

Fluidzárványsíkok és repedésrendszerek vizsgálatának alkalmazása granitoid kőzetek repedezettségének fejlődéstörténeti rekonstrukciójában I.: Módszertani alapvetés és alkalmazás a Velencei-hegység fluidummobilizációs folyamataira

BENKÓ Zsolt¹, MOLNÁR Ferenc¹, Marc LESPINASSE²

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C. benkoo@elte.hu, molnar@abyss.elte.hu
²Henri Poincaré University Nancy 1, Nancy, France. marc.lespinasse@g2r.uhp-nancy.fr

*Application of studies on fluid inclusion planes and fracture systems
in the reconstruction of the fracturing history of granitoid rocks I:
Introduction to methods and implications for fluid-mobilisation events in the Velence Hills*

Abstract

This study provided obvious macroscopic evidence of fluid flow and alteration zones which were the result of fluid/rock interaction and mineralized veins. These are typically the main channels of fluid migration in a rock unit. However, fluid percolation is not only controlled by thick mineralized veins but also by micro cracks. These micro cracks can be healed during the fluid/rock interaction and trap fluids in inclusions therefore these healed cracks are called fluid inclusion planes (FIP). FIPs can be present in seemingly fresh rocks without any alteration or a vein system, this is obvious evidence of former fluid migration events. The mapping and geometric analysis of FIPs — coupled with fluid inclusion microthermometric studies — represents a relatively new method. The geometric properties of FIPs in the rock forming quartz of granite provide important information about the stress field in which the fluid percolation and fracturing of a rock occurred. Furthermore microthermometry of fluid inclusions in FIPs provides information about the temperature-pressure-composition properties of fluids. Results concerning FIPs and macro-fracture analyses in the eastern part of the Velence Hills (W Hungary) are presented in this paper as examples of the application of the methods mentioned above. This area is built up of a Variscan monzogranite intrusion which was affected by Variscan, Triassic and multiple Palaeogene hydrothermal processes. Open micro- and macro-fissures in the granite have two main orientations with NE–SW and NW–SE strike-directions; these represent the initial, cooling related fracture system of the granite body. The younger Triassic and Palaeogene fluids also migrated mostly into these re-opened fractures, but a new set of fractures with an E–W orientation was also formed due to the different stress field. In the eastern part of the granite body the border of the Palaeogene fluid migration was mapped out; this was also the border of the most permeable zones during the Palaeogene fluid migration in the granite. The latter was based on the densities of FIPs. By means of fractal analysis studies carried out on quartz vein swarms, the study established the fractal properties of vein growth and differentiated the vein systems (based on their maturity). The orientation of the recent fracture system of the granite is similar to those of the hydrothermal fracture systems; thus it can be concluded that the older fracture systems had a determining influence on the orientation of the younger ones.

Keywords: fluid inclusion plane, fracture systems, fractal analysis, structural geology, Velence Hills

Összefoglalás

A kőzeteket átható fluidumáramlási események leglátványosabb makroszkópos bélyegei a fluidum/kőzet kölcsönhatás eredményeképpen kialakuló kőzetátalakulások és az ásványosodott repedésrendszerek létrejötte. A fluidumok áramlását azonban nem csak a makroszkóposan észlelhető törésrendszerek, hanem a mikrorepedések is biztosítják. E mikrorepedéseknek a fluidumáramlási esemény során történő lezáródásakor jönnek létre a fluidzárványsíkok, melyek bizonyítékai lehetnek olyan fluidumáramlási eseményeknek is, amelyek a kőzetben makroméretben telérek vagy kőzetátalakulás formájában nem jelennek meg. A fluidzárványsíkok térképezése és geometriai vizsgálata rövid múltat tekint vissza. A gránitok kőzetalkotó kvarckristályjaiból a térképezés során kinyerhető paraméterek fontos információkat hordoznak a kőzet egykori folyadékáteresztő képességéről, a repedéseket létrehozó feszültségtéréről és a repedésekben migráló fluidumokról. A Velencei-hegység variszkuszi monzogranitjának keleti felén, amelyet karbon, triász, és paleogén korú fluidumáramlás egyaránt érintett, mutatjuk be a fluidzárványsíkok vizsgálatának módszereit. Az eredményeket összehasonlítottuk a nyílt mikro- és makrorepedések és a hidrotermás érrendszerek vizsgálatának eredmé-

nyeivel. Megállapítottuk, hogy a gránitban uralkodóan egy ÉNy–DK és egy ÉK–DNy csapásirány jellemző a makroszkópos és mikroszkópos nyílt repedésrendszerek esetében, amely a gránit korai, esetleg hűléshez kapcsolódó repedésrendszere lehet. A fiatalabb triász és paleogén korú tektonikai események a fluidzárványsík-vizsgálatok alapján részben ezt a két irányt nyitották fel, de új, K–Ny-i csapású repedésrendszereket is létrehoztak az éppen fennálló feszültségtér függvényében. A zárványsíkok térképezése segítségével a hegység keleti felében lehatároltuk a paleogén oldatáramlás által érintett zónákat. A fluidzárványsíkokkal leginkább átjárt kőzet a legátalakultabb és itt található a legtöbb hidrotermás kvarcerezés is. Fraktálanálízissel bizonyítottuk a kvarcerek képződésének fraktáltörvények szerinti rendeződését különböző feltárásokban, kimutattuk a kvarcérrendszerek feltárások közötti különbségeit, valamint a repedésrendszerek érettségének különbségeit. A gránit jelenlegi repedésrendszerének orientációját a korábbi hidrotermás események által létrehozott repedések felújulási irányai szabják meg.

Tárgyszavak: fluidzárványsík, repedésrendszerek, fraktálanálízis, szerkezetföldtan, Velencei-hegység

Bevezetés

Magmás kőzeteken ismert korú rétegek és vezérszintek hiányában a fluidáramlási eseményekhez kapcsolódó tektonikai folyamatok rekonstrukciója gyakran igen nehéz feladat. Amennyiben a fluidumáramlási eseményekhez olyan ásványosodás, ásványos érhálózat képződése vagy breccsásodás kapcsolódik, amelynek kora meghatározható (például agyagásványok radiometrikus kormeghatározása segítségével), a tektonikai folyamatok tér és időbeli kapcsolatai viszonylag jól nyomon követhetők. Számos oldatmobilizációs folyamat azonban a kőzetben semmiféle makroszkóposan észlelhető elváltozást (ásványos átalakulást, szerkezeti változást) nem okoz, bár az oldatmobilizáció nyilvánvaló, ha a kőzet megfelelő ásványait (leggyakrabban a kőzetalkotó kvarcot) megvizsgáljuk és behegedt repedéseiben másodlagos fluidzárványokat találunk. Az oldatmobilizáció fizikai-kémiai paramétereit a fluidzárványok mikrotermometriai vizsgálatával határozzuk meg és a kőzettestet ért földtani események alapos ismeretével még az oldatmobilizáció jellege (magma, metamorf) és kora is meghatározható. A fluidzárványsíkok orientált mintákban történő vizsgálata révén a síkokhoz dőlés-csapás és egyéb geometriai jellemzőket (pl. repedéssűrűség, repedésnyíltság stb.) rendelhetünk, melyek az adatok szerkezetföldtani és egyéb statisztikai kiértékelését teszik lehetővé.

A fluidzárványsíkok geometriai jellemzőit mindeddig méltatlanul kis figyelemben részesítették. Az utóbbi években megjelent néhány publikáció (LESPINASSE & PECHER 1986, LESPINASSE & CATHELINÉAU 1990, LESPINASSE 1999, CATHELINÉAU et al. 1994, MOLNÁR et al. 2001) azonban bizonyította, hogy a fluidzárványsíkok geometriai paramétereit és az oldatáramlást létrehozó szerkezetföldtani események között szoros összefüggés van, azaz a fluidzárványsíkok geometriai vizsgálatával a fluidumáramlási események szerkezeti kontrollja vizsgálható. Felmerül azonban a kérdés, hogy vajon milyen összefüggés van a makroszkóposan, terepi vizsgálatok során észlelhető ásványosodott repedésrendszerek (érhálózatok, telérek) geometriai paramétereit (dőlés, csapás, sűrűség, távolság, vastagság stb.) és a mikroszkóposan észlelhető fluidzárványsíkok paramétereit között. Hasonló kérdést vehetünk fel a terepen észlelhető litoklázisok, vetősíkok és a granitoid kőzetek kőzetalkotó kvarckristályainak mikroszkópos vizsgálata során a fluidzárványsíkok mellett észlelhető nyílt (nem behegedt) mikrorepedésrendszerek viszonyát tekintve is.

Ebben a tanulmányban a fluidzárványsíkok geometriai paramétereinek vizsgálatához használható új módszereket kívánjuk bemutatni, és az így kapott eredményeket hasonlítjuk össze a makroszkópos repedésrendszerekkel. A kiválasztott mintaterület a Velencei-hegység variszkuszi korú gránitintrúziójának keleti fele, amelynek fluidáramlási (hidrotermális) rendszereivel az utóbbi időben számos publikáció és értekezés foglalkozott (MOLNÁR & TÖRÖK 1995, MOLNÁR 1996, 1997, 2004, BAJNÓCZI 2003, BENKÓ & MOLNÁR 2004). További dolgozatokban a Mecsek hegységre vonatkozó eredményeinket közöljük.

A fluidzárványsíkok képződése és vizsgálatuk módszerei

A fluidzárványsíkok „behegedt fosszilis oldatáramlási utak”, és keletkezésük a geológiai időt tekintve pillanatzerű (LESPINASSE 1999). E zárványsíkok az egykori oldatáramlási utakat rögzítik (CATHELINÉAU et al. 1994). Ritkában plasztikus, gyakrabban a töréses tektonika során jönnek létre (TUTTLE 1949, PECHER et al. 1985). Az ásványokban a repedések általában valamilyen elválás vagy szerkezeti irány (hasadás, ikresedés) mentén jönnek létre, így a mikrorepedések — a másodlagos fluidzárványsíkok — létrejöttét nem csak a törést létrehozó feszültségtér törvényszerűségei szabják meg. Egyedül a kőzetalkotó kvarcra jellemző az, hogy a zárványsíkok csapása a fluidmobilizáció alatt fennálló feszültségtér irányát (a feszültség ellipszis leghosszabb tengelyének irányát) követi (LESPINASSE & PECHER 1986, LESPINASSE & CATHELINÉAU 1990), tehát a kvarc kristálytani jellegei nem befolyásolják a fluidzárványsíkok orientációját. A fluidzárványok számszerű információt nyújtanak a lokális paleo-feszültségtérrel és segítségével a fluidumáramlási esemény alatt fennálló σ_3 irányok meghatározhatók (LESPINASSE & PECHER 1986, LESPINASSE 2002, LESPINASSE et al. 2005). A fluidzárványsíkok többsége a képződésükkor fennálló feszültségtér σ_3 irányra merőlegesen keletkezik, tehát abban az irányban, amerre növekedésükkel elősegítik a kőzet energiaminimumának elérését (GUEGEN & PALCIUSKAS 1992).

A fluidzárványsíkok geometriai vizsgálatát az egyes fluidzárványok mikrotermometriai vizsgálatára is alkalmas, 100–150 μm vastag, mindkét oldalán polírozott, orientált vékonycsiszolatban végezhetjük. E csiszolatok szintén alkalmasak a nyitott mikrorepedés-rendszerek geometriai

jellemzőinek mikroszkópos vizsgálatára (1. ábra). A fluidzárványsíkok képelemzéses vizsgálatát a Henri Poincaré Egyetemen (Nancy, Franciaország) kifejlesztett számítógépes programmal (AnIma) végeztük el. Az alkalmazott eljárás lényege a következő: az orientált vékonycsiszolatok kőzetalkotó kvarckristályainak egy tetszés szerint kiválasztott felületegységét digitalizáljuk. Ezután az AnIma program segítségével a digitalizált képen kijelöljük a képen látható összes fluidzárványsíkot valamint nyílt mikrorepedést (1. ábra). A vékonycsiszolat orientációjának, valamint a nagyítás mértékének ismeretében a program megállapítja a zárványsíkok csapását és hosszát. A módszer előnye a magas mérészám, a gyorsaság, és a repedések hosszának meghatározhatósága. A módszer hátránya, hogy sem a zárványsíkok dőlésszöge, sem a bennük lévő fluidzárványok kellő részletességű petrográfiai jellemzői nem adhatók meg. Ezért a képelemzési eljárás mellett ugyanazon mintákon polarizációs mikroszkópra szerelt univerzális forgatóasztal segítségével is szükséges méréseket végezni a különböző fluidzárványsíkokkal jellemezhető repedések dőlésének meghatározásához és a zárványpetrográfia megismeréséhez. Az univerzális forgatóasztalra meghatározott pozícióban helyezett orientált metszeten a forgatóasztal normáltengelyének forgatásával a zárványsíkok csapásirányát lehet meghatározni, a kontrolltengely segítségével közvetlenül a dőlésszöget. Az univerzális forgatóasztal előnye, hogy a zárványsíkokhoz dőlésszög is rendelhető és a zárványok petrográfiailag jól jellemezhetőek. Hátránya, hogy nem mérhető a műszer felépítése miatt a 40°-nál laposabb dőlésszög.

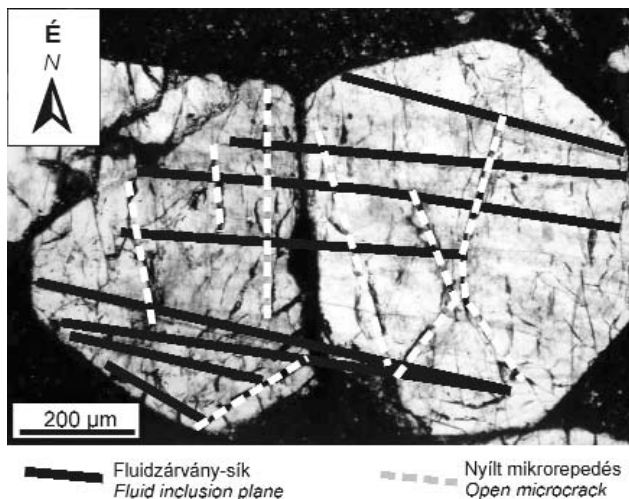
Az egységnyi területre eső zárványsíkszám (db/mm^2) és az egységnyi területre eső zárványsíkhossz (hosszsűrűség) (mm/mm^2) paraméterek a program segítségével könnyen meghatározhatók és a kőzet oldatáramláskori effektív-

porozitásával, illetve pontosabb megfogalmazásban a kőzet látszólagos effektív repedésszerű paleoporozitásával állnak összefüggésben. Látszólagos, mivel nem bizonyítható, hogy a mikrorepedések egyszerre voltak nyitva és a fluidáramlás egyszerre mindegyiken történt. Különösen nem tehető meg ez abban az esetben, ha a repedések később újra felnyíltak. Mindenképpen csak paleoporozitás, mivel a zárványsíkok behagydtek, azaz jelenleg ezeken a repedéseken a fluidáramlás nem lehetséges. Effektív mivel a zárványok, vagyis a egykori oldatok csapódott maradványai jelen vannak a repedésben, azaz a repedés a többi repedéssel és a fluidumok forrásrégiójával is összeköttetésben volt. A permeabilitás meghatározása csak számos paraméter elhanyagolásával vagy becslésével lehetséges (fluidum viszkozitása, kapillaritás, repedések nyitottsága) ezért ezt nem határozzuk meg, bár a nemzetközi irodalomban használatos (lásd. LESPINASSE et al. 2005). Másik fontos szempont, hogy a kőzet folyadékáteresztő képességét a fluidumáramlás során nem csak a mikrorepedések szabályozzák. A fluidum/kőzet kölcsönhatás széles átalakulási zónákat hozhat létre a befogadó kőzetben, amelyek gyakran megrekeszthetik az oldatáramlást vagy éppenséggel meggyorsíthatják azt. A hidrotermális erek és telérek képződése esetén e szerkezeti elemek mentén (ásványokkal való teljes kitöltődésükig) a fluidumáramlás nagyságrendekkel gyorsabb a mikrorepedésekéhez képest. A fluidzárványsíkokból meghatározott porozitás vagy permeabilitás így nem azonos a kőzet teljes porozitásával/permeabilitásával, kizárólag a mikrorepedésekhez köthető repedezettség mértékét adja meg.

A kőzet reprezentatív porozitása gránitok esetében csak több km^3 nagyságrendben adható meg. A fluidumáramlási rendszerek azonban gyakran ennél sokkal kisebb méretben fejlődnek ki, a zárványsíkok geometriai paraméterei pedig sokkal kisebb léptékű változásokra is rendkívül érzékenyek és egyértelmű összefüggést mutatnak az átalakulási zónákkal, valamint a telérektől való távolsággal, így vizsgálatuk mindenképpen indokolt.

A nyílt mikrorepedések esetében bár szintén nem határozható meg a repedés nyitottsága, már bátrabban beszélhetünk recens porozitásról, azonban ezekben az esetekben az effektivitás nem feltétlenül érvényesül. Bár makroszkóposan nem észlelhetőek, a recens fluidumáramlásban betöltött szerepük jelentős lehet.

A fluidzárványok mikrotermometriai vizsgálatát Chaixmeca típusú fűtőszálas, gázáramú, változtatható hőmérsékletű mikroszkópi tárgyasztalon végeztük. A műszer kalibrálása nagy tisztaságú vegyületek és szintetikus fluidzárványok fázisátalakulási jellegei alapján történt (a mérés pontossága 0 °C alatt 0,1 °C és 100 °C felett 1 °C). A vizsgálatok során a fluidzárványok homogenizációs hőmérsékletét, továbbá a zárványok sóoldatának eutektikus-, és jégfázis végső olvadáspont-hőmérsékletét határoztuk meg. Az eutektikus hőmérsékletek a zárványfluidum összetételére, a jégfázis olvadáspontok pedig a sókoncentrációra utalnak. A homogenizációs hőmérsékletek első közelítésben a zárványok befogódásának minimális hőmérsékletét



1. ábra. fluidzárványsíkok térképezése orientált vékonycsiszolatban. A meghatározható paraméterek: zárványsík és nyílt mikrorepedés dőlésirány, dőlésszög, hossz, hosszúsűrűség (összvárványsík hosszúság / egységnyi felület), darabsűrűség (darab/egységnyi felület), zárványpetrográfia

Figure 1. Mapping of fluid inclusion planes in oriented thin sections. Measured parameters: Fluid inclusion plane and open microcrack dip direction, dip angle, length, length density, number density, fluid inclusion petrography

tükrözik. A valódi befogódási hőmérséklet a nyomás függvényében a homogenizációs hőmérsékletnél lényegesen nagyobb is lehet.

Hidrotermális telérek, érhálózatok, nyitott litoklázisok és vetősíkok geometriai tulajdonságainak jelentősége és vizsgálatának módszerei

A hidrotermális erek, telérek, hasonlóan a fluidzárványsíkokhoz homogén közegben mindig a minimális főfeszültség irányára merőlegesen képződnek (TOSDAL & RICHARDS 2001). Deformált, törésekben gazdag kőzetben a fluidum-áramlást nem csak a fennálló feszültségtől, hanem az idősebb repedésrendszer is befolyásolja. A hidrotermális érrendszer létrejötte vagy hiánya alapvetően befolyásolhatja az ásványosodás jellegét, ezért a telérrendszerek szimplán geometriai vizsgálata fontos információkat hordozhat a hasznosítható mértékű ásványianyag-felhalmozódás jellegét illetően.

Jól fejlett, széles és összekötött telérekben nagy mennyiségű fluidum mozoghat nagy gyorsasággal, ami a fluidum fizikai állapotát (hőmérséklet, nyomás) kis távolságokon belül jelentősen befolyásolhatja, ugyanakkor a kőzet/fluidum kölcsönhatás jelentősége alárendeltesebb. A hirtelen fizikai változások például oldatelkülönüléshez, fluidumkeveredéshez és e folyamatok révén ásványkiváláshoz vezethetnek. Ha a rendszert csak kevés, de összekötött kitöltött telér jellemzi, nagy ásványkoncentrációjú, de kis készletekkel rendelkező telepek jöhetnek létre, amíg ha sok, jó átteresztőképességű telérben cirkulál a fluidum, kis koncentrációjú, de nagy nyersanyagtelepek képződhetnek (Cox et al. 2001).

Amennyiben a fluidum csak lassan kis repedésekben vagy szemcsehatárokhoz kötve áramlik fő vezetősatorna hiányában vagy lefelé áramlásakor, a fluidum/kőzet kölcsönhatás kémiai sajátosságai válnak dominánssá. Ennek megfelelően az adott körülmények között, a kémiai változásokra érzékeny elemek csapódnak ki. A felsorolt érvek alapján szükséges tehát a hidrotermális oldatmobilizáció modelljének felállítása szempontjából a teléreknek nem csak ásványtani, de geometriai jellemzőit is vizsgálni.

Az egyes feltárások összehasonlíthatósága érdekében a feltárásokban a méréseket szelvények mentén végeztük a következőképpen (2. ábra): egy alappontból kiindulva vízszintes alapvonalat vettünk fel a feltárásban. Ezen szelvény mentén az alapvonalat metsző repedéseket és ásványosodott erek jellemzőit határoztuk meg a következő paraméterek rögzítésével: a repedések, telérek alapponttól való távolságát az alapvonal mentén, dőlését és csapását, vastagságát, hosszúságát és típusát (litoklázis, vető, oldaleltolódás, telér), az ereket szegélyező átalakulásokat, valamint az alapvonal csapását a metsződési pontnál. Az így keletkező adathalmaz alkalmas különböző statisztikai számítások elvégzésére.

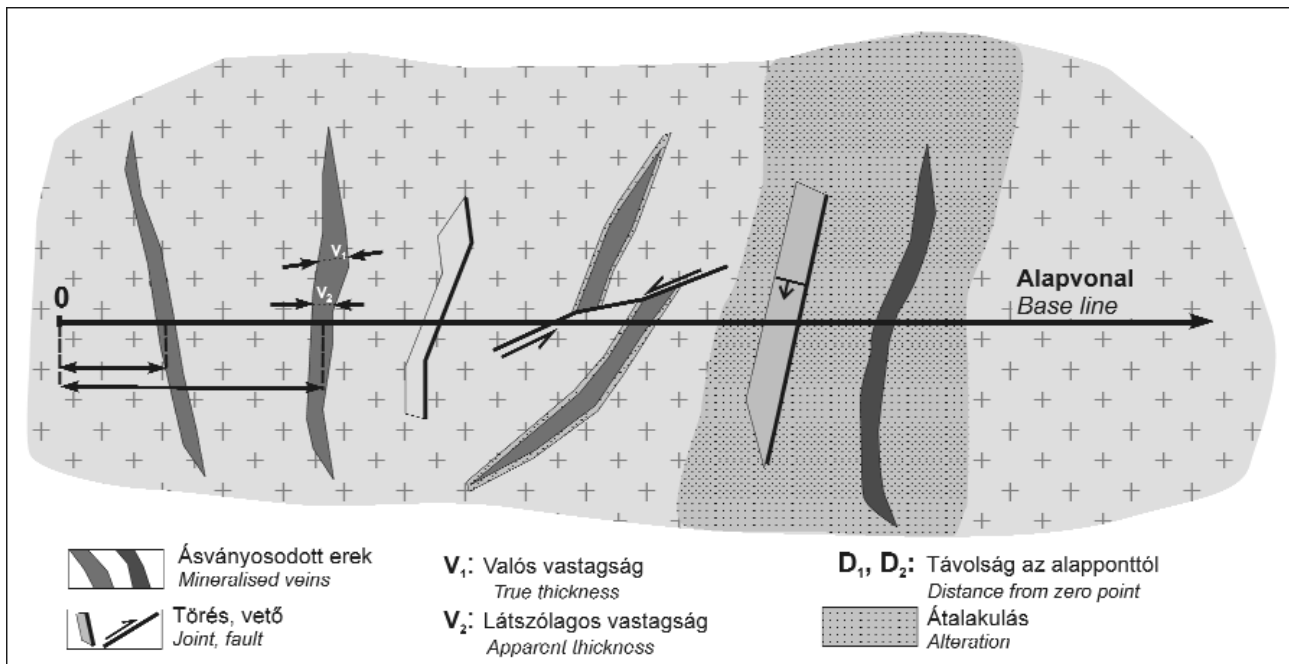
Az így nyert adatbázisból a hidrotermális telérekre lát-szölgos permeabilitás (K_m) számítható a következő összefüggés segítségével (SNOW 1969):

$$K_m = (g/12\eta) * (A_m^3/S_m),$$

$$S_m = 1/N_m * \sum s_{m,k}$$

ahol a g a gravitációs együttható, η a fluidum kinematikus viszkozitása ($10^{-6} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), A_m a telérek átlagos vastagsága, S_m a telérek közötti átlagos távolság, N_m a telérek száma és $s_{m,k}$ a $k-1$ és $k+1$ telér közti távolság.

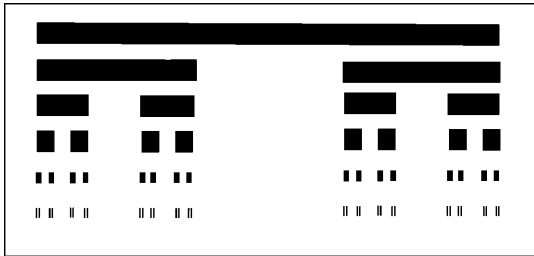
A telérrendszerek fejlettségének (összefüggőség) megszerűsítésére és összehasonlítására fraktál-geometriai mód-



2. ábra. A granitban megfigyelhető szerkezeti elemek és hidrotermális képződmények szelvény mentén történő vizsgálatok meghatározott geometriai paraméterek
 Figure 2. Analysis of structural elements and hydrothermal formations in the granite along a horizontal base line

szereket alkalmaztunk. A fraktálanalízis lényegét a következőkben foglalhatjuk össze:

Matematikusok a geometriában felfigyeltek végtelen finom szerkezettel bíró alakzatokra, amelyek önhasonló tulajdonsággal rendelkeznek, azaz a legkisebb részei is az egész halmazokhoz hasonlóak. Legismertebb közülük, a könnyen megszerkeszthető Cantor-halmaz (3. ábra), amely a



3. ábra. Cantor-halmaz (magyarázat a szövegben)

Figure 3. Cantor set (explanation see in the text)

[0;1] zárt intervallumból képezhető. Az első iterációban vegyük a középső harmadát úgy, hogy a visszamaradó két szakasz zárt maradjon, majd minden további iterációban lényegében ezt ismétljük meg. A még megmaradt szakaszok középső harmadát vesszük ki úgy, hogy a visszamaradó két halmaz zárt maradjon, így az n -dik iteráció végén a szakaszok száma 2^n (TÉL & GRUIZ 2002). Az ilyen és ehhez hasonló alakzatokat (Koch-görbe, Sierpinski-háromszög) Benoit MANDELDROT (1983) fraktál alakzatoknak nevezte el. Ezen elnevezés olyan alakzatokra érvényes az euklideszi térben, amelyek Hausdorff-dimenziója tört érték.

Hausdorff dimenzió: minden szokásos geometriai halmaz megegyezik annak ismert dimenziójával. (pl.: szakasz: 1, négyzet: 2, tetraéder: 3). Például ha egy szakaszt N darab, egymáshoz hasonló részre bontunk, ahol a hasonlóság aránya r , akkor a fraktáldimenzió értékét a következő módon számolhatjuk: $D = \log N / \log(1/r)$. Egy négy vagy akárhány szakaszra darabolt szakasz esetén $D = \log 4 / \log(1/4) = 1$. Ugyanez a művelet négyzetre és kockára is elvégezhető, így a Hausdorff-dimenziók rendre 2 és 3 lesznek. Fraktálalakzatok esetén a rekurzív módon elvégzett „darabolás” Hausdorff-dimenziója tört érték lesz (Cantor-halmaz $D=0,6309$ vagy Koch-görbe $D=1,26$).

Összehasonlító halmazokat (alakzatokat, eseménysorozat) a természetben is találunk mivel a fraktálok bonyolult és gyakran véletlen elemeket is tartalmazó folyamatok eredményeként alakulnak ki. Ilyen például a tengerek partvonalai, a folyóhálózatok geometriája, a felhők széle, a fák lombkoronája, de a földrengéshullámok is így viselkednek. A képzeletben felnagyítva ezek minden apró részlete hasonló az egész alakzathoz, de sosem egyeznek meg vele. Mind ezt ugyanakkor a természetben csak véges sokszor lehet alkalmazni egyre kisebb alakzathoz jutva, míg a matematikai értelemben vett fraktálok esetében az iterációs lépések száma végtelen. Azaz olyan alakzatok, mely végtelen sok részletet tartalmaznak, statisztikusan önhasonlóak és nem térkitöltők (TÉL & GRUIZ 2002).

A földtanban, sok más jelenség mellett a törések, vetők, ásványosodott telérek és érrendszerek kialakulása is fraktál-

geometriával írható le. A telér és érrendszerek fraktáljellemzőinek vizsgálata segítségével azok kialakulását, fejlettségét lehet vizsgálni, valamint fontos földtani következtetéseket lehet levonni az érrendszerek kialakulást létrehozó földtani folyamatról.

GILLESPIE et al. (1999) szintetikus adatsorokat hozott létre érvastagságokból és távolságokból, majd azokat különböző statisztikai módszerekkel vizsgálta, hogy azokat a természetben mért adatsorokkal összehasonlíthassa. A következő modelleket hozta létre:

a) A periodikus vagy konstans modellben az erek egyenlő távolságra helyezkednek el és egyenlő vastagságúak.

b) A Poisson-modell szerint az erek vastagsága és távolsága véletlenszerű, az erek függetlenek egymástól.

c) A Kolmogorov-hatvány modellben egy szakaszon véletlenszerűen felvesznek egy töréspontot, az lesz az első törés helye. A két következő törés az első törés által létrehozott szakaszokon szintén véletlenszerűen helyezkedik el. Érvastagságok esetében az első a legvastagabb ér, míg a második, harmadik stb. generációk rendre egy b értékkel vékonyabbak az elsőnél. A b értéke 0,3716, ami leginkább kielégíti a hatványmodell 0,7-es kitevőjét.

d) A fraktálmódel szerint mind a távolságok mind a vastagságok hatványeloszlást követnek. Az első törés elhelyezkedése, hossza véletlenszerű. A második, harmadik stb. telér a $w = bx + e$ szabály szerint jön létre, ahol w a második, n -dik ér vastagsága és helye az alapvonal mentén, e konstans, b pedig 0,3716.

A fenti elméleti háttér alapján, a terepen felvett telérvastagságok és távolságok analízisére a következő statisztikai módszereket alkalmaztuk: lépcsős függvény, kumulatív gyakoriságfüggvény érvastagságra és értávolságra, variációs tényező.

Lépcsős függvény: A szelvény mentén mért távolság függvényében (x tengely) ábrázolja a kumulatív érvastagságot (y tengely), az erek középpontjára vonatkoztatva. A lépcsős függvény meredeksége az extenziós feszültségek főlhalmozódásának mértékét adja, a vonal heterogenitása, pedig az alakváltozás heterogenitását.

Kumulatív gyakoriságfüggvény (érvastagságokra): Az érvastagság függvényében ábrázolja az erek vastagságának gyakoriságát. Kolmogorov- és fraktálmódel esetén hatványeloszlást kapunk, melynek összefüggése:

$$N_i \propto t^{-D_m} \quad (1)$$

ahol, N_i a kumulatív érték és $-D_m$ a görbe lejtése.

Ha $D_m > 1$, akkor az érrendszert vékony és rövid, míg ha $D_m < 1$ az érrendszert hosszú és széles telérek jellemzik. Megfigyelhető a D_m és a közet átalakultsága, valamint az ércesedés közti összefüggés is (ROBERTS et al. 1998).

Kumulatív gyakoriságfüggvény (értávolságokra): Az előző ponthoz hasonlóan, ha a függvény egyenes (fraktál/hatványmodell esetén), fraktál-geometriával állunk szemben. Az egyenes meredekségét a (1)-es összefüggés D kitevője adja (ebben az esetben D_m helyett D_i), ez az egy dimenziós távolság eloszlás dimenziója (MANDELBROT

1983). Amennyiben D_i értéke alacsony, az erek relatív erősen csoportosulnak, magas D_i esetén egyenletes az eloszlásuk, alacsony mértékű a csoportosulás.

Variációs tényező: a szelvény mentén az erek sűrűsödésének mértéke adja meg. Értéke C_v , az értávolságok átlagának és szórásának aránya:

$$C_v = SD(s) \times M(s)^{-1} \quad (2)$$

ahol, $SD(s)$ az értávolságok szórása és $M(s)$ az értávolságok átlaga.

A periodikus modell C_v értéke minden vastagság határértékre 0, Poisson-modell esetében 1-hez közeli, de annál kisebb érték. A Kolmogorov- és a fraktálmódellek esetében C_v jellegzetesen nagyobb, mint 1, azaz az erek csoportosultak.

Földtani háttér a Velencei-hegységben

A Velencei-hegység a Balaton-vonaltól északra helyezkedik el, az Alcapa-egység déli peremén. Földtanilag két részre bontható: a nyugati nagyobb részét posztorogén, posztkinematikus S típusú biotitos monzogránit építi fel (BUDA 1985), amely a karbon végén 280–290 millió évvel ezelőtt a variszkuszi metamorfózist szenvedett agyagpalába nyomult. A kristályosodás késői fázisában a gránit kupolázónájában néhány dm^3 méretű pegmatitlencsék képződtek egyszerű kvarc-kálföldpát-biotit-fayalit (BUDA 1993) ásványtársulással. A gránitba és a pegmatitlencsékbe megszilárdulásuk után gránitporfir- és aplittelerek nyomultak ÉK–DNy csapásban (VENDL 1914, JANTSKY 1957, FÜLÖP 1990, HORVÁTH et al. 2004). A gránittest hűlése során a gránitban hidrotermás oldatmobilizáció kezdődött, melynek eredményeként kvarcmolibdenit-telerek képződtek (MOLNÁR 1997).

Az alpi orogenezis során, feltehetően a Vardar-óceán riftesedéséhez kapcsolódóan a triász folyamán a gránitot újabb, intenzív oldatmigrációs esemény érintette (BENKÓ 2006), amely a gránitban illit-kaolinit-szmektit agyagásványos átalakulási zónák és galenit-szfalerit-fluorit-telerek képződéséhez vezetett.

A kréta folyamán a hegység déli felébe néhány É–D csapású lamprofirtelér nyomult, ezek azonban semmilyen jelentős oldatmobilizációt nem okoztak a gránitban.

A hegység keleti felében egy sztratovulkán, valamint alatta egy, dioritintrúzió helyezkedik el. Az intermedier vulkanizmus kora a késő-eocén, kora-oligocén (BAJNÓCZI 2003) és a Vardar-óceán záródásához kapcsolódó, a Periadriai- és Balaton-lineamensek mentén lezajlott poszt-szinkollíziós, magas K-tartalmú intermedier magmás tevékenységhez köthető (DARIDA-TICHY 1987, BENEDEK 2002, BENEDEK et al. 2004). A diorit intrúzióban klasszikus porfirós és szkarn ércesedés található (MOLNÁR 1996, 2004), míg a felette elhelyezkedő sztratovulkáni szerkezetben magas szulfidizációs fokú epitermás aranyércesedés (MOLNÁR 1996, 2004, BAJNÓCZI et al. 2002, BAJNÓCZI 2003). A paleogén során andezit telerek a gránittestbe is benyomultak és

abban széles hidrotermás átalakulási zónákat (illitesedés) (MOLNÁR 2004, BENKÓ & MOLNÁR 2004) és kvarc-baritteléreket hoztak létre, felülbélyegezve az idősebb illit-kaolinit-szmektit átalakulásokat.

A Velencei-hegységben lejártszódtott fluidumáramlási eseményekhez kapcsolható fluidzárvány-együtteseket MOLNÁR (1996, 1997, 2004) és MOLNÁR & TÖRÖK (1995) ismertette részletesen. Felismerte, hogy a hegységben petrográfiailag alapvetően három zárványtípus különíthető el. A széndioxidban gazdag fluidumok változó fázisarányúak és a gránit magas hőmérsékletű és magas nyomású oldatrendszeréhez tartoznak. A zárványsíkként azonos fázisarányú, a víz-só összetételű zárványokat a gránit hűléséhez vagy azt követő eseményhez kapcsolta. A zárványsíkként változó fázisarányú, helyenként szilárd fázist is tartalmazó felforrított zárványcsoportok a paleogén magmás tevékenységgel állnak genetikai kapcsolatban.

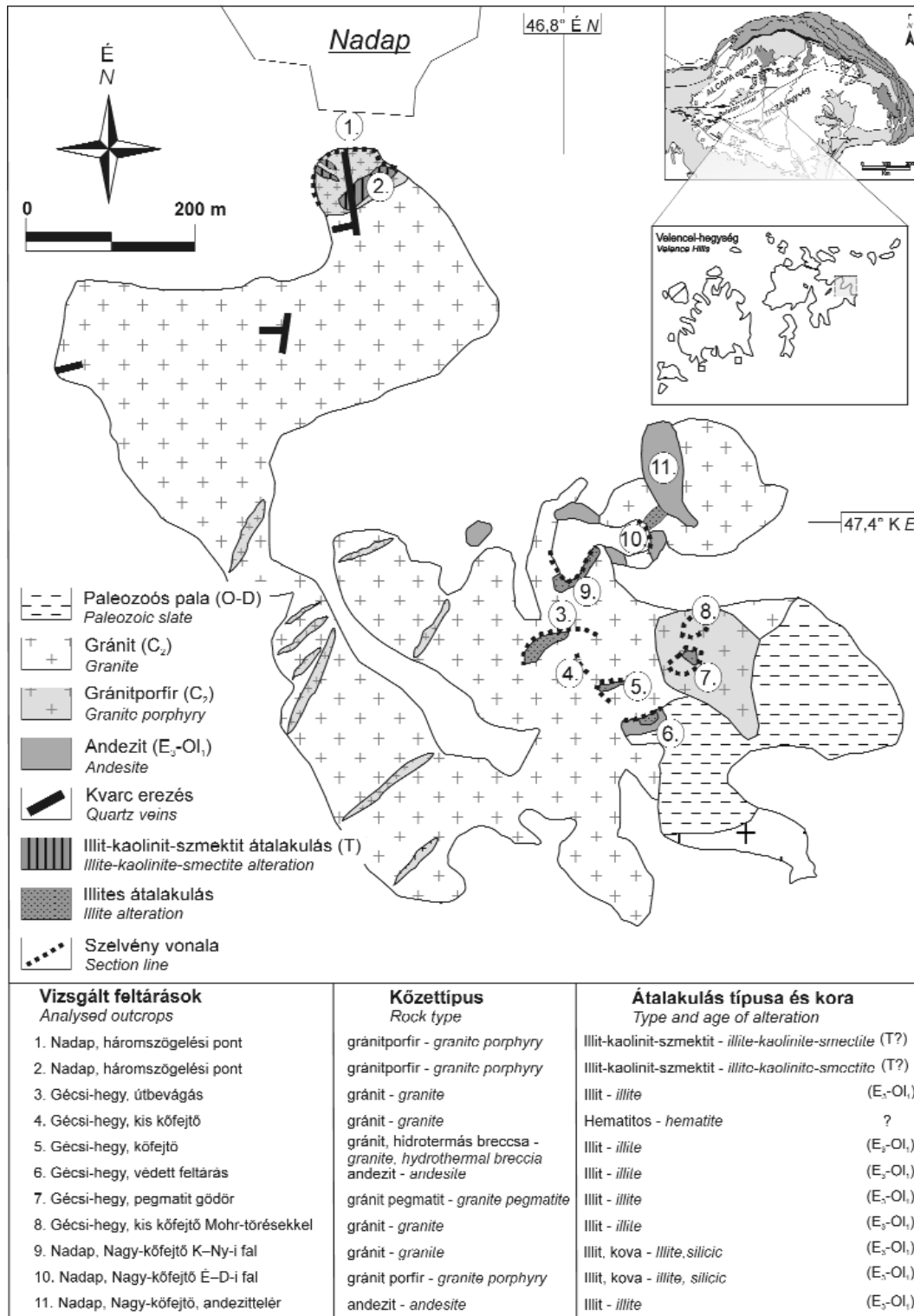
A terepi szelvényezések eredményei

A Velencei-hegység keleti felében 11 feltárásban végeztünk szisztematikus szelvényezést (4. ábra), de statisztikai vizsgálatok elvégzéséhez megfelelő számú kvarcér csak három feltárásban állt rendelkezésre (a nadapi Nagy-kőfejtő É–D-i és K–Ny-i szelvénye, valamint a Gécsi-hegy csúcsára vezető út bevágása).

A gránitban a nyílt litoklázisok — a hegység nyugati részéhez hasonlóan — kettős eloszlást mutatnak: egy ÉK–DNy és egy ÉNy–DK irányú; egyes feltárások tanúsága szerint konjugált repedésrendszert alkotnak (5. ábra). A két fő irány mellett azonban néhány feltárásban az É–D-i csapású repedések válnak dominánssá. Mivel az É–D-i dominanciájú litoklázisok azokban a feltárásokban dominálnak, ahol azonos csapású oldalelmozdulásokat is észleltünk, ezért feltételezzük, hogy ezek a nyíráshoz kapcsolódnak, de felületükön elmozdulásra utaló nyomokat felismerni nem lehetett. Mindhárom irányhoz kötődő repedések vertikálisak vagy szubvertikálisak, 70° -nál meredekebb dőlésűek.

A gránitporfir repedésrendszerében szintén jelen van a konjugált ÉK–DNy és ÉNy–DK csapású repedésrendszerpár, azonban az É–D-i irány meghatározó, még annak ellenére is, hogy egyes feltárásokban ugyanezeket a gránitporfirokat intenzív ÉK–DNy csapású agyagos átalakulás jellemzi (5. ábra). A litoklázisrendszer felnyílása tehát fiatalabb a hidrotermás átalakulásoknál.

A kvarcerek jellemzően nagyon kis (maximum néhány cm) vastagságúak, szürkék, helyenként piritet tartalmaznak. A kvarcerek környezete intenzíven kovásodott és agyagásványosodott (illites). Csapásuk KÉK–NyDNy, ÉK–DNy (5. ábra) és szintén meredek dőlésűek. Azokban a feltárásokban, ahol megjelennek, szűk zónákhoz kötődnek. A hegység nyugati felében ismert kvarc-polimetallikus és kvarc-fluorit-telerekhez képest jóval vékonyabbak, sejtes oldódási üregek nem jellemzőek rá és mikrokristályosak. Az illit radiometrikus kora egyértelműen paleogén fluidum mobilizációs eseményt bizonyít (BENKÓ 2006).

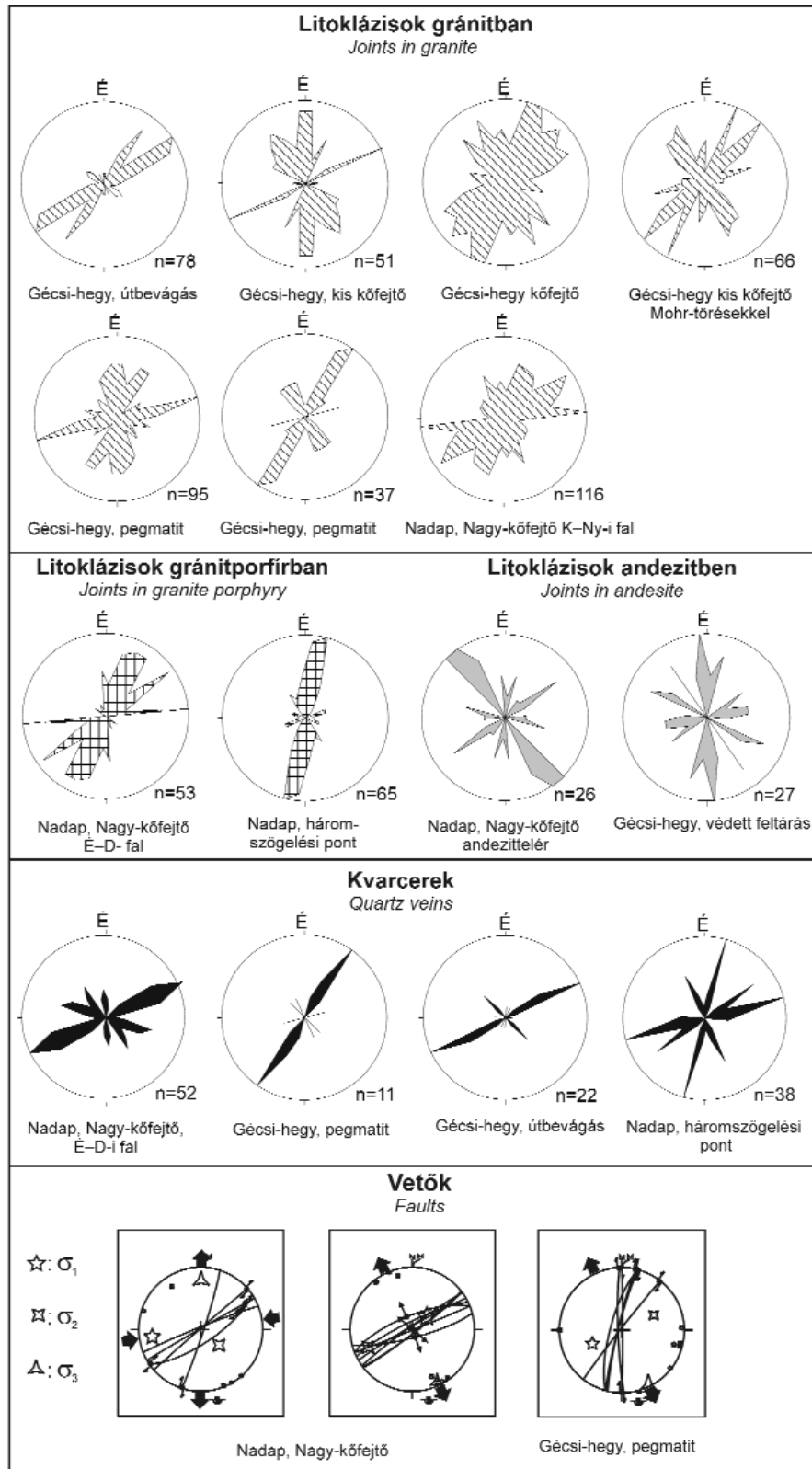


4. ábra. A Velencei hegység keleti fele, a vizsgált szelvények feltüntetésével

Figure 4. Geological map of the eastern block of the Velence Mts. The analysed sections are extra indicated

Oldalelmozdulást csak kevés törés esetében sikerült felismerni (5. ábra). A nadapi kőfejtőben az illites zónával párhuzamosan van egy jobbos ÉK–DNy csapású, meredek dőlésű oldalelmozdulás, amely a kvarcereket elnyirja, így azoknál fiatalabb, vagy azokkal közel egyidős. Ugyanabban a zónában, valamint a Bence-hegy tetején számos

normálvetős elmozdulást is észleltünk, a gránitban ÉK–DNy csapásban, valamint konjugált Mohr-repedés párokat, azonos csapással. A Gécsi-hegy tetején kisebb feltárásokban még egy határozott É–D-i csapású jobbos oldalelmozdulást sikerült azonosítani, amelyet poszt-paleogénnek gondolunk.



5. ábra. A terepi szelvényezések során kimért litoklázisok, kvarcerek rózsadiagramjai, valamint a vetőrendszerek sztereografikus projekciói a feszültségtér értelmezésével ANGELIER (1984) számítógépes programja alapján

Figure 5. Rose diagrams of joints and quartz veins, measured in the outcrops and the stereographic plots of the fault systems. Stress field trajectories were determined by the computer code of ANGELIER (1984).

Az andezittelérek repedésrendszerére is a gránitban jellemző három fő repedésrendszer, az É–D, ÉK–Dny és ÉNy–DK volt jellemző (5. ábra).

Három feltárásban fordult elő megfelelő számú kvarcér a kvarcerek alapján meghatározott permeabilitás-vizsgálatok elvégzéséhez. A gécsi-hegyi útbevágásban kaptuk a legkisebb permeabilitást 0,07 m Darcy, míg a nadapi Nagy-kőfejtő két szelvényében 0,04 és 0,08 m Darcy kaptunk.

Fluidzárvány-vizsgálatok eredményei

A fluidzárványokat petrográfiai és mikrotermometriai adatok alapján 6 csoportra lehetett bontani, amelyek megegyeznek MOLNÁR (1996, 2004) által leírt csoportokkal. Széndioxidban gazdag zárványokhoz tartozó zárványsíkokat (MOLNÁR 1997) nem tudtuk megfelelő számban azonosítani, így ehhez a típushoz nem sikerült egyértelmű repedésirányokat kötni.

Az I. típusú zárványok (6. ábra) háromfázisúak, két nem elegendő folyadék- és egy gázfázis van jelen, minden esetben repedések mentén jelennek meg. A zárvány falát nem nedvesítő széndioxid folyadék aránya a nedvesítő sóoldathoz képest változó, 60–90% körül van. Fagyasztásuk során a belső folyadékfázis olvadása $-56,6 - -56,7$ °C-on történt, ami közel tiszta CO_2 fázis jelenlétét bizonyítja. Raman-spektroszkópiai vizsgálatok során a CO_2 mellett más könnyenilló fázisok mennyisége a mérési határ alatt maradt. A melegítés során a széndioxid-hidrát olvadása $7,5-9,4$ °C között történt. Ezen olvadáspontok alapján $1,4-4,8$ NaCl ekv. súly% sókoncentráció (COLLINS 1979) számítható a sóoldat összetételére. A széndioxid folyadék és gázfázis homogenizációja $24,4-30$ °C között változott a homogenizáció folyadékfázisban történt. A kőzetalkotó kvarcban vizsgált zárványok teljes homogenizációját nem sikerült elérni, 300 °C alatt homogenizációjuk előtt felnyitak. MOLNÁR (1997) szerint e zárványpopuláció petrográfiai és mikrotermometriai jellegei alapján kis és nagy koncentrációjú oldatok keveredésére vagy fázisszevárási következtetésbe. A zárványok 300 °C körüli teljes homogenizációja alapján a zárványok befogódási nyomását $1,0-2,4$ kbar-ra becsülte, befogódási hőmérsékletét 300 °C-ra, ennek alapján pedig a gránit oldatáramlásához kapcsolta őket.

A II. típusú zárványok (6. ábra) 70% folyadék és 30% gázfázist tartalmaznak, másodlagos

zárványsorokat alkotnak éles, ÉK–Dny csapású repedések mentén a nadapi és gécsi-hegyi feltárások kőzetalkotó kvarckristályaiban (7. ábra A). A fagyasztásos vizsgálatok során az eutektikus hőmérséklet $-21,1$ °C volt, ami alapján a zárványokat $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ rendszerrel modellezhetjük. A jégfázis olvadáspontja $-1,8 - -5,9$ °C között változott, ami $3,1-9,7$ NaCl ekv. súly%-nak felel meg. A gázfázis teljes homogenizációja $209-243$ °C között következett be BENKÓ (2006) alapján ez a generáció feltehetően a triász oldatmobilizáció eredménye.

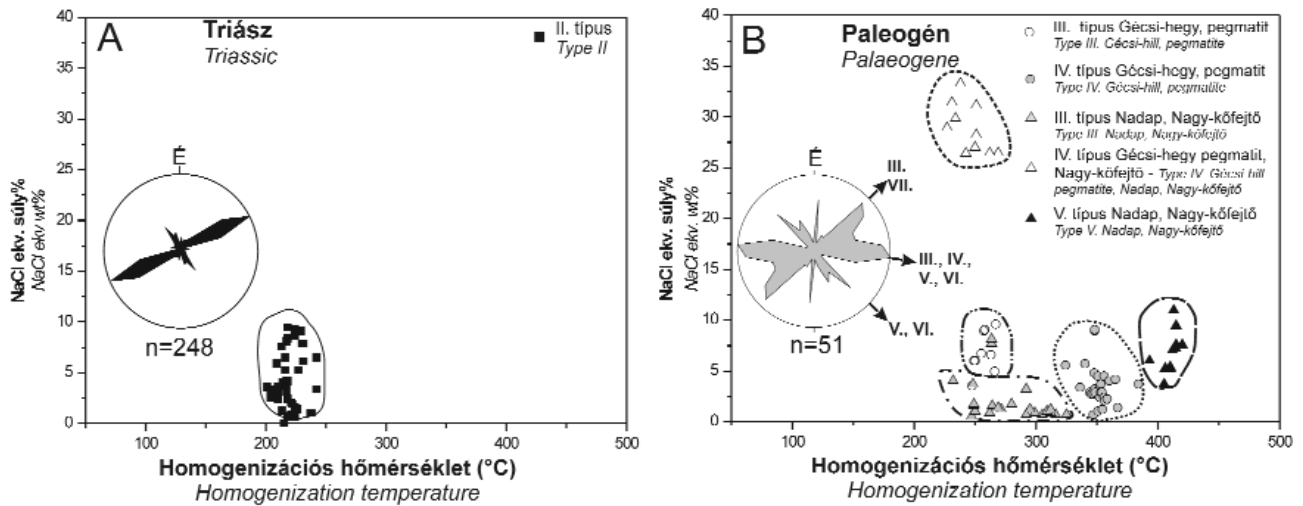
A III. típusú zárványok (6. ábra) másodlagos zárványsorokban a közel tiszta gázfázisú zárványok együtt jelennek meg 60% folyadék és 40% gázfázist tartalmazó zárványokkal. A Gécsi-hegyen és a nadapi Nagy-kőfejtőben vannak jelen K–Ny és ÉK–Dny csapású repedések mentén (7. ábra B). Az eutektikus hőmérsékletek $-21,2$ °C körül szóródnak, ami tiszta $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ rendszert bizonyít. A jégfázis olvadása $-2 - -7$ °C között volt, ami $4,4-10,5$ NaCl ekv. súly%-nak felel meg. A zárványok teljes homogenizációja mind gáz, mind folyadékfázisban $240-325$ °C között történt. A zárványpetrográfia alapján a zárványok felforrított fluidumból heterogén módon fogódtak be, a befogódási hőmérséklete megfelel a homogenizációs hőmérsékletek minimumának a befogódási nyomás, pedig kb. $30-40$ barnak számítható (BODNAR & VITYK 1994). E zárványok a paleogén fluidum mobilizációhoz kapcsolódnak, mivel hőmérséklet-nyomás-oldatösszetétel jellemzőik teljes mértékben megegyeznek a paleogén vulkáni területen meghatározott paraméterekkel (MOLNÁR 2004).

A IV. típusú zárványok (6. ábra) a gécsi-hegyi pegmatitban vannak jelen, zárványaik K–Ny csapású repe-

Zárvány típus Inclusion type	Fázisarány Phase ratio	Előfordulási terület Occurrence	Sókoncentráció Salinity	Homogenizációs hőmérséklet Homogenization temperature	Kor Age	Jellemző csapásirány Characteristic orientation
I.	$F(L)_{aq}+F(L)_{CO_2}=60-90\%$, $G(V)_{CO_2}=10-40\%$	Gécsi-hegy Nagy- kőfejtő	$1,4-4,8$ NaCl	$T_{H_{CO_2}(L-V)}=24,4-30$ °C $T_{H_{H_2O}}>300$ °C	C_2	
II.	$F(L)\sim 70\%$, $G(V)\sim 30\%$	Nadap, háromszögletes pont, Útbevágás	$3,1-9,7$ NaCl	$209-243$ °C	T (?)	ÉK–Dny NE–SW
III.	$F(L)\sim 60\%$, $G(V)\sim 40\%$	Nadap, Nagy-kőfejtő Gécsi-hegyi pegmatit	$4,4-10,5$ NaCl	$240-325$ °C	E_3-O_1	ÉNy–DK NW–SE K–Ny ÉK–Dny, E–W, NE–SW
IV.	$F(L)\sim 50\%$, $G(V)\sim 50\%$	Gécsi-hegyi pegmatit	$0,7-6,5$ NaCl	$320-370$ °C	E_3-O_1	K–Ny E–W
V.	$F(L)\sim 40\%$, $G(V)\sim 60\%$	Gécsi-hegy Nagy-kőfejtő, Pegmatit kvarcerei	$1,6-7,6$ NaCl	$393-444$ °C	E_3-O_1	ÉNy–DK, ÉK–Dny, K–Ny NW–SE, NE–SW, E–W
VI.	$F(L)\sim 60\%$, $G(V)\sim 30\%$, $Sz(S)\sim 10\%$	Gécsi-hegy Nagy-kőfejtő, az andezittelér kvarc-fluorit paragenézise	$20-31,9$ NaCl	$230-270$ °C	E_3-O_1	ÉNy–DK, K–Ny NW–SE, E–W
VII.	A III.–IV.–VI. típusú zárványokkal együtt jelenik meg, de megjelent önállóan is				E_3-O_1	ÉK–Dny NE–SW

6. ábra. A fluidzárvány petrográfiai és mikrotermometria alapján a fluidzárványsíkokban és hidrotermális érkitöltésekben meghatározott fluidzárvány-együttesek jellemzői

Figure 6. Properties of fluid inclusion assemblages in the fluid inclusion planes and mineralised veins, based on fluid inclusion petrographic and microthermometric studies



7. ábra. A triász és paleogén fluidzárvány-együttesek és a hozzájuk tartozó fluidzárványsík-irányok univerzális forgatóasztallal mérve

Figure 7. The Triassic and the Palaeogene fluid inclusion associations and related fluid inclusion planes measured by universal stage

déseket töltene ki (7. ábra B). Petrográfiájuk és mikrotermometriai tulajdonságaik hasonlóak a III. típusú zárványokéhoz, a folyadékfázisban gazdag zárványokban azonban a folyadék maximális aránya 50% körüli. Az eutektikus hőmérsékletek alapján ez a fluidumgeneráció is tiszta H₂O-NaCl rendszerrel jellemezhető, a jégfázis $-0,4 - -4^{\circ}\text{C}$ közötti olvadása alapján a zárványok 0,7–6,5 NaCl ekv. súly% sót tartalmaznak. A zárványok teljes homogenizációja 320–370 °C között történt, és a zárványok befogódásának nyomása 100–150 bar nyomásnak felel meg (BODNAR & VITYK 1994), így szintén a paleogén korú, alacsony nyomású oldatcirkuláció részét alkotják.

A V. típusú zárványegyüttes (6. ábra) zárványaiban a folyadék maximális aránya már csak 30–40%. A nadapi Nagy-kőfejtőben másodlagos zárványsíkok mentén és a gécsi-hegyi pegmatit ÉK–DNy csapású kvarcerein elsődleges zárványként van jelen (7. ábra B). A 393–444 °C közötti totális homogenizációs hőmérséklet kb. 250 bar nyomást jelent (BODNAR & VITYK 1994), ami alapján szintén a paleogén oldatmobilizációhoz kapcsolódik.

A VI. típusú zárványasszociáció (6. ábra) zárványai szintén heterogén fázisállapotú anyaoldatot bizonyítanak, azonban az előzőekhez képest a folyadékban gazdag fázisban szilárd halitkocka is megjelenik. A nadapi Nagy-kőfejtőben másodlagos zárványsíkok mentén jelennek meg (7. ábra B). A halit oldódása mindig megelőzi a gázfázis homogenizációját. A halit 84–202 °C közötti homogenizációja alapján 20–31,9 NaCl ekv. súly% sótartalmat számíthatunk, a zárványok teljes homogenizációja (230–270 °C) kb. 40 bar befogódási nyomást (BODNAR & VITYK 1994) valószínűsít. Az alacsony nyomás alapján MOLNÁR (1996) ezt a zárványegyüttest is a paleogén oldatáramláshoz kapcsolta.

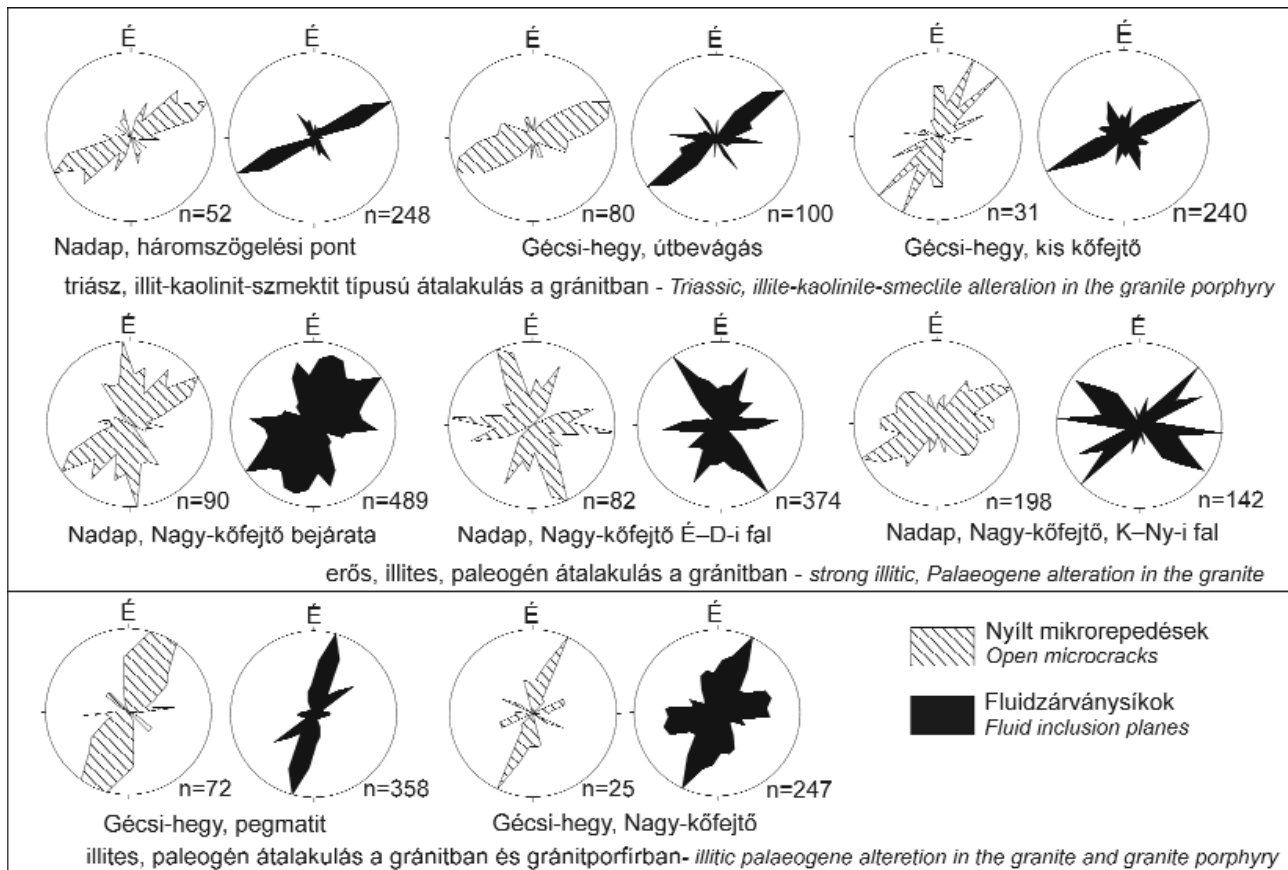
A VII. csoport (6., 7. ábra B) csak petrográfiailag alkot önálló csoportot, mikrotermometriai tulajdonságait nem sikerült meghatározni a nagyon magas gáz/folyadékarány (95–100%) következtében. Tartozhatnak mind a III, IV, V,

VI. generációkhoz is, de elképzelhető hogy mind sőtartalmuk, mind homogenizációs hőmérsékleteik alapján külön csoportot alkotnak. Elkülönítésük jogosságát a zárványsíkjaik nagyon magas száma és a felsorolt irányoktól való eltérése (ÉK–DNy) támasztja alá. A paleogén oldatrendszerhez tartozónak gondoljuk.

Mikrorepedés-vizsgálatok

A fluidzárványsíkok és a nyílt mikrorepedések (8. ábra) mindegyik mintában nagyon hasonló orientációeloszlást mutatnak. Mindegyik mintában megjelenő ÉK–DNy-i irányítottág domináns, az illit-kaolinit-szemektit átalakulási zónákban és a nem átalakult gránitban kizárólagos irányokként jelennek meg. A nem átalakult minták és az illit-kaolinit-szemektit átalakulási zónákban kizárólag a II. típusú zárványegyüttes jelenik meg. A zárványsíksűrűségben határozott különbség tapasztalható a gyengén és az erősen átalakult minták között (9. ábra). Ennek legkiválóbb példája a nadapi háromszögelési pont két mintája, ahol a gyengébben átalakult porfirban a zárványsíksűrűség (9,4) jóval alacsonyabb az intenzíven átalakult zónánál (15,2). A Gécsi-hegyen az útbevágásban mértük a legalacsonyabb zárványsíksűrűséget (5 mm/mm²). Ebben a kőfejtőben csak gyengén illitesedett a gránit, ami a paleogén oldatmobilizációra jellemző, de paleogén zárványsíkok nem jelennek meg. Ez az érték tekinthető a gránitra jellemző „alap” zárványsík sűrűségnek, ami feltehetően a triász során jött létre.

Az illites, paleogén átalakulási zónákban az ÉK–DNy-i irány mellett a nadapi Nagy-kőfejtőben hasonlóan domináns irányvá válik az ÉNy–DK-i, de alárendelten a K–Ny-i irány is megjelenik. A gécsi-hegyi kisebb feltárásokban az ÉK–DNy-i irány kettéválik egy ÉK–DNy-i valamint ÉÉK–DDNy-i irányra. Mivel a mintavételezés és a mérés során kb. 10°-os hiba felléphet ezért valószínűbb, hogy ezek igazából szintén K–Ny és ÉK–DNy-i irányokat reprezentálnak.



8. ábra. A nyílt mikrorepedések és a fluidzárványsíkok rózsadiagramjai különböző módon és mértékben átalakult gránitban
 Figure 8. Rose diagrams of open microcracks and fluid inclusion planes (measured by AnIma) in differentially altered granites

A nadapi Nagy-kőfejtő mintáiban és a gécsi-hegyi kis kőfejtőkben, azaz a paleogén átalakulási zónákban nem sikerült II. típusú zárványokat találni. Valamikor jelenlétük azonban bizonyos, mivel a hegység teljes területén, minden gránitmintában jelen vannak (BENKÓ 2006). A paleogén fluidumok (III., IV., V., VI. típusok) részben a valamikori triász fluidumok repedéseinek felnyitott csatornáiban, részben egy erre merőleges ÉNy–DK irányban (8. ábra), valamint feltételezhetően az aktuális feszültségtérnek megfelelő K–Ny-i irányban migráltak.

A heterogén fázisállapotú, felforrat paleogén fluidumok által érintett zónákban a fluidzárványsík-sűrűség jelentősen meghaladja a triász oldatok által érintett zónákat (9. ábra). Legmagasabb értéket egy andezitben található (9. ábra) gránitzárványban tapasztaltunk, ezt a mintát érthette a legintenzívebb hő és feszültség, így a zárványsíkok magas száma, azaz az erőteljes alakváltozás nem meglepő. A nadapi Nagy-kőfejtő paleogén kovás-kvarceres-illites, jobbos oldalelmozdulások által is érintett zónáiban találhatóak a második legnagyobb értékek (~19 mm/mm²), majd a zóna tengelyétől távolodva egyre kisebb értékeket kapunk, de 12 mm/mm² alá egyik paleogén mintában sem süllyed a fluidzárványsíkok sűrűsége (9. ábra).

A kvarcerek fraktálanálízis-vizsgálatának eredményei

A kvarcerek szelvény menti távolsága és vastagsága alapján szerkesztett lépcsős diagramban (10. ábra A) éles ugrások láthatóak, amelyek alapján a kőzetet inhomogén feszültség és alakváltozás érte. Megfigyelhető az is, hogy a paleogén átalakulási zónákban a kvarcerek kis szakaszon belül csoportosulnak és kumulatív vastagságuk jelentősen meghaladja az enyhén átalakult gránit össz-kvarcér vastagságáét. Az útbevágás mintájában a kvarcerek eloszlása jelentősen egyenletesebb, mint a nagy kőfejtőben.

A kvarcér érvastagság – kumulatív gyakoriság diagram alapján (10. ábra B) látszik, hogy az útbevágás kvarcerei jóval vékonyabbak a nadapi Nagy-kőfejtő kvarcereinél, míg a Nagy-kőfejtő két szelvényének mintái közel azonos vastagságúak, ami nem meglepő, mivel ugyanannak az átalakulási zónának két különböző szelvényéről van szó. A pontsoroknak mindhárom esetben volt egy-egy olyan szakasza, amelyekre egyenes volt illeszthető, így mindegyik kvarcérhálózat egy meghatározott kvarcérvastagság-tartományban fraktál-jellemzőkkel bír. A vékonyabb és vastagabb erekre feltehetően a nem megfelelő sűrűségű mintavételezés miatt nem sikerült a fraktáltulajdonságot bizonyítani (a túl

	Nadap, Nagy-kőfejtő (gránitzárvány andezitben)	Nadap, Nagy-kőfejtő DNy-i fal	Nadap, Nagy-kőfejtő Déli fal	Nadap, Nagy-kőfejtő Ny-i fal	Nadap, Nagy-kőfejtő bejárat	Nadap, Nagy-kőfejtő Ny-i fal	Nadap, Nagy-kőfejtő ÉK-i fal	Nadap, Nagy-kőfejtő K-i udvar
Darabszám (Number)	510	275	485	375	644	716	579	231
Összhossz (mm) (Summa length)	47,38	31,67	93,01	59,79	213954,49	224,60	183,62	60,82
Átlaghossz (mm) (Average length)	0,093	0,115	0,192	0,159	0,322	0,314	0,318	0,26
Minimum (mm) (Minimum)	0,002	0,002	0,013	0,001	31878,000	0,029	0,004	0,045
Maximum (mm) (Maximum)	0,42	0,40	0,78	0,73	2242,39	1,45	2,02	1,90
Hosszsűrűség (mm/mm ²) (Length density)	29,61	19,79	19,38	16,61	16,98	16,89	15,43	12,67
Db/Terület No/Surface	318,75	171,88	101,04	104,17	51,11	53,83	48,66	48,13
Surface (mm ²)	1,6	1,6	4,8	3,6	12,6	13,3	11,9	4,8

	Nadap, Nagy-kőfejtő D-i fal teteje	Gécsi-hegy, kőfejtő, breccsa mellett	Gécsi-hegy, kőfejtő, gránit	Gécsi-hegy kis kőfejtő	Gécsi-hegyi pegmatit gödör	Nadap, háromszöge lési pont	Nadap, háromszög elési pont	Gécsi-hegy Útbevágás
Darabszám (Number)	362	440	447	463	358	641	193	223
Összhossz (mm) (Summa length)	118,55	167,20	164,99	143,14	29,52	109,65	33,95	49,96
Átlaghossz (mm) (Average length)	0,33	0,38	0,37	0,31	0,08	0,17	0,18	0,22
Minimum (mm) (Minimum)	0,046	0,026	0,082	0,006	0,002	0,005	0,015	0,039
Maximum (mm) (Maximum)	1,78	1,99	2,31	1,49	0,35	0,81	0,71	0,83
Hosszsűrűség (mm/mm ²) (Length density)	11,86	13,48	11,46	11,93	14,76	15,23	9,43	5,00
Db/Terület No/Surface	36,20	35,48	31,04	38,58	179,0	89,03	53,61	22,30
Surface (mm ²)	10	12,4	14,4	12	2,0	7,2	3,6	10

9. ábra. Az AnIma programmal végzett fluidzárványsík-vizsgálatok eredményeinek táblázatos összefoglalása
 Figure 9. Results of fluid inclusion plane analysis (measured by AnIma)

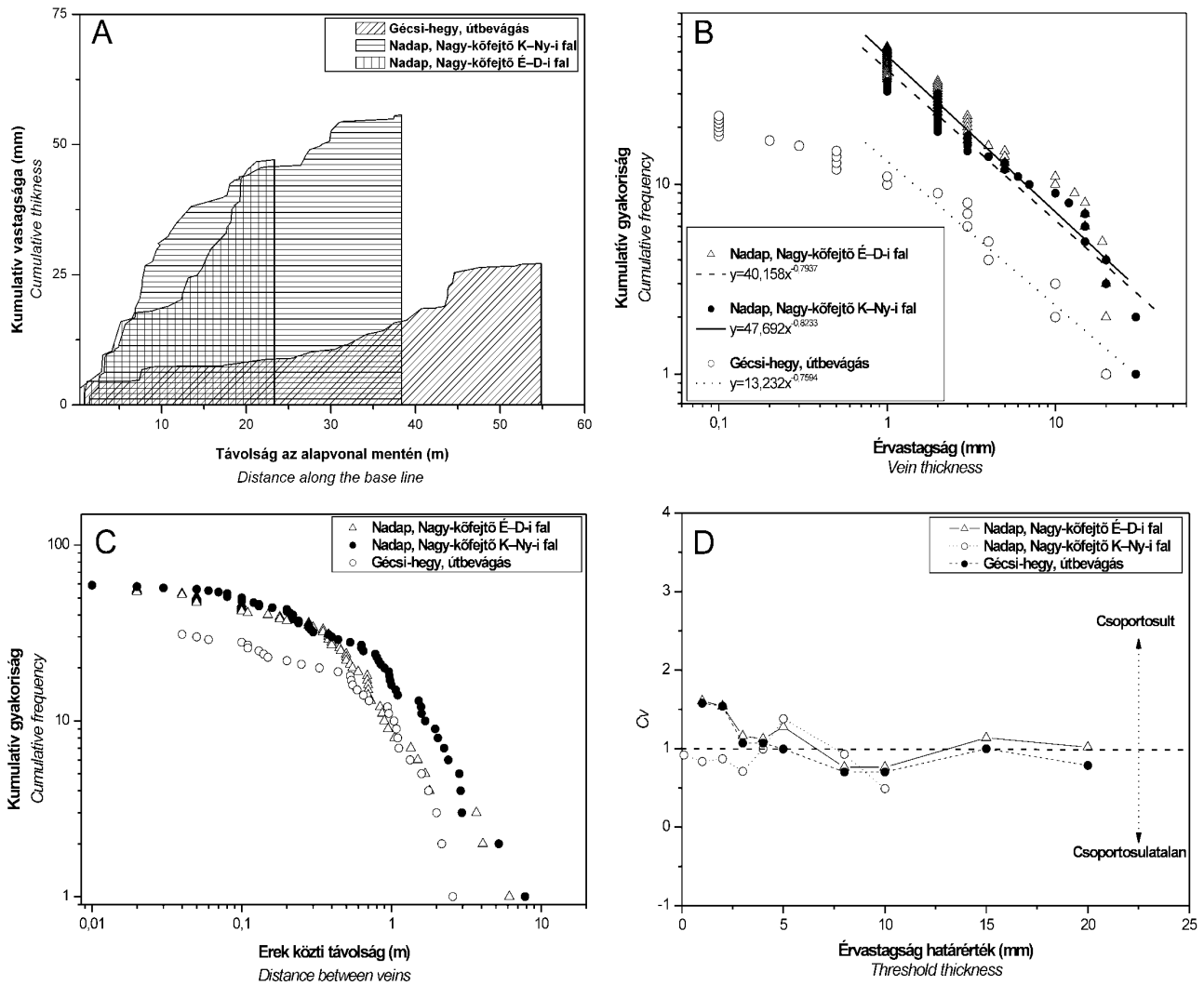
vékony erek nem mérhetőek, jellemzően ebben a méret-tartományban van jelentős eltérés a fraktálmódellettől (GILLESPIE et al. 2001)). A fraktáldimenzió értékek (D_m) egymáshoz nagyon közeliak mindhárom feltárásban és fejlett, csoportosult érrendszereket bizonyítanak (ROBERTS et al. 1998) és mindhárom esetben a nem rétegzett kőzetekre jellemző 0,7–1,1 tartományban vannak (GILLESPIE et al. 1999). Az egymáshoz való viszonyuk már ellentmondásosabb az eddigi eredményekkel, hiszen a gécsi-hegyi útbevágás esetében kellene a legmagasabb értékeket kapnunk, viszont ott kapjuk a legkisebb értéket.

Az értávolság – kumulatív gyakoriság pontsorokra (10. ábra C) nem sikerült megfelelő korrelációval egyenest illeszteni, ami azt jelenti, hogy az értávolságok véletlenszerű eloszlást mutatnak. A pontsorok leginkább exponenciális eloszlást követnek. Ez elvileg ellentmondásban van a fraktálviseelkedéssel, azonban más területek érrendszereire is hasonló görbék adódtak (GILLESPIE et al. 1999, SZABÓ et al. 2008), amit szintén az alul-mintavételezésre lehet visszavezetni.

A variációs tényező (C_v) (10. ábra D), a telérek csoportosultságának mérőszáma az útbevágásban a legtöbb érvastagságra és átlagában is 1 alatti értéket adott, ami egyértelmű bizonyítéka, hogy nem egy határozott szerkezeti zónát töltöttek ki a kvarcerek, hanem egy közel egyenletesen repedezett gránit hasadékaiban áramlottak a kvarcképződést létrehozó oldatok. A nadapi Nagy-kőfejtőben a C_v értékek meghaladják az 1-es határértéket, ami a telérek csoportosultságát jelenti, tehát szűk zónára koncentrált alakváltozást bizonyítanak.

Diszkusszió

A Velencei-hegység keleti felében a variszkuszi szerkezetfejlődés egyetlen képviselői az aplit és gránitporfir telérek, amelyek ÉK–DNy csapásukkal ÉNy–DK irányú extenziós feszültségteret valószínűsítene a gránit kristályosodásnak késői fázisában. A széndioxid-dús fluidzárványok orientációját nem sikerült statisztikusan értelmezni.



10. ábra. A fraktálanalízis-vizsgálatok eredményei
Figure 10. Results of fractal analysis measurements

hető számban meghatározni, így a variszkuszi oldatmobilizációt meghatározó feszültségtér bizonytalan, valószínű azonban, hogy nem tért el jelentősen az aplitteléreket eredményező feszültségtértől. A gránit iniciális repedésrendszere már ekkor létrejöhett ÉK–DNy és ÉNy–DK csapással, ami aztán hosszú időre meghatározta a fiatalabb oldatmobilizációs események fejlődésének irányát. Erről tanúskodnak a II. típusú zárványok, amelyek a triászban ÉK–DNy irányban migráltak a kőzetben fluidzárványsíkokat és agyagásványos átalakulási zónákat hozva létre. A triász feszültségtérnek nagyon hasonlóknak kellett lennie a variszkuszihoz, de az is elképzelhető, hogy teljesen eltérő feszültségtér ellenére a fluidumok az idősebb repedéseket nyitották fel és töltötték ki.

Hogy nem csak a régi repedésrendszerek újulnak fel feltétlenül, arra a kréta lamprofirtelér É–D-i iránya és a paleogén oldatáramlási események jelentik a bizonyítékot. A paleogén oldatmobilizáció irányát számos szerkezetföldtani körülmény határozta meg. Az ÉK–DNy csapású, jobbos Balaton-vonal (mai helyzetében) feltehetően már ebben az

időben aktív volt, mivel az Alcapa-egység K-i irányú kiszűrésének kezdete a késő-paleogénre tehető (KÁZMÉR & KOVÁCS 1985, FODOR et al. 1992, CSONTOS 2004). Ezzel a törésrendszerrel párhuzamosan számos jobbos elmozdulást sikerült térképezni, amelyek közül legjelentősebb a nadapi Nagy-kőfejtő jobbos töréses zónája, amelyet széles kovásillites kvarcerekkel jellemzett átalakulás kísér. Ez a jobbos törésrendszer vezethette azokat a fluidumokat, amelyek az intenzív hidrotermás átalakuláshoz és nagy repedéssűrűséghez vezettek ebben a zónában. A jobbos elmozdulás ugyanakkor azonos irányban és normálvetősen is felújíthatott, amire az elnyírt kvarcerek és vetőkarcok szolgáltatnak bizonyítékot. Ez a törésrendszer egybeesik a gránit idősebb repedésrendszerével azonban a régi törések reaktivációja mellett számos új repedés is felnyílhatott. Erre bizonyíték, hogy a triászban legintenzívebben átalakult gránitban is sokkal alacsonyabb a fluidzárványsík-sűrűség, mint az illitesedett paleogén átalakulási zónákban.

Az É–D-i extenzióra a paleogén során a fluidzárványsíkok orientációja mellett bizonyíték a meleg-hegyi breccsa

K–Ny-i csapása (GYALOG & HORVÁTH 1999) és a keletvelencei sztratovulkáni sorozat hidrotermás centrumainak K–Ny-i elhelyezkedése (GYALOG & HORVÁTH 1999, BAJNÓCZI 2003).

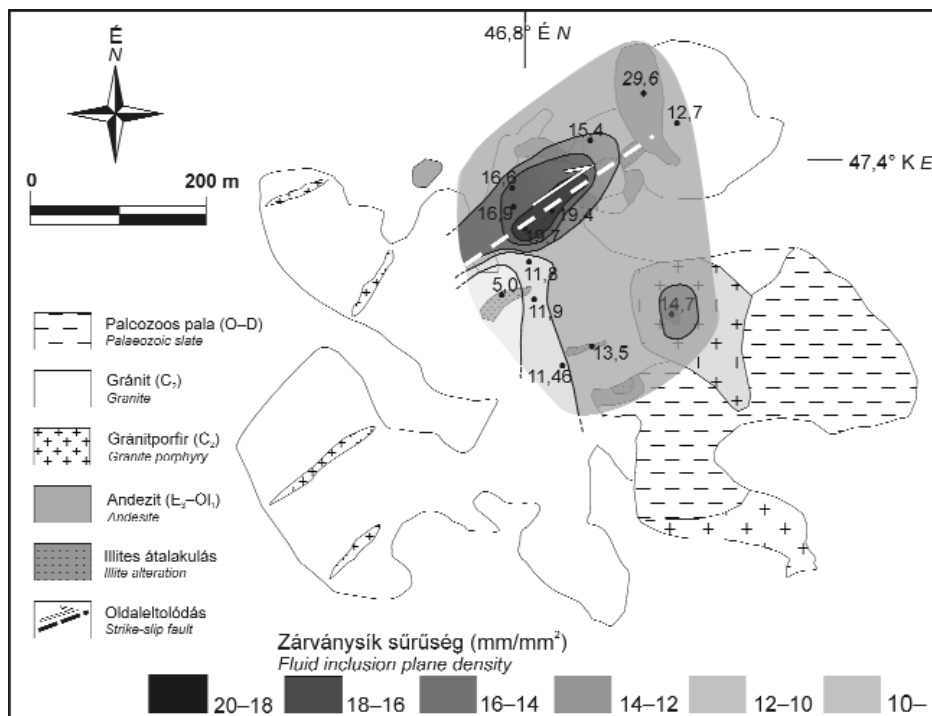
A harmadik jelentős irány az ÉNy–DK csapású, hidrotermás tevékenységekkel szintektonikus (BENKÓ et al. 2004) Nadap–Lovasberény-törésvonal. Mivel a nadapi Nagy-kőfejtőben mind a sekély mélységű, magas szulfidizációs fokú epitermális típusú, mind a szubvulkáni szinthez kötött (rézporfir típusú) fluidumok is jelen vannak, a gránitban a sztratovulkáni szerkezet és a gránittest között egy normálvetőnek kellett működnie a hidrotermás eseményekkel egyidejűleg. A normálvető el(le)vetett szárnya a sztratovulkáni sorozat, ami ma a felszínen tanulmányozható, míg a gránittest a relatíve kiemelt oldal. A normálvető ÉK–DNy-i extenziót feltételez, amihez szükségszerűen ÉNy–DK-i csapású vertikális zárványsíkok kapcsolódnak, és valóban, ezen zárványsíkok mentén megjelennek mindkét hidrotermás rendszerre jellemző oldatok. A fluidumok ÉNy–DK-i áramlását a fennálló aktív feszültségtér mellett a gránit idősebb iniciális de felnyílt repedésrendszere, valamint az idősebb zárványsíkok által meggyengült zónák is elősegíthették.

Természetesen a három törérendszer és a hozzájuk csatlakozott oldatáramlás sem lehetett egyszerre aktív. A paleogén magmás és hidrotermás tevékenység időben elhúzódott (BENKÓ et al. 2003, 2006) 45–28 M év között. Hidrotermás és magmás események sorozata következett be, amelyekhez más és más oldatmobilizáció kapcsolódott az alpi kollíziós zóna tektonikailag rendkívül aktív és komplex területén.

A nyílt makro- és mikroszkópikus repedések a legtöbb esetben nagyon hasonló lefutásúak és a fluidzárványsíkokkal is szinte teljesen azonos irányokat mutatnak feltárásról feltárársra. Az azonos irányok bizonyítják, hogy ugyanazoknak a szerkezeti eseményeknek az eredményei és nem eltérő genetikájúak. Mivel jelenleg nyitva vannak, ezért kinyílásuk fiatalabb a paleogénnél, hiszen ha akkor nyitva lettek volna, a fluidumok biztosan áramlottak volna bennük, valamilyen ásványosodást eredményezve. Az idősebb paleogén, triász és variszkuszi behegedt repedésrendszerek, mint gyengeségi zónák előre definiálták a fiatalabb repedések lefutásának irányát. A recens és szubrecens meteorikus folyadékáramlás pedig jelenleg abban a fiatalabb tektonikai események vagy a kiemelkedés által felnyitott repedésrendszerben történik, amelyeket az idős hidrotermás események előre a kőzetbe „kódoltak”.

A fluidzárványsíkok térképezése segítségével sikerült a Gécsi-hegy izo-repedéssűrűség térképét megszerkeszteni (11. ábra). A legnagyobb alakváltozás és ennek köszönhető oldatáramlás a térkép alapján a nadapi Nagy-kőfejtő D-i falában történt. A fluidumáramlás szerkezeti kontrollját vagy a normálvető vagy a jobbos oldaleltolódásos rendszer biztosíthatta. A paleogén oldatáramlás másik jellegzetessége, hogy a fluidumok a Nagy kőfejtő andezittelérétől nem hatoltak messzebb a gránitba, mint 100–150 m, azaz az andezites magmás tevékenység csak nagyon szűk, az intrúzióhoz közeli, határozott szerkezeti zónákban eredményezte a gránit idősebb repedésrendszerének felújulását.

A szelvényezett kvarcérhálózatokat két csoportra lehet bontani. A nadapi Nagy-kőfejtő két szelvénye minden paraméterében (D_m , k , zárványsíksűrűség, C_v) nagyon hasonló jellegzetességekkel bír, míg a Gécsi-hegy tetején található érhaló jelentősen eltér az előbbi kettőtől (12. ábra). A gécsi-hegyi érhaló gyengén fejlett, kevés és kis vastagságú kvarcérből áll, amelyek nem csoportosultak, és a gránit permeabilitása is ebben a zónában volt a legkisebb. A fluidumok a már meglévő repedésekben áramlottak, jól fejlett, fő (gerinc) áramlási csatorna nem jött létre. Mindezek alapján azt feltételezhetjük, hogy az érrendszereknek abba a második csoportjába tartozik, amelyekben az oldatáramlás nagy térfogatot érint és kisebb koncentrációjú, de nagyobb tömegű ásványosodást eredményezhet. Ebben az esetben azonban ez nem igaz, mivel a kvarcerek



11. ábra. A Gécsi-hegy izo-fluidzárványsíkok sűrűségének térképe

Figure 11. Iso-fluid inclusion plane density map of the Gécsi-hill, Velence Mts

összvastagsága is nagyon kicsi marad, így a paleogén oldatmobilizáció egy perifériális megjelenési formájának tartjuk. Az oldatáramlás gyenge penetratív képességére utal, hogy ebben a feltárásban csak paleogén kvarcerek jelennek meg, a hozzájuk kapcsolódó paleogén fluidzárványsíkok csak elvétve, nem mérhető mennyiségben vannak jelen.

A nadapi Nagy-kőfejtő kvarcerei erősen csoportosultak, határozott feszültségtérhez és törérendszerhez kapcsolódnak. Létrejötték azok a vezető gerincsatornák, amelyek a fluidumok nagy részét vezették és egy-egy szűk zónára összpontosították. A fluidumáramlás koncentrációjának további bizonyítéka a zárványsíksűrűség nagyon magas értéke és a kőzet erős, illites átalakulása, így a kvarcerek alapján számolt permabilitás valójában csak egy látszólagos érték. A nagy kőfejtő ércsoportjai a telérrendszereknek abba az első csoportjába tartozhatnak, amelyekben az ásványosodás (ércesedés) egy szűk zónában, de jelentős koncentrációban jön létre.

Következtetések

A Velencei-hegység keleti felében végzett szerkezetföldtani, mikrotektonikai és fluidzárvány mikrotermometriai-, valamint fluidzárványsík-statisztikai vizsgálatok alapján a következő fontos gyakorlati megállapításokat tehetjük:

— Hidrotermás telérrendszerek szerkezeti valamint statisztikai vizsgálatok valamint az egyéb tektonikai jelenségek elkülönítésekor elengedhetetlen a vizsgált kőfejtőkben a vonal mentén történő adatgyűjtés, ugyanis csak ez a módszer biztosítja statisztikailag is értékelhető adatbázis létrejöttét a hidrotermás rendszer szerkezeti viszonyainak megállapításához.

— Megállapítást nyert, hogy a velencei-hegységi gránit behelyezkedésekor fennálló feszültségtér nem változott jelentősen a gránitához kötődő hidrotermás oldatáramlás fennállása során sem. A paleogén oldatáramlás három részben felújult (ÉNy–DK, K–Ny és ÉK–DNy csapású) törérendszer mentén zajlott. A paleogén repedésrendszer létrejöttében szerepet játszottak a Balaton-vonallal párhuzamos jobbos oldalelmozdulások, a Nadap-vonal aktivitása a hidrotermás oldatáramlás során és egy É–D-i extenziós feszültségtér is.

— A telérrendszerek és a nyílt mikrorepedések, valamint a hidrotermás erezések és a fluidzárványsíkok geometriai analízise és összehasonlítása bebizonyította, hogy azok kialakulása egymással szoros összefüggésben van. A nyílt mikrorepedések egyértelműen leképezik a nyílt

	Gécsi-hegy, Útbevágás	Nadap Nagy kőfejtő K-Ny-i fal	Nadap, Nagy- kőfejtő, É-D-i fal
Permeabilitás a kvarcerek alapján (k) <i>Permeability calculated from quartz veins</i>	0,007	0,04	0,08
Zárványsík hosszúsűrűség <i>Fluid inclusion plane length density</i>	5,00	19,38	19,79
Fraktál dimenzió (érasztagságokra) <i>Fractal dimension for vein thicknesses</i>	0,7594	0,8233	0,7937
Variációs koefficiens (Cv) <i>Coefficient of variation</i>	0,89	1,04	1,15

12. ábra. A szelvényekben, valamint a vékonycsiszolatokban a mikroszkópikus, makroszkópikus repedésrendszerekre és a kvarcerekre meghatározott paraméterek összesítése

Figure 12. Summary of the parameters calculated in the outcrops and thin sections from micro and macro fissures, fluid inclusion planes and quartz veins

makrorepedés rendszert, míg a fluidzárványsíkok csapása megegyezik az azonos eredetű telérekkel, így a hidrotermás oldatáramlás szerkezeti feltételei akár vékonycsiszolatból is könnyen rekonstruálhatóak. A vizsgált mintaterületen tehát bizonyítani sikerült a repedések kialakulásának méretinvarianciáját.

— A zárványsíksűrűség-adatok szisztematikus térképezése segítségével kijelölhetőek a gránitban az oldatáramlás által leginkább érintett zónák. A mintaterületen így meghatározott zóna egybeesett a terepen is felismert jobbos oldalelmozdulással és a gránit legintenzívebben átalakult részével. Ennek gyakorlati jelentősége nyersanyag-, víz-, vagy nukleáris hulladéklerakó telep kutatása során mutatkozik meg, amikor a kőzet valamikori legpermeábilisabb vagy legkevésbé permeábilisabb zónáinak meghatározása a cél és csak kisebb kőzetminták vagy csak fűrómagok állnak rendelkezésre.

— A Velencei-hegységben bebizonyosodott hogy a paleogén oldatáramlás csak a gránitba nyomult andezittelérek közvetlen környezetére és szerkezeti zónákhoz kapcsolható, csak lokális jelentősége van, regionális ércgenetikai szerepe kizárható.

— A hegység keleti felében vizsgált paleogén kvarcerezések geometriai jellemzőiket tekintve (vastagság, távolság) fraktáljellemzőkkel bírnak, azaz önhasonló rendszerek. A fraktálanálízis során nyert paraméterek jól korrelálnak az egyéb módszerekkel mért értékekkel (permeabilitás telérvastagság alapján, zárványsíksűrűség adatok). A mért értékek összehasonlítása és a korreláció felismerése által megállapíthatóvá vált, hogy mely érrendszerek a legfejlettebbek a gránitban. Az így felállított sorrend kiválóan egyezett a makroszkópos mérések és az átalakulás jellegéből (ásványtani) következő sorrenddel.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnénk köszönetünket kifejezni mindazoknak, akik a nehéz és aprólékos terepi munka során szakértelmükkel vagy kitartásukkal nagyon sokat segítettek; GÁSPÁR Emesének és BENKÓ Katalinnak, BORSODY

Jánosnak, PROHÁSZKA Andrásnak és SZENTPÉTERI Krisztiánnak. A laboratóriumi munkáért az Ásványtani Tanszék összes dolgozójának nagyon sok köszönettel tartozunk. Köszönet mondunk továbbá dr. BUDA György professzor úrnak és dr. SCHUBERT Félixnek mindenre kiterjedő alapos

bírálataikért. A kutatómunkát az OTKA T035095 (téma-vezető: dr. MOLNÁR Ferenc) és a Magyar–Francia Tudományos és Technológiai együttműködés Balaton projektje (Témavezetők: dr. MOLNÁR Ferenc, és dr. Marc LESPINASSE) támogatta.

Irodalom — References

- ANGELIER, J. 1984: Tectonic analysis of fault slip data sets. — *Journal of Geophysical Research* **8** (B7), 5835–5848.
- BAJNÓCZI B. 2003: A Velencei-hegység paleogén hidrotermális folyamatai. — *PhD értekezés*, ELTE TTK, Ásványtani Tanszék, Budapest, 1–116.
- BAJNÓCZI B., MOLNÁR, F., MAEDA, K., NAGY, G. & VENNEMANN T. 2002: Mineralogy and genesis of primary alunites from epithermal systems of Hungary — *Acta Geologica Hungarica* **45/1**, 101–118.
- BENEDEK, K. 2002: Palaeogene igneous activity along the easternmost segment of the Periadriatic–Balaton Lineament. — *Acta Geologica Hungarica* **45/4**, 359–371.
- BENEDEK, K., PÉCSKAY, Z., SZABÓ, Cs., JÓSVAI, J. & NÉMETH, T. 2004: Palaeogene Igneous Rocks in the Zala Basin (Western Hungary): Link to the Palaeogene Magmatic Activity Along the Periadriatic Lineament. — *Geologica Carpathica* **55/1**, 1–8.
- BENKÓ Zs. 2006: Többfázisú magmás-hidrotermális tevékenység rekonstrukciója a Velencei-hegységben. — *Abstract, Ifjú Szakemberek Ankétja, Balatonfüzű*.
- BENKÓ, Zs. & MOLNÁR, F. 2004: Application of studies on fluid inclusion planes for evaluation of structural controls on Variscan and Alpine fluid mobilization processes in the monzogranite intrusion of the Velence Mts. (W Hungary). — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **45/1**, 123–131.
- BODNAR, R. J. & VITYK, M. O. 1994: Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions. — In: DE VIVO, B. & FREZOTTI M. L. (eds): Fluid inclusions in minerals: Method and applications. *Short course of the working group (IMA) "Inclusions in Minerals"*, 117–130.
- BUDA Gy. 1985: Variszkszi korú kollíziós granitoidok képződése Magyarország, Ny-Kárpátok és a Központi Cseh (Bohémiai)-masszívum granitoidjainak példáján. — *Kandidátusi értekezés*, ELTE Ásványtani Tanszék, Budapest, 1–148.
- BUDA, Gy. 1993: Enclaves and fayalite-bearing pegmatitic “nests” in the upper part of the granite intrusion of the Velence Mts., Hungary. — *Geologica Carpathica* **44/3**, 143–153.
- CATHELINÉAU, M., LESPINASSE, M. & BOIRON, M. C. 1994: Fluid Inclusion Planes: A geochemical and structural tool for the reconstruction of paleofluid migration. — In: DE VIVO, B. & FREZOTTI, M. L. (eds): Fluid inclusion in minerals: Methods and applications. *Short course of the working group (IMA) "Inclusions in Minerals"*, 271–283.
- COLLINS, P. L. F. 1979: Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. — *Economic Geology* **74**, 1435–1444.
- COX, S. F., KNACKSTEDT, M. A. & BRAUN, J. 2001: Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. — *Reviews in Economic Geology* **14**, 1–22.
- CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. 2004: Mesozoic plate tectonic evolution of the Carpathian region. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **210**, 1–56.
- DARIDA-TICHY, M. 1987: Paleogene andesite volcanism and associated rock alteration (Velence Mountains, Hungary) — *Geologický Zborník — Geologica Carpathica* **38/1**, 19–34.
- FODOR, L., MAGYARI, Á., KÁZMÉR, M. & FOGARASI, A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary): record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit. — *Geologische Rundschau* **81/3**, 695–716.
- FÜLÖP J. 1990: *Magyarország geológiája Paleozoikum I.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 325 p.
- GILLESPIE, P., JOHNSTON, J. D., LORIGA, M. A., McCAFFREY, K. J. W. & WATTHEYSON, J. 1999: Influences of layering on vein systematics inline samples. — In: McCAFFREY, K. J. W., LONERGAN, L. & WILKINSON, J.: Fractures, fluid flow and mineralization. *Geological Society Special Publication, London* **155**, 35–56.
- GILLESPIE P. A., WALSH J. J., WATTHEYSON J., BONSON C. G. & MANZOCCHI T. 2001: Scaling relationships of joint and vein arrays from the Burren, Co. Clare, Ireland. — *Journal of Structural Geology* **23**, 183–201.
- GUEGEN, Y. & PALCIUSKAS, V. 1992: Intrusion á la Physique des Roches. — *Hermann Paris Mountains-Geophys. Trans.* **32/2**, 83–145.
- GYALOG L. & HORVÁTH I. 1999: *A Velencei-hegység földtani térképe M: 1:25 000.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HORVÁTH I., DARIDÁNE T. M., DUDKO A., GYALOG L. & ÓDOR L. 2004: *A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana.* — Magyar Állami Földtani Intézet, 316 p.
- JANTSKY B. 1957: A Velencei-hegység földtana. — *Geologica Hungarica series Geologica* **10**, 1–170.
- KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. 1985: Permian-Palaeogene paleogeography along the Insubric-Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. — *Acta Geologica Hungarica* **28/1–2**, 71–84.
- LESPINASSE, M. & PECHER, A. 1986: Microfracturing and regional stress field: a study of preferred orientations of fluid inclusion planes in granite from the Massif Central, France. — *Structural Geology* **8/2**, 169–180.
- LESPINASSE, M. & CATHELINÉAU, M. 1990: Fluid percolation in a fault zone: a study of fluid inclusion planes in the St. Sylvertre granite, northwest Massif Central, France. — *Tectonophysics* **184**, 173–187.
- LESPINASSE, M. 1999: Are fluid inclusion planes useful in structural geology? — *Journal of Structural Geology* **21**, 1237–1243.

- LESPINASSE, M. 2002: Fluid Inclusion Planes and their application in economic geology, structural geology and environmental studies. — *Kézirat, ELTE TTK Ásványtani Tanszék rövidkurzus*.
- LESPINASSE, M., DÉSINDES, L., FRATCZAK, P. & PETROV, V. 2005: Microfissural mapping of natural cracks in rocks: Implications for fluid transfers quantification in the crust. — *Chemical Geology* **223**, 170–178.
- MANDELBROT, B. B. 1983: *The fractal geometry of nature*. — Freeman, New York, 468 p.
- MOLNÁR, F. & TÖRÖK, K. 1995: Crystallization conditions of pegmatites from the Velence Mts., Western-Hungary, on the basis of thermobarometric studies. — *Acta Geologica Hungarica* **38/1**, 57–80.
- MOLNÁR, F. 1996: Fluid inclusion characteristics of Variscan and Alpine metallogeny of the Velence Mts., W Hungary. — *Plate Tectonic Aspects of the Alpine Metallogeny in the Carpatho-Balkan Region Proceedings of the Annual Meeting-Sofia, 1996 UNESCO-IGCP Project* **356/2**, 29–44.
- MOLNÁR F. 1997: Újabb adatok a Velencei-hegység molibdenitjének genetikájához: ásványtani és folyadékzárvány vizsgálatok a Retezi-lejtakna ércesedésében. — *Földtani Közlöny* **127/1–2**, 1–17.
- MOLNÁR, F. 2004: Characteristic of Variscan and Palaeogene Fluid Mobilization and Ore Forming Processes in the Velence Mts., Hungary: A Comparative Fluid Inclusion Study. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **45/1**, 55–63.
- MOLNÁR, F., WATKINSON, D. H. & JONES, P. C. 2001: Multiple hydrothermal processes in footwall units of the North Range, Sudbury Igneous Complex, Canada, and implications for the genesis of vein-type Cu-Ni-PGE deposits. — *Economic Geology* **96**, 1645–1670.
- PECHER, A., LESPINASSE, M. & LEROY, J. 1985: Relations between fluid inclusion trails and regional stress field: a tool for fluid chronology — An example of an intragranitic uranium ore deposit (northwest Massif Central, France). — *Lithos* **18**, 229–237.
- POROS ZS., MOLNÁR F., KOROKNAI B., LESPINASSE, M., MAROS Gy. & BENKÓ Zs. in press: Fluidzárványsíkok és repedésrendszerek vizsgálatának alkalmazása granitoid kőzetek repedezettségének fejlődéstörténeti rekonstrukciójában III.: A Bátaapáti (Üveghuta) radioaktív hulladéktároló telephely kutatófúrásaiban végzett vizsgálatok eredményei. — *Földtani Közlöny*
- ROBERTS, S., SANDERSON, D. J. & GUMIEL, P. 1998: Fractal analysis of Sn-W mineralization from Central Iberia: Insights into the role of fracture connectivity in the formation of an ore deposit. — *Economic Geology* **93**, 360–365.
- SNOW, D. T. 1969: Anisotropic permeability of fractured media. — *Water Resource Research* **5/6**, 1273–1289.
- SZABÓ B., BENKÓ ZS., MOLNÁR F. & LESPINASSE, M. 2008: Fluidzárványsíkok és repedésrendszerek vizsgálatának alkalmazása granitoid kőzetek repedezettségének fejlődéstörténeti rekonstrukciójában II.: A Mórággyi Gránit repedésrendszerei. — *Földtani Közlöny* **138/3**, 247–256.
- TÉL T. & GRUIZ M. 2002: *Kaotikus dinamika. Bevezetés a kaotikus dinamika világába a klasszikus mechanika jelenségein keresztül*. — Nemzeti Tankönyvkiadó Rt., Budapest, 43–67, 348.
- TOSDAL, R. M. & RICHARDS, J. P. 2001: Magmatic and Structural Controls on the Development of Porphyry Cu±Mo±Au Deposits. — *Reviews in Economic Geology* **14**, 157–181.
- TUTTLE, O. F. 1949: Structural petrology of planes of liquid inclusions. — *The Journal of Geology* **57/4**, 331–356.
- VENDL A. 1914: A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **22/1**, 3–170.
- Kézirat beérkezett: 2007. 10. 02.