

Hiperszalin paleofluidum-áramlás nyomai a Baksai Komplexum repedésrendszerében

FINTOR Krisztián¹, SCHUBERT Félix¹, M. TÓTH Tivadar¹

¹ SZTE Ásványtani, Geokémiai, és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2–6., fintor@geo.u-szeged.hu

Indication of hypersaline palaeofluid migration in the fracture system of the Baksa Complex

Abstract

The Baksa Complex is a polymetamorphic basement complex in the SW part of the Tisza Unit. The main borehole of the area (Baksa–2) enabled the exploration of various polymetamorphic rocks of the complex in its 1200 m thickness. However, although some details are known about the metamorphic evolution of the basement rocks, there is only scarce information about their post-metamorphic evolution, brittle deformation and cementation processes. In this study details are presented about petrographic and fluid inclusion analysis of the quartz-carbonate fracture infillings, carried out on the upper 800 m of the Baksa–2 borehole. In the quartz-carbonate veins a qtz+do+cc1+cc2 mineral sequence was observed. The quartz crystals contained several fluid inclusion assemblages aligned along their growth zones. The T_h values of the FIAs are between 70–130 °C, while in the outermost zone they vary in the 50–90 °C interval. The dissolved salt content is very high in each fluid inclusion, exhibiting an NaCl dominant composition (20.1–25.6 NaCl wt %) with a minor amount of CaCl₂ (1.5–6.0 wt %). It was not possible to measure significant differences between growth zones with respect to the concentration and composition of the dissolved salts. The respective CH₄ and N₂ contents were detected in the vapour phases of each FIA by Raman microspectroscopy. In the do and cc1 phases a high frequency of fluid inclusions were found with homogenization temperatures having intervals of 130–180 °C. The T_m (Ice) data (–25 – –22 °C) indicated a high salt concentration, similar to those of the quartz phase. The Raman spectra also suggest that NaCl is the dominant dissolved salt in these fluid inclusions. These salt-rich palaeofluids probably originated from the Permian and/or Triassic evaporites of the region and the implies significant fluid migration between the crystalline basement and the overlying sediments.

Keywords: Baksa Complex, quartz-carbonate veins, fluid inclusion, microthermometry, Raman spectroscopy, hypersaline fluid

Összefoglalás

A Baksai Komplexum polimetamorf aljzatkomplexum, mely a Tiszai-egység DNy-i részének aljzatához tartozik. A Baksa–2 kutatófúrás 1200 m vastagságban tárta fel a kristályos aljzat változatos polimetamorf képződményeit. Szemben a komplexum viszonylag jól ismert metamorf fejlődésével, posztmetamorf fejlődéstörténetéről, töréses deformációjáról, és a törések cementációjáról kevés információk van. Jelen tanulmányban, a Baksa–2 fúrás felső 800 m-es kőzetoszlopában található kvarc-karbonát anyagú repedéskitöltések részletes petrográfiai és fluidumzárvány vizsgálatát végeztük el.

A vizsgált kvarc-karbonát-erekben a qtz+do+cc1+cc2 ásványszekvencia figyelhető meg. A kvarckristályok növekedési zónák mentén csapdázódott elsődleges fluidumzárvány-együtteseket tartalmaznak. A T_h értékek 70–130 °C között alakulnak, de a legfiatalabb növekedési zónában értékeik 50–90 °C közé csökkennek. Az oldott sótartalom igen magas valamennyi mért zárványban, a számított értékek NaCl domináns sótartalmat (20,1–25,6 wt%) mutatnak kis mennyiségű CaCl₂ tartalommal (1,5–6,0 wt%). Lényeges különbség az egyes zárványegyüttesek között sem oldott sótartalomban, sem összetételben nem jelentkezik. Valamennyi zárványegyüttesben CH₄, és N₂ jelenlétét mutatta ki a Raman-spektroszkópia a zárványok gőzfázisában. A do és cc1 fázisokban, nagy mennyiségben található elsődleges bezáródású fluidumzárványokban a T_h értékek 130–180 °C között alakulnak. Az kis T_m (Ice) értékek (–25 – –22 °C) nagy oldott sótartalomra utalnak, hasonlóan a kvarcban tapasztaltakhoz. A Raman-spektroszkópiás vizsgálatok alapján itt is a NaCl dominanciája jellemző a fluidumban. Ezek a magas sókoncentrációt mutató fluidumok nagy valószínűséggel a perm és/vagy triász evaporit tartalmú üledékes összletekből származtathatók, és számottevő fluidumáramlásra utal a kristályos aljzat és a fedő üledékek között.

Tárgyszavak: Baksai Komplexum, kvarc-karbonát-erek, fluidumzárvány, mikrotermometria, Raman-spektroszkópia, hiperszalin fluidum

Bevezetés

A repedezett rezervoárok vizsgálata az utóbbi évtizedben mind alapvető, mind alkalmazott kutatási szempontból kiemelt feladattá vált. Ennek oka a repedezett kőzettestek meghatározó szerepe a fluidumbányászat (O'REILLY et al. 1998, MUNZ et al. 1998, MUNZ 2001, KONNERUP-MADSEN 2006), a geotermikus energiahasznosítás (EVANS et al. 1996, TENZER 2001), vagy a radioaktív hulladékok elhelyezése (BLYTH et al. 2000, WALLIN & PETERMAN 1999) során. A tároló képződmények jelenkori fluidumtároló és -vezető képességét alapvetően a törésrendszer szerkezeti viszonyai, geometriája, valamint a repedésekben végbement cementációs folyamatok határozzák meg. A törésekben kivált ásványok — azon túl, hogy felelősek a porozitás, permeabilitás csökkenéséért — fontos információt tárolnak a cementáció fizikai, kémiai viszonyairól is. Ebből a szempontból kiemelt szerepe van a repedéskitöltő ásványszemcsékbe zárt fluidumzárványoknak, melyek megőrzik a kristály növekedésével egy időben, a repedésben tartózkodó fluidum cseppjeit, lehetővé téve az eredeti fluidum összetételének és a bezáródás fizikai feltételének meghatározását. Az ásványokban fluidumzárványok formájában konzerválódott paleofluidumok mikrometria és analitikai vizsgálatával fontos információhoz juthatunk a vizsgált terület és közvetlen földtani környezetét paleohidrologiai viszonyairól (pl. WALLIN & PETERMAN 1999, CRESPO et al. 2002, FOURCADE et al. 2002, SZABÓ et al. 2003, GONZÁLEZ-PARTIDA et al. 2005). Ezek az ismeretek — amellett, hogy jól kiegészítik recens hidrogeológiai ismereteinket — feltárhatnak olyan korábbi eseményeket, melyek lényegesek lehetnek egy, a jövőre vonatkozó alkalmazott földtani tervezésnél.

Napjainkban különösen környezetföldtani szempontból kiemelkedően fontos a Dél-Dunántúl paleozoos aljzatának komplex kutatása (SZABÓ et al. 2003, KOVÁCS-PÁLFFY & FÖLDEVÁRI 2003). A régióban tervezett kis és közepes (Mórágyi Gránit), valamint nagy aktivitású (Bodai Aleurit) nukleáris hulladéklerakók hosszú távú viselkedésének megértése szempontjából lényeges feladat a képződmények hidrogeológiai és paleohidrologiai viselkedésének részletes megismerése. Ebből a célból az elmúlt években részletes fluidumzárvány vizsgálatok folytak a Mórágyi Gránit képződményein (SZABÓ et al. 2003), valamint az Ófalu-öv nyírt kőzetein (DABI et al. 2008). Munkánkban a Baksai Komplexum posztmetamorf repedésrendszerének cementációjával, paleohidrologiai fejlődésével foglalkozunk. A metamorf tömeg típusfeltárása a Baksa–2 kutatófúrás, amely 1200 m-es talpmélységével a legnagyobb vastagságban harántolja a medencealjzat DNy-i részének kristályos képződményeit. Bár a fúrás kőzetanyagának részletes vizsgálata alapján a komplexum metamorf fejlődéstörténete fő vonalaiban ismert (SZEDERKÉNYI 1976, 1983; ÁRKAI 1984, 1985; ÁRKAI et al. 1999), posztmetamorf fejlődéséről, töréses deformációjáról, a repedések cementációjának viszonyairól kevés információnk van (TARNAI 1997, 1998).

Jelen tanulmányban a Baksa–2 fúrás által harántolt kőzetekben megjelenő kvarc-karbonát anyagú repedéskitöltéseket vizsgáljuk. Célunk, hogy az erek részletes petrográfiai és fluidumzárvány vizsgálatával képet kapjunk a repedésrendszerben egykor áramlott fluidumok fizikai és kémiai tulajdonságairól, valamint a különböző fluidumtípusok eredetéről, esetleges térbeli kapcsolatrendszerükről. A régióban végzett hasonló tárgyú kutatások alapján kísérletet teszünk a Baksai Komplexum és a környező repedezett tárolók paleohidrologiai fejlődésének összevetésére.

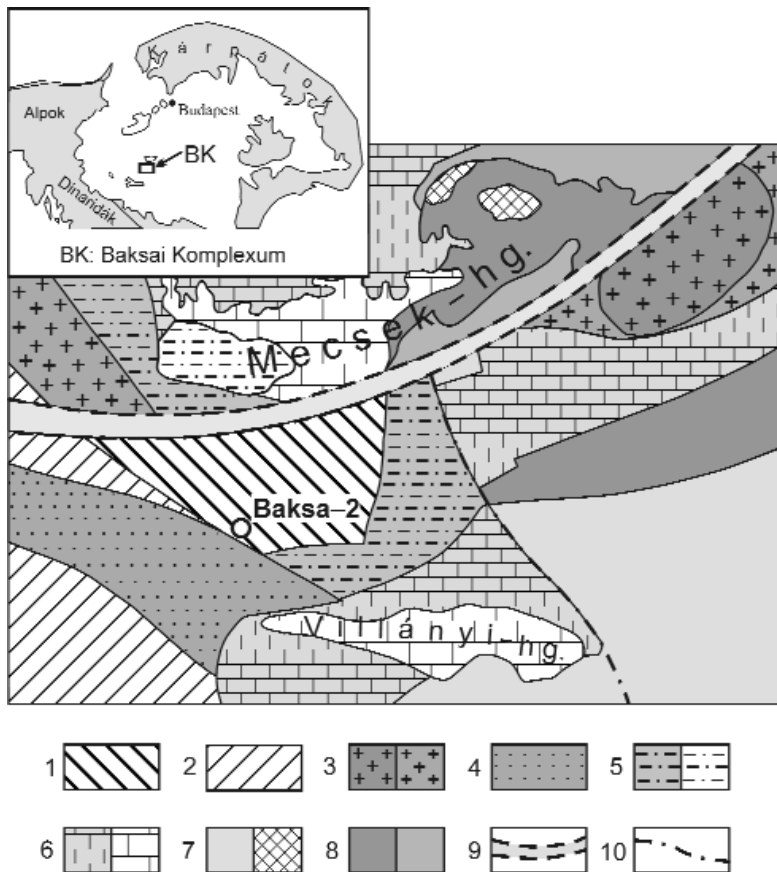
Földtani háttér

A Baksai Komplexum a Pannon-medence aljzatának déli részét képező Tiszai-egység területén található. A Tiszai-egység a variszkuszi orogenezis végétől a Tethys északi peremén helyezkedett el (GÉCZY 1973). Az európai kontinensről a késő-triászban kezdődő riftesedés következtében vált le (HAAS & PÉRO 2004), és jelenlegi helyzetét a kréta–oligocén hegységképző fázisok hatására, a koramiocén során érte el. A Baksai Komplexum a nagyszerkezeti egységen belül a Dél-Dunántúl kristályos aljzathoz tartozik (*1. ábra*). Képződményei felszíni kibúvásiban sehol sem ismertek, a felszín legjobban a Görcsönyi-hátság területén közelítik meg, ahol csak vékony (50–100 m) kainozoos üledékek borítják.

Nyugat felől a Görgetegi Formáció, a Babócsai Komplexum metamorf képződményei határolják, míg keleten egy ÉÉNy–DDK-i csapású mélytörési öv (KASSAI 1972), az ún. Villányi-öv választja el a perm–triász üledékes képződményektől, és a kelet-mecseki granitoid övtől, a Mórágyi Komplexumtól. Az Ófalu Fillit zónája a tőle északra elhelyezkedő vastag perm és triász képződményektől választja el, melyek zöme homokkőből, konglomerátumból, és mészkőből épül fel; a perm–triász határon evaporit (anhidrit, gipsz) betelepülésekkel (Hetvehelyi Dolomit Formáció, Magyarürögi Anhidrit Tagozat KONRÁD 1997). A komplexum kőzeteire délen a karbon korú Tésenyi Homokkő Formáció és a Villányi-hegység mezozoos üledékes képződményei (*1. ábra*) települnek. A rátelepülő üledékes kőzettestek igen nagy vastagsága miatt, a Baksai Komplexum déli irányú kiterjedését nem ismerjük. SZEDERKÉNYI (1974) rámutat ugyan, hogy a komplexum képződményeinek csapása és kifejlődése egyezik a Szlavóniai-sziget-hegységével, de rokonságukra vonatkozó bővebb információk nincsenek.

A komplexum képződményeit több fúrás is elérte, de jelentős vastagságban csak a Baksa–2 fúrás hatolt az alaphegység képződményeibe. A fúrás 1978–1979-ben, a magyarországi paleozoos alapszelvény kutatási program keretében szerkezetkutató fúrásként mélyült, és a képződmény típusfeltárását jelenti. A fúrás 57,1 és 1200 m között harántolja a kristályos képződményeket, majdnem 100%-os magkihozattal.

A Baksai Komplexum képződményeinek kőzettani felépítését és metamorfózisát sokan kutatták (RAVASZ-



1. ábra. A Baksai Komplexum közvetlen földtani környezetének kanozoos képződmények elhagyásával

1 – Baksai Komplexum 2 – Babócsai Komplexum 3 – Mórági Komplexum (karbon), 4 – karbon üledékek, 5 – perm képződmények, 6 – triász képződmények, 7 – jura képződmények, 8 – kréta képződmények, 9 – Mecsek-alja-öv, 10 – Villányi mélytörési öv. Részterkép: A Baksai Komplexum elhelyezkedése a Pannoni-medencében.

Figure 1. Geologic map of the Baksa Complex and its geological environments is presented without Cenozoic sediments

1 – Baksa Complex (study area), 2 – Babócsa Complex, 3 – Mórági Complex (Carboniferous), 4 – Carboniferous sediments, 5 – Permian formations, 6 – Triassic formations, 7 – Jurassic formations, 8 – Cretaceous formations, 9 – Ófalu shear zone, 10 – Villány deep fracture zone.

BARANYAI 1969; SZEDERKÉNYI 1976, 1983; ÁRKAI 1985, ÁRKAI et al. 1999; KIRÁLY 1996; HORVÁTH et al. 2003). A vizsgálatok szerint az aljzat polimetamorf kőzetekből áll, főleg csillámpalák és gneiszek alkotják, de ezek mellett megtalálható közbetelepülésként márvány, metamorf mészsilikát kőzet, és jelentős mennyiségben tartalmaz amfibolit padokat is, melyek kiindulási kőzeteiként SZEDERKÉNYI (1983) vulkano-szedimenteket határozott meg. A kőzetekben kimutatott átalakulásokat (ÁRKAI et al. 1999, ÁRKAI 1985) egyetlen p - T út egyes deformációs szakaszaiként értelmezik. A legkorábbi, a területen kimutatható metamorf hatásra a Görcsöny–1 fúrás által feltárt bontott eklogit utal, melynek ásványegyütteséből RAVASZ-BARANYAI (1969) egy korai progresszív és egy azt követő retrográd átalakulási fázisra következtetett. HORVÁTH et al. (2003) a kristályos aljzatot borító miocén konglomerátum eklogit és gránátos amfibolit kavicsait vizsgálták, és az eklogitból a progresszív szakaszra 1300–1500 MPa, és 600–650 °C, értékeket, míg az amfibolitból a retrográd fázisra 800 MPa, és 500 °C

értékeket kaptak. Az ezt követő progresszív közepes nyomású és hőmérsékletű átalakulás Barrow-típusú ásványzonációt eredményezett a kristályos aljzat képződményeiben (SZEDERKÉNYI 1976). Ez a metamorf fázis a legidősebb olyan esemény, amely mindenhol kimutatható a délkelet-dunántúli aljzat kőzeteiben (ÁRKAI 1984, ÁRKAI et al. 1985, 1999, KIRÁLY 1996). Erre a fázisra ÁRKAI et al. (1999) p_{\max} : 750±50 MPa, T_{\max} : 660±20 °C-ot, míg KIRÁLY (1996) p_{\max} : 500–700 MPa nyomást és T_{\max} : 540–650 °C értékeket kaptak.

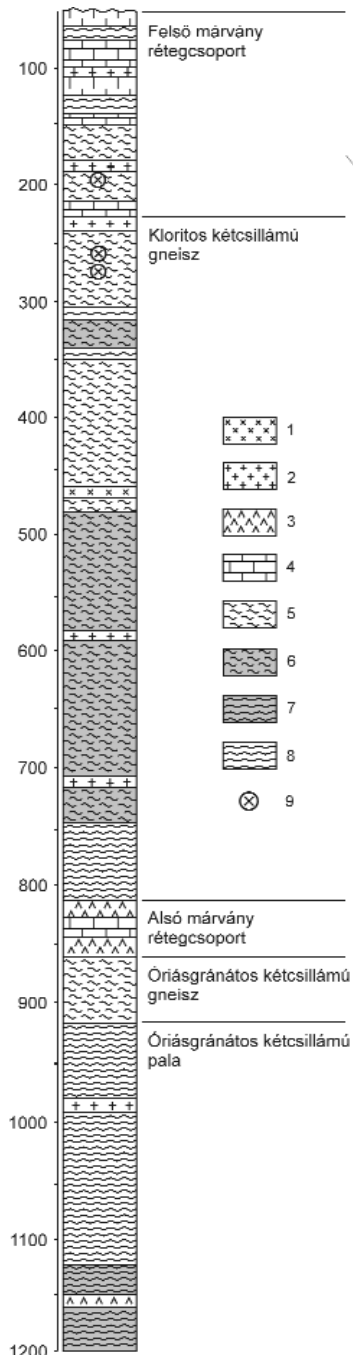
Az ezt követő retrográd folyamat másodlagos albitosodással járt, melyet közel izotermális dekompreszió követett, melynek paramétereire ÁRKAI et al. (1999) 440±20 MPa, és 650±40 °C értékeket, míg KIRÁLY (1996) 200 MPa alatti nyomást, és 400–560 °C-t becsült. ÁRKAI et al. (1999) szerint ez az esemény kapcsolatba hozható a képződmény földtani környezetében lejátszott variszkuszi granitoid magmatizmussal. KOVÁCH et al. (1985) valamint BALOGH et al. (1983) ez utóbbi eseménynek, illetve a Barrow-típusú átalakulásnak a korát 350 és 270 M év közé helyezik, de adataik számos bizonytalanságot hordoznak. A legfrissebb kutatások az említett események korát jóval szűkebb tartományba 307 és 312 millió év közé teszik (LELKES-FELVÁRI & FRANK 2006).

Az izotermális dekompresziót késő-orogén aplittelések benyomulásához kapcsolódó kontakt metasomatózis követte. Ezek az aplittbenyomulások, bár a teljes fűrés szelvényben fellelhetők, csak a karbonátos képződményekben okoztak jelentősebb átalakulásokat. A kontakt hatásra képződött kőzetek közül jellegzetesek az epidotot, gránátokat, diopszidot, és kisebb mennyiségben szulfidásványokat tartalmazó szarnképződmények, valamint az epidotos szaruszirtek. Az aplitt mellett hidrotermális ércindikációk is előfordulnak a kőzetöszletben, melyeket SZEDERKÉNYI (1979) genetikai alapon egy aplithoz kötődő korábbi, és egy aplitt benyomulástól független későbbi fázisra osztott. TARNAI (1997, 1998) az aplitt utáni ércelések keletkezésének hőmérsékletére az ércelések kogenetikus kvarcfázis fluidumzárványából 240–300 °C-ot kapott. A komplexum kőzeteit ért legfiatalabb metamorf átalakulás egy retrográd, zöldpala fáciesű esemény, ami elsősorban kloritosodást, és második generációs albitképződést okozott (SZEDERKÉNYI 1979). Ennek a kisméretű átalakulásnak a hőmérsékletét ÁRKAI et al. (1985) 200–400 °C-ra becsülik, kezdetét SZEDERKÉNYI (1984) az alpi orogenezis idejére helyezi.

A fűrés felső 57,1 m-ig terjedő szakaszát neogén üledékek alkotják. Az 57,1 m-től 1200 m-ig terjedő metamorf kőzetoszlopot SZEDERKÉNYI (1979) uralkodó és jellegzetes

kőzettípusok alapján öt szakaszra osztotta, a továbbiakban az általa közölt elnevezéseket használjuk (2. ábra):

1. Felső márványos rétegcsoport (57,1–223,7 m)
2. Kloritos kétsillámú gneisz (223,7–821,8 m)
3. Alsó márványos rétegcsoport (821,8–866,6 m)
4. Óriásgránátos kétsillámú gneisz (866,6–922,2 m)
5. Óriásgránátos kétsillámú pala (922,2–1200 m)



2. ábra. A Baksa-2 fúrás kőzettani szelvénye (SZEDERKÉNYI 1979 nyomán)
1 – biotit-andezit telér, 2 – aplit telérek, 3 – amfibolit, 4 – márvány és dolomitmárvány, 5 – kétsillámú gneisz, 6 – kloritos gneisz, 7 – kloritos pala, 8 – kétsillámú pala, 9 – mintavétel helye

Figure 2. Lithological profile of the Baksa-2 borehole (after SZEDERKÉNYI 1979)
1 – biotite-andesite dyke 2 – aplite dykes 3 – Amphibolite 4 – marble and dolomite marble 5 – two-mica gneiss 6 – chloritic gneiss 7 – chloritic schist 8 – two-mica schist 9 – sampling points

Jelen tanulmányban a felső márványos rétegcsoport és a kloritos kétsillámú gneisz mintegy 800 m-t kitevő kőzetoszlopát vizsgáltuk, ezért e két tagozat kőzettani felépítését mutatjuk be részletesebben.

Felső márványos rétegcsoport

Az összletre eróziós diszkordanciával települnek a neogén üledékek, ezért az eredeti vastagságában nem tanulmányozható. Igen nagyfokú kőzettani változatosság jellemzi, felső részében (70 m) a márvány és a dolomitmárvány az uralkodó kőzettípusok, melyek több-kevesebb gneisz és csillámpala betelepülést tartalmaznak. Alsó részében a gneisz és csillámpala betelepülések válnak uralkodóvá, plagioklász+kvarc+biotit+muskovit±gránát ásványegytessel jelentős biotit utáni kloritosodással, valamint kianit, szillimanit, és staurolit indexásványokkal. A márványpadok ugyanakkor itt is jelentős vastagságot alkotnak. Az összlet teljes vastagságában gyakoriak az aplitbenyomulások, melyek elsősorban a karbonátos kőzetekben okoztak átalakulásokat.

Ez az átalakulás elsősorban epidotosodással, és diopszidképződéssel járt, és több helyen mészsilikát szaruszirtek is képződtek. A kontaktzóna csak igen vékony (max. 10 cm) sávban jelentkezik, ugyanakkor az aplit erektől akár több méter távolságra is megfigyelhetők epidotos fészkek. Jellemző a tagozatra az utólagos, hidrotermális hatásra képződött ércindikációk jelenléte. Ezek legjellegzetesebb kifejlődése a kőzetet 186,4 m-es mélységben áttörő 6–7 cm vastag polimetallikus érctelér. Ércparagenezisének (pirit, pirrotin, szfalerit, kalkopirit, galenit, pentlandit, hematit, covellin, markazit) és képződési körülményeinek vizsgálatával TARNAI (1998) foglalkozott, és keletkezését kapcsolatba hozta a Villányi-hegység északi előterében lezajlott riolitvulkanizmussal (FAZEKAS & VINCZE 1991).

Kloritos kétsillámú gneisz

Az átfúrt kőzetoszlopnak ez a legvastagabb tagozata, felépítése meglehetősen egyveretű, fő tömegét kétsillámú pala, gneisz, illetve ezek különböző változatai alkotják néhány amfibolitpad közbetelepülésével. Ásványos összetétele megegyezik a felső márványos rétegcsoportban leírt gneisz és csillámpala összetételével. A kőzettömeg egyes részei kloritosodtak, illetve kovásodtak, ami a retrográd metamorfózis hatására vezethető vissza (SZEDERKÉNYI 1979). A tagozat kőzeteit csak ritkán járják át aplit benyomulások, illetve vetők. Az aplitelések leggyakrabban 600–700 m mélységben jelentkeznek, kontaktmetamorf hatásuk igen csekély. A legjelentősebb vetőzónák a tagozatban 500 m-es mélység körül található. Egy vetőzónában fiatal biotit-andezittelér is található.

Alsó márványos rétegcsoport

A legvékonyabb kőzetszakasz döntően amfibolitból épül fel, de a benne megjelenő márványpadok teszik jellegzetessé. Ezek a márványpadok kizárólag dolomitból állnak, szemben a felső márványos rétegcsoportban találhatóival. Ez a szakasz sokkal gazdagabb aplitbenyomulásokban, mint a felette és alatta települők.

Óriásgránátos kétsillámú gneisz

Ez a kőzetszakasz túlnyomórészt gneiszből épül fel, némi csillámpala betelepüléssel, jelentős mennyiségben tartalmaz gránátokat. A gránátok (döntően almandin összetételűek) mennyisége és mérete jelentősen megnövekszik a tagozatban, egyes helyeken a 2 cm-es nagyságot is eléri.

Óriásgránátos kétsillámú pala

A második legvastagabb tagozat kétharmad részben csillámpalából egyharmad részben gneiszből áll, és szintén nagy mennyiségben tartalmaz gránátokat. Egyes helyeken kis vastagságú amfibolitbetelepülések mutatkoznak.

Minták és vizsgálati módszerek

A vizsgálathoz szükséges minták a felső márványos rétegcsoport és a kloritos kétsillámú gneisz kőzetszakaszokból származnak, a kitöltések mellékkőzete kloritos gneisz. A repedéskitöltő ásványok optikai azonosítása, és vizsgálatuk Nikon Microphot FXA típusú polarizációs mikroszkóppal történt a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén.

Pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok

A kvarc-karbonát-kitöltés karbonátfázisáról készült visszazárt elektronképek, elemterképek, és a fázisok EDS analízisei a Szegedi Tudományegyetem Környezettudományi Intézetének elektronmikroszkóp laboratóriumában készültek Hitachi S4700 scanning elektronmikroszkóp segítségével. A műszer mérési paraméterei a vizsgálatok során a következők voltak: gyorsító feszültség: 25 keV, áramerősség: 10 μ A.

Fluidumzárvány vizsgálatok

A mikrotermometriai vizsgálatok 75–150 μ m vastag, mindkét oldalon polírozott vastagsizszolatokon készültek. A vastagsizszolatok készítésénél a minták darabolásához

kis fordulatszámú vágógépet alkalmaztunk a zárványok térfogatában esetlegesen bekövetkező változások elkerülése érdekében. A méréseket Linkam THMSG 600, hűthető-fűthető tárgyasztallal felszerelt Olympus BX41 polarizációs mikroszkóppal végeztük. A tárgyasztal hűtése folyékony nitrogén, míg fűtése elektromos fűtőszál segítségével történt. A műszer mérési tartománya –196 és 600 °C közötti. A vizsgálatokhoz 100 \times -os nagyítású objektívet használtunk, a műszer kalibrálását szintetikus fluidumzárványok segítségével végeztük –56,6, 0,0, és 374 °C-on. A mérési pontosság hűtésnél $\pm 0,2$ °C, fűtésnél $\pm 0,5$ °C. A kvarcban található zárványok vizsgálatát hűtéssel, míg a karbonátban levőket felfűtéssel kezdtük. Az utóbbi esetben, vizes zárványokban, fagyasztásnál a zárványok ürege — a bezáró ásvány kis keménysége és kiváló hasadási folyótán — maradó alakváltozást (térfogatnövekedést) szenvedhet, ami a valóstól eltérő homogenizációs hőmérsékletadatokat eredményezhet (OXTOBY 2000). A zárványok kis mérete miatt mind a kvarcban, mind a karbonátfázisokban található fluidumzárványok végső jégolvadási hőmérsékletét cycling módszerrel határoztuk meg (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994). A folyadék-gőz fázisok arányának (ϕ_v) meghatározását, a zárványfotókon történő területi kimérés alapján végeztük. A vizsgálatok során a SCHUBERT et al. (2007) által publikált szimbólumrendszert alkalmaztuk.

Komplex összetételű, magas sótartalmú H₂O-só rendszerek esetén a rendszer viselkedését leíró termodinamikai modell nem áll rendelkezésre (BAKKER 2003). Ennek hiányában a sótartalom kiszámítása wt % ekvivalens elven történt a H₂O–NaCl biner, és H₂O–NaCl–CaCl₂ terner rendszerekben. A számításokhoz a jég, és a hidrohálit végső olvadási hőmérsékleteit használtuk fel. A sótartalom kiszámításához BAKKER (2003) FLUIDS programcsomagjának *AqSo2e* programmodulját használtuk, ami a H₂O–NaCl–CaCl₂ terner rendszerre a NADEN (1996) által kidolgozott összefüggéseket alkalmazza. Az egyes fluidumzárványokban a fluidumok fő fizikai paramétereinek (homogenizációs nyomás (p_h); moláris térfogat (V_m); folyadék-gőz fázisarány (ϕ_{vap})) meghatározásához a BULK programmodult használtuk a FLUIDS (BAKKER 2003) programcsomagból. A program a teljes zárványfluidumoknál a ZHANG & FRANTZ (1987), a vizes fázisok esetében, pedig a KRUMGALZ et al. (1996) által kidolgozott állapot-egyenletekkel dolgozik. A p – T diagramok szerkesztésénél az egyes zárványok izochorjait az ISOC (BAKKER 2003) programmal számítottuk ZHANG & FRANTZ (1987) állapot-egyenletének alkalmazásával.

Raman-mikrospektroszkópia

A zárványok Raman-spektroszkópiás vizsgálatát a leobeni Montanuniversität Ásvány- és Kőzettani Tanszékén végeztük, Jobin Yvon LABRAM márkájú konfokális Raman-mikrospektroszkóppal, 100 mW teljesítményű frekvenciakétszerezett Nd-YAG lézer alkalmazásával. A besugárzásokat 532,2 nm (zöld) lézerrel végeztük mind a kvarc-, mind a karbonátmintákon. A műszer spektrális felbontása 4 cm^{-1} ,

míg térbeli felbontása néhány μm^3 . A spektrométer kalibrálása mesterséges szilíciummal, polietilénnel, kalcittal, és természetes gyémántkristállyal történt. A felvételi idő 150 s volt, spektrumként 30 s-os akkumulációs periódusokkal. A vizes zárványok fluidum fázisaiban a sóhidrátok Raman-spektrumai 3000 és 3700 cm^{-1} közötti sáv tartományban találhatóak, a legfontosabb halogenidek csúcsai 3400 cm^{-1} körül jelentkeznek (MERNAGH & WILDE 1989, BAKKER 2004).

Raman-spektroszkópiával segített mikrotermometria

A Raman-spektroszkópiával segített mikrotermometria során a Linkam THMSG 600-as tárgyasztalt a spektrométerre szereltük, hogy az analíziseket különböző hőmérsékleteken tudjuk végezni. A fluidumzárványok fagyasztása során nyert jég és sóhidrát fázisok pontos azonosítása céljából a spektrumokat -170 °C alatti hőmérsékleteken vettük fel. A módszer különösen hatékonyan alkalmazható sóhidrátok végső olvadási hőmérsékletének lehető legpontosabb meghatározására, illetve a sóhidrátfázisok egymástól és a jégkristályoktól való elkülönítésére.

Eredmények

A kvarc-karbonát-erek petrográfiai leírása

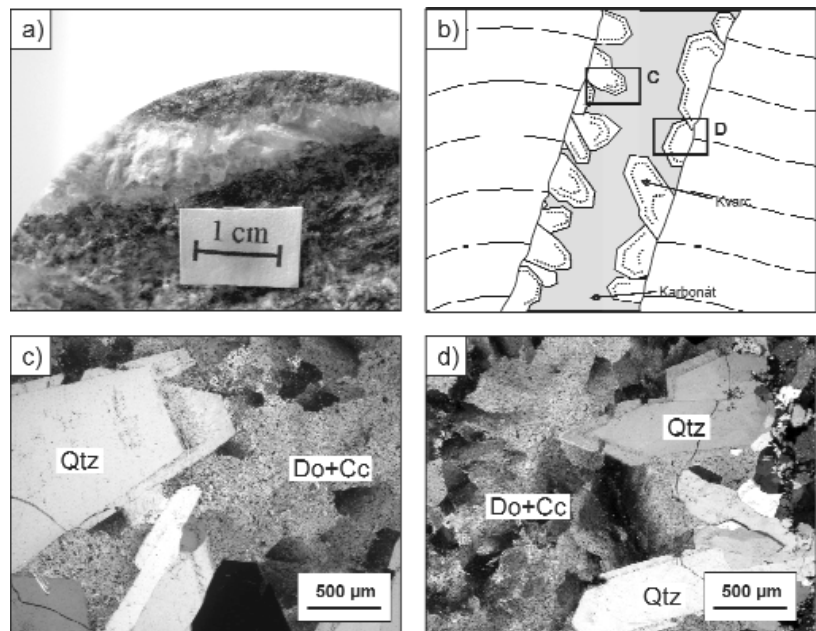
A komplexum metamorf kőzeteiben megjelenő döntően kvarc-karbonát anyagú repedéskitöltések vastagsága 2–10 mm-ig terjed (3. ábra a, b). A kitöltött repedések a fúrómagtengellyel 30–35°-os szöveget zárnak be. A kitöltésekben a kvarc közvetlenül a mellékkőzetre kristályosodik fennőtt, idiomorf kristályok formájában (3. ábra b, c, d). A kristályok nem unduláló kioltásúak, és növekedési zónásságot mutatnak; az elkülöníthető zónákban a zónásság síkjába rendeződött fluidumzárványok találhatóak (3. ábra b, c, d). A vizsgált kristályokban szilárd zárványokat nem találtunk. A kvarcot az ér belseje felé a repedést hézagmentesen kitöltő szürkésfehér színű, tömeges megjelenésű karbonátfázis váltja fel. Vékonycsiszolatban kristályai hipidiomorf megjelenést mutatnak, rombusz alakú átmetszetek több helyen is megfigyelhetők, a szemcsehatárok ívelt lefutásúak, gyakran rezorbeáltak (3. ábra c, d; 1. tábla a, b, c kép). A karbonát kristályok többsége unduláló, hullámos kioltást mutat, ezekben deformációs ikerlemezek nem fordulnak elő (3. ábra c, d; 1. tábla a, b kép). Az unduláló kioltású kristályok között ritkán megjelennek kisméretű, homogén kioltású szemcsék is, melyek az előző

kristályok között maradt hézagteret töltik ki (1. tábla c, e kép) és bennük deformációs ikerlemezek is megjelennek. Az EDS analízisek alapján tiszta kalcit összetételt mutatnak (cc2). A polarizációs mikroszkópban egységes képet mutató, hullámos kioltású karbonát az elektronmikroszkópos felvételeken két fázisra különül. Az uralkodó fázis kis mennyiségben vasat tartalmazó dolomit ($\text{Ca}_{1,07}\text{Mg}_{0,73}\text{Fe}_{0,15}\text{Mn}_{0,05}(\text{CO}_3)_2$) (do) (1. tábla d-f kép), míg a kisebb mennyiségű tiszta kalcit ($\text{Ca}_{1,92}\text{Mg}_{0,001}\text{Fe}_{0,03}\text{Mn}_{0,04}(\text{CO}_3)_2$) (cc1) alkotja (1. tábla d-f kép). A cc1 a dolomiton belül többnyire elkülönült foltok formájában, illetve szabálytalan alakú szételegyedési mintázatot mutatva jelenik meg (1. tábla d, e kép). A petrográfiai bélyegek alapján a kvarc-karbonát-erek $qtz + (do + cc1) + cc2$ ásványszekvenciát mutatnak, amiben a do és a cc1 viszonya nem tisztázott, a cc2 fázis azonban biztosan mindkettőnél fiatalabb.

Fluidumzárvány-petrográfia és -mikrotermometria

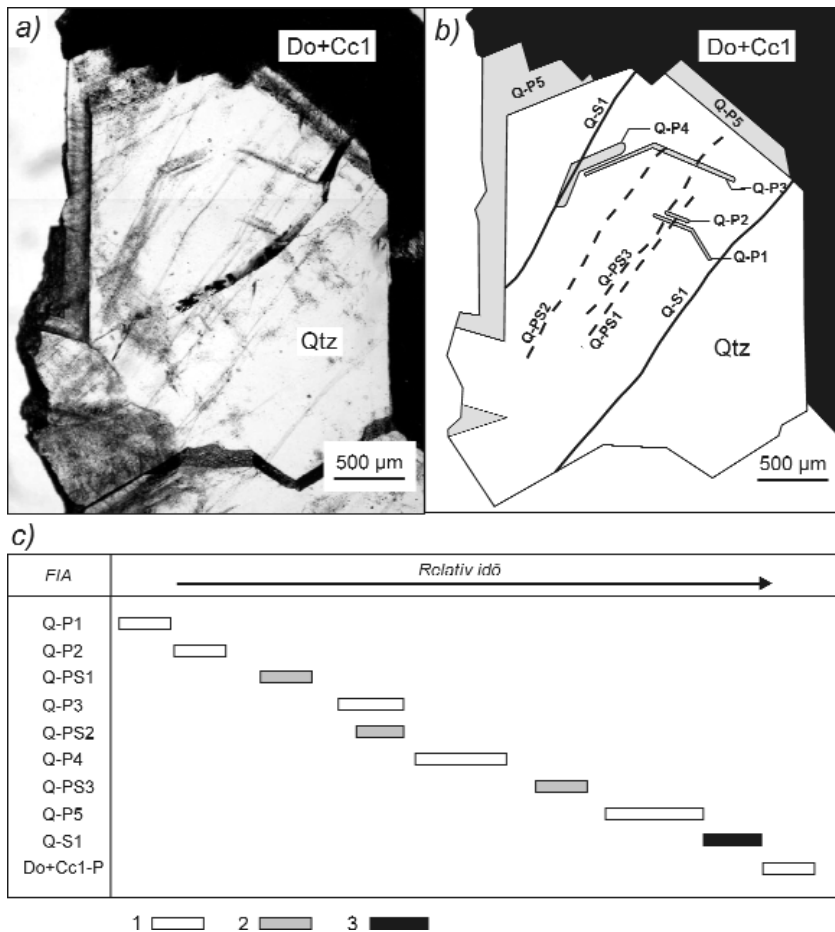
Kvarc

A vizsgált minták fennött kvarckristályjaiban igen sok fluidumzárványt figyeltünk meg. A növekedési zónákban található fluidumzárvány-együttesek a kristályok növekedése során csapdázódtak, és mivel újratöltődésükre utaló bélyegeket nem találtunk, képződésüket tekintve elsődlegesnek tekinthetők (4. ábra a, b). Az elsődleges együtteseken kívül elkülöníthetők álmásodlagos, és másodlagos keletkezésű zárványegyüttesek is, melyek behegedt mikrorepedések síkjait jelölik ki (4. ábra, a, b). Valamennyi



3. ábra. a) Kvarc-karbonát-ér fűromagban (mellékkőzet: kloritos kétszillámú gneisz). b) A repedés-kitöltés típus vázlatos rajza. c) saját alakú kvarckristályok, növekedési zónákkal. d) kvarc és azt követő hullámos kioltású karbonát

Figure 3. a) Quartz-carbonate vein in core sample (adjacent rock: chloritic two-mica gneiss). b) Sketch of the vein infilling. c) Euhedral quartz crystals with growth zones. d) Euhedral quartz followed by carbonate with undulose extinction



4. ábra. a) Az elsődleges, álmásodlagos, és másodlagos fluidumzárvány-együttesek (FIA) elhelyezkedése a vizsgált ásványfázisokban (a kvarckristály közepén végighúzódnó sötét sáv mintakészítés során keletkezett repedés). b, c) A zárványegyüttesek időbeli szekvenciája

1 – elsődleges fluidumzárvány-együttesek, 2 – álmásodlagos fluidumzárvány-együttesek, 3 – másodlagos fluidumzárvány-együttesek

Figure 4. a) Location of the primary, secondary and pseudo-secondary fluid inclusion assemblages in the investigated mineral phases. b, c) relative time-sequence of the FIAs

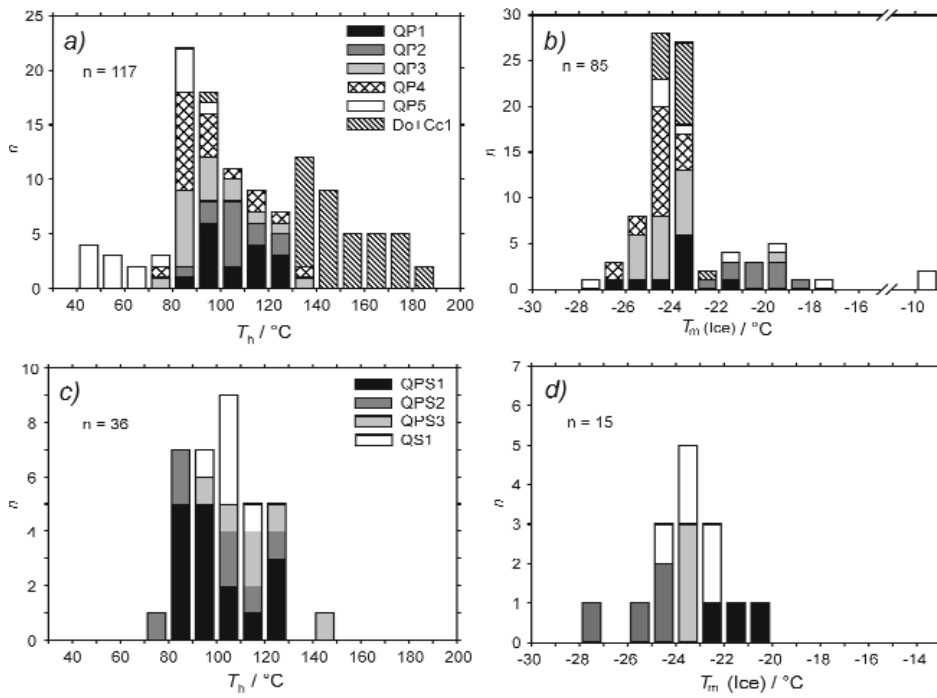
1 – primary FIA, 2 – pseudo-secondary FIA, 3 – secondary FIA

együttesben kétfázisú — folyadék-gőz (L+V) —, valamint egyfázisú folyadék (L) kitöltésű zárványok található; a megfigyelteken kívül más folyadék, illetve szilárd alkotó nem fordul elő bennük. Többségükben szabálytalan alakúak, negatív kristály formájú csak elvétve akad köztük. A vizsgálatra kiválasztott kristályban öt növekedési zónába rendeződött elsődleges (Q-P1–Q-P5), valamint három álmásodlagos (Q-PS1–Q-PS3) és egy másodlagos (Q-S1) zárványegyüttes különíthető el (4. ábra c). A Q-P1-től a Q-P4-ig terjedő zónákban az L+V típusú zárványok uralkodnak, ami jellemző a Q-PS1-3 és Q-S1 zárványegyüttesekre is, ugyanakkor a Q-P5-ös zónában az L típusúak dominálnak. A kétfázisú zárványok mérete 2–24 μm között változik, a leggyakoribb a 7–15 μm mérettartomány. Az álmásodlagos és másodlagos zárványegyüttesekben a <3 μm zárványok dominálnak, a mikrotermometriával vizsgálható nagyságúak jóval kisebb arányban vannak jelen, mint az elsődleges együttesekben. A tiszta folyadékkitöltésű zárványok döntő többsége igen kis méretű (<4 μm), kivételt képez ez alól a Q-P5 zóna, ahol 5–15 μm-es egyfázisú (L)

zárványok is megfigyelhetők. A kétfázisú zárványok kivétel nélkül folyadék dominánsak, a f_{vap} értékek 0,023 és 0,12 közé esnek az összes zárványra nézve. Az egyes zárvány-együttesek között nem jelentkezik szignifikáns különbség (f_{vap} , Q-P1: 0,1–0,06; Q-P2: 0,12–0,055; Q-P3: 0,1–0,03), bár a Q-P4-esben kissé alacsonyabbak (f_{vap} : 0,08–0,02).

A mikrotermometriai mérések során a zárványok krioszkopos vizsgálatok valamennyi zárványegyüttesben megfigyelhetők voltak olyan nagyobb méretű, egyfázisú (L) zárványok, amelyekben buboréknukleáció következett be lehűtés során. A kétfázisú zárványokban a jég végső megolvadása mindig sóhidrát jelenlétében ment végbe. A végső jégolvadási hőmérsékletek ($T_m(Ice)$) az elsődleges zárvány-együttesekben –27,2 és –18,7 °C között alakulnak, azonban az egyes növekedési zónák között kisebb eltérések mutathatók ki (5–6. ábra, I. táblázat). A Q-P1 zónában mértek ($T_m(Ice)$: –25 – –22 °C) után a Q-P2-ben kis mértékű növekedés figyelhető meg ($T_m(Ice)$: –21,7 – –18,7 °C) (5. ábra b; 6. ábra a, b; I. táblázat). A Q-P3-ban a $T_m(Ice)$ értékek csökkennek ($T_m(Ice)$: –25,7 – –23,3 °C), majd a Q-P4-ben ismét hasonló értékek következnek ($T_m(Ice)$: –26,7 – –23,0 °C) (5. ábra b; 6. ábra c, d; I. táblázat). A Q-P5 zónában a gőzfázis hiánya miatt csak kevés jégolvadási adatot kaptunk, azonban ezekből is kitűnik, hogy a $T_m(Ice)$ értékek nagymértékben szóródnak ebben a zónában ($T_m(Ice)$: –27,2 – –8,7 °C) (5. ábra b; 6. ábra e; I. táblázat). Az álmásodlagos együttesekben a gőz-fázis hiánya szintén megnehezítette a mérést a jégolvadási hőmérsékletek ($T_m(Ice)$: –27 – –20 °C) szempontjából az egyes generációk között kimutathatók kisebb eltérések (5. ábra d, I. táblázat).

A legmagasabb értékek a Q-PS1 együttesben jellemzők ($T_m(Ice)$: –23 – –20 °C), míg a legalacsonyabb értékeket ($T_m(Ice)$: –27 – –24 °C) az időrendileg a Q-P3 és Q-P4 generációk között található Q-PS2 együttesben kaptuk (5. ábra d, I. táblázat). A másodlagos bezáródású zárványok esetében (Q-S1) a végső jégolvadási hőmérsékletértékek szintén igen alacsonyak, ugyanakkor a jóval szűkebb –24 – –23 °C-os tartományba esnek (5. ábra d, I. táblázat). A zárványok kis mérete, valamint egyes esetekben a gőzfázis hiánya valamennyi zárványegyüttesben megnehezítette a kezdeti jégolvadási hőmérséklet (T_e) megállapítását. Azokban a zárványokban, ahol mérni lehetett, értékei –60 és –50 °C közé estek (I. táblázat), ugyanakkor valamennyi zárvány esetében



5. ábra. A homogenizációs (T_h), és végső jégolvadási ($T_m(Ice)$) hőmérsékletek eloszlása a repedéskitöltő ásványok fluidumzárvaiban

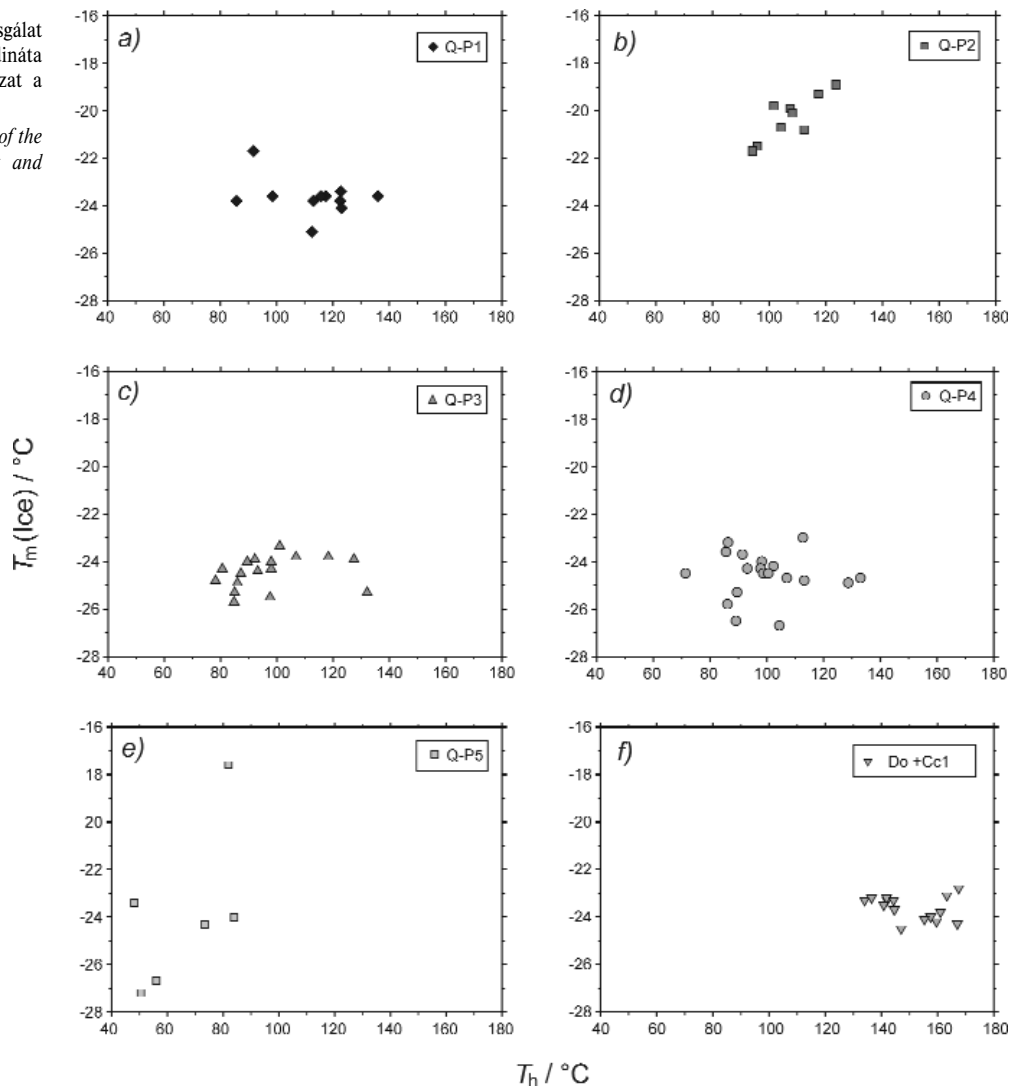
a, b) elsődleges fluidumzárványok T_h és $T_m(Ice)$ histogramjai a kvarc, do+cc1 fázisokban; c, d) a kvarcfázis álmásodlagos és másodlagos fluidumzárványainak T_h és $T_m(Ice)$ histogramjai

Figure 5. Distribution of homogenisation (T_h) and final ice-melting ($T_m(Ice)$) temperatures of the inclusions in fracture-filling minerals

a, b) (T_h) and $T_m(Ice)$ histograms of the primary fluid inclusions of quartz, dolomite and calcite phases; c, d) (T_h) and $T_m(Ice)$ histograms of the pseudo-secondary and secondary inclusions of the quartz phase

6. ábra. A fluidumzárvány-vizsgálat eredményei a $T_m(Ice)$ vs T_h koordináta rendszerben. Részletes magyarázat a szövegben

Figure 6. $T_m(Ice)$ vs. T_h data plots of the fluid inclusions from the quartz and calcite phases. For details see text



I. táblázat. A repedéskitöltő ásványok fluidumzárvány-együtteseiben mért és a mért adatokból számított értékek összefoglaló táblázata
 Table I. Measured and calculated data from the fluid inclusion assemblages of the fracture infillings

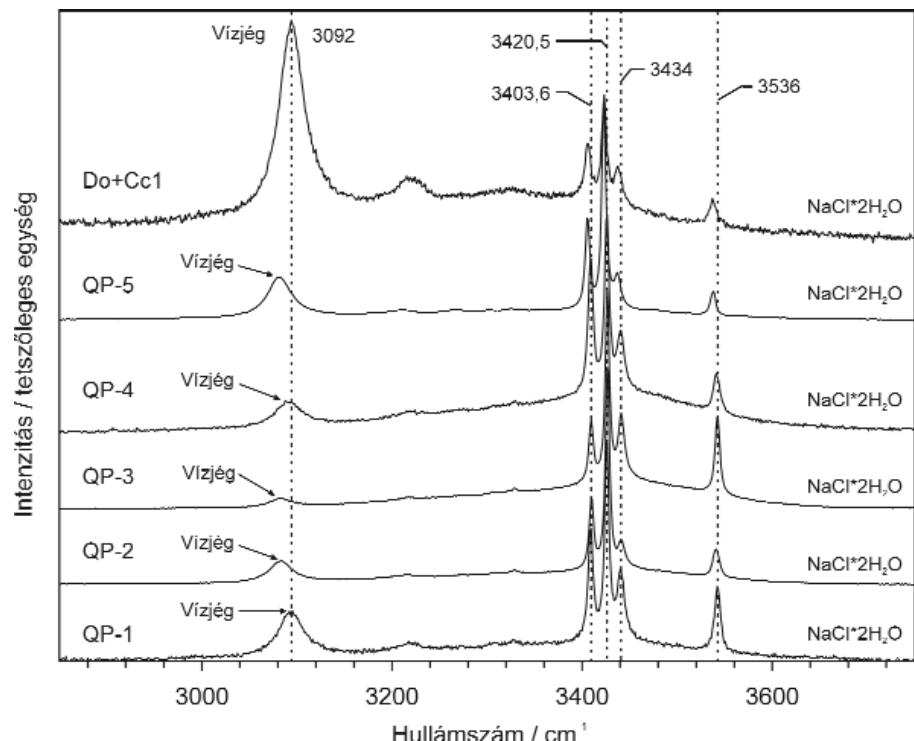
Ásványfázisok	T_h (°C)	T_c (°C)	T_m (Ice) (°C)	T_m (Hh) (°C)	Sótartalom			Gázfázis összetétele		
					NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O		NaCl-H ₂ O	CH ₄ mol%	N ₂ mol%	
					NaCl wt%	CaCl ₂ wt%	NaCl eqv.wt%			
Kvarc										
FIA	QP-1	85,8-136	–	-25,0 - -21,6	-19,5 - -11,5	23,1-24,7	1,6-3,2	23,6-24,7	14,0	86,0
	QP-2	89,2-139,3	-53,0	-22,4 - -18,8	–	–	–	21,5-24,2	12,1	87,9
	QPS-1	81,0-127,5	–	-22,6 - -20,5	–	–	–	23,0-23,9	–	–
	QP-3	78,2-132,1	-57,1	-25,5 - -23,3	-21,1 - -6,5	20,1-25,6	1,5-4,0	23,4-25,8	11,9	88,1
	QPS-2	74,8-127	–	-27,4 - -24,2	–	–	–	24,5-25,5	–	–
	QP-4	71,3-133	-52,6	-26,7 - -23,0	-19,3 - -5,5	21,1-24,9	2,1-6,1	23,7-25,6	27,3	72,7
	QPS-3	98,0-145,5	–	-24,3 - -23,4	–	–	–	24,2-24,4	–	–
	QP-5	43,9-91,2	–	-27,2 - -8,7	–	–	–	12,6-25,4	7,7	92,3
QS-1	91,1-116,7	–	-23,9 - -22,8	–	–	–	24,0-25,0	–	–	
Cc _{Mg} +Cc1	95,0-182	–	-24,2 - -22,8	–	–	–	24,6-23,9	–	–	

megfigyeltük, hogy olvadákfázis már -40 °C alatt jelen volt (II. tábla a, b, c kép).

A zárványok Raman spektroszkópiás vizsgálata során a sóhidrát fázisok (II. tábla e, f kép) spektrumain valamennyi zárványegyüttesben a hidrohalit (NaCl*2H₂O) jellemző csúcsait lehetett azonosítani (3403,6; 3420,5; 3434; és 3536 cm⁻¹ értékeknél, 7. ábra), azaz a zárvány fluidum oldott NaCl-ot tartalmaz. Az eutektikus hőmérsékletek, az olvadákfázis jelenléte -40 °C alatt, valamint a kapott T_m (Ice) adatok arra utalnak, hogy a rendszerben — a NaCl mellett — legalább egy további komponens jelenléte szükséges, hogy a megfigyelt fázisátalakulások lejátszódhassanak. Az alacsony eutektikus hőmérséklet alapján feltételezhető a fluidumban az oldott CaCl₂ jelenléte (YANATIEVA 1946). A CaCl₂ tartalom pontos meghatározása céljából az elsődleges zárványegyüttesekben hidrohalit olvadási hőmérsékleteket (T_m (Hh)) is mértünk (I. táblázat) (BODNAR et al. 1989). A mért hőmérsékletek alapján a zónák között jelentős különbségek nem mutathatók ki, ugyanakkor értékeik a Q-P3, és Q-P4-ben jelentősen szóródnak, szemben a QP-1 zónában megfigyelt, kis szórású mutató értékekkel (I. táblázat). A Q-P2, és Q-P5 zónák zárványainak metastabil viselkedése (a buborék nukleáció gyakori elmaradása) miatt ezekben az együttesekben nem születtek értékelhető T_m (Hh) adatok. A mikrotermometria vizsgálatok során egyetlen zárványban sem sikerült gáz-hidrát (klatrát) képződést megfigyelni. Annak tisztázása céljából, hogy a zárványok tartalmaznak-e valamilyen gáz komponenszt az el-

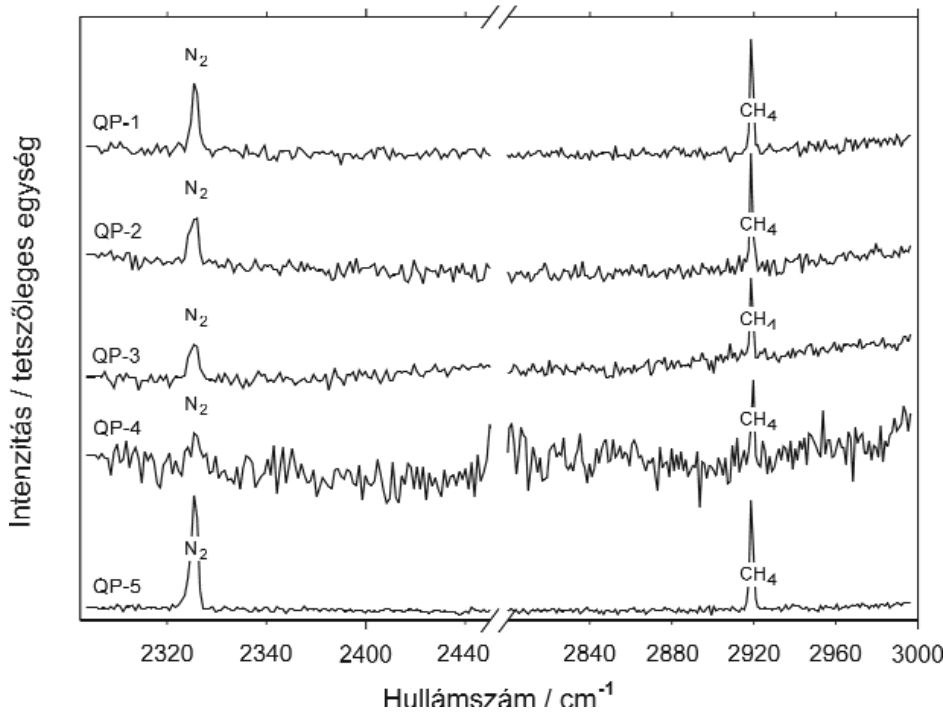
sődleges zárványegyüttesekben, a zárványok gőz fázisairól is készültek Raman-spektroszkópiás felvételek. A Raman-spektrumok valamennyi vizsgált együttesben N₂ (~2331 cm⁻¹) és CH₄ (~2919 cm⁻¹) jelenlétét mutatták ki (8. ábra). Annak ellenére, hogy jelenlétüket kimutattuk, a zárványok -196 °C-ra hűtése során nem lehetett a CH₄, és N₂ fázisokra utaló átalakulásokat megfigyelni, így sem a két fázis szételegyedését, sem a visszafűtés során bekövetkező homogenizációjukat (parciális homogenizáció) nem tudtuk mérni. A megfigyelt jelenségek ellenére a kis mennyiségű metán okozhat T_m (Ice) csökkenést, ami kis mértékben növeli a számított sótartalmat.

A zárványok felfűtése során a homogenizációs hőmér-



7. ábra. Fagyasztott vizes fluidumzárványok Raman-spektrumai a kvarc, do, és ccl fázisok elsődleges fluidumzárvány-együtteseiből

Figure 7. Raman spectra of the O-H stretching region (3000 to 3600 cm⁻¹) of frozen aqueous fluid inclusions in the primary FIA-s of quartz do and ccl phases



8. ábra. Fluidumzárványok gőzfázisainak Raman-spektrumai a kvarc elsődleges fluidumzárvány-együtteseiből.

Figure 8. Raman spectra of the vapor phase in primary FIA-s of the quartz

sékletek (T_h) Q-P1, és Q-P2 zónákban 90 és 125 °C között változnak (5. ábra a; 6. ábra a, b; I. táblázat). A Q-P3, és Q-P4 zónákra, egy szélesebb 80–135 °C-os tartomány a jellemző, a mért értékek többsége 80 és 100 °C közé esik (5. ábra, a; 6. ábra, c, d; I. táblázat). Az előző zónáktól jelentősen eltérnek a Q-P5 zóna adatai, ahol 50–90 °C közötti értékek tapasztalhatók (5. ábra, a; 6. ábra, e; I. táblázat). A másodlagos zárványegyüttesekben a T_h értékek 90 és 120 °C között alakulnak (5. ábra, c; I. táblázat).

Karbonát

A kvarcot követő karbonát *do* és *cc1* fázisaiban nagyon sok fluidumzárvány található, ugyanakkor a *cc2* fázis szinte teljesen zárványmentes, a benne ritkán megjelenő zárványok, pedig kis méretük miatt alkalmatlanok mikrotermometriai vizsgálatokra. A *do* és a *cc1* fázisokban található zárványok között petrográfiai jellemzők alapján nem lehet különbséget tenni. Elrendeződésükben morfológiai alapon egyik fázisban sem lehet kimutatni semmilyen kristálytani irányok szerinti elrendeződést, és beforrt mikrorepedések menti zárványsorok is csak elvétve találhatók. A zárványok a kristályok magjától a peremekig egybefüggő zárványfelhőt alkotnak. A megfigyelt jellegzetességekből a két karbonátfázis zárványainak elsődleges keletkezésére következtethetünk. Túlnyomó többségükben kétfázisúak; szobahőmérsékleten egy folyadék- és egy gőzfázis különíthető el bennük (L+V) (II. tábla g, h kép). Az egyfázisú zárványok tiszta folyadék kitöltésűek (L), és csak alárendelt mennyiségben fordulnak elő. Az L+V típusúak folyadék-dominánsak, a f_{vap} értékeik 0,15–0,2 között változnak. Alakrajzi szempontból a zárványok között nagyjából azonos mennyi-

ségben található negatív kristályformát mutatók, és szabálytalan alakúak, méretük az 5–20 μm tartományba esik.

A zárványok végső jégolvadási hőmérsékletei rendkívül egységes képet mutatnak. A mért $T_m(\text{Ice})$ értékek igen szűk $-22,5 - -24,5$ °C-os intervallumba esnek mind a *do*, mind pedig a *cc1* fázis esetében (5. ábra b; 6. ábra f; I. táblázat). A zárványok kis mérete és gyakori metastabil viselkedése következtében nem születtek értékelhető T_c adatok, ugyanakkor megfigyeltük, hogy olvadásfázis már -40 °C alatt megjelent. A befoglaló ásvány erőteljes fluoreszcenciája ellenére lehetővé vált Raman-spektroszkópia alkalmazásával a zárványokban oldott domináns só(k) típusának megállapítása. Amint az a 7. ábrán látható, a kapott spektrum a NaCl jelenlétét bizonyítja. Az említett zavaró hatás azonban gátját képezte a hidrohálit olvadási hőmérsékletek meghatározásának, így a *do* és *cc1* fázisok esetében az oldott sókoncentráció kiszámítására nem nyílt lehetőség. A vizsgálat során kapott értékek ($T_m(\text{Ice})$) és megfigyelt jelenségek (olvadásfázis -40 °C alatt) alapján feltételezhető, hogy a NaCl mellett itt is a CaCl_2 a másik lényeges alkotó a zárványokban (YANATIEVA 1946). A fluidumfázisban oldott gázkomponensek mikrotermometriai úton nem mutathatók ki, Raman-spektroszkópiás analízisük, pedig az ásvány erőteljes fluoreszcenciája miatt hiúsult meg.

A zárványok V \rightarrow L típusú homogenizációt mutatnak; a homogenizációs hőmérsékletek — mindkét ásványfázisban — 130 és 180 °C között változnak, a legtöbb érték 130–150 °C közé esik (5. ábra a; 6. ábra f; I. táblázat). A *do* és a *cc1* fázis zárványai között a T_h értékek alapján nem lehet különbséget tenni. A mért értékek és a zárványok kristályon belüli helyzete között semmilyen egyértelmű összefüggés/változás nem mutatható ki.

Diszkusszió

Az eredmények értelmezése

A vizsgált fluidumzárvány-együtteseket — mind a kvarc-, mind a karbonátfázisokban — viszonylag szűk intervallumba eső $T_m(\text{Ice})$ értékek mellett viszonylag széles, 70 °C-ot elérő tartományban szóródó homogenizációs hőmérsékletek jellemzik. Mivel a vizsgált zárványegyüttesek szöveti bélyegeik alapján egyértelműen különíthetőek, az

eltérő zárványegyüttesek keveredésének lehetőségét ki-zárhatjuk. Egyazon együttesen belül jelentkező, szélsőségesen eltérő T_h értékek kialakulását azonban több önálló, esetenként egymásra rakódó folyamat is előidézhetheti. A lehetséges mechanizmusok és az azokra utaló szöveti/ mikrotermometriai bélyegeket a II. táblázatban foglaltuk össze (ROEDDER, 1984, GRATIER & JENATTON 1984, GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994; LOUCKS 2000; BODNAR 2003, DIAMOND 2003). A táblázatban egyazon mechanizmushoz esetenként több bélyeg is tartozik, de figyelembe kell venni, hogy az adott mechanizmus működése folytán nem szükségszerűen jelennek meg minden feltüntetett bélyeg.

Amennyiben a zárványok kialakulásakor a repedés-rendszerben két fluidumfázis volt stabil (pl. L+V), úgy a bezáródás során a folyadék és gázfázisok térfogataránya változó lesz (heterogén bezáródás, DIAMOND 2003, 3–9. ábra). Ez esetben az együttesen belül a szélsőségesen változó ϕ_{vap} értékekhez eltérő T_h értékek és eltérő típusú homogenizáció kapcsolódnak. A vizsgált minták egyikében sem figyelhetők meg szélsőségesen eltérő ϕ_{vap} értékek, a homogenizáció módja, pedig kivétel nélkül a V→L típusú, azaz a heterogén bezáródást semmiféle petrográfiai bizonyíték nem támasztja alá.

Változatos T_h értékek alakulhatnak ki, azonban eredendően homogén fluidumzárvány-együttesekben a bezáródást követően lezajlott természetes és/vagy mesterséges átalakulások révén is (GRATIER & JENATTON 1984, SHEPPERD et al. 1985).

Ezt kiküszöbölendő a mintakészítést kis sebességű, folyadékűtésű vágógép alkalmazásával végeztük, ami kizárja a megfigyelt, szóródó T_h értékek ilyen módon történt kialakulását.

Egy eredendően homogén zárványegyüttes tagjainak sűrűség (és ez által T_h) változását, ezen értékek szóródását a bezáró ásvány átkristályosodása (lokális oldódása, majd

kiválása) is kiválthatja (AUDÉTAT & GÜNTHER 1999, AYLLÓN et al. 2003). Mivel az új zárványokban az egyes fázisok mennyisége véletlenszerűen alakul ki, így a kialakuló T_h értékek széles tartományban szórhatnak, és — ellentétben a heterogén bezáródással — nem hordoznak információt a tényleges bezáródás fizikai körülményeiről (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994).

LOUCKS (2000) heterogén bezáródású zárványegyüttesek folyadékdomináns tagjait vizsgálva kimutatta, hogy T_h értékeik, gyakoriságukkal összevetve jellegzetesen aszimmetrikus eloszlást mutatnak, a magasabb hőmérsékletek felé hosszabban elnyúló csóvát formálva. A vizsgált együttesek hisztogramjai közül a karbonátban és a QP-3, és QP-4 zónák esetében megfigyelhető ugyan a fent említett aszimmetrikus eloszlás, azonban a zárványok más szöveti bélyegei nem támasztják alá a heterogén bezáródás lehetőségét.

Mindezek alapján feltételezzük, hogy a vizsgált fluidumzárvány-együttesek homogén fluidumot csapdáztak, majd ezt követően a bezáró ásvány még a fázishatár elérését megelőzően, viszonylag magas hőmérsékleten átkristályosodott, ami egyes zárványok üregének lefűződését, feldarabolódását eredményezte. Az egyes fluidumzárvány-együtteseken belül viszonylag széles tartományban jelentkező homogenizációs hőmérsékletek a fentiek alapján sem heterogén bezáródással, sem az azt követő lefűződéssel nem magyarázhatók.

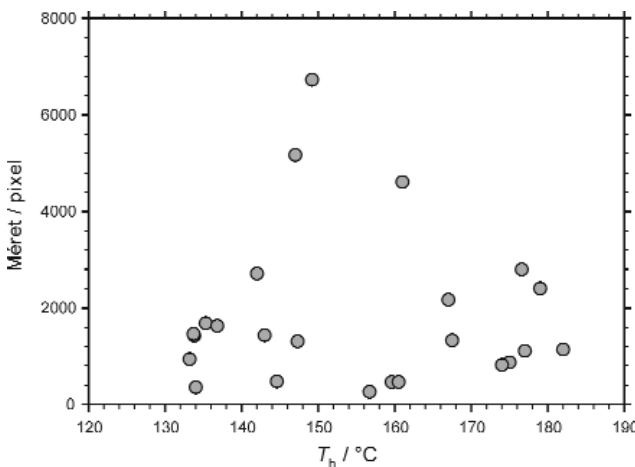
Bezáródást követő térfogat/sűrűség változás legnagyobb valószínűséggel a do és cc1 által csapdázott, legmagasabb homogenizációs hőmérsékleteket (130–170 °C) mutató elsődleges zárványegyüttesekben fordulhat elő. A kiváló hasadással bíró, puha ásványokban kialakult zárványok üregei elméletileg könnyen szenvedhetnek plasztikus, ill. elasztikus alakváltozást. A felfűtés során bekövetkező nyomásemelkedés hatására ugyanis az üreg térfogata

II. táblázat. Összefoglaló táblázat a fluidumzárvány-együttesekben előforduló szélsőségesen eltérő T_h értékek lehetséges okairól és az észlelt szöveti és mikrotermometriai jellemzőkről (sötétszürkével jelölve: az általunk vizsgált zárványokban tapasztalt jelenségek)

Table II. Table of the possible reasons for the occurrence of extremely wide T_h interval and the observed textural and microthermometric features in the investigated FLAs (boxes with a grey background show the observed features)

Lészelt szöveti /mikrotermometriai jellemzők Observed textural/microthermometric features	Lehetséges okok Possible causes	Heterogén bezáródás / Heterogeneous entrapment	Plasztikus alakváltozás / Plastic deformation	Rekristallizáció (lefűződés) Recrystallization (rocking down)	Felnyílás/újratöltődés/ fluidum-keveredés Leakage/refilling/ fluid-mixing	Felülíródás Reequilibration
unduláló kioltás, ikerlemezesesség Undulose extinction, Twin lamellae			+		+	
lefűződés/negatív kristályformájú zárványok Necking down/Negative crystal shaped FI				+		
L→V homogenizáció/gáz domináns zárványok L→V type homogenization/vapor dominant FI		+		+		
széles tartományban szóródó $T_m(ice)$ értékek $T_m(ice)$ values are scattering in a broad range					+	
T_m-T_h digramon jelentkező trend Trend occur on T_m-T_h plot	azonos $T_m(ice)$ similar $T_m(ice)$ T_h értékekkel változó $T_m(ice)$ $T_m(ice)$ are changing with T_h	+	+		+	
T_h -FI méret digramon jelentkező trend Trend occur on T_h -FI plot						+
aszimmetrikus T_h hisztogram Assymmetric shape of T_h histogram		+				

megnőhet, ami a teljes sűrűség csökkenésével az eredetnél magasabb homogenizációs hőmérséklet kialakulásához vezethet. E felülíródást befolyásoló két legfontosabb paraméter — a zárvány alakján túl — annak mérete, ill. a zárvány felszíntől való távolsága (LACAZETTE 1990). Emiatt a felfűtés során az a zárvány fogja legnagyobb valószínűséggel elszennedni az alakváltozást, amelyik a legnagyobb, ill. a csiszolat felszínéhez a legközelebb helyezkedik el. Ebből a feltételezésből kiindulva összevetettük a do és cc1 zárványainak T_h és maximális kiterjedés értékpárait (9. ábra). Amennyiben a belső nyomásemelkedés hatására következett volna be a zárványok felülíródása, úgy a nagyobb méretű zárványokhoz nagyobb T_h társulna, ami monoton növekvő trendvonalat eredményezne a fenti diagramon. A do + cc1 mintákban ilyen összefüggés nem mutatható ki. A külső hatásra bekövetkező plasztikus alakváltozás lehetősége mindazonáltal fennáll, ezt a do és



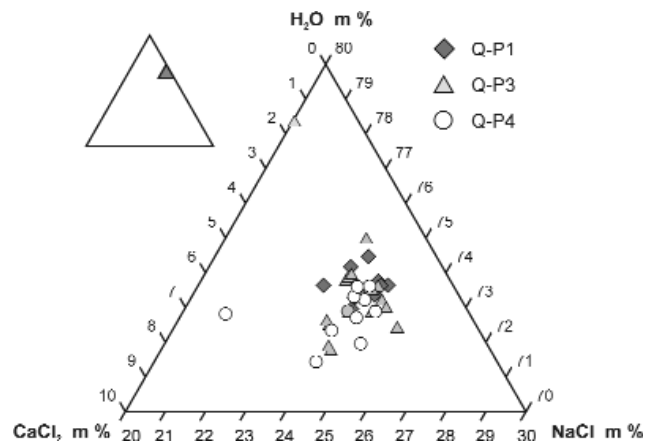
9. ábra. A do és cc1 fázisok fluidumzárványainak mikrofotókon mért méret vs T_h diagramja

Figure 9. Fl size (measured on microphotos) vs. T_h plot of the fluid inclusions of the do and cc1 phases

cc1 fázisokban jelentkező unduláló kioltás, valamint a cc2 fázisban elszórtan jelentkező ikerlemezek is alátámasztják.

A $T_m(\text{Ice})$ és a $T_m(\text{Hh})$ értékekből a NaCl-CaCl₂-H₂O rendszerben (BAKKER 2003) számított szalinitási adatok igen magas, 20–26 wt% NaCl koncentrációt, és jóval kisebb, 1,5–6,1 wt% CaCl₂-ot mutatnak. A CaCl₂ jelenlétét közvetlenül nem sikerült kimutatni a CaCl₂·6H₂O (antarktit) ugyanis a NaCl-CaCl₂-H₂O rendszer eutektikus hőmérsékletén (–52°C) destabilizálódik és szétesik (OAKES et al. 1990). Eutektikus hőmérséklet alatt készült Raman-felvételen, pedig, ha a NaCl:CaCl₂ > 2:1 (ami esetünkben fennáll) akkor nagyon nehéz kimutatni az antarktitet a hidrohál mellett (SAMSON & WALKER 2000).

A NaCl mennyisége nem mutat jelentős változást, illetve változási trendet az egyes zárványgenerációk között. Az egyes generációkon belül tapasztalt több %-os eltérések (20–26 m/m%), pedig ilyen nagy oldott sótartalom esetén nem jelentenek szignifikáns ingadozást a sótartalomban (10. ábra). A CaCl₂ esetében a változás kissé jelentősebb, itt a QP-3, és QP-4 zárványegyüttesekben megnövekszik a



10. ábra. Az elsődleges fluidumzárványok fluidumainak összetétele a kvarcfázis három növekedési zónájában a NaCl-CaCl₂-H₂O terner rendszerben

Figure 10. Composition of the primary aqueous fluid inclusions of the quartz FIAs in the NaCl-CaCl₂-H₂O system

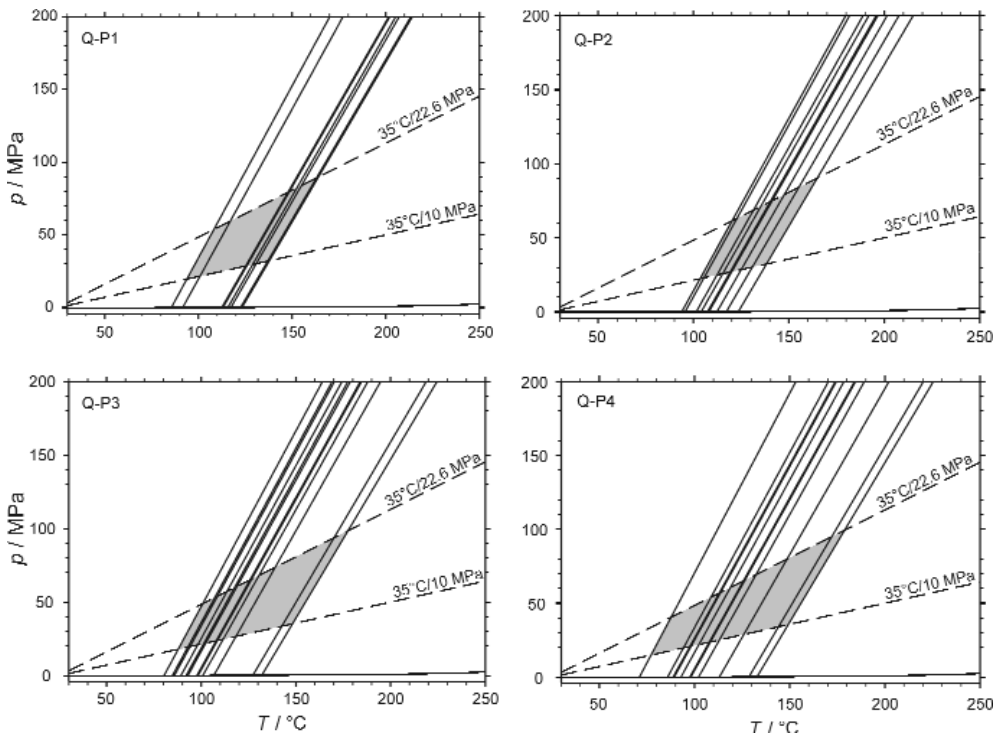
mennyisége, ami koncentrációnövekedésre utal a szülő fluidumban a kvarckristályok képződése során.

A p - T diagramok (11. ábra) szerkesztésénél az izokorok számítása NaCl-H₂O modell rendszerben történt a kimutatott CaCl₂ tartalom figyelmen kívül hagyásával. Az egyszerűsítést POTTER & CLYNNE (1978) munkájára alapoztuk, akik kimutatták, hogy komplex összetételű elektrolitrendszerekre a NaCl-H₂O modell kiválóan alkalmazható, ha a Ca/Na < 0,5. A CH₄ és N₂ homogenizációs hőmérsékleteinek hiányában, arányukat a vizes fázisban nem lehetett kiszámítani így a gázkomponenseket nem tudtuk figyelembe venni a fázisdiagramok és izokorok szerkesztése során.

A bezáródás lehetséges p - T körülményeinek lehatárolásánál átlagos geotermikus gradienssel számoltunk. A csapdázódás minimális paramétereit hidrosztatikus (35 °C/10 MPa), míg a maximálisakat litosztatikus (35 °C/22,6 MPa) nyomásgradiens alapján becsültük meg (11. ábra). A kapott eredmények azt mutatják, hogy a kvarcban vizsgált valamennyi elsődleges fluidumzárvány-együttesben hasonló p - T határok a jellemzőek. Ezek alapján a fluidumok bezáródása T_i : 80–180 °C hőmérséklet intervallumban, és p_i : 20–100 MPa nyomás tartományban valószínűsíthető (11. ábra).

Hiperszalin fluidumok kristályos komplexumokban

A több-kevesebb CH₄-t, és N₂-t tartalmazó Na-Ca-Cl domináns, a mélységgel Ca-Na-Cl összetételűvé váló hiperszalin fluidumok („brine”) világszerte jellegzetes alkotói a kristályos aljzati képződmények fluidumrendszereinek (FRITZ & FRAPE 1982, BEHR & GERLER 1987, NORDSTROM et al. 1989a, WILKINSON 1990, LODEMANN et al. 1997). „Brine”-nak a tengervíz átlagos oldott sótartalmánál (3,5·10⁴ mgL⁻¹) töményebb vizes oldatokat nevezik (KHARAKA & HANOR 2005). A kristályos kőzetek fluidumainak, elsősorban azok nagy oldott sótartalmának, eredetével



11. ábra. A kvarcfázis négy elsődleges bezáródású fluidumzárvány-együttesének p–T diagramja, a zárványok izochorjaival a NaCl–H₂O rendszerben. A szürke tónusú területek a zárványok csapdázódásának lehetséges p–T tartományait jelölik

Figure 11. p–T plots of the four primary FIAs of the quartz phase in the NaCl–H₂O system. The probable p–T conditions of trapping of the fluid inclusions are signed by grey shading areas

kapcsolatos álláspontok alapvetően két elmélet köré csoportosulnak. Az egyik megközelítés az oldott sótartalom eredetét „belső forrásból”, a kristályos képződményekben lejátszó víz–kőzet reakciókkal magyarázza; míg a másik „külső forrásból” (allochton) származó fluidumok hatásának tulajdonítja a sajátos összetételt.

a) A fluidumok oldott anyag tartalmának eredetét víz–kőzet kölcsönhatásokkal magyarázó elmélet, a magas halogenid, elsősorban Cl⁻ és Br⁻ koncentrációt az ásványok (pl. apatit, amfibolok, biotit, szodalit) kristályrácsába beépülő halogén ionok (KAMINENI 1987), valamint alkálifém halogenidek felszabadulásának tulajdonítja (KULLERUD 2000; BUCHER & STOBER 2000). A kristályos kőzetekben, különböző mennyiségben általánosan jelenlevő kőzetalkotó ásványok, mint az amfibolok (különösen a hornblende és az aktinolit), illetve a biotit akár 6–7 m% klórt is tartalmazhatnak a kristályrács OH pozíciójában. A vizsgált víz–kőzet kölcsönhatások az oldott kationok mennyiségére is jelentős hatással vannak (BUCHER & STOBER 2000). FRAPE & BLYTH (2005) a legfontosabbak között említik a földpát–fluidum kölcsönhatásokat, melyek igen változatos kőzettípusokban jelentkeznek. A Ca-dús plagioklászok albitosodása során a fluidum Na⁺-ban szegényedik, míg Ca²⁺-ban dúsul. Az alkáli földpát – fluidum kölcsönhatás a földpát–fluidum egyensúly kialakítására törekszik, ami befolyásolja az oldatok Na⁺–K⁺ háztartását (GIGGENBACH 1988). Az albit kloritosodása során az oldat Na⁺ tartalma nő, míg Mg²⁺ tartalma csökken (FRAPE & BLYTH 2005), ugyanakkor a kloritok szericitesedése

jelentős K⁺ fogyasztó folyamat. A biotit kloritosodása, a földpátok szericitesedése valamint a bázitok ultrabázitok szerpentinisedése (ABRAJANO et al. 1990) vízfogyasztással a fluidum töménységét növelik. A főleg repedéskitöltésekben megjelenő zeolitok és agyagásványok, mint a földpátok átalakulási termékei szintén a fluidumok víztartalmát csökkentik. Fontos oldott anyagforrást jelentenek továbbá az ásványokban fluidumzárványok formájában jelenlevő akár 70 m/m% NaCl eqv. sótartalmat (döntően alkáli halogenidek) is elérő fluidumok (NORDSTROM et al. 1989b), amiket törésszerű deformációs folyamatok szabadíthatnak fel (NORDSTROM et al. 1989b; IRWIN & REYNOLDS 1995).

Korábbi vizsgálatok mind biogén–bakteriális (SHERWOOD LOLLAR et al. 1993a), mind abiogén (SHERWOOD LOLLAR et al. 1993b) CH₄-t kimutattak kristályos rezervoárokban. Metamorf komplexumokban a bakteriális metánképződés egy sajátos H₂ vezérelt formája a jellemző (PEDERSEN 1997; KOTELNIKOVA & PEDERSEN 1997). Az abiogén metanogenezis során a Fischer-Tropsch szintézis a legjellemzőbb folyamat (SALVI & WILLIAMS-JONES 1997), de a karbonátok metamorfózisa (HOLLOWAY 1984) valamint a bázitok, ultrabázitok szerpentinisedése is termelhet metánt, ha a szénforrás biztosított (SHERWOOD LOLLAR et al. 1993b). A nitrogén elsősorban NH₄⁺ formájában található a szilikátokban, ahol az alkálifémek pozíciójába épül be (HALL 1999; PAPINEAU et al. 2005). Legnagyobb mennyiségben a csillámok (főleg biotit), és az alkáli földpátok (elsősorban káliföldpát) tartalmazzák (HONMA & ITHARA

1981, HALL 1999, MINGRAM & BRÄUER 2001). Progresszív metamorf folyamatok során a nitrogén főleg NH_3 formájában távozik (HAENDAL et al. 1986), és másodlagos oxidációs folyamatok során N_2 -vé alakul.

b) Nagy sótartalmat mutató fluidumok külső forrásaiként azonosítható földtani közegek minden kristályos kőzet közvetlen környezetében megtalálhatók. Elsősorban tengervíz, illetve annak származékai, mint evaporit betelepülések, vagy üledékes medencebeli sós vizek („sedimentary brines”) számíthatnak potenciális forrásoknak, de nem tengeri eredetű sós tavak, és kontinentális evaporit telepek is szóba jöhetnek (FRAPE & BLYTH 2005). Az evaporitokat áthalmozhatja a szél, majd meteorikus vizek a mélybe szállíthatják oldataikat (FRAPE & BLYTH 2005). A medence eredetű sós vizek hatását sokan kutatták a kristályos komplexumokban (BEHR & GERLER 1987, BEHR et al. 1987, MULLIS & STALDER 1987, GASCOYNE et al. 1989, McNUTT et al. 1990, MUNZ et al. 1995, LODEMANN et al. 1997). Az ilyen fluidumok összetételére általánosságban a Na-Cl-dominancia a jellemző, szignifikáns Ca^{2+} -tartalommal. Kisebbségi mennyiségben Mg^{2+} és K^+ is előfordul bennük, valamint egyes esetekben jelentős a HCO_3^- , és a SO_4^{2-} tartalmuk. Az összetétel jelentősen módosulhat, amíg a fluidum eléri a kristályos aljzatot. Vándorlása során olyan víz-kőzet reakciók zajlanak az üledékes kőzetösszetételben, ami még jobban növeli Na-Ca-Cl domináns jellegét (KHARAKA & HANOR 2005). Az egyik legfontosabb folyamat a halit oldása, ami az evaporit betelepüléseket tartalmazó üledékekben jelentős. A Mg^{2+} mennyiségét klorit képződése, illetve mészkövek dolomitizációja csökkentheti számottevően. Az utóbbi folyamat ugyanakkor növeli a fluidum Ca^{2+} koncentrációját. A Ca^{2+} szint növekedéséhez járul hozzá az elsősorban arkózias homokköveknél jelentkező albitizáció is. A K^+ -ot nagy kálium tartalmú agyagásványok (illit) képződése vonja ki a fluidumból. A HCO_3^- mennyiségét a kalcit kikristályosodása, míg az SO_4^{2-} koncentrációját anhidrit és gipsz képződése csökkentheti jelentősen.

Külső forrásból származó CH_4 esetében a biogén képződési módok dominálnak (SCHOELL 1988). Közülük a termogén keletkezésnek van elsőrendű szerepe (RICE & CLAYPOOL 1981). Ez esetben a felhalmozódott szerves anyag (elsősorban II–III. típusú kerogén, ritkábban szenes betelepülések) termokémiai átalakulása szolgáltat metánt. Ilyen eredetű metánelőfordulások számos földtani képződmény esetében kimutathatók (JENDEN & KAPLAN 1989, JENDEN et al. 1988, RICE et al. 1988). A másik jelentős metánképződési mód a bakteriális metanogenezis (SCHOELL 1988; MARTINI et al. 1998, 2003). Itt két folyamat a jelentős: az acetát fermentáció és a CO_2 redukció (WHITICAR et al. 1986, SCHOELL 1988). A fermentáció a fiatal szárazföldi-, míg a CO_2 redukció az idősebb medencebeli üledékekben domináns (WHITICAR et al. 1986, SCHOELL 1988). A mi szempontunkból az utóbbinak van nagyobb jelentősége, mert a fermentációval képződött metán nagy része könnyen eltávozik a légkörbe (JENDEN & KAPLAN 1989, COLEMAN et al. 1988).

A nitrogén több külső forrásból is származtatható (HOLLOWAY & DAHLGREN 2002). A meteorikus vizek is nagy mennyiségű légköri nitrogént szállítanak oldott formában a felszín alá. A felszín alatti N_2 többsége azonban, szerves anyagok átalakulása során (RAMSEYER et al. 1993), illetve mikrobiális tevékenység következtében keletkezik. A szerves anyagok termokémiai bomlása során, a nitrogén — gyakran CH_4 kíséretében — NH_3 formájában szabadul fel, majd N_2 gázzá oxidálódik (ROHRBACK et al. 1983). A mikrobiális eredetű N_2 a denitrifikáló baktériumokhoz köthető (KOIKE & SORENSSEN 1988). A keletkező nitrogén egy részét a felszín alatti fluidumok a mélybe szállítják.

A mélybe szivárgó fluidumok hatása több tényezőtől is függ. Legnagyobb jelentősége a mélybe szivárgó fluidum áramlási fluxusának van (GLEESON & YARDLEY 2003). Minél több ideig tartózkodik egy fluidum egyazon kőzet-típusban, annál jobban megváltoztatják összetételét a fluidum-kőzet reakciók (BUCHER & STÖBER 2000). A hiperszalin fluidumok mélybe áramlása sűrűségvezérelt folyamat, amelyhez megfelelő hidraulikus gradiens kell. A nagy sűrűségű fluidum mélybe áramlását általában geotermális felhajtóerő egyensúlyozza ki, és a felszín irányába téríti el (KHARAKA & HANOR 2005). A fluidumok útját a törésrendszerek és vetőzónák, mint áramlási csatornák nagymértékben megkönnyítik (BEHR & GERLER 1987; BEHR et al. 1987).

Hiperszalin fluidumok a Baksai Komplexumban

Hogy pontosabb képet kapjunk a Baksai Komplexum kvarc-karbonát-ereiben áramlott fluidumok összetételéről, eredetéről és a migráció fizikai körülményeiről, számos tényező hatását kell tisztázni. Mindezek közül — a fluidum forrásától függetlenül — kitüntetett szerepe van a víz-kőzet kölcsönhatások okozta átalakulások megismerésének, hiszen feltételezhetően e folyamatok felelősek a vizsgált vizes oldatokban kimutatott magas sókoncentrációért. Víz-kőzet kölcsönhatás okozta oldatkonzentráció-növekedésre, a komplexum tözsomszédságában található Mórággyi Gránit Formáció karbonátos repedéskitöltéseiben is láthatunk példát (SZABÓ et al. 2003; KOVÁCS-PÁLFY & FÖLDVÁRI 2003). Itt a paleofluidumban megjelenő nagy koncentrációjú Na-Ca-Cl domináns sótartalmat a hidrotermális eredetű oldatoknak az utómágnás szakasz végére jellemző metasomatikus töményedésével magyarázzák (SZABÓ et al. 2003). Ezt a modellt alátámasztja, hogy a Baksai Komplexum általunk vizsgált kvarc-karbonát-ereiben általánosan előforduló nagy sótartalommal szemben, SZABÓ et al. (2003) nagy mennyiségben találtak közepes és kis sótartalmú fluidumokat is a Mórággyi Gránit karbonátos ereinek elsődleges bezáródású zárványjaiban. A Baksai Komplexum kőzetösszetételében is valószínűsíthetőek olyan folyamatok, melyek okozhattak retrográd töményedést az egykori fluidumban. A komplexum kőzeteire általánosan jellemző a kloritizáció. Ez a teljes fúrászelvényben fellelhető jelenség elsősorban a biotit átalakulásaként jelentkezik. A

másik fontos — a kloritosodásnál kisebb mértékben jelentkező — vízfogyasztó átalakulás a földpátok szericitésedése, ami legintenzívebben a gneisz és csillámpala kőzettípusokban figyelhető meg. Annak ellenére, hogy a két retrográd ásvány (klorit és szericit) általánosan fellelhető a mellékkőzetben, a kvarc-karbonát-erekben egyáltalán nem jelennek meg, és az sem tapasztalható, hogy nagyobb lenne a mennyiségük a repedéskitöltések közelében. A mellékkőzet kloritosodásának ÁRKAI (1985) által becsült hőmérséklet intervalluma (200–400 °C) jóval magasabb annál, mint amit a kvarc-karbonát érkitöltő fázisok képződésére a p - T diagramok adataiból (II. ábra) becsülhetünk (80–180 °C). Az alacsonyabb hőmérsékleten stabil intenzív víz-kőzet kölcsönhatásokra utaló ásványfázisok, mint zeolitok, illetve agyagásványok ugyanakkor sem a repedéskitöltésekben, sem a mellékkőzetben nem jelentkeznek. Mindezekből arra következtethetünk, hogy a magas sókoncentráció nem a kristályos képződményekben bekövetkezett fluidum-kőzet kölcsönhatások eredménye, hanem sokkal inkább magas sótartalmú egzotikus (kristályos komplexumon kívüli) fluidumok hatására vezethető vissza.

A fluidumban megjelenő CH_4 és N_2 forrásaiként első sorban szénült szerves anyagot tartalmazó üledékes képződmények azonosíthatók. Ilyen összeletek jelentős vastagságban fordulnak elő a komplexum környezetében. Az egyik legvalószínűbb forrás a karbon korú Tésenyi Homokkő Formáció, amely jelentős területen fedő képződménye a Baksai Komplexum kristályos kőzeteinek.

A nagy oldott iontartalom főleg üledékes medencebeli sós vizekből (sedimentary brines), illetve evaporitos kőzeteken átszivárgó fluidumokból származtatható. Ilyen képződmények a Baksai Komplexum közvetlen szomszédságában is található; első sorban a perm és triász korú, arkózás összetételű (Kővágószőlősi Homokkő Formáció, FAZEKAS 1987) és evaporit betelepüléseket is tartalmazó (Hetvehelyi Dolomit Formáció, Magyarürögi Anhidrit Tagozata, KONRÁD 1997) képződmények jöhetnek számításba. A repedezett aljzat irányába vándorló fluidumok a fedő üledékes képződményekben lejátszódó fluidum-kőzet reakcióknak köszönhetik Na-Ca-Cl domináns jellegüket, és a Baksai Komplexum repedésrendszereiben áramolva is számottevően megőrizhették ezt a karakterüket. A külső

eredetű fluidumok hatását elősegítik a tektonikai hatásokra létrejött vetőzónák és mélytörési rendszerek, melyek hatását számos esetben kimutatták már kristályos komplexumok esetében. BEHR & GERLER 1987, valamint BEHR et al. 1987 az aljzati képződmények repedéskitöltő kvarcainak növekedési zónái között jelentkező ritmikus fluidumkémiái ingadozást a tektonikus mozgások során aktivizálódó vetőzónáknak tulajdonították. Szerintük a tektonikailag aktív időszakok nagy mennyiségű üledékes medencebeli fluidum áramlását tették lehetővé a kristályos aljzat irányába. Annak ellenére, hogy az általunk vizsgált kvarc-kristályok növekedési zónái között, nem figyelhető meg a fent említett hasonló jellegű fluidumkémiái változás, és a T_h értékek sem jelölnek szignifikáns petrográfiai trendet, így is nagy a valószínűsége, hogy a Baksai Komplexum utolsó töréses szerkezetalakulást követően külső fluidumok hatása alá került. A fluidumzárvány vizsgálatokból az érkitöltő fázisok képződésére kapott paraméterek alapján a repedések cementációja átlagos geotermikus gradiens mellett mindössze néhány km (2–5 km) mélységben valószínűsíthető. Ilyen mélységtartományban, a felszíni, illetve üledékes medencebeli fluidumok cirkulációja általános jelenség. Világszerte több tanulmány igazolja, e fluidumok megjelenését a kristályos aljzat mélyebb régióiban, metamorf komplexumok esetében akár 8 km mélységben is kimutatható a hatásuk és a jelenlétük (MORRISON 1994, NESBITT & MUEHLENBACHS 1989, READ & CARTWRIGHT 2000).

Köszönetnyilvánítás

Köszönet illeti az Osztrák–Magyar Akció Alapítványt (62öu4), melynek támogatásával lehetővé vált, hogy Ausztriában elvégezhessük munkánk kulcsfontosságú méréseit. Szeretnénk külön köszönetet mondani dr. Ronald J. BAKKER-nak, és a Leobeni Montanuniversitát többi munkatársának a fluidumzárvány vizsgálatok, és a Raman-spektroszkópia során nyújtott segítségükért. A kutatást támogatta az OTKA (No. K 60768). Külön köszönet illeti LELKESNÉ FELVÁRI Gyöngyit, és TÖRÖK Kálmánt a kézirat bírálatáért és hasznos észrevételeikért, tanácsaikért.

Irodalom — References

- ABRAJANO, T. A., STURCHIO, N. C., KENNEDY, B. M. & LYON, G. L. 1990: Geochemistry of reduced gas related to serpentinization of the Zambales ophiolite, Philippines. — *Applied Geochemistry* **5**, 625–630.
- ÁRKAI, P. 1984: Polymetamorphism of the crystalline basement of the Somogy–Dráva basin southwestern transdanubia, Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **26/2**, 129–153.
- ÁRKAI, P. 1985: Polymetamorphic evolution of the South-Hungarian crystalline basement, Pannonian basin, geothermometric and geobarometric data. — *Acta Geologica Hungarica* **23/3–4**, 165–190.
- ÁRKAI, P., HORVÁTH, P. & NAGY, G. 1999: A clockwise P-T path from the Variscan basement of the Tisza Unit, Pannonian basin Hungary. — *Geologica Croatica* **52/2**, 109–117.
- AUDETAT, A. & GÜNTHER, D. 1999: Mobility and H_2O loss from fluid inclusions in natural quartz crystals. — *Contribution Mineralogy and Petrology* **137**, 1–14.
- AYLLÓN, F., BAKKER, R. J. & WARR, L. N. 2003: Re-equilibration of fluid inclusions in diagenetic-anchizonal rocks of the Cineramallana coal basin NW Spain. — *Geofluids* **3**, 49–68.

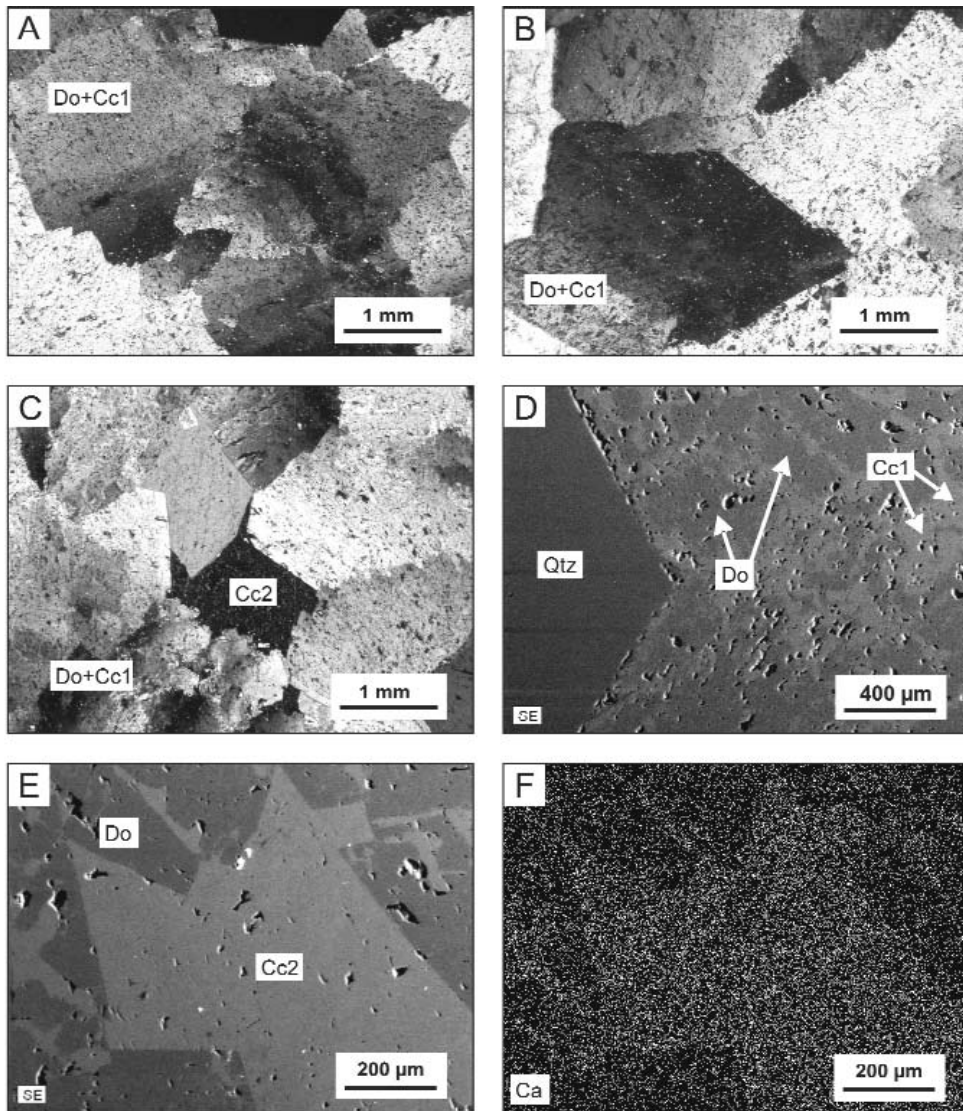
- BAKKER, R. J. 2003: Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modeling bulk fluid properties. — *Chemical Geology* **194**, 3–23.
- BAKKER, R. J. 2004: Raman spectra of fluid and crystal mixtures in the systems H₂O, H₂O–NaCl and H₂O–MgCl₂ at low temperatures: applications to fluid-inclusion research. — *The Canadian Mineralogist* **42**, 1283–1314.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E. & BUDA, GY. 1983: Chronology of granitoid and metamorphic rocks of Transdanubia Hungary. — *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică* **61**, 359–364.
- BEHR, H. J. & GERLER, J. 1987: Inclusions of Sedimentary Brines in Post-Variscan Mineralizations in the Federal republic of Germany - A Study by Neutron Activation Analysis. — *Chemical Geology* **61**, 65–77.
- BEHR, H. J., HORN, E. E., FRENTZEL-BEYME, K. & REUTEL, C. 1987: Fluid unclusion characteristics of the Variscan and Post-Variscan mineralizing fluids in the Federal Republic of Germany. — *Chemical Geology* **61**, 273–285.
- BLYTH, A., FRAPE, S., BLOMQUIST, R. & NISSINEN, P. 2000: Assessing the past thermal and chemical history of fluids in crystalline rock by combining fluid inclusion and isotopic investigations of fracture calcite. — *Applied Geochemistry* **15** 1417–1437.
- BODNAR, R. J. 2003: Re-equilibration of fluid inclusions. In: SAMSON, I. & MARSHALL, D. (eds): Fluid Inclusions: Analysis and interpretation. — *Mineralogical Association of Canada, Short Course Ser.* **32**, 213–230.
- BODNAR, R. J., STERNER, S. M. & HALL, D. L. 1989: SALTY: a FORTRAN program to calculate compositions of fluid inclusions in the system NaCl-KCl-H₂O. — *Computers & Geosciences* **15**, 19–41.
- BUCHER, K. & STOBER, I. 2000: The composition of groundwater in the continental crystalline crust. — In: BUCHER, K. & STOBER, I. (eds.) *Hydrogeology of Crystalline Rocks*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers **34**, 141–176.
- COLEMAN, D. D., LIU, C. L. & RILEY, K. M. 1988: Microbial methane in the shallow Paleozoic sediments and glacial drift deposits of Illinois, U. S. A. — *Chemical Geology* **71**, 23–40.
- CRESPO, M. T., DELGADO, A., CATENA, E. V., GARCÍA, L. A. J. & FABRE, C. 2002: The latest Post-Variscan fluids in the Spanish Central System: evidence from fluid inclusion and stable isotope data. — *Marine and Petroleum Geology* **19**, 323–337.
- DABI G., M. TÓTH T. & SCHUBERT F. 2008: Eltérő genetikájú többgenerációs érkítőlt karbonát cementáció a Mecsek-alján (Ófalu Aranyosvölgy). — *Földtani Közlemény (bírálat alatt)*.
- DIAMOND, L. W. 2003: Systematics of H₂O inclusions. — In: SAMSON, I. & MARSHALL, D. (eds): Fluid Inclusions: Analysis and interpretation. Vancouver — *Mineralogical Association of Canada, Short Course Ser.* **32**, 55–77.
- EVANS, K. F., KOHL, T., HOPKIRK, R. J. & RYBACH, L. 1996: Studies the nature of non linear impedance to flow within the fractured granitic reservoir at the European Hot Dry Rock Project site at Soutz-sous-Forets, France. — Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich, 152.
- FAZEKAS V. 1987: A mecseki perm és alsótriász korú törmelékes formációk ásványos összetétele. — *Földtani Közlemény* **117**, 11–30.
- FAZEKAS V. & VINCZE J. 1991: Hidrotermás ércindikációk a Villány-hegység északi előtere mélyfúrásaiban. — *Földtani Közlemény* **121/1–4**, 23–56.
- FOURCADE, S., MICHELOT, J. L., BUSCHAERT, S., CATHELINEAU, M., FREIBERGER, R., COULIBALY, Y. & J. ARANYOSSY, F. 2002: Fluid transfers at the basement/cover interface: Part I. Subsurface recycling of the carbonate from granitoid basement rocks France. — *Chemical Geology* **192/1–2**, 99–119.
- FRAPE, S. K. & BLYTH, A. 2005: Deep Fluids in the Continents: II. Crystalline Rocks. — In: HOLLAND, D. H. & TUREKIAN, K. K. (eds): *Treatise on Geochemistry*. Oxford, Elsevier Science **5**, 541–580.
- FRITZ, P. & FRAPE, S. K. 1982: Saline groundwaters in the Canadian Shield — a first overview. — *Chemical Geology* **36**, 179–190.
- GASCOYNE, M., PURDY, A., FRITZ, P., ROSS, J. D., FRAPE, S. K., DRIMMIE, R. J. & BETCHER, R. N. 1989: Evidence for penetration of sedimentary basin brines into an Archean granite of the Canadian shield. — *Proc. 6th Int. Symp. Water-Rock Interaction, Malvern, UK, Balkema, Rotterdam The Netherlands*, 243–245.
- GÉCZY, B. 1973: Plate tectonics and palaeogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. — *Acta Geologica Hungarica* **27**, 379–389.
- GIGGENBACH, W. F. 1988: Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**, 2749–2765.
- GLEESON, S. A. & YARDLEY, B. W. D. 2003: Surface-derived fluids in basement rocks: inferences from palaeo-hydrothermal systems. — *Journal of Geochemical Exploration* **78–79**, 61–65.
- GOLDSTEIN, R. H. & REYNOLDS, T. J. 1994: Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. — *SEPM Short Course, Society for Sedimentary Geology* **31**, 199 p.
- GONZALEZ-PARTIDA, E., CARRILLO-CHAVEZ, A., LEVRESSE, G., TELLO-HINOJOSA, E., VENEGAS-SALGADO, S., RAMIREZ-SILVA, G., PAL-VERMA, M., TRITLLA, J. & CAMPRUBI, A. 2005: Hydro-geochemical and isotopic fluid evolution of the Los Azufres geothermal field, Central Mexico. — *Applied Geochemistry* **20**, 23–39.
- GRATIER, J. P. & JENATTON, L. 1984: Deformation by solution-deposition, and re-equilibration of fluid inclusions in crystals depending on temperature, internal pressure and stress. — *Journal of Structural Geology* **61/2**, 189–200.
- HAAS, J. & PÉRO, Cs. 2004: Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. — *International Journal of Earth Sciences* **93**, 297–313.
- HAENDAL, D., MUHLE, K., NITZSCHE, H. M., STEIHL, G. & WAND, U. 1986: Isotopic variation of the fixed nitrogen in metamorphic rocks. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **50**, 749–758.
- HALL, A. 1999: Ammonium in granites and its petrogenetic significance. — *Earth-Science Reviews* **45**, 145–165.
- HOLLOWAY, J. M. & DAHLGREN, R. A. 2002: Nitrogen in Rock: Occurrences and biogeochemical implications. — *Global Biogeochemical Cycles* **16/4**, 1118.
- HOLLOWAY, J. R. 1984: Graphite-CH₄-H₂O-CO₂ equilibria at low-grade metamorphic conditions. — *Geology* **12**, 455–458.
- HONMA, H. & ITHARA, Y. 1981: Distribution of ammonium in minerals of metamorphic and granitic rocks. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **45**, 983–988.

- HORVÁTH, P., KOVÁCS, G. & SZAKMÁNY, Gy. 2003: Eclogite and garnet amphibolite pebbles from niocene conglomerates Pannonian basin Hungary: implications for the variscan metamorphic evolution of the Tisza Megaunit. — *Geologica Carpathica* **54/6**, 355–366.
- IRWIN, J. J. & REYNOLDS, J. H. 1995: Multiple stages of fluid trapping in the Stripa granite indicated by laser microprobe analysis of Cl, Be, I, U, and nucleogenic Ar, Kr, and Xe in fluid inclusions. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**, 355–369.
- JENDEN, P. D. & KAPLAN, I. R. 1989: Origin of natural gas in the Sacramento Basin. — *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **73/4**, 431–453.
- JENDEN, P. D., NEWELL, K. D., KAPLAN, I. R. & WATNEY, W. L. 1988: Composition and stable-isotope geochemistry of natural gases from Kansas, midcontinent, U.S.A. — *Chemical Geology* **71**, 117–147.
- KAMINENI, C. D. 1987: Halogen bearing minerals in plutonic rocks: a possible source of chlorine in saline groundwater in the Canadian shield. — In: FRAPE, S. K. & FRITZ, P. (eds): Saline Water and Gases in Crystalline Rocks. *Special Paper* **33**, 69–79.
- KASSAI M. 1972: A Villány–Szalatnaki paleozoós mélytörés. The Paleozoic Deep Fracture of Villány–Szalatnak — *MTA X. Osztály Közleményei* **61**, 351–354.
- KHARAKA, Y. K. & HANOR, J. S. 2005: Deep Fluids in the Continents: I. Sedimentary Basins. — In: HOLLAND, D. H. & TUREKIAN, K. K. (eds): *Treatise on Geochemistry*. Oxford, Elsevier Science **5**, 499–540.
- KIRÁLY E. 1996: Adalékok a délkelet-dunántúli polimetamorf aljzat megismeréséhez. — *Földtani Közlemények* **126/1**, 1–23.
- KOIKE, I. & SORESENSEN, J. 1988: Nitrate reduction and Denitrification in Marine Sediments. — In: BLACKBURN, H. T. & SORESENSEN, J. (eds): *Nitrogen Cycling in Coastal Marine Environments*. John Wiley & Sons Ltd., 251–273.
- KONNERUP-MADSEN, J. 2006: A reconnaissance study of fluid inclusions in fracture-filing quartz and calcite from the Lopra-1/1A well, Faroe Islands. — In: CHALMERS, A. J. & WAAGSTEIN, R. (eds): *Scientific results from the deepened Lopra-1 borehole, Faroe Islands*. Copenhagen, **9**, 118–122.
- KONRÁD Gy. 1997: A DK-dunántúli alsó- és középső-triász képződmények szedimentológiai vizsgálatának eredményei. — *Kandidátusi értekezés*. Budapest.
- KOTELNIKOVA, S. & PEDERSEN, K. 1997: Evidence for methanogenic *Archaea* and homoacetogenic *Bacteria* in deep granitic rock aquifers. — *FEMS Microbiology Reviews* **20**, 339–349.
- KOVÁCH, A., SVINGOR, E. & SZEDERKÉNYI, T. 1985: Rb-Sr Dating of basement rocks from the southern foreland of the Mecsek mountains, southeastern Transdanubia, Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **27**, 51–57.
- KOVÁCS-PÁLFFY P. & FÖLDVÁRI M. 2004: Hidrotermális képződmények és jelenségek a Mórággyi Gránit Formációban. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2003**, 327–331.
- KRUMGALZ, B. S., POGORELSKY, R. & PITZER, K. S. 1996: Volumetric properties of single aqueous electrolytes from zero to saturation concentration at 298,15 K Represented by Pitzer's ion-interaction equations. — *Journal of Physical Chemistry Referential Data* **25**, 639–663.
- KULLERUD, K. 2000: Occurrence and origin of Cl-rich amphibole and biotite in the Earth's crust-implications for fluid composition and evolution. — In: BUCHER, K. & STÖBER, I. (eds): *Hydrogeology of Crystalline Rocks*. Dordrecht. Kluwer Academic Publishers, **34**, 205–225.
- LACAZETTE, A. 1990: Application of linear elastic fracture mechanics to the quantitative evaluation of fluid-inclusion decrepitation. — *Geology* **18**, 782–785.
- LELKES-FELVÁRI, Gy. & FRANK, W. 1997: Geochronology of the metamorphic basement, Transdanubian part of the Tisza Mega-Unit. — *Acta Geologica Hungarica* **49/3**, 189–206.
- LODEMANN, L., FRITZ, P., WOLF, M., IVANOVICH, M., HANSEN, B. T. & NOLTE, E. 1997: On the origin of saline fluids in the KTB continental deep drilling project of Germany. — *Applied Geochemistry* **12**, 831–849.
- LOUCKS, R. R. 2000: Precise geothermometry on fluid inclusion populations that trapped mixtures of immiscible fluids. — *American Journal of Science* **300**, 23–59.
- MARTINI, A. M., WALTER, L. M., KU, T. C. W., BUDAI, J. M., KAISER C. J., MCINTOSH, J. C. & SCHOELL, M. 2003: Microbial production and modification of gases in sedimentary basins: A geochemical case study from a Devonian shale gas play, Michigan basin. — *AAPG Bulletin* **87/8**, 1355–1375.
- MARTINI, M. A., WALTER, M. L., KU, W. C. T., BUDAI, M. J., KAISER J. C. & SCHOELL, M. 1998: Genetic and temporal relations between formation waters and biogenic methane: Upper Devonian Antrim Shale, Michigan Basin, USA. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **62/10**, 1699–1720.
- MCNUTT, R. H., FRAPE, S. K., FRITZ, P., JONES, M. G. & MACDONALD, I. M. 1990: The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of Canadian Shield brines and fracture minerals with applications to groundwater mixing, fracture history, and geochronology. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**, 205–215.
- MERNAGH, T. P. & WILDE, A. R. 1989: The use of laser Raman microprobe for the determination of salinity in fluid inclusions. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 765–771.
- MINGRAM, B. & BRÄUER, K. 2001: Ammonium concentration and nitrogen isotope composition in metasedimentary rocks from different tectonometamorphic units of the European Variscan Belts. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **65**, 273–287.
- MORRISON, J. 1994: Meteoric water-rock interaction in the lower plate of the Whipple Mountain metamorphic core complex, California. — *Journal of Metamorphic Geology* **12**, 827–840.
- MULLIS, J. & STALDER, H. A. 1987. Salt-poor and salt-rich fluid inclusions in quartz from two boreholes in northern Switzerland. — *Chemical Geology* **61**, 263–272.
- MUNZ, I. A., YARDLEY, B. W. D., BANKS, D. A. & WAYNE, D. 1995: Deep penetration of sedimentary fluids in basement rocks from southern Norway: Evidence from hydrocarbon and brine inclusion in quartz veins. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59/2**, 239–254.
- MUNZ, I. A., IDEN, K., JOHANSEN, H. & VAGLE, K. 1998: The fluid regime during fracturing of the Embla field, Central Trough, North Sea. — *Marine and Petroleum Geology* **15**, 751–768.

- MUNZ, I. A. 2001: Petroleum inclusions in sedimentary basins: systematics analytical methods and application. — *Lithos* **55**, 195–212
- NADEN, J. 1996: Calcic Brine 1.5: a Microsoft Excel 5.0 add-in for calculating salinities from microthermometric data in the system NaCl-CaCl₂-H₂O. — In: BROWN, P. E., HAGEMANN, S. G. (eds): *PanAmerican Conference on Research on Fluid Inclusions VI. Program and Abstracts*, University of Wisconsin, 97–98.
- NESBITT, E. B. & MUEHLENBACHS, K. 1989: Origins and Movement of Fluids During Deformation and Metamorphism in the Canadian Cordillera. — *Science* **245**(4919), 733–736.
- NORDSTROM, D. K., BALL, J. B., DONAHOE, R. J. & WHITTEMORE, D. 1989a: Groundwater chemistry and water-rock interactions at Stripa. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 1727–1740.
- NORDSTROM, D. K., LINDBLOM, S., DONAHOE, R. J. & BARTON, C. C. 1989b: Fluid Inclusion in the Stripa granite and their possible influence on the groundwater chemistry. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 1741–1755.
- OAKES, C., BODNAR, R. J. & SIMONSON, J. M. 1990: The System NaCl-CaCl₂-H₂O: I. The ice liquidus at 1 atm total pressure. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**, 603–610.
- O'REILLY, C., SHANNON, P. M. & FEELY, M. 1998: A fluid inclusion study of cement and vein minerals from the Celtic Sea Basins, offshore Ireland. — *Marine and Petroleum Geology* **15**, 519–533.
- OXTOBY, N. 2000. Re-equilibration of aqueous inclusions in carbonate cements by freezing: implications for geologic studies. <http://www.gl.rhul.ac.uk/poros/fia/Unpublished.htm>
- PAPINEAU, D., MOJZSIS, S. J., KARHU, J. A. & MARTY, B. 2005: Nitrogen isotopic composition of ammoniated phyllosilicates, case studies from Precambrian metamorphosed sedimentary rocks. — *Chemical Geology* **216**, 37–58.
- PEDERSEN, K. 1997: Microbial life in deep granitic rock. — *FEMS Microbiology Reviews* **20**, 399–414.
- POTTER, R. W. I. & CLYNNE, M. A. 1978: Pressure correction for fluid inclusion homogenization temperatures — *Abstract. International Association on the genesis of ore deposits, 5th Symposium, Program and Abstracts*, Alta, ÚT, 146 p.
- RAMSEYER, K., DIAMOND, L. W. & BOLES, J. R. 1993: Authigenic K-NH₄ — feldspar in sandstones? a fingerprint of the diagenesis of organic matter. — *Journal of Sedimentary Research* **63**/6, 1092–1099.
- RAVASZ-BARANYAI, L. 1969: Eclogite from the Mecsek Mountains, Hungary. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **13**, 315–322.
- READ, C. M. & CARTWRIGHT, I. 2000: Meteoric fluid infiltration in the middle crust during shearing: examples from the Arunta Inlier, central Australia. — *Journal of Geochemical Exploration* **69–70**, 333–337.
- RICE, D. D. & CLAYPOOL, G. E. 1981: Generation, accumulation and resource potential of biogenic gas. — *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* **65**, 5–25.
- RICE, D. D., THRELKELD, C. N. & VULETICH, A. K. 1988: Character, Origin and Occurrence of Natural Gases in the Andarko Basin, Southwestern Kansas, Western Oklahoma and Texas Panhandle U.S.A. — *Chemical Geology* **71**, 149–157.
- ROEDDER, E. 1984: Fluid Inclusions. — *Reviews in Mineralogy* **12**, 644 p..
- ROHRBACK, G. B., PETERS, E. K., SWEENEY, E. R. & KAPLAN, R. I. 1983: Ammonia formation in laboratory simulated thermal maturation: Implications related to the origin of nitrogen in natural gas. — In: BJORJOY, M. (eds): *Advances in Organic Geochemistry*. New York, John Wiley & Sons, 819–823.
- SALVI, S. & WILLIAMS-JONES, A. E. 1997: Fischer-Tropsch synthesis of hydrocarbons during sub-solidus alteration of the Strange Lakeperalkaline granite, Quebec/Labrador, Canada. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61**/1, 83–99.
- SAMSON, I. M., & WALKER, R. T. 2000: Cryogenic Raman Spectroscopic Studies in the System NaCl-CaCl₂-H₂O and Implications for Low-Temperature Phase Behavior in Aqueous Fluid Inclusions. — *The Canadian Mineralogist* **38**, 35–43.
- SCHOELL, M. 1988: Multiple origins of methane in the Earth. — *Chemical Geology* **71**, 1–10.
- SCHUBERT F., KÓTHAY K., DÉGI J., M. TÓTH T., BALI E., SZABÓ CS., BENKÓ ZS. & ZAJACZ Z. 2007: A szakirodalomban használt fluidum- és olvadékszárványokkal kapcsolatos kifejezések és szimbólumok szótára. — *Földtani Közlemény* **137**/1, 83–102.
- SHEPPERD, T. J., RANKIN, A. H. C. & ALDERTON, D. H. M. 1985: *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. — Glasgow, Blackie and Son, 239 p.
- SHERWOOD LOLLAR, B., FRAPE, S. K., FRITZ, P., MACKO, S. A., WELHAN, J. A., BLOMQUIST, R. & LAHERMO, P. W. 1993a: Evidence for bacterially generated hydrocarbon gas in Canadian Shield and Fennoscandian Shield rocks. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, 5073–5085.
- SHERWOOD LOLLAR, B., FRAPE, S. K., WEISE, M. S., FRITZ, P., MACKO, S. A. & WELHAN, J. A. 1993b: Abiogenic methanogenesis in crystalline rocks. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, 5087–5097.
- SZABÓ CS., GÁLNÉ SÓLYMOS K. & FALL, A. 2003: Karbonátos repedéskitöltés-vizsgálatok Üveghuta környékén mélyített fúrások granitoid kőzetein. — *Kézirat, Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató Üveghuta körzetében*. Budapest, 110 p.
- SZEDERKÉNYI T. 1974: A DK-Dunántúli ópaleozoós képződmények ritkaelem kutatása. — *Kézirat. Kandidátusi értekezés MTAK*, 184 p.
- SZEDERKÉNYI, T. 1976: Barrow-type metamorphism in the crystalline basement of South-East Transdanubia. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **20**, 47–61.
- SZEDERKÉNYI T. 1979: A mecseki ópaleozoós-prekambriumi alapszelvények komplex földtani feldolgozása. — *Kézirat*, JATE, Szeged.
- SZEDERKÉNYI, T. 1983: Origin of amphibolites and metavolcanics of crystalline complexes of south transdanubia, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **26**/1–2, 103–136.
- TARNAI, T. 1997: Ore minerals from the key section of the Baksa Complex W Baranya hills, Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **38**, Supplementum, 119–133.
- TARNAI, T. 1998: Mineralogical-petrological study on ore vein penetrated by the key-borehole Baksa No. 2 SE Transdanubia, Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **39**, 21–34.

- TENZER, H. 2001: Development of Hot Dry Rock Technology. — *Geo-Heat Center Quarterly Bulletin* **22/4**, 16–22.
- WALLIN, B. & PETERMAN, Z. 1999: Calcite fracture fillings as indicators of paleohydrology at Laxemar at the Aspö Hard Rock Laboratory, southern Sweden. — *Applied Geochemistry* **14**, 953–962.
- WHITCAR, M. J., FABER, E. & SCHOELL, M. 1986: Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO₂ reduction vs. acetate fermentation — Isotope evidence. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **50**, 693–709.
- WILKINSON, J. J. 1990: The role of metamorphic fluids in the evolution of the Cornubian orefield: Fluid inclusion evidence from south Cornwall. — *Mineralogical Magazine* **54**, 219–230.
- YANATIEVA, O. K. 1946: Polythermal solubilities in the systems CaCl₂-MgCl₂-H₂O and CaCl₂-NaCl-H₂O. — *Zhur. Priklad. Khim.* **19**, 709–722.
- ZHANG, Y. G. & FRANTZ, J. D. 1987: Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. — *Chemical Geology* **64**, 335–350.
- Kézirat beérkezett: 2007. 10. 28.

I. tábla — Plate I



A) kép: Unduláló kioltású do+cc1 szemcsék szabálytalan lefutású szemcsehatárokkal

B) kép: Saját alakú repedéskitöltő a do+cc1 kristályegyüttes

C) kép: A do+cc1 fázisok közötti cc2 fázis nem mutat unduláló kioltást

D) kép: A cc1 (világos szürke) szabálytalan szételegyedési mintázatot mutat a do fázison (sötét szürke) belül

E) kép: Másodlagos elektronkép (SE) a do+cc1 fázisok közt megjelenő cc2 fázisról

F) kép: Ca – elem térkép az E) felvételen bemutatott területről

Photo A): Do+cc1 crystals with undulose extinction and irregular grain boundaries

Photo B): Aggregate of euhedral fracture filling do+cc1 crystals

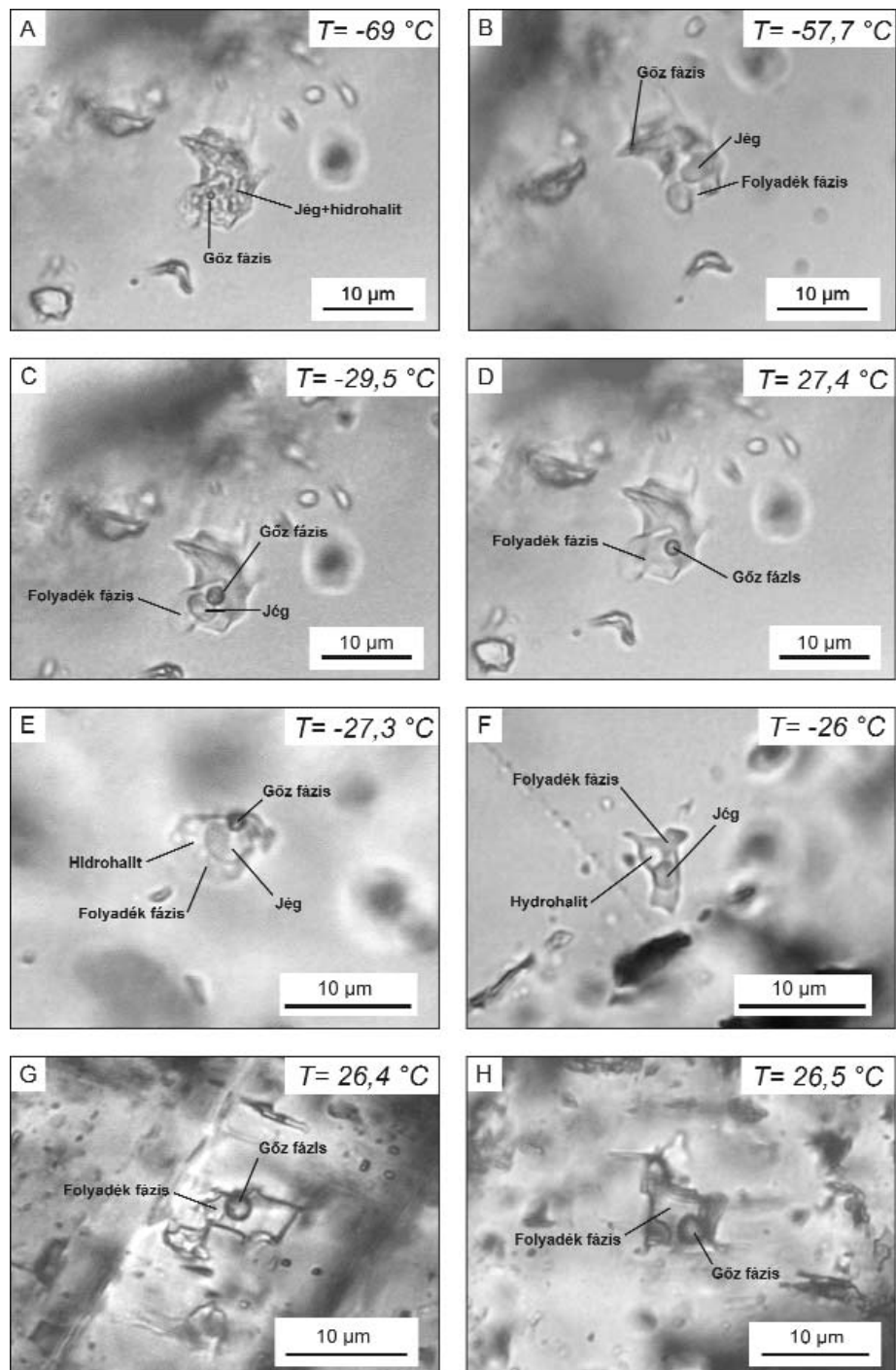
Photo C): The late cc2 phase does not show undulose extinction among do+cc1 phases

Photo D): Cc1 phase (light grey) are included into do phase (dark grey) show irregularly demixing pattern

Photo E): Secondary electron image (SE) from the cc2 phase are appeared among the do+cc1 phases

Photo F): Ca – elementary map from the area are shown on the photo E)

II. tábla — Plate II



A–D) képek: Fázisátalakulások a fagyasztást követő felmelegítés során, egy kvarcmintából kiválasztott elsődleges fluidumzárványban (Q–P3):

A) kép: Elsődleges genetikájú, kétfázisú fluidumzárvány a repedéskitöltések kvarcfázisából $-69\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérsékleten. B) kép: Olvadékfázis megjelenése a fluidum eutektikus hőmérsékletének környékén ($-57,7\text{ }^{\circ}\text{C}$). C) kép: Olvadó jégkristály $-27\text{ }^{\circ}\text{C}$ -on a zárvány végső jégolvadási hőmérséklete ($-24,8\text{ }^{\circ}\text{C}$) alatt. D) kép: Szobahőmérsékleten megfigyelhető fázisok az előző felvételeken látható fluidumzárványban

E) kép: Egymással egyensúlyban levő jég, hidrohalit, folyadék, és gőz fázisok a kvarc egy elsődleges bezáródású fluidumzárványában (Q–P4)

F) kép: Metastabil fázisegyensúly (gőzfázis hiánya) a kvarc egy elsődleges fluidumzárványában (Q–P2)

G–H) képek: Jellemző fluidumzárvány típusok a repedéskitöltések do+cc1 fázisából

G) kép: Elsődleges bezáródású szobahőmérsékleten két fázist mutató folyadékdomináns fluidumzárvány a do+cc1 fázisból. H) kép: Folyadékdomináns negatív kristályhoz közeli alakot mutató elsődleges fluidumzárvány a do+cc1 fázisból

Photos A–D: Phase transitions through heating process in a frozen primary fluid inclusion of quartz (Q–P3)

Photo A): Primary two-phase fluid inclusion from the fracture-filling quartz phase (at $-69\text{ }^{\circ}\text{C}$). Photo B): Appearance of liquid phase close to the eutectic temperature of the fluid. Photo C): Melting ice crystal just at $-27\text{ }^{\circ}\text{C}$, before the inclusion reached the final ice melting temperature ($-24,8\text{ }^{\circ}\text{C}$) of the fluid. Photo D): Phases of the previous fluid inclusion at room temperature

Photo E): Ice, hydrohalite, liquid, and vapor phases are in equilibrium in a primary fluid inclusion of the quartz (Q–P4)

Photo F): Metastable phase equilibria (absent of vapor phase) in a primary fluid inclusion from the quartz phase (Q–P2)

Photos G–H: Characteristic fluid inclusion types from the do+cc1 fracture filling phase

Photo G): Liquid dominant two phase primary fluid inclusion at room temperature conditions from the do+cc1 phase. Photo H): Liquid dominant approximate negative crystal shaped primary fluid inclusion from the do+cc1 phase