

EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR
FÖLDRAJZ- ÉS FÖLDTUDOMÁNYI INTÉZET
ÁSVÁNYTANI TANSZÉK

**A KÁRPÁTOK-DINARIDÁK-HELLENIDÁK RÉGIÓ SZERPENTINITJEINEK
PETROGRÁFIAI, ÁSVÁNYTANI ÉS GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA AZ AWARUIT (Ni_3Fe)**

ELŐFORDULÁSA SZEMPONTJÁBÓL

Országos tudományos diákköri dolgozat

Salamon Botond

geológus MSc



ELTE
EÖTVÖS LORÁND
TUDOMÁNYEGYETEM



Témavezető:

Dr. Molnár Ferenc, ELTE TTK Ásványtani Tanszék

Konzulens:

Biró Máté, ELTE TTK Ásványtani Tanszék

Budapest, 2025

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés és célkitűzések.....	3
2. Az awaruit felhasználása és jelentősége.....	4
2.1. Történeti áttekintés az awaruit felfedezésről és kutatásáról.....	4
2.2. Ipari jelentőség.....	5
2.3. Az awaruit jelentősége az archeometriai vizsgálatokban.....	6
2.4. Az élet kialakulása.....	7
2.5. Hidrogén, a jelen üzemanyaga.....	9
3. Az awaruit történeti ismertetése és ásványtani jellemzői.....	9
3.1. Az awaruit kémiai és fizikai jellemzői.....	9
3.2. Jozefinit („josephinite”).....	11
4. Az awaruit születése és destabilizációja.....	12
4.1. Az awaruit képződési mechanizmusai.....	12
4.2. Változó körülmények: az awaruit átalakulása.....	14
4.3. Az awaruit jelentősége a geodinamikai folyamatok megértésében.....	15
5. Műszeres anyagvizsgálat.....	19
5.1. Mintaelőkészítés.....	19
5.2. Vizsgálati módszerek.....	20
5.3. Eredmények.....	21
5.3.1. Petrográfia.....	21
5.3.2. A mikrospektrofotometriai és SEM-EDS vizsgálatok eredményei.....	36
6. Az eredmények értelmezése.....	38
6.1. A reflexiómérések összevetése a SEM-EDS eredményekkel.....	38
6.2. Az awaruit előfordulása.....	40
6.2.1. A magyar awaruit.....	40
6.2.2. Korlaće awaruit.....	40
6.2.3. Stragari awaruit.....	43
6.2.4. Alpok-Kárpátok-Dinaridák awaruit előfordulásai.....	44
7. Összefoglalás és a lehetséges kutatási irányok kijelölése.....	45
Köszönetnyilvánítás.....	47
Irodalomjegyzék.....	47
Mellékletek.....	56

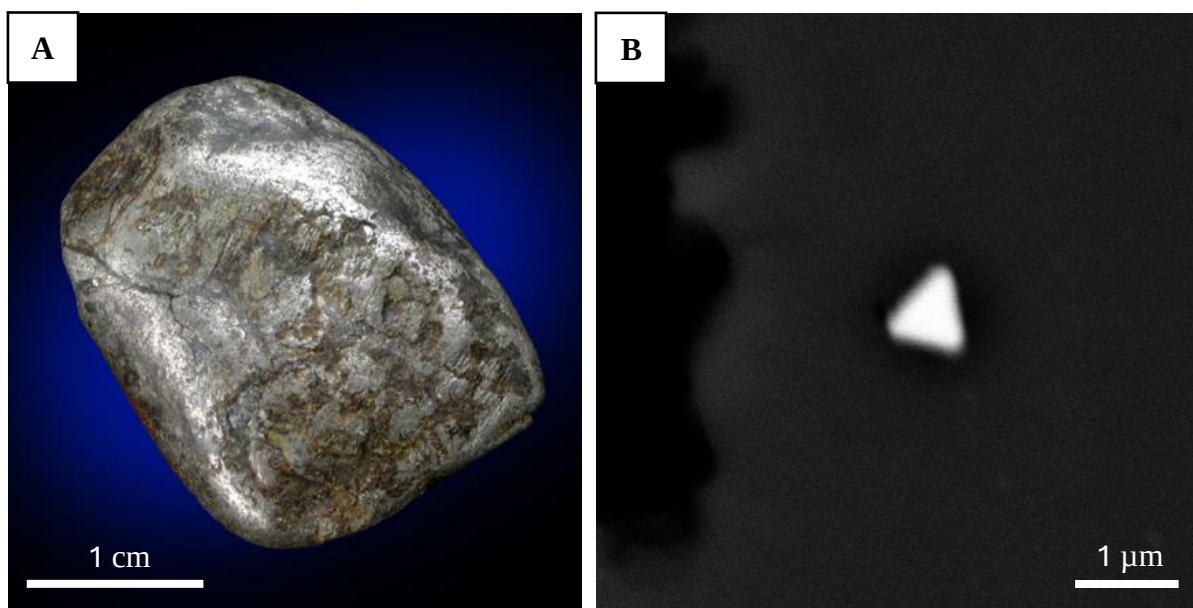
1. Bevezetés és célkitűzések

Az Európai Bizottság 2024 áprilisában megjelent és májusban hatályba iktatott „Critical Raw Material Act” című direktívája (AZ EURÓPAI PARLAMENT ÉS A TANÁCS (EU) 2024/1252 RENDELETE 2024) kiemelt feladatként jelöli meg új ásványi nyersanyaglelőhelyek felkutatását az Európai Unió tagállamaiban. A klíma-, környezet- és fenntartható iparfejlesztési célkitűzések új nyersanyagigényei csak korszerű kutatási modellek és módszerek révén, sok esetben nyersanyagforrásként eddig még nem számba vett területek és földtani képződmények vizsgálatát kívánja meg. A TDK dolgozat központjában a Kárpátok-Dinaridák-Hellenidák kollíziós zónáiban előforduló, sajátosan átalakult ultrabázisos kőzetek, serpentinitek állnak, melyek nagy gyakorisággal lelhetők fel tömegesen obdukált óceáni kőzetsorozatokban. Az ultrabázisos kőzetek serpentinitedése olyan folyamat, mely során a kőzet szilikátásványai (elsősorban az olivin) serpentinásványokká alakulnak. E folyamat felszabadítja a primer kőzetalkotó szilikátok rácsszerkezetében jelenlévő nyomelemeket (pl. az olivin szerkezetében jelentős mennyiségben előforduló nikkelt), melyek a serpentinisedés során kialakuló erősen redukzív közegben, új ásványokban koncentrálódnak. Ilyen ásvány az awaruit ($\text{Ni}_3\text{Fe}^{\text{köbös}}$), melynek előfordulásai az utóbbi időkben jelentős figyelmet kaptak nem csak európai, de észak-amerikai területeken is. Ezen nikkelt tartalmú ásvány közvetlenül, a környezeti hatásokat jelentősen csökkentve használható fel az acélgégyártásban, természetes vas-nikkelt ötvözet mivolta miatt. Különlegessége, hogy a serpentinitedés során keletkező, a jövő üzemanyagaként aposztrofált hidrogén és az abiogén metán kialakulásának katalizátora, ezáltal a jelenlegi életünk energiaellátása mellett az élet kialakulásában betöltött szerepe is meghatározó lehetett. Ugyanakkor más területeken is érdekes az awaruit előfordulásának azonosítása. A neolitikumi régészeti leletek között nem ritkák a serpentiniből készített kőeszközök. Mivel az awaruit mágnesessége még a magnetitét is meghaladja, ezért az archeometriai vizsgálatokban nagy szerepet vállalhat a petrográfiai vizsgálatok mellett a kőeszközök mágneses szuszceptibilitásának mérése, ezáltal releváns az awaruit esetleges előfordulása a neolitikumi kőeszközök eredetvizsgálata szempontjából is. A serpentinisedett ultrabázisos kőzetek eredeti képződési helyzete geokémiaiilag már nehezen kimutatható, de az awaruit és paragenézise kémiai jellemzésével a protolit képződési viszonyairól nyerünk új ismereteket. A kutatás fő nyomvonala az awaruit-tartalmú és awaruitot nem tartalmazó minták közötti különbség vizsgálata – milyen geokémiai, lemeztektonikai, vagy lepusztulási paraméterek járulnak hozzá az ásvány előfordulásához a Kárpátok-Dinaridák-Hellenidák régiójában. Ezen eredmények hozzájárulhatnak a korszerű ásványi nyersanyag kutatás- és a

fenntartható ipar fejlődéséhez. Kitüntetett cél az oxidfázisok, szulfidok, platinafém-ásványok, ötvözetek és a közetszövet viszonyának elemzése szerpentinisedett ultrabázisos érctelepek/indikációk vonatkozásában, ezen felül annak megfigyelése, hogy milyen elemasszociációk mely ásványfázisokhoz és szövetekhez kapcsolódnak. Ennek tekintetében kiemelt figyelmet kap az awaruit szöveti elhelyezkedésének, összetételének vizsgálata, ezáltal többek között a szerpentinitek gazdasági potenciáljára vonatkozó kérdéskör is árnyalhatóbb.

2. Az awaruit felhasználása és jelentősége

Az awaruit ($\text{Ni}_3\text{Fe}^{\text{kőbős}}$; 1. ábra) ugyan egy nem mindennapi ásvány, de figyelemre méltó tulajdonságai, különleges előfordulásai és hatásai miatt annál szerteágazóbb területeken találkozunk vele – legyen szó akár az élet kialakulásáról, a fenntartható nyersanyag-gazdálkodásról, vagy a gazdag, magyar mondavilágban fellelhető *lidércekről*.



1. ábra. Az awaruit makroszkópos és pásztázó elektronmikroszkópos megjelenése. A – Az Oregon állambeli Josephine folyóból származó, alluviális eredetű jozefinit – domináns fázisa az (ezüst színű) awaruit (John Betts Minerals 2024). B – „KOR1” minta andradit gránátjában előforduló idiomorf awaruit kristály a Thermo Scientific PhenomXL Desktop SEM műszerrel készített visszaszórt elektron (BSE)-képen.

2.1. Történeti áttekintés az awaruit felfedezésről és kutatásáról

Az awaruitot először a 19. század végén azonosította William SKEY (1885), Új Zéland Déli-szigetén, a Jackson-öböl (*Ōkahu*) vonzáskörzetében. A minta egy fekete, magas nehézasvány-tartalmú alluviális homok, de pontos gyűjtési területe nem volt ismert, illetve az általa kiadott publikáció után közvetlenül elvégzett kutatások sem törekedtek az eredeti minta

pontos lelőhelyének ismertetésére (RODGERS & HEY 1980). Az ásvány a Jackson-öböltől délre található Awarua-folyóról és Awarua-öbölről kapta a nevét [**awarua* = maori nyelven: árok; folyosó – mint két törzs vagy két folyó közötti területsáv; a maori mitológiában élő „*taniwha*” víziszörny neve Awarua (TERRENI et al. 2023); kutyabőr köpönyeg (TE AKA 2024)], feltételezve származási helyét. MORGAN (1927) összegezte az előző évtizedek tanulmányait és mintagyűjtési pontjait, mely során megállapította, hogy az Awarua-folyóból és Awarua-öbölből egyetlen awaruit minta sem került elő – helyette a Gorge-, Hope-, és a Cascade-folyókhoz, illetve a Red-hegyről lecsorgó kisebb patakokhoz köthető az ásvány előfordulása. Ebből kifolyólag az awaruit ásványnév szigorúan véve egy helytelen elnevezés.

Az awaruit jellemzően serpentinitedő, ultrabázisos kőzetekben képződik (KLEIN & BACH 2009), de extraterresztrikus eredetű awaruitról is tudomásunk van (RUBIN 1997). Az első, Magyarország területén előforduló awaruitot Gál-Sólymos Kamilla mutatta ki elektromikroszondás mérésekkel a híres „kabai meteoritból” (SZAKÁLL 1999). Mind ez idáig nem volt ismert előfordulása földi eredetű awaruitnak Magyarországon, azonban ez a dolgozat fényt derít az első hazai, alluviális homok eredetű awaruit szemcse felfedezésére is.

2.2. Ipari jelentőség

Az utóbbi 15-20 évben számos kutató és vállalat figyelt fel az awaruit ásványi nyersanyagként történő felhasználásának lehetőségére (SCIORTINO et al. 2015; SEILER et al. 2022; SEILER et al. 2023). Bár jelenleg nincsen aktív bányászati tevékenység egyik ismert awaruit-előfordulásnál sem (SEILER et al. 2022), de megannyi bányászati vállalat (mint pl. First Point Minerals Corporation) folytat kutatásokat többek között Kanadában, illetve ezekről a „NI 43-101” (vagy egyéb jelentési rendszer, pl. „JORC”) irányelvei és módszertana szerint tájékoztatja a befektetőket (STEPHENSON 2001; VERLEY 2011; FOX 2017).

A nikkel fő felhasználási területe az ötvözet előállítás – így a rozsdamentes acél, lítium akkumulátor katód, illetve egyéb korrózió- és hőálló ötvözetek gyártása króm, volfrám, vagy ritkaföldfémek hozzáadásával (RAMANATHAN 1993; ZHOU et al. 2003; POPCZYK et al. 2020; DILSHARA et al. 2023). Kedvező tulajdonsága az awaruitnak, hogy természetesen magas Ni-tartalmú ötvözet, ebből kifolyólag a feldolgozása sokkal kisebb környezeti terheléssel jár, mint a jelenleg aktívan bányászott Ni-lateritekből és szulfidos ércekből történő Ni-kinyerés (NORGATE & JAHANSHAH 2011; SEILER 2022; SEILER 2023). A (szilikátos/oxidos típusú) lateritekből származó nikkel feldolgozása egy energiaigényes (252-572 GJ/t fém), nagy CO₂-kibocsátással járó (25-46 t CO₂-e/t fém), összetett és drága folyamat, többnyire abból fakadóan,

hogy a nyersanyagot feldolgozás előtt nem lehet érdemben különböző gravitációs szeparációs, mágneses, vagy flotációs technikákkal dúsítani (MUDD 2010). A szulfidos ércekből kivonható nikkal ezzel szemben hatékonyabban dúsítható és könnyebben feldolgozható, kevésbé nagy az előállításának az energiaigénye (100 GJ/t fém), továbbá kevesebb CO₂-kibocsátást (10 t CO₂-e/t fém) idéz elő (MUDD 2010). Utóbbi ércteleptípus ugyan első ránézésre kedvezőbb értékekkel rendelkezik, mint a laterites típus, azonban SO₂-kibocsátás szempontjából nagy környezeti kockázatot jelent annak ellenére, hogy az utóbbi évek erőfeszítései nagy mértékben szorították vissza a kibocsátás mértékét (MUDD 2010). Erre példa a Sudbury magmás komplexum környékén működő feldolgozó- és öntőmű, melynek SO₂-kibocsátása 1960-ban még 10 t SO₂/t fém volt (300.000 t SO₂/év), 1990-re 2 t SO₂/t fémre (70.000 t SO₂/év) csökkent (CRAWFORD 1995). Az awaruit feldolgozása vélhetően kevésbé fogja terhelni a környezetet (SEILER 2022; SEILER 2023), továbbá elképzelhető, hogy az akár a karbonsemlegességet is megközelítheti, mivel a bányászat során keletkező meddőanyag – főleg szerpentin – mállása nagyban hozzájárulhat a légköri széndioxid megkötéséhez (POWER et al. 2020). Mindemellett szem előtt kell tartani a kőzetek H₂ és CH₄-képző tulajdonságát – a gyúlékony gázok komoly kockázati tényezők lehetnek egy működő bányaterületen (COOK 1998).

2.3. Az awaruit jelentősége az archeometriai vizsgálatokban

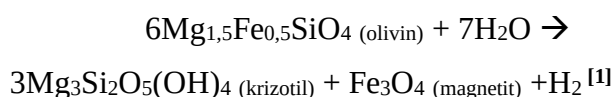
Az archeometria (*sensu lato*) egy interdiszciplináris tudományterület, amely a tárgyi emlékek és múzeumi műtárgyak természettudományos módszerekkel történő kutatásán alapszik. Szoros összeköttetésben áll az örökségtudománnyal, régészettel, művészettörténettel, építészettel, csakúgy, mint a geológiával, geokémiával, ásványtannal, anyagtudománnyal, biológiával, genetikával és statisztikával. A természettudományos szemlélettel együtt járó vizsgálati módszerek alapulhatnak például a szervesetlen anyagok vizsgálatán (kerámia, kőbalt, építőkövek, festékek), kormeghatározáson (dendrokronológia, ¹⁴C), távérzékelésen, vagy szerves anyagok vizsgálatán (BAJNÓCZI 2024). A tudományág hazai művelői között elterjedt terület a kifejezetten neolitikumi (Kr.e. 10.000 – Kr.e. 2.000) tárgyak proveniencia vizsgálata (= eredetvizsgálata; SZAKMÁNY et al. 2011; JÓZSA et al. 2020; MIKLÓS et al. 2021). Ehhez kapcsolódóan a neolitikumi csiszolt kőeszközök (például balták, vésők) nyersanyagának csoportosításához és azonosításához egy egyszerű mérési módszereken alapuló rendszert dolgozott ki SÁGI et al (2024). Ennek eredményeképp kimutatták, hogy a különböző típusú szerpentiniteket csupán mágneses szuszceptibilitás és sűrűség adatok alapján kiválóan el lehet különíteni. Mivel az awaruit egy szerpentinitekben előforduló, erősen mágneses ásvány [14,4 MS (mágneses szuszceptibilitás) / 750 kA/m (mágnesezési telítettség); (SEILER et al. 2022)],

felmerül a kérdés, hogy a jelenlétéből fakadóan csoportosítani lehet-e az adott szerpentinít eszközt, mellyel meghatározható annak származási helye.

2.4. Az élet kialakulása

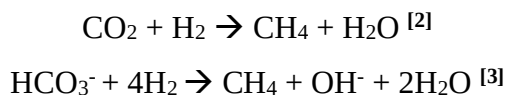
Az embert ősidők óta hajtja a kíváncsiság avégett, hogy fellelje az élet esszenciáját, megtalálja a *bölcsek kövét* és kiderítse az élet eredetét. Nem meglepő, hogy megannyi festmény, költemény, hitvallás és korszellem születhetett meg kizárólag egyetlen kérdésünkből eredendően: „– *Honnan jöttünk?*”. Lehet, hogy ez az a kérdés, ami valóban emberré tesz minket, azonban tudományos szempontok alapján megközelítve is pontosan ilyen súlya van a kérdésnek – meglepő módon az awaruit is egy alkotóelem lehet az élet kialakulásának képletében.

A bázisos-ultrabázisos kőzetek szerpentinitedése során H₂O-gazdag fluidum hidratál Fe²⁺-tartalmú mafikus ásványokat, mely által Fe³⁺- és OH-tartalmú ásványok keletkeznek (**1. reakció**, CHAMBERLAIN et al. 1965; BACH et al. 2006).



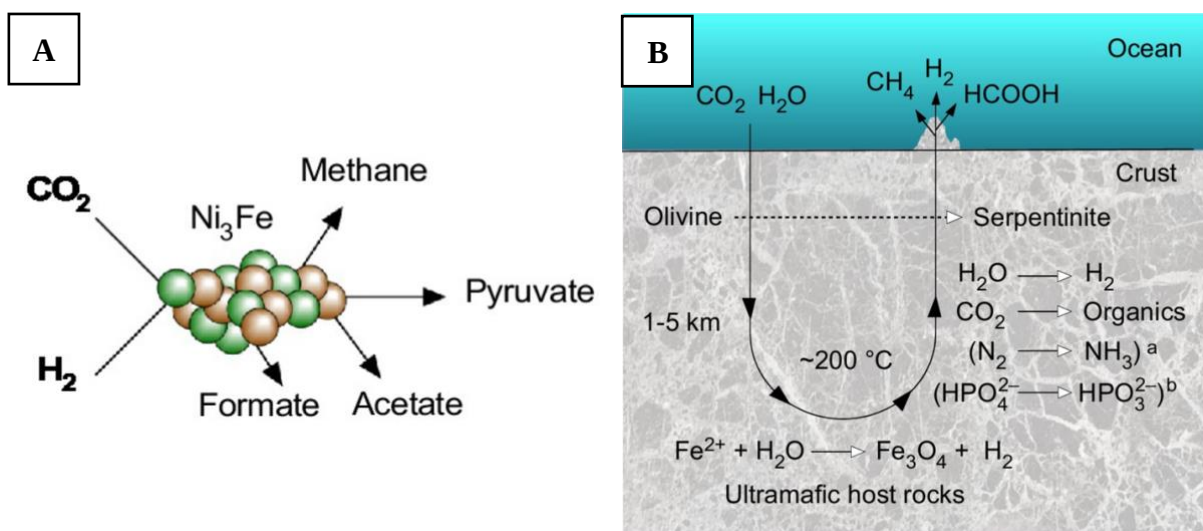
A H₂O felbomlásaként keletkező H₂ ekkor a fluidfázisba kerül és erősen redukív viszonyokat idéz elő (SLEEP et al. 2004). Ilyen redukív körülmények között a (szilikátokból és/vagy szulfidokból származó) nikkelt és a vas elemi fémként alkothat szilárd fázist (Ni⁰, Fe⁰), így az awaruit kiválásához optimális körülményeket idéz elő a szerpentinitedés. A kénfugacitás, hőmérséklet, nyomás és a fluidfázis összetétele mind befolyásolja, hogy milyen Ni-Fe(-S)-tartalmú ásvány keletkezhet az awaruit helyett, ha változnak ezen paraméterek (KLEIN & BACH 2009; FOUSTOUKOS et al. 2015).

A keletkező molekuláris hidrogén a tengervízben előforduló oldott CO₂-ból (főleg HCO₃⁻) metánt (CH₄) és egyéb szerves vegyületeket állít elő állít elő abiotikusan (**2. reakció**, HOLM & CHARLOU 2001; **3. reakció**, HORITA & BERNDT 1999).



Ezek a vegyületek létfontosságúak a ma is élő kemolitoautotróf élőlények (például metanogének) számára, mivel a szén-és energiaanyagcsere működésük a H₂-CO₂ rendszertől és az abból származó molekuláktól függ (WHITICAR et al. 1986; SCHWANDER et al. 2023). WEISS et al. (2016) megállapításai alapján az utolsó egyetemes közös ős (LUCA), azaz az első potenciális élőlény a Földön egy – a ma is élőkhöz nagyon hasonló – termofil, anaerob, CO₂- és N₂-kötő, H₂-től függő autotróf élőlény lehetett. A **3. reakcióban** katalizátorként működik az

awaruit: elősegítheti, felgyorsíthatja az abiogén metán képződését (HORITA & BERNDT 1999), mivel a Ni_3Fe felülete kemisorbció által összegyűjti a különböző gázokat (pl. H_2), amelyek reakcióba léphetnek a C-tartalmú komponensekkel így a metanogén élet kialakulásában és fenttartásában is szerepet játszhat (2. ábra; SLEEP et al. 2004; SCHWANDER et al. 2023). Ugyanakkor ellentmondásosnak tűnhet, de folytonos verseny áll fenn a biológiai és abiotikus H_2 -felhasználás között: az abiotikus metánképződés túlzott mértéke felemésztheti az élőlényeknek H_2 energiaforrását és meggátolhatja a szaporodásukat (SLEEP et al. 2004).



2. ábra. A – Az awaruit kemisorbeáló katalizátorként működik – a felületén gázokat akumulál, így felgyorsul a CO_2 redukciója a H_2 által. Ennek eredménye különböző szerves molekulák létrejötte (SCHWANDER et al. 2023). B – Az óceánaljzati és abisszikus szerpentinitedesedést kialakító fluidáramlás vázlatos modellje PREINER et al. (2018) nyomán, SCHWANDER et al. (2023) által módosítva.

Olybá tűnik, a természetfeletti lények születésére is nagy hatással van a természetes metánképződés. Az elsők között, Sir Isaac Newton által leírt Ignis Fatuus (*= bolond tűz) egy hő kibocsátás nélkül világító gőz (NEWTON & THAYER 1974), melyet a kor mondavilága ihletett – a mocsaras területeken előforduló kísérteties, kékes színű fényjelenségeket (PAVÃO et al. 2023) különböző földöntúli lényeknek tulajdonították (NEWELL 1904). A magyar népi hiedelemben a „*lidércfény*”, vagy „*lidérc*” pontosan ezen jelenség megfelelője (PÓCS 1980). A jelenség magyarázata a metán gyúlékony természetében keresendő, mely a mocsarakban, különböző hulladéktárolókban, és tömegsírokban jelenlévő mikrobiális lebontók által képződik (VAN BRAKEL 1980; ŻYCHOWSKI 2014). Ezen folyamattól függetlenül, a szerpentinitekben abiotikusan képződő metán és hidrogén felszínre történő szivárgása és begyulladása során is kialakulhat hasonló fényjelenség (ABRAJANO et al. 1988).

2. 5. Hidrogén, a jelen üzemanyaga

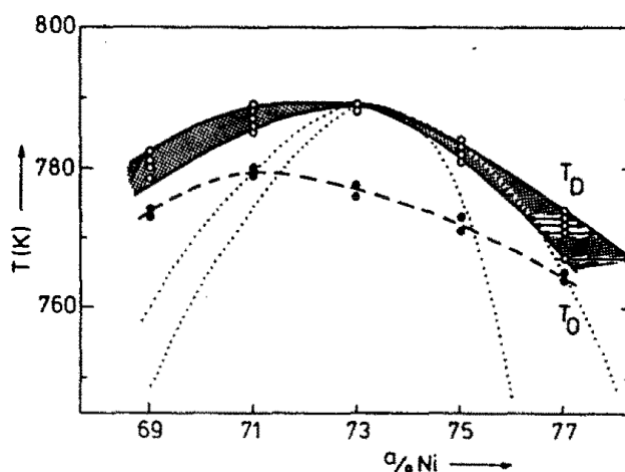
A globális klímaváltozás hatásainak mérséklése érdekében a „zöld átállás” számos területen gyakorlattá nőtte ki magát. Ilyen terület például az innovatív üzemanyagok alkalmazása, melyek közül a hidrogén egy potenciális jelölt a hagyományos üzemanyagok részleges lecserélése szempontjából. Egyik megoldása a H₂ -ellátás biztosításának a „fehér hidrogén” termelése: ez a természetes úton, serpentinitedéssel, Fe²⁺ oxidációjával és a víz radiolízise által létrejött H₂ (OSSELIN et al. 2022). A Maliban található Bourakebougou gázmezőn természetes hidrogénrezervoárakba telepített kutakból termelnek hidrogént, amely bizonyítékul szolgál a természetesen előforduló, gazdaságosan kitermelhető tárolók előfordulására (PRINZHOFER et al. 2018).

3. Az awaruit történeti ismertetése és ásványtani jellemzői

3.1. Az awaruit kémiai és fizikai jellemzői

Az awaruit (Ni₃Fe) a köbös kristályrendszerben kristályosodó, természetes vas-nikkel ötvözet, mely ultramafikus kőzetekben, alluviális torlatokban és meteoritokban fordul elő (ANTHONY et al. 2003) – de feltételezhetően a föld magja is nagy mennyiségben tartalmazza ezen ásványt (BIRD & WEATHERS 1975). Ráeső fénnel vizsgálva fémfényű, színe ezüستől szürkésfehérig terjed, optikailag izotróp opakásvány, melynek sűrűsége 8,58 (NICKEL 1959), keménysége 5,5 – 6 a Mohs-, illetve 265 – 380 kg/mm² a Vickers skálán (ANTHONY et al. 2003). Az ásvány Ni tartalma növekedésével a keménysége csökken, illetve reflexióképessége megnő (CHALLIS 1975). Erősen mágneses ásvány, mivel mágneses szuszceptibilitása (*=mennyire hajlandó reagálni a mágneses térre) 14,4; mágnesezési telítettsége (*=maximum mágnesezhetőségi értéke) 750 kA/m, mely a magnetitét is meghaladja (SEILER et al 2022). Serpentin kőzetekben az ásvány jellemző mérete 100 µm alatti, nem ritka az 5-10 µm-es kristályok alkotta hintett szövetű megjelenés (SEILER 2022). Nyomelemek tekintetében főként Cu és Co előfordulása jellemzi az ásványt (ANTHONY et al. 2003), de platinafémek (Pt, Pd, Ru, Rh, Ir) is kapcsolódhatnak hozzá (AHMED & BEVAN 1981; KUTYREV et al. 2023) - egyes pakisztáni előfordulásoknál az ötvözetek Ir-tartalma elérheti a 27 tömeg%-ot (AHMED & BEVAN 1981). Számos szakember a Ni₂Fe (CHALLIS 1975) és Ni₃Fe (AHMED & BEVAN 1981) skálán helyezte el az awaruit összetételét – ezen kérdéskör megválaszolásáról azonban idővel konszenzus született: a Nemzetközi Ásványtani Társaság (IMA) által jóváhagyott kémiai képlet a Ni₃Fe (IMA MINERAL LIST WITH DATABASE OF MINERAL PROPERTIES 2025).

Mindemellett azonban érdemes körbejárni azt a kérdéskört, hogy mi okozza az awaruit Ni-tartalmának változékonyságát. Egy Ni_3Fe rendszerben több változó (például hőmérséklet és nyomás) függvényében rendezett és rendezetlen fázisokat lehet elkülöníteni, ám a közöttük lévő határ nem pontszerű, hanem egy szűk kétfázisú tartomány, amelyben egyszerre van jelen a rendezett és rendezetlen fázis. Erre CALVAYRAC & FAYARD (1972) mutatott rá, ám magyarázatot BARTIS (1978) adott egy ezzel összefüggő jelenségre: a változatos Ni-tartalmat a stresszhatások által kialakuló kristályrácshibák – mint diszlokáció, vagy ponthibák – okozzák, lokálisan megváltoztatva a Ni-tartalmat. Ezek a stresszhatások a hűléssel indukált relaxáció (szilárd fázisba lépés) lomha, késleltetett természete miatt jönnek létre (hiszterézis), amely mágneses komponenssel gátolja a szilárd domének kialakulását – az így kialakuló rendezett és rendezetlen domének között stressz lép fel (BARTIS 1978; VAN DEEN & VAN DER WOUDE 1980, 1981). Kísérleti bizonyítékkal VAN DEEN & VAN DER WOUDE (1981) szolgált, megállapítva a 69-77 Ni atom% összetételű, 500°C körüli hőmérsékleten jellemzett Fe-Ni rendszer fázisdiagramját (3. ábra).



3. ábra. VAN DEEN & VAN DER WOUDE (1981) fázisdiagramja az awaruitról. „T_D” a rendezetlen fázist, „T₀” a rendezett fázist jelenti. A szürke zónában egyszerre van jelen a rendezett és a rendezetlen fázis.

CRANSHAW (1987) meglátása szerint kétféle összetételi rendezetlenség jöhet létre egy Ni_3Fe ötvözetben: vas a nikkel helyén, vagy nikkel a vas helyén. Ezen szegregációs folyamat (avagy a lehűlés során kialakuló rendezetlenség) nem kizárólag szomszédos Fe és Ni atomokra terjed ki, hanem a helycsere egymástól távolabb eső doméneket is érint. Eszerint egy lokális Fe-dúsulás okozhat rendezett FeNi ötvözet szerkezetet (ténit, tetraténit), ezáltal ångström léptékű rács-térrészben csökkentve a Ni-tartalmat. MANGLA és munkatársai (2018) a szegregációs jelenségeket vizsgálva kimutatták, hogy vákuumban a Ni-szegregáció az ötvözet felületén jelentősebb, mint a belső szerkezetében, tehát lokálisan összetételi változásra lehet

számítani a lehűlés gyorsasága és a hőmérséklet függvényében. A felsorolt kutatásokból azt a következtetést vonták le BRITTEN (2017), hogy ezen rácshiba felelős a „Decar property, Cache Creek Terrane” érclelőhelyen (Kanada) előforduló awaruit Ni-tartalmának változékonyságáért (66-88 atom% Ni, 213 mikroszonda mérés alapján, 16 mintán, 3 érces zónából). Kétségtelen tehát, hogy laboratóriumi körülmények között igazolt jelenség az ötvözetekben jelenlévő rácshiba és szegregáció előfordulása a Ni₃Fe rendszerben, azonban ez a kristályosodás és a rácshibák kialakulásából származó Ni-tartalom változást írja le. Ezen kísérletek egyéb összetételi és környezeti paraméterek nélkül folytak – ez a tény óvatosságra int, amikor kizárólag a rácshibákkal akarjuk magyarázni az awaruit Ni-tartalmának változékonyságát. Ilyen figyelemre méltó paraméter lehet az oxigén- és kénfugacitás – utóbbi kiemelkedő jelenséggel –, valamint a befogadó szerpentin protolitjában előforduló szilikát- és szulfidfázisok kémiai összetétele (FILIPPIDIS 1985; SCIORTINO et al. 2015; BRITTEN 2017), tekintve, hogy az awaruit kristályosodása nem tiszta Fe-Ni olvadékból, hanem klorokomplexek által szállított fémekből és egyéb komponensekből álló (pl. H₂) hidrotermás fluidumból történik (THORNBURGH 1983). Példának okául FILIPPIDIS (1985) kísérleti úton kimutatta, hogy a kénfugacitás csökkenése megnöveli az awaruit Ni/Fe arányát. Tovább árnyalja az összetételi kérdést, hogy az awaruit szállítódott-e detritálisan alluviális környezetben, mivel a Ni-tartalom a szállítódás távolságával növekszik, ahogyan a nikkellel képest a vas instabilabbá válik vizes környezetben (GARRELS & CHRIST 1965; CHALLIS 1975). Hasonló jelenség megfigyelhető az Au-Ag ötvözetek detritális szállítódása során is: a forrásterülettől távolodva növekszik a szemcsék peremének aranytartalma (DESBOROUGH et al. 1970; GROEN et al. 1990). Az összetételi kérdés részletes tárgyalására az elkövetkezendő fejezetekben kerül sor, mivel az azt befolyásoló változók szoros kapcsolatban állnak a protolit képződésének és szerpentinésedésének geodinamikai környezetével és a Fe-Ni rendszert hordozó fluidfázis összetételével és eredetével.

3.2. Jozefinit („josephinite”)

A jozefinit (1.A ábra) egy Fe-Ni- és Fe-Co ötvözetekből, összenőtt (intergrown) andradit gránátból, Fe-Ni arzenátokból, Fe-/Ni-/Cu szulfidokból, szfaleritből, termésrézből, termésaranyból, természüstből, magnetitből, diopszidból és szerpentinásványokból álló kőzet (DICK 1974; BIRD & WEATHERS 1975; BIRD & WEATHERS 1979). Az Amerikai Egyesült Államok ÉNy-i részén, Oregon államban, jellemzően patakokban, akár 40 kg-os, főleg awaruitból álló rögökként vált ismertté (DICK 1974). Sokáig szinonimaként kezelték a jozefinitet (kőzet) és az awaruitot (ásvány), mely félreértés abból fakad, hogy JAMIESON (1905) a fémes fázist vizsgálta a jozefinitnek. Megállapítása szerint a Josephine-folyóból származó

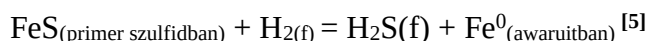
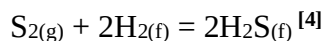
kavicsok és a Smith-folyóból származó awaruit-szemcsék megkülönböztethetetlenek, így javasolta, hogy minden vas-nikkel ötvözetet awaruitnak kellene nevezni. Ez a megközelítés nem számolt azzal, hogy a jozefinitben előforduló awaruit egy bonyolult, többfázisú ásványtársulás része, míg az Új-Zélandról, vagy Kaliforniából származó ötvözetek többnyire egyfázisú awaruit szemcsékként jelennek meg (BIRD & WEATHERS 1975; BIRD & WEATHERS 1979).

4. Az awaruit születése és destabilizációja

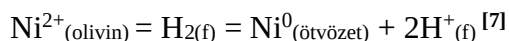
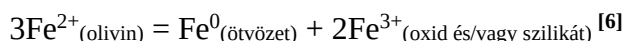
4.1. Az awaruit képződési mechanizmusai

Alapvetően az alábbi két modell létezik az awaruit kristályosodásához szükséges vas és nikkel eredetének meghatározásáról – valójában mindkettő megközelítés érvényes lehet.

a) Szerpentinitedés során, a fentebbiekben közölt **1. reakció** alapján az olivinben lévő Fe^{2+} magnetit képződésével részben Fe^{3+} állapotba oxidálása szabaddá teszi a víz hidrogénjét, mely erősen redukzív viszonyokat idéz elő (CHAMBERLAIN et al. 1965; BACH et al. 2006). A fluidfázis nagy H_2 -tartalma egyben relatíve kis kénfugacitás kialakulását is jelenti, amely kedvező körülményül szolgál az awaruit kristályosodásának: ilyenkor a peridotit primer szulfidjaiban előforduló kén reakcióba lép a képződő hidrogénnel és oldott H_2S -ként elhagyja a rendszert az alacsony $a\text{S}_{2(\text{fluidum} \rightarrow \text{szilárd})}$ miatt (**4.-, 5. reakció**, KLEIN & BACH 2009).

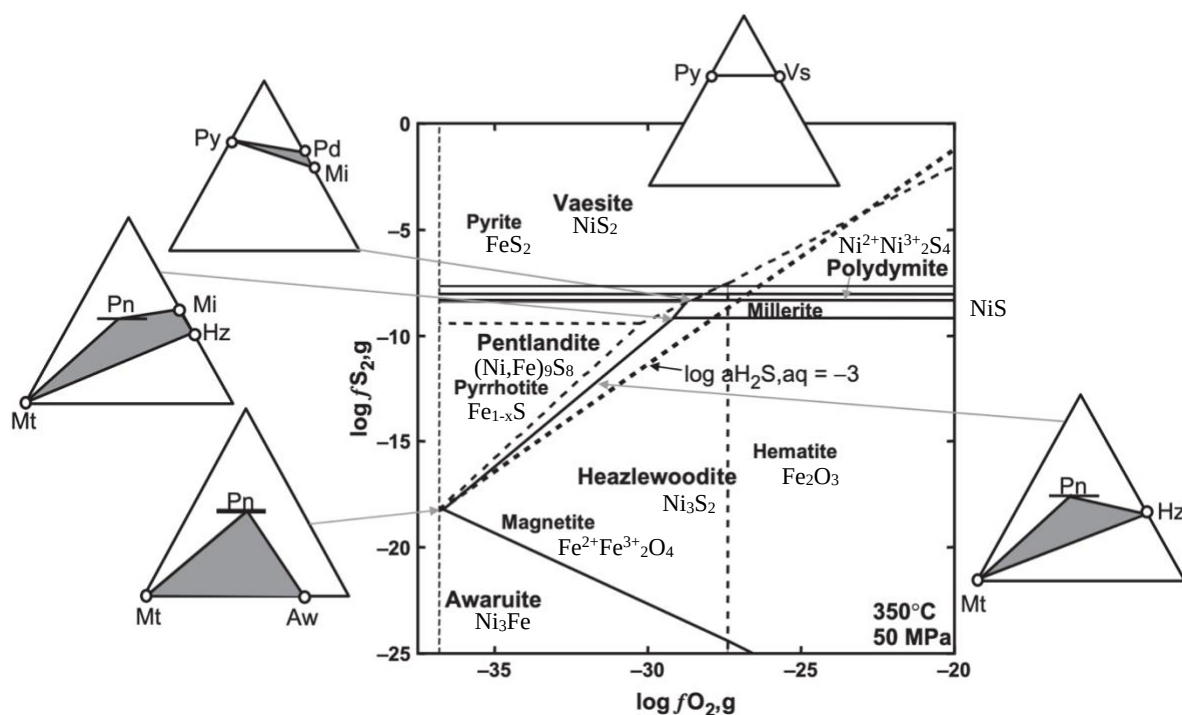


Ilyen alacsony kén- és oxigénfugacitású, szerpentinitedő rendszerben az olivinből, brucitból és szerpentin-ásványokból (SLEEP et al. 2004; FROST & BEARD 2007; KLEIN & BACH 2009) származó Fe (FROST et al. 2013) és Ni elemi állapotban lehet jelen, amely egy természetes vas-nikkel ötvözet létrejöttét idézheti elő (**6.-, 7. reakció**, EVANS et al. 2023).



Ezen reakciók során az eredeti olivintól néhány 100 μm – néhány mm-re szállított Ni és Fe kikristályosodik awaruitként (BRITTEN 2017). Erre akkor kerülhet sor, amennyiben alacsony az oxigénfugacitás ($f\text{O}_2$), a O_2 -aktivitás ($a\text{O}_{2(\text{fluidum} \rightarrow \text{szilárd})}$), kénfugacitás ($f\text{S}_2$), S_2 -aktivitás ($a\text{S}_{2(\text{fluidum} \rightarrow \text{szilárd})}$), kéntartalom ($\sum \text{S} = \text{S}_{2(\text{g})} + \text{SO}_{2(\text{sz})} + \text{H}_2\text{S}_{(\text{g})}$) és a SiO_2 -aktivitás ($a\text{SiO}_{2(\text{oldat} \rightarrow \text{szilárd})}$), valamint magas a H_2 -aktivitás (KLEIN & BACH 2009; FOUSTOUKOS et al. 2015; EVANS et al. 2017). Az awaruit P-T stabilitása ezen paraméterek mellett több közegben kifejezhető. Például 0,5 GPa nyomás és 150-400°C között (KLEIN & BACH 2009), vagy 2 GPa

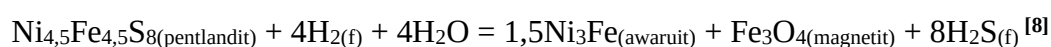
nyomáson és 555°C hőmérsékleten, mely körülmények a geodinamikai helyzet és a metamorfózis előrehaladottságának függvényei (EVANS et al. 2017). Ezen változók függvényében kialakuló ásványtársulásokat a KLEIN & BACH (2009) -féle fázisdiagramok szemléltetik (4. ábra).



4. ábra. A KLEIN & BACH (2009)-féle, (szerk.) Fe-Ni-O-S rendszer fázisdiagramja a logaritmusos skálán rendezett kénfugacitás és oxigénfugacitás függvényében, 350°C hőmérsékleten és 0,5 GPa nyomáson meghatározva. Figyelemre méltó lehet, hogy a kénfugacitás és oxigénfugacitás növekedésével oxid- és szulfidásványokká alakulhat át az awaruit. A vastag pontozott vonal a H₂S izopotenciál, amely 1 mmol/kg H₂S aktivitását ábrázolja. A vékony szaggatott vonal a magnetit, hematit, pirit és pirrhotin stabilitási határait mutatja.

A korai kiválású awaruit idiomorf-hipidiomorf szemcsés, jellemzően serpentinít ásványokban és nem magnetitben van jelen zárványként (BRITTEN 2017), azonban a magnetit, az awaruit és az esetleges szulfidfázisok változó előfordulása és szöveti megjelenése fluktuáló oxidáltsági körülményeket jelezhet a fluidumban (KLEIN & BACH 2009; BRITTEN 2017).

b) Az awaruit Fe- és Ni-tartalma nem csupán szilikát-eredetű lehet: az ultrabázisos kőzetek alacsony fO_2 és fS_2 alatt bekövetkező kéntelenedése szintén felszabadíthatja a primer szulfidásványok vas- és nikkeltartalmát (KRISHNA RAO 1964; CHAMBERLAIN et al. 1965; FILIPPIDIS 1985; KLEIN & BACH 2009; MOLNÁR et al. 2014) a fenti **4. reakció**, illetve az alábbi **8. reakció** mentén (KLEIN & BACH 2009):

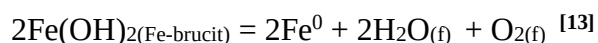
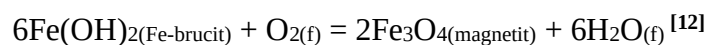


A pentlanditból származó Ni és Fe hidrotermás szállításánál kiemelt fontossággal bír az anyaoldal összetétele. PERETTI (1988) olaszországi ofiolit metamorf diopszid kristályain

végzett fluidzárvány-vizsgálatokat, mely NaCl-re telítetlen, de összetett sós fluidfázis jelenlétét igazolta gáznemű hidrogén jelenlétével a zárványok csapdázódása során. A hasonlóképp sós, hidrotermás rendszerekben jelenlévő kloridionok fémekkel alkotott klorokomplexei (NiCl_2 ; FeCl_2) alkalmasak lehetnek a pentlanditból származó elemek szállítására (THORNER 1983). A vízben oldott hidrogén 200-300°C-on és 0,5 GPa nyomáson éri el a fázisszeparációhoz szükséges telítettséget, így gázfázis keletkezik (KLEIN & BACH 2009). Ilyen P-T viszonyok között a fluidszegregáció tartománya közel megegyezik az awaruit-heazlewoodit-pentlandit-magnetit egyensúlyi állapotáival (KLEIN & BACH 2009).

FOUSTOUKOS et al. (2015) munkája kibővítette az awaruit stabilitási viszonyainak ismeretét, mely alapján megállapítható, hogy az awaruit, heazlewoodit (Ni_3S_2), pentlandit és magnetit alacsonyabb f_{S_2} -on, és magasabb f_{O_2} -on is megjelenhet, mint azt korábban gondolták (pl. KLEIN & BACH 2009). Ez mérvadó információ, mivel petrográfiai elemzésnél kulcsfontosságú lehet a megállapítás, hogy azért van-e szulfidásvány az awaruittal együtt, mert éppen kintelenedik a rendszer, vagy azért, mert pont a kén-metaszomatózis kezd felemészteni az awaruitot (KLEIN & BACH 2009). Hasonlóan, egy ércindikáció meghatározásánál kulcsfontosságú információ lehet, hogy a serpentinitedés kezdeti fázisában, vagy végső stádiumában találjuk a rendszert.

A serpentinitedés kezdeti stádiumában kristályosodó krizotil és brucit kedvező hatással bír az alacsony oxigénfugacitás és SiO_2 -aktivitás kialakítására (SLEEP et al. 2004; KLEIN & BACH 2009). Ameddig van a rendszerben brucit, addig a víz oxigénjével reagálva magnetitet hozhat létre, hidrogént termelhet és elemi vasat szolgáltat az awaruitnak (ld. az alábbi **12.-13. reakciókat**, FROST & BREAD 2007; KLEIN & BACH 2009).



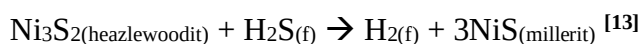
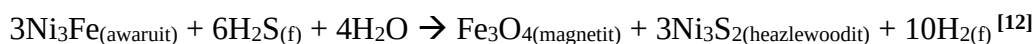
KLEIN & BACH (2010) a Közép-Atlanti-hátságon vett mintákat félig-serpentinitedett kőzetekből. Az a megállapításuk, miszerint az összes brucit-tartalmú mintában kimutatták az awaruit jelenlétét, közvetlenül bizonyítja ezen ásvány előfordulásának jelentőségét – brucit-pufferként is hivatkoznak ezen jelenségre. A brucit-tartalom csökkenése ugyanakkor az ortopiroxén serpentinitedésével járó SiO_2 -aktivitás növekedéssel együtt megy végbe – ez a környezet a durvaszemcsés awaruit kristályosodásának kedvez (BRITTEN 2017).

4.2. Változó körülmények: az awaruit átalakulása

Amennyiben az összes olivin serpentinisedett és a folyamat során az összes brucit felemészteződött, akkor *szteatitosodás* („szappankövesedés” – talkosodás) kíséretében

megnövekszik a SiO₂-aktivitás és a kénfugacitás, valamint csökken a H₂-aktivitás (KLEIN & BACH 2009). Ilyen fizikokémiai paraméterek mellett az eddigiekben stabil awaruit-magnetit-pentlandit ásványtársulás millerit (NiS)-pirit-polidimit (NiNi₂S₄) ásványtársulássá alakulhat (KLEIN & BACH 2010).

Amennyiben a fentiekben bemutatott **4.** és **5. reakció** folyamatosan megy végbe egy metamorf fronton, úgy folyamatosan képződik az awaruit, mindazonáltal a metamorf front mozgásával a migráló, H₂S-tartalmú fluidfázis elkezdhet a korábban kivált, awaruitos rendszeren keresztül áramlani és elkezd felemészteni az awaruitot és az abból keletkező heazlewooditot egyaránt (ld. az alábbi **12.**, **13. reakciókat**, KLEIN & BACH 2009).



Ezen körülmények között megáll az awaruit képződése és szulfidok kiválása indul meg. A serpentinitedés kései fázisában kialakuló talkos-karbonátos ásványtársulások ezáltal megfelelő jelzőértékkel bírhatnak a vas-nikkel ötvözetek destabilizálódására (DONALDSON 1981).

4.3. Az awaruit jelentősége a geodinamikai folyamatok megértésében

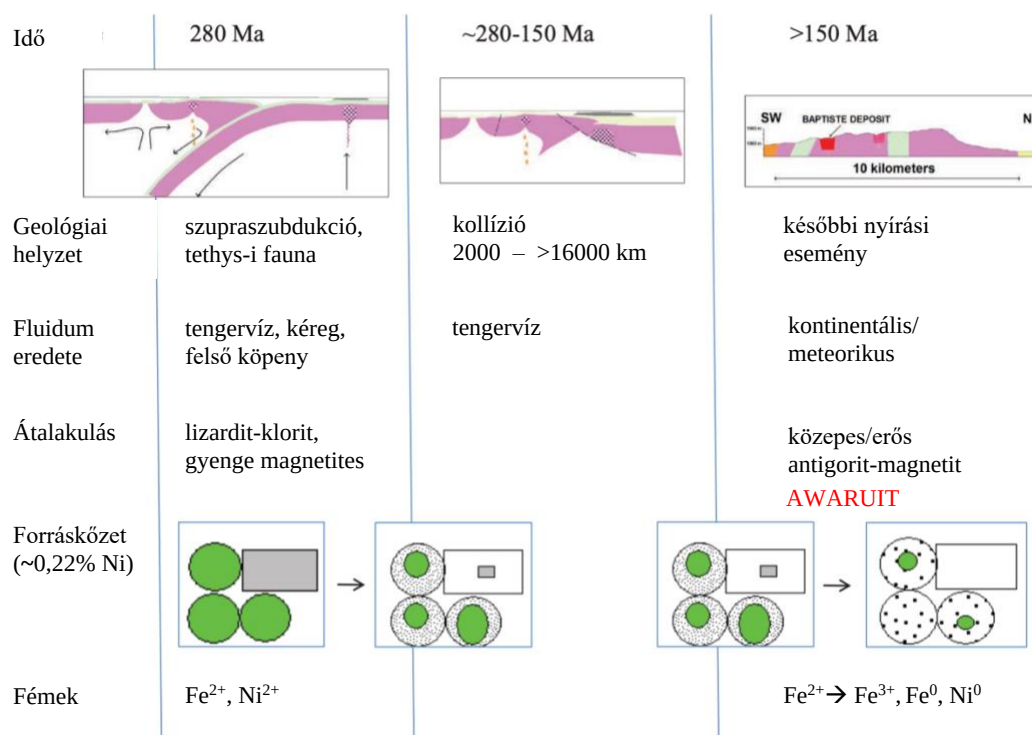
Az awaruit létrejötte és fennmaradása nagyban függ a befogadó peridotit-serpentinittest képződésének lemeztektonikai helyzetétől, a metamorfózis mechanizmusától, illetve a fő geodinamikai/ásványosodási esemény után történő remobilizációs hatásoktól. Mindezen tényezők meghatározzák a serpentinitedés érési fokát, a hidrotermás fluidfázis kémiai összetételét, kén- és oxigénfugacitását, a nyomás- és hőmérsékleti viszonyokat; így a potenciális awaruit-ércindikáció kitermelhetőségéről lényegi információval szolgál a geodinamikai helyzet ismerete (BIRD & WEATHERS 1979; KLEIN & BACH 2009; BRITTEN 2017; EVANS et al. 2017).

Az awaruit előfordulását számos különböző geológiai környezetben kimutatták: primitív mag-köpeny határról (BIRD & WEATHERS 1979) származó – egyesek szerint rodingittelérek környezetében történő serpentinitedéshez kötődő (BOTTO & MORRISON 1976) – jozefinitekben és azok alluviális hordalékában (BIRD & WEATHERS 1979); proterozoikumi zöldkő-övek komatiitjaiba nyomult bázisos-ultrabázisos szillex magmás szulfid-differenciátumaiban (SCIORTINO et al. 2015); óceáni litoszféra-kőzetekben (KLEIN & BACH 2009); valamint szutúra-szerkezetek környezetében (BRITTEN 2017; EVANS et al. 2017). Tekintettel az eredeti célkitűzésre, a jelenlegi keretek között az Alpok-Kárpátok-Dinaridák geodinamikai jellemzőinek összefoglalására kerül sor az awaruit előfordulásának szempontjából.

EVANS et al. (2017) munkássága fontos összefüggést tár fel az awaruit előfordulása és a geodinamikai helyzettel járó különböző aO_2 között a HPLT (magas nyomású, alacsony hőmérsékletű) metamorfózis során. A tanulmányban az új-kaledóniai (Óceánia) ofiolitot hasonlítja össze az alpi Zermatt-Saas (Svájc) ofiolittal. Az awaruittartalmú új-kaledóniai ofiolit egy szubdukció feletti zóna (SSZ) köpenyanyagának a szerpentinitedett egységét képviseli. A Zermatt-Saas alpi ofiolit ehhez képest egy szulfidtartalmú, szubdukált, magma-szegény, riftesedett kontinentális perem, amely még a szubdukció előtt magasabb szerpentinitedési fokig jutott el a riftesedés hatására. Utóbbi tulajdonsága fontos, mivel a szubdukció előtt történő szerpentinitedés magnetitet hoz létre, azonban a magnetittartalmú szerpentinitedett kőzetasszociáció szubdukciója során a magnetit instabillá válik és oxidatív fluidum keletkezik Fe^{3+} és SO_2 jelenlétében. Ilyen módon a szubdukció során legnagyobb mennyiségben keletkező metamorf, oxidatív fluidum a magma-szegény kontinentális peremi és óceán-kontinens átmeneti zónákban található. Ha ezekből a zónákból felszabadul az oxidatív fluidum, az az áramlási zóna mentén kedvezőtlen körülményeket idéz elő az awaruit stabilitása szempontjából – ahogyan az az alpi Zermatt-Saas alpi ofiolit esetében is történt. Ezzel ellentétben az új-kaledóniai ofiolit nem jutott el a szerpentinitedés előrehaladott fázisáig a szubdukciója előtt, így az olivin és a brucit jelenlétében awaruit és magnetit képződése ment végbe: ez erősen redukzív fluidfázis létrejöttével járt, mely kényszerítette az áramlási zónát (EVANS et al. 2017).

Összefoglalva EVANS et al. (2017) munkáját, a következőket lehet megállapítani. Az előzetesen előrehaladott/végbement szerpentinitedés során az awaruit utólagos folyamatokkal elveszítheti/elveszíti a stabilitását. Amennyiben a víz-kőzet kölcsönhatás időben kis léptékű és kicsi a víz:kőzet arány (Új-Kaledónia), abban az esetben a szerpentinitedés nem lép az előrehaladott fázisba, így az awaruit stabil marad. Ez jellemzően a szubdukció feletti zónában (SSZ), vagy egy vastag óceáni kéreg alatti köpenyanyagban történhet meg. Másfelől, ha a víz-kőzet kölcsönhatás időben nagy léptékű és nagy a víz:kőzet arány (Zermatt-Saas), akkor a szerpentinitedés egy előrehaladott fázisba kerül/befejeződik – ilyen körülmények között az awaruit már elveszíti a stabilitását. Ilyen nagyléptékű víz-kőzet kölcsönhatás a lassú/ultralassú spreadingnek a köpenyanyagában, vagy óceán-kontinens átmeneti zónában (OCT) jöhetnek létre. Mindazonáltal tovább árnyalja a képet, hogy lehetnek zónák a dominánsan előrehaladott szerpentinitedett összletekben, ahol még csak kezdetleges szerpentinitedés jelei mutatkoznak (EVANS et al. 2017). Mindezekből levonható az a következtetés, hogy nem csupán a pontszerű geodinamikai helyzet fontos az awaruit képződésénél, de a szerpentinitedő protolit jellege és az időfaktor egyaránt meghatározza az awaruit megjelenését a metamorf kőzetekben.

Amennyiben tengervíz-kőzet kölcsönhatás okozta a korai serpentinitedési fázist, még óceáni litoszféra elhelyezkedésben (*=abisszikus serpentinít; DESCHAMPS et al. 2013), abban az esetben ismeretlen mennyiségű, alacsonyabb hőmérsékleten keletkezett (<100-200°C), finomszemcsés (2-20 μm) awaruit (BRITTEN 2017) és platinafém ásványok mellett (FOUSTOUKOS et al. 2015) számítani lehetne a tengervízre karakterisztikus elemek dúsulására a befogadó serpentinitekben (Cl, B, Ba, Sr, Rb, As, Sb, Cs). Azonban a kanadai „Decar property, Cache Creek Terrane” awaruit-tartalmú serpentinítjeiben csak nagyon alacsony mennyiségben jelentek meg ezen elemek (BRITTEN 2017). Ez vagy azt jelenti, hogy utólagos kontinentális eredetű/meteorikus fluidumok átöblítették a kőzettestet, vagy csak kis mértékű serpentinitedés ment végbe (BRITTEN 2017) – utóbbi az EVANS et al. (2017) által felvázolt módon egy időben kis léptékű víz-kőzet kölcsönhatást és kicsi a víz:kőzet arányt jelent. Ez a geodinamikai helyzetre, az óceáni litoszféra fiatalságára és a szubdukció gyors sebességére, vagy az óceáni litoszféra kis mértékű tektonizáltságára is utalhat a sekély felső köpenyben. Ugyanakkor az óceáni litoszféra még mélyebbre – mély felső köpenyig – ható vető-rendszerei egy olyan alacsony víz:kőzet arányú, nagy hőmérsékletű áramlási rendszert hozhat létre, amely kedvez a durvaszemcsés awaruit kristályosodásának antigorit és magnetit társaságában (5. ábra; BRITTEN 2017). Ezen rendszer hőhatója a serpentinitedés exoterm kémiai reakcióira vezethető vissza (ALLEN & SEYFRIED 2004).



5. ábra. BRITTEN (2017) modellje (szerk.) a kanadai „Decar property, Cache Creek Terrane” awaruit-tartalmú serpentinítjeiről. Zöld = olivin (utolsó metamorf olivin); szürke téglalap = piroxén; fekete pontozás = magnetit és awaruit.

Nagy szerepe lehet az akkréciónak, az akkréciónak, kontinentális/meteorikus eredetű fluidumok szerpentinitedést okozó hatásának is: a korábban szubdukció feletti zóna kis fokú szerpentinitedését (lizardit, krizotil, elenyésző magnetit) akár 100 millió évvel későbbi, továbbhaladott szerpentinitedés (mérsékelt-intenzív antigorit-magnetit) írhatja felül, mely folyamat még az esetlegesen korábban kivált awaruitot is remobilizálhatja néhány 100 μm távolságnyra. Utóbbi környezet, vagyis a kollízió utáni nyírási zónák mentén kialakuló kontinentális-eredetű fluidumáramlás egy új teleptípus létrejöttét idézheti elő: a hidrotermás, alacsony-koncentrációjú, szórt-hintett awaruitot (BRITTEN 2017). A gazdaságosságot növelheti az átalakuló ortopiroxén által kiváltott, megnövekedett SiO_2 -tartalom, valamint a magasabb hőmérsékletet jelző metamorf olivin, mivel ilyen körülmények között durvább szemcsés awaruit (50-200 μm) kristályosodik pszeudobreccsás és stockwerk szövettel (BRITTEN 2017). Ez a hőmérséklettöbblet többek között a geodinamikai helyzet, a metamorf progresszió foka, a mélység és az esetleges rodingittelérek előfordulásának a függvénye (BOTTO & MORRISON 1976; BRITTEN 2017).

Felmerülhet a kérdés, hogy hasonló, awaruitot tartalmazó ásványtársulásra lehet-e számítani az Alpok-Kárpátok-Dinaridák konvergens lemezszegélyeinek régiójában. Az Alpokban ismertek magas hőmérsékletű (500-550°C, 1,5GPa) awaruit-előfordulások (ROSSETTI & ZUCCHETTI 1988); a közeli kárpáti szerpentinitek mellett előforduló, Dobšiná vonzáskörzetében fellelhető, dinári-rokon Melléte-egység nem lisztvenitesedett ultramafitjából is kimutatták az awaruitot heazlewoodit és millerit kíséretében (KANTOR 1955; KIEFER et al. 2023). Másrészt feltehetőleg plume-eredetű metapiroxenitben, platinafém ásványokkal együtt előforduló awaruitot (4-10 μm) is észleltek a szlovákiai Mellétében (RADVANEC & UHER 2016). A Dinaridák-Hellenidákból is leírtak podiform kromit környezetében awaruittartalmú (5-10 μm), szerpentinitedett peridotitot (KAPSIOTIS et al. 2021). A Kelet-Kárpátokban azonban nem egyértelmű, hogy előfordul-e az awaruit, ugyanis csupán egy UDUBASA et al. (1992) cikkében említett, nem publikált román kutatás alapján lehet állítani, hogy jelen van – nem tisztázott eredettel.

Mindezen előfordulások megfagyott pillanatképként reprezentálhatják a BRITTEN (2017) által felvázolt rendszernek a különböző mértékben előrehaladott, különböző geometriai helyzetben előforduló pontjait. Az Alpok-Kárpátok-Dinaridákban gazdaságosan kitermelhető szórt-hintett, vagy stockwerk awaruit-telep előfordulásának a kutatásakor számításba kell venni a mindaddig tárgyalt szempontokat – az egyéb, világpiaci árak, bányászati jogok, társadalmi szempontok, politikai és gazdasági szereplők, valamint az innovatív technológiák hatásának kiértékelése a dolgozat keretein túlmutat. Összességében megfelelő tektonikai egységeknek

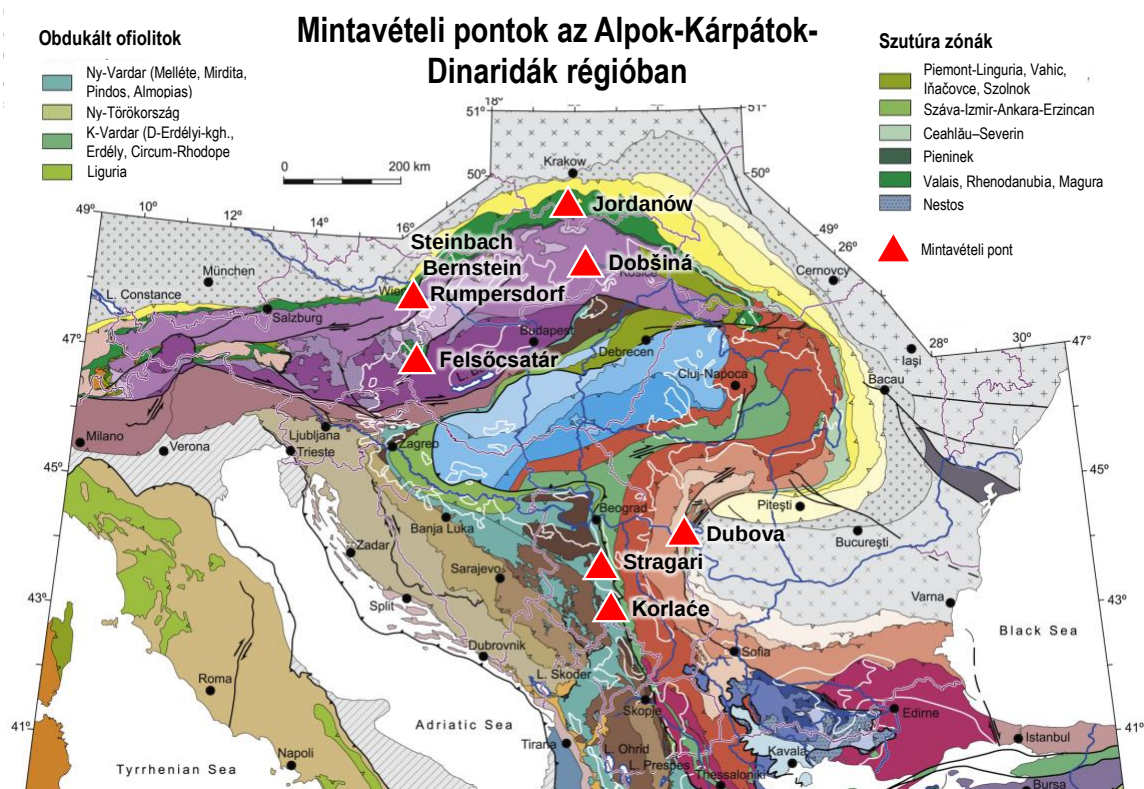
kellően nagy, de nem túl nagyfokú metamorfózison kell átesniük (be nem fejezett, még nem talkosodott és el nem kenesegett serpentinizáció), amely folyamatot megelőzhet egy szűk időablak alatt történő elsődleges ércásványosodás (abisszikus serpentinizáció) és követi egy utólagos remobilizáló, dúsító hatás (nyírózónák mentén serpentinizáció), valamint elkerülte egy kedvezőtlen másodlagos átalakulás (kén-metaszomatózis) – mindezek szoros kapcsolatban állnak a hidrotermális rendszer folyamatosan változó paramétereivel (pl. T , P , fO_2 , fS_2 , $aSiO_2$, összetétel).

Az erősen tektonizált szutúra-zónákban problémás az érctelep pontos térbeli előfordulásának meghatározása, valamint számításba kell venni a lepusztulás mértékét is: a mélység függvényében túl kis mértékű erózió kevésbé gazdaságos kitermelhetőséghez vezet, de nagy mértékű erózió teljesen eltüntetheti/relokalizálhatja (pl. alluviális torlatokban) az érctelepet. Mindezek mellett érdemes számontartani az abisszikus serpentinitekben, magasabb fO_2 mellett, awaruittal együtt jelenlévő platinafém-ásványokat (FOUSTOUKOS et al. 2015), amely megnövelheti az érces test relatív értékét. Ugyanakkor érckutatás szempontjából az awaruit egy fontos indikátorásványa lehet egy primer szulfidból származó, rénit (ReS_2), laurit (RuS_2) és különböző Os-Ir-Pt-ötvözetartalmú, serpentinít által befogadott hidrotermális ásványosodásnak (FOUSTOUKOS et al. 2015) – amelyek közül egyes ásványokat már különböző átalakult, likvidmagma kromititekben is kimutattak (AHMED & BEVAN 1981; GONZÁLEZ-JIMÉNEZ et al. 2012). Emellett KUTYREV et al. (2023) kutatásában azt is vizsgálták, hogy a hidrotermális platinafém-ásványok mellett platinafém-tartalmú awaruit is kialakulhat az átalakuló primer szulfidok és Cr-spinellek platinafémeiből. Ezen példák is kimerítően szemléltetik, hogy milyen relevanciával bír a lemeztektonikai helyzet pontos meghatározása az awaruit előfordulása szempontjából.

5. Műszeres anyagvizsgálat

5.1. Mintaelőkészítés

A kutatás során először a Kárpátok-Alpok-Dinaridák régióból eredendő, az ELTE TTK FFI Ásványtani Tanszék, a Kőzettan és Geokémiai Tanszék gyűjteményéből származó serpentinít mintasort vizsgáltam. A 21 minta jelölése a következő: „0424, 8528, 8535, BERNS 1, BERNS 2, BK10, BS1, BS2, BS3, DOB1, DOB2, DUB1, FV15, KOR1, KOR2, RUMP1, SERP1, STR1, STR2, STR3, STR4” (6. ábra).



6. ábra. SCHMID et al. (2020) térképén (szerk.) ábrázolt mintavételi pontok az Alpok-Kárpátok-Dinaridák kollíziós zónájában. Steinbach – 8535. Bernstein – BERNs1, BERNs2, BK10, BS1, BS2, BS3. Rumpersdorf – 8528, RUMP1. Felsőcsatár – FV15. Jordanów – 0424. Dobšiná – DOB1, DOB2. Dubova – DUB1. Korlače – KOR1, KOR2. Stragari – STR1, STR2, STR3, STR4. Egyiptom (a térképen nincs jelölve, bizonytalan eredet) – SERP1. A minták összehasonlításához szükséges részleteket az 1. mellékelt táblázat tartalmazza.

A mintákból készült polírozott vékonycsiszolatok előre rendelkezésre álltak, amelyek széngőzöléssel kezelve váltak pásztázó elektronmikroszkóppal vizsgálhatóvá. Három mintából (BERNs1, BERNs2, RUMP1) kizárólag vastagcsiszolat készült, ezeken átesőfényes mikroszkópos petrográfiai leírást nem lehetett készíteni.

Ezen kívül további egy mintával egészült ki a mintasor: az „AK” minta egy recens korú, dunai alluviális homok üledék Párkány környékéről, amely András Kitti és Járossy Jázmin, ELTE földtudományi BSc hallgatók gyűjtése (10. ábra). A műgyantába ágyazott homokfrakció polírozott, szénnel gőzölt felszínén pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálat készült.

5.2. Vizsgálati módszerek

A ráeső és áteső fényes polarizációs mikroszkópos mintaleírás HARANGI et al. (2013) „Magmás kőzetek és folyamatok – gyakorlati ismeretek magmás kőzetek vizsgálatához” című elektronikus tankönyve, továbbá MOLNÁR & SZENTPÉTERI (2005) „Opak ásványok mikroszkópos vizsgálata” című tankönyvének használatával készült.

A fénymikroszkópos megfigyelésekhez használt műszer az Ásványtani Tanszék Optikai laboratóriumában működő Zeiss Axioplan átasó és ráeső fénymenetű kutatómikroszkóp volt. A

megfigyelések dokumentációjához a „Zeiss Axiocam 208 color” típusú mikroszkópos kamera és annak képfeldolgozásra alkalmas „Zeiss ZEN 3.4 (blue edition)” szoftver került használatra.

A polírozott és szénnel gőzölt minták pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálata az ideiglenesen ELTE TTK FFI elektronmikroszkóp laboratóriumában használt, az Auro-Science Kft. által biztosított, CeB_6 elektronforrású, beépített SDD energiadisperzív rendszerrel felszerelt Thermo Scientific PhenomXL Desktop pásztázó elektronmikroszkóppal (SEM) készült el. A „KOR2 és az „STR1” mintán a gerjesztési térfogat meghaladta az awaruit ásványok méretét (0,1-2 μm), így a mért Ca, Mg, O, Co és Cu spektrális kiiktatásával ugyan bizonyítható az awaruit jelenléte, de nem ad pontos összetételi adatot.

Az „AK” és a „KOR1, KOR2, DOB1, DOB2” minta egyes elektronmikroszkópos mérései az ELTE TTK FFI elektronmikroszkóp laboratóriumában felszerelt AMRAY 1830i, PU9800 IN_2 hűtött, standardmentes energiadisperzív rendszerrel felszerelt pásztázó elektronmikroszkóppal készült. A tájékoztató jellegű kémiai elemzések 20kV gyorsító feszültséggel, 1 nA mintaárammal, 24 mm mintatávolság mellett, 100s mérési idővel készültek a polírozott preparátum szénnel gőzölt felületein.

A mikrospektrofotometriai mérésekhez használt műszer az Ásványtani Tanszék Optikai laboratóriumában működő Zeiss Axioplan átasó és ráeső fénymenetű polarizációs kutatómikroszkópra allokalált MPM 400 típusú, számítógépes vezérlésű mikrospektrofotométer volt. A reflexiós spektrumok a látható fény 400 és 700 nm tartományában készültek, 10 Hz határfrekvenciával, 549 nm-en, galenit standard referenciamintával kalibrált detektorral, parazitakorrekció nélkül, 5 nm spektrális felbontással, 2 mérés átlaga alapján.

5.3. Eredmények

5.3.1. Petrográfia

A mintákon polarizációs mikroszkópban és elektronmikroszkóposan megfigyelt ásványtani és szöveti jellemzők az alábbiakban és az 1. mellékelt táblázatban kerültek összefoglalásra. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok standard nélkül, tájékoztató jellegű mérések.

0424 – Jordánów, Lengyelország (7.A, 8.A ábra): foliált, összefogazódó (interlocking) lepidoblasztos-fibroblasztos, szálas-oszlopos serpentinásványokból áll, amely a kőzet több, mint 90%-át adja. A tűs-szálas ásványok mérete 5-1200 μm között változik (tremolit-aktinolit nefrit). Aktinolit-tremolit mátrixban Ta-tartalmú (~3 tömeg%) fersmit (CaNb_2O_6) található. Az aktinolit-tremolit mátrixban 10 μm nagyságú idiomorf kromit kristály nyomelemtartalma ~1,8 tömeg% Al, ~ 0,7 tömeg% Si.

8528 – Rumpersdorf, Ausztria (7.B, 8.B ábra): szerpentinásványok hálós szerkezettel (mesh), erősen szerpentinitedett, basztitos. Hipidiomorf-xenomorf, töredezett, rezorbeált szegélyű magnetit szemcsék (10-800 μm) szételegyedési struktúra nélkül, szerpentinásvány-magnetit érhálózat mentén. Ér mentén 1 μm -es idiomorf magnéziumtartalmú krómspinell figyelhető meg, valamint xenomorf Fe-domináns krómspinellek, melyek magjukban ($\sim 2,4$ tömeg% Mg, $\sim 1,8$ tömeg% Al), ferrikromit peremmel (~ 1 tömeg% Mg, ~ 2 tömeg% Cr). Mindemellett repedéshálózat mentén idiomorf-hipidiomorf krómszegény ($\sim 1,1$ tömeg% Mg, n.a. tömeg% Cr) magnetit generáció (5 – 50 μm) is előfordul.

8535 – Steinbach, Ausztria: szerpentinásványok hálós szerkezettel, erősen szerpentinitedett, meghatározható szintelen elegyrész nincs. Opakásványok közül magnetit észlelhető – szemcséi xenomorfok, töredezetek és nem tartalmaznak szételegyedési struktúrát. Érhálózatban fordulnak elő, szemcsékként 5 – 400 μm mérettel. 1-20 μm méretű idiomorf-hipidiomorf magnetitből álló, 30 μm méretű aggregátum észlelhető mesh-szerkezetben. A magnetit Mg-tartalma $\sim 1,5$ tömeg%.

BERNS1 – Bernstein, Ausztria: csak ráeső fényes és pásztázó elektronmikroszkópos megfigyelés történt e mintából, mivel csak vastag polírozott metszet állt rendelkezésre a vizsgálatok céljára. Zöld, vastag eres (400 – 1600 μm) doménekkal rendelkező (klorit; SZAKMÁNY 1997) kőzet. A 100 – 400 μm méretű, hipidiomorf, borostyán színű ásvány (átalakult olivin) körül mesh-szerkezet látható. Hálós ereken szerpentinásványok kísérik, tömeges idiomorf-hipidiomorf-xenomorf magnetit (1-5 μm) és szilikátban nagyobb méretű (100 – 400 μm) hipidiomorf magnetit fordul elő. Idiomorf-hipidiomorf pentlandit zárványok (1 – 5 μm) a szilikátban előforduló hipidiomorf magnetitben. 1-10 μm méretű, idiomorf, hipidiomorf magnetit és tűs átalakos, xenomorf magnetit mellett 1-5 μm -es pentlandit előfordulása észlelhető a mintában. Az 1000 μm -es mesh domén 500 μm -es xenomorf töredéke egy átalakult olivin (borostyán szín). A borostyán színű olivinben idiomorf táblás szulfid utáni Fe-Ni-O-tartalmú ásvány és azt átalakító barit látható. A barit kizárólag ehhez a fázishoz kötött, másodlagos felülbélyegzéshez köthető eredettel.

BERNS2 – Bernstein, Ausztria (8.C ábra): csak ráeső fényes és pásztázó elektronmikroszkópos megfigyelés történt e mintából, mivel csak vastag polírozott metszet állt rendelkezésre a vizsgálatok céljára. Homogén megjelenésű, zöld alapanyagú, masszív „klorit” (SZAKMÁNY 1997) ér jellegű kőzet. Elszórtan 5 – 200 μm -es hipidiomorf-xenomorf imenit, pentlandit és magnetit látható a mátrixban. Kobaltpentlandit, krómspinell és magnéziumtartalmú ilmenit észlelhető opakásvány fázisként. A kobaltpentlandit xenomorf,

~3,5 tömeg% Co-tartalommal. A 10-20 μm méretű, xenomorf ilmenit Mg-tartalma eléri a ~2,1 tömeg%-ot.

BK10 – Bernstein, Ausztria (7.C ábra): foliált, összefogazódó szerkezet. Látszólag erősen serpentinitedett, szigmoid porfiroblasztos (basztit) szövet. Idiomorf/hipidiomorf titanit zárványok (10-100 μm) a porfiroblasztban. A serpentinásvány mátrixban 10 μm -es idiomorf titanitból álló kristálygóc figyelhető meg.

BS1 – Bernstein, Ausztria (7.D, 8.D ábra): domináns az erősen serpentinitedett, egymásba növvő szövet. Az egymásba növvő serpentin (interpenetrating) domének (100 – 500 μm) mellett, szálas, szigmoid alakú, nyírt azbesztiform serpentin iterezések, valamint 1-100 μm vastag talk erek szelik át a kőzetet. A szálak és körül, külön erekként, kisebb méretű összefogazódó serpentin ásványok (5-10 μm) figyelhetők meg. Egymásba növvő domén zárványai: hipidiomorf, szételegyedési bélyegeket mutató szulfid szemcsék kobaltpentlandit és pentlandit összetétellel (5-100 μm), idiomorf magnetit (5-50 μm). Az egymásba növvő serpentin zárványszulfidja gyakran tűs serpentinásvány melletti, tűs-ékes alak kifejlődésű. Az erősen átalakult mesh-szerkezetben a szulfid és a magnetit xenomorf-hipidiomorf kristályos szemcséi, gyakran a serpentinitedett szilikátsomóra koszorúsán, epitaxiálisan növe fordulnak elő. A kobaltpentlandit Co-tartalma ~1,6 tömeg%. Az idiomorf-hipidiomorf 5-50 μm -es magnetit Mg-tartalma ~0,8 tömeg%.

BS2 – Bernstein, Ausztria (7.E ábra): a „BS1” típusú serpentinitnek a foliációs síkokkal (minimum 2) párhuzamosan elhelyezkedő szálak erősen azbeszt megjelenésű változata. A 100-600 μm vastagságú azbesztiform szilikát erek peremén 10-50 μm méretű tömeges szemcsékként előforduló magnetit kristályok vannak. Az azbeszt megjelenésű ér belsejében a tűs-ékes szulfid-magnetit-serpentin elegyeknek karéjos maradványai látszanak. Szórtan 5-10 μm idiomorf-hipidiomorf magnetit figyelhető meg a vastag ér pereménél. Elszórtan 1-5 μm méretű idiomorf-hipidiomorf pentlandit tapasztalható. A magnetit Mg-tartalma ~0,8 tömeg%.

BS3 – Bernstein, Ausztria (7.F ábra): a „BS2” idioblaszt formák nélküli változata. Foliáltsága látszólag egyirányú, szigmoid azbesztiform erekként mutatkozik. Szulfid nem található a mintában, az egyedüli opakásvány a magnetit. A csiszolat egy 1 cm-es ér, amelynek a központi zónája mesh-szerkezetű serpentin, kevés azbesztszerű érrel, míg a pereme magnetit- és azbesztes ér gazdag zóna. A kőzetre jellemző előfordulás a Mg-tartalmú (~1,5 tömeg%) idiomorf szórt és tömeges magnetit 1-10 μm mérettel.

DOB1 – Dobšiná, Szlovákia (7.G-H, 8.E, 9.A ábra): azbesztiform boudinos és szigma klasztos erekek rétegszerűen átszelt, hálós szerkezetű (mesh-struktúra; 1000-1400 μm relikv monoklin piroxén domén, basztit) – váltakozóan gyengén egymásba növvő és összefogazódó

szövetet is tartalmazó kőzet. Relikt hipidiomorf-xenomorf, 50-400 μm -es monoklin piroxén, valamint relik, hipidiomorf-xenomorf, 50-200 μm -es olivint hálóz körbe a mesh-szerkezet, vagy halad át rajta egy foliált szerpentin éré. Pentlandit, kobaltpentlandit, pirrhotin, kromit és magnetit fordul elő a kőzetben. Az idiomorf-hipidiomorf pirrhotin pereme átalakult pentlandit jellegű, O-tartalmú komplex szulfiddá, kívül oxidos peremmel rendelkezik. Az idiomorf, pszeudohehexagonális pirrhotint (10 μm) oxidos átalakulás kíséri (~2,6 tömeg% Co). A kromit (~7 tömeg% Mg, ~16,3 tömeg% Al) pereme ferrikromittá (~2,6 tömeg% Mg, ~2,3 tömeg% Al) alakult – mely mélységi, oxidatív fluidumok által történő átalakulásra utalhat. A magnetit tömeges előfordulása, 1-20 μm -es idiomorf-hipidiomorf kristályokból áll. Barit figyelhető meg monoklin piroxén mellett és monoklin piroxén utáni pseudomorfózáként – ez egy mélységi hidrotermás átalakulásnak a bélyege.

DOB2 – Dobšiná, Szlovákia (7.I ábra): basztitos (piroxén utáni szerpentinásványos), 1000 – 2000 μm – összefogazódó szerpentin és hálós szövetű kőzet. Jellemzően a magnetit nem a mesh-szerkezetben jelenik meg, hanem kötegesen vastag (400 μm) érré összefonódó önálló szerpentin ereken (20 – 50 μm). A magnetit mérete 1 – 200 μm . Akár 300 μm -t is elérő, hipidiomorf andradit gránát látható a szerpentinásvány ágyban. A 10-30 μm -es idiomorf-hipidiomorf magnetit Mg-tartalma ~2,3 tömeg%. A ritka, max 40 μm -es, xenomorf pentlandit oxidos átalakulási peremmel jelenik meg.

DUB1 – Dubova, Románia (7.J ábra): Hosszirányban álló, tömeges-szálas szerpentinásványokból álló, 7500 μm vastag ér. Helyenként a szálakra párhuzamosan foliált, és szigmoid, szálas szerpentinásvány csomók (100 – 300 μm) helyezkednek el benne. Idiomorf-hipidiomorf, ritka 1 – 20 μm magnetit és pentlandit látható elszórtan. Egy 5 μm méretű, átalakult, meghatározhatatlan összetételű komplex szulfidban (Fe, Co, Ni, S) magas Sb-tartalmú, 0,5 μm -es fázis látható. A kontamináció lehetősége nem kizárható. Az ép kobaltpentlandit 20-100 μm méretű, hipidiomorf, Co-tartalma ~11,7 tömeg%. A magnetit 20 μm nagy, hipidiomorf megjelenésű.

FV15 – Felsőcsatár, Vashegy, Magyarország (7.K ábra): erősen inhomogén, basztitos, teljesen szerpentinásványosodott, kalcit-erekből álló mesh-szerkezetes, helyenként teljesen karbonátos átalakuláson végbement irányított szövetű doménes, nagy kalcit érrel átszelt, egyes relik doménekben és ereken összefogazódó szerpentin szövetű szerpentin. Az 1-5 μm -es idiomorf magnetit az egymásba növe szerpentinben fordul elő. A magnetit 0,5 tömeg% Mg-t és ~1,7 tömeg% Cr-t tartalmaz.

KOR1 – Korlaće, Szerbia (7.L, 8.G, 9.B-C ábra): awaruit-tartalmú minta (1.táblázat). Nagy méretű (500-3000 μm) tűs-szálas szerpentin domének és nagy méretű (500-3000 μm) basztitos domének körül összefogazódó szerpentin szövetű és hálós szerkezetű szerpentin fordul elő. A szerpentinásványok ereken és basztit doménekben többnyire tűs-szálas előfordulásúak, azonban vannak erek, ahol összefogazódó szerpentinként fordulnak elő, zömök-tömegesen. A basztit és szerpentin-doménben egyaránt előforduló magnetit xenomorf-hipidiomorf, erősen töredezett, hálós erekkel átszelt. A 0,5-2 μm -es idiomorf, króm- és kobalttartalmú awaruit fordul elő a krómtartalmú magnetit repedéshálózata mentén. A magnetit Cr-tartalma $\sim 16,6$ tömeg%, V-tartalma $\sim 2,1$ tömeg%. Jellemzően kisebb, 0,5-5 μm méretű, idiomorf awaruit a szerpentinásványok által közrefogva is előfordul. Magnetitben termésrész és szulfid utáni Fe-Ni tartalmú fázis is előfordul. A μm alatti mérettartományban azonosíthatatlan Fe-Ni-tartalmú fázist is lehet észlelni xenomorf, alacsonyabb krómtartalmú ($\sim 2,9$ tömeg% Cr) magnetitben. A xenomorf, magasabb ($\sim 14,8$ tömeg% Cr) krómtartalmú magnetit Mg-tartalma $\sim 3,1$ tömeg%, Al-tartalma $\sim 0,8$ tömeg%. Xenomorf, 500 μm -es kromit peremén, szerpentin ásványokhoz kötődve, idiomorf 5 μm -es, $\sim 3,4$ tömeg% Co-tartalmú, és $\sim 0,2$ tömeg% Cu-tartalmú awaruit észlelhető, azonban hasonló helyzetben számos awaruitban a Cu hiányzik és a Co-tartalom is alacsonyabb ($\sim 1,7$ tömeg%). A nagyobb méretű (5-50 μm), xenomorf awaruit magasabb Ni-tartalommal rendelkezik (Ni = 73,6-80,2 tömeg%), mint a kis méretű, idiomorf (< 5 μm) – xenomorf (< 10 μm) awaruit, amelynek Ni-tartalma kevesebb (Ni = 68,4-70,8 tömeg%), és kromit melletti szerpentinásványokkal együtt fordul elő, vagy magnetit zárványaként, szulfidfázissal szoros kapcsolatban. Akár egy awaruit szemcsén belül is változásokat lehet tapasztalni a Ni-tartalomban: 77,2-80,2 tömeg% között ingázhat az ötvözet. A xenomorf, 10 μm -es kobalttartalmú pentlandit ($\sim 9,8$ tömeg% Co) és a hasonló méretű, xenomorf, kobaltot nem tartalmazó awaruit egymást érintve fordulnak elő magnetit zárványaként, de sokszor ezen kobalttartalmú pentlandit zárványaként is észlelhető az awaruit. A nagy méretű awaruit pereme helyenként Fe-Ni-Cr-oxidos átalakulást mutat, míg a kisebb méretű awaruit csoport szulfidokkal együtt mutatkozik. Ezen kívül Cu-Fe-Ni ötvözetet lehet kimutatni magnetitben, kobalttartalmú pentlanditban és szerpentinben egyaránt. A magnetitben az idiomorf Cu-Fe-Ni ötvözet-szemcse 10 μm nagyságú is lehet, de a pentlanditot is elkezdte átalakítani peremétől kiindulva, tűs alakú áthatoló megjelenéssel.

KOR1 – össz.	Cr tömeg%	Fe tömeg%	Co tömeg%	Ni tömeg%	Cu tömeg%	tot %
<u>awa01</u>	0.74	25.12	3.46	70.47	0.21	100.00
<u>awa02</u>	1.17	25.5	2.57	70.77	-	100.00
<u>awa03</u>	0.82	26.74	1.72	70.32	0.4	100.00
awa04	-	18.18	1.32	79.43	1.07	100.00
<u>awa05</u>	0.16	29.4	-	70.44	-	100.00
<u>awa06</u>	-	28.79	2.48	68.43	0.29	100.00
<u>awa7</u>	-	28.43	1.61	69.00	0.96	100.00
awa08	-	24.62	1.79	73.59	-	100.00
awa9	-	18.82	1.58	79.33	0.28	100.00
awa10	-	17.33	1.17	80.21	1.29	100.00
awa11	-	20.37	1.42	77.17	1.03	100.00
awa12	-	17.74	0.99	80.11	1.16	100.00
CuFeNi01	-	20.54	-	3.03	76.43	100.00
CuFeNi03	-	7.65	-	3.12	89.23	100.00
CuFeNi02	-	21.07	-	4.25	74.68	100.00

1. táblázat. A „KOR1” minta különböző awaruit- és egyéb, észlelhető ötvözet szemcséin elvégzett SEM-EDS vizsgálatok az AMRAY 1830i műszerrel mérve. Az aláhúzott minták kis méretű, idiomorf awaruit szemcsék. A táblázatban szereplő adatok a 13. ábrában kerülnek szemléltetésre.

KOR2 – Korlaće, Szerbia (7.M, 8.H-I, 9.D-H ábra): awaruit-tartalmú minta (3. táblázat). Hálós szövetű, basztitos, hipidiomorf andraditban gazdag. A hálós szövetben és a basztitban is xenomorf andradit gránát található. A rendellenesen anizotróp és zónás andradit más összetételű a pereme mentén és kalcit összetételű perem is előfordul. Az idiomorf awaruit zárványsorként jelenik meg a gránát repedéseiben és érhálózat mentén elszórtan. A gránát magja idiomorf magnetit, idiomorf awaruitot tartalmaz, míg a gránát peremi része xenomorf kalcitból áll és 1-5 µm szulfid- és 5-50 µm idiomorf-hipidiomorf magnetit és szulfidzárványokat tartalmaz. Az idiomorf 0,2-3 µm-es awaruit kristályok andradit gránát zárványaként fordulnak elő hintetten, eres előfordulásban – gazdagabb awaruitban, mint a „KOR1” -es minta. Kalcit ereken, amelyek közrefogják a xenomorf andraditot, 1 µm-es szulfid található. A 0,5-2 µm méretű kristályokból álló, szerpentinásványokban előforduló, tömeges, krómtartalmú magnetit Cr-tartalma ~5,4 tömeg%, Mg-tartalma 2,5 tömeg%, Al-tartalma 0,8 tömeg%. Egy 40 µm méretű hipidiomorf magnetitben (~0,5 tömeg% Mg, ~0,6 tömeg% Si) 0,2-0,4 µm méretű, awaruit is előfordul, kimutatható Cu-tartalommal. A 0,2-0,5 µm méretű awaruit az magnetit zárványaként figyelhető meg a sejtes Cr-magnetit peremén. Az andradit látszólagosan egy ideig megvédte az awaruitot, de amelyik átalakult egy ér, vagy felület mentén, abból idiomorf millerit lett – az awaruitot elhagyta a Ni, és megjelent a S. Xenomorf, gömbszerű (30 µm), violarit összetételű (FeNi₂S₄) ásvány magnetitben. Mindezek mellett különböző ötvözetek és amalgámok is

észlelhetők voltak ugyanabban a magnetitben, mint amiben az awaruit és violarit volt.: idiomorf Os-Ir-Ru-Fe-Ni (10 µm); Pd, Fe, Sb és Hg és S-tartalmú ásvány (1µm) alakul át Pd-Fe-S ásvánnyá (1 µm); vagy violarit csúcsán tapasztalható Pd-Hg amalgám (<µm); valamint hipidiomorf, 5 µm nagy Pt-Fe-Ni-Cu-(Ir-Ru) ötvözet (2. táblázat).

Kód / elem tömeg%	Cu	Ni	Co	Fe	Mn	Pt	Pd	Ir	Ru	Os	Rh	Sb	Hg	S	tot%
OsIrRuFeNiMn01	0.10	2.34	0.46	12.25	2.19	0.00	0.00	29.24	18.18	35.25	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
PdFeSbHg	6.77	2.35	0.00	33.72	0.37	0.00	36.06	0.00	0.00	0.00	0.00	8.52	8.33	3.88	100.00
PdFeSbPtHg02	2.91	1.54	0.00	31.70	0.55	4.56	40.57	0.00	0.00	0.00	0.00	4.23	7.20	6.73	100.00
PdFeS	1.67	2.58	0.00	38.84	0.43	2.31	40.67	0.00	0.00	0.00	0.00	1.59	2.49	9.44	100.00
PdFeS_02	1.08	1.82	0.00	33.43	0.57	1.29	44.95	0.00	0.00	0.00	0.00	1.96	5.09	9.81	100.00
PdHg01_cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	28.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	71.64	0.00	100.00
PtFeNi01	2.58	4.33	0.00	31.86	0.00	59.59	0.00	0.00	0.74	0.00	0.91	0.00	0.00	0.00	100.00
PtFeNi02	4.50	4.82	0.00	15.36	0.00	70.19	0.00	2.16	1.70	0.00	1.28	0.00	0.00	0.00	100.00

2. táblázat. „A KOR2” minta platinafém-tartalmú ásványairól készült SEM-EDS vizsgálatok eredményei az AMRAY 1830i műszerrel mérve.

Kód/ elem tömeg% (kivétel: Co, Cu, Mg, Ca, O)	Fe	Ni	tot%
Awa3	0.215	0.785	100.00
Awa4	0.26	0.74	100.00

3. táblázat. A „KOR2” mintában előforduló awaruit előfordulásának szemléltetése. A gerjesztési térfogat meghaladta az awaruit ásványok méretét (0,2-1 µm), így a mért Ca, Mg, O, Co és Cu spektrális kiiktatásával ugyan bizonyítható az awaruit jelenléte, de nem ad pontos összetételi adatot. A SEM-EDS vizsgálatok a Thermo Scientific PhenomXL Desktop SEM-mel készültek.

RUMP1 – Rumpersdorf, Ausztria (8. F ábra): csak ráeső fényes és pásztázó elektronmikroszkópos megfigyelés készült a mintából. Foliált, porfiroblasztos, helyenként megfigyelhető a „BERNS1” -hez hasonló borostyán színű olivines megjelenés. Ezen átalakult olivinben és az azt átszelő másodlagos erekben idiomorf magnetit és idiomorf-hipidiomorf pentlandit figyelhető meg. A pentlandit ezen átalakult olivinben idiomorf-hipidiomorf alakot (10 – 200 µm), míg egy tűs szilikáthoz kötődve pseudomorf alakot ölt (50 – 100 µm). Az idiomorf-hipidiomorf magnetit a porfiroblasztos szilikátban 10-20 µm méretű. Az erekben a pentlandit mérete 1 – 200 µm, a magnetit mérete 1 – 200 µm. 250 µm hosszú, xenomorf, több fázisból álló pirrotin-pentlandit szételegyedés figyelhető meg – repedésében 10 µm-es idiomorf gersdorffit (NiAsS). Az 5 µm-es hipidiomorf kobaltpentlandit Co-tartalma ~5 tömeg%. A 3 µm-es hipidiomorf magnetit As-tartalma ~0,9 tömeg%.

SERP1 – „Egyiptom?” (7.N, 8.J ábra): inhomogén, tűs szerpentinásványok mellett átalakult és ép idiomorf-hipidiomorf amfibol kristályok találhatók dolomittal együtt, vagy annak zárványként. A granoblasztos (400-500 µm) dolomit-amfibol domén éles határral elválasztható az egymásba növvő szerpentin szövetű doméntől, amelyben nagy méretű (1800 µm), relikit kromit töredékes domének figyelhetők meg. A kis méretű granoblasztos (100 µm) doménekben nagy méretű (400-500 µm) granoblasztos domének vannak dolomit-amfibol

ásványokkal. A kromit xenomorf, 5 µm-es töredékekként fordul elő a szerpentinásványok között, Ti-tartalma ~0,9 tömeg%. Szerpentinásványokból álló érben xenomorf, magas ritkaföldfém-tartalmú (~8 tömeg% La, ~17,3 tömeg% Ce) foszfát fázis, valószínűsíthetően monacit észlelhető.

STR1 – Stragari, Szerbia (7.O, 8.K ábra): awaruit-tartalmú minta (4. táblázat). Hálós szövetű, basztitos-szálas doménes (200-3000 µm), erekben összefogazódó szövetű, szerpentin eres (10- 1000 µm). Xenomorf, 50-300 µm méretű, szételegyedett pirrhotin-pentlandit és xenomorf magnetit és kromit a mesh-szerkezetben. Xenomorf (gömbös) kromit szilikátban és xenomorf magnetitben egyaránt. A szövetet egy 2500 µm-es, 5-20 µm -os, hipidiomorf andradit gránátban gazdag zóna szeli át. Az 5-40 µm- méretű idiomorf-hipidiomorf kristályokból álló magnetit aggregátum (~0,9 tömeg% Mg) szerpentin ér mentén húzódik. Maga a szerpentin ér és a magnetit is magában foglalja a hipidiomorf, 0,5-1 µm méretű awaruitot.

Kód/ elem tömeg% (kivétel: Co, Cu, Mg, Ca, O)	Fe	Ni	tot%
Awa2	0.216	0.784	100.00

4. táblázat. Az „STR1” minta szerpentinásványában előforduló awaruit előfordulásának szemléltetése. A gerjesztési térfogat meghaladta az awaruit ásvány méretét (0,5 µm), így a mért Ca, Mg, O, Co és Cu spektrális kiiktatásával ugyan bizonyítható az awaruit jelenléte, de nem ad pontos összetételi adatot. A SEM-EDS vizsgálatok a Thermo Scientific PhenomXL Desktop SEM-mel készültek.

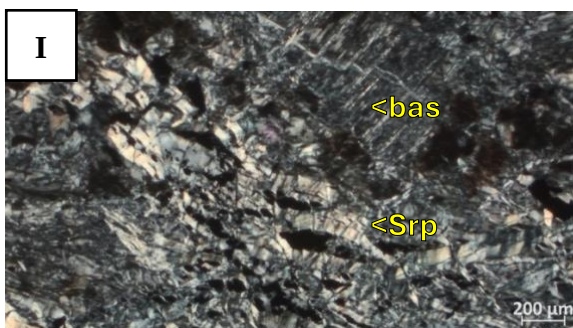
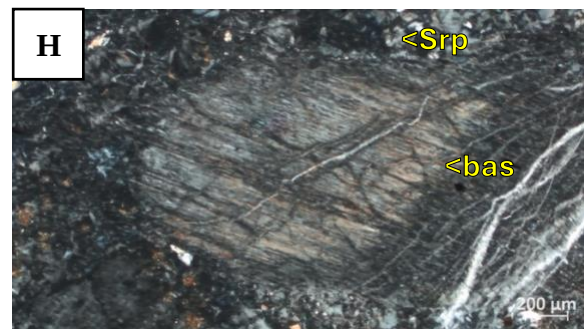
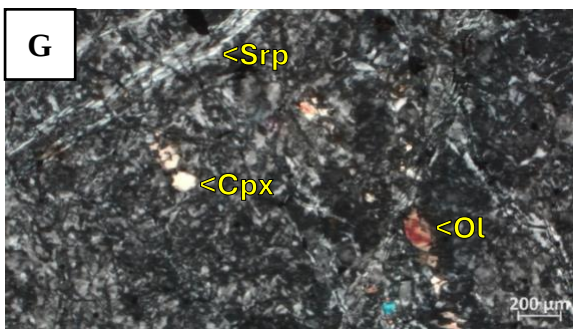
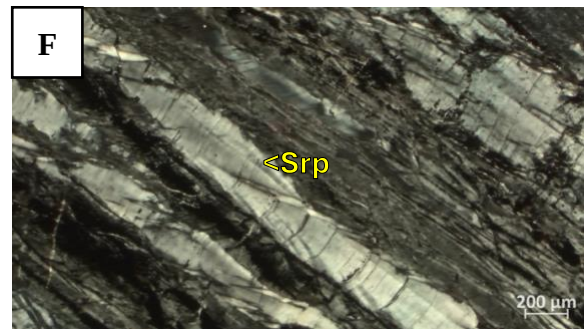
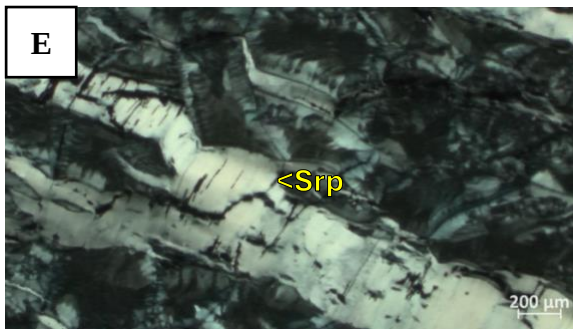
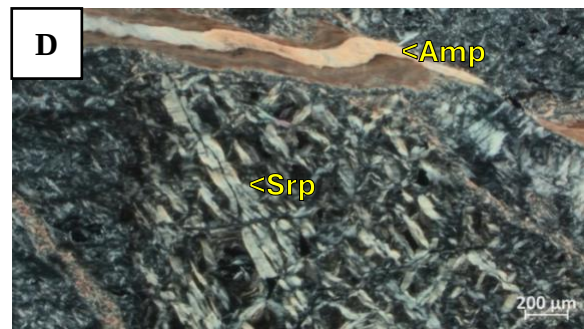
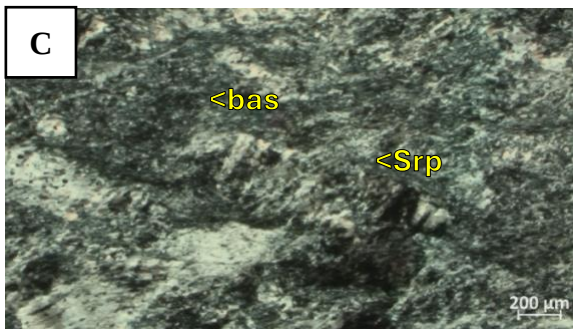
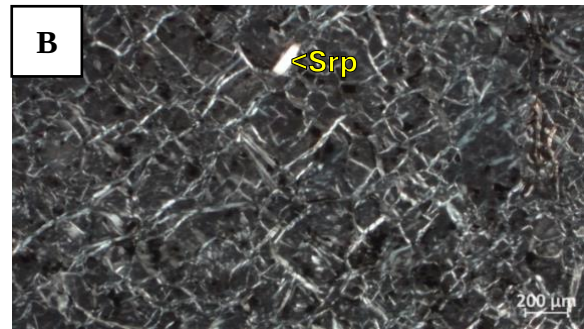
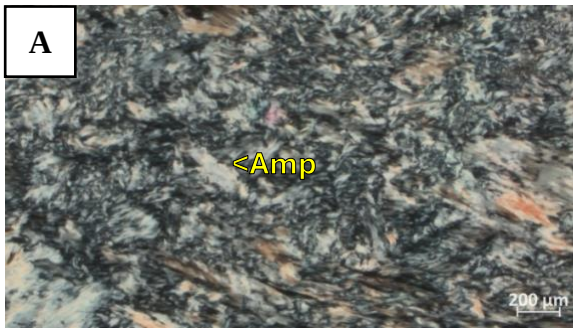
STR2 – Stragari, Szerbia (7.P, 8.L-M ábra): awaruit-tartalmú minta (5. táblázat). Az „STR1” basztitban gazdagabb verziója, erősen tremolit- domináns erekkel átszelt, 2000 µm vastag kalcit érrel átvágott, utóbbiban szerpentinásványok és magnetit látható. Az 5-200 µm nagyságú xenomorf awaruit a teljesen serpentinisedett mesh-struktúra magjában, vagy a mesh struktúra peremén, szálas szerpentinásványos ér mellett jelenik meg jellemzően. Az 5-20 µm idiomorf magnetit tömeges halmazokat alkot erek mentén és peremként jelenik meg a xenomorf kromiton. A magnetitben kevés szulfidásvány is előfordul. Általánosan megállapítható, hogy kalcitos peremű hipidiomorf-xenomorf andradit gránátos és xenomorf kromitos (5-30 µm), xenomorf tömeges és idiomorf magnetit erekkel erősen behálózott a minta, valamint a relatíve gyakori awaruit mérete 10 és 100 µm (!) között ingadozik, de észlelhető idiomorf, 2 µm alatti awaruit is. Az awaruit xenomorf, sejtes-átalakult, helyenként botryoidális oxidos peremmel rendelkezik. A Cr-dús (~3 tömeg%) andradit gránátban karfiolos megjelenésű awaruit (1-2 µm) fordul elő magnetit peremmel. Szerpentinin-ásványokban a sokszor 10 µm-nél nagyobb awaruit Co-tartalmú (1,5 tömeg%), pereme oxidálódott a repedésrendszerben előforduló magnetit környezetében. A µm alatti awaruit magnetitben is előfordulhat.

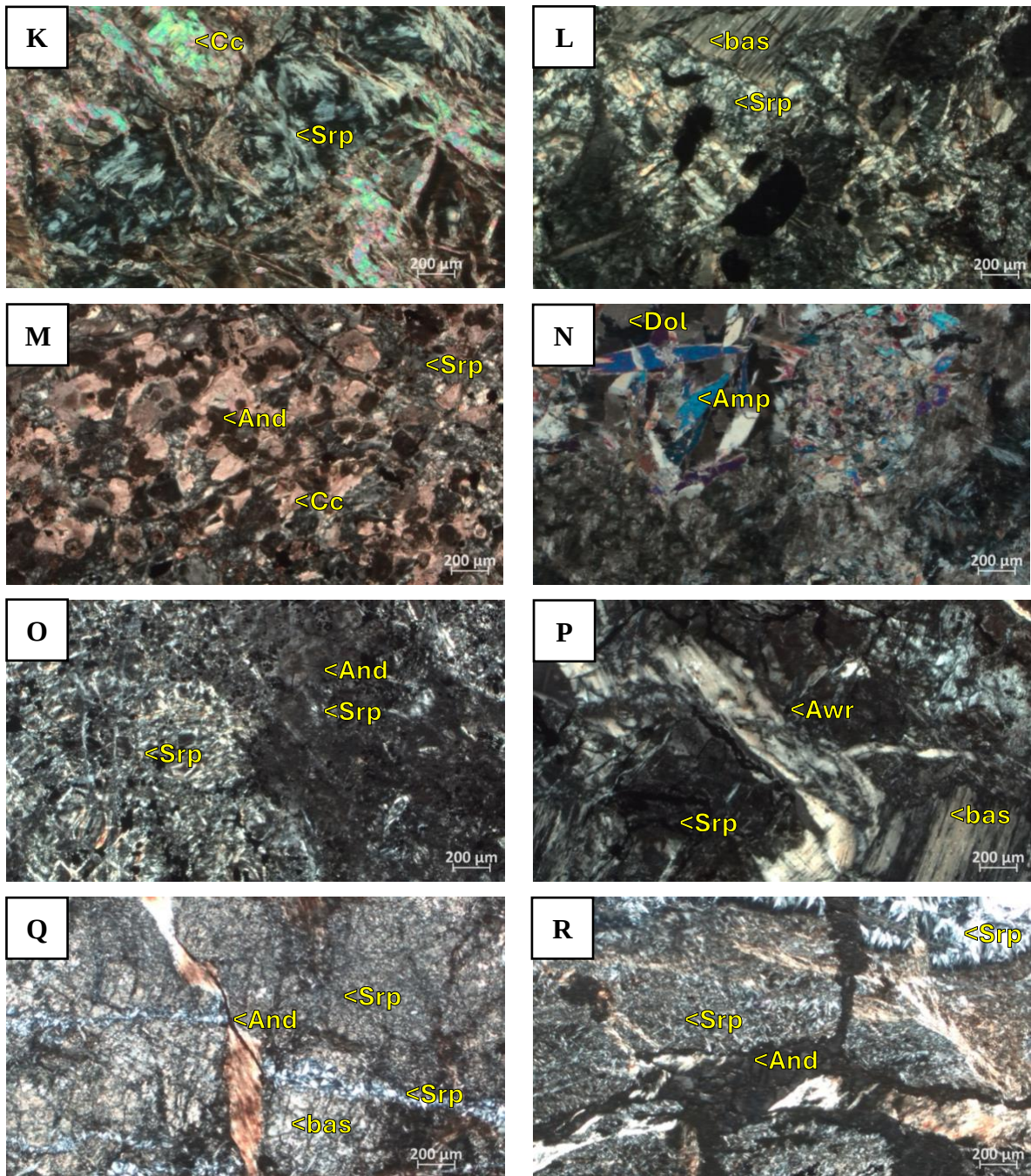
Kód/ elem tömeg% (kivétel: Co, Cu, Cr)	Fe	Ni	tot%
Awa1	0.272	0.728	100.00
Awa2	0.235	0.765	100.00
Awa6	0.224	0.776	100.00
Awa10	0.230	0.770	100.00

5. táblázat. Az „STR2” mintában előforduló, 10 µm feletti awaruit előfordulásának szemléltetése. A Co, Cu és Cr spektrális kiiktatásával kizárólag az awaruit előfordulása szemléltethető – a részletesebb kémiai elemzéseket a jövőbeli mikroszkopos mérésekkel szorgalmazható elvégezni, ahogyan az a „KOR1 és KOR2” mintákban is indokolt. A SEM-EDS vizsgálatok a Thermo Scientific PhenomXL Desktop SEM-mel készültek.

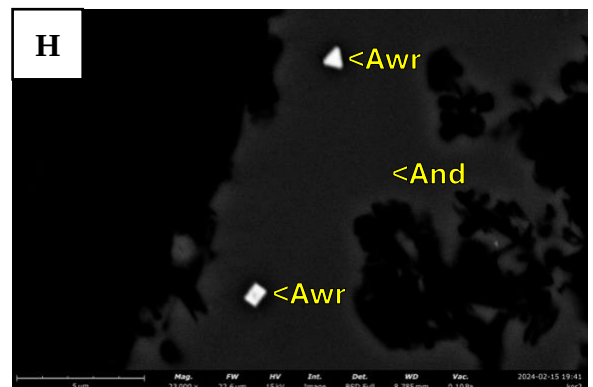
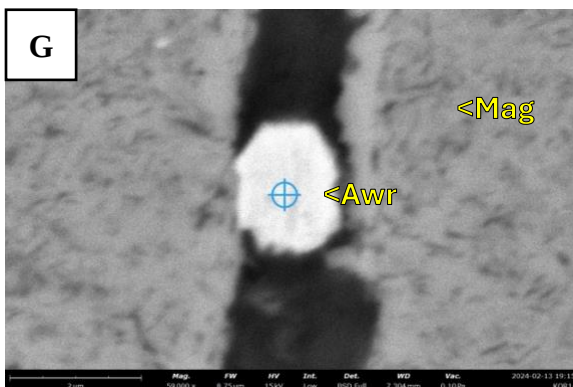
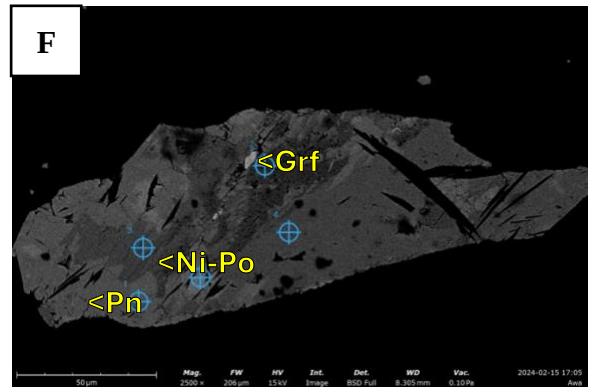
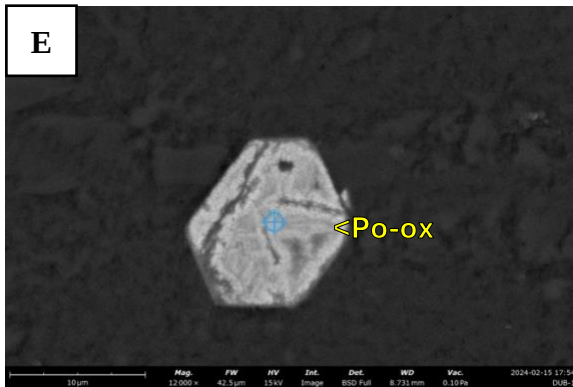
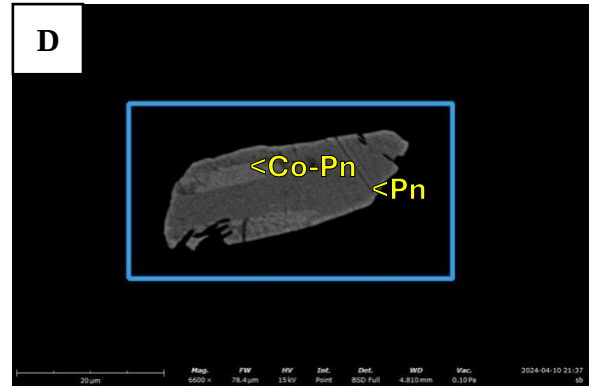
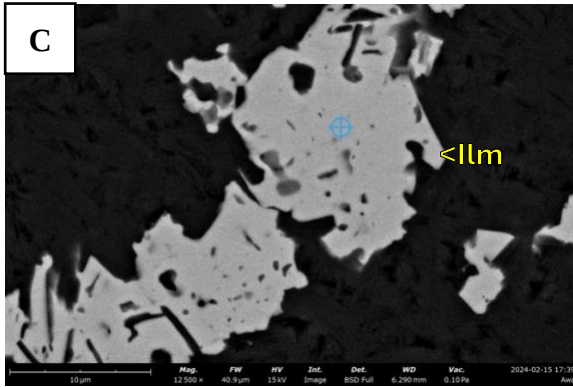
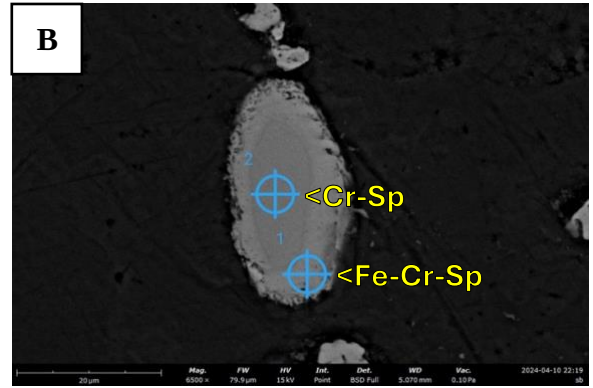
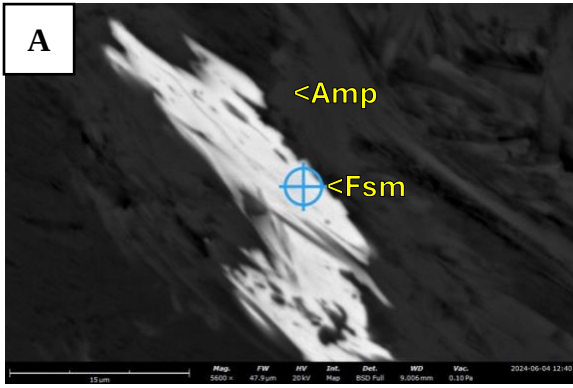
STR3 – Stragari, Szerbia (7.Q, 8.N ábra): nagy méretű basztitos (500 – 3000 µm), mesh-szerkezetben reliktpiroxéntartalmú, andradit gránátos, váltakozóan összefogazódó – egymásba növvő – és hálós szövetű serpentin. Változó vastagságú (100 – 3000 µm) tűs-szálal rétegszerű és szigmoid alakúvá nyírt azbesztiform ér szeli át a serpentin szöveteket. Az összefogazódó serpentin ér (200 µm) mikrovetővel van elvetve, amely mentén elnyírt szigmoid tűs-szálal azbesztiform érképződés vált ki, valamint a repedésben xenomorf andradit gránát található. Az andradit gránát 20 – 2000 µm méretű, xenomorf-hipidiomorf megjelenésű a basztitban és a serpentinásványokhoz kötődően, de ritkán xenomorf krómspinelre (200-2000 µm) növe is előfordul. Ritkán előforduló xenomorf magnetit (1-5 µm) észlelhető alacsony Cr-tartalmú (~0,3 tömeg%) andraditban. A xenomorf kromit andradit gránát zárványaként fordul elő. Az andraditban zárványként idiomorf, 2 µm méretű millerit (NiS) található, valamint serpentinásványok között idiomorf, 1-5 µm-es kobaltpentlandit észlelhető. Andradit zárványaként xenomorf kromit észlelhető magnetit peremmel.

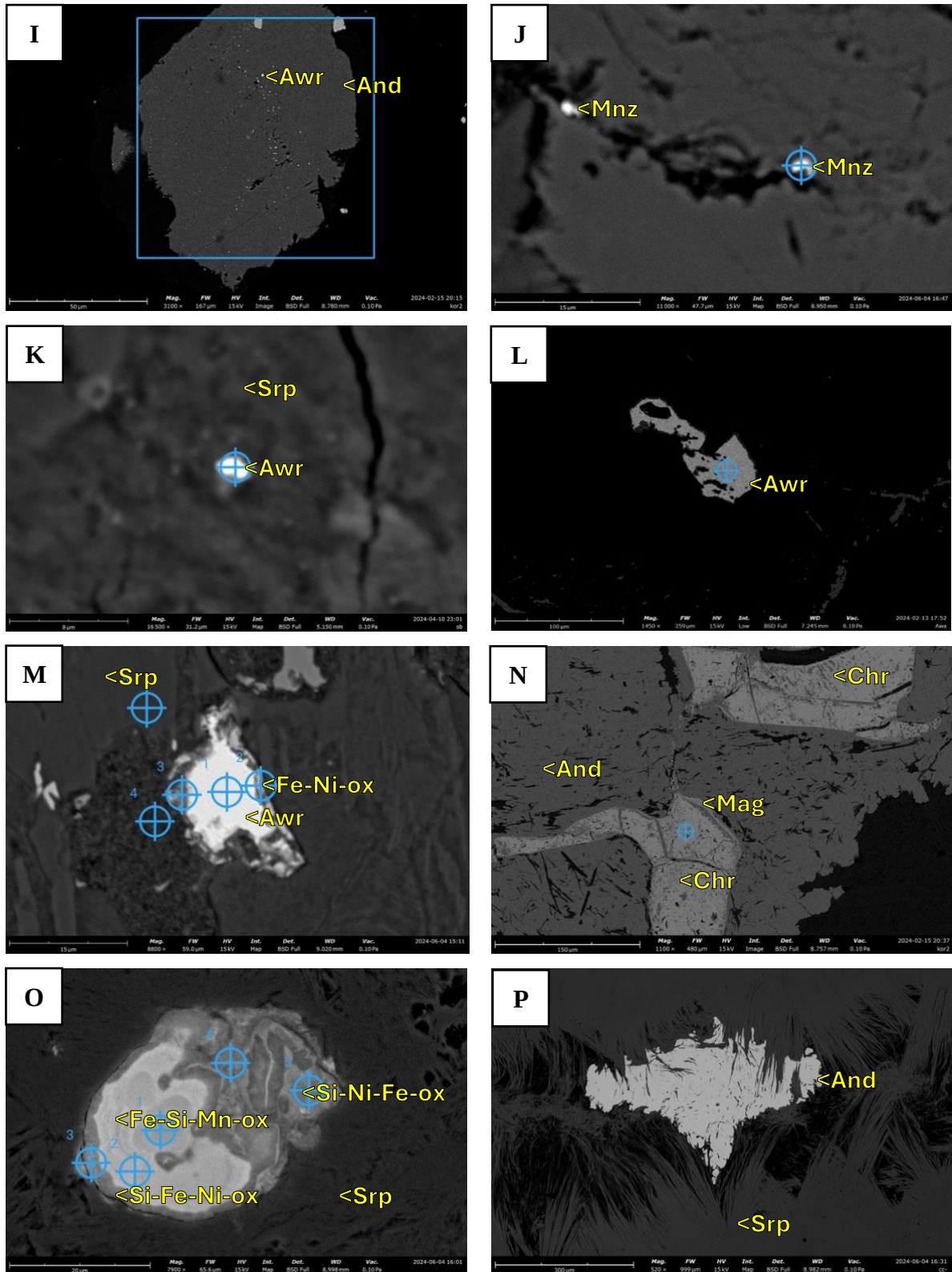
STR4 – Stragari, Szerbia (7.R, 8.O-P ábra): xenomorf, érképződő andraditból álló gránát erek (100-300 µm) szelik át a tűs-szálal azbesztiform ereket (50-300 µm) és a kevés basztitot tartalmazó, általánosan homogén, egymásba növvő serpentin szövetű kőzetet. Xenomorf-hipidiomorf, 5-10 µm méretű kristályokból álló tömeges magnetit ritkán, elszórtan fordul elő az egymásba növvő serpentin szövetben. Jellemző a nagy kiterjedésű, erek mentén xenomorf-sejtes-tömeges, vasgazdag krómspinel és hipidiomorf kromit (10 µm) fordul elő a xenomorf-hipidiomorf andraditban. Xenomorf andradit zárványaként hipidiomorf millerit és xenomorf pentlandit (0,1-2 µm) mutatkozik. A 400 µm-es hipidiomorf andradit a tűs-szálal serpentinben fordul elő. Serpentinásványok között, repedésrendszerben idiomorf-hipidiomorf (5-10 µm) Cr-gazdag magnetit látható. Átalakulófélben lévő, zónás Ni-Fe-Mn-Si fázis látható helyenként serpentinásványokban.





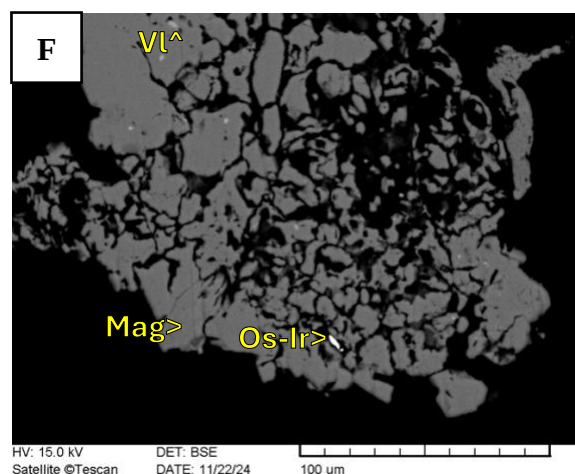
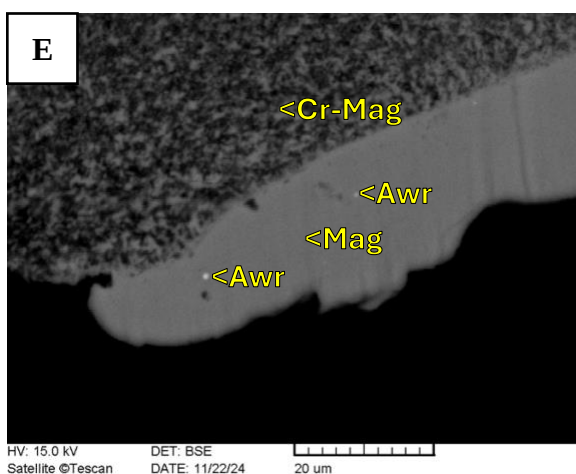
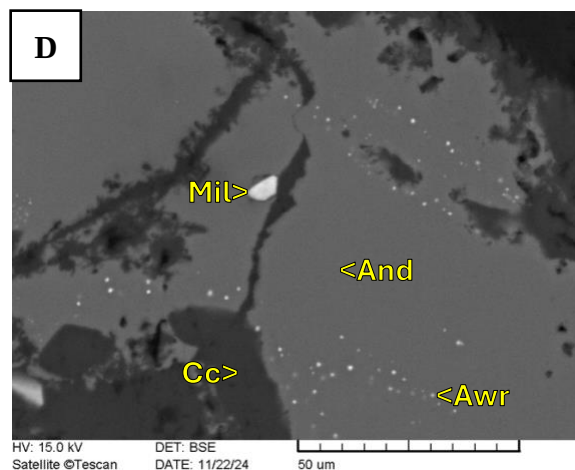
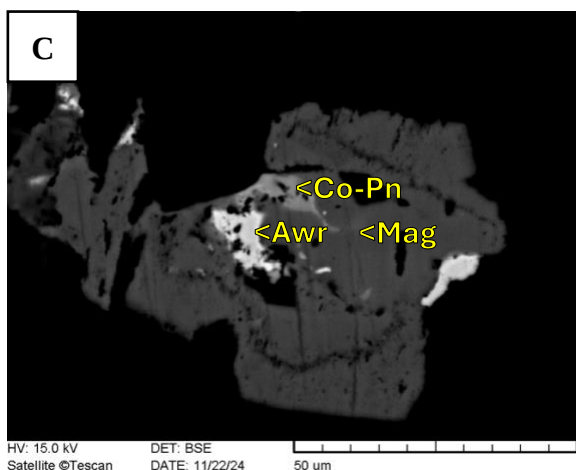
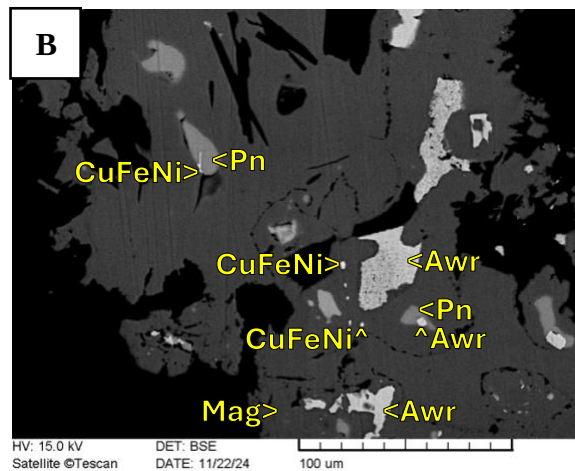
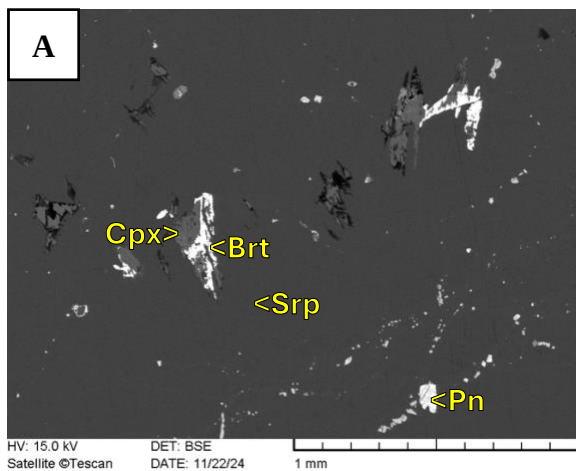
7. ábra. Áteső- és ráeső fényes mikroszkopos felvételek. A – 0424: összefogazódó szerpentin szövet. B – 8528: hálós szövetű szerpentinít. C – BK10: összefogazódó szövet, basztittal. D – BS1: egymásba növvő és hálós szerpentinít azbesztiiform érrel. E – BS2: Erősen szerpentinesedett változata a „BS1” -nek. F – BS3: foliált szerpentinít szigmoid szerpentinásványos erekkel. G – DOB1: reliktt monoklin piroxén és reliktt olivin az egymásba növvő szerpentinít szövet között. H – DOB1: basztit (átalakult piroxén). I – DOB2: basztitos, az opakásványokat szerpentinásványos erekkel körülfogó szerpentinít. J – DUB1: szigma klaszt jellegű szerpentinásványos tömegek a szálas, foliált szerpentinásványos érben. K – FV15: kalcitos háló szerkezetű szerpentinít, benne összefogazódó szövetű szerpentinásványos érrel. L – KOR1: basztitos domének mellett összefogazódó és hálós szerpentinásványok váltakozva. M – KOR2: andradit gránátos rodingit, kalcit és szerpentinásványos erekkel. N – SERP1: különböző méretű amfibol-dolomit domének. O – STR1: hálós szövetű, andraditos szerpentinít. P – STR2: awaruit a szerpentinásványos ér peremén. Q – STR3: szigmoid tűs-szálas azbesztiiform ér repedésben xenomorf andradit gránát. R – STR4: andraditos ér a szerpentinítben. Amp = amfibol; And = andradit; Awr = awaruit; bas = basztit; Cc = kalcit; Cpx = klinopiroxén; Dol = dolomit; Srp = szerpentinásványok.

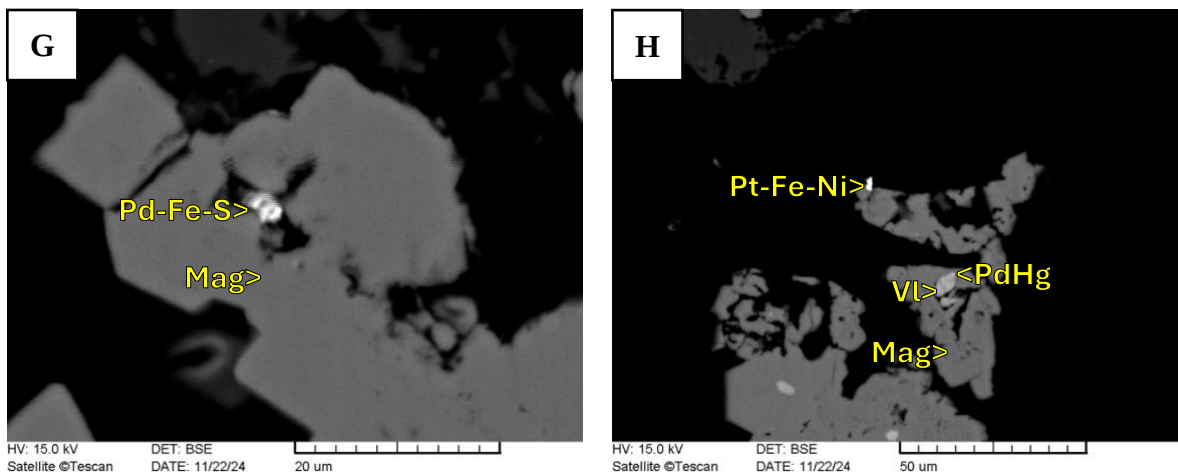




8. ábra. Valamennyi elektronmikroszkópos felvétel a Thermo Scientific PhenomXL Desktop SEM műszerrel. A – 0424: fersmit tremolit-aktinolit mátrixban. B – 8528: Fe-domináns krómspinell mag (2) körül ferrikromit (1). C – BERN2: Mg-tartalmú ilmenit. D – BS1: szételegyedő pentlandit-kobaltpentlandit. E – DOB1: pszeudohexagonális pirrotin, oxidos átalakulással. F – RUMP1: pirrotin-pentlandit szételegyedés, benne repedés mentén hipidiomorf gersdorffit. G – KOR1: idiomorf awaruit magnetit repedésében. H – KOR2: idiomorf awaruit kristályok xenomorf andradit gránátban. I – KOR2: hintett-eres awaruit az andradit gránátban. J – SERP1: monacit repedésrendszer mentén. K – STR1: Co-tartalmú awaruit szerpentin érben. L – STR2: 100 µm (!) méretű awaruit. M – STR2: awaruit átalakulás közben. N – STR3: xenomorf kromit andraditban. O – STR4: átalakulófélben lévő Ni-Fe-Mn-Si-tartalmú fázis, felszíni oxidációs szövet. P – STR4:

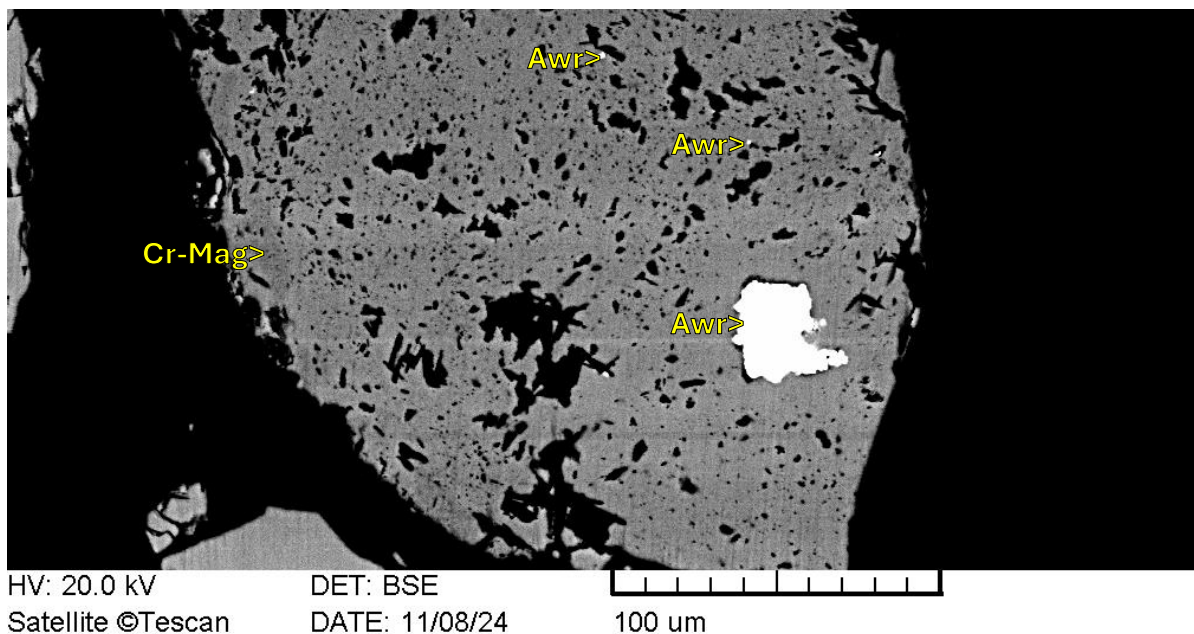
andradit gránát azbesztiiform érben. Amp = amfibol; And = andradit; Awr = awaruit; Chr = kromit; Fsm = fersmit; Grf = gersdorffit; Ilm = ilmenit; Mag = magnetit; Mnz = monacit; Pn = pentlandit; Po = pirrhotin; Srp = szerpenitnásványok.





9. ábra. Valamennyi elektronmikroszkópos felvétel az AMRAY 1830i műszerrel. A – DOB1: klinopiroxén utáni részleges barit pszeudomorfóza. B – KOR1: awaruit, Cu-Fe-Ni ötvözet és pentlandit magnetit. C – KOR1: Co-pentlandit és awaruit átalakulása. D – KOR2: kalcit ér mentén idiomorf millerit awaruit-tartalmú andraditban. E – KOR2: magnetit peremnövekedésben is előforduló awaruit. F – KOR2: magnetitben Os-Ir ötvözet és violarit. G – KOR2: platinafém-tartalmú ásvány a magnetit zárványaként. H – KOR2: platinafém-tartalmú ötvözet magnetit által részlegesen befoglalva és platinafém-amalgám a violarit csúcsában. And = andradit; Awr = awaruit; Brt = barit; Cc = kalcit; Cpx = klinopiroxén; Mag = magnetit; Mil = millerit; Pn = pentlandit; Po = pirrotin; VL = violarit.

Az „AK” minta (10. ábra) egy recens korú, dunai alluviális homok üledékből származik, amelynek nehézásvány frakciójából 400 µm méretű, xenomorf-sejtes Cr-magnetit zárványaként előforduló awaruit került elő. Az 5 µm-es awaruit hipidiomorf, az 50 µm-es xenomorf alakot ölt.



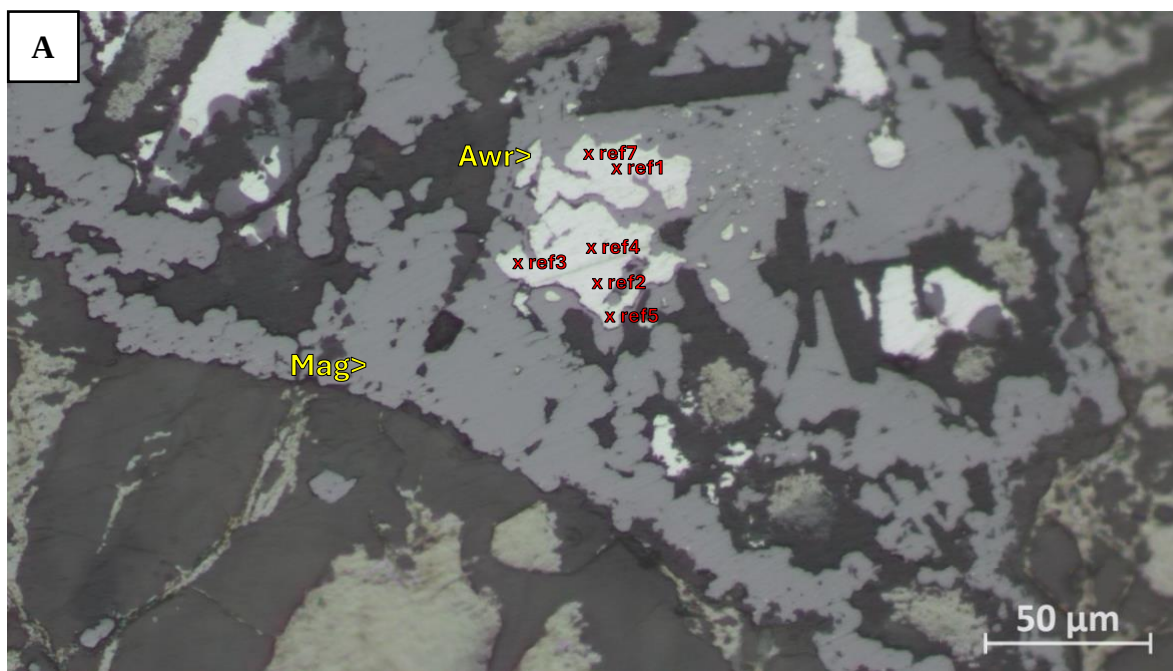
10. ábra. „AK” awaruit a dunai alluviális homok üledékből. Awr = awaruit; Mag = magnetit. AMRAY 1830i.

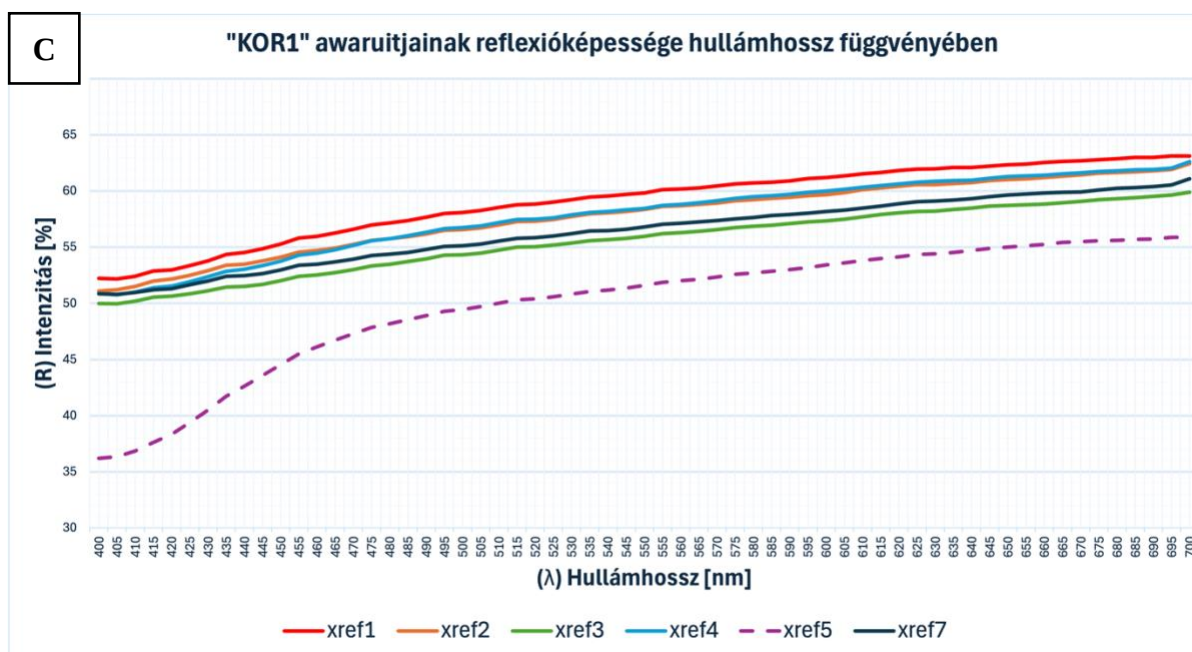
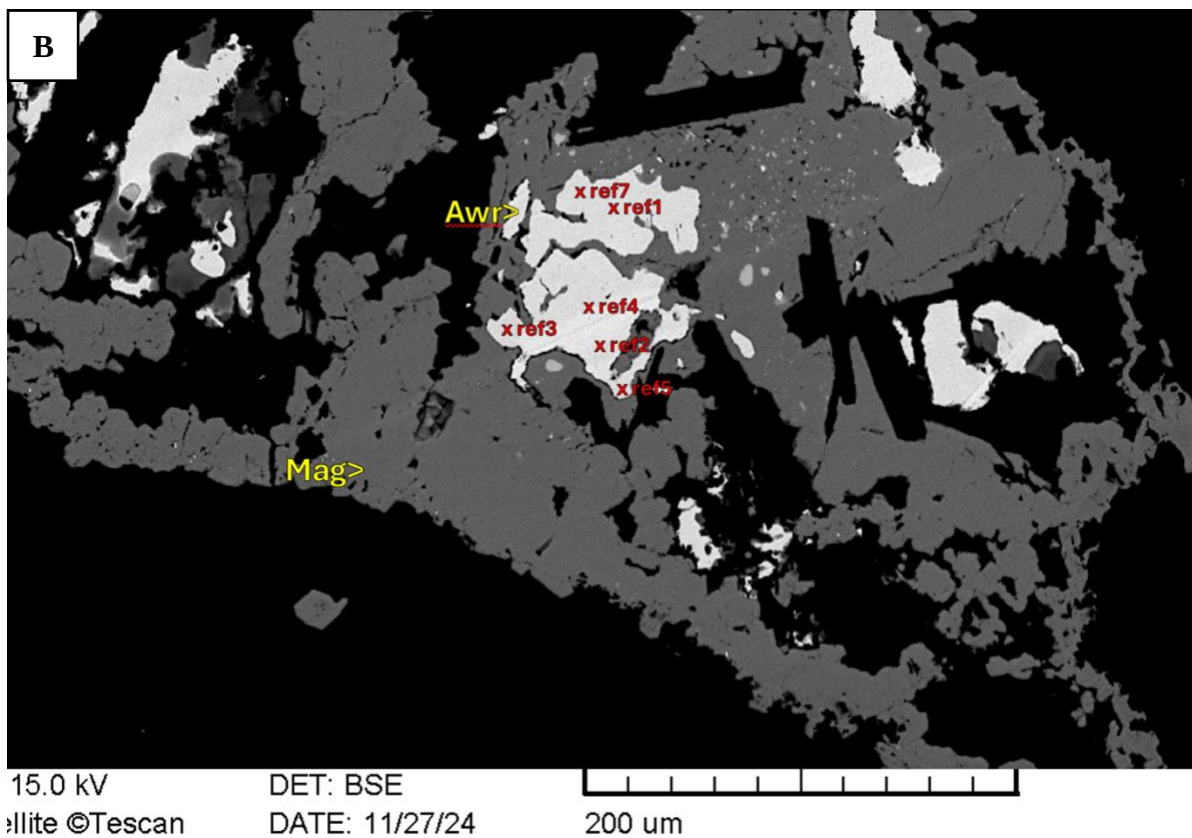
5.3.2. A mikrospektrofotometriai és SEM-EDS vizsgálatok eredményei

A mikrospektrofotométerrel mért, hullámhosszhoz rendelt reflexióértékek változóak voltak mintánként, valamint akár egy awaruit kristályon belül is. A „KOR1” mintán elvégzett részletes, 5 nm spektrális felbontású, 2 mérés átlagával számolt, 0,8 csillapítási tényezővel (damping), exponenciális simítással feldolgozott mérési pontok és azok eredményeit a 11. ábra, a 12. ábra és a 6. táblázat foglalja magában. Ezen mérési típus a SEM-EDS vizsgálatokkal kiegészített, esetleges elemtartalom-változás részletes megfigyelésének igényével lett meghatározva. A 400 és 450 nm közötti tartományban a „xref5” pont meglehetősen alacsony reflexióértéke a mikrospektrofotométer korlátai miatt tűnik ki a többi mérési pont közül – megbízható adatként már nem kezelhető az 5 µm átmérőjű mérési régió, valószínűsíthetően felületi egyenetlenségekből kifolyólag. A maximális reflexió 59% és 62% között változik.

KOR1 – 1 szem.	Fe tömeg%	Co tömeg%	Ni tömeg%	Cu tömeg%	min R%	max R%
xref1-awa11	16.96	1.12	80.15	1.76	52.24	63.11
xref2-awa02	18.06	1.18	79.2	1.56	51.1	62.43
xref3-awa09	23.3	1.58	74.62	0.50	49.97	59.9
xref4-awa04	17.22	1.12	80.00	1.67	50.88	62.63
xref5-awa08	21.58	1.59	76.07	0.76	36.19	55.9
xref7-awa12	18.08	1.39	78.9	1.63	50.84	61.09

6. táblázat. A „KOR1” minta egy szemcséjén elvégzett, a 11. ábrán feltüntetett mérési pontok eredményei az AMRAY 1830i műszerrel.





11.. ábra. A – KOR1: hipidiomorf magnetitben az awaruitról készült mikrospektrofotometriai mérések pontjai. B – KOR1: az awaruitról készült SEM-EDS és mikrospektrofotometriai mérések pontjai. C – az „A” pontjainak függvénybe foglalt reflexiómérési. A szaggatott vonal nem megbízható adattal szolgál – megfigyelésre méltó nem csupán a reflexióképesség, hanem a trend drasztikus változása. Awr = awaruit; Mag = magnetit.

6. Az eredmények értelmezése

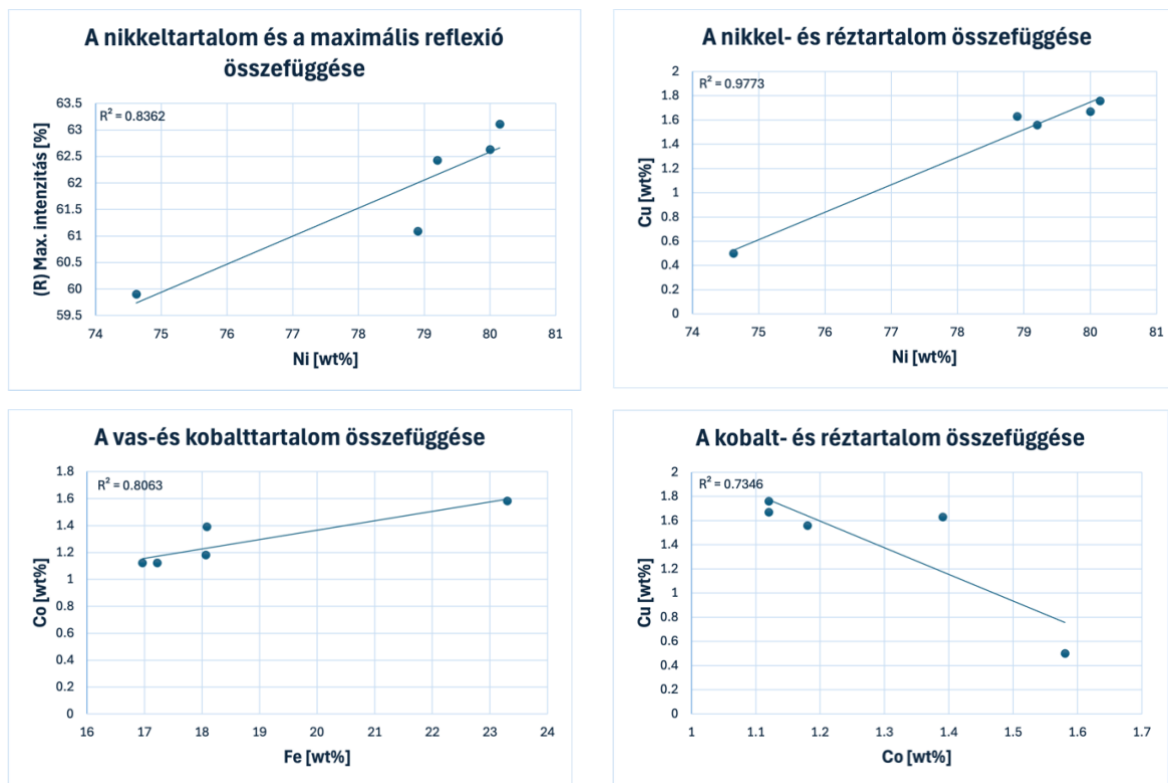
6.1. A reflexiómérések összevetése a SEM-EDS eredményekkel

A „KOR1” mintán két féle megközelítéssel végeztünk méréseket. Egyrészt egy „nagy” méretű awaruit generáció egy szemcséjén belül hasonlítottuk össze a SEM-EDS eredményeket a mért reflexióértékekkel (11. ábra, 12. ábra, 6. táblázat); másfelől az egész csiszolatban hasonlítottuk össze a „kis” és „nagy” generációjú awaruitokat (13. ábra). Utóbbiak nem csak méretben, hanem szöveti elhelyezkedésben és alakban is különböztek – a SEM-EDS vizsgálatok alapján összetételbeli különbséget mutattak. Annak érdekében, hogy a kis méretű (0,5-5 μm) awaruit generációról hiteles kémiai eredményeket szolgáltatassunk, kizárólag azokon végeztünk EDS elemzést, amelyek esetében nem állt fenn a környezetből érkező szennyező jel lehetősége. Ennek érdekében egyfelől preferenciát élveztek a nagyobb kristályok, ugyanakkor kiemelt tekintettel voltunk a potenciális elemek előfordulására – amennyiben az andradit gránátban mért awaruitban nem volt kimutatható Ca, úgy hitelesnek tekinthető az awaruit standardmentes összetételi adata. Mindazonáltal a kis méretű, idiomorf awaruit generációról nem készültek megbízható reflexióadatok – ez a minta felületi egyenetlenségéből fakadhat, amely nagy mértékben befolyásolhatja a mérési eredményt egy pár μm kristály esetében.

A „KOR1” minta egy awaruit szemcséjén végzett kémiai elemzések és reflexióképesség mérések a következő eredményeket tárták fel (11. ábra, 12. ábra). Ahogyan arra előzetesen számítani lehetett (CHALLIS 1975), az awaruit Ni-tartalma valóban tükrözi a reflexióképességet – a nikkal növekvő mennyiségével arányosan az ásvány reflexióképessége is növekszik az egész vizsgált (400-700 nm) hullámhossztartományban [korrelációs együttható (r) = 0,91; determinációs együttható (r^2) = 0,83].

Az „xref5” ponton végzett mikrospektrofotometriai mérés valóban fals, az awaruitra jellemző, a Ni-tartalom változékonyságával nem magyarázható reflexióadattal szolgált (11. ábra, 6. táblázat). Ennek magyarázata a mintafelület egyenetlenségében keresendő. Mindazonáltal további összefüggéseket is élénk tár az összehasonlítás a nagyobb méretű szemcsék esetében. Rend szerint ebben a mintában az awaruit Cu-tartalma egyenesen arányos a Ni-tartalommal (r = 0,99; r^2 = 0,98). Ehhez mérten kézenfekvő lehet megvizsgálni a Co és Fe viszonyát is, amely jól korrelál (r = 0,9; r^2 = 0,8). Ezekhez mérten, ahogyan a Fe a Co-val együtt, míg a Ni a Cu-val együtt van jelen, logikus a következő összefüggés is – a Co és a Cu előfordulása ugyan gyengébben, de fordítottan arányos (r = -0,86; r^2 = 0,73). A mérések számának a növelésével nagyban lehetne pontosítani ez imént felsorolt számszerűsített adatok és azok összefüggésének pontosságát. Mindezen felsorolt adatokat a 12. ábra rögzíti.

Megállapítható, hogy a mikrospektrofotométer egy hatékony és gyors eszköze az awaruit kimutatásának, ellenben a mérések során az 5 μm alatti fázis esetében kizárólag alternatívákra (pl. SEM-EDS mérésekre) lehet támaszkodni.



12. ábra. A „KOR1” awaruit szemcséjén elvégzett SEM-EDS és mikrospektrofotometriai mérések („xref”) eredményei és szemléltető igényű összefüggései. Az adatokat a 6. táblázat tartalmazza. A – Ni és $R\%_{\text{max}}$ összefüggése. A nikkeltartalom növekedésével nő a reflexióképesség. B – A Ni-tartalom korrelál a Cu-tartalommal. C – A Fe-tartalom jellemzően a Co-tartalommal korrelál. D – Co és Cu fordítottan arányos.

A látszólagos kiugró értéket mutató (74,8 tömeg% Ni; 59,9 R%) „xref3” pont (12. ábra, 6. táblázat) szöveti megjelenésében nem tér el a többi mérési ponttól, ezért nem indokolt másodlagos awaruit-generáció feltételezése. Ha mindezen adatok egy generációtól származnak – ahogyan azt a szövet mutatja – abban az esetben a mérési pontok számának növelésével a szélső értékek közötti régió kiegészülne adatokkal. Ezen kérdés további tárgyalásához ki kell egészíteni az adatsort további mérési pontokkal: e szemcsén belüli és azon kívüli awaruittal egyaránt.

Ugyan ismert jelenség a Fe-Ni ötvözetek Ni-tartalmának a változékonysága kristályhibák által (BARTIS 1978; VAN DEEN & VAN DER WOUDE 1980, 1981), de érdemes szemmel tartani azt a szempontot, hogy az awaruit kristályosodása során a kénfugacitás nem konstans érték – annak dinamikus változása is okozhat Ni-tartalom-beli különbségeket (FILIPPIDIS 1985) – akár egy szemcsén belül.

6.2. Az awaruit előfordulása

Öt mintában sikeresen kimutatható volt az awaruit. Két minta a szerbiai Korlaće serpentinijéből származik, másik kettő a szintén szerbiai, Stragari serpentinijéből, valamint egy Magyarország területéről, a Párkány-közeli Duna recens, alluviális homok üledékéből.

6.2.1. A magyar awaruit

A bevezetésben már tárgyalt, első magyar, extraterresztrikus eredetű awaruit-előfordulást a kabai meteoritban figyelte meg Gál-Sólymos Kamilla, de a pontos adat nem publikált, csupán egy forrás hivatkozik rá (SZAKÁLL 1999).

Ezen előfordulástól függetlenül a dolgozatban elsőként sikerült dokumentálni Magyarország területéről, alluviális eredetű, recens dunai homok üledékként előforduló awaruitot. Az „AK” minta az ELTE TTK földtudományi BSc képzésén részt vevő hallgatók, András Kitti és Járossy Jázmin gyűjtése. A mintavételi helyszín a Párkány és Esztergom közötti partszakasz üledékgyűjtője. A magnetit zárványaként előforduló awaruit forrásterületének meghatározáshoz további kutatás szükséges, de feltételezhetően alpi eredetű.

6.2.2. Korlaće awaruit

Mielőtt részleteiben értelmezzük a kőzet jellemzőit, érdemes áttekinteni az mintavételezés és annak feltételezett geodinamikai helyzetének irodalmát. Jelenleg bizonytalan geotektonikai eredetű és elhelyezkedésű serpentiniben lelhető fel az awaruit. A jelenlegi ismeretek alapján az awaruitot a feltehetően ív-mögötti medence-eredetű Nyugat-Vardar Zóna részeként az Ibar Hazburgit-Serpentin Masszívum köpeny-eredetű, szubdukciós zóna feletti előfordulású serpentin tartalmazza (SSZ; Dimitrijevic 2001; Marroni et al. 2004; Zelic et al. 2008; Robertson et al. 2009; Vasković & Matović 2010). Ehhez az egységhez a Kopaonik-térségben lemezes telérrajok kötődnek, de felmerül annak a lehetősége is, hogy egy másik serpentin egységhez tartozik az awaruitos minta – amely a riftesedő, kontinentális eredetű Kopaonik Egységre takarósodott keleti irányból (vitatott, riftesedéssel leszakadt mikrokontinens, ív magmatizmusból származó metabázitokkal; ZELIĆ et al 2005; SUDAR & KOVÁCS 2006; ROBERTSON et al. 2009). Kérdéses, hogy az Ibar serpentin a Ny-Vardar-, vagy a Kelet-Vardar Ophiolithoz tartozik és ennek milyen kapcsolata van a Kopaonik metabázittal – ezek többek között az egy, vagy több óceán létezésére utaló modellek kérdésre vezethetők vissza (ROBERTSON et al. 2009; ROBERTSON et al. 2013). A Kelet-Vardar fiatalabb és rövidebb életű óceán, mint a Nyugat-Vardar (BOEV et al. 2018). A fiatal óceán (alacsonyabb víz:kőzet arány az abisszikus serpentinitedésnél), a szupraszubdukciós eredet és a takaróhatár közeli

elhelyezkedés mind fontos faktor az awaruit előfordulásának szempontjából (BRITTEN 2017; EVANS et al. 2017).

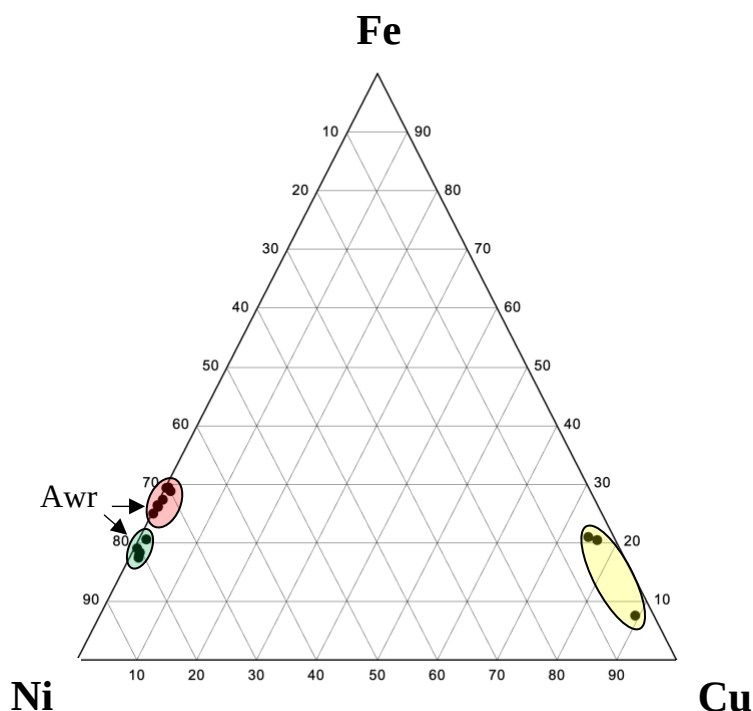
Nem elhanyagolható szempont ezek mellett, hogy a „KOR1” és „KOR2” mintában gránát fordul elő, amely a rodingitesedésre és annak különböző típusai vezethető vissza. A rodingitesedés lényegi elemeit és tipizálását DUAN et al. (2022) kellő részletességgel foglalta össze és határozta meg saját és más eredményei alapján (ld. a benne foglalt hivatkozásokat) – ezeket az alábbi bekezdés fonja csokorba.

„A rodingitesedés egy serpentinitedés során bekövetkező Ca-metaszomatózis, amely nagy léptékű, földköpenyig érő normálvetők (detachment fault) mentén, óceánaljzati metamorfózis által, vagy szubdukció feletti köpeny ék helyzetben fordul elő. Rodingitesedés során a serpentinitedő ultrabázitból felszabaduló Ca-gazdag fluidum reakcióba lép telérek mentén a befogadó ultrabázittal és Ca-gazdag és K-ban, Na-ban és Si-ben kimerült kőzetet hoz létre. Az I. típusú rodingitesedés rendszerint alacsony P-T viszonyok között létrejövő, óceánaljzati metamorfózishoz kötött, grosszulár gránát összetételű, zöldpala alatti-zöldpala fáciesű metamorf körülmények között fordul elő. A II./2. típusú rodingitesedésre andradit gránát és kalcit előfordulása jellemző és magasabb P-T viszonyokat jelent (~1-2 Gpa; ~425-625°C).”

Ezen megállapításokból akár lehetne következtetni arra, hogy mivel a „KOR1” és „KOR2” minta egyaránt andradit-dús, valamit kalcit erekekkel átítatott, kézenfekvő lehet magas P-T tartományban elhelyezni a gránát képződését. Ugyanakkor nem csupán az andradit nyers előfordulása mérvadó esetünkben, hanem annak szöveti elhelyezkedése és az awaruittal való pontos kapcsolata is kritikus lehet, ugyanis az andradit nem kizárólag nagy hőmérséklet és nyomás körülmények között lehet stabil. Megközelítőleg 160-230°C között awaruit-serpentin-andradit paragenézis is képződhet, ahol a serpentinásvány szintaxiális és poliéderez megjelenésű lehet. Utóbbi két megjelenési forma arra utalhat, hogy sekély körülmények között, gyors kristályosodás ment végbe egy gélyszerű anyaoldatból (PLÜMPER et al. 2014).

A nagy méretű awaruit generáció (10-100 µm) jellemzően nem a rodingites éréhez kapcsolódik, hanem az azt körülvevő mesh-szerkezetben, ugyanakkor minden awaruit-tartalmú mintában előfordul az andradit gránát valamilyen formában, így fontos szerepe lehet a rodingitesedés által keltett fizikokémiai paraméterek változásának az awaruit stabilitása szempontjából. Ez a nagy méretű awaruit ugyanazon magnetittel fordul elő, amely különböző réz- és platinafém ötvözeteket és szulfidokat (violarit, pentlandit, millerit) is tartalmaz. Ehhez képest egy eltérő awaruit generáció is megfigyelhető: az andraditban idiomorf, 1-3 µm méretű awaruit kristályok foglalnak helyet repedésrendszer mentén, magnetit érben, serpentin-ásvány

erekben és andradit repedéseiben egyaránt. Kézenfekvő lenne azt mondani, hogy ez az awaruit generáció másodlagosan, repedésrendszer mentén kristályosodott, azonban egy megfigyelés alapján repedésrendszer nélküli előfordulása is van az awaruitnak, andradit zárványaként, így felmerül a korai eredet lehetősége is. A kételyek eloszlatására szolgálhatna az a megoldás, hogy az andradit utólag beforrt, közre zárva a másodlagos zárványsort, illetve negatív kristályalakot hozott létre. Ezen generációkat nem csak méret, habitus és szöveti elhelyezkedés által lehet elkülöníteni, de Ni-tartalom alapján is. A 13. ábrán látható a nagyobb, magasabb Ni-tartalmú és a kisebb, alacsonyabb Ni-tartalmú awaruit összehasonlítása a Cu-ötvözetekkel együtt.



13. ábra. A „KOR1” különböző awaruit generációinak és Cu-ötvözetekének tömeg%-ban kifejezett háromszög diagramja Fe, Ni és Cu alapján (piros = kisebb méretű, alacsonyabb Ni-tartalmú awaruit; zöld = nagyobb méretű, magasabb Ni-tartalmú awaruit; sárga = Cu-ötvözetek). A reflexiós mérések a zöld csoportba tartozó awaruit szemcsén lettek elvégezve. Awr = awaruit.

A különböző awaruit-generációk Ni-tartalom alapján való csoportosítása ez által megbízható csoportosítási alap lehet, ha szöveteileg és habitusban is különböznek, feltételezve, hogy más kénfugacitású környezetben kristályosodtak és a mérési eredményeink megbízhatóak.

A millerit, mint az awaruit átalakulási terméke (MOLNÁR et al. 2014) jellemzően abban a kalcit érben fordul elő, amely az andradit repedéseiben is előfordul. Mindezen szöveti megfigyelésekből az alábbi lehetséges fejlődéstörténet állítható fel:

Az első szerpentinitedesési esemény alkalmával a magasabb Ni-tartalmú awaruit generáció jöhetett létre, amelyhez magnetit, réz-ötvözetek, platinafém ásványok és szulfidok társultak.

Mindezek után lokális rodingitesedés következett be, amelyet egy másodlagos, alacsonyabb Ni-tartalmú awaruit generáció követett. Mindezek után kalcit erek mentén egyes ötvözetek instabillá váltak és különböző szulfidokként kristályosodtak újra – példának okául awaruitból millerit jöhetett létre. Mivel a serpentininit nem érte el az átalakulásának végét (ahogyan azt a relikv szilikátok is jelzik), így nem kenesedett el a rendszer és stabil maradt az awaruit. Alternatív fejlődéstörténetként megfogalmazható lehet, hogy a rodingitesedés után, az első serpentinitedés alkalmával kis szemcseméretű awaruit képződött, amely egy második serpentinitedési esemény során dúsult, valamint újabb, nagyobb szemcseméretű awaruit és egyéb ötvözetek jöttek létre. A kérdés tisztázására az eddigi geokémiai adatok nem szolgáltak válaszul, azonban az awaruit- és magnetit-generációk, valamint a különböző ötvözetek mikroszondás méréseivel pontosabban meg lehet határozni a fejlődéstörténetet.

6.2.3. *Stragari awaruit*

Miután megbizonyosodtunk arról, hogy a standardmentes méréseink hiteles adatokat mutatnak, valamint megismertük méréseink korlátait – ld. ugyan azzal a módszerrel és szemlélettel vizsgálva, amelyet korláci-i mintán alkalmaztunk – teret kaphat azok értékelése.

Hasonlóan a korláci-i mintához, az értelmezéshez érdemes áttekinteni a lemeztektonikai ismereteket a térségről. Eddigi ismeretek alapján Kelet-Vardarhoz tartozik, de bizonytalan a pontos helyzete. Szubdukciós eredetű, de fontos megjegyezni, hogy a Kelet-Vardar fiatalabb és rövidebb életű óceán, mint a Nyugat-Vardar (BOEV et al. 2018), mivel a fiatal óceáni eredet (alacsonyabb víz:kőzet arány az abisszikus serpentinitedésnél), a szupraszubdukciós eredet és a takaróhatár közeli elhelyezkedés mind fontos szempont az awaruit előfordulásának szempontjából (BRITTEN 2017; EVANS et al. 2017). Lemeztektonikai modellektől függően eredetileg vulkáni ív (intra-arc), vagy ív-mögötti medence eredetű (STANKOVIĆ et al. 2023). A Kelet-Vardar ofiolitokra jellemző az erősen serpentinitedet, kisebb harzburgitos testek előfordulása (VASKOVIĆ & MATOVIĆ 2010). Mivel nincs konszenzus az egy, vagy több óceáni modellekben, illetve az egyes szubdukciós irányokat illetően, így jelenleg nem lehet pontos következtetést levonni a geodinamikai helyzetről (ROBERTSON et al 2009; STANKOVIĆ et al. 2023). Az erősen nyírt zónákban továbbá azbesztképződés ment végbe (MUMPTON & THOMPSON 1975).

A Stragariból származó minták nagyon sok tekintetben hasonlítanak a korláci-i mintákhoz – andradit érhez nem kapcsolódóan, de annak környezetében a mesh-szerkezetben kis-és nagy, eltérő generációjú awaruit fordul elő. A kis méretű awaruit generáció rend szerint magnetit erekben tapasztalható, de méretük által megbízható kémiai elemzést nem sikerült

elvégezni. Hasonlóan a korlaće-i andradithoz, a Stragariból származó, magnetitzárványos andraditban is előfordul a kis méretű awaruit – ennek pereme botryoidális oxidos átalakulást mutat, de az STR3 mintában már milleritté alakulhatott az awaruit. Kialakulásának körülményei a jelenlegi petrográfiai megfigyelések alapján megegyezik a Korlaće awaruitével. Ugyan elhamarkodott következtetés lenne rokonságot feltételezni kizárólag ezen petrográfiai szempontok alapján, de kifejezetten speciális környezet és fejlődéstörténet kell az imént részletesen tárgyalt szöveti bélyegek kialakulásához, így megalapozott a feltételezés – többek között Korlaće és Stragari közelsége (130 km) és rokon tektonikus zónák mentén való elhelyezkedésük miatt is.

6.2.4. Alpok-Kárpátok-Dinaridák awaruit előfordulásai

Az Alpok (ROSSETTI & ZUCCHETTI 1988), a Melléte-egység (KANTOR 1955; RADVANEC & UHER 2016; KIEFER et al. 2023), a Dinaridák-Hellenidák (KAPSIOTIS et al. 2021) és nem tisztázott bizonyossággal a Kelet-Kárpátok (UDUBASA et al. 1992) területén is kimutattak már awaruitot.

Mindezen előfordulások és az ebben a dolgozatban tárgyalt, awaruittartalmú minták is megfagyott pillanatképként reprezentálhatják a BRITTEN (2017) által felvázolt modellnek az eltérő mértékben előrehaladott, eltérő geodinamikai helyzetben előforduló pontjait. A korlaće-i és stragari minták akkor felelnek meg ezen modellnek, ha feltételezzük, hogy a nagy méretű awaruit generáció előtt volt egy kis méretű awaruit generáció. A modell lényege, hogy az abisszikus szerpentinitedés alatt csak részlegesen alakul át a kőzet, és rövid ideig, alacsony víztartalom az uralkodó – így kis méretű awaruit jöhet létre. A kollíziós és poszt-kollíziós nyírások mindezek után újabb szerpentinitedési eseményt indítanak be, így az eredeti awaruit dúsul, valamint újabb awaruit generáció képződik. Ez feltételezi, hogy még ekkor sem ment végbe olyan nagy mértékű metamorfózis, ami befejezi a szerpentinitedést – amely által befejeződne a H₂-képződés és kén-metaszomatizálódna a rendszer (pl. awaruitból millerit lesz). Így az ultrabázisos protolitnak kellően nagy, de nem túl nagyfokú metamorfózison kell átesnie, valamint el kellett kerülnie kén-metaszomatizációt okozó fluidumáramlásnak. Ez a modell nem kizárhatóan megfeleltethető a Stragari és Korlaće szerpentinitek fejlődéstörténetének, de a szöveti bizonyítékok egyelőre nem zárják ki annak a lehetőségét, hogy először alakult ki a nagy méretű awaruit generáció, amit egy kisebb méretű awaruit generáció követett.

Ezen kérdések megválaszolásához mikroszondás vizsgálatokat kellene elvégezni a kis méretű awaruit, magnetit és szulfid zárványokon, ugyanakkor az awaruittal együtt előforduló,

hidrotermás Os-Ir-Pt-ötvözetek és Re-Ru szulfidok izotópos vizsgálata is tovább árnyalhatja a fejlődéstörténetet és lemeztektonikai helyzetet (FOUSTOUKOS et al. 2015).

Az Alpok és Kárpátok területéről származó mintákból nem sikerült kimutatni az awaruitot. Ennek oka számos tényezőben kereshető. Az awaruit igen szűk $fS_2 - fO_2$ tartományban stabil (KLEIN & BACH 2009), így viszonylag sok folyamat képes ellehetetleníteni a képződését, vagy fennmaradását. S-metaszomatózis, talkosodás (KLEIN & BACH 2009), sok ideig magas víz:kőzet arány viszonyok a lassan képződő óceáni hátságokon (BRITTEN 2017; Evans et al. 2017), lepusztulás, nem megfelelő metamorf fok (KLEIN & BACH 2009) és minden más olyan folyamat, amely ebbe visszavezethető, az awaruit képződésének és megmaradásának szempontjából kedvezőtlen. Mivel minden awaruit-mentes minta tárgyalása egy külön kiterjedt kutatást igényelne, így ezen keretek között érdemes kiemelni a legfontosabb elkülönítő bélyegeket az awaruit-tartalmú és az awaruitot nem tartalmazó mintákban.

Általánosan elmondható a mintákról, hogy az awaruit gyakran andradit gránáttal egy mintában fordult elő, de ezek nem álltak szoros összefüggésben egymással. Awaruitot tartalmaztak általában azok a minták, amelyekben a relikv fázisok „jobban” felismerhetőek voltak és kevésbé intenzívebben alakultak át – például látható az eredeti mesh-szerkezet, de az összefogazódó/egymásba növekvő serpentin szövet kisebb kiterjedésű a kőzetben. Ezen megfigyelések kilátásba helyezik a jövőben a rodingitek típusainak részletesebb ismertetését és értelmezését, valamint igény merül fel az egyéb ásványok, mint az ilmenit, titanit és fersmit jelentőségeinek megismerésére.

7. Összefoglalás és a lehetséges kutatási irányok kijelölése

A jelen dolgozatban az Alpok-Kárpátok-Dinaridák egyes serpentinrit lelőhelyeiről származó kőzetminták ásványos összetételét vizsgáltam különös tekintettel az awaruit ásvány előfordulása szempontjából. Az awaruit képződését és megmaradásának feltételeit áttekintő, irodalmi ismertetés mellett részletes petrográfiai vizsgálattal egybekötött SEM-EDS elemzések készültek, amely az egyes elemasszociációk előfordulását mutatták meg a különböző ásványfázisokhoz kapcsolódva – az awaruitra és a szulfid-oxid fázisokra kiemelt tekintettel. Ez előkészíti az awaruit, kromit, szulfid- és platinafém ásványok, valamint egyéb ötvözetek további mikroszondás és izotópos vizsgálatát, amely a serpentinrit protolitjának eredeti képződési helyéről adhat új információkat.

A pásztázó elektronmikroszkópos (SEM-EDS) vizsgálat eredményei összevetésre kerültek mikrospektrofotométeres mérésekkel – a reflexióméréseken alapuló ásványhatározás

gyors és hatékony eszköznek bizonyult az awaruit kimutatására, Az összehasonlított adatok kimutatták, hogy a Ni-tartalom növekedésével az ásvány reflexióképessége növekszik – ez alacsonyabb fS_2 viszonyokat jelenthet az ásvány képződése során (FILIPPIDIS 1985). A Co-tartalom rendszerint a Fe növekedésével nő, valamint a Cu-tartalom a Ni-tartalom változásait követi egyenesen arányosan.

Az elvégzett vizsgálatok vizsgálatok kiemelendő eredménye az, hogy a Vardar-zóna 4 mintájában (Korlaće, Stragari; Szerbia) megfigyelhető volt az awaruit előfordulása és összevetésre került BRITTEN (2017) és EVANS et al. (2017) kutatásinak eredményeivel. Az awaruitot tartalmazó és awaruitot nem tartalmazó minták közötti különbségek további tárgyalásához többek között a rodingitesedés valamint az akcesszórius fázisok (pl. ilmenit, titanit, fersmit) jelentőségének tüzetesebb feldolgozása és ismertetése szükségeltetik az imént említett mikroszondás elemzések értelmezésén kívül.

A korlaće-i lelőhelyről eddig nem ismeretes, gazdasági jelentőséggel bíró ásványfázisokat sikerült azonosítani: Os-Ir-Ru-Fe-Ni ötvözet; Pd, Fe, Sb, Hg és S-tartalmú, valamint Pd-Fe-S ásványfázis; Pd-Hg; valamint Pt-Fe-Ni-Cu-(Ir-Ru) ötvözet. Az eredmények alapján a továbbkutatás indokolt lehet.

További eredmény, hogy elsőként sikerült egy alluviális eredetű minta nehézásvány frakciójának magnetitjében az awaruit magyarországi előfordulását azonosítani. A további magyarországi awaruit előfordulások kutatásához hatékony módszer lehet a vízgyűjtők mintázása, az üledékminták nehézásvány leválasztása és mágneses szeparációja. Mindemellett a magyarországi serpentinít előfordulások (Felsőcsatár, Perkupa, Ófalu) vizsgálata az awaruit előfordulás szempontjából ugyancsak hiányt pótló kutatás lehet a későbbiekben.

Az eddigi eredmények alapján a Vardar-zóna potenciális foglalatok lehet a szórt-hintett awaruit indikációknak, így indokolt az előfordulások továbbkutatása a potenciális gazdasági jelentőség miatt. Kitüntetett cél lehet a Korlaće és Stragari serpentinitek célzott mintavétele esetlegesen mágneses szuszceptibilitást mérő műszer, illetve hordozható kézi XRF készülék igénybevételével. A jövőben a mágneses szuszceptibilitás meghatározása mindemellett hozzájárulhat a serpentinítből készült régészeti leletek eredetvizsgálatához. A felsoroltakon felül további igény a minták kiegészítése nem csak Magyarországról, de Görögországról (pl. Triadi) és további Vardar-zónából származó serpentinitekkel egyaránt.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetet szeretnék mondani Dr. Molnár Ferencnek, témavezetőmnek, amiért az awaruit – és a hozzá kapcsolódó ultrabázisos-bázisos kőzetek világába beavatott és kimerítően mentorált. Köszönöm a személyre szabott és jól irányzott motivációs beszédeit, továbbá köszönöm, amiért idejét szánta mindezekre és nem hagyta, hogy „elkallódjak” (vagy egyek). Köszönettel tartozom Biró Máténak, aki éjt nappalá téve tevékenykedve is állandó szakmai és lelki munícióval látott el, valamint számos kritikusan fontos SEM mérést és kiértékelést készített el számomra. Köszönöm szaktársaimnak és a többi évfolyam geológus hallgatóinak a közösséget, ami miatt „álom az élet”; Telek Dominiknak a finom főztjeit, állandó baráti segítségét és a mintáim conodonta-kontaminációját; Dr. Szakmány Györgynek a segítőkézségét, valamint szerpentin mintáit; Dr. B. Kiss Gabriellának és az ELTE tanári karának az áldozatos oktatási munkáját. Legfőképpen pedig köszönök mindent a Családomnak!

A KULTURÁLIS ÉS INNOVÁCIÓS MINISZTERIUM EKÖP-24 KÓDSZÁMÚ EGYETEMI KIVÁLÓSÁGI
ÖSZTÖNDÍJ PROGRAMJÁNAK A NEMZETI KUTATÁSI, FEJLESZTÉSI ÉS INNOVÁCIÓS ALAPBÓL
FINANSZÍROZOTT SZAKMAI TÁMOGATÁSÁVAL KÉSZÜLT.



Irodalomjegyzék

- Abrajano, T. A., Sturchio, N. C., Bohlke, J. K., Lyon, G. L., Poreda, R. J., & Stevens, C. M. (1988). Methane-hydrogen gas seeps, Zambales Ophiolite, Philippines: deep or shallow origin? *Chemical Geology*, 71(1-3), 211-222. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90116-7](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90116-7)
- Ahmed, Z., & Bevan, J. C. (1981). Awaruite, iridian awaruite, and a new Ru-Os-Ir-Ni-Fe alloy from the Sakhkot-Qila complex, Malakand Agency, Pakistan. *Mineralogical Magazine*, 44(334), 225-230. <https://doi.org/10.1180/minmag.1981.044.334.17>
- Allen, D. E., & Seyfried Jr, W. E. (2004). Serpentinization and heat generation: constraints from Lost City and Rainbow hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(6), 1347-1354. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.09.003>
- Anthony, J. W., Bideaux, R. A., Bladh, K. W., & Nichols, M. C. (2003). Handbook of Mineralogy, Mineralogical Society of America, Chantilly, VA 20151-1110, USA. <http://www.handbookofmineralogy.org/> (2024.10.7.).
- Az Európai Parlament És A Tanács (EU) 2024/1252 Rendelete (2024. április 11.) a kritikus fontosságú nyersanyagokkal való biztonságos és fenntartható ellátást biztosító keret létrehozásáról és a 168/2013/EU, az (EU) 2018/858, az (EU) 2018/1724 és az (EU) 2019/1020 rendelet módosításáról. https://eur-lex.europa.eu/legal-content/HU/TXT/HTML/?uri=OJ:L_202401252#fnp_1.
- Bach, W., Paulick, H., Garrido, C. J., Ildefonse, B., Meurer, W. P., & Humphris, S. E. (2006). Unraveling the sequence of serpentinization reactions: petrography, mineral chemistry, and petrophysics of serpentinites from MAR 15 N (ODP Leg 209, Site 1274). *Geophysical Research letters*, 33(13). [10.1029/2006GL025681](https://doi.org/10.1029/2006GL025681)

- Bajnóczi, B. (2024, október 28). Kalandozások az archeometriában [Ünnepi előadás]. 175 éves az ELTE TTK FFI Ásványtani Tanszék, Budapest.
- Bartis, F. J. (1978). What causes phase coexistence in ordering alloys?. *Acta Metallurgica*, 26(5), 879-881. [https://doi.org/10.1016/0001-6160\(78\)90037-8](https://doi.org/10.1016/0001-6160(78)90037-8)
- Bird, J. M., & Weathers, M. S. (1975). Josephinite: Specimens from the earth's core?. *Earth and Planetary Science Letters*, 28(1), 51-64. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90073-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90073-4)
- Bird, J. M., & Weathers, M. S. (1979). Origin of josephinite. *Geochemical Journal*, 13(2), 41-55. <https://doi.org/10.2343/geochemj.13.41>
- Britten, R. (2017). Regional metallogeny and genesis of a new deposit type—disseminated awaruite (Ni₃Fe) mineralization hosted in the Cache Creek Terrane. *Economic Geology*, 112(3), 517-550.
- Boev, B., Cvetkovic, V., Prelevic, D., Šaric, K., & Boev, I. (2018). East Vardar ophiolites revisited: a brief synthesis of geology and geochemical data. *Contributions, Section of Natural, Mathematical and Biotechnical Sciences, MASA*, 39(1), 51-68. [10.20903/csnmbs.masa.2018.39.1.119](https://doi.org/10.20903/csnmbs.masa.2018.39.1.119)
- Botto, R. I., & Morrison, G. H. (1976). Josephinite; a unique nickel-iron. *American Journal of Science*, 276(3), 241–274. <https://doi.org/10.2475/ajs.276.3.241>
- Calvayrac, Y., & Fayard, M. (1972). Comportement des alliages nickel-fer de compositions proches de 75-25 au voisinage de la temperature de transformation ordre-desordre. *Materials Research Bulletin*, 7(9), 891-901. ISSN/ISBN: 0025-5408
- Challis, G. A. (1975). Native nickel from the Jerry River, South Westland, New Zealand: an example of natural refining. *Mineralogical Magazine*, 40(311), 247-251. <https://doi.org/10.1180/minmag.1975.040.311.05>
- Chamberlain, J. A., McLeod, C. R., Traill, R. J., & Lachance, G. R. (1965). Native metals in the Muskox intrusion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2(3), 188-215. <https://doi.org/10.1139/e65-017>
- Chang, R., Neubauer, F., Liu, Y., Genser, J., Yuan, S., Huang, Q., ... & Yu, S. (2022). Protolith and metamorphic age of the Sieggraben Eclogites: Implications for the Permian to Cretaceous Wilson cycle in the Austroalpine unit. *Lithos*, 434, 106923. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106923>
- Cook, A. P. (1998). Occurrence, emission and ignition of combustible strata gases in Witwatersrand gold mines and Bushveld platinum mines, and means of ameliorating related ignition and explosion hazards, Part 1: literature and technical review. <http://hdl.handle.net/10204/1757>
- Cranshaw, T. E. (1987). The electronic and magnetic structure of ordered Ni₃Fe studied by Mossbauer spectroscopy. *Journal of Physics F: Metal Physics*, 17(4), 967. [10.1088/0305-4608/17/4/022](https://doi.org/10.1088/0305-4608/17/4/022)
- Crawford, G. A. (1995). Environmental improvements by the mining industry in the Sudbury Basin of Canada. *Journal of geochemical exploration*, 52(1-2), 267-284. [10.1016/0375-6742\(94\)00055-G](https://doi.org/10.1016/0375-6742(94)00055-G)
- Demény, A., Vennemann, T. W., & Koller, F. (2007). Stable isotope compositions of the Penninic ophiolites of the Kozseg-Rechnitz series. *Central European Geology*, 50(1), 29-46. <https://doi.org/10.1556/ceugeol.50.2007.1.3>
- Desborough, G. A., Raymond, W. H., & Iagmin, P. J. (1970). Distribution of silver and copper in placer gold derived from the northeastern part of the Colorado Mineral Belt. *Economic Geology*, 65(8), 937-944. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.65.8.937>
- Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., & Hattori, K. (2013). Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, 178, 96-127. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.019>

- Dick, H. J. (1974). Terrestrial nickel-iron from the Josephine peridotite, its geologic occurrence, associations, and origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 24(2), 291-298. [10.1016/0012-821X\(74\)90107-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90107-1)
- Dilshara, P., Abeysinghe, B., Premasiri, R., Dushyantha, N., Ratnayake, N., Senarath, S., ... & Batapola, N. (2023). The role of nickel (Ni) as a critical metal in clean energy transition: applications, global distribution and occurrences, production-demand and phytomining. *Journal of Asian Earth Sciences*, 105912. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2023.105912>
- Dimitrijevic, M. D. (2001). Dinarides and the Vardar Zone: a short review of the geology. *Acta vulcanologica: Journal of the National Volcanic Group of Italy*: 13, ½, 2001, 1000-1008.
- Donaldson, M. J. (1981). Redistribution of ore elements during serpentinization and talc-carbonate alteration of some Archean dunites, Western Australia. *Economic Geology*, 76(6), 1698-1713. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.76.6.1698>
- Duan, W. Y., Li, X. P., Schertl, H. P., Willner, A. P., Wang, S. J., Chen, S., & Sun, G. M. (2022). Rodingitization records from ocean-floor to high pressure metamorphism in the Xigaze ophiolite, southern Tibet. *Gondwana Research*, 104, 126-153. [10.1016/j.gr.2021.05.013](https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.05.013)
- Dunkl, I., & Demény, A. (1997). Exhumation of the Rechnitz Window at the border of the Eastern Alps and Pannonian Basin during Neogene extension. *Tectonophysics*, 272(2-4), 197-211. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00258-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00258-2)
- Evans, K. A., Reddy, S. M., Tomkins, A. G., Crossley, R. J., & Frost, B. R. (2017). Effects of geodynamic setting 49nt he redox state of fluids released by subducted mantle lithosphere. *Lithos*, 278, 26-42. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.12.023>
- Evans, K. A., Frost, B. R., Reddy, S. M., & Brown, T. C. (2023). Causes, effects, and implications of the relationships amongst fluids, serpentinisation, and alloys. *Lithos*, 446, 107132. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107132>
- Evren, I. (1972). The serpentinites of Bernstein and Steinbach (Burgenland, Austria). *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 17, 101-122. <https://doi.org/10.1007/BF01081454>
- Filippidis, A. (1985). Formation of awaruite in the system Ni-Fe-Mg-Si-OHS and olivine hydration with NaOH solution, an experimental study. *Economic Geology*, 80(7), 1974-1980. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.7.1974>
- Foustoukos, D. I., Bizimis, M., Frisby, C., & Shirey, S. B. (2015). Redox controls on Ni–Fe–PGE mineralization and Re/Os fractionation during serpentinization of abyssal peridotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 150, 11-25. [10.1016/j.gca.2014.11.025](https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.11.025)
- Fox, K. A. (2017). The usefulness of NI 43-101 technical reports for financial analysts. *Resources Policy*, 51, 225-233. <https://doi.org/10.1016/j.resourpol.2017.01.008>
- Frost, B. R., & Beard, J. S. (2007). On silica activity and serpentinization. *Journal of petrology*, 48(7), 1351-1368. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm021>
- Frost, B. R., Evans, K. A., Swapp, S. M., Beard, J. S., & Mothersole, F. E. (2013). The process of serpentinization in dunite from New Caledonia. *Lithos*, 178, 24-39. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.002>
- Garrels, R. M., & Christ, C. L. (1965). *Solutions, minerals, and equilibria*. Harper & Row, 247. ISBN-10: 0877353336

- Gil, G., Barnes, J. D., Boschi, C., Gunia, P., Szakmány, G., Bendő, Z., ... & Péterdi, B. (2015). Origin of serpentinite-related nephrites from Gogolów-Jordanów Massif, Poland. *Geological Quarterly*, 59. <https://doi.org/10.7306/gq.1228>
- González-Jiménez, J. M., Griffin, W. L., Gervilla, F., Kerestedjian, T. N., O'Reilly, S. Y., Proenza, J. A., ... & Sergeeva, I. (2012). Metamorphism disturbs the Re-Os signatures of platinum-group minerals in ophiolite chromitites. *Geology*, 40(7), 659-662. [10.1130/G33064.1](https://doi.org/10.1130/G33064.1)
- Groen, J. C., Craig, J. R., & Rimstidt, J. D. (1990). Gold-rich rim formation on electrum grains in placers. *The Canadian Mineralogist*, 28(2), 207-228.
- Harangi, Sz., Szakmány, Gy., Józsa, S., Lukács, R., Sági, T. (2013). Magmás kőzetek és folyamatok – gyakorlati ismeretek magmás kőzetek vizsgálatához. ELTE TTK FFI Közettan–Geokémiai Tanszék, Budapest. ISBN 978-963-284-478-7
- Holm, N. G., & Charlou, J. L. (2001). Initial indications of abiotic formation of hydrocarbons in the Rainbow ultramafic hydrothermal system, Mid-Atlantic Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 191(1-2), 1-8. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00397-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00397-1)
- Horita, J., & Berndt, M. E. (1999). Abiogenic methane formation and isotopic fractionation under hydrothermal conditions. *Science*, 285(5430), 1055-1057. DOI: [10.1126/science.285.5430.1055](https://doi.org/10.1126/science.285.5430.1055)
- Höck, V., & Koller, F. (1989). Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. *Chemical geology*, 77(3-4), 209-227. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90075-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90075-2)
- IMA Mineral List with Database of Mineral Properties (2025.01.05.). <https://rruff.info/ima/>.
- Jamieson, G. S. (1905). ART. XLIII.--On the Natural Iron-Nickel Alloy, Awaruite. *American Journal of Science* (1880-1910), 19(114), 413.
- John Betts Minerals. (2024). *Awaruite var. josephinite from Illinois River, near Kerby, Josephine County, Oregon* (type locality for josephinite) (2024.12.05). fineminerals.com/jhbnyc/mineralmuseum/picshow.php?id=44592
- Józsa, S., Szakmány, G., Miklós, D. G., & Varga, A. (2020). A törmelékes üledékek és kőzetek petrográfiai vizsgálati eredményei a Kárpát–Pannon térség kutatásában: a magyar kutatók hozzájárulása az elmúlt 150 évben. *Földtani Közlöny*, 150(2), 291-291.
- Kantor, J. (1955). Rudné minerály spišsko-gemerských serpentinitov (awaruit, heazlewoodit atď.). *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied* 6, 3-4, 302, 318.
- Kapsiotis, A., Economou-Eliopoulos, M., Zheng, H., Huang, Q., Lenaz, D., Antonelou, A., ... & Xia, B. (2021). Metallogeny of a base metal sulfide-bearing magnetite body from the Eretria mine, East Othris massif, Greece: Insights into an ancient seafloor hydrothermal system. *Journal of Geochemical Exploration*, 221, 106703.
- Kiefer, S., Ivan, P., Kaufmann, A. B., Vďačný, M., & Majzlan, J. (2023). Remobilization of Ni–Co–As and platinum-group elements by carbonate metasomatic alteration (listvenitization) of metaultramafic rocks from Dobšiná, Slovakia. *Geologica Carpathica*, 74(2), 139-153.
- Király, E., Ivancsics, J. (2023). *Kőszegi Metamorfit Komplexum*. [in:] Babinszki, E., Piros, O., Budai, T., Gyalog, L., Halász, A., Király, E., ... & M Tóth, T. (2023). Magyarország litosztratigráfiai egységeinek leírása I.: prekainozoos képződmények.
- Klein, F., & Bach, W. (2009). Fe–Ni–Co–O–S phase relations in peridotite–seawater interactions. *Journal of Petrology*, 50(1), 37-59.

- Klein, F., & Bach, W. (2010). Chemical composition of mineral phases of serpentinized and steatized peridotite from the Mid Atlantic Ridge (15°20'N Fracture Zone, ODP Leg209) [dataset publication series]. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.736007>. [in]: Klein, F; Bach, W (2009): Fe-Ni-Co-O-S Phase Relations in Peridotite-Seawater Interactions. *Journal of Petrology*, 50, 37-59. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn071>
- Koller, F., & Pahr, A. (1980). The Penninic ophiolites on the eastern end of the Alps. *Ophioliti*, 5: 65-72.
- Krishna Rao, J. S. R. (1964). Native nickel-iron alloy, its mode of occurrence, distribution and origin. *Economic Geology*, 59(3), 443-448. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.59.3.443>
- Kryza, R., & Pin, C. (2010). The Central-Sudetic ophiolites (SW Poland): petrogenetic issues, geochronology and palaeotectonic implications. *Gondwana Research*, 17(2-3), 292-305. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.11.001>
- Kubovics, I. (1983). A nyugat-magyarországi crossitit közettani jellemzői és genetikája. *Földtani Közlöny*, 113(3), 207-224.
- Kutyrev, A., Kamenetsky, V. S., Kontonikas-Charos, A., Savelyev, D. P., Yakich, T. Y., Belousov, I. A., ... & Moskaleva, S. V. (2023). Behavior of Platinum-Group Elements during Hydrous Metamorphism: Constraints from Awaruite (Ni₃Fe) Mineralization. [10.2113/2023/lithosphere.2023.126](https://doi.org/10.2113/2023/lithosphere.2023.126)
- Mangla, A., Deo, G., & Apte, P. A. (2018). NiFe local ordering in segregated Ni₃Fe alloys: A simulation study using angular dependent potential. *Computational Materials Science*, 153, 449-460. <https://doi.org/10.1016/j.commatsci.2018.07.022>
- Marroni, M., Pandolfi, L., Saccani, E., & Zelic, M. (2004). Boninites from the Kopaonik area (Southern Serbia): new evidences for suprasubduction ophiolites in the Vardar zone. *Ophioliti*, 29(2), 251-254.
- Miklós, D. G., Szakmány, G., Józsa, S., Starnini, E., & Horváth, F. (2021). Vörös homokkő nyersanyagú szerszámkövek Hódmezővásárhely-Gorzsa késő neolit (Tisza kultúra) tell település leletanyagában= Red sandstone as raw material of Late Neolithic (Tisza culture) groundstones from the tell site of Hódmezővásárhely-Gorzsa. *Archeometriai Műhely*, 18(3), 209-236. doi: 10.55023/issn.1786-271X.2021-017
- Molnár, F., Szentpéteri, K. (2005). Opak ásványok mikroszkópos vizsgálata. — Egyetemi Tankönyv, Hantken Kiadó, Budapest. (ISBN: 9632196074)
- Molnár, F., Nurmi, P., Törmänen, T., Laukkanen, J. (2014). Observations on occurrences of awaruite in LapLand. Geological Survey of Finland, Report of Investigation, 207, 111-113.
- Morgan, P. G. (1927). *Minerals and mineral substances of New Zealand* (No. 32). By authority, WAG Skinner, government printer.
- Mudd, G. M. (2010). Global trends and environmental issues in nickel mining: Sulfides versus laterites. *Ore Geology Reviews*, 38(1-2), 9-26.
- Mumpton, F. A., & Thompson, C. S. (1975). Mineralogy and origin of the Coalinga asbestos deposit. *Clays and Clay Minerals*, 23, 131-143.
- Newell, W. W. (1904). The ignis fatuus, its character and legendary origin. *The Journal of American Folklore*, 17(64), 39-60. <https://www.jstor.org/stable/i223402>
- Newton, I., & Thayer, H. S. (1974). *Newton's philosophy of nature: Selections from his writings* (Vol. 16). Courier Corporation. [10.4095/306673](https://doi.org/10.4095/306673)

- Nickel, E. H. (1959). The occurrence of native nickel-iron in the serpentine rock of the Eastern Townships of Quebec Province. *The Canadian Mineralogist*, 6(3), 307-319.
- Norgate, T., & Jahanshahi, S. (2011). Assessing the energy and greenhouse gas footprints of nickel laterite processing. *Minerals Engineering*, 24(7), 698-707. <https://doi.org/10.1016/j.mineng.2010.10.002>
- Osselin, F., Soullaine, C., Fauguerolles, C., Gaucher, E. C., Scaillet, B., & Pichavant, M. (2022). Orange hydrogen is the new green. *Nature Geoscience*, 15(10), 765-769. [10.1038/s41561-022-01043-9](https://doi.org/10.1038/s41561-022-01043-9)
- Pavão, A. C., Paiva, G. S., & Bastos, C. C. (2023). The extinction of the ignis fatuus. *Química Nova*, 46, 168-170. [10.21577/0100-4042.20230002](https://doi.org/10.21577/0100-4042.20230002)
- Peretti, A. (1988). *Occurrence and stabilities of opaque minerals in the Malenco serpentinite (Sondrio, Northern Italy)* (Doctoral dissertation, ETH Zurich).
- Pieczka, A., Stachowicz, M., Zelek-Pogudz, S., Gołębiewska, B., Sęk, M., Nejbert, K., ... & Woźniak, K. (2024). Scandio-winchite, ideally $\square(\text{NaCa})(\text{Mg}_4\text{Sc})(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$: The first Sc-dominant amphibole-super group mineral from Jordanów Śląski, Lower Silesia, southwestern Poland. *American Mineralogist*, 109(5), 940-948. [10.1180/mgm.2023.98](https://doi.org/10.1180/mgm.2023.98)
- Plissart, G., Féménias, O., Mărunțiu, M., Diot, H., & Demaiffe, D. (2009). Mineralogy and geothermometry of gabbro-derived listvenites in the Tisovita-Iuti Ophiolite, Southwestern Romania. *The Canadian Mineralogist*, 47(1), 81-105. <https://doi.org/10.3749/canmin.47.1.81>
- Plümper, O., Beinlich, A., Bach, W., Janots, E., & Austrheim, H. (2014). Garnets within geode-like serpentinite veins: Implications for element transport, hydrogen production and life-supporting environment formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 141, 454-471. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.07.002>
- Popczyk, M., Kubisztal, J., Swinarew, A. S., Waśkiewicz, Z., Stanula, A., & Knechtel, B. (2020). Corrosion resistance of heat-treated Ni-W alloy coatings. *Materials*, 13(5), 1172. <https://doi.org/10.3390/ma13051172>
- Power, I. M., Dipple, G. M., Bradshaw, P. M., & Harrison, A. L. (2020). Prospects for CO₂ mineralization and enhanced weathering of ultramafic mine tailings from the Baptiste nickel deposit in British Columbia, Canada. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 94, 102895. <https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2019.102895>
- Pócs, É (1980). *Lidérc. [in]:* Ortutay, G. (1980). Magyar Néprajzi Lexikon III. kötet. Akadémiai Kiadó, 452-4.
- Putiš, M., Soták, J., Li, Q. L., Ondrejka, M., Li, X. H., Hu, Z., ... & Ružička, P. (2019). Origin and age determination of the Neotethys Meliata Basin ophiolite fragments in the Late Jurassic–Early Cretaceous accretionary wedge mélange (Inner Western Carpathians, Slovakia). *Minerals*, 9(11), 652. <https://doi.org/10.3390/min9110652>
- Preiner, M., Xavier, J. C., Sousa, F. L., Zimorski, V., Neubeck, A., Lang, S. Q., ... & Martin, W. F. (2018). Serpentinization: connecting geochemistry, ancient metabolism and industrial hydrogenation. *Life*, 8(4), 41. <https://doi.org/10.3390/life8040041>
- Prinzhofer, A., Cissé, C. S. T., & Diallo, A. B. (2018). Discovery of a large accumulation of natural hydrogen in Bourakebougou (Mali). *International Journal of Hydrogen Energy*, 43(42), 19315-19326. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2018.08.193>
- Radvanec, M., & Uher, P. (2016). Platinum-group minerals in metapyroxenite from Jasov, Meliatic Unit, Slovakia. *Acta Geologica Slovaca*, 8(2).

- Ramanathan, L. V. (1993). Role of rare-earth elements on high temperature oxidation behavior of Fe-Cr, Ni-Cr and Ni-Cr-Al alloys. *Corrosion Science*, 35(5-8), 871-878. [https://doi.org/10.1016/0010-938X\(93\)90303-X](https://doi.org/10.1016/0010-938X(93)90303-X)
- Robertson, A., Karamata, S., & Šarić, K. (2009). Overview of ophiolites and related units in the Late Palaeozoic–Early Cenozoic magmatic and tectonic development of Tethys in the northern part of the Balkan region. *Lithos*, 108(1-4), 1-36. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.007>
- Robertson, A. H., Trivić, B., Đerić, N., & Bucur, I. I. (2013). Tectonic development of the Vardar ocean and its margins: Evidence from the Republic of Macedonia and Greek Macedonia. *Tectonophysics*, 595, 25-54. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.07.022>
- Rodgers, K. A., & Hey, M. H. (1980). On the type locality and other occurrences of awaruite (FeNi₃) in Westland, New Zealand. *Mineralogical Magazine*, 43(329), 647-650. <https://doi.org/10.1180/minmag.1980.043.329.14>
- Rossetti, P., & ZUCCHETTI, S. (1988). Early-alpine ore parageneses in the serpentinites from the Balangero asbestos mine and Lanzo Massif. *Rendiconti*, 43, 139-149.
- Rubin, A. E. (1997). Mineralogy of meteorite groups. *Meteoritics & Planetary Science*, 32(2), 231-247. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1997.tb01262.x>
- Sági, T., Józsa, S., Janka, P., Káposztás, V., Pánczél, E., Szendrei, Z., ... & Virág, A. (2024). Csiszolt köeszközök nyersanyagfajtáinak csoportosítása mágneses szuszceptibilitás, tömeg, térfogat, sűrűség és magasság alapján: Esettanulmány Bátaszék-Alsónyékről. *Archeometriai Műhely*, 21(2), 89-100. <https://doi.org/10.55023/issn.1786-271X.2024-009>
- Sciortino, M., Mungall, J. E., & Muinonen, J. (2015). Generation of high-Ni sulfide and alloy phases during serpentinization of dunite in the Dumont Sill, Quebec. *Economic Geology*, 110(3), 733-761. <https://doi.org/10.2113/econgeo.110.3.733>
- Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kounov, A., Mařenco, L., Nievergelt, P., Oberhänsli, R., ... & Van Hinsbergen, D. J. (2020). Tectonic units of the Alpine collision zone between Eastern Alps and western Turkey. *Gondwana Research*, 78, 308-374. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.07.005>
- Schwander, L., Brabender, M., Mrnjavac, N., Wimmer, J. L., Preiner, M., & Martin, W. F. (2023). Serpentinization as the source of energy, electrons, organics, catalysts, nutrients and pH gradients for the origin of LUCA and life. *Frontiers in Microbiology*, 14, 1257597. <https://doi.org/10.3389/fmicb.2023.1257597>
- Seiler, S., Sánchez, G., Bradshaw, P., & Klein, B. (2022). Awaruite, a new large nickel resource. Part 1: Physicochemical properties and their implication for mineral processing. *Minerals Engineering*, 186, 107754. <https://doi.org/10.1016/j.mineng.2022.107754>
- Seiler, S., Sánchez, G., Bradshaw, P., & Klein, B. (2023). Awaruite, a new large nickel resource. Part 2: Assessment of magnetic separation. *Minerals Engineering*, 191, 107966. <https://doi.org/10.1016/j.mineng.2022.107966>
- Skey, W. (1885). On a new mineral (awaruite) from Barn Bay. In *Transactions of the New Zealand Institute* (Vol. 18, pp. 400-401).
- Sleep, N. H., Meibom, A., Fridriksson, T., Coleman, R. G., & Bird, D. K. (2004). H₂-rich fluids from serpentinization: geochemical and biotic implications. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 101(35), 12818-12823. <https://doi.org/10.1073/pnas.0405289101>

- Stanković, N., Gerya, T., Cvetkov, V., & Cvetković, V. (2023). Did the Western and the Eastern Vardar ophiolites originate through a single intra-oceanic subduction? Insight from numerical modelling. *Gondwana Research*, 124, 124-140. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.07.005>
- Stephenson, P. R. (2001). The JORC code. *Applied Earth Science*, 110(3), 121-125. [10.1179/aes.2001.110.3.121](https://doi.org/10.1179/aes.2001.110.3.121)
- Sudar, M. I. L. A. N., & Kovacs, S. (2006). Metamorphosed and ductilely deformed conodonts from Triassic limestones situated beneath ophiolite complexes: Kopaonik Mountain (Serbia) and Bükk Mountains (NE Hungary)-a preliminary comparison. *GEOLOGICA CARPATHICA-BRATISLAVA*-, 57(3), 157.
- Szakáll, S. (1999). Magyarországon 1999-ben meghatározott új ásványok. *Geoda*, 1999(3), 3-6. <https://www.minerofil.hu/uj1999.php?nyelvezet=magyar>.
- Szakmány, Gy. (1997). Óceáni kőzetek metamorfózisa (Szakmány György). [in:] Karátson, D. (1997). *Pannon Enciklopédia–Magyarország földje*. KERTEK 2000 Könyvkiadó. <https://www.arcanum.com/hu/online-kiadvanyok/pannon-pannon-enciklopedia-1/magyarország-foldje-1D58/asvanyok-kozetek-banyakincsek-229B/oceani-kozetek-metamorfozisa-szakmany-gyorgy-23ED/a-magmas-kozetek-atalakulasa-23F0/>
- Szakmány, G., Starnini, E., Horváth, F., & Bradák, B. (2011). Investigating trade and exchange patterns in Prehistory: Preliminary results of the archaeometric analyses of stone artefacts from tell Gorzsa (South-East Hungary). *Proceedings of the 37 th International Symposium on Archaeometry, 13th-16th May 2008, Siena, Italy* (pp. 311-319). Springer Berlin Heidelberg. [10.1007/978-3-642-14678-7_45](https://doi.org/10.1007/978-3-642-14678-7_45)
- Te Aka (2024). *Awarua*. Te Aka, Maori Dictionary. Retrieved October 11, 2024, from <https://maoridictionary.co.nz/word/575>
- Terreni, L. G., Loveridge, J., Denée, R., & Zhou, J. (2023). Awarua and the dragon: Storytelling as a stimulus for early childhood teaching and learning in two cultural contexts. *International Journal of Early Years Education*, 31(2), 555-570. <https://doi.org/10.1080/09669760.2021.1894100>
- Thornber, M. R. (1983). Mineralogical and electrochemical stability of the nickel-iron sulphides—pentlandite and violarite. *Journal of Applied Electrochemistry*, 13(2), 253-267.
- Udubasa, G., Ilinca, G., Marincea, S., Sabau, G., & Radan, S. (1992). Minerals in Romania: the state of the art 1991. *Rom. J. Mineral*, 75, 1-51.
- Van Brakel, J. (1980). The ignis fatuus of biogas. Delft University Press. Van Deen, J.K., Van Der Woude, F. (1980). Phase diagram of the order-disorder transition in Ni₃Fe: *Journal de Physique Colloques*, v. 41, C1-367–C1-368. [10.1016/0001-6160\(81\)90016-X](https://doi.org/10.1016/0001-6160(81)90016-X)
- Van Deen, J. K., & Van Der Woude, F. (1980). Phase diagram of the order-disorder transition in Ni₃Fe. *Le Journal de Physique Colloques*, 41(C1), C1-367. <https://doi.org/10.1051/jphyscol:19801138>
- Van Deen, J.K., Van Der Woude, F. (1981). Phase diagram of the order-disorder transition in Ni₃Fe. *Acta Metallurgica*, 29(7), 1255-1262. [https://doi.org/10.1016/0001-6160\(81\)90016-X](https://doi.org/10.1016/0001-6160(81)90016-X)
- Vasković, N., & Matović, V. (2010). Ophiolites of the Vardar Zone and the Dinarides: Central and West Serbia. *Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series*, 24, 1-55.
- Verley, C. G. (2011) *Report on the Decar Nickel Property*. FPX Nickel. <https://fpxnickel.com/wp-content/uploads/2017/06/Decar-Nickel-Property.pdf>

- Weiss, M. C., Sousa, F. L., Mrnjavac, N., Neukirchen, S., Roettger, M., Nelson-Sathi, S., & Martin, W. F. (2016). The physiology and habitat of the last universal common ancestor. *Nature microbiology*, 1(9), 1-8. <https://doi.org/10.1038/nmicrobiol.2016.116>
- Whiticar, M. J., Faber, E., & Schoell, M. J. G. E. C. A. (1986). Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO₂ reduction vs. acetate fermentation—isotope evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(5), 693-709. [10.1016/0016-7037\(86\)90346-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90346-7)
- Zelić, M., D’Orazio, M., Malasoma, A., Marroni, M., & Pandolfi, L. (2005). The metabasites from the Kopaonik metamorphic complex, Vardar Zone, southern Serbia: remnants of the rifting-related magmatism of the mesotethyan domain or evidence for Paleotethys closure in the Dinaric-Hellenic belt?. *Ophioliti*, 30(2), 91-101.
- Zelić, M., Levi, N., Malasoma, A., & Marroni, M. (2008). Alpine tectono-metamorphic history of the continental units from Vardar Zone: the example of Kopaonik Metamorphic Complex (Dinaric-Hellenic belt, Serbia). In *Rend. Soc. Geol. It.* (Vol. 1, pp. 203-208).
- Zhou, J., Ohno, T. R., & Wolden, C. A. (2003). High-temperature stability of nichrome in reactive environments. *Journal of Vacuum Science & Technology A: Vacuum, Surfaces, and Films*, 21(3), 756-761. [10.1116/1.1570834](https://doi.org/10.1116/1.1570834)
- Żychowski, J. (2014). Conditions favoring the occurrence of ignis fatuus phenomenon over a mass grave in Niepołomice (S Poland). *Procedia-Social and Behavioral Sciences*, 120, 347-355. [10.1016/j.sbspro.2014.02.112](https://doi.org/10.1016/j.sbspro.2014.02.112)

Mellékletek

kód	awa	opak, releváns	kiemelt szöveti megfigyelés	lelőhely	geológiai környezet (irodalom)	egyéb információk
0424	✗	Chr, Fersmit	Foliált, összefogazódó (interlocking) lepidoblasztos-fibroblasztos, szál-aszlopos szerpentinásványokból áll, amely a kőzet több, mint 90%-át adja. A tús-szál asványok mérete 5-1200 µm között változik. (tremolit-aktinolit nefrit).	Jordanów, Lengyelország	Bohém masszívum, Szudéták – Kora paleozoós riftesedés bimodális és mafikus vulkanizmusa után óceáni litoszféra kialakulása, később variszci orogén (Kryza & Pin 2010)	zöldpala – alsó amfibolit fáciesű nefrit, gránitpegmatit, metasomatizált gránit és rodingittel környezetében. Dolomitos márvány serpentinitedésével jött létre = para-nefrit (Gil et al. 2015; Pieczka et al 2024).
8528	✗	Mag, CrSp	Szerpentinásványok egymásba nőő (interpenetrating), mesh-szerkezettel, erősen serpentinitedett. Hipidiomorf-xenomorf, töredezett magnetit (10-800 µm) szételegyedési struktúra nélkül, érhálózat mentén. CrSp mag, kívül Mt szegély rezorbeálódva.	Rumpersdorf, Ausztria	*=Kőszeg-Rechnitz sorozat – Pennini óceán szubdukció eredetű - az Ausztróalpi lemez alá (Dunkl & Demény 1997; Demény et al. 2007).	Előzetes „óceánaljzati” (=abisszikus) metamorfózis a takarósodást okozó orogén előtt (Höck & Koller 1989).
8535	✗	Mag	Szerpentinásványok egymásba nőő mesh-szerkezettel, erősen serpentinitedett, meghatározható szintelen elegyrész nincs. Opakásványok közül magnetit észlelhető – xenomorf, töredezett és nem tartalmaz szételegyedési struktúrát. Érhálózat mentén előfordulva, szemcsékként 5 – 400 µm mérettel.	Steinbach, Ausztria	Sieggraben (kontinentális)-Schäffern sorozat (Evren 1972). Disztális Ausztróalpok és Melléte szubdukció (Chang et al. 2022). Felsőköpeny eredet (Evren 1972).	-
BERNS1	✗	Mag, Pn, Bar	Csak ráeső fényes megfigyelés (vastagsisizolat). „Zöld klasztos/vastag eres (400 – 1600 µm) doménekkel rendelkező” (klorit; Szakmány 1997) kőzet. A 100 – 400 µm méretű, hipidiomorf, borostyán színű átalakult olivin körül mesh-szerkezet látható. Mesh erekben tömeges idiomorf-hipidiomorf-xenomorf magnetit (1-5 µm) és szilikátban nagyobb méretű (100 – 400 µm) hipidiomorf magnetit. Idiomorf-hipidiomorf pentlandit (1 – 5 µm) a szilikátban előforduló hipidiomorf magnetitben.	Bernstein, Ausztria (Bienenhütte)	*Pennini szubdukció. Harzburgiton áttört rodingittel (Szakmány 1997).	Ultrabázisos test tektonikus elhelyezkedésével egyidejű zöldpala fáciesű metamorfózis. Befejeződött serpentinitedés, elkezdődött a talkosodás (Evren 1972). A „Borostyánkő” a serpentiniben előforduló rodingittel (átalakult gabbró) hidrogrosszulár gránátjára utal, amely klorit erekkel együtt fordul elő a kőzetben (Szakmány 1997), de ebben a mintában átalakult olivin adja a borostyán szint.
BERNS2	✗	Mn-Ilm, CrSp, CoPn	Csak ráeső fényes megfigyelés (vastagsisizolat). Homogén megjelenésű, zöld alapanyagú, masszív klorit ér jellegű (Szakmány 1997) kőzet. Elszórtan 5 – 200 µm-es hipidiomorf-xenomorf imenit, pentlandit és magnetit a mátrixban.	Bernstein, Ausztria (Bienenhütte)	*Pennini szubdukció.	„BERNS-1” kloritos fázisa.
BK10	✗	Tit	Foliált, összefogazódó mesh-szerkezet. Látszólag erősen serpentinitedett porfiroblasztos (basztit). Idiomorf/hipidiomorf titanit zárvány (10-100 µm) a porfiroblasztban.	Bernstein, Ausztria	*Pennini szubdukció	-

kód	awa	opak, relev.	kiemelt szöveti megfigyelés	lelőhely	geológiai környezet (irod.)	egyéb információk
BS1	✗	Mag, Pn, CoPn	Erősen serpentinitesedett, foliált, idioblasztos (olivin utáni serpentin domén) – egymásba növvő szövettel. „Idioblaszt” mellett, egymásba növvő serpentin mesh-szerkezet (100 - 500 µm) utáni, szálás, szigmoid alakú, nyírt azbesztiform serpentin é. A kőzetet 1-100 µm vastag talk erek szelik át. A szálás ér körül, külön erekként, kisebb méretű összefogazódó serpentin ásványok (5-10 µm). Idioblaszt (morfológiailag olivin) zárványai: hipidiomorf szulfid szételegyedve (5-100 µm), idiomorf magnetit (5-50 µm). Az egymásba növvő serpentin idioblaszt zárványszulfidja gyakran tús serpentinásvány melletti, tús-ékes átalak kifejlődésű. Az erősen átalakult mesh-szerkezetben a szulfid és a magnetit xenomorf-hipidiomorf kristályos, gyakran a serpentinitesedett szilikátsomóra koszorúsan, epitaxiálisan növe.	Bernstein, Ausztria	*Pennini szubdukció	-
BS2	✗	Mag, Pn	A „BS1” típusú serpentinnek a foliációs síkokra (minimum 2) párhuzamosan, erősen azbesztiformos változata. A 100-600 µm vastagságú azbesztiform szilikát erek peremén 10-50 µm méretű tömeges szemcsékként előforduló magnetit kristályok vannak. Az azbesztiform ér belsejében a tús-ékes szulfid-magnetit-serpentin elegynek a karéjos maradványa látszik. 1-5 µm hipidiomorf-idiomorf pentlandit.	Bernstein, Ausztria	*Pennini szubdukció	-
BS3	✗	Mag	A „BS2” idioblaszt formák nélküli változata. Foliáltsága látszólag egyirányú és elnyújt, szigmoid azbesztiform erekként mutatkozik. Szulfid nem található a mintában, az egyedüli opakásvány a magnetit – szórt tömeges megjelenéssel. A csiszolat egy 1 cm-es ér, amelynek a központi zónája mesh-szerkezetű serpentin, kevés azbesztiform érrel, míg a pereme magnetit- és azbesztiform ér gazdag zóna.	Bernstein, Ausztria	*Pennini szubdukció	-
DOB1	✗	Co-Pn, Pn, Po, Chr, Mag, Bar	Azbesztiform boudinos és szigma klasztos erekek rétegszerűen átszelt, blasztoporfíros (1000-1400 µm reliket monoklin piroxén (diopszid) domén, basztit) – váltakozóan gyengén egymásba növvő és összefogazódó mesh-szerkezetű serpentin. Relikt hipidiomorf-xenomorf, 50-400 µm-es monoklin piroxént, valamint reliket, hipidiomorf-xenomorf, 50-200 µm-es olivint hálóz körbe a mesh-szerkezet, vagy halad át rajta egy foliált serpentin é. Barit figyelhető meg monoklin piroxén mellett és monoklin piroxén utáni pszeudomorfózáként. A pirrhotin oxidos átalakuláson megy keresztül.	Dobšiná, Szlovákia	Melléte-eredet. Nem tekinthető ofiolitnak, korai óceáni riftesedés állapot eredetű, melange része (Putiš et al. 2019).	A Bôrka-takaróhoz (szubdukált, kékpala fácies) képest a Melléte-egység (pl. Dobšiná) alacsony fokú metamorfózison esett át, nem szubdukálódott (Putiš et al. 2019).
DOB2	✗	Mag, Pn, Andr	Porfiroblasztos (basztit, 1000 – 2000 µm) – összefogazódó serpentin szövetű, serpentinásványokból álló mesh-szerkezetű. Jellemzően a magnetit nem a mesh-szerkezetben jelenik meg, hanem kötegesen vastag (400 µm) érré összefonódó önálló serpentin erekekben (20 – 50 µm). A magnetit mérete 1 – 200 µm. Andradit és pentlandit is megfigyelhető a kőzetben-utóbbi oxidos átalakulással.	Dobšiná, Szlovákia	Melléte-eredet. Nem tekinthető ofiolitnak, korai óceáni riftesedés állapot eredetű, melange része (Putiš et al. 2019).	-
DUB1	✗	Mag, CoPn, Pn, Nk (nikkelin), Ml (millerit, NiS), Sb-fázis	Hosszirányban álló, tömeges-szálás serpentinásványokból álló, 7500 µm vastag ér. Helyenként a szálakra párhuzamosan foliált, és szigmoid, szálás serpentinásvány csomók (100 – 300 µm) helyezkednek el benne. Idiomorf-hipidiomorf, ritka 1 – 20 µm magnetit és pentlandit látható elszórtan. Pentlanditban nikkelin (NiAs) és egyéb szulfidfázis.	Dubova, Románia	Dél-Kárpátok, Variszci Tisovita-Iuti ofiolit. A térségben előfordulnak harzburgitban dunit testek podiform kromittal (Plissart et al. 2009).	Lassú-spreading közben kis-közepes hőmérsékletű, zöldpala-amfibolit fáciesű „óceánaljzati” metamorfózis, karbonátos átalakulás. Utólagos lisztvenitesedés (Plissart et al. 2009).

kód		opak, relev.	kiemelt szöveti megfigyelés	lelőhely	geológiai környezet (irod.)	egyéb releváns információk
FV15		Mag	Erősen inhomogén, basztitos, teljesen szerpentinásványosodott, 10-100 µm vastag kalcit-erekből álló mesh-szerkezetes; helyenként teljesen karbonátos átalakuláson végbement, irányított szövetű doménes, nagy (100 µm) kalcit érrel átszelt; egyes reliket doménekből és erekben összefogazódó szerpentin szövetű szerpentin. Egyes domének egymásba növe szerpentin szövetet mutatnak és élesen elkülönülnek kalcit perem mentén a mesh-szövetű szerpentin. A magnetit az egymásba növe szerpentinben fordul elő.	Felsőcsatár, Vashegy, Búcsújáró dűlő	Pennini szubdukció legdélebbi tagja. Az osztrák Rechnitz-sorozat magmatitjait ofiolit-eredetűnek tartják, de a magyarországi szerpentin gabbroidális protolitja egy kisebb mértékben megolvadt testből származik (Koller & Pahr 1980; Kubovics 1983).	Zöldpala fácies, különböző mértékben talkosodott zónákkal (Király & Ivancsics 2023).
KOR1	✓	Aw, Mag, Pn, Co-Pn	Azbszetiform szerpentin domének és basztitos domének körül összefogazódó szerpentin szövetű és egymásba növe mesh szerkezetű szerpentin fordul elő. A szerpentinásványok erekben és basztit doménekből többnyire tűs-szálas előfordulásúak, azonban vannak erek, ahol összefogazódó szerpentin ként fordulnak elő zömök tömegesen. A kromit xenomorf-hipidiomorf, erősen töredezett, hálós erekkel átszelt. A basztitos domének melletti összefogazódó szerpentinben xenomorf (magnetit/kromit) zárványként nagy méretű (10-40 µm), Ni-gazdag awaruit található. Ezen awaruit pereme helyenként Fe-Ni-Cr átalakulással rendelkezik, valamint önálló ötvözetként fordulhat elő magnetit zárványként Cu-Fe-Ni ötvözet.	Korlaće, Szerbia	□ = Bizonytalan pontos eredet. A jelenlegi ismeretek alapján a feltehetően ív-mögötti medence-eredetű Nyugat-Vardar Zóna részeként az Ibar Hazburgit-Szerpentin Masszívum köpeny-eredetű, szubdukciós zóna feletti (SSZ; Dimitrijevic 2001; Marroni et al. 2004; Zelic et al. 2008; Robertson et al. 2009; Vasković & Matović 2010) és a Kopaonik-térségben lemezes telérrajok kötődnek hozzá, továbbá a feltehetően riftesedő kontinentális eredetű Kopaonik Egységre takarósodott keleti irányból (vitatott, riftesedéssel leszakadt mikrokontinens, ív magmatizmusból származó metabázitokkal; Zelić et al. 2005; Sudar & Kovács 2006; Robertson et al. 2009). Kérdéses, hogy az Ibar szerpentin a Ny-Vardar-, vagy a Kelet-Vardar Ofiolithoz tartozik és ennek milyen kapcsolata van a Kopaonik metabázittal – ezek többek között az egy, vagy több óceáni modell kérdésre vezethetők vissza (Robertson et al. 2009; Robertson et al. 2013).	A Kelet-Vardar fiatalabb és rövidebb életű óceán, mint a Nyugat-Vardar (Boev et al. 2018). A fiatal óceán (alacsonyabb víz:kőzet arány az abisszikus szerpentinitedésnél), a szupraszubdukciós eredet és a takaróhatár közeli elhelyezkedés mind fontos szempont az awaruit előfordulásának szempontjából (Britten 2017; Evans et al. 2017).
KOR2	✓	Aw, Pn, Mag, PGM, Kalkocit VI (violarit) (Cc, Andr)	Mesh-szövetű, basztitos, hipidiomorf andraditban gazdag. A mesh-szövetben és a basztitban is xenomorf andradit gránát található. A rendellenesen anizotróp andradit más összetételű a pereme mentén és kalcit összetételű perem is előfordul. Az idiomorf awaruit zárványsorként jelenik meg a gránát repedéseiben és érhálózat mentén elszórtan. A gránát magja idiomorf magnetit, idiomorf awaruitot tartalmaz, míg a gránát peremi része xenomorf kalcitból áll és 1-5 µm szulfid- és 5-50 µm idiomorf-hipidiomorf magnetit és szulfidzárványokat tartalmaz. A basztitos domének melletti összefogazódó szerpentinben xenomorf (magnetit/kromit) zárványként nagy méretű (10-40 µm), Ni-gazdag awaruit található. Ezen környezetben, magnetit zárványként önálló ásványokként fordulhatnak elő platinafém ötvözetek és amalgámok. Egy másik generációjú awaruit kisebb méretű (<5µm) és Ni-segényebb, valamint az andradit gránát repedéseiben idiomorf alakot ölt.	Korlaće, Szerbia	□ Nyugat-Vardar	-

kód	awa	opak, relev.	kiemelt szöveti megfigyelés	lelőhely	geológiai környezet	egyéb releváns információk
RUMP1	X	CoPn, Pn, Po, Gersdorffit (AsNiS), Mag	Csak ráső fényes megfigyelés (vastagsziszolat). Foliált, porfiroblasztos, helyenként megfigyelhető a „BERNS1” -hez hasonló borostyán színű olivines megjelenés. Ezen borostyán színű ásványban és az azt átszelő másodlagos erekben idiomorf magnetit és idiomorf-hipidiomorf pentlandit figyelhető meg. A pentlandit ezen borostyán színű egységben idiomorf-hipidiomorf alakot (10 – 200 µm), míg egy tús szilikáthoz kötődve pszeudomorf alakot ölt (50 – 100 µm). Az idiomorf-hipidiomorf magnetit a porfiroblasztos szilikátban 10-20 µm méretű. Az erekben a pentlandit mérete 1 – 200 µm, a magnetit mérete 1 – 200 µm. A borostyánszínű olivinben hexagonális szulfid ásványok vannak. Pirrhotin-pentlandit szételegyedésben hipidiomorf gersdorffit található.	Rumpersdorf, Postás kőfejtő, Ausztria	*Pennini szubdukció	-
SERP1	X	Chr, Mz (monacit)	Inhomogén, tús szerpentinásványok mellett átalakult és ép idiomorf-hipidiomorf amfibol kristályok találhatók dolomittal együtt, vagy annak zárványként. A granoblasztos (400-500 µm) dolomit-amfibol domén éles határral elválasztható az egymásba növvő szerpentin szövetű doméntól, amelyben nagy méretű (1800 µm), relikit kromit töredékes domén figyelhető meg. A kis méretű granoblasztos (100 µm) doménekben nagy méretű (400-500 µm) granoblasztos domének vannak dolomit-amfibol ásványokkal. Szerpentinásványos érben monacit figyelhető meg.	Egyiptom? (Buda Gy)	Bizonytalan adat	Bizonytalan adat
STR1	✓	Aw, Mag, And, Chr, Pn, Po	Hálós szövetű, basztitos-szálas doménes, erekben összefogazódó szövetű, szerpentin eres. Xenomorf, 50-300 µm méretű, szételegyedett pirrhotin-pentlandit és xenomorf magnetit és kromit a mesh-szerkezetben. Xenomorf (gömbös) kromit szilikátban és xenomorf magnetitben egyaránt. A szövetet egy 2500 µm-es, 5-20 µm -os, hipidiomorf andradit gránátban gazdag zóna szeli át. 1-2 µm awaruit fordul elő magnetit és szerpentinásvány erekben.	Stragari, Szerbia	©=Bizonytalan pontos eredet. Kelet-Vardar. Szubdukciós, ív-mögötti medence eredetű, a Kelet-Vardar fiatalabb és rövidebb életű óceán, mint a Nyugat-Vardar (Boev et al 2018). Lemeztektonikai modellektől függően eredetileg vulkáni ív (intra-arc), vagy ív-mögötti medence eredetű képződés (Stanković et al. 2023).	A Kelet-Vardar ofiolitokra jellemző az erősen szerpentinitesedet, kisebb harzburgitos testek előfordulása (Vasković & Matović 2010). Mivel nincs konszenzus az egy, vagy több óceáni modellekben, illetve az egyes szubdukciós irányokat illetően, így jelenleg nem lehet pontos következtetést levonni a geodinamikai helyzetről (Robertson et al 2009; Stanković et al. 2023). A fiatal óceán (alacsonyabb víz:kőzet arány az abisszikus szerpentinitesedésnél), a szupraszubdukciós eredet és a takaróhatár közeli elhelyezkedés mind fontos szempont az awaruit előfordulásának szempontjából (Britten 2017; Evans et al. 2017). Erősen nyírt zónákban történt másodlagos azbesztképződés (Mumpton & Thompson 1975).

kód	awa	opak, relev.	kiemelt szövegi megfigyelés	lelőhely	geológiai környezet	egyéb
STR2	✓	Aw, Mag, And, sulf	Az „STR1” basztitban gazdagabb verziója, erősen tremolit domináns erekkel átszelt, 2000 µm vastag kalcit érrel átvágott, amelyben szerpentinásványok és magnetit van. Az 5-200 µm nagyságú xenomorf awaruit a teljesen serpentinisedett mesh-struktúra magjában, vagy a mesh struktúra peremén, szálal szerpentinásványos ér mellett jelenik meg jellemzően. Az 5-20 µm idiomorf magnetit tömeges halmazokat alkot erek mentén és peremként jelenik meg a xenomorf kromiton. A magnetitben kevés szulfidásvány is előfordul. kalcitos peremű hipidiomorf-xenomorf andradit gránátos és xenomorf kromitos (5-30 µm), xenomorf tömeges és idiomorf magnetit erekkel erősen behálózott a minta, valamint a relatíve gyakori awaruit mérete 10 és 100 µm (!) között ingadozik, de észlelhető idiomorf, 2 µm alatti awaruit is – utóbbiról megbízható EDS elemzés nem készült. A nagy méretű (akár 100 µm) awaruit pereme oxidos. A minta erősen magneit erezett, valamint a Cr-dús andraditban xenomorf, sejtes-átalakult, helyenként botryoidális oxidos peremmel rendelkező, kis méretű (1-2 µm) awaruit fordul elő. Kromit körül magnetit válik ki. A magnetitben előforduló szulfidok méretükből kifolyólag nem elemezhetőek.	Stragari, Szerbia	® Kelet-Vardar.	-
STR3	✗	And, Mag, Millerit	Nagy méretű basztitos mesh-szerkezetben relikv piroxéntartalmú, andradit gránátos, váltakozóan összefogazódó – egymásba növe – és hálós szövettű serpentin. Tűs-szálal rétegszerű és szigmoid alakúvá nyírt azbesztiform ér szeli át a serpentin szöveteit. Az összefogazódó serpentin ér mikrovettővel van elvetve, amely repedésrendés mentén elnyírt szigmoid tűs-szálal azbesztiform ér vált ki, valamint a repedésben xenomorf andradit gránát található. Az andradit gránát 20 – 2000 µm méretű, xenomorf-hipidiomorf megjelenésű a basztitban és a serpentinásványokhoz kötődően, de ritkán xenomorf kromspinelre növe is előfordul. Az andraditban zárványként idiomorf, 2 µm méretű millerit található, valamint serpentinásványok között idiomorf, 1-5 µm-es kobaltpentlandit észlelhető. Andradit zárványként xenomorf kromit észlelhető magnetit peremmel. Az STR2 mintához képest az andradit alacsony Cr-tartalmú, magnetit zárványos. A magnetit igen ritka, csak andradit zárványként fordul elő.	Stragari, Szerbia	® Kelet-Vardar.	-
STR4	✗	And, Mag, Chr, Pn	Xenomorf, érköltő andraditból álló gránát erek szelik át a tűs-szálal azbesztiform ereket és a kevés basztitot tartalmazó, általánosan homogén, egymásba növe serpentin szövettű kőzetet. Xenomorf-hipidiomorf, 5-10 µm méretű kristályokból álló tömeges magnetit ritkán, elszórtan fordul elő az egymásba növe serpentin szövettben. Kromit, magnetit, pentlandit és millerit van jelen az andradit zárványként. Serpentinásványokban Fe-Si-Ni-oxid átalakulási peremmel, valamint azbesztiform érben hipidiomorf andradit is előfordul.	Stragari, Szerbia	® Kelet-Vardar.	-

1. mellékelt táblázat. A fontosabb, összehasonlításhoz szükséges paraméterek táblázatosított változata.