

AZ ÁSVÁNYTÁRSULÁSOK ÉS FLUIDUMZÁRVÁNYOK SZEREPE A GEOTERMÁLIS KUTATÁSOKBAN

Bali Enikő

Izlandi Egyetem, Reykjavík

Az ásványtan klasszikus célja a geológiában a nyersanyagkutatás hatékonyabbá tétele. Ebben a cikkben azt mutatom be, milyen módon alkalmazható különböző ásványtársulások, illetve a bennük zárványként előforduló fluidumok jelenléte a geotermális mezők hőmérsékletének, valamint a bennük vándorló fluidum összetételének meghatározására. Ezek a vizsgálatok nélkülözhetetlenek egy geotermális erőmű költségének és fenntarthatóságának meghatározásában. Röviden bemutatom ennek a megújuló energiahordozónak a geológiai hátterét és hasznosításának lehetőségeit is, majd hogy előkészítéskor milyen módon vizsgáljuk a geotermális mezőkön gyűjtött kőzetmintákat. Végül izlandi és kenyai példákon keresztül szemléltetem, milyen információt szolgáltatnak az ásványtársulások és zárványaik egy adott geotermális mező állapotáról, és miképpen értelmezhetjük az egybehangzó vagy éppen eltérő hőmérsékleti tartományokra vonatkozó információkat.

I. Mi a geotermális energia, és hogyan hasznosítható?

A geotermális energia a Föld belsejében termelődő energia, amely nagyrészt radioaktív bomlásnak köszönhetően jön létre. E folyamat hatására a Föld belseje felé haladva a hőmérséklet átlagosan 20–30 °C-kal emelkedik kilométerenként [1]. Bizonyos területeken ez az érték (a geotermikus gradiens) lényegesen nagyobb is lehet, például a vulkanikusan aktív zónákban, mint Izland, Indonézia, Japán vagy Olaszország egyes részei. Emellett a geotermikus gradiens értéke azokon a medenceterületeken is magasabb az átlagosnál, amelyek alatt a Föld köpenye felboltozódik, így a forró, részben olvadt köpeny feletti litoszféra (a kéreg és a köpeny legfelső, merev rétege) vékonyabb lesz. Magyarország ilyen terület. A geotermális energia tehát egy időjárástól független

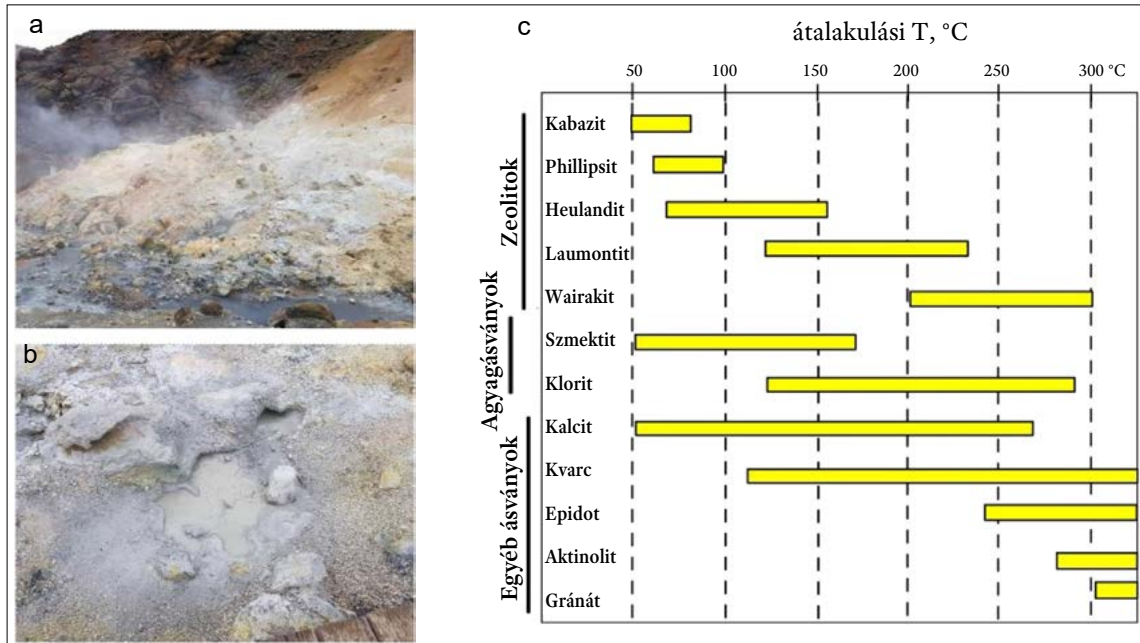
megújuló energia, amely gyakorlatilag mindenhol jelen van. Kinyeréséhez egyedi háztartásokban leggyakrabban valamilyen típusú hőszivattyút alkalmaznak. Ezzel szemben a „geotermálisan aktív” területeken az energia hatékony kinyerése geotermális erőművekkel történik. A kitermelés során a nagy hőmérséklet mellett szükség van egy olyan anyagra, amely az energiát hordozza. Ez az anyag a Föld felszíne alatt, a kőzetek pórusaiban vándorló vizes fluidum. A következőkben bemutatom, miként termelik ki és használják fel a geotermális energiát Izlandon, és ehhez a folyamathoz mi köze van az ásványoknak, valamint azok zárványainak.

A Föld felszíne alatt vándorló vizes fluidum vulkanikusan aktív területeken a kéregbe nyomuló magmás testeknek (intrúzióknak) köszönhetően melegszik fel. A felmelegedett víz, amely főleg felszíni eredetű, de részben magmás eredetű fluidumot is tartalmazhat, feláramlási zónákban elérheti a felszínt. Ilyen esetekben kigőzölgéseket, illetve a felszínen a magas hőmérséklet hatására kőzetátalakulásokat fedezhetünk fel (1a. és 1b. ábra). Ezen területek részletes térképezése jelöli ki a későbbi geotermális mélyfúrások helyét, amelyek segítségével a nagy energiájú fluidumot kitermelik. A fenntarthatóság érdekében a fluidum felhasználását követően a lehűlt vizet a meleg rétegekbe visszajuttatják, biztosítva a fluidum folyamatos körforgását. A kitermelés során gyakran 200–300 °C-os vizes fluidumot nyernek ki, amelyet Izlandon 2–3 km mélységben érnek el [2]. Amikor ezek a fluidumok elérik a felszínt, dominánsan gőz halmazállapotúak, viszont kis mennyiségben tartalmazhatnak folyékony kondenzátumot is. Ezt a kondenzátumot egy páraszeperátor segítségével leválasztják, és az így nyert száraz gőz energiáját a geotermális hőerőmű turbinái elektromos árammá alakítják. Magát a kondenzátumot, illetve a magas hőmérsékletű vizet közvetlenül fűtésre nem használják. Ezek ugyanis nagy mennyiségű oldott anyagot tartalmaznak, amely a hűlés során a fűtőcsövekben kicsapódik. Ehelyett az erőművek területén sekély fúrásokkal hideg édesvizet is kitermelnek, amelyet hőcserélők segítségével melegítenek fel a kitermelt meleg vízzel és a turbinákból származó, lehűlt gőzzel. A hőcserélőkkel felmelegített édesvizet csővezetékek segítségével juttatják el a felhasználókhoz, akik ezt fűtésre, valamint egyéb használati melegvízként alkalmazzák.

Izlandon a geotermális energiát nagyon sokrétűen használják fel. 2019-ben az ország energiafelhasználásának 62%-a volt geotermális energiához köthető, a háztartások 90%-át geotermális erőművekben felmelegített vízzel fűtötték. Emellett uszodák, termálfürdők, üveg-



Bali Enikő geológus. Geológus diplomáját az ELTE-n (1999), doktori fokozatát a Szegeci Egyetemen (2004) szerezte. A doktori fokozat megszerzése után többek között a clermont-ferrand-i Laboratoire de Magmas et Volcansban és a bayreuthi Bayerisches Geoinstitutban volt posztdoktori ösztöndíjas. 2013 óta az Izlandi Egyetem munkatársa, ahol 2023-ban egyetemi tanárnak nevezték ki. Szakterülete magmás és metamorf kőzettan és geokémia, amely magában foglalja a geotermális kutatásokat is.



1. ábra. Geotermális aktivitás hatására átalakult felszín és gyakori átalakulási ásványok. Az a) és b) ábrán a Krýsuvík geotermális mező felszíni képződményei láthatók. Az a) ábrán összehasonlítható az erősen átalakult felszín (fehér-szürke-narancssárga kőzet, dominánsan agyagásványokból áll) és a kevésbé átalakult bazalt (sötétbarna kőzet). A b) ábrán forrásban lévő agyagos tócsát figyelhetünk meg. A c) ábra különböző hőmérsékleten stabil ásványok stabilitási tartományait mutatja, amelyek gyakran képződnek bazaltos kőzetek átalakulásával. (Az a) és b) ábra a szerző felvételei, a c) ábra a [4] alapján készült)

házak, halastavak fűtésére is használják a geotermális melegvizet, valamint Reykjavík belvárosában a téli hónapokban a járdák jegének olvasztására is. A geotermális vízből kinyert oldott anyagok egy részét pedig kozmetikai célra használják [3]. A sziget energiaigényének fennmaradó részét elsősorban vízierőművek biztosítják. A fosszilis tüzelőanyagok Izland energiafelhasználásának mindössze 0,1%-át adják – a közlekedést nem számítva.

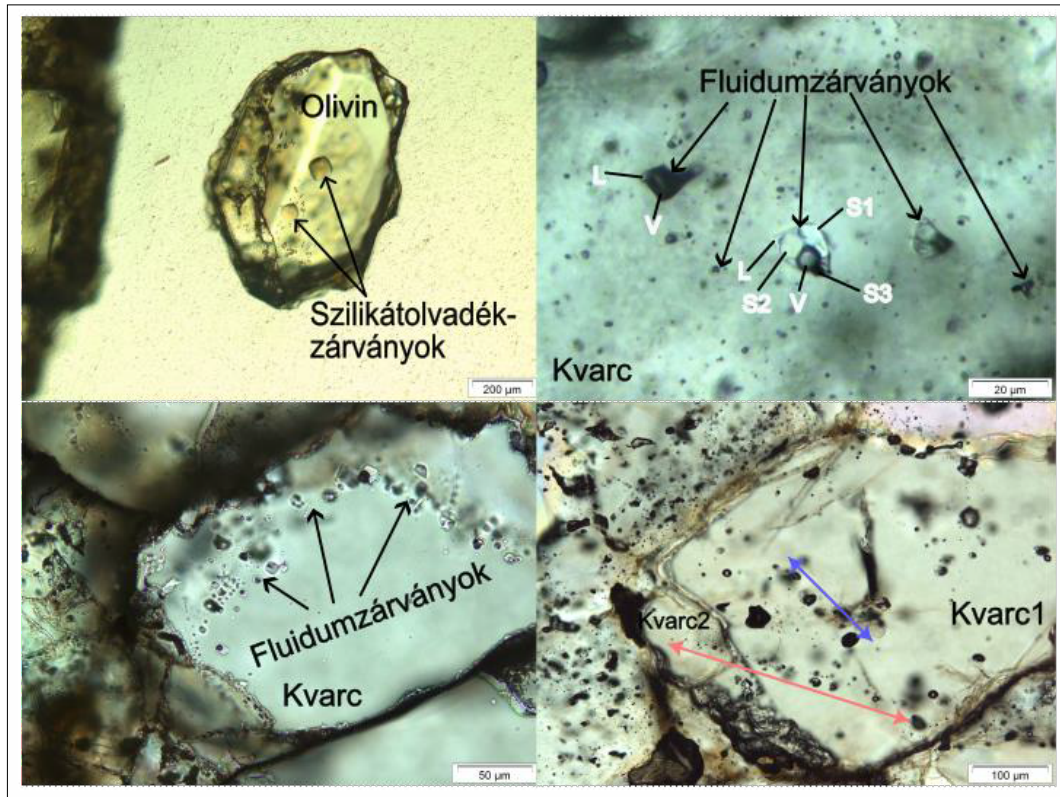
II. A geotermális fúrás

Egy geotermális erőmű működtetéséhez számos sikeres mélyfúrásra van szükség, amelyeket termelőként hasznosíthatunk. Például az észak-izlandi 90 MWe (elektromos megawatt) teljesítményű Þeistareykir erőmű 18 aktív termelőköttal működik [5]. Ez azt jelenti, hogy ezeknek a fúrásoknak el kell érniük azt a mélységet, ahonnan a magas hőmérsékletű fluidum a környezetből a fúrólukba szívárog, majd felfelé áramolva eléri a felszín. A fluidum felhasználási módját meghatározza annak hőmérséklete és kémiai összetétele. Abban az esetben, ha a fluidumnak túlságosan nagy az oldottanyag-tartalma, vagy – pl. a magmás fluidumok hozzáadódása miatt – nagyon alacsony a pH-ja, a felhasználhatóság korlátozott lehet. Például a 2008-ban a Krafla mezőn mélyített IDDP-1-es fúrás 2096 m mélységben egy 900 °C-os magmás testet harántolt. A tesztek során 452 °C hőmérsékletű fluidumot nyertek ki, azonban a jelenlegi technológiák mellett sajnos a kút rövid életű volt. A felszínen használt szelepek nem bírták a terhelést, valamint a nagy mélység-

ben, a fúróluk stabilizálására használt burkolat (béléscső) nem tudott ellenállni a fluidum korrozív hatásának [6].

Mindezek azt mutatják, hogy egy sikeres geotermális mélyfúrás előtt szükség van arra, hogy viszonylag pontosan tudjuk jelezni, milyen körülmények lehetnek jellemzőek egy aktív geotermális mező adott mélységében. Ebbe beletartozik a nyomás és hőmérséklet, valamint a vizes fluidum összetétele is. Termodinamikai modellek segíthetnek ebben, azonban a természet általában komplexebb a jelenlegi tudásunkkal modellezhetőnél. Ezért nagyon fontos, hogy a korábban mélyített fúrások anyagát részletesen tanulmányozzuk, és azokat összevegyük a fúrólukban, kútban történő mérések eredményeivel. A kúthőmérséklet meghatározására több lehetőség adódik.

- 1) A kút hőmérsékletét a fúrás során vagy azt követően a kútba süllyesztett hőmérőkkel mérik. Azonban a fúrás során a fúrófejet hűtőfolyadékkal (víz és iszap) folyamatosan hűtik, és ez ideiglenesen lehűti magát a fúrólukat is. A kút termális egyensúlyba kerülése hónapokat vehet igénybe, de a további tervezéshez a hőmérsékletadatokra ennél korábban van szükség.
- 2) A fúrás során folyamatosan ellenőrzik a fúrólukból vett szilárd furadékminta ásványos összetételét. Ennek azért van jelentősége, mert bizonyos ásványtársulások kiváló hőmérséklet- és nyomásjelzők. Például a bazaltos kőzetek átalakulása esetén a zeolitok gyakori alacsony hőmérsékletű átalakulási ásványok. Ezek olyan térhálós szerkezetű szilikátok, amelyek molekuláris vizet tartalmaznak, emellett szerkezetükre jellemzők a nagy méretű (akár 15 Å átmérőjű)



2. ábra. Különböző típusú fluidumzárványok olivinben a) és kvarcban b)–d). Az olivinben található egyfázisú fluidumzárványok bazalt összetételű kőzetüveget tartalmaznak, és szilikátolvadék-zárványként különítjük el azokat. A b) ábrán a sötét zárványok gőzben gazdag zárványok, amelyekben a sötét buborékfázis (V) a szobahőmérsékleten gőz halmazállapotú fázisok elegyét tartalmazza, míg a vékony film a zárvány szegélyén (L) víz. A b) ábrán látható kvarc egy másik típusú, többfázisú zárványt is tartalmaz, amely a folyadék és gőz fázis mellett legalább három, optikai sajátosságok alapján könnyen elkülöníthető szilárd fázist is tartalmaz (S1-2-3) szobahőmérsékleten. A c) ábra növekedési zóna mentén befogódott korai zárványokat mutat be, míg a d) ábrán álmásodlagos (a kék nyíl mentén) és másodlagos (a rózsaszín nyíl mentén) zárványokat láthatunk. A képek polarizációs mikroszkóppal készültek, síkban polarizált fényt használva. (A szerző saját felvételei)

üreges és csatornák. Ezek miatt a hőmérséklet vagy a nyomás emelkedésével viszonylag hamar elbomlanak. A zeolitcsoporton belül a stabilitást elsősorban a molekuláris víztartalom határozza meg. Például a kabazit nevű zeolitásvány Ca-iononként 6, míg a wairakit 2 H₂O-t tartalmaz szerkezetében. Ezért a kabazit 80 °C fölött már nem stabil, míg a wairakit 200 °C fölötti átalakulási hőmérsékletet jelez (1c. ábra). A zeolitok stabilitási hőmérséklet-tartománya fölött más szilikátásványok, pl. az aktinolit vagy a gránát megjelenése szolgáltat hőmérsékletadatot. Bizonyos ásványok együttes megjelenése különösen alkalmas a hőmérséklet pontos becslésére, például a kalcit (CaCO₃) és az epidot (Ca-Fe-Al-szilikát) csak 250 °C-hoz közeli hőmérsékleten stabil egymás jelenlétében (1c. ábra). Ezek az ásványok nagyon egyszerűen elkülöníthetők sztereomikroszkópos vizsgálatok segítségével jellegzetes alakjuk (pl. zeolitok), színük (pl. epidot vagy aktinolit) vagy híg (10 tömeg%-os) sósavval történő reakciójuk alapján (kalcit).

- 3) Vannak olyan ásványok, amelyek viszonylag széles hőmérsékleti tartományban stabilak. Ilyen például a kalcit (csak 260 °C alatt) vagy a kvarc (csak 110 °C felett). Ez a két ásvány növekedése során gyakran

befogja a geotermális fluidumot ún. fluidumzárványokként (2b–d. ábra). Mivel ezek az ásványok színtelenek és átlátszóak, a bennük előforduló zárványok polarizációs mikroszkóp segítségével könnyen tanulmányozhatók. A zárványok egyedi lehetőséget biztosítanak a fluidum fizikai állapotának (nyomás, hőmérséklet, halmazállapot) és összetételének közvetlen vizsgálatára.

A következő fejezetben bemutatom a fluidumzárványok keletkezésének általános körülményeit, valamint a rajtuk végzett mikrotermometriai kísérleteket. Néhány példán keresztül bemutatom azokat az eredményeket, amelyeket a zárványok alapos tanulmányozása nélkül legfeljebb közvetett módon nyerhetnénk a geotermális mezők állapotával kapcsolatban.

III. Hogyan keletkeznek a fluidumzárványok és miképp osztályozhatjuk azokat?

A fluidumzárványok legtöbbször mikroszkopikus méretű fluidumcseppek, amelyek a növekedő ásványok felszí-

nén csapdázódnak (2., 3. ábra). Ezek a cseppek gyakran az ásványok rácshibáinak köszönhetően tapadnak meg a felszínen, majd az ásványok körbenövik a zárványokat. Bármilyen környezetben keletkezhetnek, ahol az ásványok valamilyen fluidum jelenlétében növekednek. A gyors ásványnövekedés kedvez a zárványok befogódásának, míg lassan növekedő ásványok ritkábban tartalmaznak fluidum- (vagy bármilyen egyéb) zárványokat. Emellett az ásvány felszínét nedvesítő fluidumok nagyobb eséllyel tapadnak meg a felületen és fogódnak be.

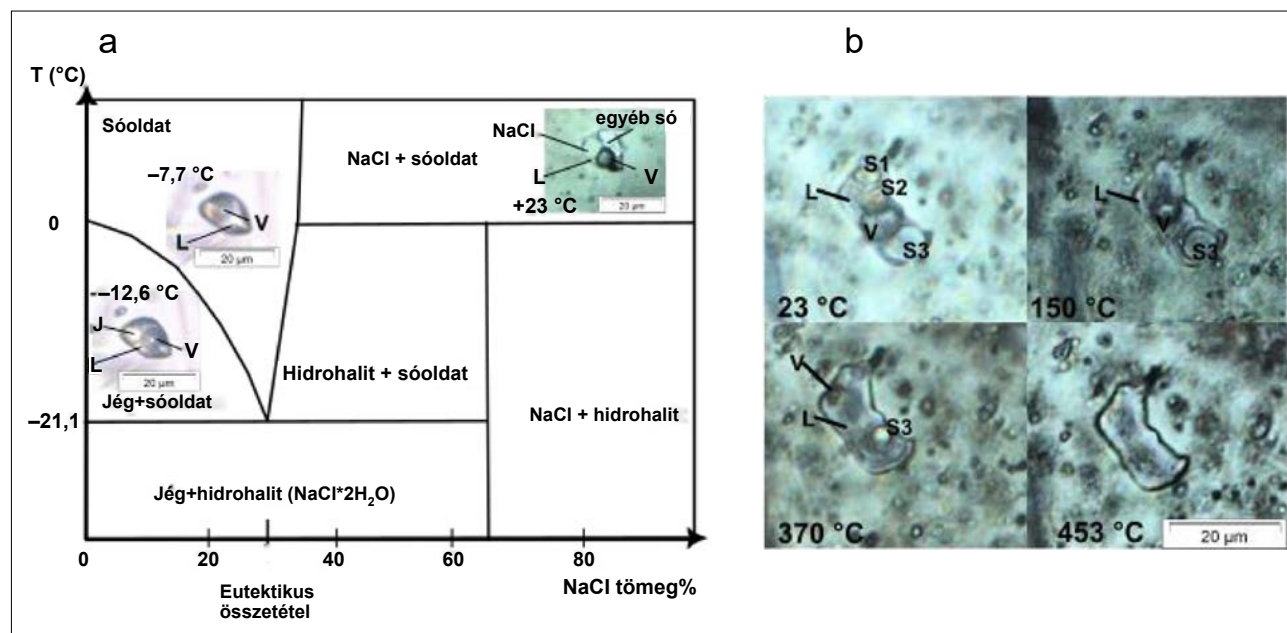
Fluidumzárványnak tekintünk minden olyan zárványt, amely befogódásakor fluid (tehát nem szilárd) halmazállapotú volt. Így fluidumzárványok az egykori olvadékok is, amelyek szobahőmérsékleten szilárd halmazállapotúak. Ezek a zárványok kőzetüveggént (2a. ábra) vagy mikrokristályos aggregátumokként jelennek meg a gazdaásványokban, és olvadékszárványként hivatkozunk rájuk. De a fluidumzárványok többsége szobahőmérsékleten legalább részben folyadék vagy gáz halmazállapotú, és amikor fluidumzárványokról van szó, általában ezekre asszociálunk.

A fluidumzárványok a bennük megjelenő fázisok alapján lehetnek egyfázisúak vagy többfázisúak (2. ábra). A 2a. ábra két, olivin gazdaásványban csapdázódott egyfázisú szilikátolvadék-zárványt mutat be. Ezzel szemben a 2b. ábrán különböző, többfázisú fluidumzárványokat láthatunk. A 2. ábrán az is jól látható, hogy ezek a zárványok legtöbbször nem egyedi zárványokként, hanem fluidumzárvány-együttesekként jelennek meg. Fluidumzárvány-együttesnek nevezzük azon zárványok összességét, amelyek szöveti megjelenésük alapján feltehetően ugyanazon folyamat eredményeként fogódtak

be. Amennyiben a zárványokban előforduló fázisok térfogataránya szobahőmérsékleten állandó (pl. 2a. ábra), feltételezhető, hogy a zárványok egy homogén fluidum jelenlétében záródtak be. Ezzel szemben, ha a zárvány-együttes egyes zárványaiban szobahőmérsékleten a fázisok térfogataránya változatos (2b–c. ábra), akkor keletkezésük során a fluidum nem volt homogén. Ilyen lehet pl. egy forrásban lévő fluidum, amelyben gőz és folyadék fázis is jelen van, és ezek különböző arányban csapdázódnak az egyes zárványokban.

A fluidumzárványokat bezáródásuk egymáshoz viszonyított kronológiai kapcsolata alapján korai és késői zárványokra oszthatjuk. A korai zárványok gyakran az ásványok magjában (2a. ábra) vagy növekedési zónájában (2c. ábra) fogódtak be. Korai zárványok közé tartoznak az ún. álmásodlagos zárványok is, amelyek az ásvány növekedése során kialakult repedés mentén fogódtak be, a repedés beforrásának köszönhetően. Ezzel szemben a másodlagos zárványok az ásványok növekedésének befejeződése után kialakult kőzetrepedésekben csapdázódtak. A késői, másodlagos zárványok azonosítását segíti, hogy a zárványsíkok (2 dimenzióban zárványsorok) a szemcsehatárokat átszelik. Az álmásodlagos és másodlagos zárványok közötti különbséget illusztrálja a 2d. ábra. A másodlagos zárványsíkok gyakran egymást is átszelik, és ezeket a síkokat időbeli sorrendbe lehet rendezni, azonban a 2d. ábra azt is jól szemlélteti, hogy ez az elkülönítés nem minden esetben egyszerű.

Abban az esetben, ha egy kőzettestet ért utolsó eseményt szeretnénk tanulmányozni, ami akár a jelenben is játszódhat, a legutolsó másodlagos zárványokat kell részletesen vizsgálnunk. Amennyiben a kőzettestet ért



3. ábra. a) Fázisátalakulások a NaCl-H₂O rendszerben légköri nyomáson. A polarizációs mikroszkóppal készített képek különböző összetételű zárványokat mutatnak különböző hőmérsékleteken. J: jég, L: sóoldat, V: gőzfázis. b) Egy ötfázisú fluidumzárvány fázisátalakulásai a fűtési kísérlet során. Szobahőmérsékleten három szilárd fázis (S1-3), gőz (V) és sóoldat (L) van jelen a zárványban. 150 °C-on az S1 és S2 már feloldódott, 370 °C-on a gőz fázis térfogata nagyon kicsi, 453 °C-on a zárvány egyfázisú, csak folyadék halmazállapotú sóoldatot tartalmaz. (A képek a szerző saját felvételei)

időbeli változások tanulmányozása a fő cél, a mintában a kémiai vizsgálatokat megelőzően a lehető legtöbb fluidumgenerációt el kell különítenünk kronológiailag. Ezt alapos polarizációs mikroszkópiai vizsgálattal végezzük.

IV. A fluidumzárványokon leggyakrabban alkalmazott mikrotermometriai kísérletek jelentősége

A fluidumzárvány vizsgálatait során az egyik leggyakrabban alkalmazott módszer a hűthető-fűthető tárgyasztal segítségével végzett kísérletek módszere, amelyet röviden mikrotermometriának nevezünk. A tárgyasztal, amelynek mintakamrájában egy néhány ásványszemcséből álló, polírozott kőzetdarabka elfér, a polarizációs mikroszkópra rögzítjük, így a minta hűtése és fűtése során a mikroszkóp segítségével megfigyelhetjük a zárványokban történő fázisátalakulásokat. A fluidumzárványokat leggyakrabban a -196 és $+600$ °C-közötti hőmérséklet-tartományban vizsgáljuk.

A kísérletek során a következő fázisátalakulásokat szoktuk megfigyelni.

Kezdeti olvadási hőmérséklet: A rendszer gyors fagyasztását követően lassú fűtés során megfigyeljük azt a hőmérsékletet, amelynél az első olvadéknem jelennek meg. Ez a hőmérséklet a fluidum összetételéről ad számunkra információt. Például, amennyiben a fluidumzárványaink tiszta CO_2 -t tartalmaznak, ez a hőmérséklet légköri nyomáson $-56,6$ °C, de ha egy NaCl-tartalmú vizet oldatot, akkor a hőmérséklet $-21,2$ °C (3. ábra). Ha sóoldatok esetén a megfigyelt kezdeti olvadáspont nem egyeztethető össze egyetlen rendszer eutektikus hőmérsékletével sem, akkor az oldatunk több különböző sót is tartalmaz. A 3. ábrán látható, szobahőmérsékleten kétfázisú fluidumzárvány -21 és -20 °C között kezdett megolvadni. Ez arra utal, hogy dominánsan NaCl-ot tartalmaz.

A kezdeti olvadási hőmérséklet mellett a *végző olvadási hőmérsékletet* is feljegyezzük. Ez a hőmérséklet pl. sóoldatok esetén az oldat koncentrációjáról ad információt. A 3a. ábrán látható, kétfázisú fluidumzárványban a fűtés során a szilárd fázis $-7,7$ °C-on tűnt el, ami 11 tömeg%-os NaCl-koncentrációnak felel meg. Ezzel szemben ezt a szobahőmérsékleten még legalább öt fázist tartalmazó zárványt a sókoncentráció meghatározásához addig szükséges fűteni, amíg a zárványban található kocka alakú NaCl-kristály feloldódik. Ebben a zárványban ez 450 °C közelében történt meg, ami közel 50 tömeg%-os NaCl-oldatnak felel meg.

A *homogenizációs hőmérsékleten* a fluidumzárvány már csak egy fázist tartalmaz (3b. ábra). A homogenizáció több formában játszódhat le, tehát a hőmérséklet mellett a homogenizáció formáját is fel kell jegyezni. Azok a fluidumzárványok, amelyek a buborékfázis fűtés során történő növekedésével a gőzfázisba homogenizálódnak, gőz halmazállapotban fogódtak be, míg azok a

zárványok, amelyek a buborékfázis fűtés során történő zsugorodásának köszönhetően a folyadékfázisba homogenizálódnak, folyadékként záródtak be. Azokban az esetekben, amikor heterogén fluidum záródott be (2b. és 2c. ábra), a fluidumzárvány-együttes vizsgálata során megfigyelt legalacsonyabb homogenizációs hőmérséklet reprezentálja az egykori fluidum hőmérsékletet, mivel a zárványok többsége a rendszerben előforduló fluidumkomponenseket változó arányban zárja be. Fontos megjegyezni, hogy a homogenizációs hőmérséklet nem feltétlenül egyezik meg a zárványok bezáródási hőmérsékletével, sok esetben nyomáskorrekciót kell alkalmazni, aminek részleteit itt nem tárgyaljuk.

A következő fejezetben néhány példával illusztrálom, hogy az előbbieken bemutatott vizsgálatok hogyan nyújtanak egyedi információt az egyes aktív geotermális mezők működésének pontosabb megismeréséhez.

V. A fluidumzárványok jelentősége geotermális kutatásokban

Paka geotermális mező, Kenya, Kelet-Afrikai-árok

A Kelet-Afrikai-árokrendszer vulkanikusan aktív terület, ahol a vulkáni aktivitást a kontinentális litoszféra meghasadása (riftesedése) váltja ki, a hasadék mentén Afrika kontinensét lassan kettéválasztva. A kenyai Paka geotermális mezőt 1993-ban azonosították, és az elmúlt évtizedben kezdték el részletes tanulmányozását. A kutatás célja, hogy megállapítsa, alkalmas-e a terület geotermális erőmű létesítésére. Az első kutató mélyfúrás 2018-ban mélyítették, amelyet azóta tíz újabb követett, és két fúrás most is folyamatban van. Az első kutatófúrás anyagának részletes vizsgálata alapján [7] kimutatták, hogy a hőmérséklet már 400 m mélységben eléri a 180 °C-ot, és 1450 m mélység alatt a rendszer hőmérséklete 280 °C fölött lehet a jelen lévő átalakulási ásványegyüttesek alapján. A kvarcban befogódott fluidumzárványokat két szintben, 1390 és 2550 m mélységben tanulmányozták. Ezekben a zónákban ugyanis a fúrás során nagy mennyiségű fluidum beáramlását tapasztalták, tehát a kitermelés szempontjából ez a mélységtartomány a legérdekesebb. Az 1390 m mélységben megjelenő klorit és illit rétegszilikát-ásványok kb. 220 °C-os hőmérsékletet jeleznek, míg a kvarcban előforduló fluidumzárványok 211 – 267 °C-ot rögzítenek, ami kiváló egyezésnek tekinthető. A 2550 m mélységben előforduló epidot-aktinolit ásványtársulás alapján a hőmérsékletet ~ 250 °C-nak becsülték, míg a fluidumzárványok 200 – 271 °C közötti hőmérsékletet mutattak. Az ásványegyüttes és a fluidumzárványok által meghatározott hőmérséklet a kút alján (2550 m) megegyezik a 2020-ban mért hőmérséklettel (244 °C). Ezzel szemben sekélyebb mélységben (700 – 1450 m) a mért hőmérséklet közel 30 °C-kal alacsonyabb volt 2020-ban, mint a zárványok és az ásványegyüttes alapján becsült érték. Az eltérés jelezheti, hogy két év-

vel a fúrás mélyítése után a kút bizonyos részei még nem kerültek teljesen termális egyensúlyba. A fluidumzárványok vizsgálata arra is rámutatott, hogy a geotermális rendszer nagy mélységben homogén, folyadék halmazállapotú, és kis oldottanyag-tartalmú fluidumot tartalmaz. Az átalakulási ásványegyüttes, a felszínen gyűjtött fluidumminta, valamint a fluidumzárványok összetétele arra utal, hogy a geotermális mező fluidumának összetétele stabil, bár a hőmérséklet enyhén ingadozhatott a közeli geológiai múltban.

Reykjanes geotermális mező, Izland, Közép-Atlanti-hátság

A Reykjanes geotermális mező Délnyugat-Izlandon található, ahol a Közép-Atlanti-hátság a szárazföldre lép. Lemeztektonikai szempontból ez a terület is riftesedéshez köthető. A geotermális mező a vulkanikusan aktív Reykjanes vulkáni terület része, ahol az utolsó vulkánkitörés i. sz. 1240-ben történt. Maga a geotermális mező a felszínen kb. 1,5 km² kiterjedésű, területén 12 termelőkút biztosítja a fluidumot a jelenleg 100 MWe kapacitású geotermális erőmű számára. Az Atlanti-óceán közelségének köszönhetően a geotermális mezőt tengervíz táplálja. A geotermális rendszerek potenciáljának minél teljesebb kihasználása érdekében az utóbbi évtizedekben Izlandon a szokásosnál nagyobb mélységű (>3000 m) geotermális mélyfúrásokkal kísérleteztek (IDDP program). Ezek közül az egyik mélyfúrást a Reykjanes geotermális mezőn mélyítették. A fúrás során több mélységből is sikerült fúrómagmintát venni, ami lehetőséget nyújtott a fluidumzárványok vizsgálatára is. Ez azért volt fontos, mert 3–5 km mélységben gyakorlatilag lehetetlen közvetlenül mintát venni a fluidumból, amelynek összetétele a felszínre érve a hűlésének köszönhetően jelentősen megváltozik. A zárványvizsgálatokat megelőzően semmilyen fluidum-összetételre vonatkozó információ nem volt a területről ebből a mélységből, és a hőmérséklet becslése is problémát okozott. A kvarcban tanulmányozott fluidumzárványok alapján a kút legmélyén a fluidum hőmérséklete 600 °C körüli, ami kisebb, mint a legtöbb geotermometriára alkalmas ásványegyüttes által jelzett érték (>700 °C) [8, 9]. Ennek oka abban keresendő, hogy a különböző ásványegyüttesek változó gyorsasággal kerülnek újra termális egyensúlyba egy közettest hűlése során. A szilikátásványok által jelzett 700 °C fölötti hőmérséklet egy benyomuló magmás test által kialakított magas hőmérsékletű, ún. kontakt metamorf eseményt rögzít. Ezekben az ásványokban ennél alacsonyabb hőmérsékleten a kationdiffúzió erősen lelassul, tehát viszonylag lassan kerül az ásványegyüttes újra termális egyensúlyba. Ezzel szemben az oxidásványokban, mint amilyen az ilmenit (FeTiO₃) és a magnetit (Fe₃O₄), a Fe és Ti diffúziója több nagyságrenddel gyorsabb alacsony hőmérsékleteken is. Ez ad magyarázatot arra, hogy az oxidásványok által mutatott hőmérséklet (623 ± 19 °C) [9] ebben a fúrási mélységben megegyezik a fluidumzárványok által rögzített hőmérséklettel (600 ± 10 °C) [8].

A fluidumzárványok vizsgálata rávilágított arra is, hogy a terület alatti, kitermelésre alkalmas konvektív zóna a jelenleg hasznosítotthoz képest akár 1 km-rel nagyobb mélységig kiterjedhet [10]. Emellett a fluidumzárványok arra is rávilágítottak, hogy 4300 m alatti mélységben egy nagy sótartalmú (~50 tömeg%-os) oldat mellett gőzfázis is jelen van [8, 10]; 4300 m fölött a sóoldat koncentrációja lényegesen kisebb, de összetétele változatos (a NaCl-KCl-FeCl₂-tartalmat tekintve), ami a leszivárgó tengervíz és a bazaltos kőzet közötti kölcsönhatásnak köszönhető [10]. A minden mélységben megfigyelt fázis-szeparációért (forrásért) a fluidumban jelenlévő H₂S és CO₂ gázok felelősek, amelyek valószínűleg magmás eredetűek, és a nagyobb mélységben előforduló intruzív testek kigázosodása révén jöttek létre [7, 10]. A fenti adatok azért fontosak, mert lehetőséget nyújtanak arra, hogy meghatározzuk, milyen és mennyi ásvány csapódik ki a fluidumból a kútban különböző mélységekben a termelés során. Erre támaszkodva becslést adhatunk arra, hogy milyen gyakran és milyen módon szükséges egy kút tisztítása. Emellett laboratóriumi körülmények között is lehet tesztelni, hogy a kútban alkalmazott béléscsővek, illetve egyéb berendezések milyen módon és mennyi idő alatt korrodálódnak, amennyiben a meghatározott oldottanyag-tartalmú fluidumokkal érintkeznek.

A két esettanulmány jól mutatja, hogy milyen módon egészíti ki az ásványtársulások tanulmányozását a bennük előforduló fluidumzárványok vizsgálata, és miképp értelmezzük a geotermális fúrások során kapott hőmérsékleti adatokat. Mindez segítséget nyújt egy az adott területen létrehozandó geotermális erőmű költségének és fenntarthatóságának tervezésében.

Irodalom

1. <https://mgte.hu/geotermikus-energia-magyarorszagon/>
2. <https://www.power-technology.com/projects/hellisheidi-geothermal-power-plant/>
3. Ragnarsson Á., Steingrímsson B., Thorhallsson S. (2021): Geothermal Development in Iceland 2015–2019. In: Proceedings World Geothermal Congress 2020+1
4. Gunnlaugsson E., Eiríksson G., Sæmundsson K. (2014): Icelandic rocks and minerals. *Mál og Menning*, pp. 232
5. <https://www.mannvit.com/projects/theistareykir-geothermal-power-plant/>
6. Friðleifsson G. Ó., et al. (2021): The IDDP success story – Highlights. In: Proceedings World Geothermal Congress 2020+1
7. Míbei G., Harðarson B. S., Franzson H., Bali E., Geirsson H., Guðfinnsson G. H., Lichoro C., Lagat J. (2022): Reservoir characterization of the Paka geothermal system in Kenya: Insights from borehole PK-01. *Geothermics*, 98, January 2022, 102293.
8. Bali E., Aradi L. E., Zierenberg R., Diamond L. W., Pettke T., Szabó Á., Guðfinnsson G. H., Friðleifsson G. Ó., Szabó Cs. (2020): Geothermal energy and ore-forming potential of 600 °C mid-ocean-ridge hydrothermal fluids. *Geology*, 48 (12), 1221–1225.
9. Zierenberg R., Friðleifsson G. Ó., Elders W., Schiffman P., Fowler A., Reed M., Zakharov D., Bindeman I. (2021): Active basalt alteration at supercritical conditions in IDDP-2 drill core, Reykjanes, Iceland. In: Proceedings World Geothermal Congress 2020+1
10. Hune L. (2023): Temperature and salinity of the deep geothermal fluid in the Reykjanes geothermal field based on fluid inclusions. MSc thesis, University of Iceland, pp. 110