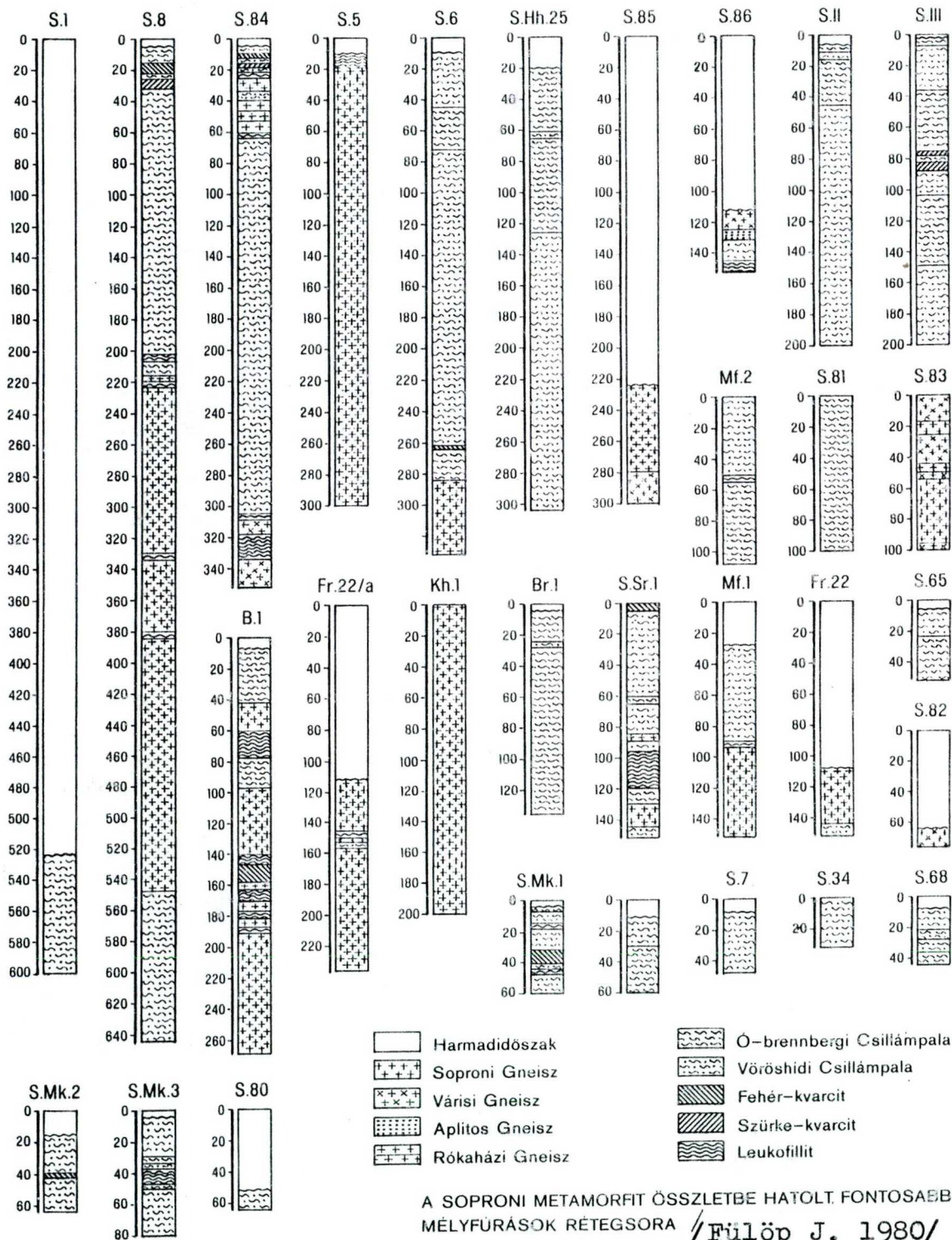
Penninikum

Wechseli-Rechnitzi
palák

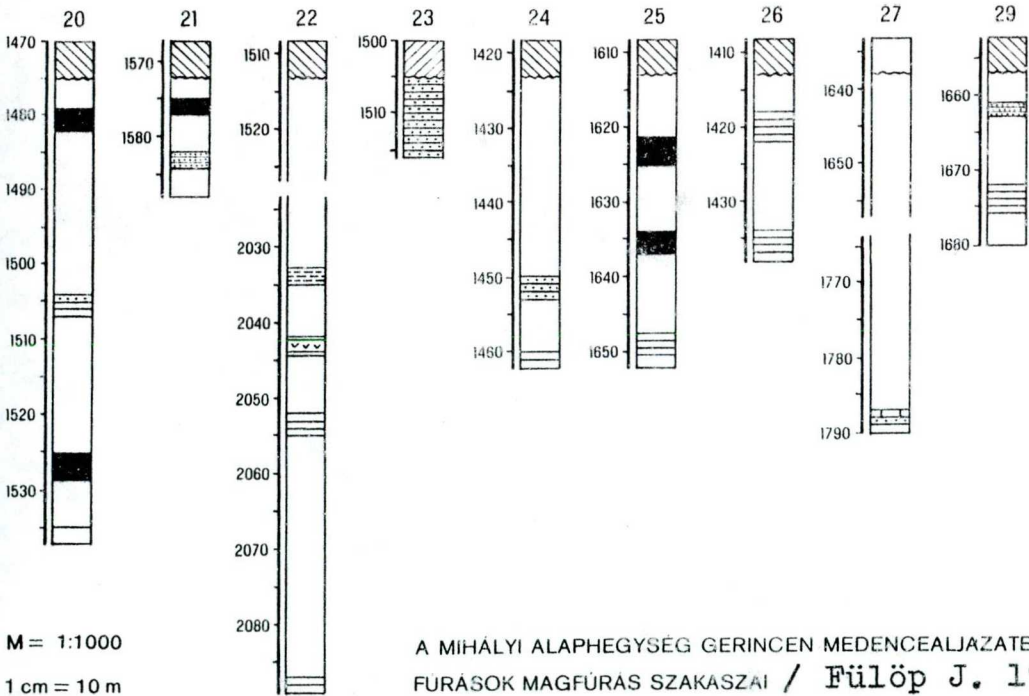
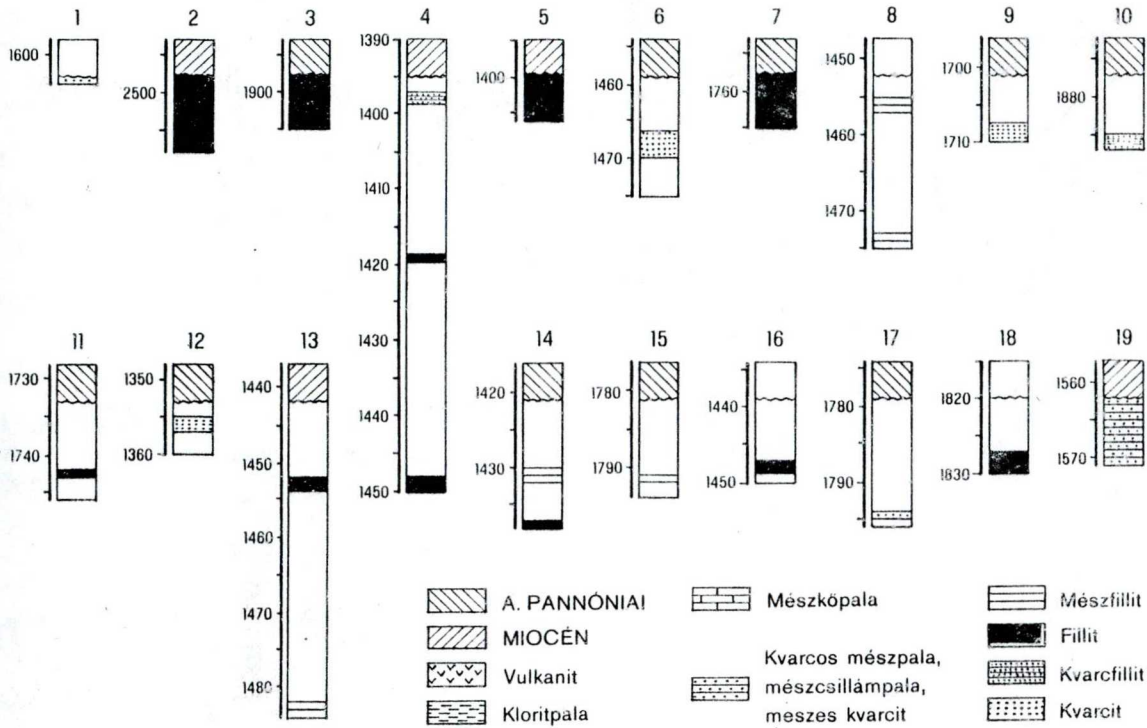
Gneisz



10. ábra. K-Stájerország és Dél-Burgenland területén mélyült, paleozóos alaphegységet ért mélyfúrások helye / Ebner, F. 1978 /

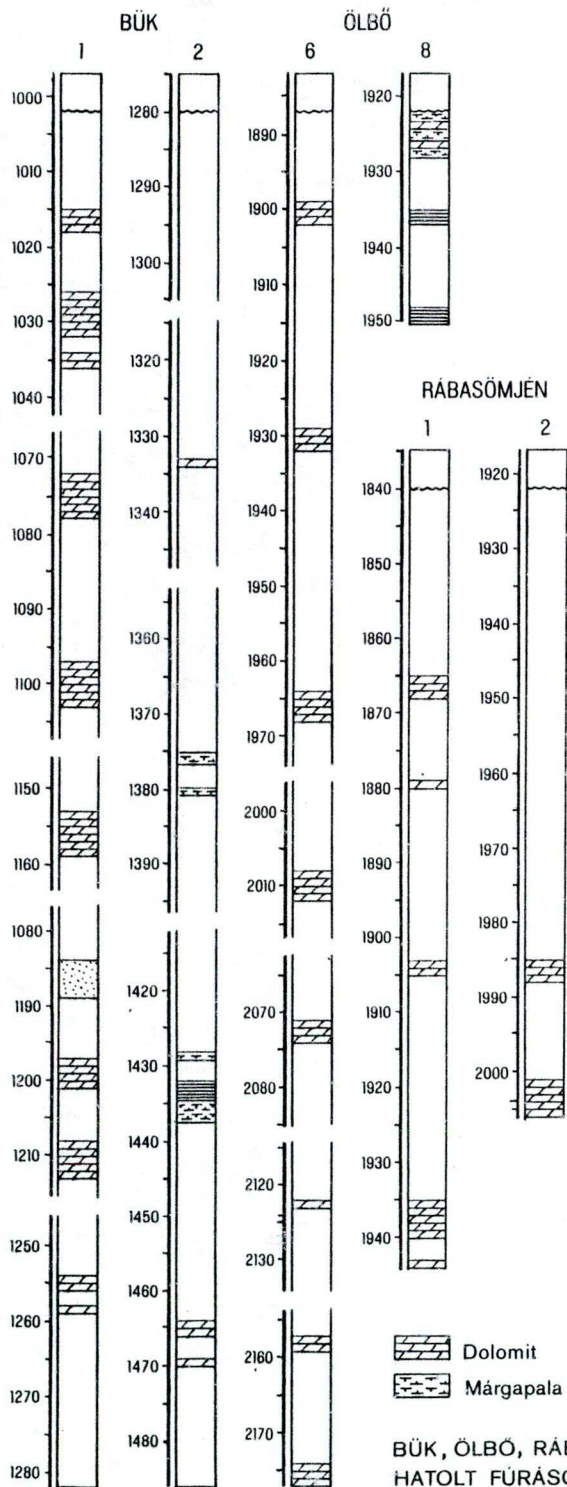


11. ábra

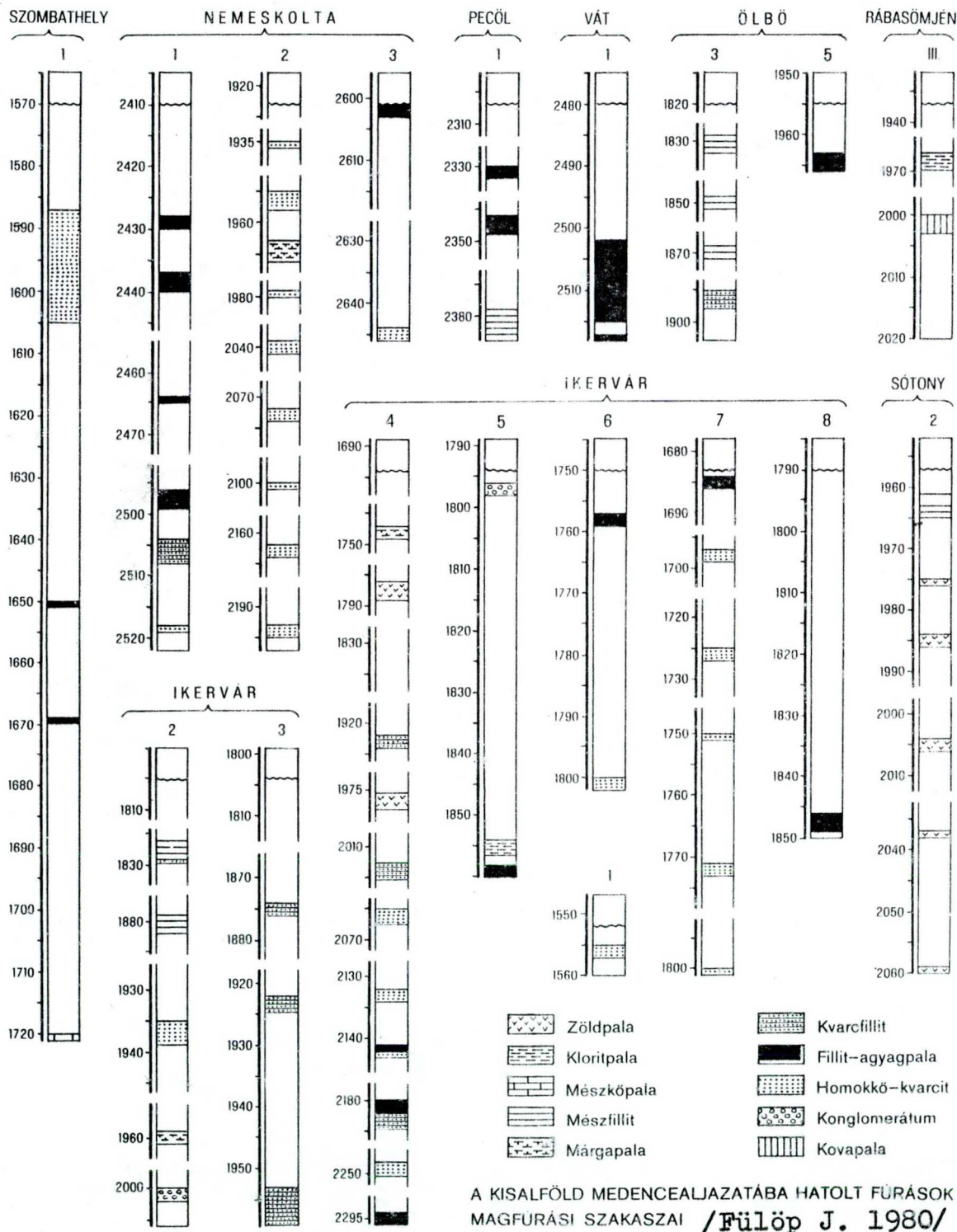


A MIHÁLYI ALAPHEGYSÉG GERINCEN MEDENCEALJAZATBA HATOLT
 FURÁSOK MAGFURÁS SZAKASZAI / Fülöp J. 1980 /

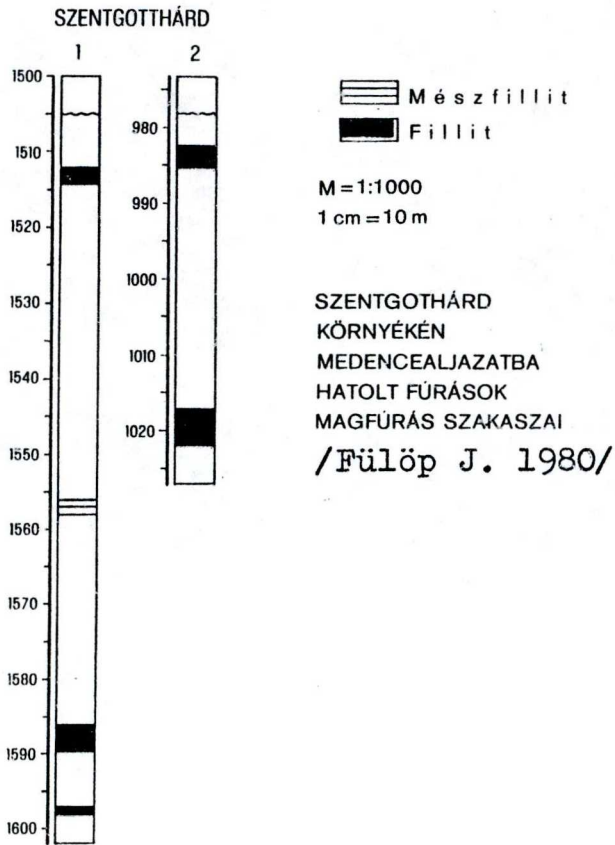
12. ábra



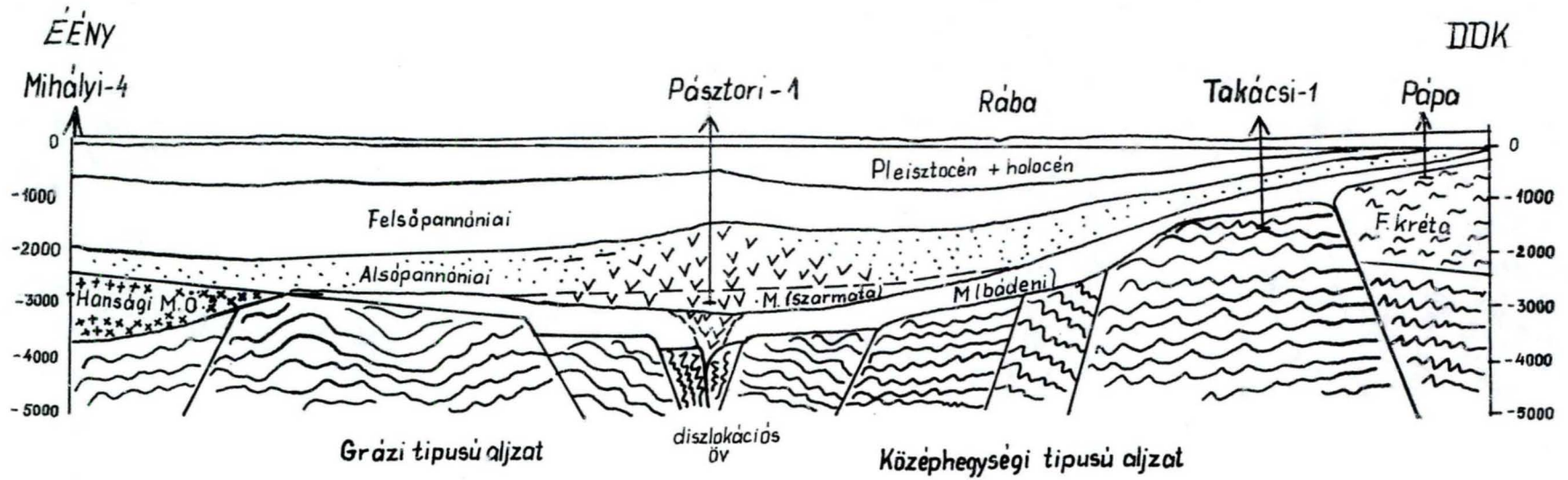
13. ábra



14. ábra



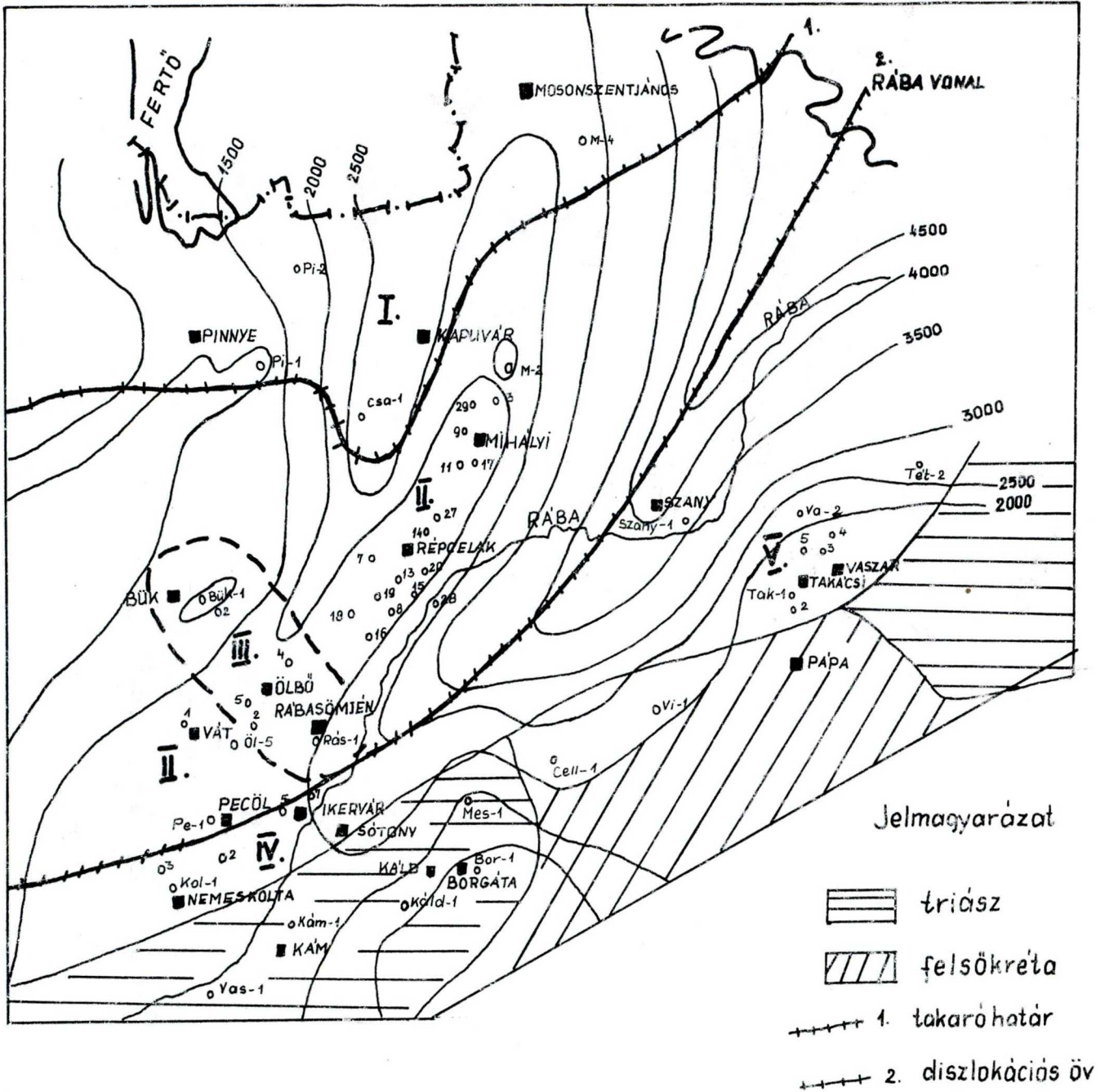
15. ábra



Magasságtorzítás: 2szeres

M=1:200000

16. ábra. Földtani szelvény a M-4 és a Tak-1 furásokon keresztül



- I. Hansági Metamorfit Összlet
- II. Mihályi Fillit Formáció
- III. Büki Dolomit Formáció
- IV. Nemeskoltai Metahamokkő Formáció
- V. Vuszari Agyagpala Formáció

17. ábra. A kisalföldi aljzat metamorf formációinak térképvázlata