

ÁLTALÁNOS FÖLDTANI SZEMLE

A Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani  
szakosztályának időszakos kiadványa

Szerkeszti

a Szakosztály vezetőségének közreműködésével

Dudich Endre

KÉZIRAT

Budapest, 1979

---

GENERAL GEOLOGICAL REVIEW

Issued occasionally by the Section for General Geology  
of the  
Hungarian Geological Society

MANUSCRIPT

Budapest, 1979

Hungary

---

/A közlemények tartalmáért egyedül a szerzők felelősek/

/The authors are solely responsible for the contents of  
their papers/



TARTALOM - CONTENTS

|   | Oldal | Page |
|---|-------|------|
| SZALAY István, ZELENKA Tibor  |       |      |
| A Darnó-vonal jelentősége Észak-Magyarország szerkezetfejlődésében                              | 7     |      |
| -- /The Importance of the Darnó Lineament in the Structural Development of Northern Hungary/    |       | 21   |
| BALÁSHÁZY László  |       |      |
| Részletes tektonikai vizsgálatok az Északi-Vértes és a Déli-Gerecse területén                   | 33    |      |
| -- /Detailed Tectonic Investigations in the N-Vértes and S-Gerecse Area, Transdanubia, Hungary/ |       | 48   |
| MÁRTONNÉ SZALAY Emőke   |       |      |
| Mecseki granitoid kőzetek paleomágneses vizsgálata  | 71    |      |
| -- /Paleomagnetism of the Granitoids from the Mecsek Mountains, SE-Transdanubia, Hungary/       |       | 83   |
| MINDSZENTY Andrea   |       |      |
| A Lang Son környéki /Észak-Vietnam/ bauxitok ásványtani vizsgálata                              | 95    |      |
| -- /Contribution to the Mineralogy of the Lang Son Bauxites /North Vietnam/                     |       | 116  |
| BUDA György   |       |      |
| Ofiolitos magmatizmus a Zagrosz-hegységben /Irak/   | 129   |      |
| -- /Ophiolitic Complexes in the Zagros Mountains /Iraq/   |       | 153  |
| BALLA Zoltán, CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY Erika  |       |      |
| A börzsönyi gránát eredete és petrogenetikai jelentősége  | 163   |      |
| -- /Origin and Petrogenetic Implications of the Garnets in the Börzsöny Mountains, N-Hungary/   |       | 173  |



Бюллетень общей геологии  
Венгерского геологического общества

С О Д Е Р Ж А Н И Е

Стр.

|  |     |
|--|-----|
| САЛАИ И., ЗЕЛЕНКА Т.<br>Значение линеамента Дарно в тектоническом развитии Северной Венгрии                              | 7   |
| БАЛАШХАЗИ Л.<br>Детальные тектонические исследования в области гор С-Вертеш и Ю-Герече, Задунайское среднегорье, ВНР     | 33  |
| МАРТОНЧЕ-САЛАИ Э.<br>Исследование палеомагнетизма гранитоидов гор Мечек. ЮВ Задунайского края, ВНР                       | 71  |
| МИНДСЕНТИ А.<br>Минералогическое исследование бокситов окрестности Ланг-сона (Северный Вьетнам)                          | 95  |
| БУДА Дь.<br>Офиолитовый магматизм гор Загрос (Ирак)  | 129 |
| ВАЛЛА Э., ЧИЛЛАГНЕ-ТЕПЛАНСКИ Э.<br>Происхождение и петрогенетическое значение гранатов Бёржёнских гор (Северная Венгрия) | 163 |

-----



A DARNÓ-VONAL JELENTŐSÉGE ÉSZAK-MAGYARORSZÁG  
SZERKEZETFEJLŐDÉSÉBEN

Szalay István, Zelenka Tibor<sup>x</sup>

Mots-olés BRGM-CNRS tárgyszavak: Tectonique-d'ensemble, tectogénese, style-tectonique, tectonique-tangentiale, tectonique-de-revêtement, linéament; Collines-NE-Hongrie 5, ill.

BEVEZETÉS

A Darnó-vonal szerkezeti jelentősége régóta ismert /ROZLOZSNIK P. 1936, JASKÓ S. 1949, SCHRÉTER Z. 1949, TELEGDI-RÓTH K. 1951, BALOGH K. 1952/. Az ércesedésben játszott szerepére is többen utaltak /PÁLFY M. 1929, PANTÓ G. 1948/. A szerkezeti övet a jelenlegi kutatók eltérően ítélik meg: egykori mezozóos eugeozinklinális pászták határán kialakult lineamens /WEIN Gy. 1969/, mikrolemez-határ /SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1973/, diapirek közötti neotektonikai vonal /MOLDVAY L. 1971/. Mindenesetre teljes az egyetértés abban, hogy mélyre nyúló szerkezeti vonalról van szó.

A Darnó nagyszerkezeti öv kétségtelenül Magyarország egyik legjelentősebb szerkezeti vonala. Már a paleozoikumtól ősföldrajzi határvonal volt. Az orogén mozgások során, különösen az Alp-kárpáti geozinklinális kialakulá-

<sup>x</sup> Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat 1977. május 27-i ülésén.  
A kézirat beérkezett 1978. november 20-án.

sakor, mint annak belső radiális törése szinte minden mozgási fázisban felujult. A felsőköpenyig lehatoló mélytörést az orogén mozgások aktivizálták és környezetében egy csonka magmafejlődési ciklus alakult ki. Mellette van Magyarország három működő szinesfém- ill. vasércbányája /Gyöngyösoroszi, Recsk, Rudabánya/ is.

Az 1960-as évektől kezdve rendszeres kutatás indult az ércesedés perspektivikus területein. Ez az 1970-es években már az egész Darnó-övezetre kiterjedt. A kutatást komplex geofizikai mérések /légi mágneses, légi radiometria, gravitációs, reflexiós és refrakciós szeizmikus/, geokémiai vizsgálatok /metallometria, hidrometallometria/, valamint földtani-szerkezeti felvételek /légifénykép. kiértékelés, földtani térképezés, szerkezet-elemzés/ készítették elő. Az optimális helyekre telepített mélyfurások, valamint a bányászati kutató létesítmények részletes adatai fontos adatokat szolgáltatottak a Darnó szerkezeti öv ismeretéhez.

A Darnó szerkezeti öv a Csehszlovák határtól ÉÉK-irányból DDNY felé 110 km hosszban a külszínen is követhető. Ez határolja el Északon a jelenleg felszínen lévő Aggteleki Karszt és a Rudabányai hegység triász képződményeit a Szendrői hegység paleozoikumától. Déli folytatásában a Bükk hegység paleozoós mezozoós képződményeit a karbonátos triász aljzatu Mátra hegység paleo-neogén vulkáni-üledékes összletétől választja el.

A Mátra hegység területén ÉK-DNY-i irányba fordul és innen a Magyar Középhegység csapásában a Balaton-vonal felé folytatódik.

## 1. FÖLDTANI FELÉPÍTÉS

Északmagyarország alaphegység felépítésében három közel ÉK-DNY-i csapásu pászta különíthető el. /WEIN GY. 1969/:

az ópaleozoós vonulat

a középhegységi triász kifejlődés öve

a bükki paleo-mezozoós kifejlődés öve.



A Darnó szerkezeti öv a középhegységi és a bükki triász kifejlődések hatá-  
rán van.

Az egyes szerkezeti övek bonyolult felépítésűek:

a. / Az ópaleozoós vonulat 1000-2500 m mélységben van. A szórványos fu-  
rási adatok alapján /Susa, Szécsény/ metamorf homokkőből és porfiroidból,  
valamint paleozoós grafitos palákból áll. Vastag /1500-2000 m/ paleogén üle-  
dékek takarják. Az ópaleozoós aljzatot pliocén bazaltok törik át.

b. / A középhegységi süllyedék területén az alsótriász evaporitos és a kö-  
zépsőtriász karbonátos-pelites aljzatot a felszíni kibuvásokból, vagy a me-  
dence részekén furásokból ismerjük. Az övezet DNY-ról É-i irányban fokoza-  
tosan keskenyebbé válik, ahol a triász képződmények ÉNY dőlésűek. Az ÉNY-i  
szárnyon a salgótarjáni és ózdi medencékben 1500 m vastagságot meghaladó  
paleogén és neogén üledékek települnek rá. A DK-i szegélyen, a Darnó-vonal  
mentén, üledékekkel váltakozó intermedier-savanyu felsőeocén és miocén ré-  
tegvulkáni képződmények és kisintruziós testek építik fel a Mátra hegységet.

c. / A bükki öv ÉNY-i oldalán a Darnó vonal mellett jórészt külszínen ék-  
szerű tektonikus kiemelkedés formájában paleozoós karbonátos pelites-pszam-  
mitos sorozatok találhatóak. Ez a paleozoós ék ÉK felé fokozatosan kiszélese-  
dik. A Bükk hegység tömege pelites-karbonátos, triász képződményekből áll.  
A mezozoós /triász, kréta?/ gabbró, diabáz testek a Darnó vonal övezetében  
részben kisintruziók, részben szpilitek formájában jelentkeznek. A szegély-  
területeken miocén piroklasztikumok jelentős vastagságban nyomozhatóak.

## 2. GEOFIZIKAI HELYZET

Az ismeretanyagot a mellékelt térképen /2.3 ábra/ és a három viszonylag  
jobban tanulmányozott terület /Gyöngyösoroszi, Recsk, Rudabánya/ szelvénye-  
in /4. ábra/ mutatjuk be. Ezekben a területeken 1000 m mélységet meghaladó  
magfurások adatai segítettek a geofizikai paraméterek értékelését.

A legjobban vizsgált középső szelvény /Recsk/ földtani geofizikai modellje a Darnó öv egészére is általánosítható. A táblázatot a felszíni geofizikai mérések és a mélyfurások adatainak összehasonlításából, valamint a laboratóriumi kőzetfizikai mérésekből állítottuk össze /1. ábra/.

#### a. / Gravitációs kép

Az egyik legjelentősebb gravitációs anomália a Mátra hegység területére esik, ahol a Magyar Középhegység csapásával megegyező nagyobb sűrűségű kiemelt triász karbonátos aljzattal számolnak. A gravitációs anomália térképen a Darnó vonal mentén ÉÉK-DDNY-i csapásban minimum és maximum sávok váltakoznak. Ezek keskeny különálló szerkezeti egységek. A kibúvások és a kis aljzattmélységű alaphegységi területek pozitív anomáliaként, míg a kainozoós üledékekkel kitöltött árkok minimum zónaként jelentkeznek. Az aljzatra kiömlő, vagy a mélyben rekedt vastag és sűrű andezitek pozitív anomáliát okoznak.

A Darnói szerkezeti övben a gravitációs hatók uralkodóan ÉNY-i dőlésűek. Ezeket az aljzatdomborzattal korrelációt mutató  $\Delta g$  mérések nagy grádiensű szakaszai alapján meredek vetők szabdalják fel.

#### b. / Mágneses kép

A Darnóhegy-Egerbocs vonalában pozitív mágneses anomália sáv van. Ez egybeesik a szerkezeti öv mellett helyenként ismert mezozoós diabáz testek vonalával. A mágneses anomáliának a Darnó-vonallal való egybeesése szerint az már a mezozoikumban jelentős szerkezeti sáv volt.

Az eocén andezitek jelentéktelen mágneses szuszceptibilitásúak, viszont a miocén andezitek jelentős mágneses anomáliát adnak. A Mátra hegység légi-mágneses felvétele alapján a pozitív és negatív anomáliák elrendeződése a

Darnói szerkezeti öv ÉÉK-DDNY-i csapását követi. A nagy magasságban végzett repülés alapján számított mágneses mélységi hatók furással igazoltan 0,5-1 km mélységben megrekedt miocén dioritos szubvulkáni andezit testek.

c. / Szeizmikus kép

A refrakciós és a kiegészítő geoelektromos mérések eredményeként a Darnó vonal jelentős részére sikerült megszerkeszteni a harmadidőszaki medencealjazat mélységtérképét /3. ábra/. A többszörös fedésű reflexiós szelvényekkel a bonyolult felépítésű szerkezeti egységeket kutattuk.

A részletesen vizsgált területeken /Recsk/ a mélyfurási adatokkal jól korrelálva több szeizmikus szintet lehetett regionálisan kimutatni /vulkáni takarók alsó és felső határfelületei, karbonátos aljazat/.

A harmadidőszaki medencealjazat-térkép alapján jól kirajzolódik a paleogén medencében egy 2000-2200 m mély árok, mely a Mátra hegység É-i előterében /Kisterenye-Pétervására/ még KÉK-NYDNY-i irányu. majd a Bükk hegység ÉNY-i oldalán ÉÉK-DDNY-i irányba fordul /Pétervására-Ózd/. É-i oldalán az ópaleozoós aljazat relatív kiemelkedéssel jelentkezik, míg D-i oldalán a Mátra hegység felé viszonylag meredeken, de több lépcsőben sasbérce-s szerkezettel hirtelen emelkedik ki a refrakciós mélyszint. Ezt a szintet a triász karbonátos aljzattal azonosítjuk / $V_n = 6200$  m/s/, az alatta néhol jelentkező határfelületet pedig kristályos mély aljzatként /7500-7800 m/s/ értelmezzük.

A Darnó szerkezeti öv csapásában a szeizmikus mérések alapján hosszanti töréses "szinklinális" és "antiklinális" szerkezetek mutathatók ki. Az egy-mással közel párhuzamos szerkezetek kiemelt részei a mélyfurások adatai alapján általában nagy sebességű erodált triász karbonát kőzetekből állnak, így a süllyedékekben az előzőt kisebb sebességű triász agyagpala sorozatok

fedik. A Darnó vonal mentén ezek az antiklinálisok fontosak az érc kutatás szempontjából: a szerkezetileg meggyengült övekbe nyomultak be a paleogén ill. miocén intruziók; a vulkáni centrumok is ide koncentráálódtak. Ilyen antiklinális szerkezet van a Mátra hegységben Gyöngyösoroszitól ÉK-re, ahol a közbelső határfelület kiemelkedése és az aljzatban észlelt sebességcsökkenés vulkáni áttörésre ill. benyomulásra utal.

A Recskén megkutatott eltemetett boltozatokban a sebességcsökkenési zónák szubvulkáni benyomulással kapcsolatosak. A Rudabányai-hegységben erősen tektonizált triász szerkezet ismerhető fel. Ez alatt hatszoros fedésű reflexiós szelvény alapján a régebbi paleozoós aljzatban is kimutatható az antiklinális szerkezet.

A triász antiklinális övet DK-re még egy jól követhető paleogén és néhol neogén üledékekkel kitöltött árok választja el a paleozoós ék területétől. A refraktáló szintek helyzete és a mélyfúrások adatai alapján a paleozoós ék ÉNy-i határfelülete meredek, tektonikus. A Darnó-hegy és a Szendrői hegység területén is a szeizmikus mérések szerint az asszimmetrikusan kiemelt aljzat keleti dőlésű.

A Bükk hegység kiemelt triász képződményeit É-i és D-i oldalán oligocén-miocén üledékekkel fedett peremi medencék kísérik.

#### d. / Egyéb geofizikai mérések

A fentiekén kívül egyéb geofizikai módszerek is alkalmazásra kerültek. Ezek közül szerkezeti szempontból jelentősek: a légi gammáspektrometriai felvételek, melyek szerint a kálium-dusulás anomáliái a Mátra hegység ÉNy-i részén a Darnó nagyszerkezet előterében jelentkeznek a miocén vulkanitokban. /GÉRESI-WÉBER 1970./ A DK-i sávban a miocén ártufák a tektonikus árok-szerkezetet jól jelölik. A gerjesztett potenciál-mérések maximumai a Rudabányai hegység területén szorosan kapcsolódnak a vetőkhöz.

### 3. SZERKEZETI HELYZET

A Darnó nagyszerkezeti öv helyzetét makro- és mikro-szerkezetföldtani méresekkel is vizsgáltuk.

a./ A légifotó felvételek alapján a Darnó szerkezeti övmorfológiája jól követhető a Rudabányai hegységtől a Bükk hegység ÉNY-i előterén át egészen a Recski területig. Egymással párhuzamosan több ÉÉK-DDNY-i csapásirányú tektonikai vonal húzódik, amelyeket a Sajtó és Tarna völgy mentén metszenek jelentősebb haránttörések.

A Recski terület részletes légifotó-interpretációja jól egyezik a geofizikai és a furási adatok alapján kapott szerkezeti képpel.

b./ A mikrotektonikai felvételeket a földtani térképezés során külszíni fel-tárásokban és a bányaműveletekben végeztük. A többezer mérés kiterjedt va-lamennyi fontosabb kőzettípusra és a fontosabb szerkezeti egységekre. A re-pedés kitöltő anyagokra és az elmozdulások irányának térbeli meghatározására is nagy gondot fordítottunk.

A Máta hegységben a Gyöngyösoroszi szinesfémérc bányá telérei a szerke-zeti analízis alapján egy miocén andezit vulkán kalderájához kapcsolódnak /SIKLOSSY S. 1975/. A legidősebb szerkezeti irányok a Darnó vonallal közel párhuzamos ÉK-DNY-i zuzott zónák, melyek egy része ércvezető is. Az ÉNY-DK-i telérek erősen töredezetek, míg az É-D-i csapásuk nyugodt te-lepülések. Parádsasváron a nagyszerkezetre közel merőleges csapásu NYÉNY-KDK-i hasadékvulkán sáttortetős kihülési repedései ércesedtek.

Recsk közelében a Darnó vonallal párhuzamosan több 4-5 km széles szerkeze-ti sáv különíthető el. A legkeletibb sávban a tektonikusankiemelt triász kép-ződmények ÉNY-i irányban 45<sup>o</sup>-os dőléssel a paleozoós képződmények alá to-

lódnak. A paleozoós képződmények asszimmetrikusan kiemelve DK-i dőlésű meredek síkokkal töredeznek le. Az erősen összetört kataklázos szerkezetű kőzetek, hajlott elemek térrövidülésre utalnak. A gyakori csapás, ill. oldalirányú ferde elmozdulásokat nyirási felületként értelmezzük. A Bükkszék-51 sz. furás alapján a paleozoós képződmények a Darnó övvel párhuzamos meredek sík mentén rátolódtak az oligocén üledékekre.

A recski területen a triász alaphegység a Darnó övezettel közel párhuzamos sasbérces brachiantiklinálist alkot. A fedőhegység és az alaphegység szerkezeti képe egymástól eltérő. Az alaphegységben az ÉNY-i dőlésű ill. a rá merőleges síkok uralkodnak. Ezek határozták meg a szubvulkáni testek benyomulási helyét, kihülési sajátosságait; a kőzetelváltozás, valamint az ércesedés is főleg ezen irányok mentén jelentkezik. A fedő rétegvulkáni andezitleplekben és ÉÉNY-DDK-i csapású törések uralkodnak. A repedések átlagos dőlése a mélység felé meredekebbé válik. A kőzetek erős töredezettsége, a breccsás övek és a zárt repedések alapján ismétlődő kompressziós hatásokra következtünk. A Darnó vonallal párhuzamos ÉÉK-DDNY-i, valamint a KNY-i csapású vetőknél csapásirányú elmozdulásra utaló nyirási felületek ismerhetők fel.

A Rudabányai hegység a Darnó övezet szerkezetileg legjobban igénybevett területe. Itt nagyfokú térrövidüléssel kell számolni. A szendrői paleozoós kőzetekben egymásra tolt DK-i dőlésű pikkelyek mutathatók ki. Upponynál a karbon-képződmények a triász mészkőre tolódtak, míg Rudabányán a triász üledékek közé oligocén ill. pannon kora üledékek vannak becsipve a furások alapján. Az összetört antiklinális DK-i szárnya ÉNY  $40-60^{\circ}$ -os feltolódási síkokkal, míg az ÉNY-i szárnya DK/ $80^{\circ}$ -os síkokkal határolódik /MOLNÁR P. 1967, HERNYÁK G. 1975/.

Az ÉNY-i oldalon a gipsz-anhidrittek tektonikus mozgásai bonyolítják a szerkezeti képet. Távolabb a perkupai bánya nyugodtabb kifejlődésű területén ÉNY-ra dőlő alsótriász anhidrit-serpentin pikkelyek  $50-60^{\circ}$ -os sík mentén rátolódtak a középső triászra /MÉSZÁROS M. 1959/.

c. / A jelenkori földrengések sekélyek /10-14 km/ de a terület szerkezeti képét jól tükrözik. A legjelentősebb földrengés-epicentrumok a Bükk hegység déli részén jelentkeztek /Eger/. A részletesen vizsgált 1925-évi földrengés alapján az epicentrumban ÉNY-DK-i mozgást észleltek.

A paleozoós éknél DK-i, a középhegységi övben ÉNY-i irányu elmozdulást tapasztaltak. A rengést a bükki és a középhegységi öv határán a Darnó vonal mentén /Budapesttől Rudabányáig/, valamint az ópaleozoós és a középhegységi övet határoló nagyszerkezet mentén /Salgótarján-Mátranovák/ a környezetét 1-2 fok erősséggel meghaladó mértékben észlelték /SCHRÉTER Z. 1925/.

#### 4. FEJLŐDÉSTÖRTÉNET

A Darnó szerkezeti öv már a paleozoikum végétől ősföldrajzi határvonal volt. A DK-i bükki terület a felsőkarbonban induló "Grauwacke" geoszinklinális DK alpi /dinarid/ szerkezeti zónájához kapcsolódott. A tengeri-lagunás perm üledékek a szegélyen képződtek. A triász pelites-karbonátos tulsulyu üledékképződés a Bükk-igali eugeoszinklinálishoz tartozott, ladini diabáz vulkanizmussal.

A fenti időszakban az ÉNY-i ópaleozoós metamorfi képződmények szárazföldi felszint alkottak. A D-i előtérben a paleozoikum végén szárazföldi pszammitok, a Darnó-vonal felé eső peremén lagunákban evaporitok képződtek. A süllyedő medencében gyors fáciesváltással nagy vastagságu pelites-kovás karbonátos üledékek képződtek a ladini-karni emeletig bezárólag. Az É-i területről ladini kvarcporfir-vulkanizmus nyomát ismerjük /Rudabánya/. A két eugeoszinklinális süllyedék között paleozoós köztes hátságot tételezünk fel.

A recski terület fejlődéstörténetét vázlatosan bemutató szelvényeken /5. ábra/ ábrázoljuk a fontosabb történések sorrendjét. A triász végén a Darnói szerkezeti öv egész területe kiemelkedett és erősen lepusztult.

A mezozoikumban /triász, kréta?/ ÉK-DNY-i csapásban a Darnó vonal mentén közel 100 km hosszban iniciális jellegű köpenyeredetű ultrabázisos testek /diabáz-gabbró/ nyomultak be, amelyekhez Ti és V. ércesedés kapcsolódik /Szarvaskő/. Ugyanakkor a vízzel elöntött területeken vizalatti spilites diabáz vulkanizmus /FÖLDESSY J. 1975/ zajlott le, Cu-Fe indikációkkal. A larami orogenezis során az ópaleozoós merev hátsággal szemben DK-i irányból ható erőkre a bükki triász képződmények a paleozoós képződmények alá tolódtak, A Darnó vonal a D-i szárnyán az erősebb kompressziós igénybevétel miatt jelentősebb térrövidülés következett be, mint É-on a Szendrői hegység területén. Az asszimmetrikus ék K-re billent árkában a felső krétában transzgressziós konglomerátum települt. A középhegységi sávban ez időszokban a térrövidülés hatására sasbércecs antiklinálisok jöttek létre /Recsk-Rudabánya/.

A pireneusi mozgások során a paleozoós ék viszonylag konszolidálódott. A mozgások sulypontja ÉNY-ra, a középhegységi területen volt. A triász képződmények ÉNY-ra kibillentek és részben az ópaleozoós sáv alá, ill. fölé kerültek. Az Aggteleki Karszt merev tömegénél a torlódó övek hatására DK-i irányú feltolódások keletkeztek /Rudabánya, Perkupa/.

Ahol az aktív erő hatott, a DK-i sávban, ott van legjobban kiemelve és összetörve a triász alaphegység és itt jelentkezik a kibillenés hatására kipréslődő későorogén felsőköpenyeredetű felsőeocén magmás anyag is. E kisintruziós szubvulkáni testekhez kapcsolódik a Cu-Mo ércesedés és a metaszomatikus átalakulás is /Recsk, Rudabánya/. A Darnó-övvel párhuzamosan az eocén vulkanizmus befejeztével egy kb. 2 km széles 500 m mély, felszinközeli magma-kamra beszakadására utaló árok keletkezett. Ezt az ÉNY-ról transzgrédáló paleogén tenger pelites üledékei töltötték ki.

A dilatációs árok a Darnó vonal teljes hosszában követhető. Ezt az oligocén-miocén határán a DK-i kiemelt paleozoós ék területének helyi lepusztulási termékeiből származó 200-400 m vastag többciklusú durva törmelékes üledékek töltötték ki.



A DK-i irányból ható szávai mozgások a paleozoós képződményeket a Darnó vonal teljes hosszában ÉNY felé rátolták a triász vagy az oligocén üledékekre /Bükkszék, Uppony/.

Ugyanakkor Rudabányán a torlódó tömegek hatására DK-i feltolódások képződtek a triász rétegekből. A nyomásos hatásra viszonylag konszolidálódott paleogén terület NY-i előterében, a Darnó vonallal párhuzamosan, antiklinálisok helyezkedtek el. Ezen területen zajlott le a szubszekvens miocén szigetengeri vulkanizmus, nagy andezites lávatakarók, kalderák, valamint szubvulkáni benyomulások képződésével. E vulkanizmushoz impregnációs, teléres polimetallikus ércesedés kapcsolódott /Gyöngyösoroszi, Parádsasvár/. A konszolidált háttérben a Darnó övvel közel párhuzamos tektonikus árkokban másodlagos magma-kamrákból savanyu ignimbrites vulkanizmus jelentkezett, ártufa lepleket formálva. Rudabányán a stájer mozgási fázisban ÉNY-i irányból ható erők a triász összletet rátolták az oligocén üledékekre.

A fiatal rodáni mozgások Rudabányán a triász képződményeket tolták DK-i irányba a pannon üledékekre. A pliocénben a Darnó vonal konszolidált övében édesvizi mészkő képződött, míg az ópaleozoós övet és a felette lévő oligo-miocén rétegeket finális bazalt vulkáni kürtők törték át. Ma a Darnó vonal szerkezeti jelentőségére a sekély földrengések és a geotermikus anomáliák utalnak.

## IRODALOM - REFERENCES

1. BALOGH K. 1952.  
A Rudabányai vasércvonulat hegységszerkezete. - MTA Műsz. Oszt. Közl. V. 3. Budapest.
2. FÖLDESSY J. 1975.  
Petrographical study of a diabase-spilite magmatic rock suite, Darnó-hegy /Sirok, Hungary/ - Carp. - Balk. Geol.Ass. X. Cong. VI. 55.-64. Bratislava.
3. HERNYÁK G. 1977.  
A Rudabányai hegység szerkezeti elemzése az elmúlt 20 év kutatásai alapján. - Földt. Közlöny 107, 368-374 Budapest.
4. JASKÓ S. 1946.  
A Darnó vonal. - Földt. Int. Évi Jel. Beszámoló vitáülésekről. 8p. 63. Budapest.
5. MÉSZÁROS M. 1959.  
A Perkupai gipsz-anhidritelőfordulás földtani viszonyai - MÁFI Évk. XLIX. 939-949 Budapest.
6. MOLDVAY L. 1971.  
A neotektonikus felszinalakulás jelenségei magyarországi középhegységekben I. - MÁFI Évi Jel. Az 1969. évről, 587-637, Budapest
7. MOLNÁR P. 1967.  
A rudabányai ÉK-i kutatási terület földtani teleptani viszonyai - NME Közleményei. XV. Miskolc.
8. PANTÓ G. 1956.  
A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. - MÁFI Évk. 44/2, pp. 622.

9. PÁLFY M. 1929.  
Magyarország arany- ezüstbányáinak geológiai viszonyai és termelési adatai. - MÁFI Gyak. Füzet, Budapest.
10. ROZLOZSNIK P. 1936.  
Szakvélemény Parád-Recsk geofizikai felvételének tektonikai értelmezése tárgyában. - Kézirat, Budapest.
11. SCHRÉTER Z. 1925.  
Az 1925 januári 31.-i egri földrengés. - Földt. Közl. LV/4, 1-24, Budapest.
12. SIKLÓSSY S. 1977.  
Gyöngyösoroszi és környékének szerkezeti értékelése. - Földt. Közl. 107/3, 348-357, Budapest.
13. SZALAY I. et. al. 1974.  
Geofizikai kutatás a Darnó vonal ércesedett tektonikai övezetében. - MÁELGI 1973. évi jelentése, 28-31, Bp.
14. SZALAY I. et. al. 1975.  
Geofizikai szerkezetkutatás a Darnó vonal környékén - MÁELGI 1974. évi jelentése, 29-32, Budapest.
15. SZALAY I. et. al. 1976.  
Geofizikai szerkezetkutatás a Darnó vonal környékén - MÁELGI 1975. évi jelentése 26-30, Budapest
16. TELEGDI R. K. 1951.  
Bükkszéki ásványkutatás és termelés földtani tanulságai. - MÁFI Évkönyv, 40. 2-3.-19, Budapest.
17. WEISZ GY. 1969.  
Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. - Acta Geol. Ac.Sc. Hung. 13. 399-436, Budapest.

18. WÉBER B. - GÉRESI Gy. 1970.  
A kálium eloszlása a Mátra hegységben légi gammaspectrometriai felvétel alapján. - Földt. Közl. 100/1. 77-87. Budapest.
19. ZELENKA T. 1973.  
New data on the Darnó megatectonic zone. - Acta Geol. Ac. Sc. Hung. 17. 155-162. Budapest.
20. ZELENKA T. 1977.  
Recsk és Parádsasvár környéki kutatások szerkezetföldtani eredményei - Földt. Közl. 107. 358-367. Budapest.

# THE IMPORTANCE OF THE DARNÓ LINEAMENT IN THE STRUCTURAL DEVELOPMENT OF NORTHERN HUNGARY

By

I. Szalay. T. Zelenka

## ABSTRACT

The Darnó lineament is, far beyond doubt, one of the most important deep-structural zones in NE Hungary. It can be traced along the contact of the structuro-facial units of the Hungarian Central Mountains and the Bükk Mountains type Mesozoic to a distance over 100 km.

The Darnó lineament was rejuvenated several times from the Late Paleozoic to the Late Pliocene. These movements and the stresses involved controlled both the magmatic activity and the sedimentation history of the area concerned. In this NNE-SSW striking zone the magmatic activity became ever younger toward NE.

From the early sixties on, the Darnó zone has been intensively and complexly studied. The geological and tectonical data obtained from mining operations /shafts, underground mining, open-cast mining, drilling/ were evaluated, as well as the results of the geophysical exploration /gravimetric, airborne geomagnetic, seismic and geoelectric surveying, / and compared with the interpretation of aerial photographs. The work was complemented by regular metallometric and hydrometallometric surveying and geochemical analyses.

The particular importance of the area consists in the fact that the three most important ore mines of Hungary are situated here /polymetallic ore at Gyöngyösoroszi, porphyry copper mineralisation at Recsk, and siderite accompanied by sulphides at Rudabánya/.

It could be established that the Paleogene and Miocene intrusions, resp. volcanic centres are bound to anticlinal structures of the Pre-cenozoic basement. Furthermore, reverse faults and upthrusts could be verified by drilling /even Triassic overthrusts onto Pannonian sediments./

The essence of the conclusions is shown on the figures.

Manuscript received: November 20, 1978

Address of the authors:

Dr. Zelenka Tibor

Budapest, VI. Népköztársaság utja 126

OÉÁV

Budapest 1406, Pf. 34.

## ÁBRAJEGYZÉK

1. ábra Földtani-geofizikai modell.

2. ábra Gravitációs és mágneses térkép.

1. gravitációs anomália. 2. mágneses anomália. 3. Alaphegységkibuvás. 4. K = kréta diabáz, T = triász, P = perm, C = karbon, D = devon

3. ábra Szeizmikus aljzatmélységtérkép és szerkezeti vázlat

1. Alaphegység és vulkanit kibuvás,  $\beta$  = bazalt,  $M\alpha$  = miocén andezit,  $E\alpha$  = eocén andezit, K = kréta diabáz, T = triász, P = perm, C = karbon, D = devon. 2. Szeizmikus aljzatmélység tengerszint felett. 3. Vető, szerkezeti zóna, 4. Szinklinális tengely, 5. Antiklinális tengely, 6. Mélyfúrás, 7. Földtani-geofizikai szelvény nyomvonala, 8. Ércindikációk /Fe, Cu, Pb, Zn/

4. ábra Földtani geofizikai szelvények

1. Mélyfúrás, 2. Szeizmikus határfelület  $\bar{V}$  = átlagsebesség m/sec,  $V_b$  = határsebesség m/sec, 3. P = pannóniai üledékek. 4. MK = miocén konglomerátum. 5. M = miocén üledék. 6.  $M\alpha_3 W$  = miocén felső andezit összlet. 7.  $M\alpha_2 V$  = miocén középső andezit összlet. 8.  $M\alpha_1 X$  = alsó andezit összlet. 9. Ol = oligocén üledék. 10. Pg = paleogén /eocén oligocén/ üledék. 11.  $E_3\alpha$  = felsőeocén andezit. 12. K = diabáz kréta. 13. T = agyagpala triász. 14. Mész kő /kvarcit/ triász T = 15. S = Evaporit. 16. Pz = paleozoós metamorf sorozat. 17. Kristályos alaphegységi intruzió.

5. ábra      A Darnó vonal szerkezeti mozgásainak időbeli változása  
/vázlatos szelvények/
- 5.a. ábra      Triász időszaki mozgások. I. Középhegységi eugeoszinklinális  
süllyedék. II. Paleozoós köztes hátság. III. Igal-Bükki  
eugeoszinklinális süllyedék.
- 5.b. ábra      Felsőkréta, iarami mozgások. I. Merev háttér öv. II. Sas-  
bérces feltöredező öv. III. Asszimetrikus ék öv. IV. Alá-  
toló öv.
- 5.c. ábra      Felsőeocén pireneusi mozgások. I. Sasbérces feltöredező öv.  
II. Asszimetrikus ék öv. III. Alátolódó öv. IV. Konzolidált  
öv.
- 5.d. ábra      Oligocén-miocén szávai és stájer mozgások. I. Asszimetri-  
kus ék öv. II. Alátolódó öv. III. Feltolódás. IV. Konzolidált  
öv.

1. Szerkezeti vonalak. 2. Alátolódás, illetve feltolódás irá-  
nya. 3. Hatóerő iránya. 4. Passzív erő iránya. 5. Tenger-  
előntés. 6. Vulkáni működés. 7.  $M\alpha_2$  = Tortonai andezit.  
8.  $M\alpha_2$  = Helvétai dácittufa. 9.  $M_s$  = Helvétai /slir/ agyag-ho-  
mok. 10.  $M\alpha_2$  = Helvétai andezit. 11.  $M\lambda_1$  = Helvétai riolit-  
tufa. 12.  $O_{2-3}$  = Oligocénagyag-homok. 13.  $E_3\alpha$  = Felső-  
eocén andezit. 14.  $\hat{c}$  = Diabáz. 15.  $T_2$  = Triász mészkő-  
-kvarcit. 16.  $P_3$  = Felsőperm mészkő.



## FIGURE CAPTIONS

Fig. 1. Geological - geophysical model

Fig. 2. Sketch map of gravity and geomagnetic anomalies

1. Gravitational anomaly. 2. Geomagnetic anomaly. 3. Basement outcrop. 4. K = Cretaceous diabase. T = Triassic  
P = Permian C = Carboniferous D = Devonian

Fig. 3. Sketch map of the basement surface and tectonic pattern based on seismic data

1. Outcrops of basement and volcanites.  $\beta$  = basalt  $M\alpha$  = Miocene andesite  $E\alpha$  = Eocene andesite K = Cretaceous diabase T = Triassic P = Permian C = Carboniferous D = Devonian. 2. Basement depth a. s. l. 3. Fault, structural zone 4. Syncline axis. 5. Anticline axis 6. Borehole 7. Line of geological-geophysical section. 8. Ore manifestations /Fe, Cu, Pb, Zn/

Fig. 4. Geological and geophysical cross sections

1. Borehole 2. Seismic surface  $\bar{v}$  = mean speed m/sec  $v_b$  = limit speed m/sec. 3. P = Pannonian sediments. 4. Mk = Miocene conglomerate 5. M = other Miocene sediments. 6.  $M\alpha_3$  W = Miocene upper andesite series. 7.  $M\alpha_2$  V = Miocene middle andesite series 8.  $M\alpha_1$  = lower andesite series. 9. O1 = Oligocene sediments. 10. Pg = Paleogene /Eocene-oligocene undistinguished/ sediments. 11.  $E_3\alpha$  = Upper Eocene andesite. 12. K = Cretaceous diabase. 13. T = Triassic clay shale. 14. T = Triassic limestone /quartzite/. 15. S = Evaporite. 16. Pz = Paleozoic metamorphic series. 17. Crystalline intrusion in the basement.

**Fig. 5.** Temporal changes in the structural movements along the Darnó lineament /schematic sections/

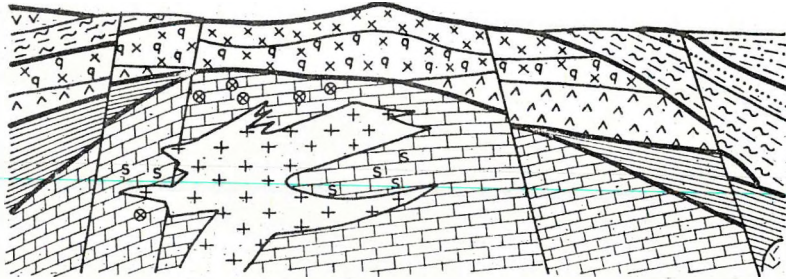
5a. Movements during the Triassic. I. Eugeosynclinal trough of the Central Mountains. II. Paleozoic range. III. Eugeosynclinal trough of Igal-Bükk. 5. b. Late Cretaceous /Laramian/ movements

-- I. Rigid Background zone. II. Fracturated horst zone. III. Asymmetric wedge zone. IV. Underthrust zone.

5. c. Late Eocene /Pyrenean/ Movements. -- I. Fracturated horst zone. II. Asymmetric wedge zone. III. Underthrust zone. IV. Consolidated zone.

5. d. Oligocene-Miocene /Savian and Styrian/ movements.  
-- Asymmetric wedge zone. II. Underthrust zone. III. Reverse fault. IV. Consolidated zone.

1. Structural lines. 2. Direction of underthrust resp, overthrust.  
3. Direction of the active force. 4. Direction of the passive force.  
5. Transgression. 6. Volcanic activity. 7. M<sub>2</sub> = Tortonian andesite. 8. M<sub>2</sub> = Helvetian dacite tuff. 9. Ms = Helvetian schlier /clay and sand/. 10. M<sub>2</sub> = Helvetian andesite.  
11. M<sub>1</sub> = Helvetian rhyolite tuff. 12. O<sub>1-3</sub>: Oligocene clay and sand. 13. E<sub>3</sub> = Upper Eocene andesite. 14. = Diabase.  
15. T<sub>2</sub> = Triassic limestone, quartzite. 16. P<sub>3</sub> = Upper Permian limestone.



| Jel                          | Kor      | Képződmény                                     | $\rho$<br>[g/cm <sup>3</sup> ] | $\chi$<br>[10 <sup>6</sup> cgs] | $Q$<br>[ohm]  | $V$ [m/s]   |
|------------------------------|----------|--|--------------------------------|---------------------------------|---------------|-------------|
|                              | Holocén  | kavics<br>homokos<br>agyagos<br>tufa. } ütedek | 2.0-2.2                        | 0                               | >100<br>10-30 | 1700-2100   |
|                              | Pliocén  |  | 1.7 -                          |                                 |               |             |
| v v                          | Miocén   | piroxénandezit                                 | 1.7-2.6                        | >1000                           | ?             | 3700-4300   |
|                              | Oligocén | homokkő  | 2.2 ?                          | 0                               | 50-150        | 2200-3000 ? |
|                              |          | agyagmárga, tufa betelepülés                   |                                | 0                               | 6-25          |             |
| x x<br>x q<br>^ ^ ^<br>+ + + | Eocén    | biotit-amfibolandezit                          | 22-2.6                         | 0-500                           | 30-55         | 3500-4400   |
|                              |          | kvarc-biotit-amfibolandezit                    |                                | 0-200                           |               |             |
|                              |          | amfibol-biotitandezit                          |                                | 0-150                           |               |             |
|                              |          | szubvulkáni andezit                            |                                | 2.7 ?                           | ?             |             |
| >>>                          | Kréta    | diabáz   | 2.7                            | 1000-10 <sup>6</sup>            | 27-38         | 4400-4700   |
|                              | Triász   | agyag, -márga, -kovapala                       | ?                              | 0                               | 50- $\infty$  | 4300-5200   |
|                              |          | mészkö, dolomit                                | 2.7                            | 0                               | $\infty$      | 5100-6400   |
|                              | Perm     | injektált mészkö, kovás dolomit                | ?                              | 0                               | ?             | 4300-4800   |
|                              |          | agyagpala                                      | 2.7                            | 0                               | ?             | 4700        |
|                              |          | mészkö   |                                | 0                               | $\infty$      | 5500-6100   |

1. ábra. Földtani-geofizikai modell  
Fig. 1. Geological-geophysical model

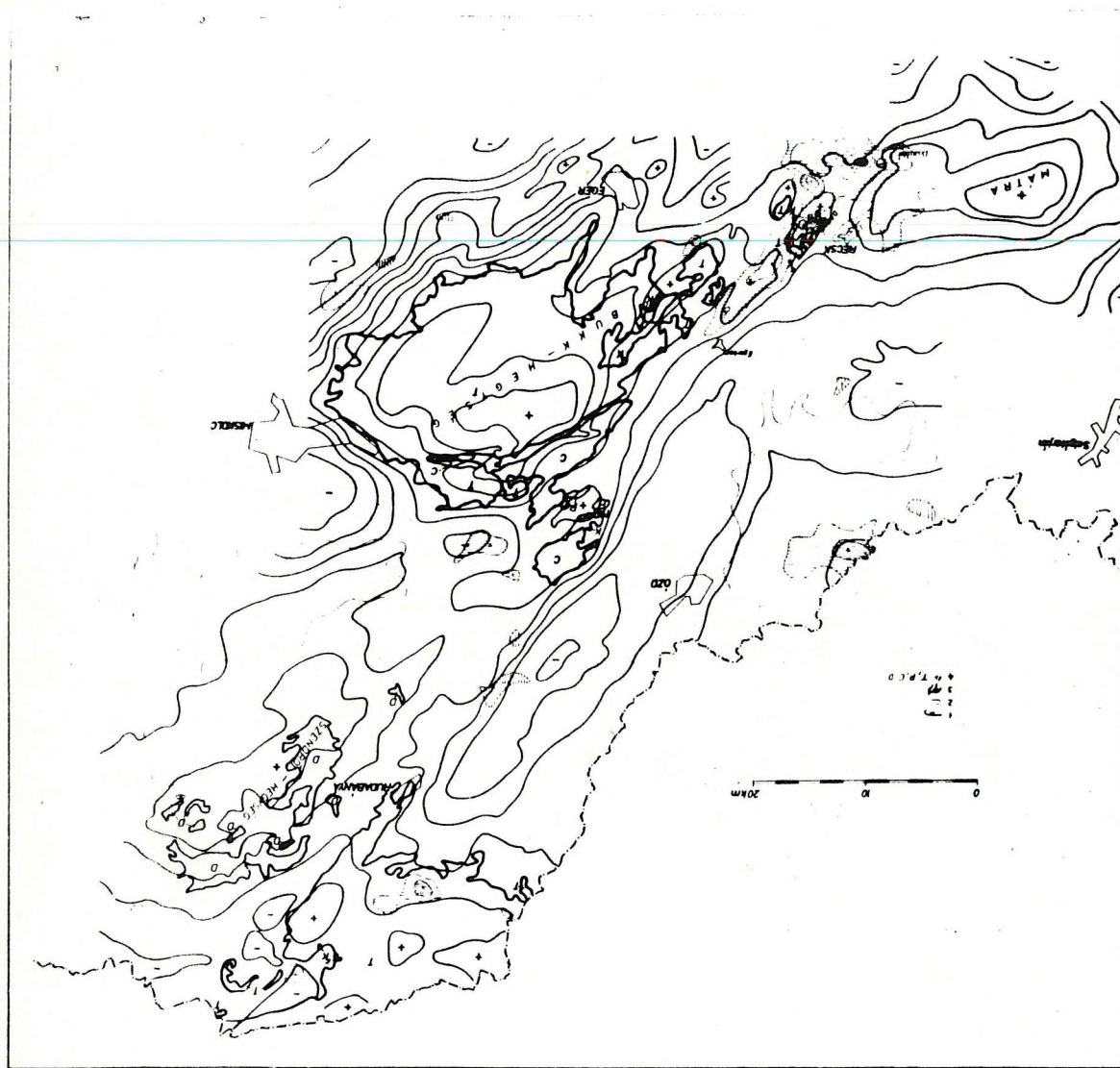


Fig. 2. sz. ábra

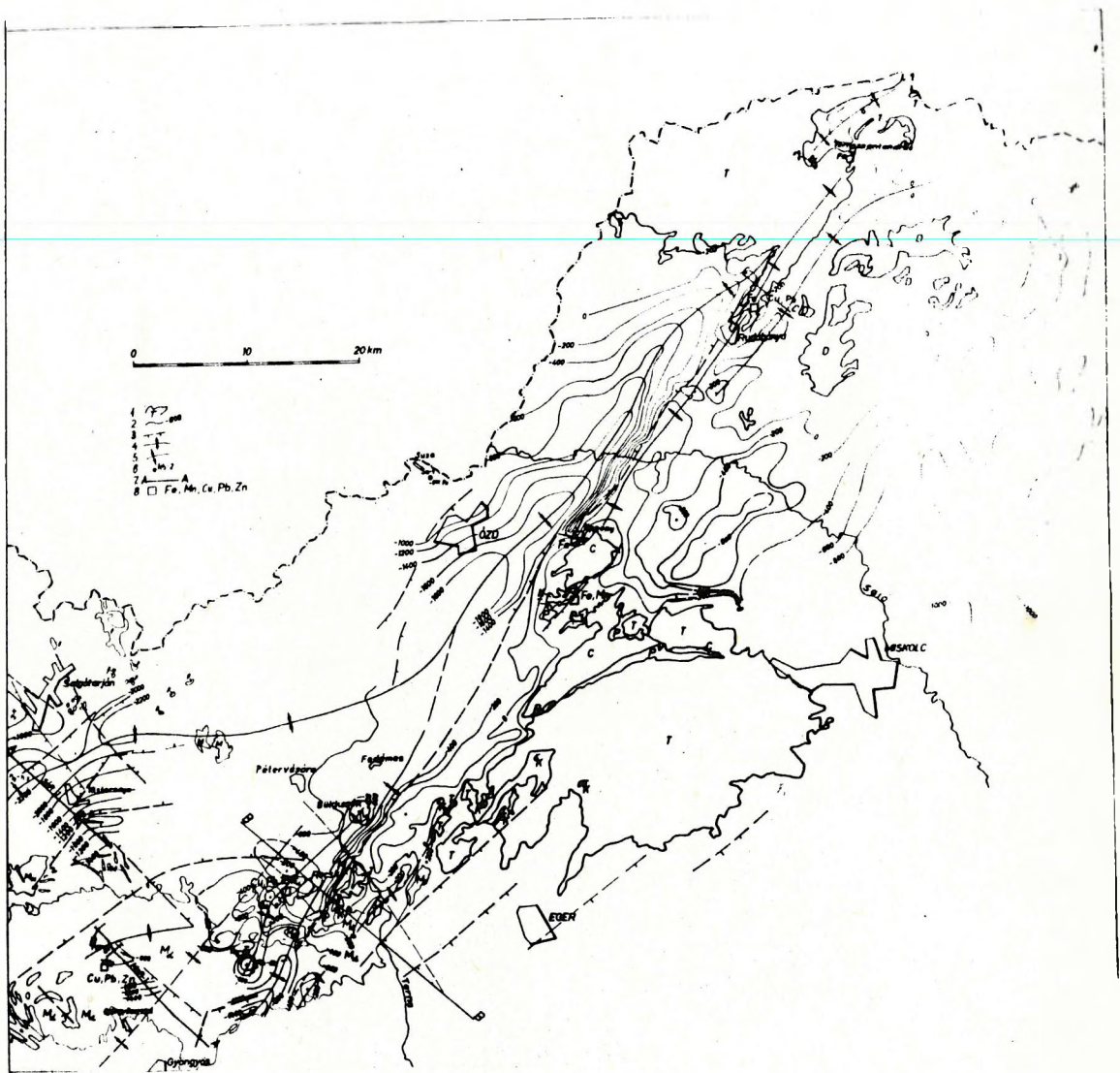


Fig. 3. sz. ábra

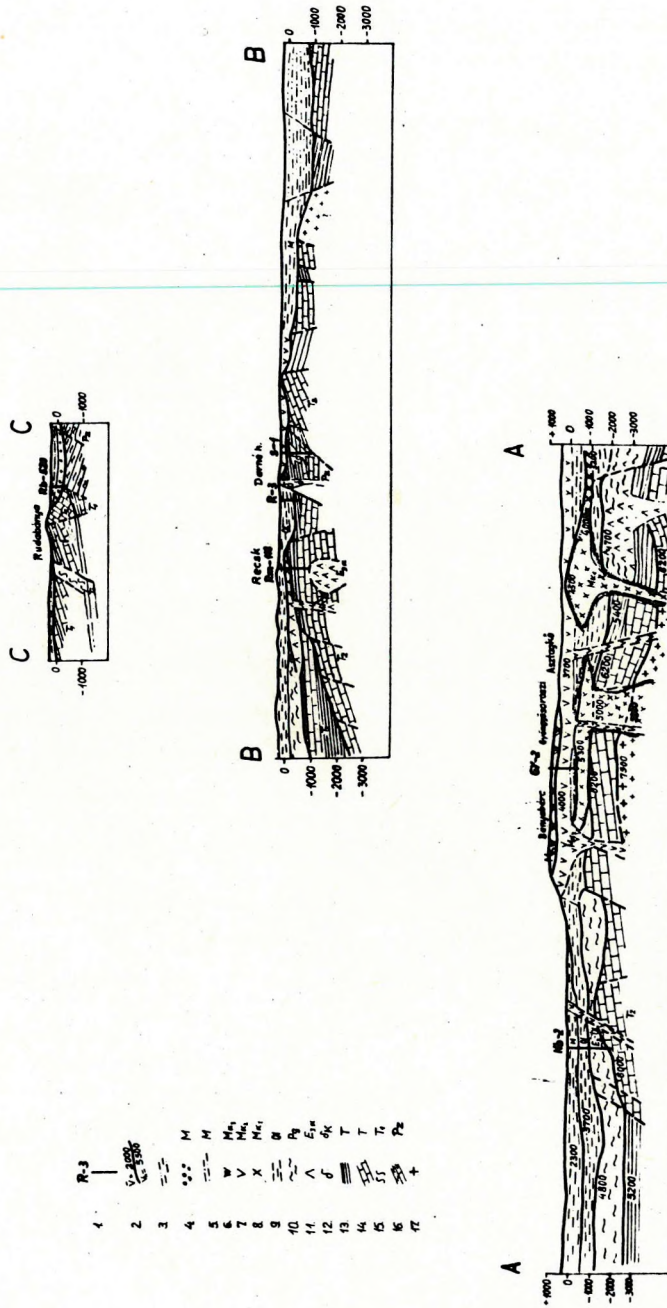


Fig. 4. sz. ábra

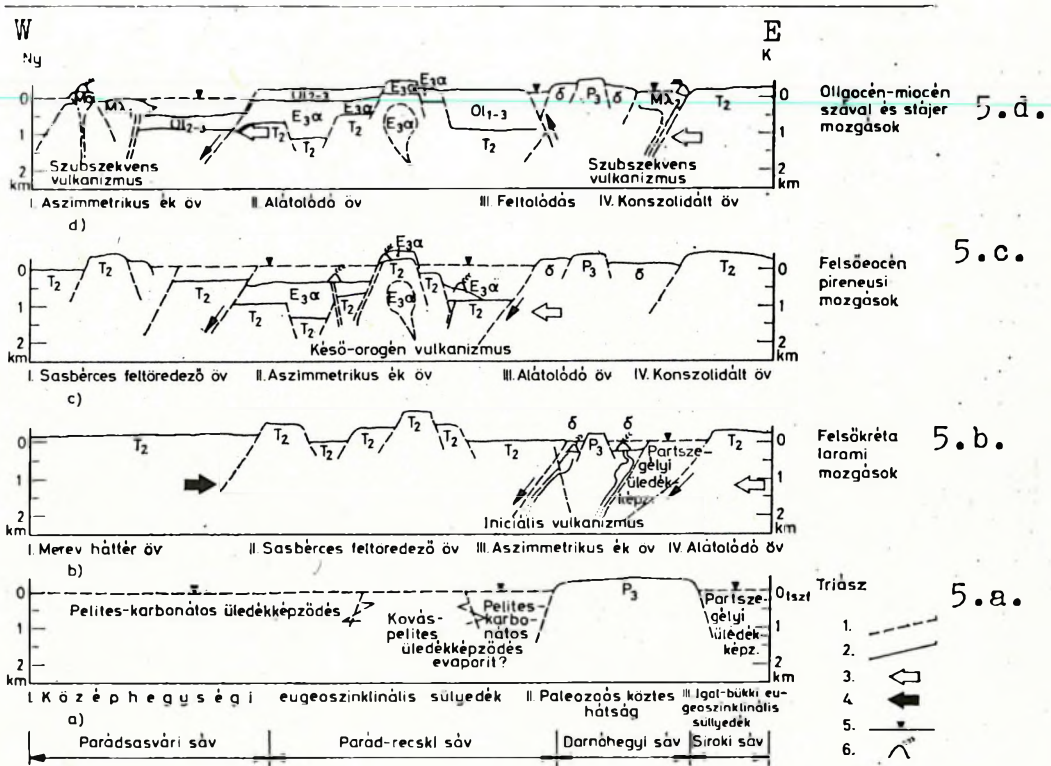


Fig. 5. sz. ábra





RÉSZLETES TEKTONIKAI VIZSGÁLATOK AZ ÉSZAKI-VÉRTES  
ÉS A DÉLI-GERECSE TERÜLETÉN

Balásházy László

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Accident-tectonique, carte-tectonique, fracture, micro-tectonique, géometrie; Transdanubie-Centrale-Hongrie /Mont. - Gerecse, Mont.- Vértes/

BEVEZETÉS

A szakirodalom e területről kevés részletes tektonikai megfigyelést közöl. TAEGER H. /1908/ Vértessomlyóról a kréta krinoideás mészkőben levő flexurát ír le, és megemlíti a dolomit és dachsteini mészkő hasadékaiban található vörös kalcit kitöltéseket. /Ez utóbbira más szerzők is kitérnek. / A terület kőzetrendszeréről MÉSZÁROS M. mérései nyomán VADÁSZ E. /1960/ közölt diagramokat. Ezen előzmények után végeztem részletes mikrotektonikai felmérést és kiértékelést a területen.

1. AZ ÉSZAKI-VÉRTES ÉS A DÉLI-GERECSE RÉTEGDŐLÉSEI

A részletes tektonikai vizsgálat kiindulási alapja a sűrű rétegdőlés-mérés. A dőlésirány és a dőlésszög empirikus szórása / $\sigma$ / az alábbi képlettel számolható, ha feltételezzük, hogy a rétegváltozások az egész vizsgált területen

Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1978. május 31-i szakülésén.

A kézirat beérkezett: 1978. június 26-án.

statisztikusan oszlanak el, és hogy a kiválasztott mérési helyek véletlenszerűeknek tekinthetők,

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}}$$

ahol  $x_i$  az egyes dőlésirány /vagy dőlésszög/ értéke,  $\bar{x}$  a dőlésirányok /vagy dőlésszögek/ számtani átlaga. A  $\sigma$  értéke az a dőlésirány és dőlésszög intervallum, amelybe egy véletlenszerűen kiválasztott feltárás rétegeinek dőlése kb. 70%-os valószínűséggel esik.

A vizsgált 130 km<sup>2</sup>-nyi terület földtani térképét a mért rétegdőlés értékekkel az 1. ábra, a szelvényeket a 2. ábra mutatja be. A felszíni kibuvásokról /nagy feltárás esetén egymástól legalább 100 m-re levő pontokból/ származó adatok alapján a különböző koru képződmények rétegdőlését az 1. táblázat foglalja össze.

### 1.1. Az alaphegység rétegdőlései

A vizsgált területen a Dunántúli Középhegység morfológiai csapása DNY -- --ÉK-iből K--Ny-ivá válik. A csapásirány elfordulása ÉNy -- DK-i szerkezeti vonalak mentén, több lépcsőben jelentkezik. Ezek közül az Északi-Vérttest és a Déli-Gerecsét elválasztó Szár-tatabányai /váli/ törés a legjelentősebb. Az Északi-Vérttes alaphegységének átlagos rétegdőlése  $348^{\circ} \pm 53^{\circ} / 22^{\circ} + 8^{\circ}$ , a Déli-Gerecsé Ny-i rögvonulatáé pedig  $3^{\circ} \pm 33^{\circ} / 23^{\circ} + 7^{\circ}$ . A  $15^{\circ}$ -os átlagos csapásbeli eltérés ellenére az átlagos dőlésszögek hasonlóak.

Egy-egy rögvonulaton belül a jelentősebb rétegdőlés változások ÉKK--NyDNy és kb. merőleges irányú idős szerkezeti vonalakhoz kötődnek.

4711

Csákánykőpusztától ÉNy-ra a Mária-völgy két oldalán levő dachsteini mészkő rétegek boltozatot alkotnak. A  $80-260^{\circ}$ -os, enyhén Ny-nak lejtő boltozat-tengely megszerkesztését a 3/a. ábra szemlélteti. Ehhez hasonló boltozat mutatható ki a Csabditól ÉNy-ra levő dolomitbányákban is.

A rétegdőlés szempontjából legváltozatosabb feltárások a tatabányai Kálvária-hegyen található, amit e rög erős szerkezeti igénybevételén kívül az magyaráz, hogy itt vannak a legképlékenyebb alaphegységi rétegek. Több ponton is megfigyelhető, hogy a dachsteini mészkő és dolomit közötti átmeneti rétegsorban található márgás, bitumenes, mikrorétegzett padok rétegdőlése az ÉNy-iból fokozatosan DK-ire vált át, azaz több, ÉK -- DNy-i irányu redő található. / 3/b. ábra/. /A rétegdőlés változékonyságát ez a redőzöttség önmagában még nem magyarázza meg. A feltárásokban jól látható, hogy a rétegek ÉNy-, ÉK- és DNy-i dőlésirányu vetők mentén elvonszolódtak./

## 1.2. A fedőhegység rétegdőlései

Két törvényszerűség állapítható meg:

- A fiatalabb képződmények dőlésszöge kisebb az idősebbekénél, amit a tektonikus mozgások ismétlődésével lehet magyarázni. /Erre JASKÓ S. már 1939-ben utalt./
- A fiatalabb képződmény dőlésiránya az idősebbétől az óramutató járásával megegyező irányban tér el. Míg a triász rétegek átlagos dőlésiránya É-i, a paleogén képződményeké már ÉK-i, a neogéneké pedig - a terület DK-i részén - K-i. DK-i.

A Tatabányai- és Nagyegyházi-medencében az eocén rétegek átlagos dőlése /K-i dőlésirány,  $5-10^{\circ}$ -os rétegdőlés/ a felszíni szarmata képződmények dőléséhez hasonló. A felszíni és medencebeli eocén képződmények rétegdőlésében levő különbség azzal magyarázható, hogy a felszíni kibúvások a nagy, me-

denceperemeket képező vetők mentén található, amelyek már a szarmata előtti korszakban is fontos szerkezeti vonalak voltak; így valószínű, hogy a jelenleg kiemelt rögök paleogén képződményeinek rétegdőlése már a szarmata-korban is meredekebb volt a medencebeliekénél. Az utólagos, a korábbtól eltérő irányu kibillenést okozó mozgás a különbséget tovább fokozta.

### 1.3. A jelenlegi rétegdölések feltételezett kialakulása

A rétegeket a fiatalabbtól az idősebb felé haladva vízszintesre forgatva, a vizsgált terület elmúlt földtani korokban fennállott rétegdőlésviszonyaira lehet következtetni. A Schmidt-hálóval végzett transzformálással kapott rétegdöléseket a 2. táblázat foglalja össze.

A szarmata és pannon képződmények K-i, DK-i, sőt D-i dőlésiránya a Középhegység fokozatos, de rögönként eltérő méretű fiatal kiemelkedésével magyarázható. A felső-oligocén összlet miocénbeli ÉÉK-i általános rétegdőlése összefügg azzal, hogy a vizsgált területtől D-re a képződmény csak nyomokban fordul elő. Az eocén és triász rétegek a felsőoligocén előtt még ÉNy-i irányban dőltek. Az alaphegységet már az eocén üledékképződés folyamán is ÉNy-i rétegdőlés jellemezte. Ez összhangban van azzal, hogy a Nagyegyházi-medencében az eocén összlet Ny-felé vastagodik, és hogy az alaphegység egykor kiemeltebb, erősebben lepusztult részei DK-felé je - lennek meg.

## 2. A VIZSGÁLT TERÜLET KÉPZŐDMÉNYEINEK KÖZETRÉS-RENDSZERE

### 2.1. A kőzetrések helyzet szerinti eloszlása

A pleisztocén képződmények feltárásaiban látható természetes elválási felületek nagy része atektonikus. A terület D-i részén található hegységperemi laza pannon homokban csak kevés kőzetérés látható, statisztikusan értékelhetetlen. A Csabditól Ny-ra levő szarmata mészkőtábla kőzetérésrendszerét a 4/a. ábra szemlélteti. A felsőoligocén képződményeknek nagy területi elterjedésük ellenére alig van olyan feltárása, ami kőzetrések mérésére alkalmas. A Csordakut melletti homokbányából származó adatokat a 4/b. ábra mutatja be. Az eocén rétegek legjobb feltárásai a rögvonulatok Ny-i peremén található. A Csordakuti Bányauzem udvarán levő alveolinás mészkőfeltárás kőzetérésrendszere a 4/c. ábrán látható. A triász képződményeket nagy területi elterjedésük és bonyolult kőzetérésrendszerük miatt több projekció szemlélteti. /5. ábra/

Az 1. ábrán szereplő diagramok a vizsgált feltárások kőzetérés csapásirányainak relatív gyakoriságát szemléltetik, és a bemutatott projekciókhoz hasonló feldolgozás alapján készültek.

A különböző koru képződmények kőzetérésrendszerében más-más csapásirányok a leggyakoribbak. A szarmata mészkőben a  $35^{\circ}$  -  $215^{\circ}$ -os és a  $155^{\circ}$  -  $335^{\circ}$ -os, a felsőoligocén összletben az ÉK--DNy és erre merőleges csapásirányu kőzetrések mérhetőek a legnagyobb számban. Ez utóbbiak két irányra oszthatók:  $125^{\circ}$ - $305^{\circ}$  és  $140^{\circ}$ - $320^{\circ}$ . /Ez a kettő maximum minden idősebb képződményben kimutatható, és a mozgások kissé eltérő körülmények között történő megismétlődésével hozható összefüggésbe./

A középsőeocén karbonátos kőzetekben viszonylag gyakoribbak a  $67^{\circ}$ - $247^{\circ}$ -os csapásirányu kőzetrések. A fiatalabb képződményekben is gyakori irányok

közül a  $27^{\circ}$ - $207^{\circ}$ ,  $130^{\circ}$ - $310^{\circ}$  és  $152^{\circ}$ - $332^{\circ}$ -os a legjellemzőbb. A triász képződmények leggyakoribb kőzetrései NyÉNy -- KDK csapásirányuak. Általában kettős maximum adódik;  $105^{\circ}$ - $285^{\circ}$  és  $117^{\circ}$ - $297^{\circ}$ . Az alaphegységben az összes fedőhegységi kőzetrés-csapásirány - jelentős szórási tartománnyal - képviselve van.

A különböző koru képződmények kőzetrendszer az egymástól elválasztható csapásirányok számában nem mutat lényeges különbségeket; a szarmata kőfejtőkben maximum 7, a paleogén képződményekben maximum 8, a triász rétegekben maximum 9 kőzetrescsapásirányt lehet kijelölni. A csapásirányok nagy száma a maximumok jelentős szórási tartománya miatt egyben azt is jelenti, hogy egy szerkezeti vonal korát csak az iránya alapján nem lehet meghatározni.

A különböző koru rétegek kőzetéseinek dőlésszög szerinti összehasonlításából az alábbiak vonhatók le: A szarmata mészkőben nincsenek, a felső-oligocén homokban pedig csak elvétve vannak  $60^{\circ}$ -nál laposabb kőzetres. Ezzel szemben a triász rétegek bármelyik feltárásában sok a lapos kőzetres. Figyelembe kell venni, hogy a triász rétegek dőlésszöge nagyobb. A különbséget azonban ez csak a D-ies dőlésirányokban magyarázza meg. Ezt szemlélteti a 6. ábra, amely a Csordakuti Bányüzem alveolinás mészkövének kőzetresrendszerét /4/c. ábra/ mutatja abban az esetben, ha a rétegeket a közeli Hársason levő dolomit-murwabánya rétegeivel /5/c. ábra/ párhuzamos helyzetbe forgatjuk. Valószínű, hogy a triász képződmények lapos kőzetreszeit erős, eocén előtti kéregmozgások hozták létre.

Nagy különbségek vannak egyazon képződmény feltárásai között is. Jól látszik ez az 1. ábra csapásirány-diagramjai alapján. A különbségek egyik oka az eltérő rétegdőlés. Ezt példázza a Nagyegyházi-medence D-i peremén levő két dolomit feltárás kőzetresrendszere. /5/a. és 5/b. ábra/. A legkisebb különbség a  $168^{\circ}$ - $348^{\circ}$ -os kőzetres csapásirányban van, ami azt

jelenti, hogy az eltérő rétegdőlés kialakulása után – azaz viszonylag fiatalon – is keletkeztek ilyen helyzetűek. Ez egyezik azzal, hogy a szarmata képződményekben az ÉÉNy – DDK-i csapású kőzetrések a leggyakoribbak. Az Óbarok és Nagyegyháza közötti utmenti kőfejtő rétegeit /5/b. ábra/ Schmidt-háló segítségével a hajagosi kőfejtő /5/a. ábra/ rétegeivel párhuzamos helyzetbe forgatva a módosult kőzetrendszer a 7. ábra mutatja be. Az ÉÉNy – DDK-i maximumok közti gyakorisági különbségen kívül csak a K – Ny-i csapásirányok térnek kissé el. E szerint a két rög alaphegységi képződményének kőzetrendszer zömmel idősebb mozgások hatására jött létre. Más dolomit és dachsteini mészkő feltárások kőzetrendszerének összehasonlítása is azt mutatta, hogy a kőzetrések zöme idősebb mozgások során keletkezett.

## 2.2. Az alaphegység kőzetrendszer a rétegek feltételezett eocén előtti helyzete esetén

A 8/a. ábra a hajagosi dolomit kőfejtő, a 8/b. ábra a Hársason levő dolomit-murva-bánya rétegeinek az eocén képződmények átlagos rétegdőlésével való elforgatásából adódó kőzetrendszerét mutatja be.

A transzformált rétegek kőzetéseinek csapásirány szerinti eloszlása kisebb eltérést mutat az eocén képződmények átlagos kőzetcsapásirány szerinti eloszlásgörbéjétől, mint a jelenlegi helyzetet bemutató 5/b. és 5/c. ábra. Az ÉÉK – NYDNY-i és az ÉNY – DK-i csapásirány maximumok azt jelentik, hogy a kőzetrések helyzete alapján nem állítható, hogy az eocén előtti mozgásokat más szerkezeti irányok jellemezték, mint a harmadidőszakiakat. Valószínű, hogy az eocén előtti szerkezeti vonalak csapásiránya egyezett a harmadidőszakiakkal, csak – az irányukat alig változtató hosszú életű szerkezeti síkok mentén kibillenő rögökben – az idők folyamán a kőzetrendszer helyzete módosult.

## 2.3. A nyílt kőzetrések és azok kitöltései

Az alábbi kitöltés-típusok különíthetők el: mechanikai, saját- és vegyesanyagú, kémiai saját- és vegyesanyagú.

a./ Mechanikai sajátanyagú kitöltések leginkább a rideg, erősen összetört, murvásodásra, porlódásra hajlamos dolomitváltozatok friss mesterséges feltárásaiban figyelhetőek meg. Az ilyen kitöltésű kőzetrések irányeloszlása nem mutat törvényszerűséget.

b./ Mechanikai vegyesanyagú kitöltések közül a bezáró kőzet törmeléke mellé bemosott vörös-, bauxitos agyag, bauxit a legjellegzetesebb. Ilyen anyagú kitöltések csak triász kőzetekben találhatóak. Átlagos csapásirányuk ÉNy-DK-i.

Több feltárásban, így pl. Tornó-puszta mellett, a Baglyas-hegy oldalában levő kőfejtő ÉÉK-DDNy-i és merőleges csapásirányú hasadékaiban zöldesszürke agyagos kitöltés található. Valószínűleg hévizes eredetű. A DTA felvétel szerint kaolinites-illites, kis montmorillonit tartalmú.

A Kálvária- és Veres-hegyen található néhány középsőeocén tengeri mészmárgával kitöltött hasadék is. Csapásirányuk ÉNy-DK-i vagy erre merőleges, ami arra utal, hogy az eocén üledékképződés megindulásakor a terület jellemző dilatációs szerkezeti vonalai ÉNy-DK-iek voltak. Ez összhangban van a Nagyegyházi-medencében folytatott komplex földtani kutatás eredményeivel /GERBER P. 1976/.

c./ A kémiai sajátanyagú kitöltések leggyakoribb anyaga kalcit. Szabad szemmel látható kristályos kalcitos kitöltést kiértékelhető mennyiségben csak az eocén és triász kőzetek tartalmaznak.



Az alaphegységben levő kalcitos kitöltések területi előfordulása /9. ábra/ határozott szabályszerűségeket mutat:

1./ A dolomit és dachsteini mészkő határán a kalcit kitöltések mennyisége ugrásszerűen emelkedik a mészkő jobb oldhatóságának megfelelően.

2./ A dolomit alaphegységen belül, a Nagycsákánytól a Hajagos É-i részén át a Hársas D-i oldala felé tartó vonaltól ÉNy-ra lényegesen több kalcit található, mint DK-re. E szerint a DK-i terület kiemeltebb helyzetben volt, összhangban az eocén és oligocén képződmények elterjedése alapján megállapítható ósföldrajzi viszonyokkal. Szerepet játszhatott még a tektonika is: a kompressziós szerkezeti vonalak mentén, pl. amely a Nagycsákánytól É-ra és a Hársastól D-re is fut, a nyílt kőzetrések ritkábbak.

d./ A kémiai vegyeskitöltésű kőzetrések legjellemzőbb típusa a vörös kalcitot tartalmazó hasadékok. Bár a területtel foglalkozó több szerző is észlelt ilyen kitöltéseket /TAEGER H. 1908; IRMÉDI MOLNÁR L. 1924; JASKÓ S. 1950; MIKE K. 1961; BADINSZKY P. 1973./, a fokozottabb figyelmet a Nagyegyházi-medencében folyó furásos kutatás irányította rá. TÓTHNÉ GECSE É. és TÓTH Á. a képződmény Nagyegyházi medencében előforduló típusait dedolomitként ismertették. /1974/. A kitöltés egyik jellegzetessége, hogy a kalcit különböző változatain, a bezáró kőzet eltérő mértékben átalakult darabjain kívül tartalmaz vörös agyagot, bauxitos agyagot, mind a repedésekben önálló formában, mind a kalcitanyag oldási maradékában. A mindig breccsa-jellegű, nagytömegű előfordulásokon kívül /Nagyegyházi-medence ÉNy-i része, Ujszári-medence É-i területe, valamint néhány felszíni előfordulás, mint amilyen pl. a Sátorhegy D-i részén, a Hangita középső részén, vagy a Baglyas és Somlyóvár területén több ponton található/, amelyeknek az alaphegységhez való viszonya még nem kellően ismert, a felszíni feltárásokban számos nem breccsás, jellegzetes hasadékkitöltés is látható. Gyakoriak a hasadék falával párhuzamosan rétegzett típusok, de a hasadékokat alulról felfelé kitöltő, ritmikus kiválású finomrétegzett változat is előfordul.

A 10. ábra a vörös kalcitot tartalmazó kőzetrések helyzet szerinti eloszlását mutatja. Zömmel ÉNy-DK-i csapásirányiak /a széles hasadékok mind ilyen irányiak/, de előfordulnak ÉÉNy-DDK, NyÉNy-KDK, K-Ny-i és É-D-i csapásirányiak is. Az ÉK - Dny-i csapásirányokat csak néhány vékony kitöltés képviseli.

A kitöltések vastagsága szeszélyes: több méter széles hasadék kis távolságon belül néhány milliméteressé szűkülhet. Gyakoriak a vékony hasadékokból kiágazó tömzsök. A kitöltések gyakorta rajokban lépnek fel, mintegy kalcittal átjárt zónát alkotva.

A képződmény csak a vizsgált terület ÉNy-i részén fordul elő. D-i elterjedési határvonala DNy-ÉK-i irányú, vagyis a vastag hasadékkitöltések csapásirányára merőleges, és nem egyezik sem a jelenlegi morfológiai irányokkal, sem a képződmények csapásirányával.

Korára vonatkozó pontos adatok nincsenek, de az biztos, hogy eocén előtti:

1./ Feldolgozott anyaga mind az áthalmazott dolomitban, mind a Kálvária- és Veres-hegy eocén bázisrétegében megtalálható; 2./ A hasadékkitöltés kalcit anyagában eocén furókagylónyomok láthatók. 3./ Harmadidőszaki képződmény hasadék kitöltéseként nem található meg.

Keletkezése olyan eocén előtti nagymértékű karsztosodási folyamathoz kötődik, amikor a szárazföldi vörös agyag, bauxitos agyag bemosódására állandó lehetőség volt.

Ismert a csatlakozó területekről is DNy-, Ny-felé Vértessomlyó környékéről, ÉK-, K-i irányban pedig Csolnok, Dorog térségéből. A Mányi-medence DNy-i részén is feltárta néhány furás.

#### 2.4. A törési síkok menti elmozdulások

A triász kőzetek feltárásaiban az egyszerű lesiklásos elmozdulások túlsúlya mellett néhány feltolódás is látható, pl. a tatabányai Kálvária-hegyen, a Hosszu-hegyen, vagy a Szár melletti murvabányában. A harmadidőszaki rétegekben azonban csak vetődések figyelhetők meg.

Az Északi-Vértes és a Déli-Gerecse területén a cementált tektonikus breccsák leggyakoribb csapásirányai az alábbiak: ÉNy-DK / $120^{\circ}$ ,  $130^{\circ}$ - $300^{\circ}$ ,  $310^{\circ}$ /, ÉÉK-DDNy / $20^{\circ}$ - $200^{\circ}$ / és K-Ny / $90^{\circ}$ ,  $100^{\circ}$ - $270^{\circ}$ ,  $280^{\circ}$ /.

A legtöbb csuszási nyom a Tatabányai-medence K-i peremén levő dachsteini mészkő feltárásokban található. Mind a Kálvária-, mind a Veres-hegy kőfejtőiben a vetőtükrök dőlésirányától függetlenül az ÉNy-DK-i irányítottágu csuszásnyomok a leggyakoribbak. A csuszási karcok dőlésszöge /angle of plunge/ a rajtuk átmenő képzeletbeli függőleges síkban mérve  $10^{\circ}$ - $15^{\circ}$  vagy  $30^{\circ}$ - $40^{\circ}$ , de előfordul néhány meredekebb is. A 11. ábra az egyik Kálvária-hegyi kőfejtőben látható csuszásnyomokat mutatja be.

Több kőfejtőben /pl. a Csabditól Ny-ra levő, közel K-Ny-i tengelyű boltozatot alkotó dolomitban, vagy az Óbarok és Nagyegyháza közötti ut menti kőfejtőben É-D-i irányú csuszásnyomok is láthatók.

Számos helyen megfigyelhető, hogy a réteglapok mentén is történtek elmozdulások, amikről a rajtuk látható csuszásnyomok, breccsásodott vékony rétegek tanúskodnak /pl. Lóingató-, Hajagos, Hosszu-hegy kőfejtői/.

A minden nagyobb feltárásban csuszásnyomokat őrző triász képződményekkel szemben az eoécén karbonátos kőzetek feltárásaiban csak a Tatabányai-medence K-i peremén láthatók csuszásnyomok. A többség ÉNy-DK-i irányú, de néhány ÉK-DNy-i is található. A rögvonulat kiemelkedésével kapcsolatos helyi kőzetmozgások során keletkezhettek.

## 2.5. A kőzetrések gyakorisága

A kőzetrések sűrűsége számos tényezőtől függ, így pl. a kőzet anyagától, szövetétől /a földolomit lyukacsos, padjait nagyságrenddel kevesebb kőzet-rés járja át, mint a tömött, egyenletes szövetű változatokat/, korától /a triász, eocén és szarmata karbonátos kőzetek összetörtsége között nagyságrendi különbségek vannak/.

Az egymással párhuzamos kőzetrések távolsága nem állandó. Ez is szerepet játszik abban, hogy ugyanazon kőzet két feltárásában a kőzetrések relatív és abszolút gyakorisága eltérő.

## 3. AZ ÉSZAKI-VÉRTES ÉS A DÉLI-GERECSE TERÜLETÉN KIMUTATOTT SZERKEZETI SIKOK, VALAMINT A KÉPZŐDMÉNYEK KŐZETRÉSRENDSZERÉNEK ÖSSZEHA-SONLITÁSA

A Tatabányai-medencében a bányászati műveléssel feltárt vetők, vagy a Nagyegyházi-medencében kimutatott szerkezeti síkok helyzet szerinti eloszlása sok hasonlóságot mutat a medenceperemi feltárások kőzetrésrendszerével. /A vizsgált területen kimutatható szerkezeti síkokat 1:25 000-s földtani térképen az 1. ábra tünteti fel. A Nagyegyházi-medence szerkezeti irányait a GERBER P. által 1976-ban összeállított nagyegyházi zárójelentés alapján huztam be/. A csapásirányok eloszlását a 12. ábra mutatja be,

A nagyobb szerkezeti síkok és a kőzetrések eloszlásában levő hasonlóságokat a relatív gyakoriságok helyfüggősége is tükrözi. Pl. a Vértesben az ÉNy-DK-i és merőleges vető csapásirányok, az Északi-Gerecsében a K-Ny-i és É-D-i irányok a legjellemzőbbek. /BKI-MFT Szakbizottság, 1976/. Hasonló eltérés tapasztalható a Bakony és Keszthelyi-hegység között is. /BOHN P. 1976/.

A kőzetrésekkel kapcsolatban említett kettős maximumok jelentkeznek a vetők csapásirány szerinti eloszlásában is. Pl. a Nagyegyházi-medence K-i határ-vetője ÉNy-DK-i csapásirányból ÉÉNy-DDK-ibe vált át. A medence K-i peremén levő alveolinás mészkőfeltárás kőzetrésrendszerében /4/c. ábra/ mindkét csapásirány gyakori.

A kőzetrések eloszlása inkább tükrözi a területet ért szerkezeti igénybevételeket, mint a morfológia alapján kijelölhető tektonikai vonalak irányai, amelyek az Északi-Vértes és a Déli-Gerecse területén zömmel ÉNy-DK-i csapásirányok; az ÉK-DNy-i szerkezeti irányok elmosódnak.

## IRODALOM - REFERENCES

1. BADINSZKY P. - DEÁK I. 1973.  
Földtani kutatási jelentés a Tatabánya Kálvária-hegyi mészkő kutatás felderítő és előzetes fázisáról. - Kézirat, FTI, Budapest.
2. BKI - MFT Szakbizottság 1976.  
A Dunántuli-középhegység nagyszerkezeti egységeinek rétegtani adottságainak további részletes kutatása és feltárása a karsztvizveszély pontosabb meghatározása és újabb nyersanyagelőfordulások megbízhatóbb prognosztizálása céljából. - Kutatási Jelentés, Kézirat, Budapest.
3. BOHN P. 1976.  
A Keszthelyi-hegység komplex regionális földtana, - Kandidátusi értekezés, Budapest.
4. FÜLÖP J. 1958.  
A Gerecsehegység krétaidőszaki képződményei. - Geol. Hung. Ser. Geol. 11, 1-124, Budapest
5. GERBER P. 1976.  
Jelentés a nagygyházi szén-bauxit és vízföldtani kutatások eredményeit, vagyonszámítását, gazdasági megítélését összetoglaló értékelésről. Kézirat, Tatabánya.
6. IMRÉDI MOLNÁR L. 1924.  
A Vaál-Tatai törés morfológiája. - Doktori disszertáció, Budapest
7. JASKÓ S. 1939.  
Adatok az Alcsut-Egyeki dombvidék földtani ismeretéhez Földtani Közlöny 69. 4-6, 109-310, Budapest.
8. JASKÓ S. 1950.  
Jelentés a Bicske-Szár-Felsőgalla és Tarján között végzett geológiai térképfelvételekről. - Kézirat, MÁFI, Bp.

9. MIKE K. 1961.  
Összefüggés a Nagygyházi-medence szerkezeti és morfológiai viszonyai között. - Földr. Ért. 10/4, 433-454, Bp.
10. ORAVECZ J. 1961.  
A Gerecse és a Buda-Pilis-hegységek közötti rögtérület triász képződményei. - Földtani Közl. - 91/2, 173-185. Bp.
11. SÓLYOM F. 1960.  
A tatabányai barnakőszén medence földtani felépítése és fejlődésének története. - Kandidátusi értekezés, Budapest
12. T AEGER H. 1910.  
A Vértes hegység földtani viszonyai - MÁFI Évk. XVII. 1-257. Bp.
13. T. GECSE É. - TÓTH A. 1974.  
Dedolomitósodott kőzetek a nagygyházi bauxit előfordulás fekéjében - Kézirat, BKV, Balatonalmádi.
14. VADÁSZ E. 1960.  
Magyarország földtana - 2. kiadás, Akadémiai Kiadó, pp. 1-646. Budapest.
15. VÉGH S. -né 1977.  
A Nagygyháza-Csordakut-Mányi medencék kőszénfekvő képződményei - Földtani Kutatás 20/4 5-8. Bp.
16. WEIN GY. 1977.  
A Budai-hegység szerkezete. - Földt. Közl. 107/3-4. 329-347, Bp.
17. WILLEMS T. 1973.  
Karsztvizveszélyes nyersanyagelőfordulás hegységszerkezeti igénybevétele - Bány. és Koh. L. Bány. 106/6.sz. 372-374. Bp.

DETAILED TECTONIC INVESTIGATIONS IN THE N-VÉRTES AND  
S-GERECSE AREA, TRANSDANUBIA, HUNGARY

By

L. Balásházy

ABSTRACT

Bedding strike and dip, cleavage orientation and fissure fillings were statistically studied in Triassic, Eocene, Oligocene and Neogene rocks /Fig. 1-2/.

Dip angles resulted to be smaller in the younger sediments than in the older ones. Fall /direction of dip/ changes clockwise with decreasing geological age: N for the Triassic, E for the Paleogene, E and SE for the Neogene.

In Triassic limestone outcrops anticlinal structure combined with folding and flexures could be discerned /Fig. 3/.

The lithoclase /cleavage/ distributions are presented in Figures 4-8.

Fissure fillings of various kind /pulverized dolomite, bauxitic clay, calcite, and these combined/ have also been statistically studied /Fig. 9-10/.

Along with the prevailing normal faults, a few reverse faults also were observed /in Triassic rocks only/.

A reconstruction of the pre-Eocene situation was attempted. At the beginning of Eocene sedimentation the tectonic pattern of the area was characterized by two fault systems striking E-W and NE-SW, respectively /both with the perpendicular



directions also developed/. During the post-Eocene movements, these ancient structure were selectively rejuvenated. Due to the repeated movements, the main transversal faults have become complex structural lines.

Manuscript received: June 26, 1978

Address of the author:

Balásházy László

Vizgazdálkodási intézet

/Water Resources Development Institute/

Budapest V

Alkotmány u. 29.

H-1054

Table 1. táblázat

| A képződmény<br>Formation |                        | Átlagos<br>dőlésszög<br>Average dip,<br>° | Dőlésirány<br>szórása<br>Dispersion,<br>° | Átlagos<br>dőlésszög<br>Average dip,<br>° | Dőlésszög<br>szórása<br>Dispersion |
|---------------------------|------------------------|---|---|---|------------------------------------|
| Kora<br>Age               | Helye<br>Occurrence    |   |   |   |                                    |
| Triász                    | Ny-i rögvonulat        | 348                                       | 53  | 22  | 8                                  |
| Triász                    | Középső rögvonulat     | 3   | 33  | 23  | 7                                  |
| Triász                    | K-i rögvonulat         | 358                                       | 50  | 24  | 9                                  |
| Eocén                     | Ny-i rögvonulat        | 13  |   | 17  |                                    |
| Eocén                     | Középső és K-i rögv.   | 32  |   | 18  |                                    |
| Oligocén                  | átlag                  | 32  |   | 15  |                                    |
| Szarmata                  | /K-i rögvonulat/       | 120                                       |   | 8   |                                    |
| Pannon                    | /A terület D-i részén/ | Változóan DK-i,<br>irányu                 | D-i dőlés-                                | 5 - 10                                    |                                    |

Table 2. táblázat

| K o r<br>Age | Jelenlegi<br>átlagos réteg-<br>ződés<br>Present-day<br>average dip | Szarmata<br>/M <sub>3</sub> / | Oligocén | Eocén  |
|--------------|--|-------------------------------|----------|--------|
|              |  |                               |          |        |
| Szarmata     | 120/8  | 120/0                         | -        | -      |
| Oligocén     | 32/15  | 6/16                          | 6/0      | -      |
| Eocén        | 21/17  | 359/20                        | 325/5    | 325/0  |
| Triász       | 357/23   | 342/29                        | 317/15   | 311/10 |
| Oligocén     | 32/15  | -                             | 32/0     | -      |
| Eocén        | 21/17  | -                             | 345/3    | 345/0  |
| Triász       | 357/23   | -                             | 320/13   | 312/10 |
| Eocén        | 21/17  | -                             | -        | 21/0   |
| Triász       | 357/23   | -                             | -        | 315/9  |

## ÁBRAALÁÍRÁSOK

### 1. ábra

Az Északi-Vértes és a Déli-Gerecse szerkezetföldtani térképe a felsőoligocén és pleisztocén képződmények felszíni kibuvásainak ábrázolása nélkül. Jelmagyarázat: 1. Karni dolomit 2. Nóri dolomit 3. Nóri dachsteini mészkő 4. Bauxit 5. Alsó- és középeocén képződmények /édesvizi mészkő, agyag, márga, homokkő és mészkő/ 6. Felsőeocén márga 7. Felsőmiocén mészkő 8. Pliocén homok és agyag. 9. Holocén képződmények 10. Mezozoós feltolódási vonal 11. Vető 12. A kőzetrések csapásirány szerinti %-os eloszlását bemutató kördiagramok.

### 2. ábra

Szerkesztett földtani szelvények az Északi-Vértes és a Déli-Gerecse területén. Jelmagyarázat: 1. Ladini dolomit 2. Karni dolomit 3. Nóri dolomit 4. Nóri dachsteini mészkő 5. Áthalmozott dolomit bauxittal 6. Alsó-középsőeocén kőszén 7. Eocén képződmények általában 8. Felsőoligocén homok és agyag 9. Felsőmiocén mészkő.

### 3. ábra

Nóri dachsteini mészkőben levő boltozat, ill. redő tengelyének megszerkesztése a felső félgömb Lambert-féle vetítésével. A: A szári Mária-völgy két oldalán levő  $144^{\circ}/18^{\circ}$ - és  $8^{\circ}/47^{\circ}$ -os rétegdőlések alapján B: A tatabányai Kálvária-hegy mikrorétegzett bitumenes dachsteini mészkőpadjainak rétegdőlései alapján. 1. A réteglap póluspontja 2. A réteglap körive 3. Boltozat, ill. redő tengely 4. Paraklázis póluspontja.

4. ábra

Harmadidőszaki képződmények kőzetrendszerének dőlésirány és dőlésszög, valamint csapásirány szerinti %-os eloszlása a felső félgömb Lambert-féle vetítésével. A: A Csabditól My-ra levő felsőoligocén homokbánya kőzetrendszere C: A Csordakuti Bányáüzem udvarán levő középsőeocén alveolinás mészkőfeltárás kőzetrendszere. 1, A kiértékelő kis körökbe eső póluspontok száma 2, Réteglap körive 3, Csapásirány szerinti eloszlásgörbe  $10^{\circ}$ -os körcikkenként való póluspont számlálás alapján 4,  $5^{\circ}$ -os körcikkenként történt póluspont összeszámlálás alapján adódó csapásirány szerinti eloszlásgörbe.

5. ábra

Tipikus dolomitfeltárások kőzetrendszerének dőlésirány és dőlésszög, valamint csapásirány szerinti %-os eloszlása a felső félgömb Lambert-féle vetítésével. A: Az Óbarok és Nagyegyháza közötti ut mentén levő karni dolomitfeltárás kőzetrendszere B: Nagyegyházától Ny-ra, a műut mentén, a Hajas-hegy oldalában levő karni dolomitbánya kőzetrendszere. C: Tükrösmajortól ÉNy-ra, a Hársason levő murvabánya /karni dolomit/ kőzetrendszere. 1, A kiértékelő kis körökbe eső póluspontok száma 2, Réteglap körive 3, Csuszásnyomot tartalmazó vetőtükör körive 4, Csuszásnyom iránya 5, Csapásirány szerinti eloszlásgörbe

6. ábra

A Csordakuti Bányáüzem udvarán levő alveolinás mészkőfeltárás kőzetrendszerének dőlésirány és dőlésszög, valamint csapásirány szerinti %-os eloszlása Lambert-féle vetítéssel abban az esetben, ha a  $40/14^{\circ}$ -os dőlésű rétegeket a Hársason levő dolomit-murvabánya rétegeivel párhuzamos helyzetbe  $/358^{\circ}/38^{\circ}/$  forgatjuk. 1, A kiértékelő kis körökbe eső póluspontok száma 2, Csapásirány szerinti eloszlásgörbe.

7. ábra

Az Óbarok és Nagyegyháza közötti utmenti kőfejtő kőzetréseinek dőlésirány és dőlésszög, valamint csapásirány szerinti eloszlása, ha a  $45^{\circ}/18^{\circ}$ -os dőlésű rétegeket a hajagosi kőfejtő rétegeivel párhuzamos helyzetbe  $17^{\circ}/19^{\circ}$  forgatjuk. 1. A kiértékelő kis körökbe eső póluspontok száma 2. Csapásirány szerinti eloszlásgörbe.

8. ábra

Két dolomitfeltárás kőzetrendszerének csapásirány szerinti %-os eloszlása, ha a rétegek feltételezett, eocén előtti helyzetükben lennének. A: Hajagos-hegy, karni dolomit. A rekonstruált rétegdőlés  $6^{\circ}/4^{\circ}$ . B: Hársas, karni dolomit. A feltételezett eocén előtti rétegdőlés  $343^{\circ}/23^{\circ}$ .

9. ábra

Az alaphegységben levő kalcitos kőzetres-kitöltések területi eloszlása. 1. Karni és nóri dolomit 2. Nóri dachsteini mészkő 3. Bányaterületek határa 4. A vörös kalcit Nagyegyházi-mencedében való előfordulási területe 5. A vörös kalcit felszíni előfordulási helyei. 6. A szürke-fehér-sárga kalcitkitöltések DK-i elterjedési határa.

10. ábra

Az alaphegység vörös kalcitos kitöltést tartalmazó hasadékaiknak dőlésirány és dőlésszög, valamint csapásirány szerinti %-os eloszlása. 1. A hasadékok, mint dikok póluspontja a felső félgömb Lambert-féle vetítése esetén 2. a hasadékok csapásirányainak %-os eloszlásgörbéje.

11. ábra

A tatabányai Kálvária-hegy oldalában levő egyik dachsteini mészkő feltárásban látható csuszásnyomok térképi vetülete. 1. A csuszásnyomok térképi vetülete 2. A csuszásnyomokta tartalmazó vetőtűkrök póluspontja az alsó félgömb Lambert-féle vetítésével.

12. ábra

A vizsgált területen a komplex földtani kutatás során kimutatott szerkezeti vonalak csapásirány szerinti eloszlása, A: A szerkezetföldtani térképen feltüntetett rőrésvonalak csapásirány szerinti eloszlása B: A Tatabányai-medence kőszénfekü-felszín térképén szereplő vetők eloszlása C: A Nagyegyházi-medence eocén előtti szerkezeti vonalai a nagyegyházi kutatásról szóló zárójelentés /GERBER P. 1976./ alapján D: A Nagyegyházi-medence eocén utáni vetői GERBER P. /1976/ nyomán.

1. 50 m-nél nagyobb elvetési magasságu vető, 2. 20 m-nél nagyobb elvetési magasságu vető. 3. 20 m-nél kisebb elvetési magasságu, a kőszénmedencékben kimutatott szerkezeti vonal. 4. Feltolódási vonal.

Megjegyzés: Az "A" és "C" ábrán a vonalvastagság nem tükrözi az elvetési magasságot.

Fig. 1. Map sketch showing the structural geology of the N-Vértes and S-Gerecse Mts. /The Upper Oligocene and Pleistocene out-drops are not shown./ - 1. Karnian dolomite - 2. Norian dolomite - 3. Norian Dachstein limestone - 4. Bauxite - 5. Middle Eocene formations /freshwater limestone, clays, marl, sandstone and limestone/. - 6. Upper Eocene marl - 7. Upper Miocene marl - 8. Pliocene sand and clay - 9. Holocene formations. -- Mesozoic upthrust line - 11. Fault - Circle diagrams showing the percentual distribution of cleavage /lithoclase/ directions

Fig. 2. Geological sections across the N-Vértes and S-Gerecse area. 1. Ladinian dolomite - 2. Karnian dolomite - 3. Norian dolomite - 4. Norian Dachstein limestone - 5. Reworked dolomite with bauxite - 6. Eocene brown coal - 7. Eocene formations, undistinguished - 8. Upper Oligocene sand and clay - 9. Upper Miocene limestone

Fig. 3. Plotting of the anticline resp. fold axis /Norian Dachstein limestone/ by Lambert projection of the upper hemisphere. A: using the  $144^{\circ}/18^{\circ}$  and  $8^{\circ}/47^{\circ}$  dips observable on both sides of the Maria valley at Szár village. B: using the dips observed in the thick-bedded, bituminous Dachstein limestone /microstratified/ at Calvary Hill, Tatabánya - 1. Pole point of the bed plane - 2. Arc of the bed plane -- Axis of the anticline resp. fold - 4 - Pole point of paraclase



Fig. 4. Distributions of dip, dipping angle and strike of the cleavage systems developed in Tertiary formations, by means of Lambert-projection of the upper hemisphere. - A: Combined cleavage system of the quarries W of Csabdi village /Sarmatian limestone/ B: Cleavage system of the Upper Oligocene sand quarry, W of Csordakut village C: Cleavage system of the Middle Eocene Alveolina limestones exposed in the yard of Csordakut Mine - 1. Number of pole points falling within the small circles of evaluation 2. Arc of bed plane 3. Distribution curve of strike directions based on counting of the pole points by  $10^{\circ}$  - 4. The same, by  $5^{\circ}$ .

Fig. 5. Dip and dipping angle, and strike distribution of typical dolomite exposures by means of Lambert projection of the upper hemisphere - A: Cleavage system of the Karnian dolomites exposed in the road cut between Óbarok and Nagyegyháza - B: Cleavage system of the dolomite quarry of Hajagos Hill, W of Nagyegyháza C: Cleavage system of the Hársas dolomite grit quarry /Karnian/, NW of Tükrösmajor - 1. Number of pole points falling within the small circles of evaluation 2. Arc of bed plane - 3. Arc of a fault plane with traces of slipping - 4. Direction of slipping - 5. Distribution of strikes

Fig. 6. Dip and dipping angle as well as strike distribution of the Alveolina limestones in the yard of Csordakut Mine plotted using the Lambert projection, in the case when the beds dipping  $40/14^{\circ}$  are rotated into a position parallel with those of the beds in the Hársas dolomite grit quarry  $/358^{\circ}/38^{\circ}/$ . - 1. The number of pole points falling the small circles of evaluation - 2. Distribution curve of strikes

Fig. 7. Dip and dipping angle as well as strike distribution of the cleavages /lithoclasts/ measured in the quarry along the road between Obarok and Nagyegyháza, after having rotated the  $45/18^{\circ}$ -dipping beds into a position parallel with those of the Hajagos quarry  $/17/19^{\circ}/$ . - 1. Number of pole points falling within the small circles of evaluation - 2. Distribution curve of strikes.

Fig. 8. Strike distribution of the cleavage system of two dolomite exposures, of the beds were in their assumed pre-Eocene position A: Hajagos Hill, Karnian dolomite- B: Hársas, Karnian dolomite - The hypothetical pre Eocene dip is  $343^{\circ}/23^{\circ}$ .

Fig. 9. Areal distribution of the calcite fissure fillings in the basement rocks, - 1, Karnian and Norian dolomites - 2, Norian Dachstein limestone -- 3. Contours of exploitation areas 4. Area of occurrence of pink calcite in the Nagyegyháza basin 5. Outcrops of the pink calcite- 6. NW occurrence boundary of the grey-white-yellow calcite fillings

Fig. 10. Distributions of dip, dipping angle and strike of the fissures filled with red calcite in the Mesozoic. 1. Pole points of the fissures as planes in case of the Lambert projection of the upper hemisphere. 2. Percentage distribution curve of strikes.

Fig. 11. Map projection of the slide traces observable in one of the Dachstein limestone exposures of Calvary Hill at Tatabánya, - 1, Map projection of the slide traces. 2. - Pole points of the harnishes bearing the slide traces, by means of Lambert projection of the lower hemisphere.

Fig. 12.

Strike distribution of structural lines revealed by complex geological exploration. - A: Strike distribution of faults plotted on the geological map B: Distribution of faults plotted on the map showing the surface of the footwall of the coal-bearing formations in the Tatabánya Basin - C: Pre-Eocene structural lines in the Nagyagyháza Basin /after P. GERBER 1976/ D: Post-Eocene faults in the Nagyagyháza Basin after P. GERBER 1976.

5. Faulting heights: 1. more than 50 m 2. 20 to 50 m 3. less than 20 m 4 - Reverse fault Note In case of A and B, line thickness does not reflect the height of faulting.

M=1:50000

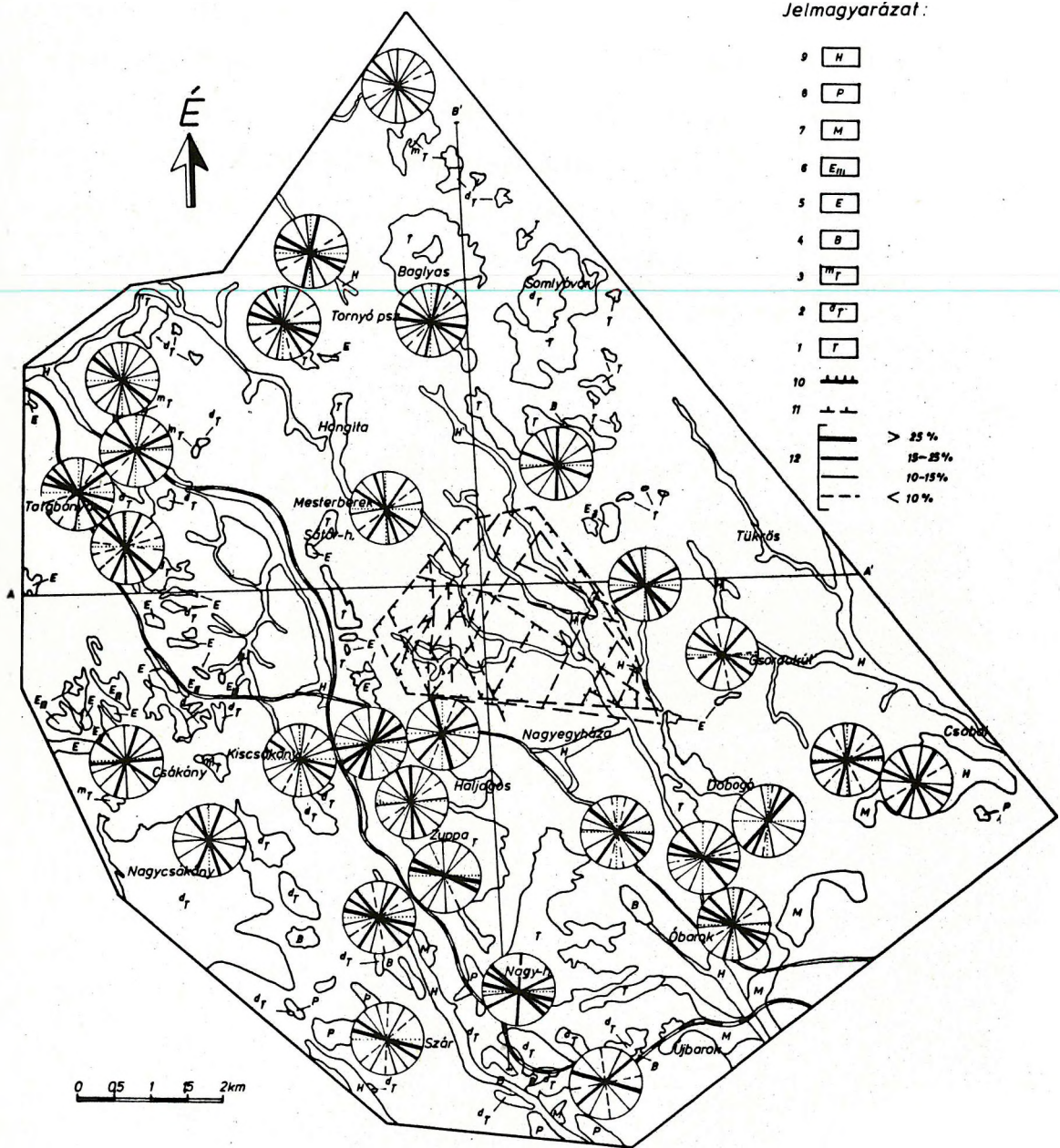


Fig. 1.sz. ábra

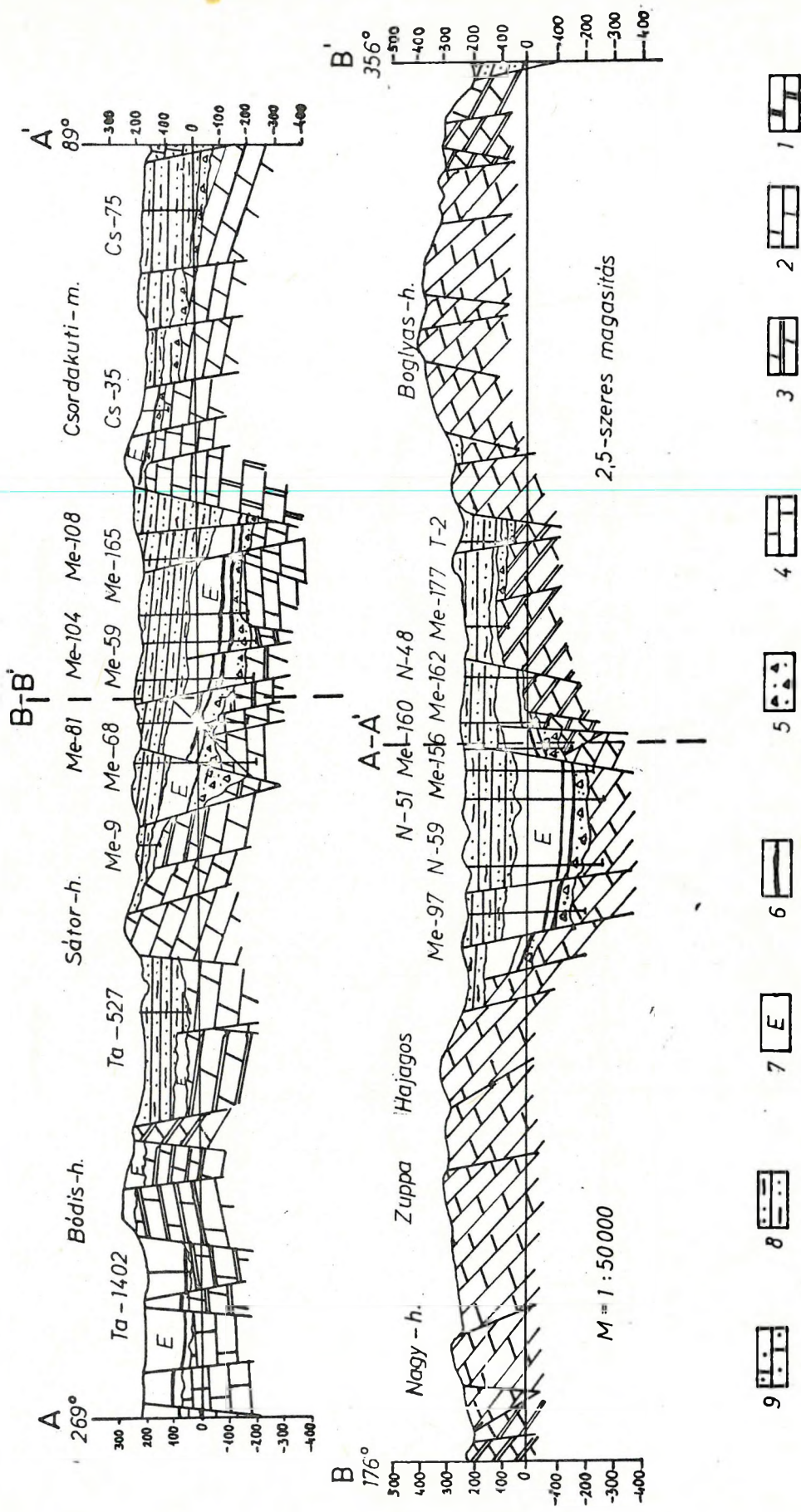
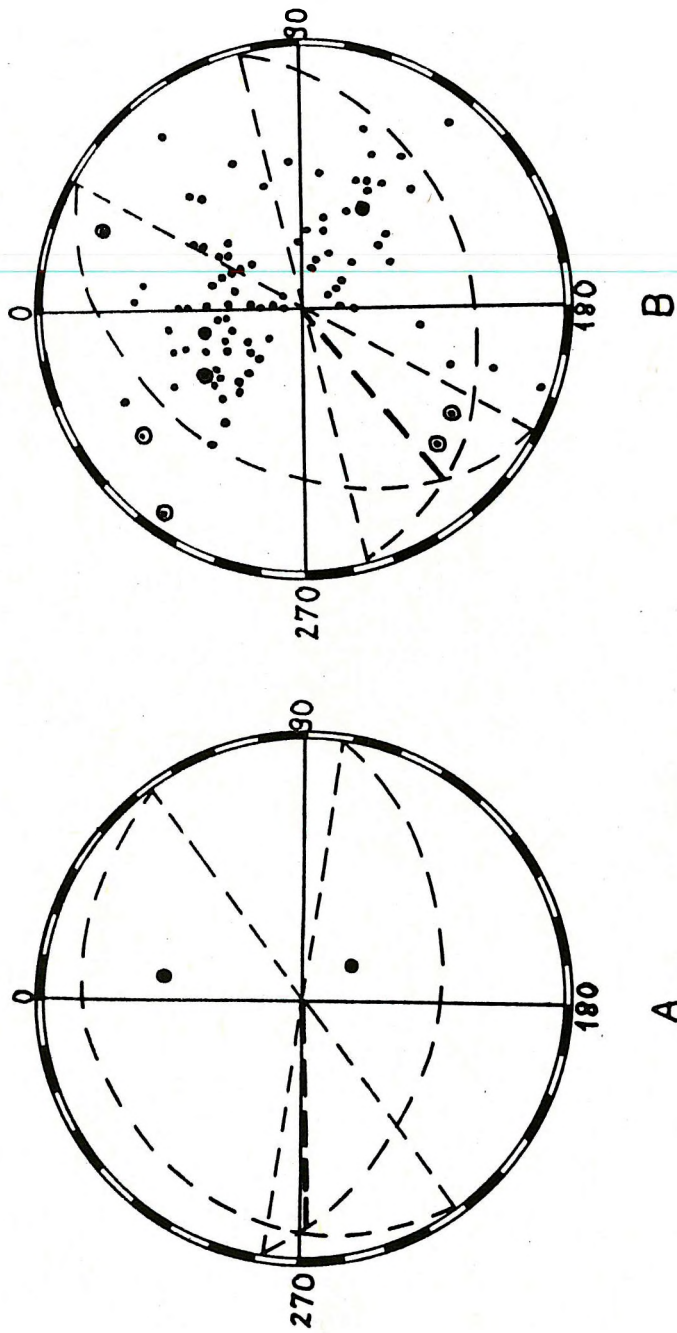
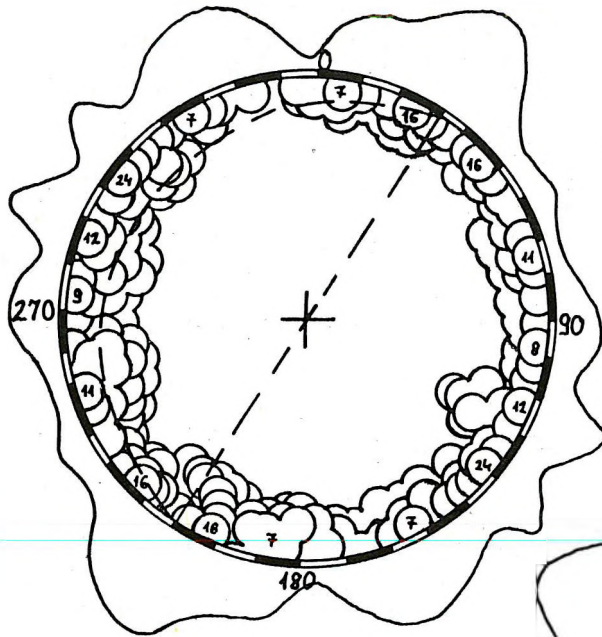


Fig. 2. sz. ábra

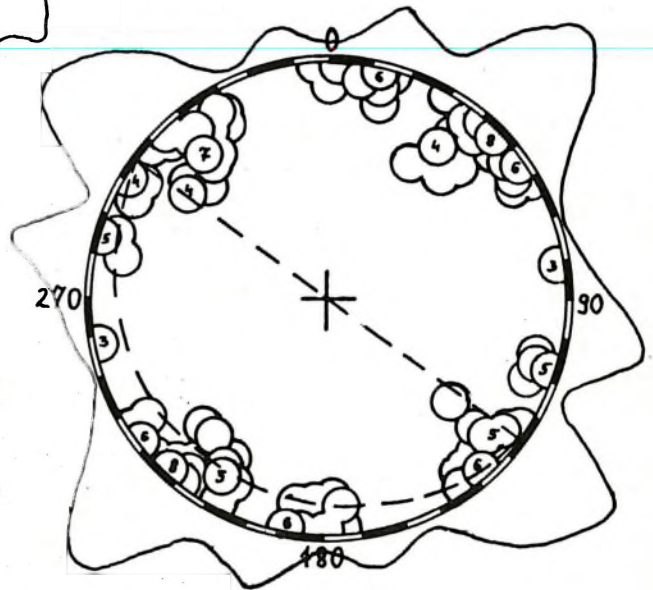


- 1. •
- 2. — — —
- 3. — — —
- 4. ⊙

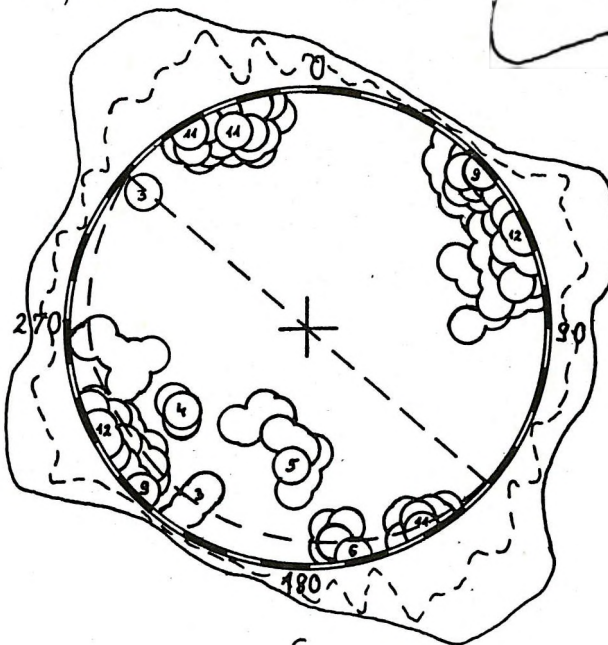
Fig. 3.sz. ábra



A



B



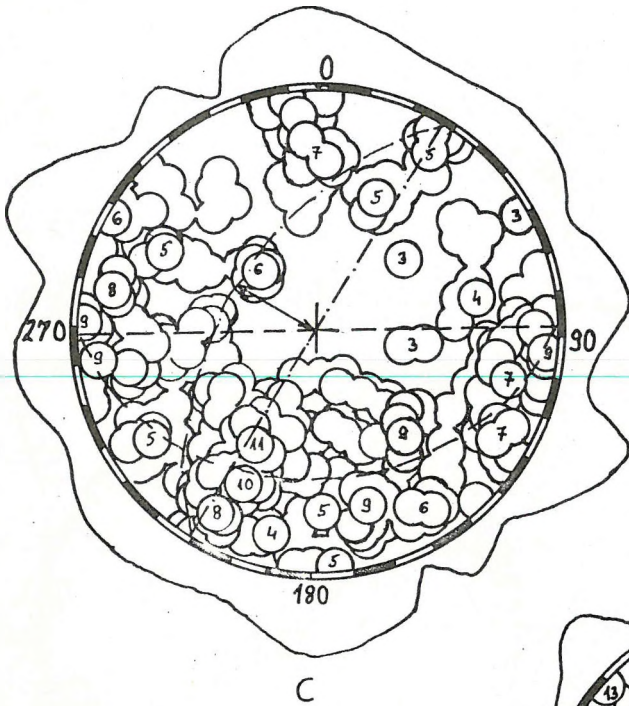
C

1. (4)
2. ---
3. —
4. ~ ~

Fig. 4.sz. ábra

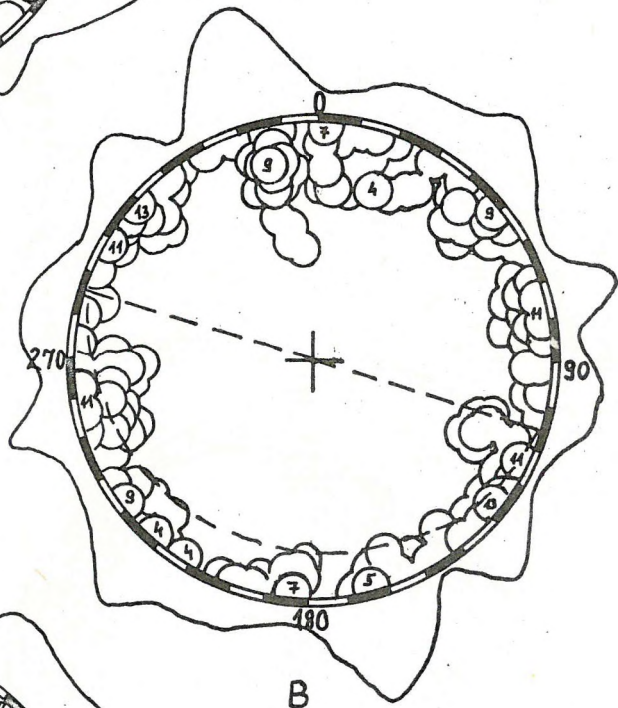
r. d: 358°/38°

341 db



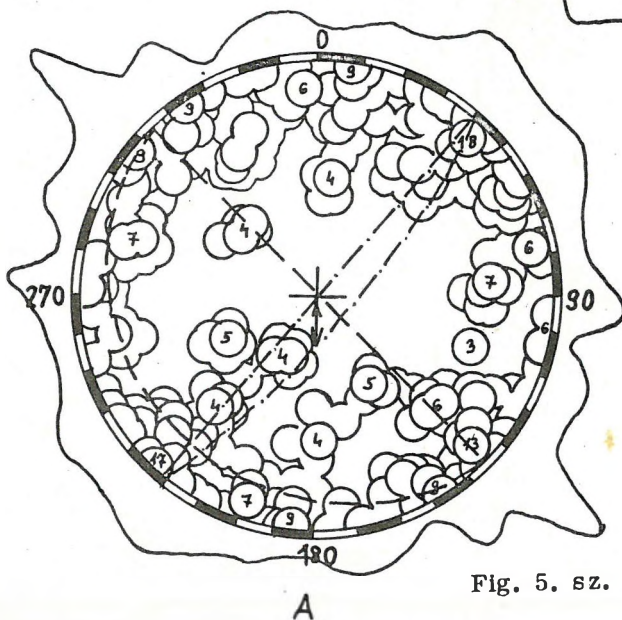
r. d: 17°/19°

214 db



r. d: 45°/18°

323 db

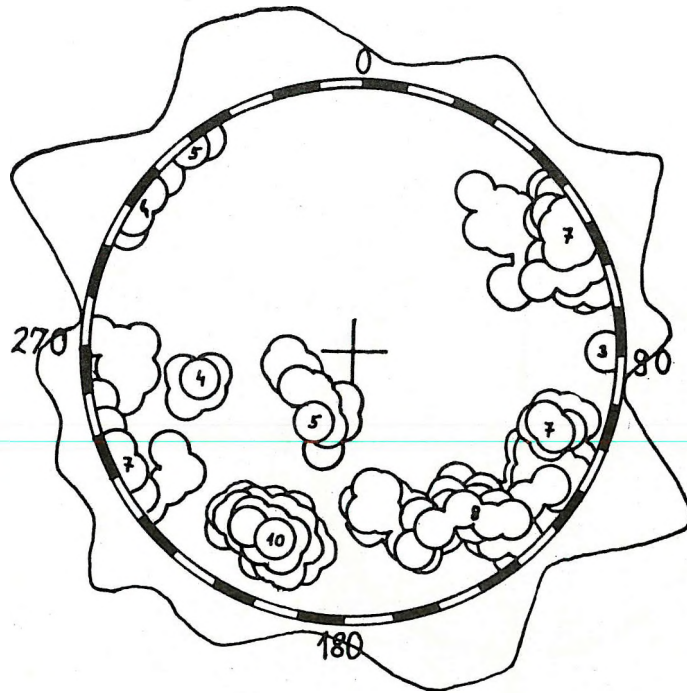


B

1. (4)
2. ---
3. - - -
4. ← →
5. —

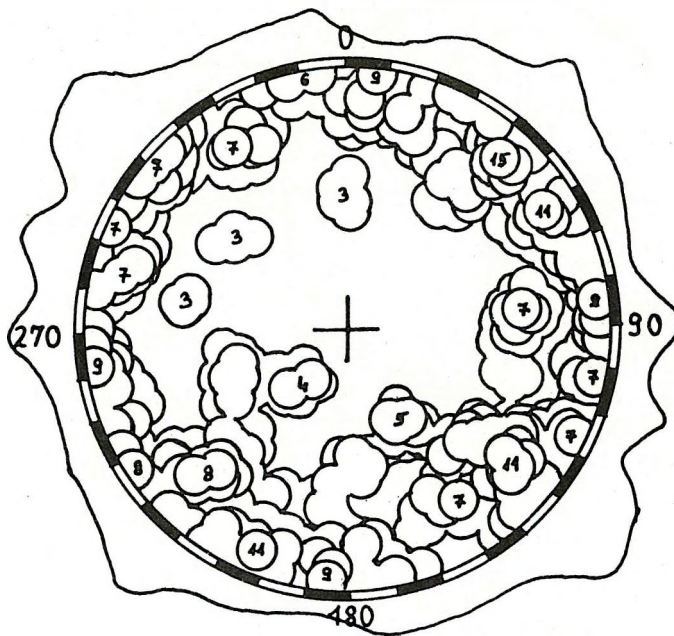
Fig. 5. sz. ábra





1. (4) 2. —

6.Fig. 6.sz. ábra



1. (3) 2. —

Fig. 7. sz. ábra

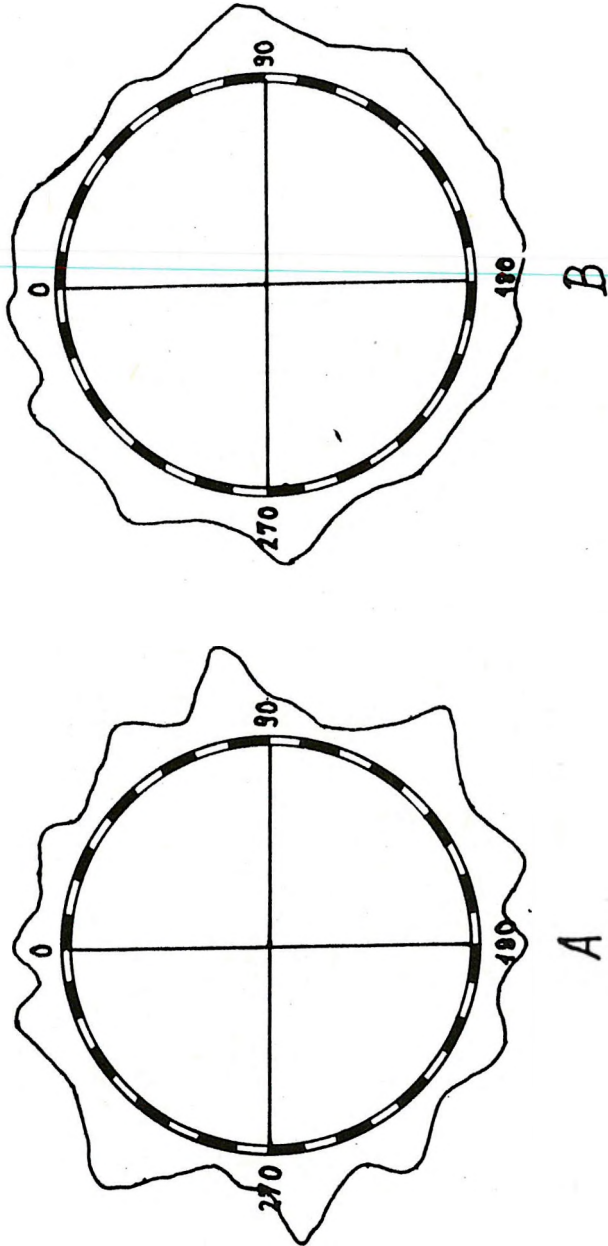


Fig. 8. sz. ábra

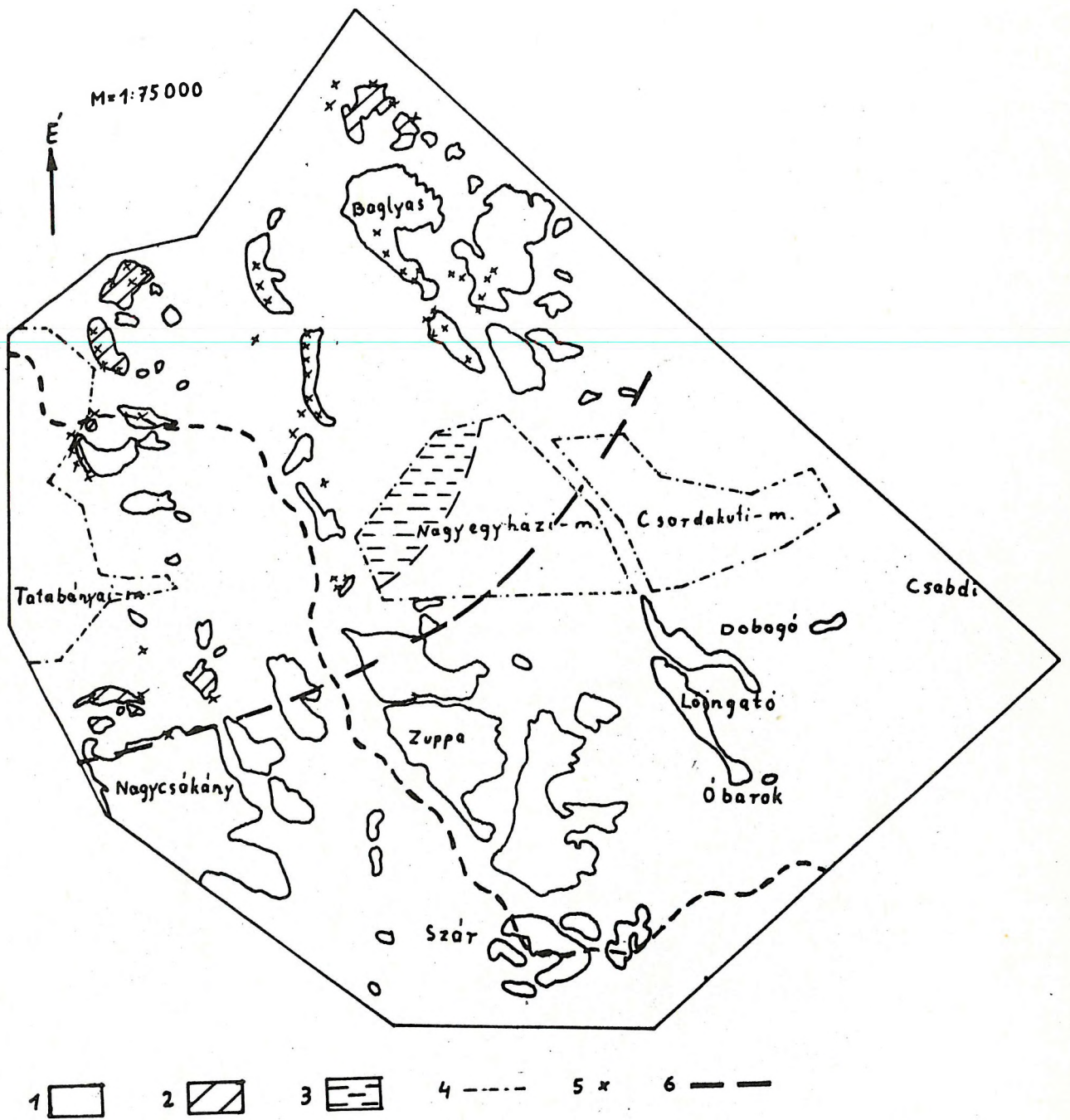
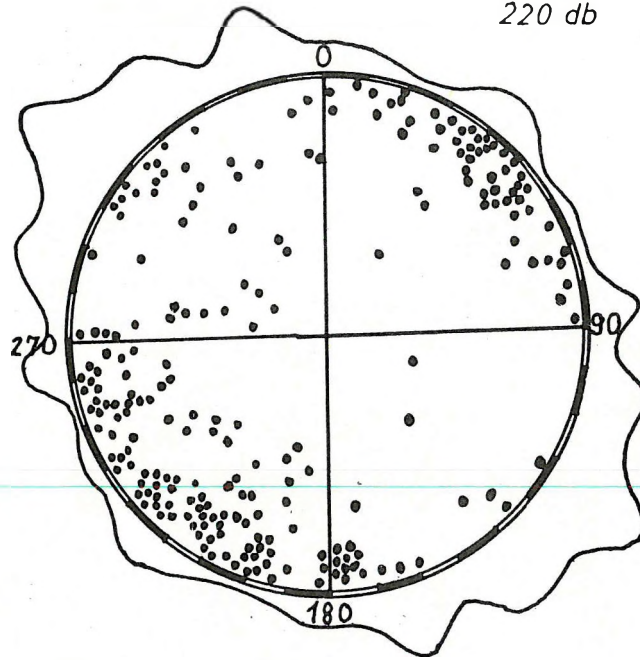


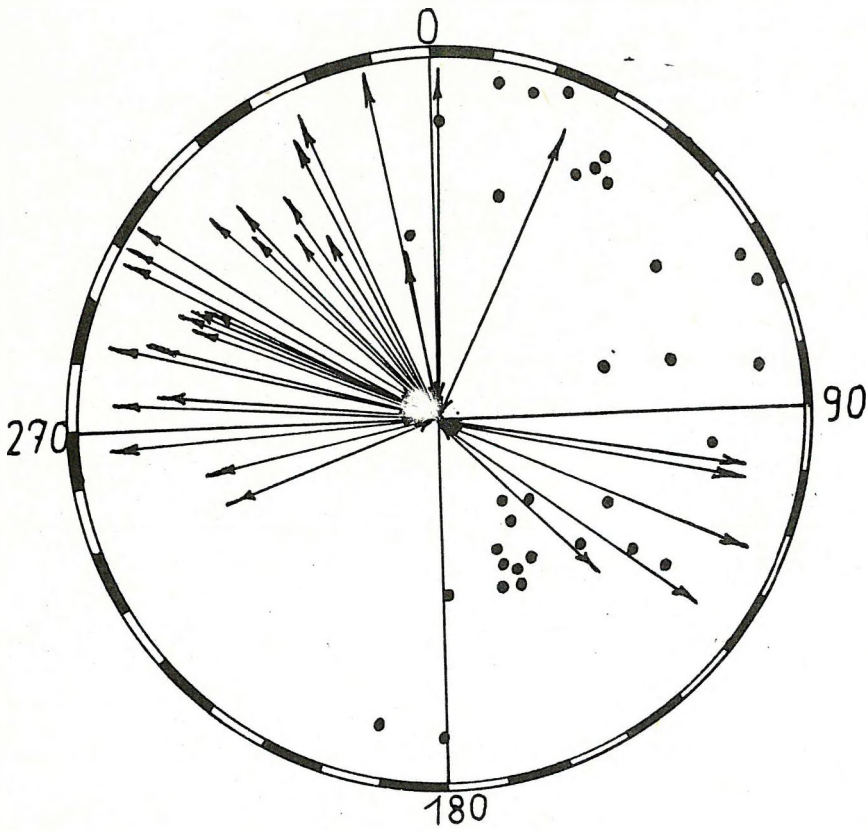
Fig. 9. sz. ábra

220 db



1. • 2. —

Fig. 10. sz. ábra



1. ←→ 2. •

Fig. 11. sz. ábra

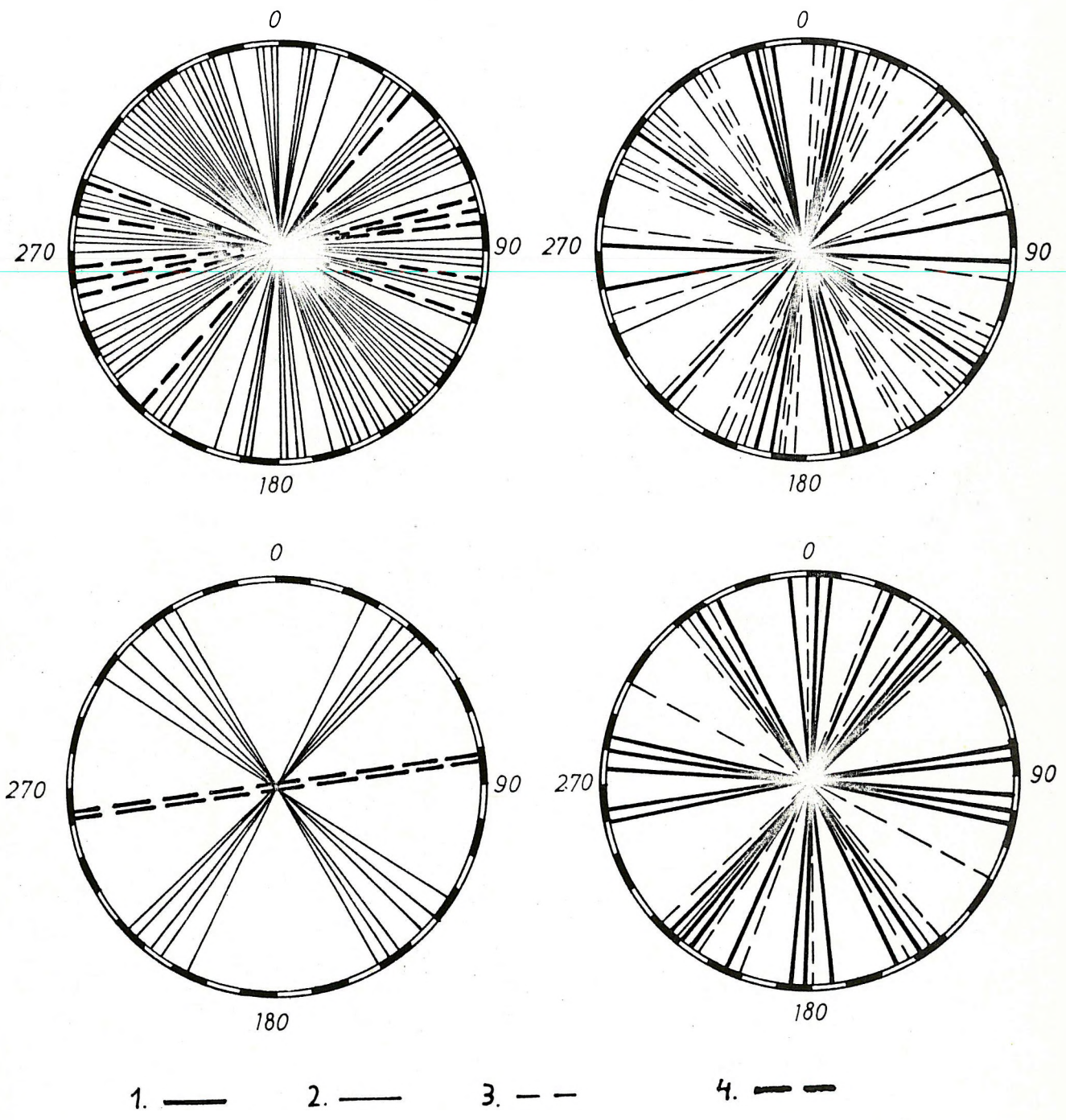


Fig. 12.sz. ábra



## MECSEKI GRANITOID KŐZETEK PALEOMÁGNESES VIZSGÁLATA

Mártonné Szalay Emőke

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Magnétisme, paléomagnétisme, roche-ignée, granitoide, antécambrien, Transdanubie-SE-Hongrie, /Monts Mecsek/

### BEVEZETÉS

A mecseki granitoidok a Mórággyi-rög területén 18 km hosszú, 11 km széles ÉK-DNy csapású vonulatban a felszínen tanulmányozhatók. A terület földtani felépítését JANTSKY B. /1974/ modern és minden részletre kiterjedő tanulmánya alapján a következőkben foglaljuk össze.

A granitoidok prekambriumi üledékgyűjtőben lerakódott geoszinklinális üledékek és bázisos vulkanitok amfibolitfáciesű metamorf termékeinek ultramorfózisával keletkeztek. A migmatitos gránitosodás végterméke, a porfiroblasztos, nebulitos gránit a vonulat központi üvében található /1. ábra/. Ez mindkét oldalon fokozatosan megy át finomszemű, biotitban gazdag granitoidokba. A granitoidokat réteges migmatitok övezik. A legkülső zónában amfibolitfáciesű metamorf kőzetek találhatók.

A migmatit-komplex felépítése közel szimmetrikus az ÉK-DNy irányú központi övre.

Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1979. március 7-i ülésén.

A kézirat beérkezett: 1979. július 9-én.

A gránitoidokat és a metamorf kőzeteket egyaránt gránitporfir, aplit és bosztonit telérek szelik át.

A migmatit terület északi szegélyén, Ófalutól délre, zöldpala fáciesű metamorf kőzetek találhatóak, amelyek a gránitoidokon is kimutatható, későbbi, kistektonikus metamorfózis termékei lehetnek.

A paleomágneses feldolgozásra gyűjtött minták mindannyian a porfiroblasztos, nebulitos gránitövből származnak /1. ábra/, de kőzettanilag változatos típusokat képviselnek:

|                                    |                                       |     |
|------------------------------------|---------------------------------------|-----|
| porfiroblasztos gránit:            | Mórág, községi kf.                    | /1/ |
|                                    | Lochalmi kf.                          | /3/ |
|                                    | Erdősmecske, működő kf.               | /4/ |
|                                    | Mórág, vasutállomás,<br>aplitfejtő    | /5/ |
|                                    | Mórág, vasutállomás,<br>legdélibb kf. | /6/ |
| diatexit:                          | Mórági községi kf.                    | /1/ |
|                                    | Úveghuta kf.                          | /2/ |
| Agmatit:                           | Mórág, községi kf.                    | /1/ |
|                                    | Úveghuta kf.                          | /2/ |
| durvaszemű, biotitgazdag<br>aplit  | Mórág, vasutállomás,<br>aplitfejtő    | /5/ |
| biotitszegény, finomszerű<br>aplit | Mórág, vasutállomás<br>legdélibb kf   | /6/ |
|                                    | Erdősmecske, működő<br>kf.            | /4/ |
| bosztonit:                         | Mórág, községi kf.                    | /1/ |

A felsorolt képződmények egymáshoz és a mecseki alkálidiabáz vulkanizmus-hoz viszonyított koráról a következő adatok közismertek:

A teléres gránit és a bosztonit fiatalabb a migmatitos gránitnál, mert egyrészt átszeli azt, másrészt mindkettő zárványként tartalmazza a migmatitos gránitot.



A migmatitos gránitban a mikroclin porfiroblasztok fiatalabbak, mint a többi földpát. BUDA Gy. /1969/ vizsgálatai szerint a porfiroblasztos gránit alapanyag földpátja  $550^{\circ}\text{C}$  feletti hőmérsékleten, míg a mikroclin porfiroblasztok  $450\text{--}530^{\circ}\text{C}$ -on keletkeztek.

A porfiroblasztok keletkezését K-metaszomatózisnak tulajdonítja és jelentős korkülönbséget tételez fel az alapanyag és a porfiroblaszt mikroklinek között /prekambrium - karbon/. A teléres gránitok a K-metaszomatózissal egyidősök.

A teléres gránit és a bosztonit egymáshoz viszonyított koráról nem ismerünk közvetlen földtani megfigyeléseket.

A bosztonit és az alkáldiabáz időbeli kapcsolatáról ellentmondó földtani megfigyelések ismertek.

BARABÁS A. /1956/ szerint a bosztonit permnél idősebb, mert törmelékét a permii homokkőben megtalálták.

JANTSKY B. /1974/ az Alsónána 1.sz. furás bosztonitjából alkáli diabáz zárványokat említ. Eszerint a bosztonit fiatalabb a krétának ismert alkáli diabázánál.

MAURITZ B. CSAJÁGHY G. /1952/ szerint a bosztonit az alkáldiabáz vulkanizmushoz tartozhat, mert a földpátja szanidin.

A mecseki granitoidokon végzett izotóp kormeghatározások szerint /Rb/Sr, teljes kőzet/ ultrametamorfózis kora 400-270 millió év. Ezen belül a regionális kiemelkedés kezdete 335 millió év. Az aplitok 335-275 millió évesek /SVINGOR É., KOVÁCH Á. megjelenőben/. A bosztonit kora 140 millió év /SVINGOR É., KOVÁCH Á., 1978/.

## PALEOMÁGNESES MÉRÉS ÉS FELDOLGOZÁS

A minták természetes remanens mágnesezettségét /NRM/ JR-4 kőzetgenerátorral mértük. Az irányszórás minden csoportban nagy volt, kivéve a bosztonitot és az üveghutai granitoidokat.

Váltóáramu lemágnesezésre a helyzet nem változott, csak annyiban, hogy a lemágnesező tér csúcsertékének növelésével a gránitaplitok egyre instabilabban viselkedtek.

Termolemágnesezéssel, ahol az NRM hőmérsékletfüggését vizsgáljuk, a gránitaplitokra mintacsoportonként jellemző mágnesezettséget /Ch RM/ sikerült meghatározni /az instabilitás már  $100^{\circ}\text{C}$ -ra való melegítéskor megszűnt és csak  $600^{\circ}\text{C}$ -on vált ismét jelentőssé/:

### Mórágyp, vasutállomás

legdélibb kf. /6/: minták száma 5

$$\begin{array}{ll} D = 99,4^{\circ} & I = 40,2^{\circ} \text{ statisztikus paraméterek} \\ K = 20 & \sigma = 17,3^{\circ} \end{array}$$

1 minta:

$$D = 197,2^{\circ} \quad I = 23,9^{\circ}$$

### Mórágyp, vasutállomás

aplitfejtő /5/: minták száma 5

$$\begin{array}{ll} D = 92,5^{\circ} & I = 50,8^{\circ} \text{ statisztikus paraméterek} \\ K = 25 & \sigma = 15,8^{\circ} \end{array}$$

Erdősmecske, működő kf. /4/ 1 minta

$$D = 215,7^{\circ} \quad I = -7,0^{\circ}$$

A bosztonit és agmatit minták termikus tisztítással meghatározott Ch RM-je a váltóáramu lemágnesezéssel izolált iránnyal egyezik meg:

Mórággy, községi kf. /1/: 2 minta, bosztonit

$$D = 114,1^{\circ} \quad I = 49,9^{\circ}$$

Üveghuta kf. /2/: minták száma 6, agmatit

$$D = 187,8^{\circ} \quad I = 22,3^{\circ} \quad \text{statisztikus paraméterek}$$
$$K = 13,1 \quad \alpha = 19,2^{\circ}$$

A diatexit és porfiroblasztos gránit iránya általában jelentősen változott és a paleomágnességben általában használit stabil végpontok – az az irány, amely további lemágnesezésre már nem változik – szórása jelentős volt. Néhány porfiroblasztos gránit NRM-je tisztítás előtt a bosztonit irányához volt hasonló; növelve a hőmérsékletet az agmatitok irányához közelített, majd ismét visszatért a bosztonithoz /2. ábra/. Ez a viselkedés azt mutatta, hogy a mágnesezettség többkomponensű és különböző hőmérsékleteken más és már irányu mágnesezettség az uralkodó.

Migmatitos eredetű granitoidokról lévén szó, arra gondoltunk, hogy a lassu lehülés miatt az NRM nem egyetlen mágneses térirányt tükröz, hanem a változó mágneses térnek a kihülés idejére eső egész sorozatát, vagy az utólagos K-metaszomatózishoz kapcsolódó irány lényegesen eltér a kihüléskor felvett mágnesezettségétől.

Ezért vizsgáltuk az egyes hőmérsékletintervallumokban elveszített mágnesezettség irányát. Az intervallumok nagysága  $/25-100^{\circ}\text{C}/$  a lemágnesezési lépésképtől függött. Az elveszített mágnesezettség irányát a különbségvektorok mutatják. A különbségvektorok maguk is lehetnek eltérő irányu mágnesezettségek eredői, szerencsés esetben azonban tisztán képviselnek egy-egy komponenst.

Az agmatitok mindegyikében és a legtöbb porfiroblasztos gránit és diatexit mintában  $575^{\circ}\text{C}$ , a magnetit Curie-pontja alatt  $50\text{--}150^{\circ}\text{C}$ -os hőmérséklet különbségre az NRM intenzitása a csucserték  $50\text{--}10$  százalékára zuhan le /3. ábra/. A zuhanó szakaszon elveszített mágnesezettség döntően Ti-magnetithez kapcsolódik, a blokkolási hőmérséklet összetétel-függő.

A Ti-magnetit mágnesezettségének  $300\text{--}575^{\circ}\text{C}$  között egységes az iránya, kőzettani típustól és mintavételi helytől függetlenül. Ez arra utal, hogy a Ti-magnetitek mágnesezettsége egyidős.

Iránya:

$$\begin{array}{lll} D = 188,1^{\circ} & I = 18,1^{\circ} & \text{statisztikus paraméterek:} \\ K = 11 & \alpha = 8,1^{\circ} & \end{array}$$

ahol a minták száma 30 és az 1. ábrán feltüntetett 6 mintavételi helyről származnak.

A magnetit Curie-pontja, illetve az intenzitászuhanás után visszamaradt mágnesezettség /a lemágnesezés stabil végpontja/ hematithez kapcsolódik. Ennek a nagy blokkolási hőmérsékletű hematitnak az iránya a vizsgált összes agmatit és néhány porfiroblaszt mentes gránit mintában megegyezik a Ti-magnetitével. Az ettől különböző irányok  $D \sim 180^{\circ}$ ,  $I \sim -50^{\circ}$  vagy  $D \sim 100^{\circ}$ ,  $I \sim +20^{\circ}$ -tól  $+50^{\circ}$  illetve ennek fordítottja.

A Ti-magnetit blokkolási intervallumánál kisebb hőmérsékleten elveszített mágnesezettség irányát a különbségvektorok mutatják. Ezek 30 százaléka iránybecslésre alkalmatlan a kis intenzitás vagy az átmeneti irány miatt. A különbségvektorok 40 százaléka a  $D \sim 100^{\circ}$ ,  $I \sim +20^{\circ}$ -tól  $+50^{\circ}$  irányhoz ill. fordítottjához, 25 százaléka a Ti-magnetit irányhoz ill. fordítottjához hasonló.

A hematit mágnesezettségét képviselő különbségvektorok iránya különböző mintákban, ugyanabban a hőmérsékleti intervallumban más-más. Ebből követke-

zik, hogy a hematithoz kapcsolódó, Ti-magnetittól eltérő irányu mágnesezettség nem a kihüléskor keletkezett, hanem kémiai eredetű.

A Ti-magnetithez kapcsolódó mágnesezettség  $300^{\circ}\text{C}$ -tól  $575^{\circ}\text{C}$ -ig egységes irányu, ezért a kémiai mágnesezettséget létrehozó folyamatok hőmérsékletének  $300^{\circ}\text{C}$ -nál kisebb kellett, lennie, bár helyenként valószínűleg elérte azt /4. ábra/.

A hematitnak a Ti-magnetitével egyező irányu, nagyhőmérsékletű mágnesezettsége a kőzet kihülésével egyidős. Ez a mágnesezettség az agmatit mintákban domináns, míg az ettől eltérő irányu a porfiroblasztos gránitokban. Ugy tűnik ezért, hogy ez utóbbi a földpátokban lévő hematithoz kapcsolódik, szételegyedése utólagos, de nem folyamatos hanem meghatározott eseményekhez - pl. regionális felmelegedés vagy hidrotermális működés - kapcsolódik.

Néhány porfiroblasztos gránitban a kémiai uton keletkezett mágnesezettség intenzitása nagyobb, mint a Ti-magnetité, az NRM ilyenkor folyamatosan tűnik el /5. ábra/.

## KÖVETKEZTETÉSEK

### 1. A mágneseződés folyamata

A migmatitos gránitok különböző hőmérséklet-intervallumokban elvesztett mágnesezettségének analízise szerint a stabil mágnesezettség kétkomponensű. Az egyik összetevő döntően Ti-magnetithez kapcsolódik. Iránya minden mintában egységes, ahol a magnetit Curie-pontja alatt intenzitászuhanás van. Ezért a Ti-magnetit mágnesezettségét a kőzet kihülésével egyidősnek gondoljuk.

A nagy blokkolási hőmérsékletű hematitnak a minták egy részében a Ti-magnetithez hasonló irányu mágnesezettsége van. Ez létrejöhetett úgy, hogy a kihülés folyamán a hematit mágneseződött előbb, közvetlenül  $680^{\circ}\text{C}$  alatt. A kihülés előrehaladtával a Ti-magnetit legkorábban  $575^{\circ}\text{C}$ -on, de általában ennél kisebb hőmérsékleten kezdett mágneseződni, a titántartalomtól függően. A másik lehetőség a hematitnak a magnetit Curie-pontja alatti, kémiai mágneseződése. Ebben az esetben más ásványokban – elsősorban a földpátokban szételagyódott hematit mágnesezettsége a Ti-magnetithez hasonló irányu, de annál valamivel fiatalabb.

Az első feltételezés valószínűbb, mert egyrészt a Ti-magnetit irányu, nagy blokkolási hőmérsékletű hematit az agmatitokban és a porfiroblaszt mentes gránitokban jelentkezik; a földpátban és különösen porfiroblasztokban gazdag minták hematitja a Ti-magnetittől eltérő irányban mágneseződött; másrészt ez a mágnesezettség valószínűleg termoremanens, mivel az ilyen hematit tartalmu minták legalább egy nagyságrenddel intenzívebbek a többinél és a hematit mágnesezettségének erőssége néha még a Ti-magnetitét is eléri /3. a. ábra/. Ez az arány közönséges hőmérsékleten történő mágneseződéskor a Ti-magnetitnél két nagyságrenddel több hematit tartalom esetén lenne csak megfigyelhető.

Fentiek szerint a vizsgált migmatitos eredetű granitoidok kihüléskor felvett mágnesezettsége a  $680-300^{\circ}\text{C}$  tartományban földtani értelemben egyidős. Az  $530 - 550^{\circ}\text{C}$  intervallumban sem annak közvetlen környezetében nincs nyoma egy lényegesen későbbi, nagyhőmérsékletű K-metaszomatózisnak.

A migmatitos granitoidok mágnesezettségének másik komponense  $300^{\circ}\text{C}$  alatti kémiai folyamatok eredménye, amelyet az irányok hasonlósága miatt a bosztonit és gránitaplitok mágneseződésével egyidősnek tartunk.

A bosztonit egykomponensű, intenzív mágnesezettségét döntően valószínűleg hematit hordozza /6. ábra/. A mágnesezettség tulajdonságainak ez a kombinációja arra vall, hogy az a kőzet kihülésekor keletkezett.

A gránitaplitok Ch RM-je általában a bosztonitéhoz hasonló irányú, de nagyon gyenge. Mórág, vasutállomás, legdélibb kőfejtő mintáiban a 100-200°C között elvesztett mágnesezettség iránya egységes:

$$\begin{array}{ll} D = 196,9^{\circ} & I = -66,4^{\circ} \quad \text{statisztikus paraméterek:} \\ K = 25 & \alpha = 13,6^{\circ} \end{array}$$

Ez az irány a migmatitos gránitok nagyhőmérsékleten blokkolódó hematitja második csoportjának irányához hasonló. Két gránitaplit minta /Mórág, vasutállomás, legdélibb kőfejtő, Erdősmecske, működő kőfejtő/ Ch RM-jének viszont "Ti-magnetit iránya" van, termolemágnesezési görbéjükön 575°C alatti zuhanó intenzitás szakasszal.

Fentiekből arra következtetünk, hogy a gránitaplitok nagy részének utólagos, kémiai mágnesezettsége. Az eredeti mágnesezettséget a két Ti-magnetit irányú minta őrzi. A többiben a bosztonit benyomulásakor valószínűleg regionális felmelegedés hatására földpátban szételegyedett hematit mágnesezettsége uralkodik.

## 2. A mágnesezettség kora

A mecseki granitoidok és bosztonit mágnesezettségeit stabil európai koordináta rendszerben kíséreljük meg elhelyezni /7. ábra/, mivel a terület afrikai lemezhez tartozása kevésbé valószínű. A granitoidok kihüléskor keletkezett mágnesezettségének iránya a számított pólusok alapján hasonló az 1400 millió illetve a 280-300 millió éves európai pólusokhoz.

A bosztonit kihüléskor és a granitoidok (valószínűleg a bosztonit) benyomulása-  
kor  $300^{\circ}\text{C}$ -nál kisebb hőmérsékleten felvett mágnesezettsége a Stábil Európára  
jelenleg ismert, de véglegesnek nem tekinthető prekambriumi pólusvándorlási  
görbe 925–760 millió éves szakaszára és egy egészen fiatal /?/ korra ad ered-  
ményt.

Az egyik lehetőség tehát az, hogy a migmatitot jellegű és teléres gránit kb.  
1400 millió évvel ezelőtt kihüléskor mágneseződött. A vizsgált bosztonit benyo-  
mulásával /a terület általános felmelegedése max.  $300^{\circ}\text{C}$ / egyidős kémiai mág-  
nesezettség 925–760 millió éves. A krétában vagy a harmadkorban a közönségesnél  
kissé nagyobb hőmérsékleten végbement kémiai folyamatok szintén létrehoztak  
stábil mágnesezettséget. Ez a magyarázat azonban ellentétben áll az izotóp kor-  
meghatározás legújabb eredményeivel.

A másik lehetőség a kihülés /a Ti-magnetitek mágneseződése/ 280–300 millió  
éves kora. Ebben az esetben a kémiai mágnesezettség és bosztonit iránya sta-  
bil európai koordináta rendszerben anomális.

Hasonlóan anomális irányok jeletnkeztek azonban a mecseki alkáli diabázokban  
dőléskorrekció előtt és sok esetben utána is /7. ábra/.

Igy a stábil európai + "mecseki" koordináta rendszerben a kihülés kora 280–300  
millió év, a kémiai mágneseződés alsó kréta lehet. A folyamatok ilyen időzítése  
egyrészt ismert földtani eseményekhez /variszkuszi hegységképződés illetve  
alsó kréta alkáli diabáz vulkanizmus és hidrotermás tevékenység/ kapcsolódik,  
másrészt megfelel az izotóp koroknak.

A lehetőségek közötti választáshoz tisztázni kell, hogy az alkálidiabázok ano-  
mális iránya a stábil európai koordináta rendszerben a mágneses tér pillanat-  
nyi állapotát tükrözi-e, vagy hosszabb ideig tartott, azaz tektonikai magyaráza-  
ta van. Ehhez nemcsak a Nyugati Mecsek, a Keleti Mecseknél nyugodtabb tele-  
püléssű alkálidiabázainak feldolgozására, hanem alsókréta üledékes kőzetek mé-  
résére is szükség lesz.



## IRODALOM - REFERENCES

1. BARABÁS A. 1956.  
A mecseki perm időszaki képződmények. - Kand. Dissz. Kézirat,  
Budapest
2. BUDA G. 1969.  
Genesis of the granitoid rocks of the Mecsek and Velence Moustains on  
the basis of the investigation of the feldspars. - Acta Geol. Acad. Sci  
Hung. 13. 131-155, Budapest
3. DOGLEY P., ADE HALL, J.M. 1970.  
Cretaceous, Tertiary and Quaternary paleomagnetic results from  
Hungary. - Geophys. J. R. Astr. Soc. 20. 65-87.
4. IRVING E. 1977.  
Drift of the major continental blocks since the Devonian. - Nature,  
Vol. 270. 24. 304-308.
5. JANTSKY B. 1974.  
A mecseki kristályos alaphegység. - Akadémiai dokt. dissz. Kézirat,  
Budapest.
6. MÁRTON P. and MÁRTON E. 1968.  
Paleomagnetic investigation of magmatic rocks from the Mecsek  
Mountains, Southern Hungary. - Annal. Univ. Sci. Bp. Sec. Geol. 12.  
67-80, Budapest.
7. MAURITZ B. - CSAJÁGHY G. 1952.  
Alkáli telérkőzetek Mórággy környékéről. - Földt. Közl. 82. 137-142,  
Budapest
8. McELHINNY M.W. 1973.  
Palaeomagnetism and plate tectonics - Cambridge University Press,  
London.

9. SVINGOR É. - KOVÁCH Á. 1978.  
A Mecsek-hegységi bosztonit kora Rb/Sr kormeghatározások alapján.  
- Földt. Közl. 108/1, 94-96. Budapest
10. SVINGOR É. - KOVÁCH Á. /megjelenőben, in press/  
Rb/Sr isotopic studies on granodioritic rocks from the Mecsek  
Mountains, Hungary. - Acta Geol. Acad. Sci. Hung, Budapest

PALEOMAGNETISM OF THE GRANITOIDS FROM  
THE MECSEK MOUNTAINS, SE-TRANSDANUBIA, - HUNGARY

By

E. Márton-Szalay

ABSTRACT

The magnetic directions of the Ti-magnetite components of 30 migmatitic specimens /6 localities/ and two aplites are consistent in the 300-575°C range. Hematites of high-temperature origin in the same samples are magnetized in similar directions.

A younger, stable magnetization residing in hematites is superimposed as a result of chemical processes occurring below 300°C.

The analysis of the magnetization in all temperature ranges below 680°C revealed a uniform cooling history of the granitoids above 300°C. Consequently K-metasomatism must be geologically contemporaneous with migmatization.

The interpretation of the palaeomagnetic data in a Stable European framework is not unique. Based on palaeomagnetic determinations two models might be proposed:

1. The age of the blocking of the Ti-magnetites /cooling after migmatization/ is about 1400 my. Bostonite intrusion and chemical processes resulting in stable secondary magnetization occurred between 925 and 760 my and in the Cretaceous-Tertiary.

2. The age of the blocking of the Ti-magnetites is 280–300 my. Stable secondary magnetization might be contemporaneous with the alkali diabase magmatism of the Mecsek Mountains.

Further palaeomagnetic data on the Mesozoic of the Mecsek Mountains are needed to explain the anomalous character of the stable secondary magnetization in the Phanerozoic of Stable Europe.

---

Manuscript received: July 9, 1979

Address of the author:

Mártonné Szalay Emőke

MÁELGI /Hungarian Institute of Geophysics/

Budapest XIV

Columbus u. 17-23

H-1145

## ÁBRÁK JEGYZÉKE

1. ábra: A Mórági rög földtani térképvázlata JANTSKY B. nyomán  
/a mintavételi helyekkel.

1. Réteges migmatitok. 2. Fillit, amfibolit, kristályos mészkő  
3. Diatexitek. 4. Porfiroblasztos, nebulitos gránit graisz és  
agmatit zárványokkal. 5. Porfiroblasztos, nebulitos gránit.  
6. Kőszéntelepes liász összlet.

A mintavételi helyeket bekarikázott számok jelzik.

2. ábra: Néhány minta mágneses irányának változása termolemágnese-  
zésre sztereografikus vetületen. /Az inklináció mindenütt pozi-  
tív. / Mórág, községi kőfejtő

pont: a mágnesezettség iránya az egyes lemágnesezési lépé-  
sekben, tele kör: a termolemágnesezés végpontja, csillag:  
bosztonit jellemző mágnesezettségének iránya, négyszeg: agma-  
titok jellemző mágnesezettségének középiránya

3. ábra: A természetes remanens mágnesezettség intenzitásának válto-  
zása termolemágnesezésre.

a. / Mórág, községi kőfejtő. Porfiroblaszt mentes gránit.

400<sup>o</sup>C felett nincs irányváltozás b. / Mórág, községi kő-  
fejtő. Diatexit. 350<sup>o</sup>C felett nincs irányváltozás

4. ábra: A természetes remanens mágnesezettség intenzitásának változá-  
sa és a különböző hőmérséklet-tartományokban elvesztett mág-  
nesezettség iránya /különbség vektorok iránya/.

Mórág, vasutállomás, legdélibb kőfejtő. Az intenzitászuhanás  
200<sup>o</sup>C-on elkezdődik. Az irány 300<sup>o</sup>C-ig "bosztonitirány", felet-  
te "Ti-magnetit" irány, amelyből kb. 300<sup>o</sup>C-ra való utólagos fel-  
melegedésre következtetünk.

5. ábra: A természetes remanens mágnesezettség intenzitásának folyamatos csökkenése termolemágnesezésre porfiros gránitban, Mórág, községi kőfejtő.

6. ábra: Bosztonit termomágneses vizsgálata,

Mórág, községi kőfejtő.

a./ a természetes remanens mágnesezettség intenzitásának változása termolemágnesezésre. - A 300 és 400<sup>o</sup>C között eltűnő mágnesezettség származhat Ti-magnetittől is.

b./ A mágnesezettség felvétele növekvő külső térben /max. 6 kOe/, majd ennek hőmérséklete függése. Előbbin Ti-magnetit jelenléte gyanítható a 2 kO-ig emelkedő szakaszon, de az IRM /6 kOe/ hőmérsékletfüggése ezt nem támasztja alá. - Utóbbi görbén a 300<sup>o</sup>C-os töréspont kis blokkolási hőmérsékletű hematitfázist jelenthet.

7. ábra: Mágneses pólusok, /A melléirt számok az 1. ábra mintavételi

helyeire utalnak, /tele körök: Ti-magnetit mágnesezettsége a migmatitokban, csillag: a Ti-magnetit mágnesezettségekből

számított közepes pólus, tele háromszögek: kémiai mágnese-

zettség iránya migmatitokban, üres háromszög: kémiai mágnese-

zettség migmatitokban és aplitok 100-200<sup>o</sup>C intervallumban elve-

szített mágnesezettségéből számolt pólushelyzet, üres körök: ap-

litok "Ti-magnetit" iránytól eltérő jellemző mágnesezettsége

kettős kör: bosztonitirány, kereszték: alsó kréta alkáli diabáz -

- teschenite - fonolit pólushelyzetek /MARTON és MARTON,

DAGLEY és ADE HALL/, dőléskorrekció nélkül, kereszték, be-

karikázva: ugyanezen irányok, dőléskorrekcióval

A Stabil Európára vonatkozó látszólagos pólusvándorlási görbék IRVING és MCELHINNY adataiból készültek.

## FIGURE CAPTIONS

Fig. 1.      Simplified geological map of the Mórógy area /after B. JANTSKY/  
showing the sampling localities of this study.

1. Stromatic migmatite, 2. Phyllite, amphibolite, crystalline limestone, 3. Diatexite, 4. Porphyroblastic granite with xenolites of gneiss and agmatite, 5. Porphyroblastic, nebulitic granite, 6. Coal bearing Liassic complex.

Sampling localities are indicated by encircled numbers.

Fig. 2.      Directional change of magnetization of two specimens on thermal  
demagnetization /stereographic projection/. /Inclinations are  
positive/ Mórógy, quarry.

dot: the direction of the magnetization at different demagnetization steps, full circle: end point of thermal demagnetization, star: characteristic remanent magnetization of bostonites, square: mean direction of characteristic remanent magnetization of agmatites.

Fig. 3.      Intensity change of NRM on thermal demagnetization  
a. / Mórógy, quarry. Granite without porphyroblasts of mikro-  
obá. No directional change above 400<sup>o</sup>C. b. / Mórógy, quarry.  
Diatexite. No directional change above 350<sup>o</sup>C.

Fig. 4.      Intensity change of NRM and the direction of magnetization lost  
in different temperature intervals /subtracted vectors/ on  
thermal demagnetization.

Mórógy, railway station, granite quarry. Sharp decrease of the  
intensity starts at 200<sup>o</sup>C. The direction of NRM corresponds to  
the "bostonite" direction up to 300<sup>o</sup>C while it is "Ti-magnetite"  
direction above /secondary heating to 300<sup>o</sup>C/

Fig. 5. Continuous decrease of NRM intensity and the direction of magnetization lost in different temperature intervals of porphyroblastic granite on thermal demagnetization.  
Mórágy, quarry.

Fig. 6. Thermomagnetic measurements on bostonite.  
Mórágy, quarry a./ Intensity change of NRM on thermal demagnetization. The magnetization disappearing between 300 and 400 °C might be due to Ti-magnetite. b./ IRM acquisition curve /max. 6 kOe/ and intensity change of IRM 6 kOe on thermal demagnetization.

The presence of Ti-magnetite is feasible from the former but it is not supported by the latter, where the inflexion might indicate hematite with low blocking temperature.

Fig. 7. Magnetic poles. Numbers refer to the sampling localities of Fig. 1.  
full circle: Ti-magnetite magnetization in migmatites, star: mean magnetic pole calculated from Ti-magnetite directions, full triangle: direction of chemical remanent magnetization in migmatites, triangle: direction of chemical remanent magnetization of chemical remanent magnetization in migmatites and that of aplites lost in the 100-200 °C interval, circle: characteristic remanent magnetization of aplites with the exception of two samples of "Ti-magnetite" direction, double circle: characteristic remanent magnetization of bostonite, cross: Lower Cretaceous alkali diabase - teschenite - phonolite magnetization before dip correction /MARTON and MARTON, 1968; DAGLEY and ADE-HALL, 1970/ cross, encircled: the same, dip corrected

The Phanerozoic and Precambrian apparent polar wander curves are drafted from data by IRVING /1977/ and MCELHINNY /1973/, respectively.



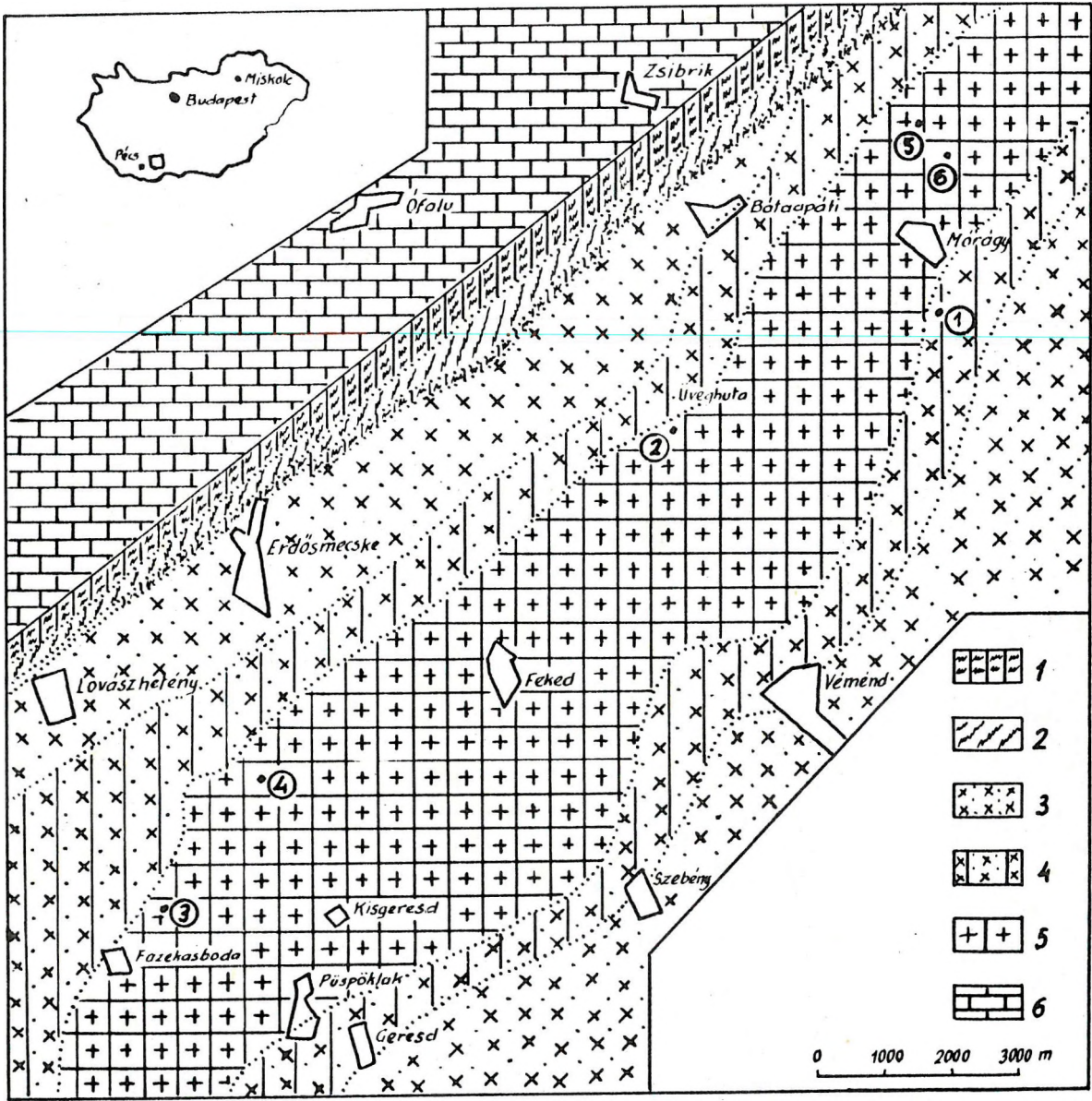


Fig. 1.sz. ábra

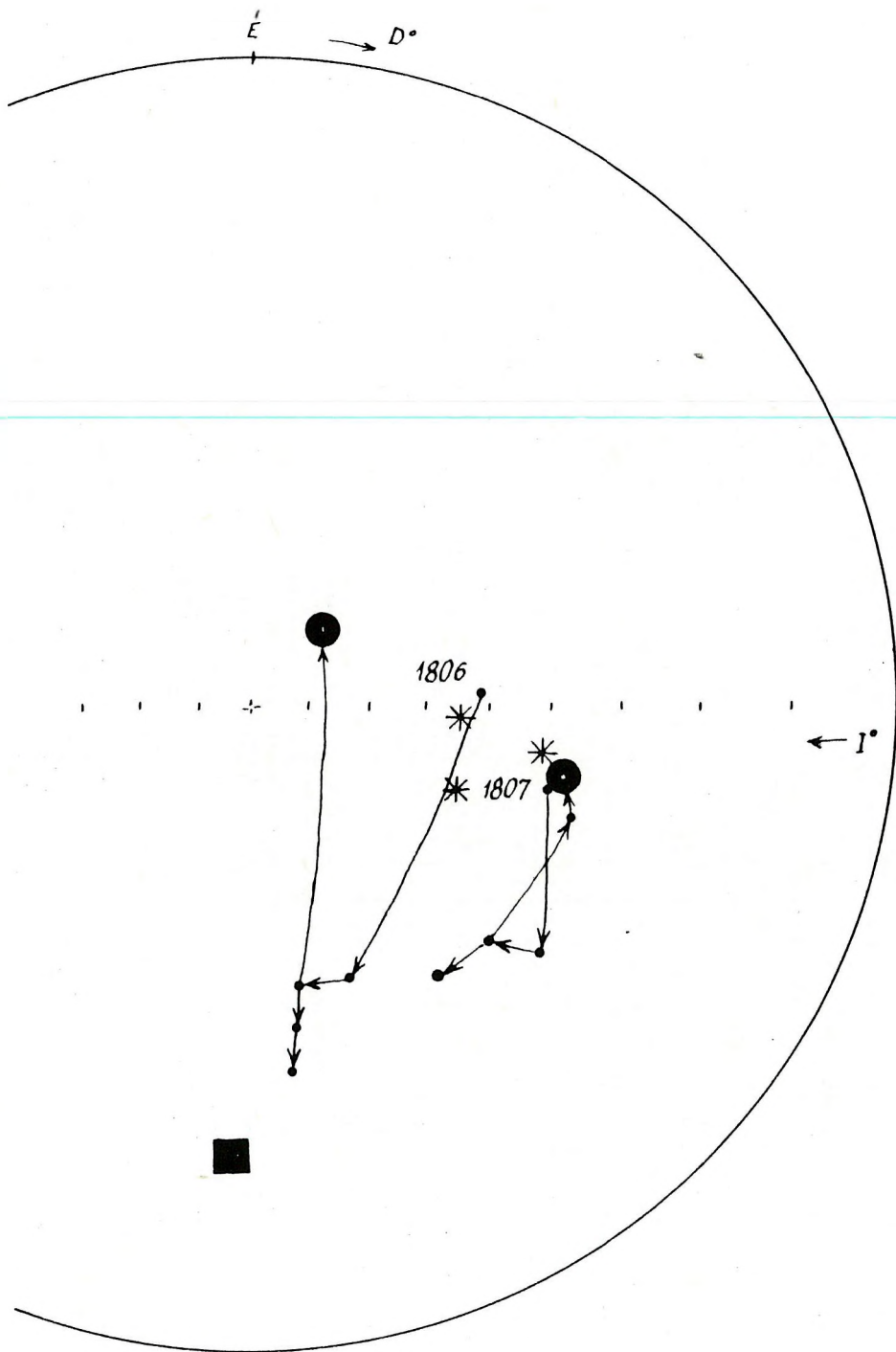
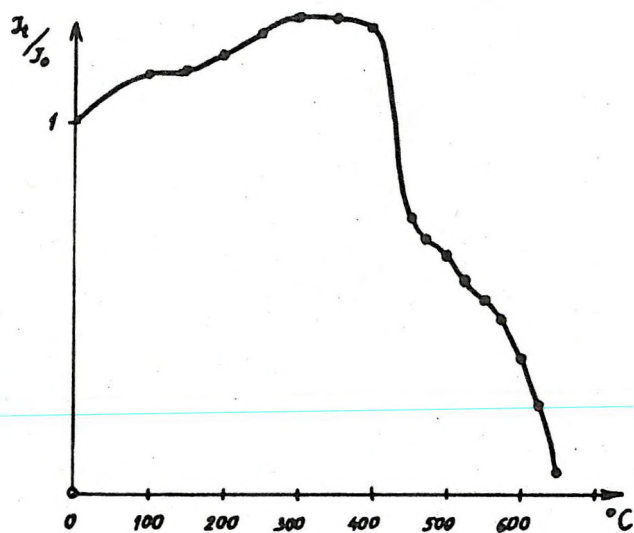
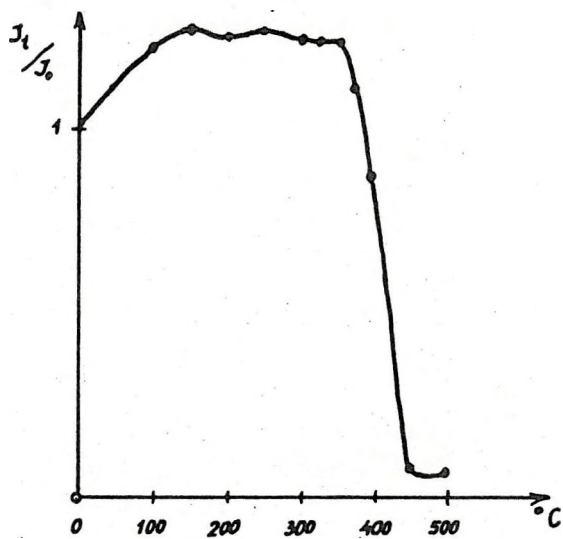


Fig. 2.sz. ábra



(a)



(b)

Fig. 3.sz. ábra

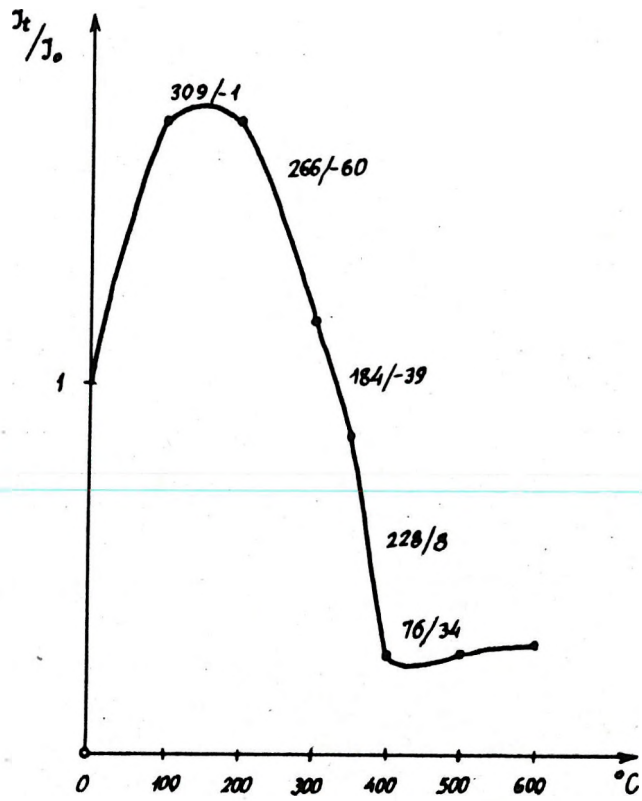


Fig. 4. sz. ábra

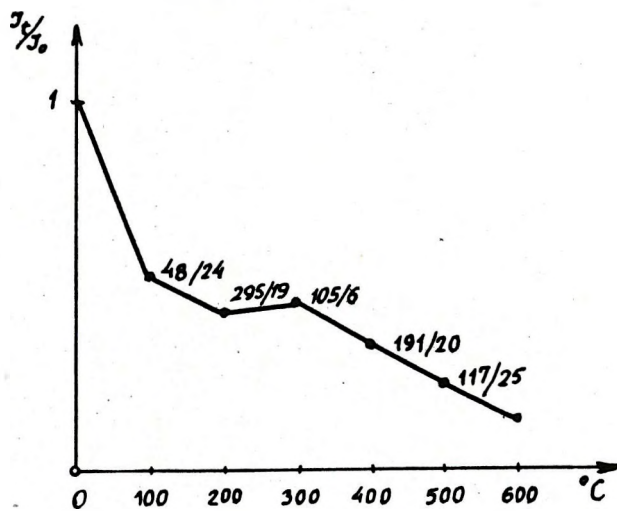
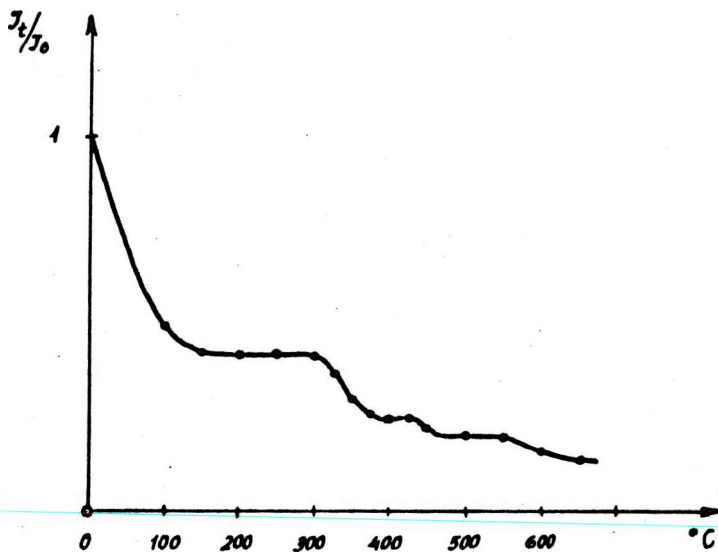
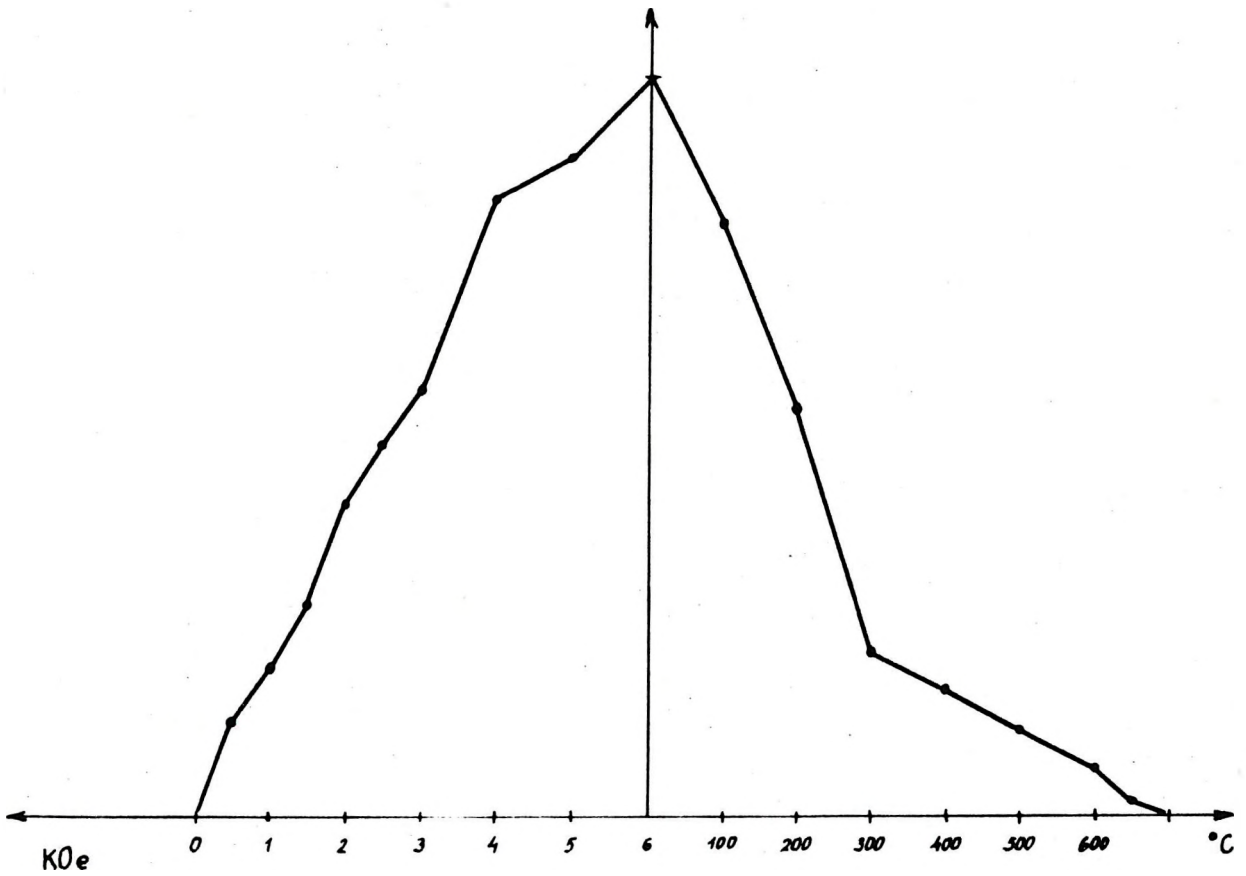


Fig. 5. sz. ábra



(a)

IRM



(b)

Fig. 6. sz. ábra

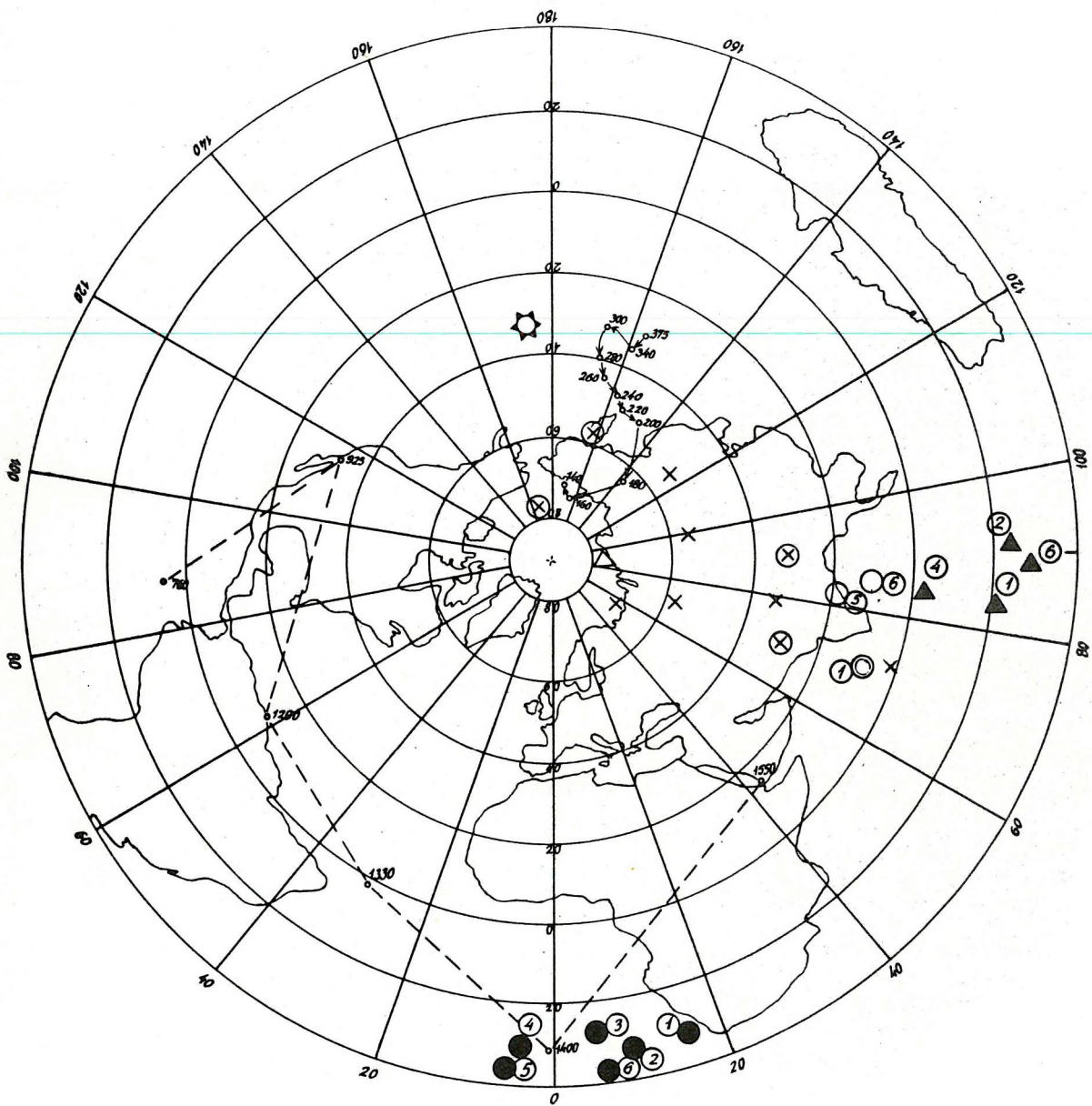


Fig. 7. sz. ábra

A LANG SON KÖRNYÉKI /ÉSZAK-VIETNAM/ BAUXITOK  
ÁSVÁNYTANI VIZSGÁLATA

Mindszenty Andrea

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Bauxite, minéralogie,  
structure-sédimentaire, propriété-physicochimique,  
Vietnam

BEVEZETÉS

A vietnami-kinai határ közelében települő Lang-Son-i bauxitok földtani viszonyait KOMLOSSY Gy. foglalta össze. A fekvő felsőpermi mészkő, erre a számban álló előfordulások többségénél /Ba Xa/ közvetlenül aleurilit települ; ez megy át fokozatosan a bauxitba. A közvetlen fedő mindig fekete, bitumenes, kovás, biogén mészkő /mocsári fácies/. Ez felfelé fokozatosan világosszürke tengeri kifejlődésbe megy át. A számban álló bauxitot az erózió a terület nagyrészen részben vagy teljesen lepusztította, a lepusztuló karsztplatókról lejtőtörmelékként a völgybe halmazta át. Itt agyagos málladékkal kevert, kisebb-nagyobb blokkokból, törmelék-darabokból álló alluviális telepeket képez. Az áthalmazódás ma is tart.

Makroszkóposan a Lang-Son-i bauxit igen eltér a magyarországi mediterrán típusu karsztbauxitoktól. Általában igen kemény, tömött; eredetileg sötétszürke /utólagos oxidációs hatására vörös/, zöld, vagy fekete; rendszerint jól

A kézirat beérkezett 1979. március 31-én. /Lezárva még 1977-ben/.

kristályos. A magyar bauxitokban uralkodóan háromértékű, a lang-son-iakban pedig két-értékű vas van. Így joggal irhatjuk az eltérő szint ennek rovására. Nem magyarázza azonban a ferrovas-tartalom a sötétszürke lang-soni bauxitok rendkívüli keménységét /6-7 körül./ Ezt az ásványos összetételnek kell magyaráznia.

A röntgendiffrakciós, DTA és mikroszkópi vizsgálatok szerint a vietnami bauxitminták ásványos összetétele alapvetően más, mint a magyar bauxitoké. Az alumínium ásványa nem a gibbsit vagy a boehmit, hanem a diaszpor alárendelt boehmittel és csak másodlagos gibbsittel; a silícium-oxid ásványa - egyben vasásvány is - a chamozit alárendelt kaolinittel, szericittel és illittel. További vasásványok a pirit, szidit, goethit és - valószínűleg másodlagosan - a hematit és a limonit.

Ezek a bauxitok igen jókristályos szövetűek. A jó kristályos diaszpor keménysége 6,5-7., Mindez már elegendő magyarázat a langsoni bauxitok nagy keménységére.

Kőzetjellegeik alapján a megvizsgált bauxitok két nagy csoportba sorolhatók:

- A/ sötétszürke, kemény, tömör, "elsődleges" bauxitok és ezek oxidált változatai /Ma Meo, Tam Lung és Ba Xa előfordulások/
- B/ világosszürke, kevésbé kemény, "claystone" konzisztenciájú agyagos bauxitok és ezek oxidált változatai /Ban Long, Ba Xa, Tam Lung mélyszint/.

Mindkét csoporton belül számos változat különíthető el a szövet, szerkezet, konzisztencia, oxidációs állapot és a különféle hipergenetikus átalakulások mértéke szerint.



Az A/ csoportba tartozó bauxitok szövete oolitos-pizolitos, törmelékes, ritkábban homogén. Kifejezett rétegzettséget ebben a típusban nem lehetett megfigyelni, de a többé-kevésbé megnyult pizolitok, oolitok hossz tengelyei gyakorta egy irányban rendeződtek. A szálban álló kibuvások többnyire vékonypadosak, illetve poliéderelesen szétesőek; a törmelékes előfordulások hatalmas tömbjei görgetegei általában nem mutattak jellegzetes elválást.

Általános jelenség a szürke bauxitok oxidálódása. Az oxidáció a felületekről hatolva befelé és határozott zonásságot eredményez legkivül élénk vörös, befelé sötétebb vörössé váló 5-6 mm, esetleg több centiméter vastagságú réteg van, amelynek porózusabb, mint az eredeti sötétszürke anyag. Ezt befelé néhány mikronnyi sárgásvörös határfelület követi /= mállási front, amely az egyes szöveti elemek határát kijelölve zezugos lefutású/, majd zöld-zöldesszürke zóna látható. Ennek tömörsége még őrzi az eredeti állapotot, csak a színe változott meg. Legfelül van az eredeti, sötétszürke "mag". A további oxidáció során először az oxidálódó darab belső magja válik egyöntetűen zöldesszürkévé, a vöröses színű szegély szélesedik, majd végül az egész darab egyöntetű vörös-vörösbarna bauxittá alakul. Ez még sokáig változatlanul őrzi az eredeti szövetet. Az oxidált darabokat kívülről többnyire hajszálfinom rétegekben sárgás színű, porózus, okkerszerű földes-agyagos kéreg borítja. Az oxidációs folyamatok továbbhaladtával az anyag porozitása jelentősen növekedhet /= kilugozódás/, illetve a tektonikusan előzőleg igénybevett darabok széteshetnek, brecsásodhatnak, felaprózódhatnak. A szálban álló bauxitkibuvásoknál az oxidáció rendszerint kevésbé előrehaladott, a vörös kérgék sokszor csak pár mm vastagok. A törmelékes előfordulások anyagában ezzel szemben az oxidáció legkülönbözőbb és többnyire meglehetősen előrehaladott fázisaiban lévő törmelékdarabok találhatóak.

A B/ "claystone" típusban tartozó bauxitok keménysége olyan kicsi, hogy nem ritkán késsel faraghatók. Mikroporózusak, szövetük többnyire oolitos-pizolitos vagy törmelékes, többnyire rétegzett, vagy mikrorétegzett. A rétegződés ooli-

tos, törmelékes és homogén sávok váltakozásából adódik; ritkábban szinsávosság is megfigyelhető. A réteghatárok nem szabályos lefutásúak, a rétegvastagság változó: néhány mm-től centiméterig. Ezek a változatok nem kristályosak, legfeljebb a kvarc-homokliszttel szennyezett, vagy erősebben pirites fajtáknál látszanak becsillanó kristálylapok a törési felületen. Oxidálódva világossárga, vöröses sárga, lila, barna; repedések mentén vörös-lila sávos, foltos megjelenésűek.

Mind az A/, mind a B/ típusu bauxitokat, illetve bauxitos agyagokat egyaránt érthették különböző hipergenetikus átalakulások /elsősorban utólagos piritesedéssel járó teletermás hatások/, amelyeknek eredményeként zezzugos pirites erek járják át őket /Khon Pich/.

Külön említést érdemel az a néhány - főként a Ban Thau-i törmelékes, előfordulásról előkerült - minta, amelyeknek külleme /világos színű, pizolitos, oolitos, breccsás, porózus szövet/ a lateritbauxitokra emlékeztet. Ezek kiinduló anyagaként a környező területeken gyakori fiatal vulkáni szórt anyag jöhet számításba, de erről biztosat a szórványos adatok miatt nem lehetett megállapítani.

## I. ÁSVÁNYOS ÖSSZETÉTEL

Az ásványtani vizsgálatok alapját 152 minta mikroszkópos vizsgálata képezte. Kiegészítésképpen röntgendiffrakciós és DTA felvételek is készültek; felhasználtuk továbbá az egyes bauxitmintákról készült ötkomponenses bauxit sorozatelemzéseket is. Erre azért volt szükség, mert a bauxitásványok optikai elkülönítése néhány szélsőséges esettől eltekintve meglehetősen problematikus.

A Lang Son-i bauxitok főásványai az alábbiak:

## 1. ALUMINIUM-ÁSVÁNYOK

Diaszpor. Mennyisége 20-50 %<sub>0</sub> kivételesen másodlagos folyamatok hatására elérheti a 80 %-ot is. Két generációja különíthető el: 1/ az alapanyagban, annak vasásványaival szorosan összeszővődve, mikrokristályos, vagy - különösen az oxidált típusokban - egyöntetű, mozaikszerű képet adó durvakristályos formában és 2/ a vasásványoktól jól elkülönült, tiszta fázisként, mint szabálytalan körvonalú szegregáció az alapanyagban vagy a különféle szöveti elemek /oolitok, pizolitok, gömbszemcsék/ belsejében, a koncentrikus szerkezethez igazodva, vagy zezugos hálózatot képezve. A 2/ típusú diaszpor a jóminőségű típusokban gyakoribb.

Boehmit. Mennyisége 0-10 %. Kivételesen - főként a mélyszinti szürke, redukált típusú mintákban /Tam Lung/, illetve Ban Long porózus "claystone"-jában elérheti a 10-50 %-ot is. Mindig igen finom szemcsés, közel szubmikroszkópos méretű. Mikroszkópi elkülönítése épp ezért bizonytalan, Jelenlétét a röntgenfelvételek igazolták.

## 2. VAS-ÁSVÁNYOK

Elsődleges vasásványok a chamozit, sziderit, pirit, illetve a hematit egy része, valamint a magnetit és a maghemit. Másodlagosak a hematit, a goethit és a lepidokrokit. Részletesen csak a legfontosabbakkal foglalkozunk.

Chamozit.  $\text{Fe}_4^2, \text{Al}_2, \text{Si}_2\text{Al}_2, 0_{10}\text{OH}_8$

Mennyisége a szürke, zöldesszürke, elsődleges változatokban 30-60 %. Az alapanyag főásványa: finom, tús-pikkelyes megjelenésű. Általában igen finomszemcsés, néhány mikron méretű; ritkábban különálló, nagy idiomorf pikkelyeket

4711

/100 $\mu$ / is sikerült megfigyelni. A finom pikkelyes-tűs változat rendszerint véletlenszerű elrendeződésű, ritkábban sugaras, rostos halmazokat alkot, illetve néhol határozott orientáció jeleit mutatja.

Az erősen oxidált, vörös bauxitokban a chamozit alig néhány %, esetleg teljesen el is tűnik. A felszíni vizek hatására az oktaéderes koordinációban lévő ferro ionok ferrivé alakulnak és amorf ferrihidroxidként állandósulva kilépnek az elektrosztatikusan kiegyenlített chamozit szerkezetéből. Az eddig szürke, szürkészöld bauxitban megjelenik a rozsdavörös hidrohematit, amely idővel goethitté, lepidokrokittá, illetve hematittá alakulhat. Az oktaéderes kötelékben maradt  $Al^{3+}$  ionokat a víz dipólmolekulái leszakítják az  $Al_2Si_2O_{10}$ -rétegekről és gibbsitet képeznek velük. A gibbsit sugaras-rostos aggregátumok, vagy fennőtt hipidiomorf táblás kristályok, formájában rendszerint repedés- illetve üreg-kitöltőként jelentkeznek. A felbomló chamozit szerkezet megmaradt  $Al_2Si_2O_{10}$  rétegroncsait a csapadékvíz elszállítja, s ezek részben még a bauxittesten belül, ugyancsak repedés-kitöltő kaolinittá /Tam Lung/, vagy a környező málló, nem bauxitos kőzetekből kiszabaduló kationokkal kapcsolódva egyéb agyagásvánnyá alakulhatnak. A bauxittörmelékbeágyazó lágú, diaszporos agyagban észlelt bauxithoz képest kimagaslóan nagy kaolinit értékek /Tam Lung: 30 % felett/ ezt alátámasztják.

Az agyagásvány szintézis mint mindenütt, itt is a fizikai-kémiai viszonyoktól nagymértékben függő folyamat, intenzitása helyileg változik. Ezt igazolja az is, hogy az agyagásvány-tartalom és az oxidációs folyamat előrehaladta között nem mutatkozik szabályszerű összefüggés. Ezzel szemben a gibbsit és hematit mennyisége az oxidáció folyamán nő, a chamozité pedig csökken.

**Pirit.** Főként a szürke, agyagos típusokban gyakori /Ban Long és Ba Xa "claystone"-jában/, de mennyisége ezekben sem haladja meg a néhány százalékot. Megjelenése: hexaéder és/vagy rombdodekaéder kombinációból álló opak szemcsék, a rétegzettségnek megfelelő orientációban. Ritkán ép, rendszerint

apró pikkelyes lepidokrokit-halmazból, vagy amorf vashidroxidból álló pszeu-domorfózává alakul. A szegélyek mentén igengyakran rostos-szálás, a szegélyre merőleges, 10 mikron vastagságu, valószínűleg valamilyenagyag-ásványból, esetleg alunitból álló ásványkoszoru figyelhető meg, amelynek képződése a piritbomlással együttjáró helyi csökkenéssel hozható összefüggésbe.

Sziderit. Tized százaléknyi mennyiségben állandó járulékos összetevője a bauxitnak. Szemcsemérete a szubmikroszkópos tartományba esik.

A "claystone" típusokban levélborítékra emlékeztető romboéder átmetszetekről ismerhető fel az egykor zónás szerkezetű sziderit, amely jórészt már opak limonittá oxidálódott.

Goethit. Különösen az oxidált típusokban gyakori. Ilyenkor sliresen dushat az alapanyagban, vagy finom hártvaként a szemcsehatárokon, **pórusokban**, de megtalálható egészen vékony bevonatként, illetve repedéskitöltés formájában azokban a zöldesszürke változatokban is, amelyeken szabad szemmel még nem fedezhető fel az oxidáció nyomai. Feltehető, hogy az alapanyagban szubmikroszkópos goethit is van.

A goethit mennyisége néhány százaléktól 20-30 %-ig, de teljesen hiányozhat is. A röntgenfelvételek szerint a goethit rácsa az esetek többségében néhány százaléktól 25 %-ig terjedő mennyiségben tartalmaz izomorf  $AlOOH$  molekulát. /A helyettesítés geometriai lehetőségét a goethitráccsal izomorf diaszporrács adja meg; a chamozit oxidációja során felbomló oktaéderes  $Al_2Fe(OH)_4$  kötésen pedig az összetételbeli feltételt biztosítják/. Az alumogoethit valószínűleg csakis másodlagos, nem szingenetikus a bauxit aluminium ásványaival. Ugyanis WEFERS vizsgálataiból tudjuk: az alumogoethit csak viszonylag nagy vas- és kis aluminium koncentráció esetén képződik. Magasabb aluminium koncentrá-

ció esetén képződik. Magasabb alumínium koncentráció a tiszta  $Al_2O_3$  /OH/ és a tiszta  $FeO$  /OH/ fázisok képződésének kedvez. Más szóval a goethit rácsban jelenlévő alumínium azt jelzi, hogy az alumogóethit képződésekor az alumínium nagy része már kristályos állapotban le volt kötve.

Néhány esetben a röntgenfelvételek tiszta goethitet is kimutattak /például a Bta-159. sz. mintában/, Eszerint helyileg a tiszta goethit képződésére is volt lehetőség.

A Bta-155 és 159 sz. mintákban a goethit apró "pizolit-embriók" -hoz hasonló formák közepében található, körülötte sugaras diaszpor gyűrűvel, majd újabb koncentrikus goethit-sávval. Ez valószínűleg szakaszos epitaxia: a néhány mikronos goethit-aggregátumok kristályosodási göcül szolgálnak a diaszpor számára. A képződés többszakaszos jellegét a váltakozó goethit /diaszpor/ goethit felépítés jelzi.

Hematit. Néhány százaléktól 30 %-ig /általában 15-20%/ állandó összetevője a bauxitnak. Rendszeresen tartalmaz 1-2 % izomorf  $Al_2O_3$ -at, ami arra mutat, hogy - legalábbis nagy része - a kis  $Al_2O_3$  tartalmú másodlagos alumogóethit dehidratációjával jöhetett létre. Más része feltehetően diagenetikusan elkülönült goethit /a pizolitok, oolitok gömbhéjaiban található/ dehidratációjával képződött, s így tiszta fázis lehet.

Az alapanyagban póruskitöltő, illetve gyakran slires képleteket, vagy konkréciókat alkot, vagy 1-2 mikron méretű álhexagonális pikkelyként jelentkezik. Állandó alkotórésze a pizolitok, oolitok vasdus sávjainak is. Pseudomorfózát képezhet pirit után. Az erősen oxidált változatokat szinte teljesen impregnálja.

### 3. AGYAGÁSVÁNYOK

Kaolinit, metahalloysit. A leggyakoribb agyagásvány, mennyisége 30 %-ig terjed, átlagosan 10-20 %. Általában szubmikroszkópos alkotórész, de mikrokristályosan, repedéskitöltőként is ismert /Tam Lung felszín/. Nagy része – legalábbis a szubmikroszkópos kaolinit – a claystone típusu Ban Long-i, illetve Ba Xa-i mintákban valószínűleg a bauxitosodó üledék el nem bomlott maradványa. Más része epigenetikus, a chamozit bomlásterméke. Az epigenetikus kaolinit egy része egyébként allochton is lehet: így például a Tam Lung-i rés bauxitbreccsája mikrokristályos-kaolinites kőanyagának képződéséhez bauxitidegen kőzetek bomlásából származó  $AlSiO_4$  is hozzájárulhatott.

A Ban Long-i "claystone" típusu kőzetekben a bauxitosodó üledék törmelékes földpátjai utáni kaolinit pszeudomorfozák rostos, féregszerűen megtekeredett finom lemezkéi a diagenetikus kaolinitképződést bizonyítják.

Szericit-illit és 10 Å-ös filloszilikát. Néhány tized százaléktól 1-2 %-ig terjedő mennyiségben különösen a "claystone" típusokban gyakori. Így Ma Meo-n és a Ba Xa-i kemény diaszporos típusokban rendszerint teljesen hiányzik. Ban Thau-ban igen kevés, Dong Dang-ban, Tam Lung-ban és Khon Pich-en viszonylag gyakoribb, Ban Long-on a legtöbb. Az alapanyag összetevője: mikroszkópban csak a Ban Long-i "claystone" típusokban volt azonosítható finom, orientált, sárgászöld, vagy szintelen szálak, pikkelyek formájában. A többi mintából röntgenelemzéssel mutattuk ki. Maradvány-ásvány volta mellett szól az, hogy a jóminőségű bauxitokban kevesebb van, az éretlen, agyagos típusokban pedig több.

#### 4. TÖRMELÉKES ÁSVÁNYOK

/kvarc, földpát, cirkon, rutil, turmalin, epidot?, piroxén/. A kvarc és földpát szinte minden típusban kimutatható. Még a jóminőségű, erősen oxidált Ban Thau-i mintákban is sikerült nagy nagyítással néhány mikrontól néhány 10 mikronig terjedő méretű földpát lécecskéket, szemcséket találni. Viszonylag épek, csupán a hasadási síkok mentén észleltünk hematit-, v. hidrohematit?-dusulást, egészen apró, 1-2 mikron méretű pikkelyek formájában. A Ban Long-i mintákban feltűnően sok a homokszemcse méretű földpát törmelék, viszon- szonylag ép és enyhén agyagásványosodott formában egyaránt. Ba Xa-n a bauxitösszlet alsó szintjét képező aleurolitos, agyagos üledékek jellemző alkotórésze, ugyancsak rendszerint bontottan.

Az esetek többségében sem a földpát-, sem a kvarc-szemcsék nem koptatottak. Csupán az erősen oxidált bauxitfajtákban gyakoriak a legömbölyített élek, de ez nem mechanikus, hanem inkább kémiai /korróziós/ jelenség.

Cirkon, rutil, turmalin, epidot? és bontott piroxén? szemcséket csak keveset találtunk, mindig törött, koptatott kristály törmelék formájában.

A titán ásványok az ilmenit és az anatóz. Mindkettőt röntgenfelvételekkel mutattuk ki. Az anatóz feltehetően szubmikroszkópos méretű és az alapanyagban dúsul. Az ilmenit kőzetmikroszkópban nem különíthető el az opak hematit-től.

#### II. SZÖVETI JELLEGEK

A Lang Son környéki bauxitok nagy többségénél világosan elkülöníthető egy pelitomorf, mikrotörmelékes, vagy leggyakrabban gumós szövető alapanyag. A gumós szövet abból adódik, hogy a szubmikroszkópos méretű szemcsékből



álló anyag kerekded, vagy lapított egységekre különül, amelyeknek határvo-  
nala többé-kevésbé diffúz. Sokszor az egyes gumók szélét mindössze néhány  
mikron méretű vasoxid-dusulás jelöli ki. A gumós szövettípus kétséges ese-  
tekben elkülönítő bélyeg: mikroszkóp alatt ugyanis csak bauxit-eredetű agya-  
gos üledékeken volt megfigyelhető.

Az alapanyag a jóminőségű típusokban rendszerint kristályosabb. Főként  
diaszporból és chamozitból, kisebb részben finomszemcséjű agyagásványok-  
ból és kvarc-földpát törmelékből áll. A kevésbé kristályos típusoknál itt-ott  
az alumínium-oxid-hidroxid xenomorf kristályos aggregátumok formájában  
szegregációként jelenik meg az alapanyagban.

Az alapanyagba többé-kevésbé éles határvonallal elváló szöveti elemek /ooli-  
tok, pizolitok, gömbszemcsék/ ágyazódnak be. Méretük néhányshor 10 mik-  
rontól többszáz mikronig terjedhet. A legjellegzetesebbek:

- /1/ Zegzugos alumínium-oxid-hidroxid ásványokkal kitöltött, szinerézis  
repedésekkel átjárt, "szeptária-típusu" szemcsék. Lehetnek koncentri-  
kus-héjasok /oidok/ és nem koncentrikus felépítésűek is.
- /2/ "Geóda-típusu" oidok /közepük üreges, s az üregbe idiomorf diasz-  
por-kristályok nőnek be/.
- /3/ A különféle konkréciós, illetve impregnációs vasoxid feldusulások.  
Szabálytalan alakú, sötétvörös, vörösbarna foltok, elnyult sávok ezek;  
opakok, vagy enyhén áttetszőek.
- /4/ Egyes mintákban tömeges póruskitöltő megjelenésű alumínium-oxid-  
-hidroxid feldusulásokat észleltünk. Jó kristályos kifejlődésűek, de  
eredetileg gél-állapotból történt kiválásukról a pórusok falával többé-  
kevésbé párhuzamos, többszörösen koncentrikus strukturájuk árulko-  
dik.

Egyes esetekben sem az alapanyag, sem a szöveti elemek nem-kristályosak. Máskor mind az alapanyag, mind a szöveti elemek kristályosak, de a beágyazott szöveti elemek kristályossági foka nagyobb. Előfordult olyan is, hogy alapanyag volt kristályosabb, és volt olyan is, hogy a beágyazott szöveti elemek kristályossági foka eltért egymástól és az alapanyag kristályossági fokától is. Nagy vonalakban igaznak bizonyult az, hogy a jóminőségű bauxitok kristályossági foka, jobb, mint a rosszaké.

Gyakori a szöveti elemek enyhe orientációja.

### III. A KÜLÖNBÖZŐ ÁSVÁNYOS ÖSSZETÉTELŰ BAUXITOK TERÜLETI ELOSZLÁSA

A Ma Meo, Dong Dang, Tam Lung felszíni és Khon Pich másodlagos áthalmazott "alluviális" bauxittelepein belül az elsődleges bauxitászványok eloszlását tekintve természetesen semmiféle szabályszerűség nem mutatkozik. Összetételük meglehetősen egyöntetű, ami arra mutat, hogy egyazon telep áthalmazódása és az áthalmazódás során érvényesült szelekció hozhatta őket létre. Kivétel nélkül többé-kevésbé oxidáltak; diaszporos-hematitos összetételűek, illetve a kevésbé oxidált típusokban chamizitosak. Másodlagos gibbsitet is tartalmaznak.

Ban Long külön típust képvisel: diaszpor igen kevés van benne és csak a - mennyiségileg alárendelt - 'kemény' típusokban mutattuk ki. A claystone-típusok egytől-egyig boehmitesek. Sok bennük a törmelékes elegyrész.

A Tam Lung - mélysínt-i minták szöveteileg a Ban Long-iakkal rokonok. Ásványos összetételük azonban még kevésbé bauxitos, mint a Ban Long-iaké. Feltűnően sok bennük a sziderit. Jellegzetesen nem-kristályos szövetűek, de gumósak.

4711

Ba Xa kemény bauxitjai a Ma Meo tipussal analógok. A szeggregáció és a kristályosság foka azonban ezekben a mintákban kevés kivételtől eltekintve kisebb, mint a Ma Meo-i mintákban. A Ba Xa-i agyagos "claystone" típusu és átmeneti minták némi hasonlóságot mutatnak Ban Long claystone típusu mintáival, de kevesebb bennük a törmelékes elegyrész.

A Ba Xa-i előforduláson sikerült begyűjteni két olyan szelvény anyagát, amelyekben a bauxittest és az alatta közvetlenül települő gumós-oolitos szerkezetű aleurolitos agyag jó feltárásában volt tanulmányozható. A csiszolatokban azt lehetett megfigyelni, hogy a kvarc-földpát szemcséket tartalmazó aleurolitos agyag szövetileg és ásványtanilag is fokozatos-folytonos átmenettel ment át a fölötte lévő diaszporos bauxitba. Az agyagból fölfelé fokozatosan eltűnt a földpát és kvarc nagy része, szövete gumós-oolitos megjelenésűvé változott, az "oolitok" belseje azonban egyelőre homogén volt. Az átmenet következő tagjában már itt-ott jókristályos alu-hidroxid szeggregáció figyelhető meg, mégpedig elsősorban a gömbded szöveti elemek belsejében. Ugyanakkor még többé-kevésbé ép földpát szemcséket is lehetett találni. Még följebb az oolitos szöveti jelleg egyre jellemzőbbé vált és sűrűsödtek a jókristályos alumínium-ásvány feldusulások, majd a szelvény felső harmadában már a Ma Meo-i típusokhoz teljes mértékben hasonló jóminőségű bauxit következett. Ezekből a szelvényekből azt a következtetést vontuk le, hogy itt a bauxitképződést finom-homokos-agyagos üledék lerakódása előzte meg, s ez az agyagos üledék alakult azután át bauxitba.

#### IV. KÖVETKEZTETÉSEK

##### 1. Paragenetikai sorrend és az üledékképződés fizikai-kémiai viszonyai

A következő paragenetikai sorrendet sikerült megállapítani:

1. sz. táblázat

| Relikt   | Szingenetikus  | diagenetikus  |   | epige-<br>netikus   | hiper-<br>genetikus  |
|--|--|---|---|---|----------------------|
|  |  | korai   | késő  |   |                      |
| Törmelekes<br>ásványok,<br>kaolinit,<br>metahalloysit,<br>montm., illit,<br>szericit, klorit | pirit,<br>amorf Fe, Ti, Al-gél (=hid-<br>roxidos),<br>chamosit,<br>sziderit,<br>rodokrozit,<br>magnetit, | diaszpor<br>goethit<br>anatáz<br><br>földpátból → kaolinit<br><br>földpátból → amorf alu-hidroxid | goe. → hematit<br><br>kaol. → diaszpor<br><br>szinerezissel:<br>diaszpor<br><br>kaolinit → kaol.-ból<br>→ boehmit | chamozitból<br>alumogoe.,<br>kaolinit és<br>gibbsit<br><br>magnetitből:<br>maghemit<br>o<br>alumo-hematit | pirit<br>kova-átítás |

A chamozit jelenléte azt jelzi, hogy képződésekor enyhén redukтив viszonyok uralkot-  
tak, ellenkező esetben a vas  $Fe^{3+}$ -ként kicsapódott volna, s nem tudott volna a Si-  
-Al-tetraéderekhez kapcsolódva a chamozit-rácsba beépülni /HARDER E. C./1965/.

PORRENGA D.H. /1967/ adatai alapján leginkább a  $20^{\circ}C$  körüli hőmérsékletű víz  
kedvez a képződésének.

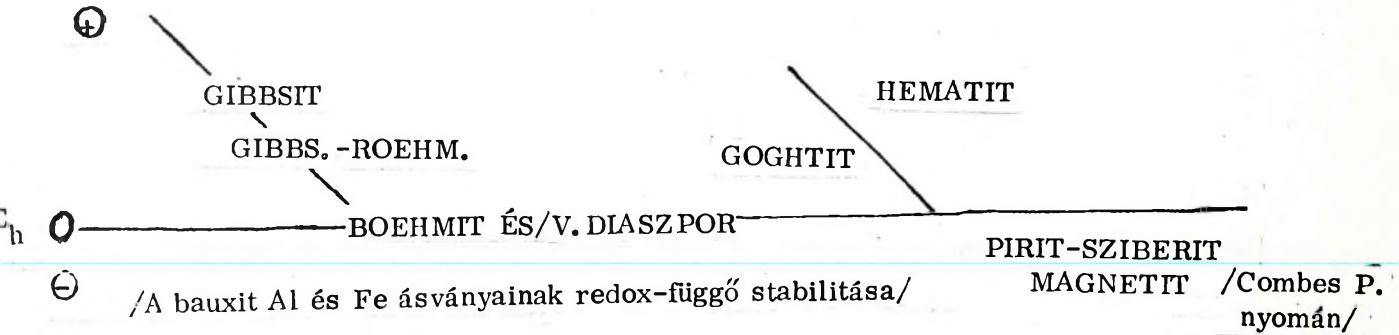
Hasonlóan redukтив viszonyok között stabilis még a sziderit, a magnetit, a rodokro-  
zit és a pirit is.

A diaszpor VALETON I., COMBES, P. ALLEN V.T. és mások egybehangzó véle-  
ménye szerint ugyancsak enyhén redukтив környezetben jöhet létre amorf alumini-  
umhidroxid gélből, vagy - amint azt PEDRO G. kísérletei, valamint KELLER W.D.,  
WESTCOTT J.F. és társaik vizsgálatai beigazolták, kaolinitből is képződhet reduk-  
tiv  $E_h$ -n enyhén savas közegben, lassu kilugozódás eredményeként.

A boehmit képződése SCHELLMANN W. vizsgálatai szerint semleges, vagy enyhén  
lúgos pH-n egyaránt végbemehet; keletkezésének a  $HCO_3^-$ -ionokat tartalmazó kör-  
nyezet kedvez. PEDRO G., KELLER W.D. és társaik szerint a kaolinit fent em-  
litett lassu lebontása során a diaszpor mellett, vagy helyette is képződhet a boeh-  
mit. COMBES P. szerint a diaszpor, illetve boehmit képződést meghatározó pH és

Eh viszonyok igen kis határokon belüli változása már az egyik, vagy másik fázis javára tolhatja el a rendkívül érzékeny egyensúlyt. Mindenesetre a Lang Son-i bauxitokban tapasztalt alumínium-ásvány együttes O körüli Eh-t és semleges, vagy enyhén savanyu pH-t valószínűsít.

2. sz. táblázat



A képződéskor uralkodott fizikai-kémiai viszonyokat egyébként leginkább a pirit-sziderit-hematit vasásvány-együttes segítségével lehet behatározni. Ld. KRUMBEIN, és GARELLS diagramját, amely szerint Eh 0 - - 0,2 és pH 5,5-7 a legvalószínűbb.

Az üledékképződés során tehát redukáló közeg, enyhén savanyu pH és 20°C körüli hőmérsékletű, HCO<sub>3</sub>-ionokat is tartalmazó víz feltételezhető. Ilyen viszonyok a természetben meleg, trópusi mocsarakban vannak, amelyeknek kőzetaljzata mészkő. A mészkő aljzatu mocsárnak az erózió-bázis szintjén kell lennie (=tengerpart/, ellenkező esetben a jó lecsapolást biztosító karsztosodó mészkövön nem alakulhatna ki lefolyástalan mocsár. Ezzel többé-kevésbé rokon recens példát TAYLOR G. W. és HUGHES G. a Salamon-szigetekről ír le, ahol az egyik korall mészkőből álló szigeten /Rennel atoll/ elegyesvízü tavacska fenekéről alumínium-hidroxid géleken dus agyagot sikerült kimutatni. A szerzők szerint ennek kialakulásában igen fontos szerepet játszott bizonyos anaerob baktérium fajok élettevékenysége, amely alacsony pH-ju és negatív Eh-ju mikrokörnyezetet biztosított, s így képződhetett a pirit, alumíniumdus üledék.

A Lang Son környéki bauxitok változatos diagenetikus ásványparagenezise és szöveti képe szükségessé teszi, hogy az előzőekben vázolt meglehetősen egyszerű folyamatot kissé részletesebben tárgyaljuk és részfolyamatokra bontsuk.

A szöveti megfigyelések szerint az üledék fejlődése során a többé-kevésbé amorf, vagy legalábbis kriptokristályos anyagra egyrészt egy határozott és egyre fokozódó kémiai elkülönülési tendencia, és szöveti átrendeződés jellemző; ezzel párhuzamosan egy kristályossági fok növekedés érvényesül. A két folyamat nem független egymástól; a kémiai szegregációt nagyjából a kolloid anyag dehidratációja /-gélöregedéssel kristályosodása/ indítja meg, és szükségképpen kíséri a szöveti átrendeződés.

A szegregáció egyébként elsősorban a vas és alumíniumtartalmú oxid-hidroxidos fázisok között érvényesül, de érinti a jelenlévő bauxit-előtti agyag-ásványokat és egyéb szilikátokat is. Ezek a redukáló Eh, savanyú pH hatására fokozatosan lebomlanak, végül diaszporrá, vagy boehmitté alakulnak. A kriptokristályos alapanyagból legelőször a diaszpor válik külön és jelenik meg önálló kristályos ásványként. Ezzel párhuzamosan a vasoxid-hidroxid is állandósul és később fokozatos vízvesztéssel goethitté, majd hematittá alakul. Tudjuk, hogy a szegregációs jelenségek, a kolloid tulajdonságú anyagban általában a legkisebb anyagátrendeződés elve alapján gömbfelület mentén érvényesülnek /BÁRDOSSY Gy./, s így diagenetikus oolitos-pizolitos szerkezet jön létre.

Nem törvényszerű azonban, hogy a szegregációt feltétlenül oolitos szerkezet-alkulás kísérje. Az alapanyagban számos helyen észleltünk szabálytalan, különálló diaszpor szegregációt is.

Az alumínium és vas-tartalmú fázisok szétválásával járó szerkezetalkulást kifejezetten kolloidkémiai jelenségként értelmezzük, ez a nem-kolloidként, valószínűleg elsők között kivált chamozitot nem érinti.

Az elkülönülést feltehetően a vízzel telített kolloid anyag dehidratációja indítja meg. Amint a dehidratáció fokozódik és előrehalad a gélöregedés, a gömbhéjas szerkezetű szöveti elemeket kontrakciós repedések szabdadják fel, amelyekben a szinerézis során keletkezett hig oldatokból jókristályos diaszpor vá-

lik ki. Ugyanez az "aktiv" oldat a felelős az üledék porusaiban található alumínium-ásvány fészkek egy részéért is. Ezt a folyamatot már a késői diagenetikus fázisba helyezzük. A goethit ekkor fokozatosan hematittá alakul, s közben a szöveti képből következő az anyag többszöri átmozgatása következik be, amelynek során olyan törmelékanyagot cementálhat a friss agyagos üledék, és/vagy Fe-Al tartalmu gél, amely korábban már átesett a diagenézis korai szakaszán. Az eredmény: a szegregáció és a kristályosság foka tekintetében heterogén elemekből álló törmelékes-diagenetikus szöveti elemeket egyaránt tartalmazó szövet.

Az átmozgatás nem jelent szükségképpen szárazra kerülést, hanem történt víz alatt, (autigénbreccsa képződés,) s ez esetben nem kell a diagenézis során többszöri lényeges Eh-változásokkal számolni.

Az ásványos összetétel és a szöveti kép alapján az oxidációs folyamatokat - úgy mint alumo-hematit, alumo-goethit, pirit utáni pseudomorfózák, jókristályos gibbsit és másodlagos agyagásványok képződését, a chamozit-bomlást - a közetképződés epigenetikus szakaszába helyezzük.

Egyes telepeken /pl. Khon Pich, Ba Xa egyes részei/ helyi hipergenetikus folyamatokkal is számolhatunk. Ezek teletermális eredetű pirit-ereket és kovás átítatásokat eredményeztek.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a Lang Son környéki bauxitok a chamozi-tos-kaolinit-boehmit-diaszporos redukált fácieshez tartoznak, s mint ilyenek az urali és dél-kinai paleozóos bauxitokkal, az ariège-i bauxittal, illetve a Missouri állambeli Cheltenham formáció diaszporos tűzálló agyagával mutatnak ásványtani és üledékföldtani-genetikai rokonságot. A BÁRDOSSY-féle osztályozás szerint a mediterrán és kazahsztáni típusok közötti átmenetet képviselik.

Noha a megvizsgált minták többségénél bizonyos orientáció jeleit lehetett megfigyelni a szövetben, a diszporosodást mégis hangsúlyozottan elsődlegesnek tartjuk, s nem metamorfózissal magyarázzuk. A bauxitot kísérő agyagos üledékek ásványparagenezise ugyanis nem teszi indokolttá erősebb regionál-metamorfózis feltételezését. Az orientált üledékszerkezet véleményünk szerint egyszerű rétegterheléses nyomás eredménye lehet, amit esetleg egészen enyhe dinamometamorfózis erősíthetett fel, de ez az ásványos összetételt nem változtathatta meg.

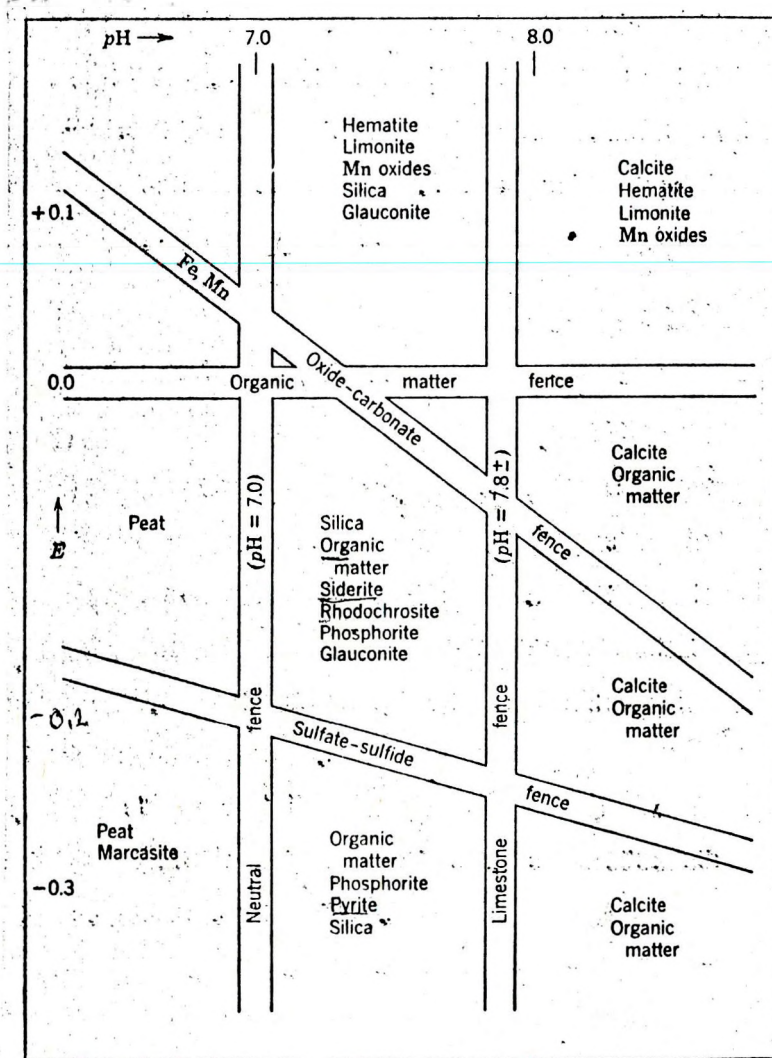
-----

A felhasznált vegyelemzések a BKV vegyi laboratóriuma készítette; a röntgenfelvételek és DTA-vizsgálatok az ELTE Ásványtani Tanszékén és az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriumában készültek. A mikroszkópi vizsgálatokat magam végeztem az ALUTERV Földtani-Talajmechanikai Osztályának Reichert mikroszkópján. A mikrofotókat és diagramokat ugyancsak magam készítettem, illetve szerkesztettem.

A konzultációs lehetőséget és az építő kritikát ezuton is köszönöm az ALUTERV-FKI geológus kollektívájának.



3. sz. táblázat



Az üledékes vasásvány-paragenezisek stabilitása a pH és redox viszonyok függvényében.

/KRUMBEIN és GARRELS nyomán./

## IRODALOM - REFERENCES

1. ALLEN V.T. 1952  
Petrographic relations in some typical bauxite and diaspore deposits.  
- Bull. Geol. Soc. Am 63/7, 649
2. BARDOSSY Gy. 1977  
Karsztbauxitok. Bauxittelepek karbonátos közeteken. -- Akad. kiadó.  
Budapest, pp. 413
3. BREWER R. 1964  
Fabric and mineral analysis of soil. - Pergamon Press.
4. COMBES P. 1969.  
Recherches sur la g n se des bauxite. - M m. du. Centre d' tudes et  
de recherches g ologiques et hydrologiques., III-IV, Montpellier, pp. 342.
5. HARDER E. C. 1952  
Examples of bauxite deposits illustrating variations in origin. - AIME  
Symp. vol. "Problems of clay and laterite genesis", p. 35-64.
6. KELLER W. D. , WESTCOTT J. F. , BLADSOE A. D. 1954  
The origin of Missouri flint clays. - Proc. of the 2nd Nat. Conf. on  
Clays and Clay Minerals, 7-40
7. Gy. KOML SSY. 1976.  
Minéralogie, géochimie et génétique des bauxites du Vietnam du nord.  
- Acta Geol. Acad. Hung. 20/3-4/, pp. 199-244.
8. PEDRO G. 1970  
Sur l'altération des matériaux calcaires en condition lat risante,  
 tude expérimentale de l'évolution d'une marne illitique. - Comptes  
Rendus Ac. Sc. Paris, 270, Ser. D., 3638

9. PORRENGA D.H. 1967  
Glauconite and chamosite as marine depth indicators. - Marine  
Geology 5, 495-501
  
10. SHCELLMA N.W. 1959  
Experimentelle Untersuchungen über die sedimentäre Bildung von  
Goethit und Hämatit. - Chemie der Erde 20/2, 104-135
  
11. SCHELLMANN W. 1964/a  
Zur Bildung von Böhmit und Hydrargillit in Bauxiten. - Zeitschrift  
Erzbergb. u. Metallhütt. 17/5, 259
  
12. SCHELLMANN W. 1964/b  
Zur lateritischen Verwitterung von Serpentin. - Geol. Jahrb.  
Hannover, 81, 645-678
  
13. SCHELLMANN W. 1966  
Sekundäre Bildung von Chamosit aus Goethit. - Zeitschr. Erzbergb.  
u. Metallhütt., 19/6, 302-305
  
14. TAYLOR G.W., HUGHES G. 1975  
Biogenesis of the Rennel Bauxite. - Econ. Geol. 70, 542-546
  
15. WEFERS K. 1966.  
Zum System  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ . - Ber. Deutsch. Keram. Ges. 43., 677-684,  
703-708
  
16. WEFERS K. 1967.  
Phasenbeziehung im System  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ . - Erzmetall 20, 13-19,  
71-75.

CONTRIBUTION TO THE MINERALOGY OF THE LANG SON BAUXITES  
/NORTH VIETNAM/

By

A. Mindszenty

ABSTRACT

Complex mineralogical and micropetrographic investigation of altogether 152 bauxite samples from the Ma Meo, Tam Lung, Khon Pich, Ban Long occurrences of the Lang Son bauxite district resulted in the following statements.

- The main primary constituents are diaspore, chamosite, siderite, goethite, pyrite and haematite with subordinate boehmite, magnetite. Maghemite and anatase. I. e., as to their mineralogical composition the deposits are similar to those at Ariège /France/, in the Ural Mountains /USSR/ and to the flint clays of the Cheltenham Formation in Missouri /USA/.
- The micromorphological studies revealed that the above mineral assemblage fits into the following paragenetic succession.

| Relics   | Minerals of<br>syndiment-<br>ary origin  | Minerals of diagenic<br>origin  |   | Minerals of<br>epigenic hypergenic<br>origin  |
|--|--|---------------------------------|---|---|
|  |  | early<br>diagenic               | late  |   |
| fine clas-<br>tic mine-<br>ral grains<br>kaolinite,<br>metahalloy-<br>site, mont-<br>morillonite<br>type clay<br>minerals,<br>sericite | pyrite, a-<br>morphous<br>Fe-Ti pha-<br>se, /hyd-<br>rous/ cha-<br>mosite, si-<br>derite, ro-<br>dochrosite,<br>magnetite<br><br>formation of kaolinite by dis-<br>integration of felspar, and<br>boehmite by leaching out of silica<br>from kaolinite | diaspore<br>goethite<br>anatase | goe-haem.<br>kaol-diasp.<br><br>diaspore /syn-<br>eretic/ | kaolinite,<br>gibbsite,<br>pyrite<br>alumo-<br>goethite,<br>silica<br>impreg-<br>nations<br><br>chamosite/<br><br>maghemite<br>by oxid-<br>ation of<br>magnetite<br><br>alumohae-<br>matite |

Important micromorphological phenomena recognized under the petrographic microscope are:

- more or less continuous transition of an originally argillaceous material into the overlying alumina-rich "diasporite";
- an overall segregation tendency of the alumina and iron-containing phases during ageing and recrystallization of the amorphous mixed gel-phase; particularly pronounced in the case of concentric fabric elements /oids, pisoids/
- weathering-induced mineralogical alterations such as the decomposition of chamosite by oxidation which results in the formation of secondary goethite and fissure-filling gibbsite.

Based on the mineralogical and micropetrographic observations the following tentative reconstruction of the one-time environmental conditions is given.

- Deposition and bauxitization of the parent material of the Lang Son bauxites took place under reducing conditions in slightly acidic  $\text{HCO}_3^-$ -rich waters, the temperature of which was probably around 20 centigrades, These conditions are considered to be characteristic of tropical swamps formed on the surface of carbonatic bedrocks, near to the base level of erosion /near-shore position/.

The apparent analogy with a recent nearshore swamp described by TAYLOR and HUGHES from the Solomon Islands is pointed out. The alumina-rich pre-bauxitic material is considered to be analogous with the alumina-rich sediments found at the bottom of these swamps. Formation of the diasporites is taken for the result of diagenic processes leading to the segregation of alumina from iron and to the removal of most of the silica.

Clastic textural elements of different degree of crystallinity recognized under the petrographic microscope in most samples are interpreted as intraclasts common in other types of sedimentary rocks, and are considered to point to some mechanical agents in operation during diagenesis.

Secondary, weathering-induced alteration of the primary /reduced-state/ ore is taken for the direct result of the oxidation of chamosite on exposure.

Octahedral ferrous ions of the chamosite structure are transformed into ferric iron when exposed to the effect of oxygen-rich, surficial waters, are removed from the lattice in the form of hydrous ferric ions and are fixed sooner or later as amorphous precipitations of ferric hydroxide. Octahedral aluminium ions of the now unstable chamosite lattice are easily torn off by water dipoles and similarly to the ferric ions also hydrated alumina may migrate away from the "source" structure, but sooner or later it becomes deposited /generally in form of fissure fillings/.

The  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$  fragments of the one-time chamosite structure may also be carried away by percolating waters, and form kaolinite elsewhere within the weathering bauxite body.

Manuscript closed in 1977, received March 11, 1979

Address of the author

Miss Andrea Mindszenty

Budapest

Mészáros u. 24.

H-1016

Hungary

A Lang Son-i körzet bauxit-előfordulásai

Bauxite occurrences of the LANG SON district

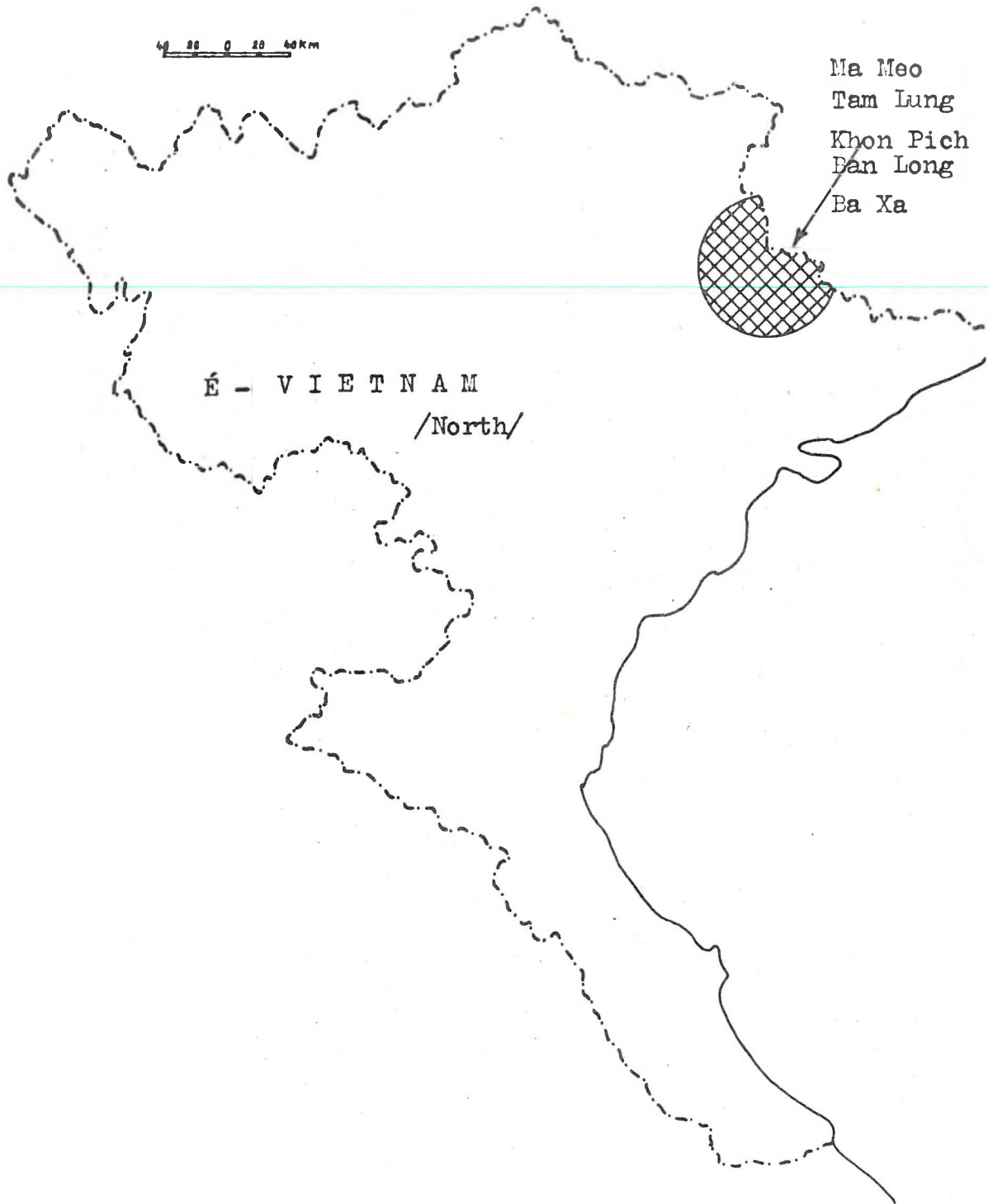
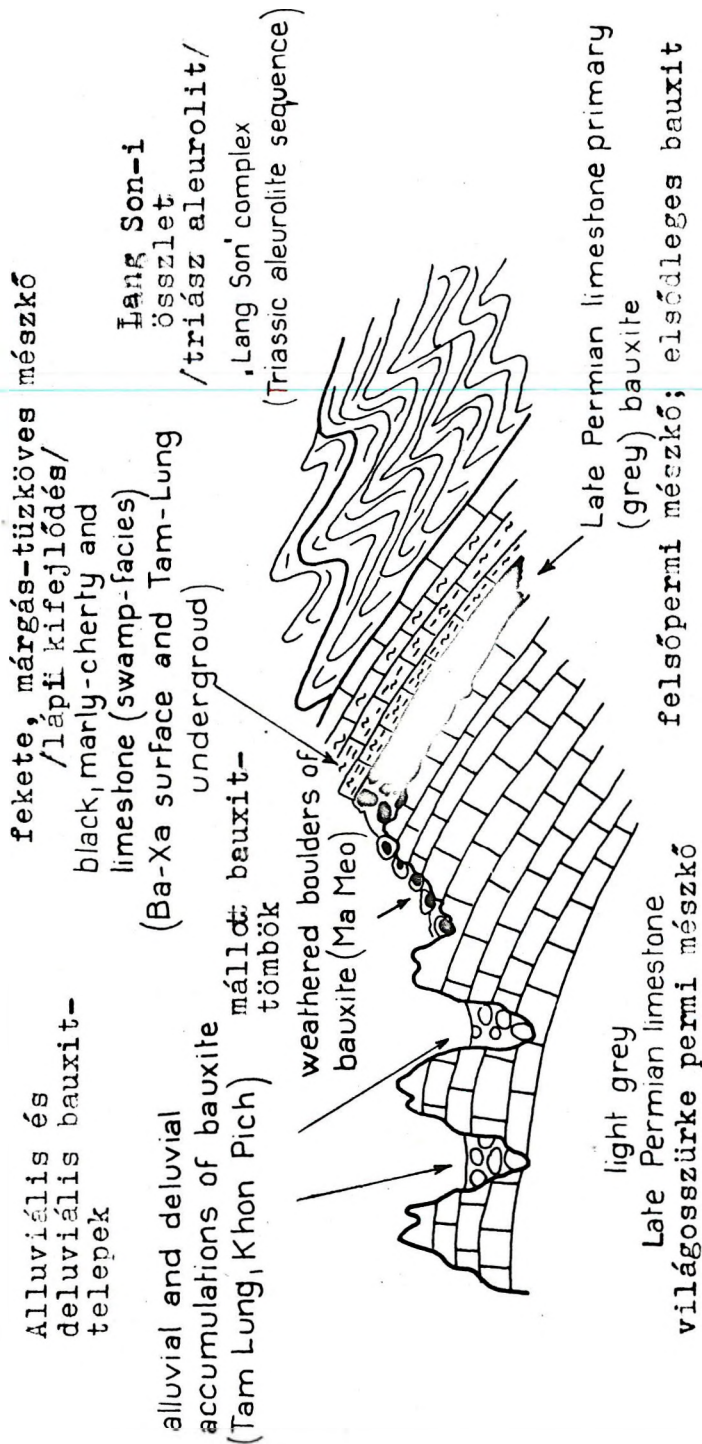


Fig.1. sz. ábra

A Lang-Son-i bauxitterület elvi szelvénye  
 a Ba-Xa, Ma-Meo, Tam-Lung és Khon-Pich előfordulások felszíni  
 és mélyfúrásai adatai alapján



Idealized profile of the Lang Son bauxites.  
Compiled on the basis of field and borehole information gathered on the  
BA-XA, MA-MEO, TAM-LUNG and KHON-PICH occurrences.

Fig. 2. sz. ábra



MINERALOGY OF THE LANG SON BAUKITES / VIETNAM, North/

Clay minerals  
Ásványok

Legend

- Ba Ma
- Ban Long
- × Khon Pich
- △ Dong Dang
- Tam Lung / surface/ felszíni
- Tam Lung / underground/ felszínalatti
- ◐ Ma Meo
- ▲ Ban Than

Clay minerals: kaolinite, illite, sericite  
 Minerals of alumina: diaspore, boehmite, gibbsite  
 Iron minerals: pyrite, magnetite, haematite, chamosite

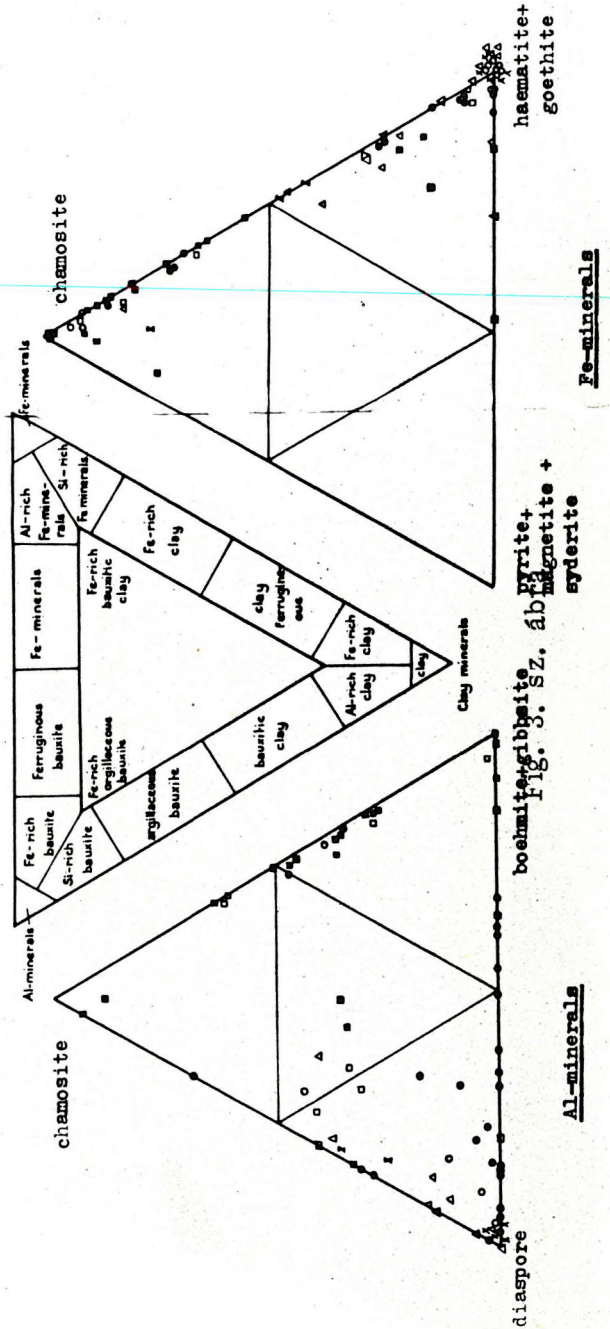
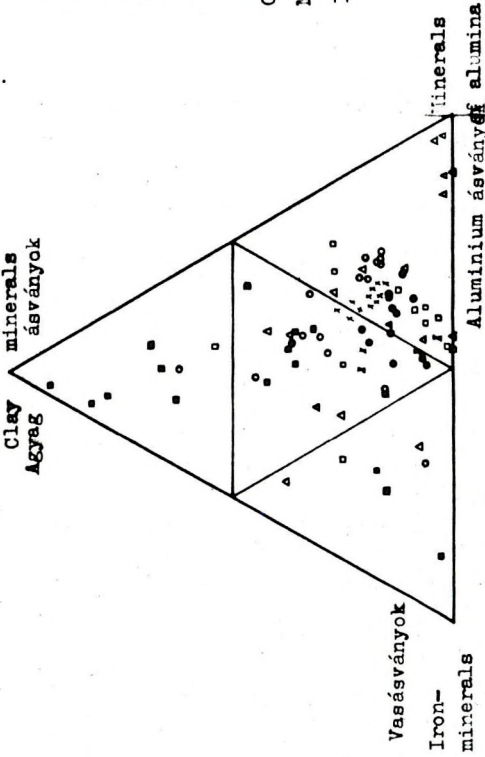


Fig. 3. Sz. ábr. Pyrite + magnetite + siderite

Friss és mállott mintapárok ásványos összetétele

MINERALOGY OF FRESH/WEATHERED PAIRS OF SAMPLES

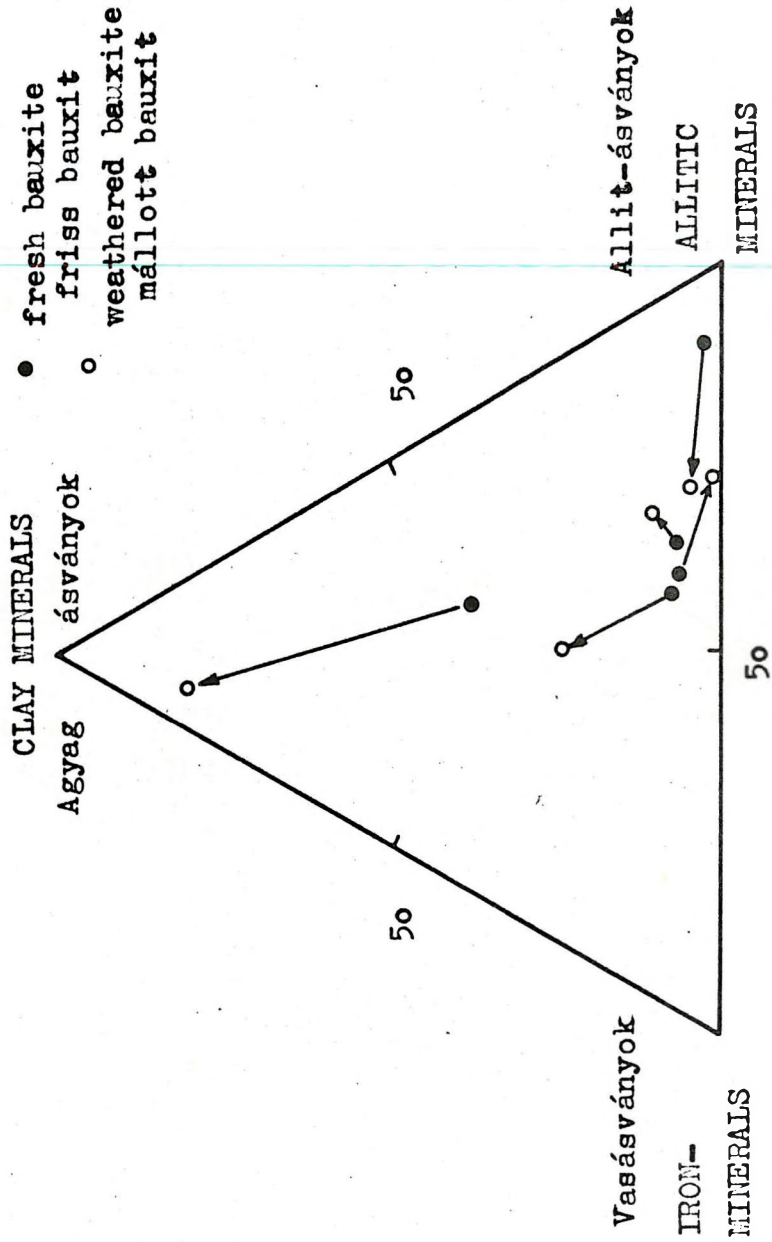


Fig. 4. sz. ábra

Friss és mállott mintapárok ásványos összetétele

MINERALOGY OF FRESH/WEATHERED PAIRS OF SAMPLES

/Fe-minerals/  
/Vas-ásványok/

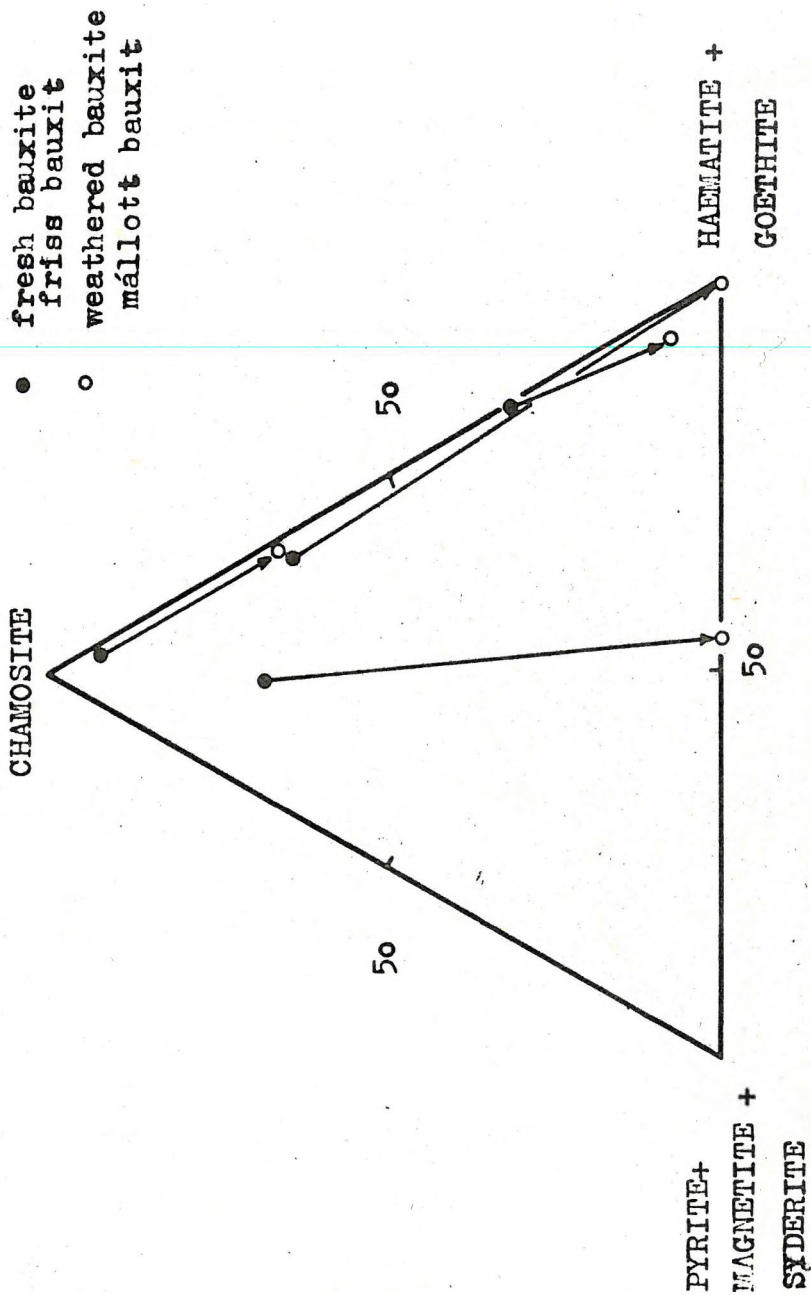


Fig. 5. sz. ábra

Friss és mállott mintapárok ásványi összetétele

MINERALOGY OF FRESH/WEATHERED PAIRS OF SAMPLES

/Al-minerals/  
/Aluminium-ásványok/

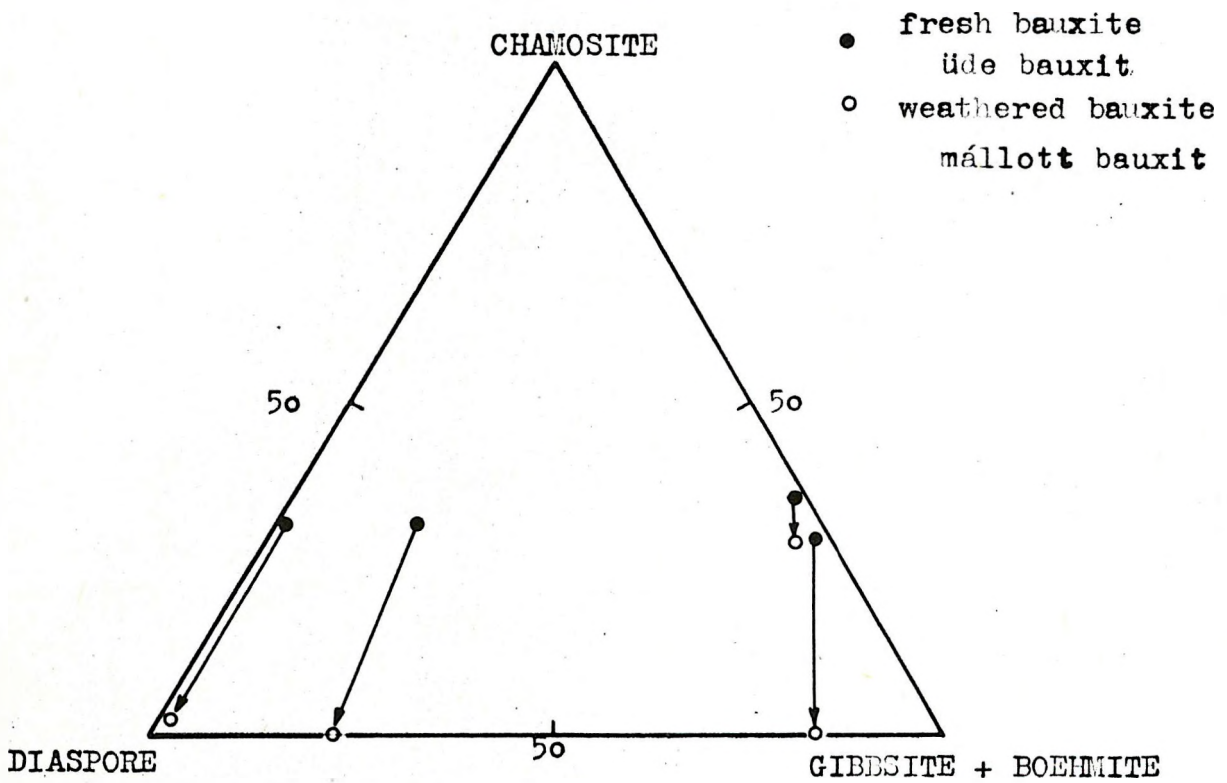


Fig. 6. sz. ábra

## A FÉNYKÉPTÁBLÁK MAGYARÁZATA

### I. tábla.

1. Sziderites-aleuritos üledék közvetlenül a bauxit alatt /Ba Xa/. 1 N, 12,5 x
2. "Bauxitosodó" agyagos üledék. Átmenet a fekü kőzetlisztes agyag és a fedő jóminőségű bauxit között. Már kivehető a gumós szerkezet, de kristályos alumíniumhidroxid szegregációnak még nincs nyoma. /Ba Xa/. 1 N, 20 x
3. Jó-kristályos alumínium-hidroxid szegregáció a bauxitosodó üledék egy ooidjában. /Ba Xa/. Átmeneti típus. 1 N, 20 x
4. Azonos a 3. képpel, de keresztezett nikolok között. Jól látható, hogy ez alapanyag és az ooidok nagyrésze mikroszkóposan még amorf, csupán a kép közepén levő ooidban látható szegregációs alumíniumhidroxid-dusulás /kristályos/. X N, 20 x

### II. tábla.

5. Kevésbé bontott földpát-maradvány közepes minőségű bauxitban /Ba Xa, átmeneti típus/. - X N, 125 x
6. Jóminőségű, ooidos bauxit. A kép oldalsó részén az aoxidáció során képződött sötét színű hematittal. /Ba Xa-i szelvény felső része/. 1 N, 12,5 x
7. Jóminőségű bauxit. Póruskitöltő alumíniumhidroxid ásvánnyal. /Ba Xa-i szelvény, felső rész/. 1N, 50 x

## LEGEND TO THE PLATES

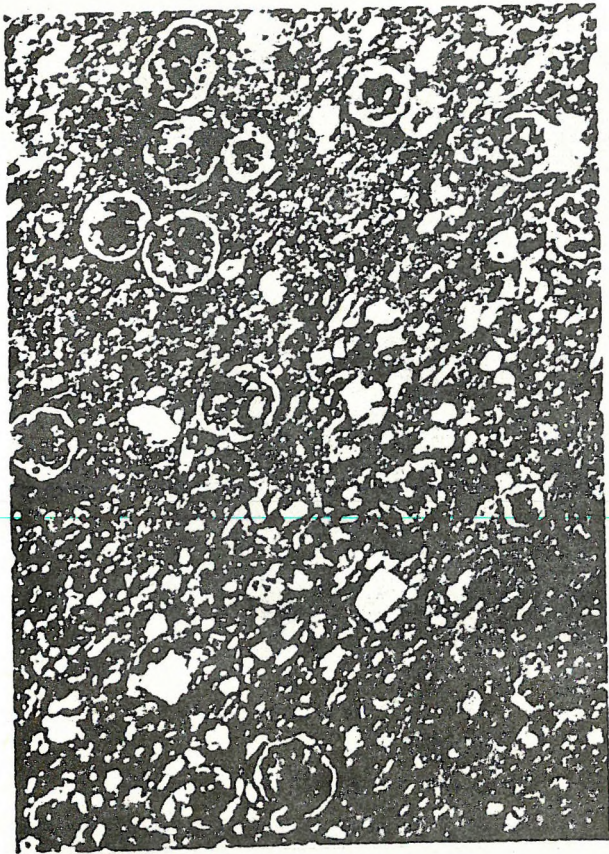
### Plate I.

1. Siderite bearing aleurolitic clay, immediately underlying the bauxite /Ba Xa/. 1 N, 12, 5 x
2. Alumina-rich clay. Transitional phase between the siderite bearing underclay and the overlying high-grade bauxite. Note the apparent nodular structure, which is already a 'bauxitic' feature, but yet without any sign of crystalline segregation of alumina. - 1 N, 20x
3. Crystalline segregation of alumina within an ooid shell. /Ba Xa/. Transitional phase, but in a more advanced stage of bauxitization. - 1 N, 20 x
4. The same as No 3, but with crossed nicols. Note that most of the ground-mass and the rest of the ooids are still amorphous at this resolution. - X N, 20 x

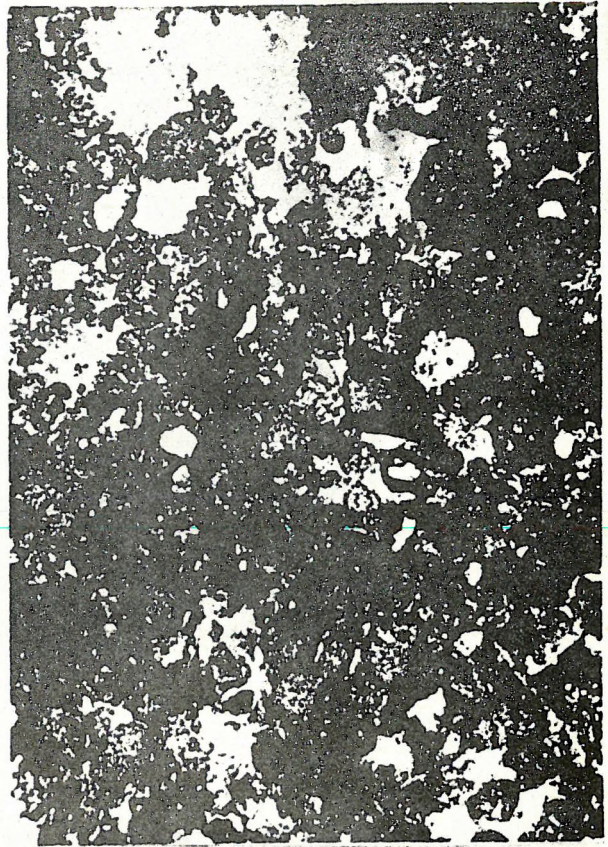
### Plate II.

5. Medium-grade bauxite with the remnants of a feldspar fragment in the centre. /BA Xa; transitional phase./ X N, 125 x
6. High-grade bauxite of ooidic structure. The dark colouring is due to an enrichment of hæmatite formed by oxidation of chamosite. /Ba Xa, top of the profile/. 1 N, 12, 5 x
7. High-grade bauxite with pore-space filling alumina mineral. /Ba Xa, top of the profile/. - 1 N, 50 x

-----



1.



2.



3.



4.

Plate I. tábla



Plate II. tábla



## OFIOLITOS MAGMATIZMUS AZ IRAKI ZAGROSZ-HEGYSÉGBEN

Buda György<sup>\*</sup>

Mots-clés CNRS-BRGM tárgyszavak. Ophiolite, association-volcanic, tholéitique, calco-alkalin, tectonique-de-plaques, croute-océanique, chevauchement, Crétacé, Irak.

### BEVEZETÉS

Irak területén három geomorfológiai egység különíthető el: a magas-hegység /2-3000 tszfm/, a dombvidék /3-5000 tszfm/, és a síkvidék /a Mezopotámiai alföld, valamint a Nyugati sivatag/. /1. ábra/.

Északkeleten 250 km hosszan és 40-50 km szélesen húzódik a Zagrosz-hegység, az Apl-himalájai hegységrendszer egyik tagja. Az iraki Zagrosz BOLTON /1957 a, b/ szerint DNy-ről ÉK felé haladva tektonikailag négy övre tagolódik.

1. A gyűrődéses öv, a Tigris-folyó síkságától a legmagasabb gyűrt hegységvonulatig. Kizárólag üledékes kőzetekből áll, koruk a paleozoikumtól a negyedkorig terjed /átlagvastagság 10 km/.

\* Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1979 május 2-i szakülésén.

A kézirat beérkezett: 1979. október 3-án.

2. Az un. köztes öv, /molassz jellegű/, tengeri üledékekkel kezdődik és szárazföldiekkel fejeződik be az üledéksor. Jellegzetes képződmény a "vörös-fekvő", amely az eocéntól a miocénig terjed.

3. Az un. Qulqula kiemelkedés főleg eugeoszinklinális üledékekből áll: radioláriás márga, agyagpala, mészkő, alárendelten konglomerátum és bázisos vulkanitok. Kora bizonytalan. BOLTON /1957 a-b/ szerint alsó vagy felső-kréta, SMIRNOV /1961/ a triász kor lehetőségét sem zárja ki. BUDAY /1973/ az iráni tarka-melánc-zsal azonosítja, amely STÖCKLIN /1974/ szerint felső-kréta kora.

4. Az áttolódási öv három egységből áll, Walsh, Naopurdán és Qandil formációkból. A Naopurdán formáció flis jellegű üledék, szürke agyag, homokkő és homokos mészkőlelencsét tartalmaz. A Walsh formáció vulkáni és üledékes kőzetek együttese. A vulkáni összlet bazalttal kezdődik, gyakori a pillow-láva, spilit, továbbá a diabáz, a fő tömeg sztrato vulkáni jellegű andezit, andezit-tufa és agglomerátum. Az üledékes rész agyagmárga, homokos mészkő, homokkő stb. A Naopurdán és a Walsh formációk heteropikus fáciesek. Koruk AL-MEHAIDI /1974/ szerint eocén-oligocén. A harmadik az un. Qandil formáció zöldpala fáciesű metamorfit, főleg márvány és mészpala.

Az áttolódási övben három magmás összletet ismerünk DK-ÉNY-i vonal mentén /1. ábra/. A Penjwin és Mawat ofiolitos jellegű, míg a Bulfat-i magmás sorozat posztorogén, jól kifejlődött kontakt-metamorf övvel /BUDA-SAHAGIAN-SALEM, 1978/. A kissé metamorf ofiolitok kora bizonytalan, de eocénnél idősebbek, mivel a nem metamorf eocén-oligocén Naopurdán és Walsh formációkra rátolódtak. A feltételezett fedőjük a felső-kréta kora eugeoszinklinális üledékekből álló Qulqula formáció. A felső-kréta kor analógiák alapján is valószínűsíthető, mivel az Alp-himalájai orogén övben a flis jellegű /az

iraki Zagroszban a Naopurdán formáció/ üledékek mindig fiatalabbak, mint az ultrabázisos-bázisos magmás összletek /AUBOUIN, 1965/.

Célunk az iraki Zagrosz ofiolitos összleteinek ismertetése. Bevezetésként röviden összefoglalást adunk az ofiolitokról.

Az ofiolit elnevezést először BRONGNIART /1827/ vezette be a szerpentin leírásánál. Ebben az időben az ofiolit és a szerpentin ugyanazt jelentette. A mai értelemben az ofiolit elnevezést STEINMANN /1927/ használta először az Alpok bázisos magmás sorozatainak leírásánál. A sorozat magában foglalja a peridotitokat /szerpentin/, gabbrót, diabázt, spilitet és mélytengeri üledékeket. Felhívta a figyelmet arra is, hogy az ofiolit nem kőzetnév, tehát nem használható az ofiolit elnevezés olyan bázisos kőzetösszletre, ami csak diabázból áll. Az amerikai Penrose konferencián /ANONYMOUS, 1972/ a moszkvai /ANONYMOUS, 1973/, majd párizsi /MESORIAN et. al, 1973/ konferenciákon pontosan meghatározták az ofiolit kritériumait. A definíció szerint ofiolitnak nevezük az erősen tektonizált harzburgitból, dunitból, kumulusz szövetű peridotitból, piroxenitből, gabbróból, diabáztelérekéből és pillow-lávából álló sorozatot. A fedő üledékes kőzetek mélytengeriek, tűzkő /radiolarit/, vékony agyagpala közbetelepülésekkel és alárendelten mészkő. Gyakori a lencsés /podiform/ kromit az ultrabázitokban és nátriumgazdag mélységi /plagiogránit/ és vulkáni /keratofir/ kőzetek is megjelennek. Az ofiolit felső-köpeny és óceáni kéreg eredetű, mindig allochton helyzetben. Nem helyes tehát ofiolitnak nevezni a kontinentális szegélyeken képződött tenger alatti vastag bazaltlávákat. Ezek a bazaltok kémiailag ugyan hasonlítanak az óceáni bazaltokhoz, azonban nem állnak kapcsolatban ultrabázitokkal, gabbróval és diabáztelérekkel. Ez a képződmény tehát nem képviselője a köpenynek, ill. az óceáni kéregnek, olyan értelemben, mint az ofiolit, hanem egy sajátos vulkanizmus terméke. Az Alpokból leirt ofiolitokat az ősi Tethys óceáni kéreg részének tartják. COLEMANN /1977/ számításai szerint a szinte "véletlenszerűen" megmaradt felső köpeny és óceáni kéregdarabok, amelyek a geo-

szinklinális bezáródásánál a kontinentális kéregre tolódva a felszínre kerültek, a Tethys óceáni kérgének egy ezreléke, a többi a kontinensek alá tolódott és újraolvadt. Az ofiolitok felismerése, pontos feltérképezése tehát egyrészt azért fontos, mert felvilágosítást nyújt a köpeny és az óceáni kéreg szerkezetére, ásvány-kőzettani felépítésére, kémizmusára, másrészt gazdag réz- és krómduulások anyakőzetei. Ofiolitokat ismerünk az Alp-Himalája hegységrendszerben több helyen, pl. az Appeninekben, a Dinaridákban /Vardar-zóna/, Görögországban /Othrisz/, Cipruson /Troodosz/, Törökországban /Taurusz/, Szíriában /Hatay-Bassit/, Iránban, Ománban /Semail/ és Pakisztánban etc.

#### AZ IRAKI ZAGROSZ OFIOLITJAI

Az ofiolitok az áttolódási zónában Penjwin és Mawat körzetében kerülnek felszínre. A sorozat egyik területen sem teljes, ami tektonikai okokra vezethető vissza.

A komplexum legmélyebb tagja mindkét területen ultrabázitokból áll. Vastagságuk kb. 1500 m. Az összlet alja az áttolódási síkok mentén serpentine-sedett, ami képlékenységevel elősegítette a magmás komplexumok DK irányú rátolódását a fiatalabb kora Walsh, Naopurdan és "Vörös fekvő" formációk-ra. Az ultrabázitok ritmikusan "réteges" felépítésűek: a piroxénben dúsz "rétegek" váltakoznak olivinben gazdagokkal. A fedő-gabbró és az ultrabázisos test határán kromitlencsék és piroxenit található. Az ultrabázisos tömeget piroxenit-, diabáz- és plagioklászgránit-telérek harántolják. Kőzetalkotó ásványok: az olivin, rombos és monoklin piroxének. Mennyiségi arányuk alapján harzburgit, wehrlit és dunit kőzeteket lehet elkülöníteni. A Penjwin területén főleg dunit és harzburgit, míg a Mawatban harzburgit, wehrlit és dunit a jellemző /BUDA-AL-HASHIMI, 1977/. Az olivin forszteritben gazdag

/Fo<sub>90-93</sub>/, erősen deformált hullámos kioltásu, gyakori a nyomási iker /king-band/ és a milonitosodás. A repedések és a hasadások mentén szerpentine-sedett. A rombos piroxén ensztatit-molekulában igen gazdag, gyakran talkká alakul. A monoklin piroxénben magas a Ca- és Mg-tartalom: salit-összetételű /Ca<sub>42</sub>Mg<sub>39</sub>Fe<sub>19</sub>/ . Leggyakoribb opak elegyrész a kromit.

Mennyiségük és megjelenésük alapján a kromitok három csoportba oszthatók:

1. Akcesszorikus kromit /2-5 v%/ . Idiomorf, vagy hipidiomorf, gyakran rezorbeált szegélyű. Kémiai összetétele alapján két fajtája különíthető el: az alumíniumkromit, főleg a harzburgitban található és dunitban a krómgazdag kromit. Az alumíniumban dusabb /Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 25 suly %/ és krómban szegény /Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 32 - 34 suly %/ kromit körül magnéziumklorit, a krómban gazdag /Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 45 suly %/ és alumíniumban szegény /Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 18 - 20 suly %/ kromit körül szerpentin figyelhető meg. Mindkét kromitváltozatot erősen reflektáló, vasban igen gazdag zóna veszi körül. A mikroszondás vizsgálatok kimutatták, hogy a kromit magjától a szegély felé haladva a króm-alumínium-magnéziumtartalom csökken, a vas mennyisége növekszik /AL-HASHIMI-BUDA, 1979/. Az alumíniumban gazdag kromitból a könnyen illók hatására szilárd fázisu diffúzióval alumínium távozik, ami a környező magnéziumhidroszilikáttal magnéziumkloritot hoz létre /BUDA-AL-HASHIMI, 1976/. Az alumíniumban szegény kromitból nem távozik el annyi alumínium, hogy magnéziumklorit létrejöhetne, így csak szerpentin képződik. A törések=repedések mentén is keletkezik átalakulási zóna, ami azt jelzi, hogy az első szilárd fázisu deformáció után képződött és nem olvadékból kristályosodott ez a "zónasság".

2. Lencsés megjelenésű kromitlepek /vastagság 0,5-2,7 m, kromittartalom 80 v %/ mindig dunit- "udvarral" vannak körülvéve és az ultrabázisos összlet felső részén a fedő gabbro közelében található. Két típusuk különíthető el a szövet, kémiai összetétel és az uralkodó meddő ásványok alapján: a/ kis mértékben töredezett érc. A szemcsék idiomorfok rezorbeált szegély-

4711

lyel. A törések és a szemcsék peremén erősen reflektáló vasdus szegély figyelhető meg. Az érc vékonycsiszolatban vörösbarna, kémiailag kissé oxidált  $/RO/R_2O_3 = 0,96/$  alumíniumkromit. Fő meddő ásványa a tremolit, de a szemcséket magnéziumklorit veszi körül. b/ milonitos érc. Színe vékonycsiszolatban vörösesbarna, erősen oxidált  $/RO/R_2O_3 = 0,79/$  alumíniumkromit. Kisérő ásványa a magnéziumklorit.

Az első típus eredeti meddő ásványa klinopiroxén volt, amely vízfelvétellel tremolittá alakult. A krómitszemcséket burkoló klorit a tremolit és kromit között lejátszódó reakció eredménye. A kromitból alumínium távozott diffúzió útján és létrehozta a kloritot. A második típus meddő ásványa olivin volt, amely szerpentinné alakult, majd később az erős deformáció alatt a kromit tovább oxidálódott, alumínium szabadult fel és a szerpentinnel való reakcióval magnéziumklorit jött létre.

3. Slirtipusu kromit a kromitlencsék körül fordul elő, erősen rezorbeált és töredezett. Az anyakőzet dunit. A meddőt alkotó olivinszemcsék  $/Fo_{97}/$  morzsoltak, a deformációs ikrek igen gyakoriak, többnyire lizardittá és kri-zotillá alakultak. Kémiai összetétele alapján vas és krómgazdag kromit, ún. szubferrikromit. A kis alumíniumtartalma miatt a kromitszemcsék körül magnéziumklorit nem képződött.

Az említett kromitokra jellemző, hogy alumínium- és krómban jóval gazdagabbak, mint az ún. sztratiform kromitok. Összetételüket tekintve alumínium, ill. subferrikromitok. A króm-alumínium arány alapján két csoport különíthető el: alumíniumgazdag kromitok, a Cr: Al-arány 1,7, ezek alkotják a kromitlencséket és a harzburgitban lévő akcesszorikus kromitokat, a krómban dus kromitok Cr: Al aránya 3,8, ez az összetétel a slirtipusu és a dunit akcesszorikus kromitjaira jellemző. Az összetételbeli kettősség különböző kristályosodási hőmérsékletet jelez. A kristályosodási hőmérsékletet az oli-

vin-kromitpár Mg és Fe megoszlásából számítjuk. E számításokkal az alumíniumgazdag kromitokra, tehát a lencsék kromitjára és a piroxéntartalmú kőzetek akcesszorikus kromitjára 1200–1300 C<sup>o</sup> közötti érték adódik, míg a slirtipusú és a dunitben található kromitok 950–1000 C<sup>o</sup>-os kristályosodási hőmérsékletet jeleznek /BUDA-AL-HASHIMI, 1976/. A kromit ilyen kettős összetétele kizárólag alpi típusú ofiolitokra jellemző. A óceán-közepi hátságok vonalában keletkező mély törések a köpenyben nyomáscsökkenést előidézve, részleges olvadást hoznak létre, s a megolvadt anyag felfelé áramlik. A reziduum a részleges olvadás után olivindussá válik króm-gazdag kromit kíséretében, ami a nyomáscsökkenés folyamán Cr-piroxénekből képződik. A köpenyből közvetlenül kristályosodó kőzetek a köpeny és a kéreg határán képződnek és ezek az eredeti köpenyanyagot tartalmazzák, tehát monoklin-rombos piroxént és olivint. Itt a magas hőmérsékletű differenciációs termékként alumíniumgazdag kromit képződik, s ez a nagy fajszámú anyag idővel lesüllyed a reziduumba. Ez az oka annak, hogy a kromitlencsét dunitudvar veszi körül, ugyanakkor a lencsén belül monoklin-rombos piroxén és olivin található, mint bezárt köpenyanyag.

Az ultrabázitok átlag kémiai összetétele alapján a penjwini peridotit magnéziumban gazdag dunites, míg a mawati Si-Al-ban dúsabb harzburgitos összetételű kőzet /I. táblázat/. Ebből arra következtethetünk, hogy a penjwini komplexum a köpeny mélyebb, reziduumban gazdagabb, míg a mawati a magasabb differenciáció útján létrejött, a kéreghez közelebbi részét tárja fel.

A másodlagos ásványok tömeges jelenléte megnehezíti az eredeti kőzet módosított összetételének meghatározását. A másodlagos ásványok a csökkenő P, t-nek megfelelően több fázisban képződtek. Nagyobb hőmérsékleten kristályosodott a saját alakú tremolit, később a monoklin piroxének uralitosodtak, az olivin szerpentinésedésével és a rombos piroxén bastitosodásával egyidejűleg. A szerpentinnek két változatát határoztuk meg, a lizarditot és a krizotilt, a magasabb P, t-t jelző antigorit ez ideig nem volt kimutatható. Az alá -  
4711

Ultrabázisos kőzetek kémiai összetétele /súly %/ és CIPW normái /mol %/

|                                | Penjwin<br>/6 elemzés átlaga/ | S. D.<br>/±/     | Mawat<br>/10 elemzés átlaga/ | S. D.<br>/±/     |
|--------------------------------|-------------------------------|------------------|------------------------------|------------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 37,32                         | 2,25             | 38,92                        | 2,32             |
| TiO <sub>2</sub>               | -                             | -                | 0,04                         | 0,02             |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,86                          | 0,50             | 2,53                         | 0,69             |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,09                          | 0,08             | -                            | -                |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,29                          | 0,86             | 4,16                         | 2,30             |
| FeO                            | 4,46                          | 1,38             | 3,32                         | 2,07             |
| MnO                            | 0,10                          | 0,02             | 0,07                         | 0,03             |
| MgO                            | 44,83                         | 2,98             | 41,40                        | 3,35             |
| CaO                            | 1,17                          | 0,55             | 0,73                         | 0,68             |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,11                          | 0,03             | 0,09                         | 0,02             |
| K <sub>2</sub> O               | 0,04                          | 0,03             | 0,02                         | 0,005            |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,06                          | 0,04             | -                            | -                |
| Izz. v.                        | 6,09                          | 3,16             | 8,99                         | 5,18             |
| Össz.:                         | 98,42                         |                  | 100,27                       |                  |
| CIPW-normák                    |                               |                  |                              |                  |
| Or                             | 0,24                          | } földpát = 2,72 | 0,12                         | } földpát = 4,50 |
| Ab                             | 0,75                          |                  | 0,76                         |                  |
| An                             | 1,73                          |                  | 3,62                         |                  |
| Ne                             | 0,10                          |                  | -                            |                  |
| Wo                             | 1,54                          | } Di = 2,88      | -                            |                  |
| En                             | 1,28                          |                  | -                            |                  |
| Fs                             | 0,06                          |                  | -                            |                  |
| En                             | -                             |                  | 17,29                        | Hi = 17,75       |
| Fs                             | -                             |                  | 0,46                         |                  |
| Fo                             | 77,35                         | } ol = 81,55     | 60,14                        | } ol = 61,89     |
| Fa                             | 4,20                          |                  | 1,75                         |                  |

./.



|        |       |                            |
|--------|-------|----------------------------|
| folyt. |       |                            |
| Mt     | 4,77  | 6,03                       |
| Il.    | -     | 0,08                       |
| Ti     | -     | -                          |
| Cr     | 0,18  | -                          |
| Ap     | 0,14  | Cor. 1,03                  |
|        | Dunit | Harzburgit                 |
|        |       | Elemzés: Iraki Földt. Int. |

rendeltebb mennyiségben megjelenő Mg-klorit az említett módon a kromit és a szerpentin reakciójának eredménye, ill. az alumíniumtartalmu piroxén talkosodása során jött létre.

A mawati ultrabázitban több helyen hidrogránát-aktinolit-klorit-albittartalmu lencsék találhatók. Ezek az ún. rodingitek, a szerpentesedéssel egyidejűleg képződtek az ultrabázitban lévő homokkő, ill. gránit xenolitok metasomatózisa révén.

A közép- és durvaszemcsés piroxenit telér formájában az ultrabázitban vagy elnyújtott testként a peridotit felsőbb szegélyén, ill. a gabbró alján található. A leggyakoribb kőzetalkotó a diállág, de kisebb mennyiségben bronzit és olivin is képviselve van. A monoklin piroxének gyakran uralitosodtak és tremolit képződött, míg a rombos piroxének antofillitté alakultak. Kis mennyiségben Mg-klorit is kimutatható.

A felszínen legjobban elterjedt a gabbró, ami kb. 1000 m vastagságban van feltárva. Két típusát lehet megkülönböztetni:

a/ Durvaszemcsés piroxéngabbró, a fekü piroxenitből fejlődik ki a plagioklászok mennyiségi növekedésével. Fő kőzetalkotó a bázisos plagioklász /An<sub>60-90</sub>/, amely 30-60 v %-ban van jelen. A rombos és a monoklin piroxén egyaránt megtalálható: bronzit, ill. diopszid-endiopszid formájában /Ca<sub>45</sub>Mg<sub>50</sub>Fe<sub>5</sub>/. A monoklin piroxén tulsulyban van /30 v%/ a rombossal /5-10 v%/ szemben és gyakran uralitosodott. A kőzet telitetlen, az olivin-norma 12 mol %, ami a modalban nem jelenik meg.

b/ Sávos gabbró, a piroxén-gabbró felett helyezkedik el és a komplexum fő tömegét alkotja. A sávozottság sötét és világos elegyrészek váltakozásából áll, ez az un. kumulusz-sávosság. A világos sávok fő elegyrésze a bázisos plagioklász /An<sub>82</sub>/, ami erősen deformált, gyakori a nyomási iker. A sötétebb sávokban a magnéziumgazdag hornblende /uralitosodott piroxén/ az uralkodó elegyrész. E mellett ujabban képződött saját alaku Fe-gazdag hornblende, ill. az eredeti sávozottságot átszelő un. injekciós erekben aktinolit is megjelenik kvarc és albit társaságában. A klorit főleg az amfibol átalakulásából képződött, de az injekciós erekben önálló ásványként is kikristályosodott. Járulékos elegyrész a titanit és magnetit. A tektonizált zónákban a kumulusz sávozottsággal szöget bezárva másodlagos metamorf palátság figyelhető meg.

A kőzet alkálitartalma magasabb és Mg-Ca-tartalma alacsonyabb, mint a fekü piroxéngabbróé, jelezve későbbi kristályosodását. A nagyobb Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-tartalom a kiterjedt uralitosodással hozható kapcsolatba. A tektonizált zónák mentén a gabbró mindig tartalmaz kvarcot. Itt gyakori a saussuritesedés /epidot, zoizit, klorit, albit/. Ezek a másodlagos ásványok a dinamotermális metamorfózis termékei.

A Mg:Fe-arány a piroxéngabbrókban 5,2, a sávos gabbrókban 3,1, ami jól megegyezik az alpi ofiolitos gabbrók Mg: Fe arányával: 3,1-5,8 /THAYER-HIMMELBERG, 1968/.

Összehasonlítva a Penjwin és Mawat gabbrók átlagösszetételét, szembevetjük, hogy a Penjwin gabbrójában kisebb az Si, Al, Na, K és nagyobb az Mg-, Ca-tartalom /II. sz. táblázat/, mint a mawatiban, jelezve az ultrabázitoknál is észlelt mélyebb kéregszenen történő kristályosodást. Ha az ofiolitos gabbrók összetételét összehasonlítjuk az áttolódási zóna ÉNy-i részén előforduló posztorogén gabbró összetételével /Bulfat/, szembevető különbségeket látunk. A bulfati gabbróban magasabb a Si-, Al- és alkálitartalomban és alacsonyabb a Mg és Ca /II. sz. táblázat/. Ez a plagioklászok An-százalékában is jelentkezik /87 mol %-ról 48 mol %-ra csökken./ Ennek oka a kérgen keresztül benyomuló posztorogén gabbró erőteljes kontaminációja, ami a kőzet alkáli /2. ábra/ Si- és Al-tartalmát jelentősen megnövelte.

A gabbró savanyu differenciátuma az igen kis mennyiségben előforduló plagioklászgránit. Kőzetalkotó az oligoklász-andezin összetételű plagioklász és a kvarc. Káliföldpátot egyáltalán nem tartalmaz. Járulékos elegyrész a biotit és az amfibol. A feltűnő K-szegénység az óceáni eredetet jelzi. A plagioklászgránitnak megfelelő a kontinensek területén ismert kőzetek: tonalit, trondjemit, diorit jóval több K-ot tartalmaznak.

Néhány helyen albit is képződött. Ez abban különbözik a plagioklászgránittól, hogy albit és káliföldpát is megjelenik, az utóbbi mikroklin formájában. Feltehető, hogy ez a kőzet később képződött és genetikailag nem tartozik az ofiolitos magmás sorozathoz.

Szubvulkáni képződmény a diabáz, csak Mawat területén található, pontos magmaföldtani helye még nem tisztázott. Háromféle megjelenési forma figyelhető meg: a/ csökkenő szemcsenagysággal fokozatosan fejlődik ki a gabbróból; b/ kisebb benyomulások és telérek az ultrabázitokban és a gabbróban; c/ metabazaltok alján szintén megtalálható a diabázokra jellemző ofitos szövettel. Ásványtani és kémiai összetételük alapján két típus különíthető el: a/ normál diabáz, fő-kőzetalkotók: plagioklász /An<sub>55</sub>/ hornblende és kis

II. sz. táblázat

Gabbrók kémiai összetétele /súly %/ és CIPW normái /mol %/

|                                | Penjwin                |               | Mawat                  |                | Bulfat                 |              |
|--------------------------------|------------------------|---------------|------------------------|----------------|------------------------|--------------|
|                                | /17 elemzés<br>átlaga/ | S. D. /+/-/   | /15 elemzés<br>átlaga/ | S. D. /+/-/    | /18 elemzés<br>átlaga/ | S. D. /+/-/  |
| SiO <sub>2</sub>               | 45,69                  | 1,42          | 46,99                  | 3,27           | 50,91                  | 2,14         |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,19                   | 0,18          | 0,41                   | 0,32           | 1,10                   | 0,61         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,88                  | 3,37          | 17,27                  | 1,69           | 17,94                  | 2,95         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,50                   | 2,03          | össz.                  |                | 1,91                   | 0,82         |
| FeO                            | 5,16                   | 1,75          | Fe=7,74                | 3,22           | 4,63                   | 1,61         |
| MnO                            | 0,11                   | 0,06          | 0,02                   | 0,006          | 0,12                   | 0,04         |
| MgO                            | 11,46                  | 2,97          | 10,16                  | 2,68           | 5,39                   | 1,99         |
| CaO                            | 14,83                  | 1,98          | 13,88                  | 2,29           | 11,36                  | 3,25         |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,69                   | 0,31          | 1,58                   | 1,12           | 3,96                   | 1,21         |
| K <sub>2</sub> O               | 0,11                   | 0,08          | 0,28                   | 0,48           | 0,47                   | 0,37         |
| Izz. v.                        | 1,97                   | 0,55          | 1,59                   | 0,61           | 1,49                   | 0,46         |
| Össz.:                         | 98,59                  |               | 99,92                  |                | 99,28                  |              |
| CIPW normák                    |                        |               |                        |                |                        |              |
| Or                             | 0,65                   | földp. =46,40 | 1,65                   | földp. = 53,27 | 2,78                   | földp.=64,70 |
| Ab                             | 5,84                   |               | 12,32                  |                | 32,13                  |              |
| An                             | 39,91                  |               | 39,20                  |                | 29,79                  |              |
| Ne                             | -                      |               | 0,57                   |                | 0,75                   |              |
| Wo                             | 14,06                  | Di = 26,82    | 12,38                  | Di = 24,06     | 11,09                  | Di:21,38     |
| En                             | 10,17                  |               | 7,60                   |                | 7,36                   |              |
| Fs                             | 2,60                   |               | 4,80                   |                | 2,92                   |              |
| En                             | 8,13                   |               | -                      |                | -                      |              |
| Fs                             | 2,08                   | Hi = 10,21    |                        |                |                        |              |
| Fo                             | 7,18                   | Ol = 9,20     | 12,41                  | Ol =19,74      | 4,25                   | Ol=6,11      |
| Fa                             | 2,02                   |               | 7,33                   |                | 1,86                   |              |
| Mt                             | 3,62                   |               | -                      |                | 2,77                   |              |
| Il                             | 0,36                   |               | 0,78                   |                | 2,09                   |              |
| An %                           | 87                     |               | 76                     |                | 48                     |              |

Elemzés: Iraki Földt. Int.

mennyiségű kvarc. Opak ásványa a titánban gazdag magnetit. A kémiai összetétel alapján telített óceáni tholeiit /III. táblázat/ /olivin norma: 0,56 %,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 9,1 - 13,0$ /; b/ kvarcdiabáz néha 30 v %-os kvarctartalmu kőzet, ennek egyrésze másodlagos hasadékkitöltés. A plagioklász albittartalma nagy / $\text{An}_{40}$ / és kis mennyiségű amfibolt tartalmaz. Kémiailag kvarctholeiit /III. táblázat/.

A metabazalt és spilit a mawati ofiolitos komplexum É-i és D-i részén található. A Penjwin masszívumban a vulkáni kőzetek is hiányoznak. A bazaltos összetételű összlet a zöldpalafáciesben metamorfizálódott. Ennek ellenére a pillow-szerkezet több helyen felismerhető. A kőzet finom szemcsés, zöld-sötétzöld színű, fehér mandulakövekkel. Az aktinolit igen gyakori, az alapanyagot klorit alkotja. A léces plagioklászok An-tartalma a metabazaltban eléri az  $\text{An}_{30}$ -ot, míg a spilitben az Antartalom 18 mol %. Néha a bazaltban erősen átalakult plagioklász figyelhető meg, aminek egy részét albit szorítja ki. A Ca-gazdag plagioklász átalakulási terméke az epidot és zoizit igen gyakori /saussuritesedés/. A mandulaüreges kvarccal, albittal, klorittal és néha zeolittal vannak kitöltve. Az opak ásványok közül a titángazdag magnetit gyakori, továbbá a kalkopirit, amit kovellinből, kalkozinból és limonitból álló átalakulási zóna vesz körül. Gyakori a palásság. A metamorfózis alatt az olivin és piroxén aktinolitá, hornblendévé, ill. klorittá alakult. A labradoritos összetételű plagioklász saussuritesedett /albit, zoizit, kvarc/.

Ezek a kőzetek kémiai összetételük alapján /III. táblázat/ két csoportba oszthatók: a/ olivintholeiitek, az olivin-norma több, mint 10 mol %; b/ kvarctholeiit, a kvarc a modalban és a normában egyaránt jelen van. Átlag kémiai összetételük nagyon hasonlít az óceáni tholeiitekéhez /3. ábra/. Pl. a  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  arányában igen jó egyezés mutatkozik. Különbség a magasabb  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -tartalomban van, ami a metamorfózissal hozható kapcsolatba.

III. táblázat

Szubvulkáni és vulkáni kőzetek kémiai összetétele /súly %/ és CIPW normái /mol %/

|                                | Metadiabáz-I<br>/3 elemzés<br>átlaga/ | Metadia-<br>báz-II.<br>/2 elemzés<br>átlaga/ | Metabazalt-I<br>/4 elemzés<br>átlaga/ | Metabazalt-II<br>/6 elemzés<br>átlaga/ | Spilit<br>/3 elemzés<br>átlaga/ |
|--------------------------------|---------------------------------------|--|---------------------------------------|--|---------------------------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 49,87                                 | 53,74  | 46,12                                 | 52,08                                  | 46,81                           |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,30                                  | 0,84   | 0,54                                  | 0,45                                   | 1,43                            |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,20                                 | 15,26  | 14,84                                 | 14,52                                  | 15,84                           |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,07                                  | 7,84   | 4,81                                  | 5,02                                   | 8,61                            |
| FeO                            | 5,56                                  | 5,16   | 5,91                                  | 4,60                                   | 4,61                            |
| MnO                            | 0,04                                  | 0,10   | 0,05                                  | 0,02                                   | 0,06                            |
| MgO                            | 11,39                                 | 4,20   | 9,62                                  | 9,01                                   | 6,07                            |
| CaO                            | 11,19                                 | 7,46   | 12,63                                 | 9,93                                   | 10,40                           |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,19                                  | 4,04   | 2,27                                  | 3,27                                   | 4,00                            |
| K <sub>2</sub> O               | 0,24                                  | 0,31   | 0,15                                  | 0,22                                   | 0,38                            |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 1,87                                  | 0,95   | 2,77                                  | 1,14                                   | 1,43                            |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,20                                  | 0,18   | 0,20                                  | 0,14                                   | 0,22                            |
| Össz.:                         | 100,12                                | 100,08                                       | 99,21                                 | 100,40                                 | 99,86                           |
| CIPW normák /mol %/            |                                       |  |                                       |  |                                 |
| Q                              | -                                     | 3,52   | -                                     | 1,30                                   | -                               |
| Or                             | 1,47                                  | 3,43   | 0,92                                  | 1,30                                   | 2,27                            |
| Ab                             | 18,87                                 | 22,55  | 19,81                                 | 27,88                                  | 30,59                           |
| An                             | 23,21                                 | 32,08  | 30,78                                 | 24,53                                  | 24,62                           |
| Ne                             | -                                     | -  | -                                     | -                                      | 2,09                            |
| Di                             | 26,47                                 | 17,20  | 26,97                                 | 19,91                                  | 21,71                           |
| Hi                             | 21,33                                 | 12,29  | 0,98                                  | 16,88                                  | -                               |
| Ol                             | 0,56                                  | -  | 12,29                                 | -                                      | 3,74                            |
| Il                             | 0,59                                  | 0,89   | 1,06                                  | 0,86                                   | 2,77                            |
| Mt                             | 7,50                                  | 8,04   | 7,19                                  | 7,39                                   | 11,08                           |
| He                             | -                                     | -  | -                                     | -                                      | 1,14                            |
|                                | Tholeiit                              | Kvarc-tholeiit                               | Olivin-tholeiit                       | Kvarc-tholeiit                         |                                 |
| Elemző: Iraki Földt. Int.      |                                       |  |                                       |  |                                 |

Néhány helyen a bazaltos kőzetek felett világos színű kvarckeratofir is található. A porfiroz elegyrész kvarc, az alapanyag finomszem albit, aktinolit, klorit, epidot és kvarc. Igen kevés káliumot és meglehetősen sok nátriumot tartalmaz. Ez a kőzet a bazaltos összlet savanyu differenciátuma.

Metamorfózis: az ofiolitsorozatban hidrotermális és dinamotermális metamorfózis különíthető el. Az ofiolitos komplexumokra jellemzően kontakt metamorf kőzeteket nem figyeltünk meg, kivéve az igen ritka rodingiteket. A hidrotermális és a dinamotermális metamorfózis igen elterjedt. Szerpentin, tremolit, aktinolit és klorit képződött az ultrabázisos kőzetekben. A gabbró uraltosodott, míg a bazaltos kőzetekben albit, klorit, epidot, kvarc és zoizit kristályosodott. Ez az ásványegyüttes a zöldpala, ill. epidot-amfibolit fáciesre jellemző. A palásság általános elterjedésének hiánya kizárja a regionális metamorfózist. Az ásványegyüttes megegyezik az óceánközepi hátságokban leirtakkal. Az ásványi átalakulás a tengervíz és a forró lávaanyag kölcsönhatásának eredménye. A kisebb mértékű palásságot, deformációs ikerképződést az elterjedt milonitosodást és az újabb másodlagos ásványképződést a dinamotermális metamorfózis hozta létre.

## AZ OFIOLITOK GENETIKÁJA

A Zagrosz hegység ofiolitjainak kialakulásánál négy szakaszt lehet elkülöníteni: 1. A kontinentális kéreg felhasadása és a köpeny részleges megolvadása. A részleges megolvadás oka a felhasadás következtében létrejövő nyomás- és hőmérsékletcsökkenés. 2. A köpenyből származó bázisos olvadék differenciációja. 3. Az óceáni kéreg és a felső köpenylemez szállítása a képződési helytől az óceánközepi hátságtól a kontinentális kéreg felé. 4. A köpeny és az óceáni kéreg feltolódása a kontinentális kéregre.

1. Az ultrabázit és az alkálszegény bazaltos olvadék eredete

RINGWOOD /1975/ szerint az elsődleges köpeny összetétele az alpi típusu peridotit és a bazalt 1:3 arányú keveréke /pirolit/, ami megegyezik a természetben is ismert lherzolittal /4. ábra/. Összehasonlítva pl. a mawati, harzburgit összetételét a köpenyével /pirolit/ /IV. táblázat/, látható, hogy a pirolitban több a plagioklász és diopszid-norma, mint a harzburgitban. A rész-

IV. táblázat

A pirolit és a mawati harzburgit kémiai összetételének összehasonlítása

|                                | Pirolit | Mawati harzburgit |
|--------------------------------|---------|-------------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 45,1    | 38,92             |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,2     | 0,04              |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,6     | 2,53              |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,3     | -                 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,3     | 4,16              |
| FeO                            | 7,6     | 3,32              |
| MnO                            | 0,1     | 0,07              |
| NiO                            | 0,2     | -                 |
| MgO                            | 38,1    | 41,40             |
| CaO                            | 3,1     | 0,73              |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,4     | 0,09              |
| K <sub>2</sub> O               | 0,02    | 0,02              |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,02    | -                 |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | =       | izz. v. 8,99      |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | -       |                   |
| Összesen:                      | 100,00  | 100,27            |
| CIPW normák /mol %/            |         |                   |
| Or                             | 0,11    | 0,12              |
| Ab                             | 3,36    | 0,76              |
| An                             | 10,71   | 3,62              |
| Di                             | 3,63    | -                 |

folyt.



|        |                       |                           |
|--------|-----------------------|---------------------------|
| folyt. |                       |                           |
| Hi     | 17,20                 | 17,75                     |
| O1     | 64,01 Forst: 86 mol % | 61,89 Forst: 97 mol %     |
| Ch     | 0,45                  | -                         |
| Mt     | -                     | 6,03                      |
| Il     | 0,38                  | 0,08                      |
| Ap     | 0,03                  | -                         |
|        |                       | Elemző: Iraki Földt. Int. |

leges olvadásnál Si, Al, Fe, Ca és Na szabadul fel. A felszabadult olvadék összetétele megegyezik az olivin tholeiitével, Hasonló összetételű olvadék jött létre GREEN és RINGWOOD /1967/ kísérleteinél /8 kbar és 1250 C<sup>o</sup>/ a részlegesen megolvasztott pirolitból. Számítások szerint az olvadás 15-25 km között jöhetett létre a köpenyben.

## 2. A bázisos olvadék differenciációja

Az olivin-tholeiites olvadékból a normál differenciációnak megfelelően az összlet alján piroxenit, majd gabbro, diabáz, bazalt, spilit és alárendelten keratofir képződik /4. ábra/. A piroxenit jelentős összetételbeli eltérése az ultrabázitoktól azt jelzi, hogy genetikailag nem ezekhez, hanem a gabbroösszlet ultrabázisos differenciációs termékeihez tartozik. A Mg-, Ca-gazdag, nagy anortit-tartalmu kumulitgabbro egy mélyebben fekvő magmakamrában differenciálódott és később került a felszínre a kéregmozgások eredményeként. A gabbro normáldifferenciációs trendet mutat: a növekvő Si-tartalommal, a Ca-, Mg-, Ni- és a Cu-tartalom csökken míg a Na növekszik.

A diabáz rétegtani helyzete nem tisztázott. A gabbro-összlethez tartozhat, mint magasabb szinten lévő differenciációs termék, vagy sűrű telér-rajt alkothat, mint ahogy ezt megfigyelték más ofiolitos masszívumokban, vagy a

bazaltos vulkanitok mélyebb szintjét képviselheti. Ennek további vizsgálata igen fontos lenne, mivel a diabáztelérek jelenléte vagy hiánya döntheti el, hogy az iraki Zagrosz ofiolitja szigetivközben, vagy középóceáni hátságban képződött. A diabázok felett elhelyezkedő bazaltlávák /metabazalt/ is mutatnak bizonyos differenciációs trendet, az olivin-tholeiitól a kvartholeiitig, spilitig, ill. keratofirig. Az ofiolitos komplexum összvastagsága kb. 3000 m /5. sz. ábra/. Az egész magmás sorozatra jellemző a mész-alkáli jelleg /2. ábra/.

### 3. Szállítás

A középóceáni hátságban keletkezett magmás sorozat a tengervízzel reakcióba lépve hidrotermális metamorfozist szenvedett, majd az újraképződött óceáni kéreg nyomásának hatására képződési helyéről a kontinentális kéreg felé szállított. Ez a mozgás a merev óceáni kéreg és felső köpeny erőteljes dinamotermális metamorfózist eredményezett.

### 4. Feltolódás

A köpeny és az óceáni kéreg összeütközött, majd feltolódott a kontinentális kéregre. Az erős kataklázis, az alacsony fokú metamorfózis /max. epidot-amfibolit fácies/ és az általánosan elterjedt palásság a glaukofánpala fácies hiánya kizárja az alátolódás lehetőségét.

## ÖSSZEFOGLALÁS

Az iraki Zagrosz ofiolitjai a K-i Mediterrán ofiolitos övhöz tartoznak, ami Ciprusnál /Troodos/ kezdődik, Törökországon, Szírián /Hatay, Baer-Bassit/, Irakon /Mawat, Penjwin/, Iránon /Neyriz/ keresztül Ománig /Semail/ terjed /6. ábra/. A fedő üledékes kőzetek több helyen megtalálhatók. Ezeknek a

kora felső-kréta /Troodos, Hatay, Semail/. Az iraki Zagroszban az ofiolitos sorozat felett közvetlenül nincs üledék, de a környezetében található tüz-  
köves mélytengeri felső-kréta Qulqula-formáció az ofiolitok fedőjének te-  
kinthető. Tehát az ofiolit nem lehet fiatalabb, mint felső-kréta, továbbá ana-  
lógiaik alapján nem idősebb, mint jura. Ez a magmás sorozat a Tethys inten-  
ziv óceáni kéregképződési szakaszában képződött.

Feltehető, hogy a Tethysben a kéregképződés sebessége a krétában némileg  
csökkent, amikor az afrikai lemez elkezdett ÉK-i irányban mozogni. Az  
Eocénban egy keskeny, de mély vájuszerű mélyedés jött létre, az arab és  
iráni-pajzsok között. Ekkor keletkezett a Naopurdán flis és a Walash főleg  
bázisos tengeralatti vulkanitjai. A két pajzs összeütközése a Vörös tenger-  
ben képződő óceáni kéregnek az Arabpajzsra gyakorolt taszító hatásával jött  
létre /6. ábra/. Az ütközés után az ofiolitos komplexumok feltolódtak az  
Arab-pajzsra. Ez a feltolódás a miocén végén kezdődött az iraki Zagrosz-  
ban és napjainkban is tart /gyakori földrengéses zónák/. A Tethys bezáró-  
dása a Zagrosz ÉNy-i részén előbb következett be, mint DK-en, mivel a  
kontaminált bulfati bázisos intruzió már a kontinentális kérgen keresztül nyo-  
mult be.

## IRODALOM - REFERENCES

1. AL-HASHIMI, W. S. - BUDA, G. 1979.:  
Chromite from the ophiolitic complexes of Iraqi Zagros. /in press/ -  
Sixth Colloquium on Geology of the Aegean Region.
2. AL-MEHAIDI, H. M. 1974:  
Report on geological investigation of Mawat Chuwarta area, NE Iraq  
/unpubl. report/ - Geol. Survey of Iraq, Baghdad /S. O. M. /
3. ANONYMOUS, 1972:  
Penrose field conference on ophiolites - Geotimes, 17, 24-25.
4. ANONYMOUS, 1973:  
Ophiolites in the earth's crust. - Symp. Acad. Sci. U. S. S. R., Geol.  
Inst. Moscow; Abstracts pp. 124.
5. AUBOUIN, I. 1965:  
Geosynclines. - Elsevier Publishing Co.
6. BOLTON, C. M. G. 1957a:  
Explanation of the geological map Kurdistan Series /1:100,000/ sheets  
K5 Choarta /unpubl. report/ - Geol. Sur. of Iraq, Baghdad /S. O. M. /
7. BOLTON, C. M. G. 1957b:  
The geology of the Rania area /unpubl. report/ - Geol. Sur. of Iraq,  
Baghdad /S. O. M. /
8. BRONGNIART, A. 1827:  
Classification et caractères mineralogiques des roches homogènes et  
hétérogènes. - Paris F. G. Levrault.
9. BUDA, G. - AL-HASHIMI, W. S. 1976:  
Alpine-type chromite from Mawat, Northeast Iraq - Jour. Geol. Soc.  
of Iraq, IX, 1976, 90-105.

10. BUDA, G. - AL-HASHIMI, W.S. 1977:  
Petrology of Mawat ophiolitic complex, Northeast Iraq. - Jour. Geol. Soc. of Iraq, vol. X., 1977. 69-98.
11. BUDA, G. - SAHAGIAN, G. - SALEM, W. 1978:  
Igneous and Metamorphic petrology of Qalah Dizah area /unpubl. report./- Geol. Sur. of Iraq, Baghdad /S. O. M. /
12. BUDAY, T. 1973:  
The regional Geology of Iraq /unpubl. report/. -Geol. Sur. of Iraq, Baghdad.
13. COLEMANN, R.G. 1971:  
Plate Tectonic Emplacement of Upper Mantle Peridotites along Continental Edges. - Jour. Geophys. Res. 76/5, 1212-1222.
14. COLEMANN, R. G. 1977:  
Ophiolites-Springer Verlag Berlin. Heidelberg, New York.
15. GREEN, T.H. - GREEN, D.M. - RINGWOOD, A.E. 1967:  
The origin of highalumina basalts and their relationships to quartz tholeiites and alkalibasalts. - Earth Planet. Sci. Letters. V/2., 41-52.
16. MESORIAN, H. et. 1973:  
Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens. - Bull. Soc. Géol. France 15, 478-493.
17. MACDONALD, G.A. - KATSURA, T. 1964:  
Chemical composition of Hawaiian lavas- Jour. Petrol. v/5. 82-133.
18. RINGWOOD, A. E. 1975:  
Composition and Petrology of the Earth's Mantle. - McGraw-Hill, p. 618.

19. SMIRNOV, V.A. - NELIDOV, V.P. 1962:  
Report on 1:200,000 prospecting correlation of the Sulaimaniya-Choarta and Penjwin area carried out in 1961 /unpubl. rep./ - Geol. Sur. of Iraq, Baghdad /S.O.M./
20. STEINMANN, G. 1927:  
Die ophiolithischen Zonen in dem mediterranen Kettengebirge. - 14th Intern. Geol. Congr. Madrid 2, 638-667.
21. STÖCKLIN, I. 1974:  
Possible ancient continental margins in Iran, In: The Geology of Continental Margins, Burk, C.A. etc. - New York - Heidelberg - Berlin: Springer, 873-887.
22. THAYER, T.P. - HIMMELBERG, G.R. 1968:  
Rock succession in the Alpine-type mafic complex at canyon Mountain, Oregon. - Intern. Geol. Congr. 23rd, Prague, Rept. sec. 1. 175-186.

## ÁBRAJEGYZÉK

1. ábra Az iraki Zagrosz-hegység áttolódási zónájának vázlatos földtani térképe.
1. Magashegységi öv. 2. Dombvidék 3. Folyóköz és sivatag.  
a. Qulqula /radioláriás sorozat/, kréta b. Qandil /metamorf kőzetcsoport/, eocén c. Walsh /vulkáni kőzetcsoport/, eocén-oligocén d. Naopurdan /palás kőzetcsoport/, oligocén-eocén e. Vörös rétegek, miocén-eocén f. Felső Farsz, miocén g. alluvium h. magmás kőzetek
2. ábra Az iraki Zagrosz ofiolit-összleteinek mészkáli-jellegű differenciációja
3. ábra A Mawat-i vulkanitok alkáli-szilícium aránya.  
Az osztó-vonal az alkáli és tholeiit bazaltokat választja szét, MACDONALD és KATSURA /1964/ szerint, Average = átlag
4. ábra CaO és  $Al_2O_3$  arány-változás az ofiolitokban és az óceáni kéregben.  
A mezők mindkét előfordulásban megjelenő kőzetek összetételét jelzik /R.G. COLEMAN, 1971/. A szaggatott vonalak a Mawat-i ofiolit piroxénből felszabaduló tholeiites olvadék differenciációját, illetve a reziduum képződésének irányait mutatja.
5. ábra Az iraki ofiolitos sorozat idealizált szelvénye.
6. ábra Az Arab-pajzs mozgásirányának vázlata.  
A sötét foltok a feltolódott ofiolitos összleteket jelzik, a ke-  
resztek pedig az idős kristályos kőzeteket.

## Explanation of Tables

- Table I. Chemical analyses and CIPW norms of ultrabasic rocks.
- Table II. Chemical analyses and CIPW norms of gabbros.
- Table III. Chemical analyses and CIPW norms of subvolcanic and volcanic rocks.
- 
- Table IV. Comparison of chemical composition of pyrolite and Mawat harzburgite.



PETROLOGY OF OPHIOLITIC COMPLEXES  
OF IRAQI-ZAGROS

György Buda

INTRODUCTION

The Iraqi Zagros forms a narrow belt in the northeastern part of Iraq /40-50 km wide and 250 km long/. It consists of four tectonic zones: 1. folded zone; containing very thick sediments of Palaeozoic to Tertiary periods. 2. intermediate zone; the site of accumulation of molasse sediments of marine and continental environments /Red Bed formation/. 3. Qulqula uplift with eugeosynclinal sediments /radiolarite, basic volcanite etc./. 4. thrust zone comprising three formations: Walsh, Naopurdan and Qandil. The Walsh formation is a volcano-sedimentary sequence containing unmetamorphosed submarine basalt, spilite /pillow lava/, diabase, andesite tuffs, claystone and limestone. The Naopurdán formation is a flysch sequence. These two formations intermingle laterally indicating a simultaneous origin. Qandil is the third one which was slightly metamorphosed /marble, calcsilicate-schist etc./. In the thrust-zone three igneous complexes occur from SE to NW: Penjwin, Mawat, Bulfat /fig 1./. Penjwin and Mawat are ophiolites, and Bulfat is a postorogenic intrusion associated with a well developed contact metamorphic aureole. The age of ophiolite is unestablished but most probably older than Eocene /the whole slightly metamorphosed igneous sequence is over-thrusted on the Eocene-Oligocene unmetamorphosed Walsh and Naopurdan formations/ and younger than Jurassic. The deep-sea sediment which probably covered the magmatic complexes is of Upper-Cretaceous age /Qulqula-formation/.

The ophiolitic sequences are not complete in both occurrences. In Penjwin the volcanic and sedimentary and in Mawat the sedimentary sequences are displaced tectonically.

## PETROGRAPHY OF THE OPHIOLITIC COMPLEXES

The ophiolites consist of three main igneous rock units:

1. Ultrabasic rocks /dunite, harzburgite, wehrlite, pyroxenite and chromite enrichments./
2. Basic and acidic plutonic and basic hypabyssal rocks /gabbros, plagiogranite, aplite and metadiabase/.
3. Basic and acidic metavolcanites /metabasalt, spilite, keratophyre/  
/fig. 5./.

1. The ultrabasic rocks are approximately 1500 m thick /terminated by a thrust-plane/. They consist of olivine / $Fo_{90-93}$ /, ortho- and clinopyroxenes. According to modal composition dunite, harzburgite, wherlite and pyroxenite can be distinguished. Dunite prevails in Penjwin and harzburgite in Mawat.

Three types of chromite occurrences are known: accessory, schlieren and podiform or massive.

The podiform- and accessory-type chromite occurring in pyroxene-rich rock are aluminochromite and schlierentype and accessory chromite in dunite are Fe-Cr chromite. The diallage-content pyroxenite forms dykes or elongated bodies at the bottom of the gabbro which. It genetically connected with gabbro.

The whole ultrabasic body was deformed and serpentinized. Secondary minerals are: serpentine /chrysotil, lizardite/, tremolite, talc, Mg-chlorite.

2. The gabbro gradually developed from pyroxenite as a result of increasing amount of plagioclases. The main constituents are basic plagioclase /An<sub>60-69</sub>/, ortho- and clinopyroxene.

The banded gabbro occurs above the pyroxene gabbro. In this type plagioclase rich layers alternate with amphibole /uralitised pyroxene/ rich one. The thickness of gabbro complex is about 1000 m.

Plagiogranite is very rare, it forms small bodies. Their potassium contents are very low. Aplite dykes transect the whole igneous complex. They contain more potassium and intruded much latter, most probably after the emplacement of ophiolite.

The geological position of diabase is not known yet. It could have developed from the gabbro with decreasing grain-size, could have formed dyke swarms or occurred at the lower part of basalt sequences. Two types can be distinguished: a/ normal diabase /plagioclase: An<sub>55</sub>, hornblende/ of oceanic tholeiite composition /Fig. 3./. b/ quartzdiabase, it contains quartz beside plagioclase /An<sub>40</sub>/ and hornblende.

3. Metabasalt, spilite and keratophyre are closing members of the sequences. The main constituents of metabasalts are plagioclase /An<sub>30</sub>/, actinolite, chlorite and quartz. Saussuritization is very frequent. According to chemical composition they are similar to the oceanic tholeiites /Fig. 3./. Spilites most probably formed by metasomatism. The quartz keratophyre is an acidic differential product of basaltic magma.

The ophiolitic sequences were affected by hydrothermal and dynamic metamorphism. Lack of wide-spread schistosity excludes the possibility of regional metamorphism.

## GENESIS OF OPHIOLITES

The ophiolitic complex represents the upper mantle and oceanic crust. It formed in the middle oceanic ridge. The deep seated rifts caused a partial melting in the mantle. The composition of melt was tholeiitic. From this melt through the normal calc-alkaline differentiation /Fig. 2./ pyroxenite, gabbro, diabase, basalt and subordanite acidic igneous rocks crystallized. The residuum is enriched in olivine /dunite/ and Fe-Cr chromite. The whole sequences moved towards the continental crust suffering solid-state deformation and hydrothermal-metamorphism. At last it collided and obducted on the continental crust.

The iraqi ophiolites represent a Mesozoic Thetian oceanic crust and mantle which was obducted on Arabian-plate as a result of collision with the Iranian-plate due to the opening of the Red Sea /Fig. 6./ . The ophiolitic sequences formed during the intensive spreading in the Thetys sea /Lower Cretaceous/ and started to shrink in late Lower-Cretaceous. The latest trench was formed before the collision with the Iranian-plate indicated by the Eocene-Oligocene volcano-flysch sequences. The collision started from Miocene when the ophiolites were overthrust on molasse sediments /Red-Bed formation/.

Manuscript received: 3<sup>rd</sup>. October 1979

Address of the author:

Buda György

Budapest









Muzeum krt. 4/a.

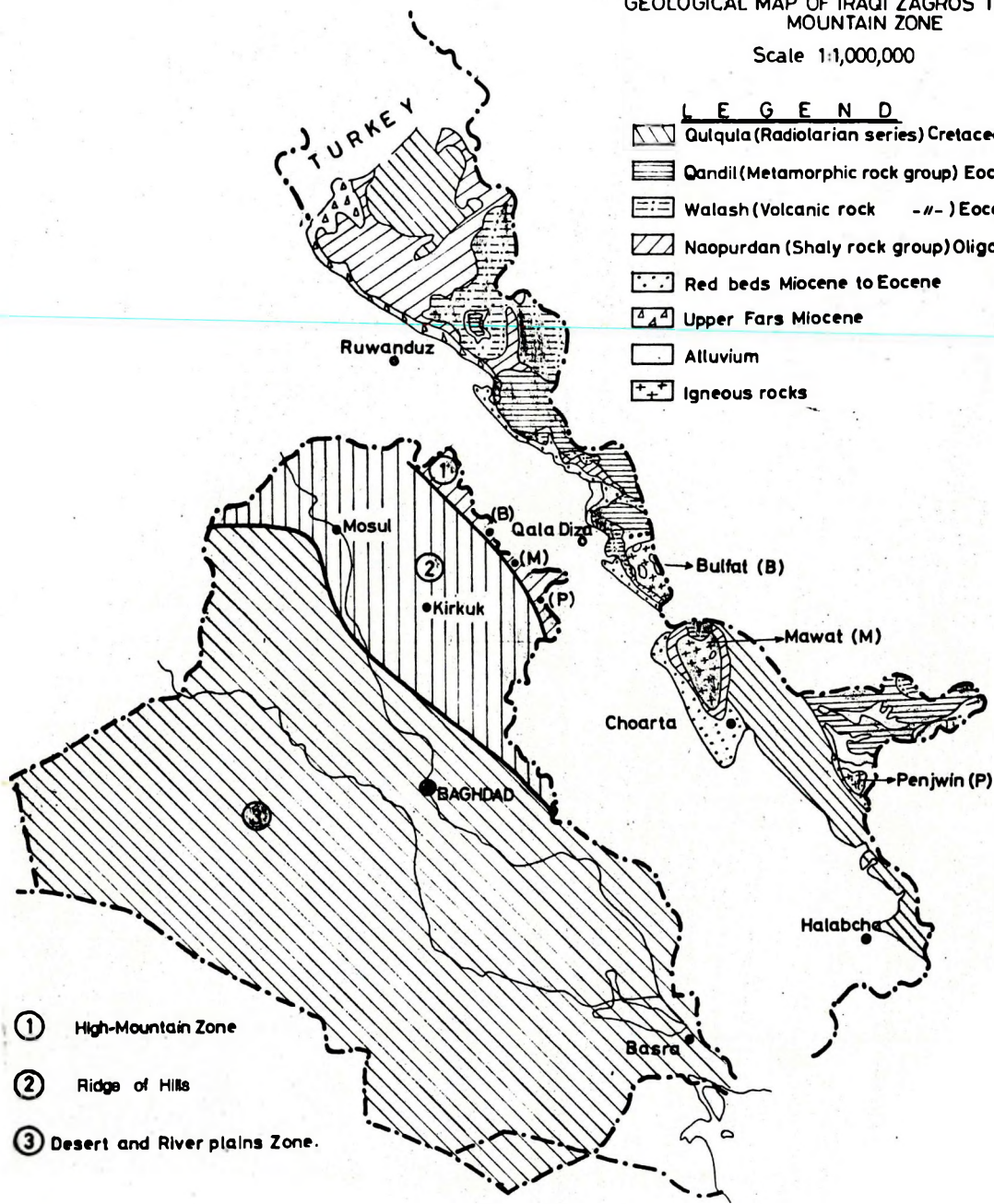
H-1088/Hungary.

GEOLOGICAL MAP OF IRAQI ZAGROS THRUST MOUNTAIN ZONE

Scale 1:1,000,000

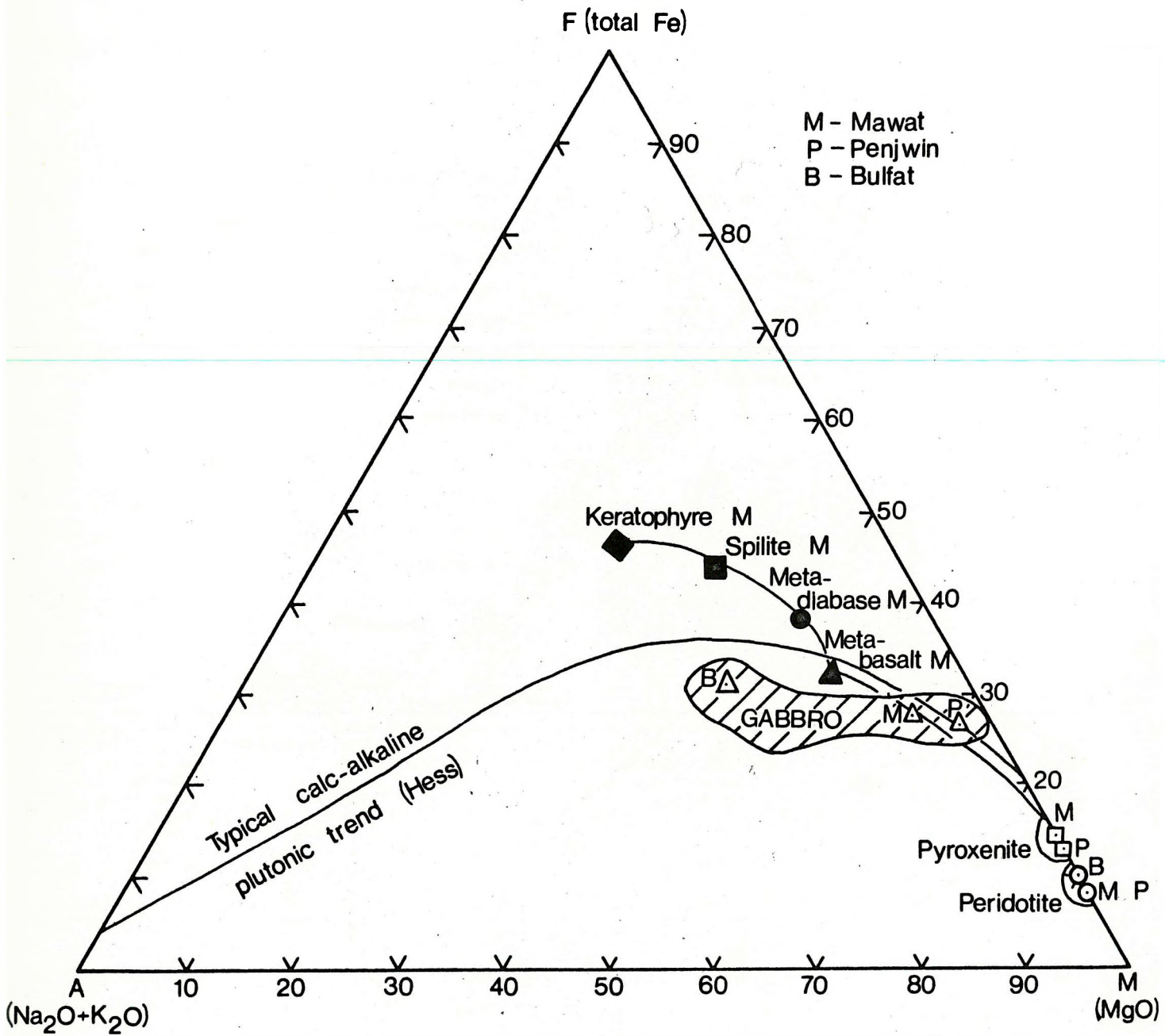
**LEGEND**

-  Qulqula (Radiolarian series) Cretaceous
-  Qandil (Metamorphic rock group) Eocene
-  Walsh (Volcanic rock -/-) Eocene-Paleocene
-  Naopurdan (Shaly rock group) Oligocene to Eocene
-  Red beds Miocene to Eocene
-  Upper Fars Miocene
-  Alluvium
-  Igneous rocks



- ① High-Mountain Zone
- ② Ridge of Hills
- ③ Desert and River plains Zone.

Fig. 1.sz. ábra



AFM DIAGRAM OF IRAQI ZAGROS  
OPHIOLITIC COMPLEXES

Fig. 2. sz. ábra

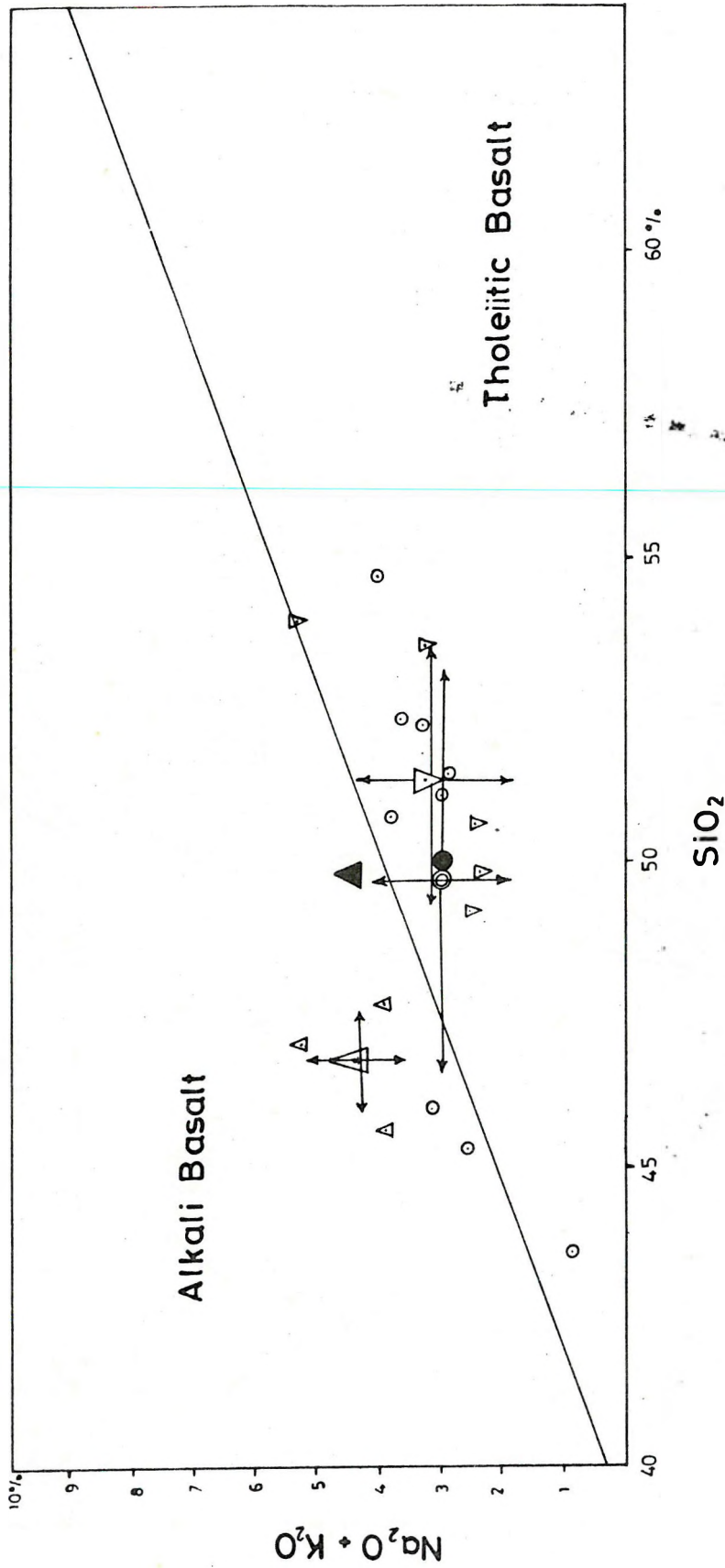
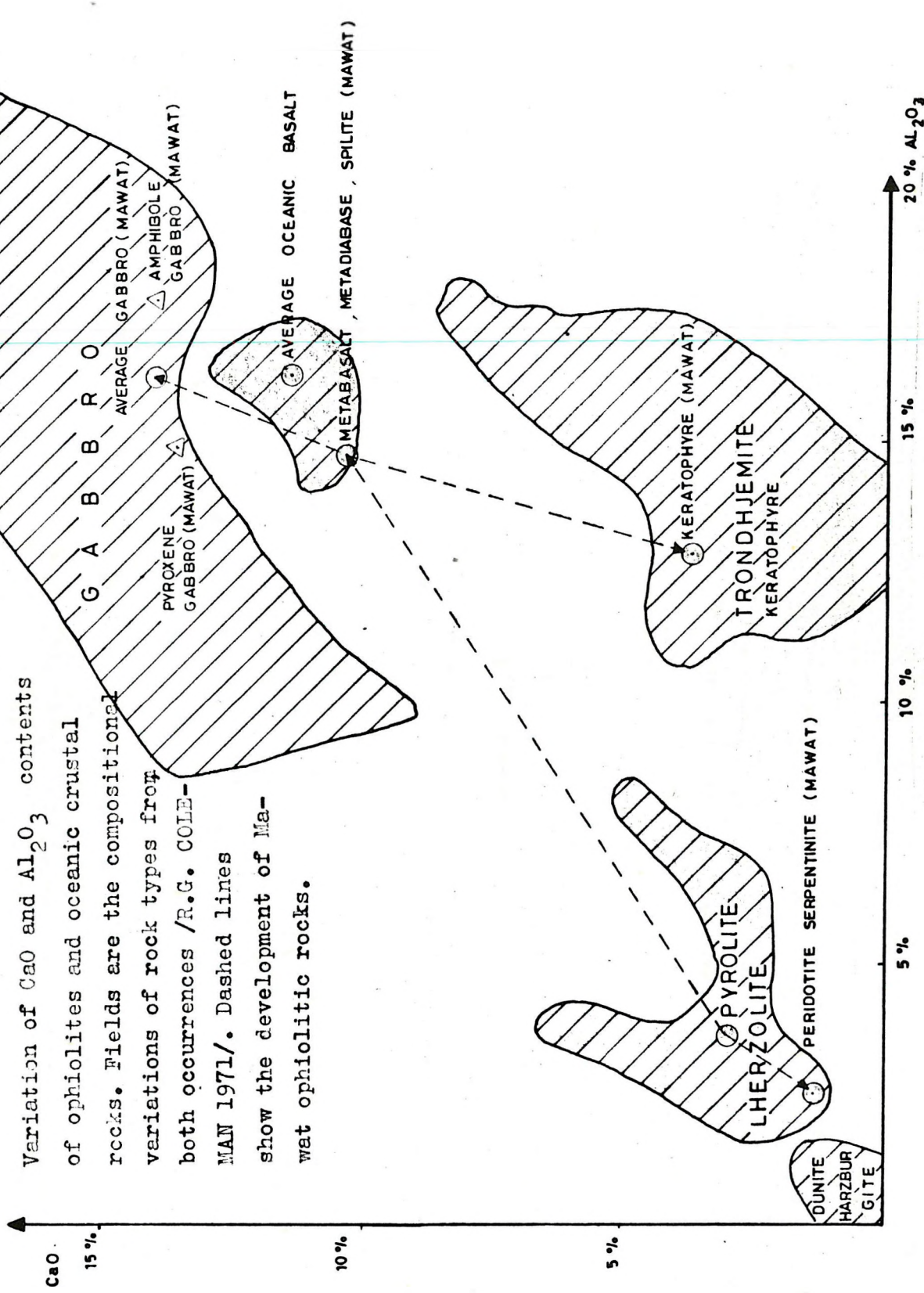


Fig. 3. sz. ábra

Alkali-silica diagram for Mawat analysed samples. The line is alkalic - tholeiitic

division line (MacDonald and Katsura 1964)

( $\odot$ ) = metabasalt, ( $\triangle$ ) = spilitite, ( $\nabla$ ) = average spilitite, ( $\nabla$ ) = average metadiabase, ( $\nabla$ ) = average metadiabase, ( $\nabla$ ) = average spilitite (Engel et al., 1965)



Variation of CaO and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents of ophiolites and oceanic crustal rocks. Fields are the compositional variations of rock types from both occurrences /R.G. COLEMAN 1971/. Dashed lines show the development of mafic ophiolitic rocks.

Fig. 4. sz. ábra



SCHEMATIC CROSS-SECTION OF IRAQI

OPHIOLITE COMPLEX

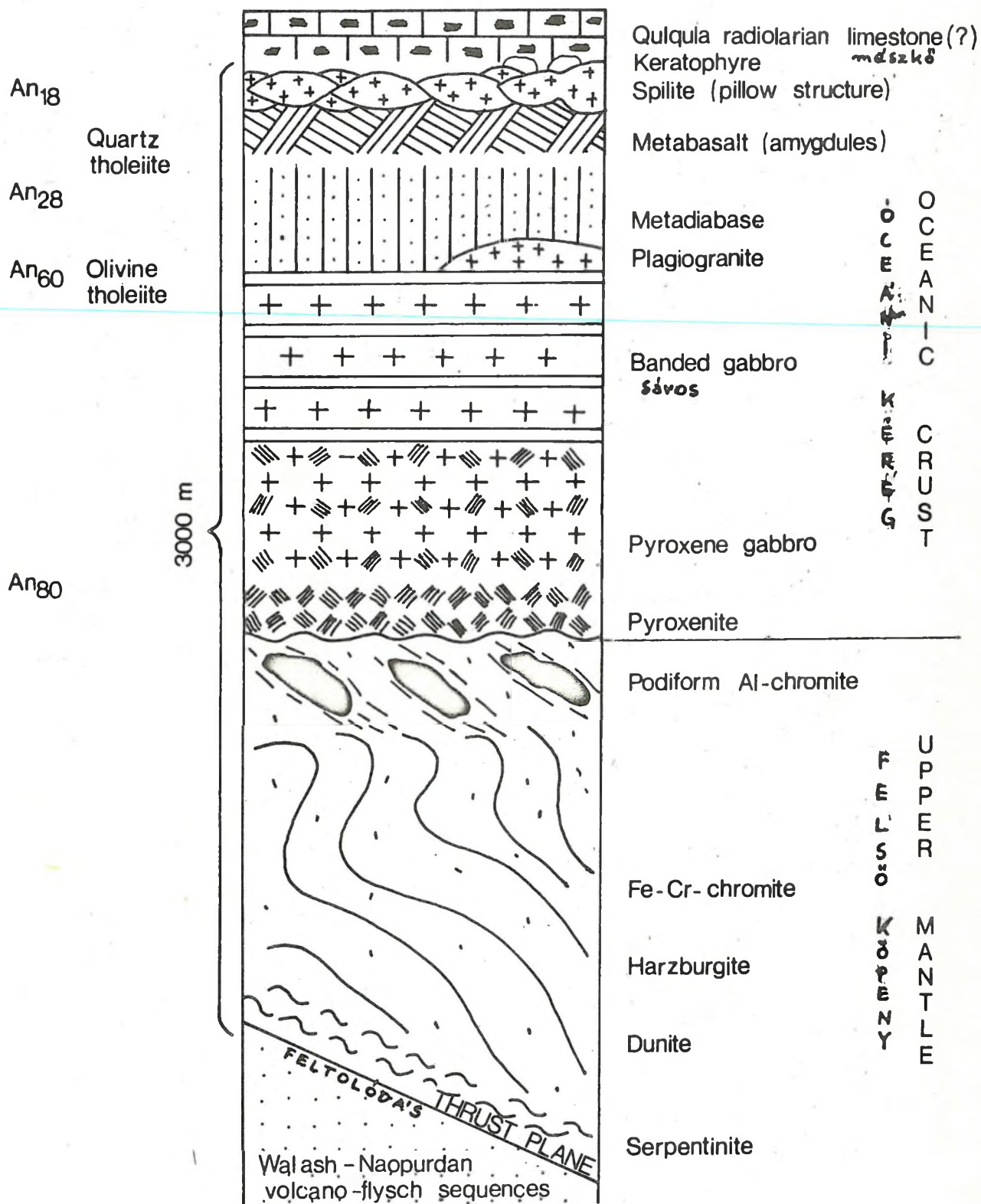
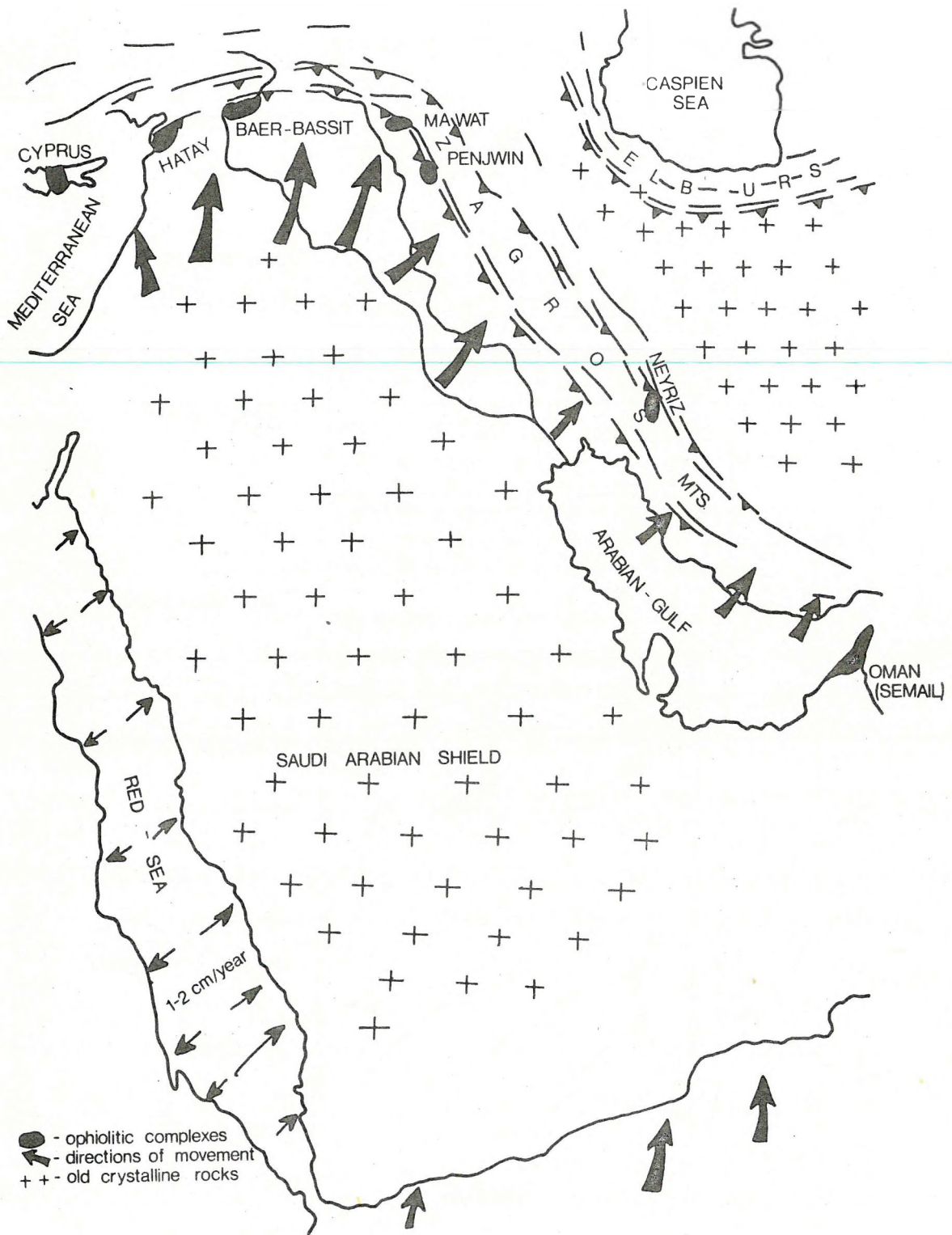


Fig. 5. sz. ábra



SKETCH OF PLATE MOVEMENT IN MIDDLE-EAST

Fig. 6. sz. ábra

A BÖRZSÖNYI GRÁNÁT EREDETE ÉS PETROGENETIKAI  
JELENTŐSÉGEBalla Zoltán<sup>+</sup>, Csillagné Teplánszky Erika

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Petrofabrique, structure-roche-ignée, magma, genèse-roche-ignée, cristallisation, minéraux-accessoires, grenat; Collines-NE-Hongrie /Mont. Börzsöny/

A kb. almandin összetételű börzsönyi gránáttal kapcsolatban az irodalomban különböző állásfoglalások vannak. Elterjedt az az elgondolás, hogy a gránát kontaminációs eredetű. Származtatták a kristályos aljzatról közvetlenül, reliktum-ásványként /SZABÓ J., 1872/, és közvetve, asszimilációs terméként /LENGYEL E., 1954; PANTÓ Gy. 1970/. Az utóbbi lehetőség felmerült az oligocén palás agyagok vonatkozásában is.

Mindezen felfogásokkal szemben állnak az alábbi tények. A gránátnak a kőzettesteken belüli eloszlása egyenletes, nem dúsul sem a xenolitok, sem kontaktusok közelében. Konkrét kőzettípusokhoz nem kötődik, piroklasztikumokban és lávakőzetekben egyaránt előfordul, de hiányozhat is belőlük. Tendenciaszerűen gyakoribb a savanyúbb kőzetfajtákban. Csak a kimondott piroxénandezitekből hiányzik. Megjelenése nem áll kapcsolatban fő komponenseinek

+ Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1979. február 7-i ülésén.

A kézirat beérkezett 1979. február 9-én.

/Al, Fe, Mg/ abszolút vagy relatív mennyiségével az illető, kőzetekben, és jelenléte vagy hiánya nem függ a magma kristályosodási menetét elsősorban befolyásoló összetevők /Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, F/ szerepétől. A gránát összetétele, eloszlása és előfordulásának petrokémiai jellege tehát önmagában véve is arra enged következtetni, hogy ez az ásvány a normális magmás kristályosodási termékek közé tartozik.

NAGY G. /1975/ vizsgálataival arra a következtetésre jutott, hogy a gránát a legutolsó kiválások egyike volt és 530-550 C<sup>o</sup> körül kristályosodott. Az a tény, hogy a vizsgált gránát üveges - mikrolitos alapanyagú kőzetekben nagyméretű kristályokat képez, kizárja annak lehetőségét, hogy a legutolsó kiválások közé tartozzék; erre egyébként csak a kapott kőmérséklet-adatokból következtetett NAGY G. Ez csak a gránát reliktum-ásvány jellegének feltételezésével lenne összeegyeztethető, aminek viszont ellentmond egy sor más adat. Ezért úgy véljük, a börzsönyi gránát kiválási hőmérsékletére az 530-550 C<sup>o</sup> érték nem fogadható el, a a nagynyomású kísérletek adataiból /2. ábrán/ ítélve legalább 1000 C<sup>o</sup>-ot kell várunk.

Vékonycsiszolatokban a gránát többnyire nagyméretű hipidiomorf szemcséket alkot /3. fénykép/, részben /1. fénykép/ vagy egészen /2. fénykép/ korrodált-reszorbeált szegéllyel. Egyidejű kiválásról tanuskodó összenövésekben fordul elő a gránát biotit /4. fénykép/, amfibol /5-6. fénykép/ és plagioklász /7. fénykép/ nagyméretű kristályaival. Ugyanakkor a gránátot erősen korrodálja kisebb méretű kristályokban a plagioklász, egyedül alkotva koszorú szemcséi körül /8-9. fénykép/, vagy biotittal /10. fénykép/, amfibollal-biotittal /11. fénykép/, esetleg biotittal-magnetittal együtt /12. fénykép/; reakciótermékei között a plagioklász van túlsúlyban.

A mikroszkópi vizsgálat szerint tehát a gránát normális kristályosodási termék; az első generációs kristályok közé tartozik, s a második generációs kristályok és az alapanyag kiválásakor már nem volt egyensúlyban az olvadékkal.

Mintegy két évtizede sikerült kísérletileg igazolni azt a jóval korábbi feltevést, hogy nagy nyomáson bázisos magmákból gránát kristályosodik a normatívánál jóval nagyobb mennyiségű kvarc /továbbá piroxén/ társaságában /BOYD, F. R. - ENGLAND, J. L. 1959/. A zóta a nagynyomású kísérleteket kiterjesztették a bazalt - andezit - riolit kőzetsor más tagjaira is, száraz állapotban és különböző víztartalom mellett /GREEN, D. H. - RINGWOOD, A. E. 1968; STERN, C. R. - WILLYE, P. J., 1973/. A sok tényező által befolyásolt kristályosodási sorrend részleteiben még távolról sem tekinthető tisztázottnak, azonban az általános törvényszerűségek lassan kirajzolódnak, Ezek közül az andezito-bazalt-andezit-dácit vonatkozásában az alábbiakat tekintjük figyelemreméltónak:

1. Vizmentes magmák kristályosodása/1. táblázat és 1. ábra/ kb. 50 km mélységnek megfelelő nyomásig nagy vonalakban ugyanolyan ásványokat, u ugyanolyan kiválási sorrendben eredményez, mint a földfelszínen. Kb. 60 km-nek megfelelő nyomáson a plagioklász mellett gránát is van: eleinte a késői, majd a nyomás növekedésével egyre korábbi kiválásként. Kb. 90 km-nek megfelelő nyomáson a gránát már a legelső kiválások között van /monoklin piroxénnel együtt, dácitban kvarc után/, míg a plagioklász hátraszorul/ andezito-bazaltból már hiányzik/. További nyomásnövekedés során a plagioklász a legutolsó kiválások közé kerül, ezzel együtt mennyisége is lecsökken. Kb. 120 km-nek megfelelő nyomáson andezitből alig válik ki plagioklász, dácitból már hiányzik. Így tehát 55-60 km mélységtől kezdve gránát kiválás várható; lefelé a gránát egyre nagyobb szerephez jut, s mintegy 90-120 km körül teljesen kiszorítja a plagioklászt. Ezzel párhuzamosan nő a kvarc mennyisége is, dácitban már 55-60 km-től kezdve első kiválásként. A gránát összetétele eleinte kb. almandinnak megfelelő, a mélység /nyomás/ növekedésével azonban egyre inkább pirophoz közeledik.

2. Víztartalmu magmák kristályosodási sorrendjéről már jóval kevesebb adatunk van, de azért a főbb tendenciák itt is felvázolhatók:

2.1. Andezitmagmából már viszonylag csekély, 2 % körüli víztartalom mellett is 35 km-nek megfelelő nyomáson plagioklász és piroxén után gránát kristályosodik /amfibol társaságában/, vagyis a víztartalom elősegíti a gránát képződését a plagioklász rovására, csökkentve az ehhez szükséges nyomást-mélységet /GREEN, D.H. - RINGWOOD, A.E. 1972; EGGLEER, D.H. 1972/.

2.2. Nagyobb nyomáson, ahol a gránát szerepe száraz magmák kristályosodásánál is jelentős, a víztartalom növelése arra vezet, hogy egyre savanyubb kőzetekből válik ki elsőnek kvarc helyett gránát /2. ábra; STERN, C.R. - WILLYE, P.J. 1973/.

Vizsgáljuk meg, hogy ezek alapján, kb. milyen mélységbe kell tennünk a borsönyi vulkanitokban lévő gránátok kiválását. Láttuk, hogy a gránát az első generációs porfiros elegyrészek paragenézisébe tartozik. E paragenézis összetételének az elemzéséből az alábbi következtetések vonhatók le:

a/. Az esetek túlnyomó részében a porfiros elegyrészek mennyisége csekély, 10-20 %-ra tehető. Így a gránát elég korai ásványnak tekintendő. Ugyanakkor sokkal több a plagioklász, mint gránát, vagyis nem az utóbbi a legelső kiválás. Így tehát a kristályosodás az átmeneti mélységöv /ahol gránát már, van/ felső, de nem a legfelső részében kezdődhetett.

b/. Biotit és amfibol gyakori jelenléte arra mutat, hogy a gránát víztartalma magmából vált ki, piroxén ritkasága pedig arra, hogy e víztartalom meglehetősen nagy volt. Ugyanezzel magyarázható az is, hogy a dácithoz közelítő összetételű kőzetek ritkán tartalmaznak porfiros kvarcot.

Mindennek alapján megkísérelhetjük a kezdeti kristályosodás mélységének pontosítását. Az a/. következtetés száraz andezit-dácit összetételű magma esetén 70 km körüli mélységet jelentene. A b/. következtetés ezt a mélysé-

get kb. 20–30 km-rel csökkentheti, vagyis a keresett mélység 40–50 km-re tehető, összhangban az almandinos összetétellel. Mai vulkánok szeizmológiai vizsgálata nyomán a mélységi magmakamrát 40–60 km mélységben valószínűsítik /GORSHKOV, G. P. 1956/, ami jó egyezést mutat azzal, amit petrográfiai és laboratóriumi kísérleti adatok összevetésével kaptunk.

Jogunk van tehát feltételezni, hogy a porfiros elegyrészek a mélységi magmakamrában váltak ki, vagyis a kristályosodás itt, a földkéreg alatt, a felsőköpeny felső részén kezdődött meg. Az induló kristályosodás, különösen, ha álassan folyik, hatékony /és gyakorlatilag egyetlen jelentős – BELOUSSOV, A. F. 1976/ mechanizmusa lehet az andezitmagma differenciációjának: a nagyfajsúlyú kristályok /gránát és piroxén/ az olvadékban lesüllyedhetnek, s a maradékmagma ezáltal savanyubbá válhat. Ez a folyamat a kőzetek vegyi összetételének ingadozását eredményezheti.

Megválaszolatlan maradt két kérdés:

1. Miért gyakoribb a gránát savanyubb kőzetekben?
2. Miért nincs gránát minden kedvező összetételű kőzetben?

A közvetlen kísérleti adatok száma túl csekély ahhoz, hogy az első kérdésre pontos választ adjunk. A kb. 95 km-nek megfelelő nyomásra megadott diagram /2. ábra/ szerint azonban, gránátkiválásra legkedvezőbb a 60–65 %  $\text{SiO}_2$ -tartalmu magma. Ebbe az intervallumba esnek a legsavanyubb és leggyakrabban gránátos börsönyi kőzetek. Feltételezhetjük, hogy egy bizonyos kristályosodottsági foknak /fenokristály-tartalomnak/ megfelelő hőmérsékleten gránát csak a legkedvezőbb összetételű magmából válhat ki. Ha a mélységi magmakamra éppen ebben a szintben van, s a magma továbbemelkedése rendszeresen kb. egyazon hőmérséklet elérésekor következik be, az eredmény az lesz, hogy a gránát főleg a savanyubb kőzetekben jelentkezik. A magmakamra méreteinek és mélységének állandósága mellett a második feltétel teljesüléséhez elegendő,

hogy az újabb magmaadagok többé-kevésbé azonos időközönként, többé-kevésbé azonos ~~menyiségben~~ mélységben érkezzenek a köpeny mélyebb részeiből, vagyis a kiolvadás és/vagy felemelkedés periodikus jellegű legyen. Szerintünk ez nem túl valószínűtlen.

A második kérdésre kétféle választ látunk lehetségesnek. Egyrészt az említett periodicitás szabálytalanságaiból következően előfordulhatnak olyan esetek, amikor a továbbemelkedés az átlagosnál magasabb hőmérsékleten /korábban/ kezdődik, vagyis amikor a magma még nem hűlt le annyira, hogy a gránátkiválás megindulhasson; ezt nevezhetjük elsődleges hiányt kiváltó oknak. Másrészt a felemelkedő olvadékkal a nyomáscsökkenés miatt a gránát reakcióba lép, s ha a felmelkedés elég lassu, teljesen el is tűnhet; ezt másodlagos hiányt kiváltó oknak tekinthetjük. Az elsődleges és másodlagos hiány relatív szerepéről csak találgathatunk; Mint hogy a rezorpció többnyire gyenge, az átmeneti esetek ritkák az elsődleges okot tartjuk döntőnek.

A börzsönyi gránát petrológiai jelentősége tehát az, hogy a kezdeti kristályosodás mélységét 40-50 km-ben, a felsőköpeny felső részén rögzíti. A magma csak mélyebbről származhatott, tehát egyértelműen köpenybeli eredetű. Mivel a földkéregbe már szolidusz és likvidusz közötti állapotban kerül, amit az első generációs porfiros elegyrészek jelenléte bizonyít, kéreganyaggal való szennyeződése teljesen kizárható.

Kiséreljük meg felbecsülni, milyen lehetett a magma származási mélysége. A börzsönyi és általában véve az idősebb vulkanitok tanulmányozásával erre vonatkozóan három adatscsoport: a mélységi zárványok, az inkoherens elemek /GREEN, D. H. - RINGWOOD, A. E. 1966/ és a Sr-izotópok vizsgálatával kaphatnánk információt.

A börzsönyi kőzetek valószínű mélységi zárványai az eddig "endogén zárvány" elnevezéssel leírt képződmények között keresendők; részletes vizsgálatuk még nem történt meg. Az inkoherens elemek /K<sub>a</sub>, Na, Rb, Cs, Sr, Ba, Th, U, TR/  
4711



közül csak néhány lett statisztikus vizsgálathoz elegendő számú /sokszáz/ mintából meghatározva: szilikátelemlések során a K és Na / $K_2O$  és  $Na_2O$  alakban/, szinképelemzések során pedig a Sr és Ba. A vulkanitokra vonatkozóan csak a szilikátelemlések képeznek reprezentatív halmazt; A szinképelemzések, nagy számuk ellenére nem jellemzik kellőképpen a vulkáni kőzeteket, mivel túlnyomó részük hidrotermálisan bontott féleségekből készült. Bontatlan kőzeteket csak néhány térképező, elsősorban NAGY B. elemeztetett nagyobb mennyiségben. Véleményünk szerint ezekből az adatokból is levonhatunk előzetes következtetéseket. Sr-izotóp meghatározás börzsönyi kőzetekből tudomásunk szerint nem készült.

A tanulmányozható inkoherens elemek közül a K, Na, Sr és Ba koncentrációit vizsgáltuk meg. JAKES, P. - WHITE, A.J.R. /1972/ összesítése alapján a börzsönyi vulkanitok egyértelműen a mészalkáli sorozatba sorolhatók sorolhatók /2. táblázat/. E sorozat kőzetei a destruktív lemezhatárokra /LE PICHON, X. - FRANCHETEAU, J. - BONNIN, J. 1973/ jellemzőek és Benioff-övekkel kapcsolatosak. E geodinamikai szituációnak /ZONENSHAIN, L.P. - KUZMIN, M.I. - MORALEV, V. M. 1976/ két alaptípusa van: egyik a szigetiv, másik az andesi típusu kontinens-szegély, amelyet talán helyesebb lenne vulkáni-plutóni övnek /USTIEV, E.K. 1963/ neveznünk. Mindkét esetben óceáni litoszféra-lemez húzódik lefelé egy szubdukciós övben, a szigetivekben óceáni, a vulkáni-plutóni övekben kontinentális litoszféra-lemez alá. E két geodinamikai helyzettípusban különböző jellegű mészalkáli vulkanitok képződnek /JAKES, P. - WHITE, A.J.R. 1972/, amelyek közül a börzsönyiek inkább a kontinentális kérgen létrejött vulkáni-plutóni övek kőzeteivel párhuzamosíthatók, különösen, ha figyelembe vesszük az ásványkőzettani paramétereket is /3. táblázat/.

Igy tehát a kőzetek összetétele alapján a Börzsönyi paleovulkánról /BALLA Z., 1978/ feltételezhetjük, hogy szubdukciós öv felett keletkezett; az öv helye bör-

zsönyi keretekben maradványok nem határozható meg. A mészkáli sorozatokat a geodinamikai helyzet típusától gyakorlatilag függetlenül 100-150 km mélységből származtatják /GREEN, D.H. - RINGWOOD, A.E. 1966/; Mai tudásunk szerint ez fogadható el a Börzsönyre vonatkozóan is.

## IRODALOM - REFERENCES

1. BALLA Z., 1978 :  
A Magas-börzsönyi paleovulkán rekonstrukciója. - Földt. Közl., 108/2.  
119-136., Budapest
2. BALOUSSOV, A. F. 1976:  
Problemü analiza effuzivnüh formacij. - Nauka, SzO, Novoszibirszk, p. 332.
3. BOYD, F. R. - ENGLAND, J. L. 1959:  
Experimentation at high pressures and high temperatures, - Carnegie  
Inst. Washington Year Book, 58, 82-89.
4. EGGLER, D. H. 1972:  
Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin ande-  
site and an estimated water content in the natural magma. - Cont. Mineral,  
and Petrol., 34/4.
5. GORSHKOV, G. P. 1956:  
O glubine magmaticseszskogo ocsaga Kljucsevszskogo vulkana. - Dokl.  
AN SzSzSzR, 106/4, 703.
6. GREEN, D. H. - RINGWOOD, A. E. et al. 1966:  
Petrology of the Upper Mantle. - Australian National University  
Publication No. 444.
7. GREEN, D. H. - RINGWOOD, A. E. 1968:  
Crystallization of basalt and andesite under high-pressure hydrous condi-  
tions. - Earth Planet. Sci. Lett., 3, 5, 481-489.
8. GREEN, D. H. - RINGWOOD, A. E. 1972:  
Crystallization of garnet-bearing rhyodacite under high-pressure hydrous  
vonditions. - J. Geol. Soc. Austral., 19/2, 302-212.

9. JAKES, P. - WHITE, A.J.R. 1972:  
Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. - Bull. Geol. Soc. Amer., 83/1, 29-40.
10. LE PICHON, X. - FRANCHETEAU, J. - BONNIN, J. 1973:  
Plate tectonics. - Elsevier Scientific Publ. Comp., Amsterdam-London-New York.
11. LENGYEL E., 1954:  
A Börzsöny-hegység K-i peremének földtani és kőzettani ismertetése. - MÁFI Évi jel. 1953-ról, I, 267-276, Budapest
12. NAGY G., 1975:  
Temperature determination of igneous processes on the basis of the composition of coexistent mineral pairs. - Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 19/1-2, Budapest
13. PANTÓ GY., 1970:  
A Börzsöny-hegység északi részének harmadidőszaki vulkanizmusa. - In: "KUBOVICS I. - PANTÓ GY.: Vulkanológiai vizsgálatok a Mátrában és a Börzsönyben. Akad. kiadó, Budapest", II. 161-299.
14. STERN, C. R. - WILLYE, P. J. 1973:  
Melting relations of basalt-andesite-rhyolite-H<sub>2</sub>O and a pelagic red clay at 30 kbar. - Contr. Mineral. and Petrol., 42/4, 313-342.
15. SZABÓ J., 1872:  
Jelentés a dunai trachitsoport balparti részére 1871-ben tett kutatásról. - Földt. Közl., 2, 151-157, Bp.
16. USTIEV, E. K. 1963:  
Ochotszkij sztrukturnij pojasz i problemü vulkano-plutonicszeszkij formacij. - In: "Problemü magmü i genezisa izverzsennüh porod. Izd. AN SzSzsZR, Moszkva", 161-182.
17. ZONENSHAIN, L. P. - KUZ' MIN, M. I. - MORALEV, V. M. 1976:  
Global' naja tektonika, magmatizm i metallogenija. - Nedra, Moszkva, 1-231.

ORIGIN AND PETROGENETIC IMPLICATIONS OF THE GARNETS IN  
THE BÖRZSÖNY MOUNTAINS, N-HUNGARY

By

Z. Balla, E. Csillag-Teplánszky

ABSTRACT

The volcanic rocks in the Börzsöny Mts are of Middle Miocene age. Their composition ranges from pyroxenic andesite to andesite-dacite. The almandine type garnets had been considered to be contamination products, relict minerals or crystallized from a magma chemically modified by assimilation.

Having studied the distribution of garnets within the rock bodies as well as the petrochemical conditions of its occurrence resp. absence, the authors concluded that the earlier view does not hold true. The garnet is rather a product of normal magma crystallization; it is one of the first-generation porphyric constituents associated with plagioclase, biotite and hornblende. During the second-generation segregation and the crystallization of the matrix it was no more in equilibrium with the molten phase /liquidus/.

Referring to petrological experiments known from the relevant literature, the depth of garnet formation in this case is established as 40-60 kms. There, in the upper mantle, might have been located the magma chamber in which the first-generation garnets crystallized from a magma of fairly high water content. Accordingly, this magma must have originated from greater depths, beyond doubt from the upper mantle.

As to the incoherent elements K, Na, Ba and Sr, analyses were at the disposal of the authors. According to these data, the Börzsöny volcanites belong to the calc-alkali series, more exactly to the type that originates on a continental crust /on an Andine type continental margin/. Thus they may derive from a depth of 100 to 150 kms, in connection with a subduction zone the exact location of which is beyond the scope of the present study.

Происхождение и петрогенетическое значение гранатов  
Бёржёнских гор (Северная Венгрия)

БАЛЛА Волтан - Чиллагне Теплански Эрика

Резюме

Вулканиды Бёржёнских гор (левобережье р. Дунай севернее г. Будапешт) являются продуктами деятельности сложного центрального вулкана среднемиоценового возраста. Их состав колеблется в пределах от пироксеновых андезитов до андезито-дацитов. Из числа инкогерентных элементов определялись К, Na, Ba и Sr, на этом основании вулканиды могут быть отнесены к известково-щелочной серии, точнее, к её типу, возникающей на континентальной коре (на окраинах андийского типа). В соответствии с этим они выплавились на глубинах порядка 100-150 км в связи с зоной субдукции, положение которой не может быть уточнено только по данным изучения Бёржёнских гор.

Анализируя распределение граната альмандинового состава в геологических телах, петрохимические условия его появления--отсутствия и его минералого-петрографические особенности, авторы пришли к выводу, что гранат в качестве продукта нормальной магматической кристаллизации входит в ассоциацию порфировых выделений первой генерации наряду с плагиоклазом, биотитом и роговой обманкой, в то время как при выделении кристаллов второй генерации и кристаллизации основной массы его равновесие с расплавом уже было нарушено. По данным петрологических экспериментов опубликованным в литературе, глубина выделения гранатов авторами оценивалась в 40-50 км, что попадает ниже подошвы земной коры, уже в верхнюю мантию. Вероятно; там находился тот глубинный магматический очаг, в котором выделялись кристаллы первой генерации из магмы, содержащий довольно много воды. Преж-

ние взгляды, согласно которым гранаты представляют собой продукты контаминации (в виде реликтовых минералов или же минералов, выделившихся из магмы, изменившей свой состав вследствие ассимиляции), авторы считают несостоятельными. Температуру в 530-550 °С, указываемую Г.НАДЬ (1975) для момента выделения гранатов, считаем неправдоподобно низкой.

Manuscript received: February 9, 1979

Address of the authors:

Dr. Balla Zoltán

MÁELGI /Hungarian Institute of Geophysics/

Budapest XIV

Columbus u. 17-23

H-1145

Csillagné Teplánszky Erika

MÁFI /Hungarian Geological Institute/

Budapest XIV

Népszabadság ut 14

H-1442


# ANDEZIT ÉS DÁCIT ÖSSZETÉTELŰ VIZMENTES OLVADÉKOK KRISTÁLYOSODÁSI MENETE

GREEN, D.H.-RINGWOOD, A.E. 1968. KISÉRLETI EREDMÉNYEI

Crystallization Succession of Non-hydrous Melts of Andesite and  
Dacite Composition (experimental results by D.H.Green & A.E. Ring-  
wood 1968)

| P, kbar | Andezito - bazalt                                  | Andezit  | Dácit  | H, km |
|---------|--|--|--|-------|
| 9       | Pl } 1240<br>Px }<br>sol 1120                      | Pl 1220<br>Px 1170<br>Q 1110<br>sol 1080             | Pl 1245<br>Px 1170<br>Q 1140<br>sol 1100             | 34    |
| 13,5    |  | Pl 1240<br>Px 1220<br>Q 1130<br>sol 1120             |  | 48    |
| 18      | Px 1300<br>Gr } 1250<br>Pl }<br>Q 1220<br>sol 1210 |  | Q 1300<br>Pl } 1275<br>Px }<br>Gr 1220<br>sol 1160   | 62    |
| 27      | Gr } 1380<br>CPx }<br>Q 1310<br>sol 1300           | Gr 1355<br>CPx 1320<br>Pl } 1275<br>Q }<br>sol 1240  | Q 1370<br>CPx 1340<br>Gr 1335<br>Pl 1260<br>sol 1230 | 88    |
| 36      | Gr } 1475<br>CPx }<br>Q 1385<br>sol 1380           | Gr 1490<br>CPx 1470<br>Q 1450<br>Pl 1410<br>sol 1390 | Q 1455<br>Gr 1440<br>CPx 1420<br>sol 1340            | 114   |

Pl plagioklász - plagioclase  
 Px piroxén - pyroxene  
 CPx klinopiroxén - clinopyroxene  
 Q kvarc - quartz  
 Gr gránát - garnet  
 sol olvadék - solution (melt)

 Plagioklászos, plagioklász-gránátos és gránátos fáciesek határa  
 Boundary of the plagioclase, plagioclase-garnet and  
 garnet facies



# A BÖRZSÖNYI VULKANITOK SZERIÁLIS PARAMÉTEREI JAKES, P. - WHITE, A.J.R. 1972. ADATAIVAL ÖSSZEVEETVE

The Serial Parameters of the Börzsöny Volcanites compared with the Data  
published by P. Jakes and A.J.R.White /1972/

| Rock group<br>Közet<br>csoport     | K <sub>2</sub> O<br>% | $\frac{Na_2O}{K_2O}$ | Rb<br>ppm | Sr<br>ppm  | Ba<br>ppm   | $\frac{K}{Rb}$ | $\frac{Rb}{Sr}$ | Metallógénia<br>Metallogeny    |
|------------------------------------|-----------------------|----------------------|-----------|------------|-------------|----------------|-----------------|--------------------------------|
| toleites                           | 0,1 - 0,5             | 5 - 15               | 1 - 6     | 90 - 220   | 15 - 100    | 850 - 1200     | 0,01 - 0,03     | Cu                             |
| mészalkáli<br>/calc./<br>bimodális | 1,0 - 2,5             | 2 - 3                | 10 - 45   | 330 - 510  | 115 - 520   | 340 - 800      | 0,02 - 0,10     | Mo, Cu, <del>Pb</del> , Zn, Au |
| alkálbazalt                        | 1,4 - 4,5             | 0,9 - 2,3            | 20 - 50   | 600 - 1400 | 55 - 500    | 300 - 500      | 0,05 - 0,10     | Sr, W, Be                      |
| alkáli                             | 1,2 - 2,7             | 0,9 - 2,2            | 30 - 120  | 600 - 850  | 500 - 1000  | 200 - 400      | 0,05 - 0,14     | —                              |
|                                    | 1,6 - 8,0             | 0,8 - 2,8            | 120 - 250 | 240 - 2150 | 1000 - 1700 | 140 - 270      | 0,07 - 1,8      | Ta, Nb, Zr, TR, Y              |
| Börzsönyi<br>vulkanitok            | 2,35 ± 0,2            | 1,15 ± 0,1           | ?         | 490 ± 1,8  | 510 ± 1,8   | ?              | ?               | Cu, Pb, Zn                     |

Table 2. sz. táblázat

b a s i c s e r i e s

# A BÖRZSÖNYI VULKANITOK TÍPUSMINŐSÍTÉSI PARAMÉTEREI JAKÉŠ, P. – WHITE, A. J. R. 1972. ADATAIVAL ÖSSZEVEETVE

The Type Qualification Parameters of the Börzsöny Volcanites compared with the

Data published by P. Jakeš and A. J. R. White /1972/

| Kőzet csoport<br>Rock group   | SiO <sub>2</sub><br>% | FeO+0,9 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub><br>MgO | Na <sub>2</sub> O<br>K <sub>2</sub> O | Rb     | Sr     | Ba     | K<br>Rb | Kőzetalkotó ásványok |     |     |    |   |    |      |   |   |   |
|---|-----------------------|---|---------------------------------------|--------|--------|--------|---------|----------------------|-----|-----|----|---|----|------|---|---|---|
|   |                       |   |                                       |        |        |        |         | CPx                  | OPx | Amf | Bi | Q | Gr | Cord |   |   |   |
| +<br>mészalkáli<br>széria   |                       |   |                                       |        |        |        |         |                      |     |     |    |   |    |      |   |   |   |
| Szigetivek<br>Island arcs<br>Vulkan-plutóni övek<br>Volc.-plutonic arcs | 50-66<br>56-75        | ≤ 2,0<br>≥ 2,0                                | 1,25<br>0,9-1,7                       | a<br>m | a<br>m | a<br>m | m<br>a  | +                    | +   | +   | +  | - | -  | -    | - | - | - |
| Börzsönyi vulkanitok  | 52-64                 | 2,5 ± 0,5                                     | 1,15 ± 0,1                            | ?      | m      | m      | ?       | +                    | +   | +   | +  |   |    |      |   |   | ? |

+ calc-alkali series

a - diacsony, m - magas (a mészalkáli szériára jellemző intervallumon belül)  
low high /within the calc-alkali range/

+ van; ritka; - nincs

present rare not present

CPx - klinopiroxén; OPx - ortopiroxén; Amf - amfibol; Bi - biotit

Q - kvarc; Gr - gránit; Cord - kordierit  
quartz garnet cordierite

Table 3. sz. táblázat

# ANDEZIT ÉS DÁCIT ÖSSZETÉTELŰ VÍZMENTES OLVADEKOK KRISZTÁLYOSODÁSI MENETE HŐMÉRSÉKLET ÉS NYOMÁS FÜGGVÉNYÉBEN

GREEN, D.H.-RINGWOOD, A.E. 1968. KISÉRLETI EREDMÉNYEIBŐL

The Succession of Crystallization of Non-hydrated Melts of Andesite and Dacite Composition as a Function of Temperature and Pressure  
/According to the experimental results of D.H.Green and A.E.Ringwood, 1968/

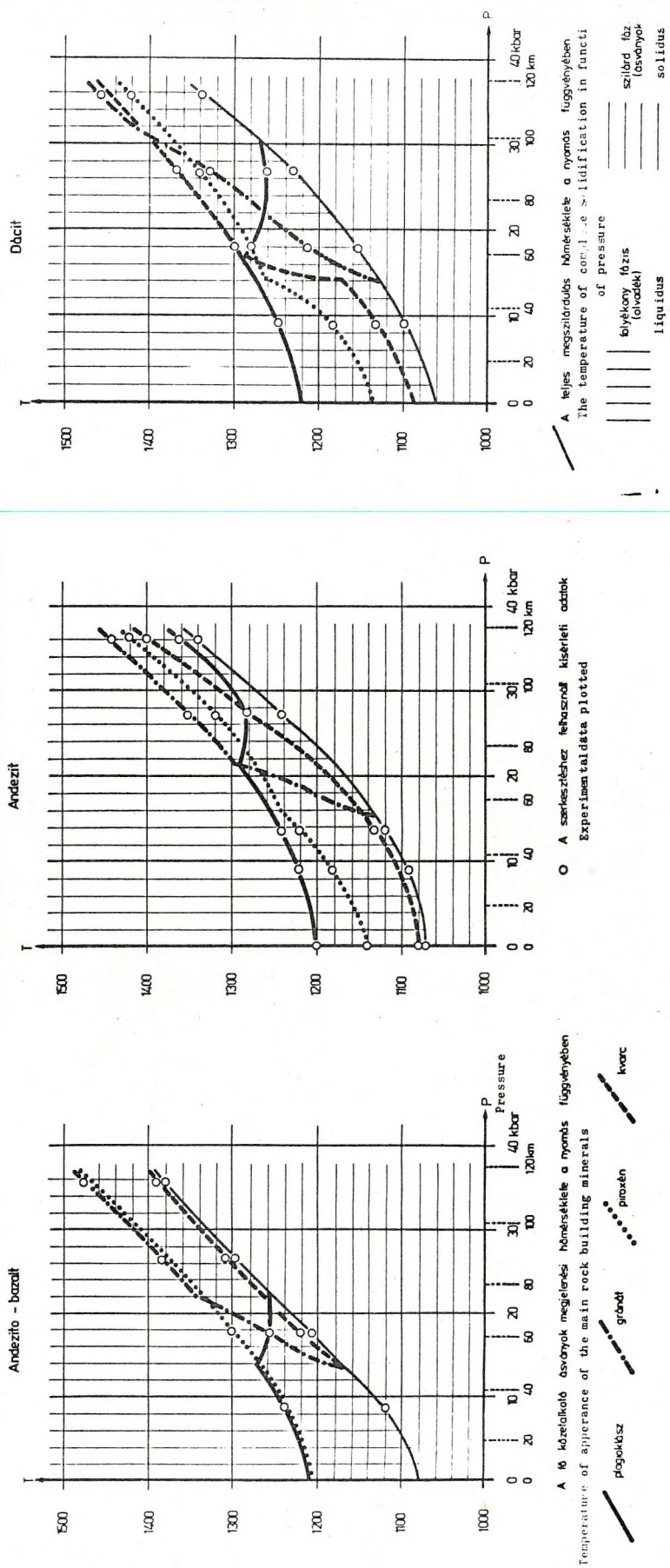
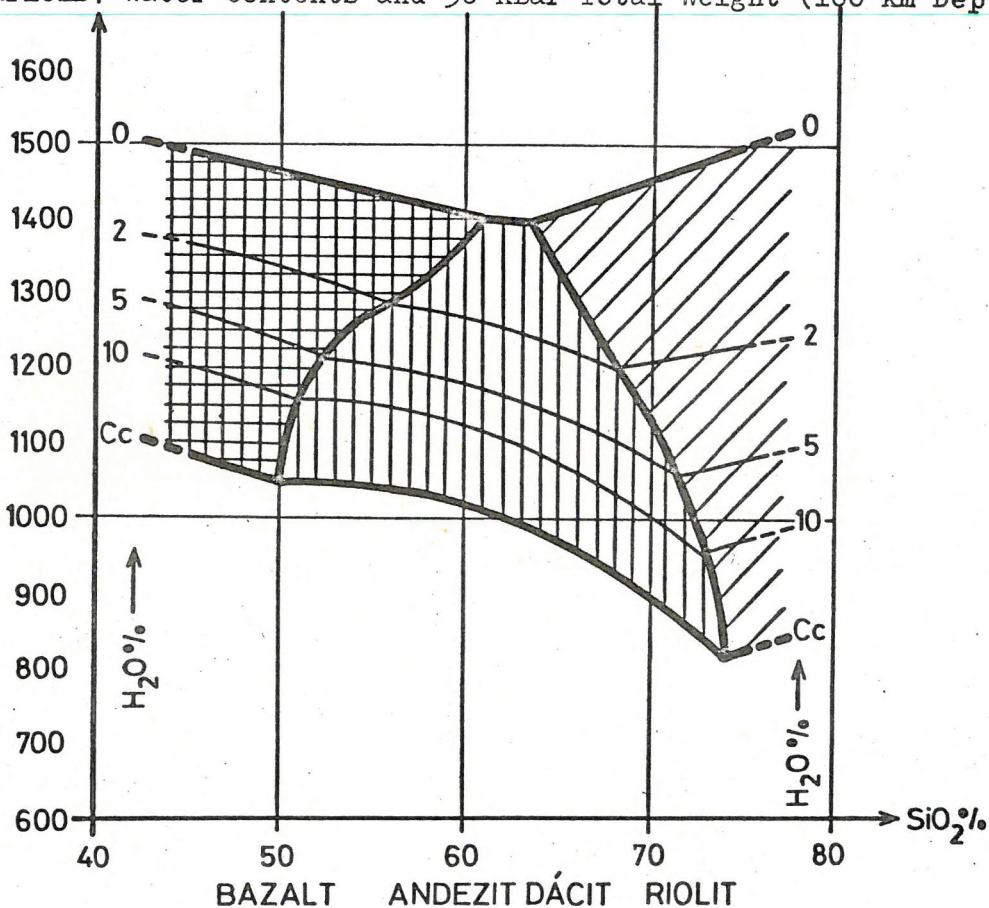


Fig. 1. sz. ábra

# A BAZALT-RIOLIT ÖSSZETÉTELŰ OLVADÉKOK LEHŰLÉSE SORÁN MEGJELENŐ ELSŐ KRISTÁLYOK ÖSSZETÉTELE ÉS KIVÁLÁSI HŐMÉRSÉKLETE AZ OLVADÉK KÜLÖNBÖZŐ VÍZTARTARTALMA ESETÉBEN KB. 100 KM MÉLYSÉGNEK MEGFELELŐ 30 KBAR ÖSSZNYOMÁSON

STERN C.P.-WYLLIE P.J., 1973. NYOMÁN

Composition and Segregation Temperature of the First Crystals  
Appearing during the Cooling of Basaltic-Rhyolitic Melts at  
Various Water Contents and 30 KBar Total Weight (100 km Depth)



The minerals which crystallize first  
Az első kristályok ásványai

- |                     |                      |                                   |
|---------------------|----------------------|-----------------------------------|
| <br>kvarc<br>Quartz | <br>gránát<br>Garnet | <br>klinopiroxén<br>Clinopyroxene |
|---------------------|----------------------|-----------------------------------|

Fig. 2.sz. ábra

## FELIRATOK A FÉNYKÉPTÁBLÁKHOZ

### I. tábla

1. Részben hipidiomorf, részben korrodált gránátszemcse, nagyítás: 200x; a/. egy nikollal, b/. két nikollal. Márianosztra-10 furás, 48-58 m; gyűjtő: dr. NAGY B.
2. Korrodált és reszorbeált gránátszemcse, nagyítás: 200x; a/. egy nikollal, b/. két nikollal. Börzsöny-52 térképlap, 13. észl. pont; gyűjtő: dr. NAGY B.

### II. tábla

3. Nagy hipidiomorf gránátszemcse, nagyítás: 200x; egy nikollal. Börzsöny-53 térképlap, 110. észl. pont; gyűjtő: dr. NAGY G.
4. Gránátszemcse és nagyméretű biotitpikkely összenövése, nagyítás: 810x; egy nikollal. Márianosztra-3 furás, 34 m; gyűjtő: dr. HÁMOR G. - dr. NAGY B.
5. Gránátszemcse és nagy amfibolkristály összenövése, nagyítás: 325x; egy nikollal. Börzsöny-52 térképlap, 383. észl. pont; gyűjtő: dr. NAGY B.
6. Nagy gránátszemcsészerűanövő amfibolkristály, nagyítás: 200x; egy nikollal. Börzsöny-53 térképlap, 110. észl. pont; gyűjtő: dr. NAGY G.

### III. tábla

7. Hipidiomorf gránátszemcse nagy plagioklász-kristályban, nagyítás: 810x; a/. egy nikollal, b/. két nikollal. Börzsöny-43 térképlap, 329. észl. pont; gyűjtő: dr. GYARMATI P.
8. Gránátszemcse maradványa II. generációs plagioklász-koszoruban, nagyítás: 200 x; a/. egy nikollal, b/. két nikollal. Börzsöny-52 térképlap, 4. észl. pont; gyűjtő: dr. NAGY B.

#### IV. tábla

9. Gránátszemcse szegélye fésűs plagioklással, nagyítás: 325x; a/. egy nikollal, b/. két nikollal. Nagybörzsöny-3 furás, 650 m; gyűjtő: dr. NAGY B. - dr. NAGY G.
10. Hipidiomorf gránátszemcse korróziós plagioklászszegéllyel biotitburokban, nagyítás: 325x; a/. egy nikollal, b/. két nikollal. Márianosztra-8 furás, 44-47 m; gyűjtő: dr. NAGY B.

#### V. tábla

11. Gránátszemcse maradványa II. generációs plagioklászkozoruban, amelynek külső szegélyén biotit, amfibol és piroxén van, magjában pedig amfibol és piroxén, nagyítás: 325x; a/. egy nikollal, b/. két nikollal. Börzsöny-53 térképlap, 128. észl. pont; gyűjtő: dr. NAGY G.
12. Gránátszemcse maradványa kloritosodott biotit és magnetit koszorujában, szegélyén II. generációs plagioklással, nagyítás: 215x; egy nikollal. Kóspallag térképlap, 85. észl. pont; gyűjtő: CSILLAGNÉ TEPLÁSNKY E.

## CAPTIONS OF PLATES

### Plate I.

1. Partly hypidiomorphic, partly corroded garnet, 200x; a/ parallel nicols, b/ crossed nicols. - Borehole Márianosztra-10, interval 48-51 m. Coll. by B. NAGY.
2. Corroded and resorbed garnet, 100x. a/ parallel nicols, b/ crossed nicols. - Börzsöny, map quadrangle 52, observation point 13. Coll. by B. NAGY

### Plate II.

3. Big, hypidiomorphic garnet, 200 x, parallel nicols. Börzsöny, map quadrangle 53, observation point 110. Coll. by B. NAGY
4. Garnet and a big biotite scale grown together, 810x, parallel nicols. Borehole Márianosztra-3, 34 m. Coll. by G. HÁMOR and B. NAGY.
5. Garnet and a big amphibole crystal grown together, 325 x, parallel nicols. - Börzsöny, map quadrangle 53, observation point 382. Coll. by B. NAGY
6. Amphibole crystal growing onto a big garnet; 200 x, parallel nicols. Börzsöny, map quadrangle 53, observation point 110. Coll. by G. NAGY

### Plate III.

7. Hypidiomorphic garnet in a big plagioclase crystal, 810 x; a/ parallel nicols, b/ crossed nicols. - Börzsöny, map quadrangle 43, observation point 329. Coll. by P. GYARMATI
8. Relic of a garnet grain surrounded by second-generation plagioclase, 200 x; a/ parallel nicols, b/ crossed nicols. - Börzsöny, map quadrangle 52, observation point 4, Coll. B. NAGY

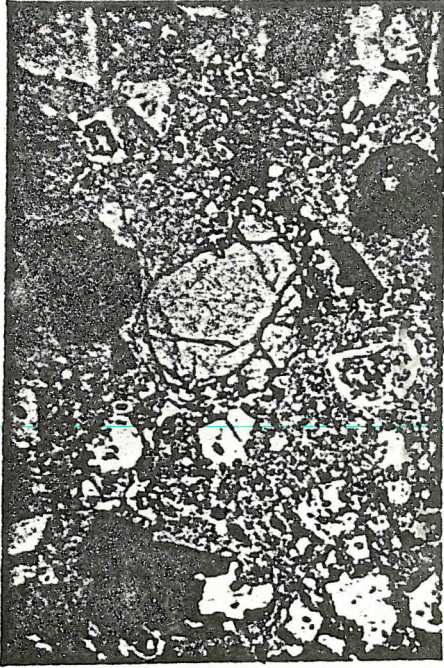
Plate IV.

9. Rim of a garnet grain with "comb-like" plagioclase. 325 x; a/ parallel nicols, b/ crossed nicols. - Borehole Nagyörzsöny-3, 650 m. Coll by G. NAGY and B. NAGY
10. Hypidiomorphic garnet grain with a corrosion plagioclase rim surrounded by bitotite. 325 x; a/ parallel nicols, b/ crossed nicols. - Borehole Márianosztra-8, interval of 44-47 m. Coll. by B. NAGY

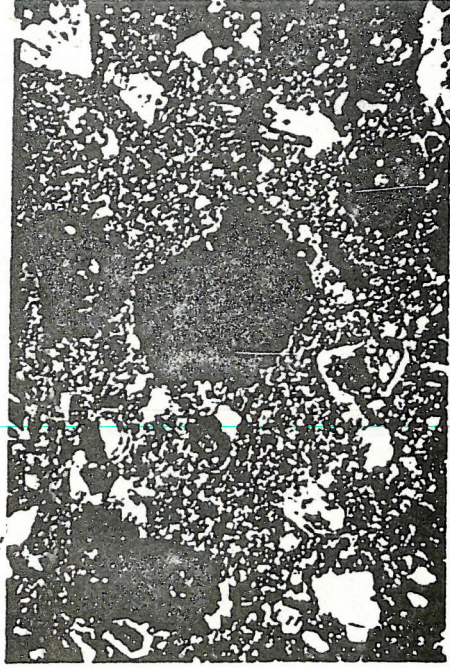
Plate V.

11. Relic of a garnet grain surrounded by second generation plagioclase, at the outer rim of which there are biotite, amphibole and pyroxene, in the core of it amphibole and pyroxene. 325 x. /a parallel nicols, b/ crossed nicols. - Börzsöny, map quadrangle 53, observation point 128. Coll. by G. NAGY
12. Rest of a garnet grain surrounded by chloritized bitotite and magnetite, with second-generation plagioclase at the rim. 325 x; parallel nicols. Kóspallag map quadrangle, observation point 85. Coll. by E. CSILLAG-TEPLÁNSZKY

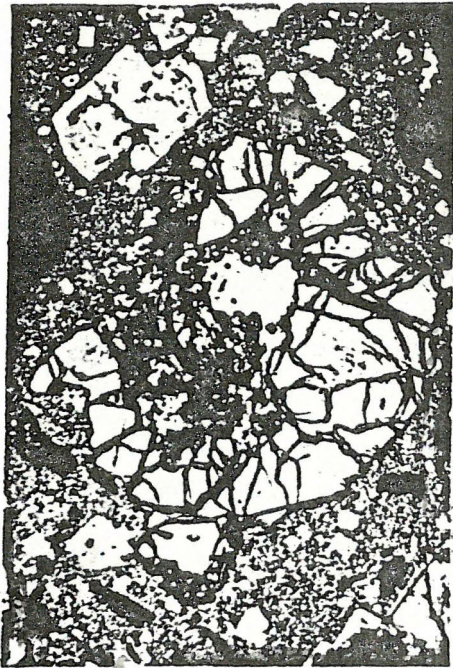




1 a



1b

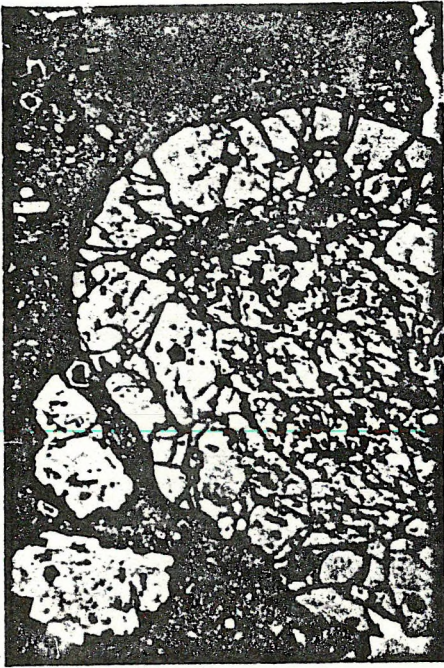


2a



2b

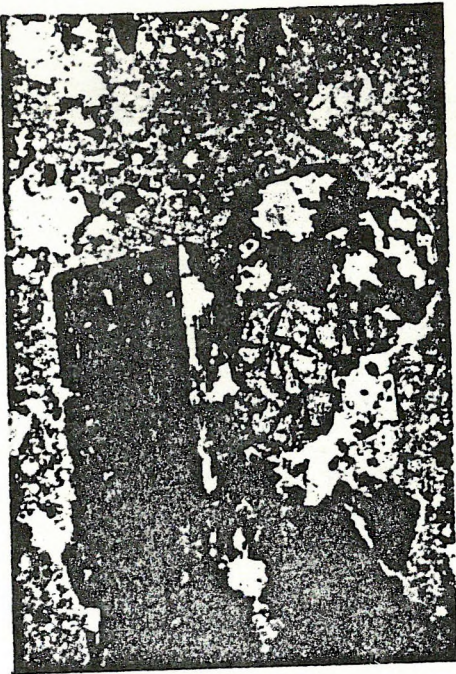
Plate II. tábla



3



4

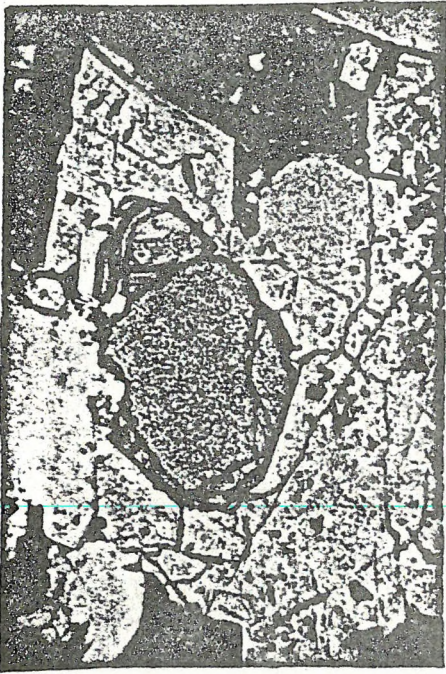


5



6

Plate II. tábla



7a



7b

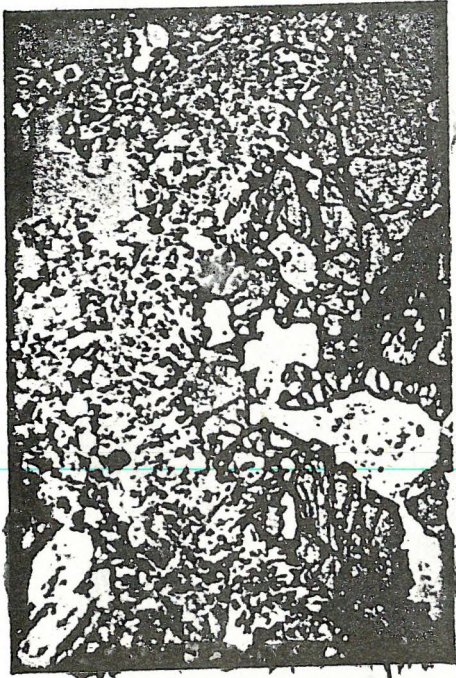


8a

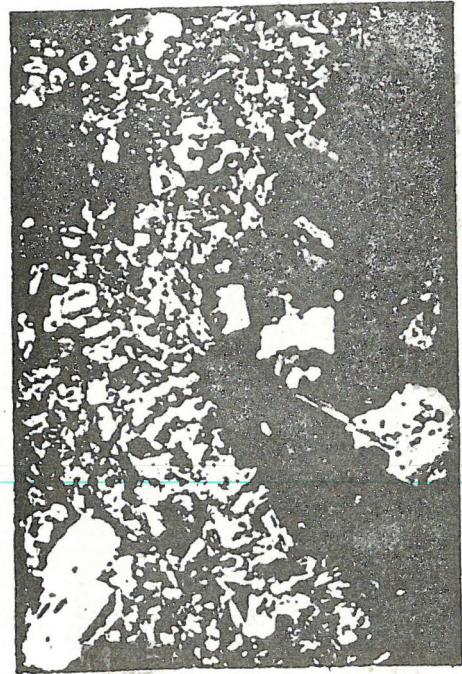


8b

Plate III. tábla



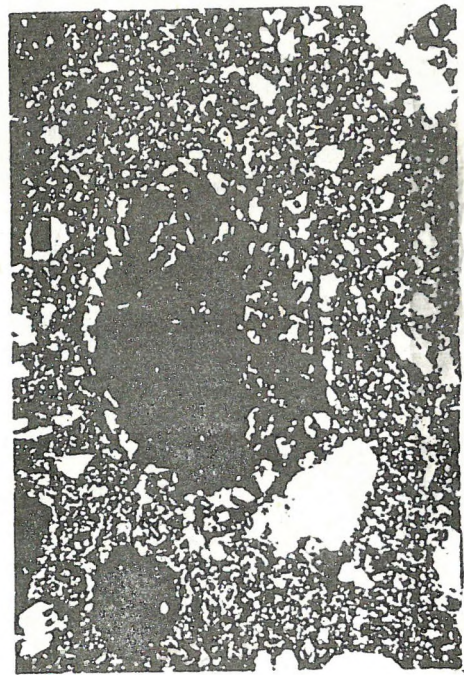
9a



9b

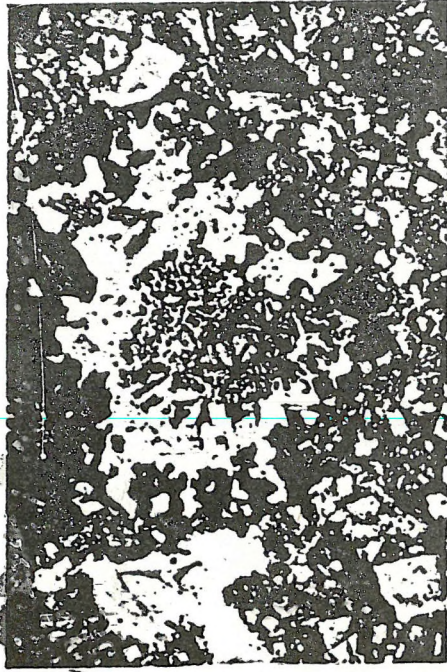


10a



10b

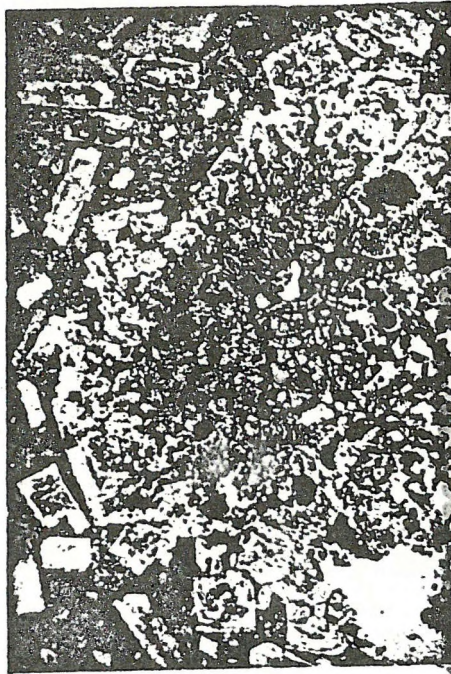
Plate IV. tábla



11a



11b



12

Plate V. tábla

Kiadja: Magyarhoni Földtani  
Társulat

Engedélyszám: III/SZI/88/1976

Felelős kiadó: dr. Hámor Géza

Készült: 620 példányban

72-4711 MTESZ Házinyomda, Bp.

Felelős vezető: Deli Sándor