VII. Kárpát-medencei Összegyetemi Terepgyakorlat

<u>Alpokalja és Burgenland</u>

Címlap fotó: Brennbergbánya bányász templom
http://nyugat-dunantul.istenhozta.hu/upload/articles/3/253/2_500x400.jpg

Tartalomjegyzék

„Alpi metamorfitok Magyarországon”: Egy terepi nap a Soproni-hegységben 4

Bevezetés 4

Földtani háttér 5

Fejlődéstörténet 6

1. feltárás: Metagránit és ortogneisz - Harkai-kúp 7

2. feltárás: Gránátos klorit-muszkovitpala - Vöröshídi-kőfejtő 8

3. feltárás: Turmalinit és egyéb metamorfitok - Ultra-hegy 10

4. feltárás: Leukofillit - Nándormagaslati-kőfejtő (Ady E. u.) 13

5. feltárás: „Injekciós gneisz” - Gloriette-kőfejtő 14

5+1. feltárás: Ortogneisz - Deákkúti kőfejtő 47.670239, 16.565133 15

5+2. feltárás: Kianitos kvarcit - Récényi úti kőfejtő 15

Irodalomjegyzék 18

Nyugat-dunántúli jura-kréta metamorfit, és miocén, pliocén magmás, illetve üledékes feltárások 20

1. megálló: Bérbaltavár ősgerinces lelőhely. 20

2. Megálló: Szemenye kavicsbánya periglaciális talajfagy jelenségek 21

3. Megálló: A gércei alginitbánya 22

Az alkáli bazaltvulkanizmus és a kráter-tavak kialakulása 22

Az alginit képződése és felhasználása 23

Fosszilis leletek a gércei alginitbányából 24

Összefoglalás 25

4. Megálló: Kőszegi-hegység 27

5. megálló: Cák, Metakonglomerátum bánya: 29

Felhasznált irodalom 30

Egy nap az Alpokban: Hochschwab karszt 32

1. Bevezetés 32

1.1. A karszt 32
1.2. Karszttípusok 32
1.3. Glaciokarszt 33
2. A Hochschwab 35
3. Megállóhelyek 35
Irodalom 42
Alábukás és kitörés: Betekintés a Rohonci-ablak és Tobaj történetébe 44
Bevezetés 44
A Penninikum fejlődéstörténete 45
A Rohonci-ablakcsoport 48
Lelőhely 1: Felsőcsatár 49
Lelőhely 2: Bienenhütte 50
Lelőhely 3: Rohonc – Freingruber zöldpala bánya 52
A bazalt vulkanizmust megelőző és kiváltó események 53
Lelőhely 4: Tobaj 54
Irodalomjegyzék 55

„Alpi metamorfitok Magyarországon”: Egy terepi nap a Soproni-hegységben

Szakmai vezető: Spránitz Tamás

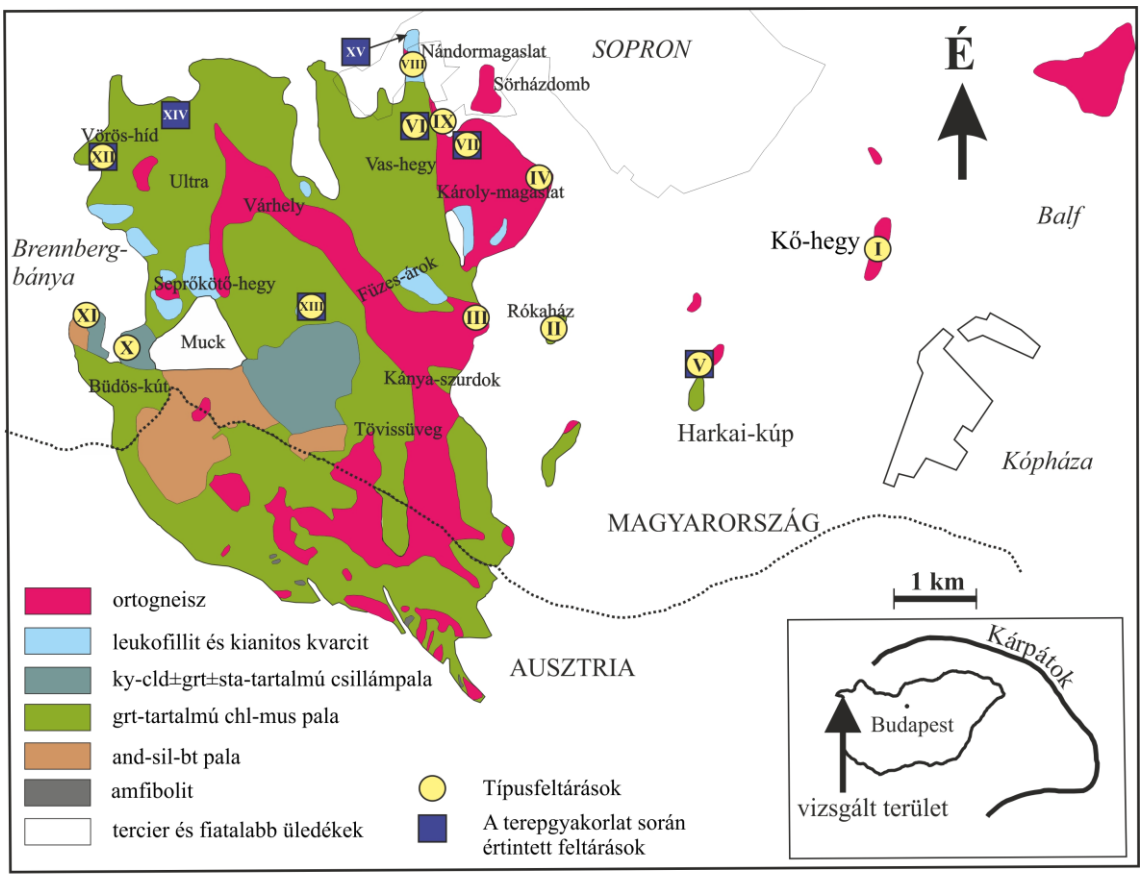
Bevezetés

A Soproni-hegység a Keleti-Alpok legkeletibb felszíni kibukkanása, melyet metamorf kőzetek építenek fel. A Soproni-hegység kristályos képződményei uralkodóan közepes és nagyfokú metamorfózison átesett ortogneiszekből és csillámpalákból, kisebb részt leukofillitből, kvarcitokból, valamint fúrásokban megjelenő amfibolitból állnak (LELKESNÉ FELVÁRI és mtsi., 1983, KISHÁZI és IVANCSICS, 1987, TÖRÖK, 1996). A Tájvédelmi Körzetté nyilvánított mintegy 40 km^2-es kiterjedésű Soproni-hegység lankás, uralkodóan erdővel (bükkösök, tölgyesek, fenyvesek) borított tája túlnyomórészt Magyarországon, kisebb részt Ausztria területén helyezkedik el (FÜLÖP, 1990). Legmagasabb pontja az ausztriai 606 m-es Brenntenriegel, míg a magyarországi területén a topográfiai csúcs az 557 m-es Magas-bérc. A hegységet kevéssé meredek, lankás, lepusztult térszín alkotja, a területen alig több mint egy

tucat olyan részlegesen felhagyott, vagy rég nem működő bánya, illetve kisebb feltárás áll csupán rendelkezésre, ahol a szálkőzet jól tanulmányozható (ld. 1. ábra).

Földtani háttér

A Pannon-medence nyugati szegélyénél elhelyezkedő Soproni-hegység kristályos kőzetei a Keleti-Alpok Alsó-Ausztroalpi egységének Grobgneiss sorozatának legkeletibb felszíni előfordulásai (KISHÁZI és IVANCSICS, 1987, TÖRÖK, 1996, 1998, BALOGH és DUNKL, 2005). A Wechsel takaró Grobgneiss sorozatához tartozó gneiszek és csillámpalák komplex magmás és metamorf fejlődéstörténetről tanúskodnak (KISHÁZI és IVANCSICS, 1987, JANÁK és mtsi. 2001). A metamorf képződményeket neogén üledékek (Brennbergi Barnakőszén Formáció, Fertőrákosi Mészkő Formáció, Magasbérci Homok Formáció, Ligeterdei Kavics Formáció, Tinnyei Mészkő Formáció, Kisbéri Kavics Formáció) veszik körül (KISHÁZI és IVANCSICS 1986, 1987, BALOGH és DUNKL, 2005).



Típusfeltárások

I. Kő-hegy	V. Harkai-kúp	IX. Vas-hegy lőtér	XIII. Récényi úti-kőfejtő
II. Rókaház	VI. Gloriette-kőfejtő	X. Kovács-árok	
III. Haraszt-lejtő	VII. Deákkúti-kőfejtő	XI. Orom-végi-kőfejtő	
IV. Várisi-kőfejtő	VIII. Nándormagaslati-kőfejtő	XII. Vöröshídi-kőfejtő	

Egyéb feltárások:
XIV. Nándormagaslati-kőfejtő melletti (Ady E. u.) feltárás
XV. Ultra-hegy ÉNY-i lába

1. ábra A Soproni-hegység vázlatos földtani térképe, a típusfeltárások és a terepgyakorlat során érintett feltárások feltüntetésével (FÜLÖP, 1990 és TÖRÖK, 2003 alapján szerkesztve).

Fejlődéstörténet

A Soproni-hegység kőzetei többlépcsős magmás, metamorf és metaszomatikus események nyomait őrzik. A hegység fejlődéstörténetének eddig megismert és kimutatható fázisai szerint a legelső, prehercyni Barrow-típusú (LELKES-FELVÁRI és mtsi., 1984) metamorfózist követően a hercyni orogenezis során a már amfibolit-fáciesű progresszív metamorfózison átesett csillámpala sorozatba nyomult bele egy granitoid intrúzió (KISHÁZI és IVANCSICS, 1989). TÖRÖK (1998) vizsgálatai szerint a peralumíniumos gránát-tartalmú kétcsillámú leukogránit 0,25-0,4 GPa és 630-680 °C-os P-T viszonyok között 10-15 km-es mélységben kristályosodott. A pegmatitos, valamint a turmalinban gazdag kőzetek tanúsága alapján az intrúzió kristályosodása könnyen illó elemekben (B, Be) gazdag környezetben játszódhatott le (SPRÁNITZ, 2017). A turmalinban gazdag ortogneiszekben ugyanis a magmás-pegmatitos paragenezis tagjaként turmalin és berill azonosítható, míg az ultra-hegyi turmalinitek a granitoid intrúzióból távozó fluidumok által okozott turmalinosodás termékeiként értelmezhetők (SPRÁNITZ, 2017). TÖRÖK (1999) vizsgálatai alapján minimum egy, de akár két pre-alpi esemény is nyomozható. BALOGH és DUNKL (2005) Óbrennbergi Csillámpalában mért biotit K-Ar koradatai szerint a variszkuszi metamorfózis kora 328,5-319,5 Ma, és nyomozható továbbá egy HT permotriász metamorfózis is 272 és 236 millió évvel ezelőtt. Az alpi fázis során a gránit együtt alakult át a csillámpalákkal, a nagy nyomású metamorfózis TÖRÖK (1998) által meghatározott P-T tartománya kb. 1,3-1,4 GPa, és 450-550 °C. Az alpi metamorfózis kora 76-71 Ma (K-Ar és Ar-Ar mérések alapján gneiszek csillámain) hatásának erőssége (szöveti és ásványos összetételbeli változások) az adott kőzetegység nyírásos zónáktól mért távolságától függően nagy mértékben változik (BALOGH és DUNKL 2005). Az alpi metamorfózis csúcsát követően, tehát a retrográd fázis kezdetén a fluidáramlási síkokként viselkedő nyírásos zónák mentén (néhány méteres zóna) erőteljes Mg-metaszomatózis érvényesült, melynek során leukofillitek és kvarcitok alakultak ki (TÖRÖK, 2001). A retrográd fázis ezt követő eseménye a több fázisú (1: Mg-Al gazdag, 2: Sr-Al-Mg-Ca gazdag, 3: Ca-foszfát (tiszta apatit)) foszfátos ásványosodás, mely szintén a nyírásos, tehát fluidmigrációhoz kiváló, zónák mentén jelentkezett és felülbélyegzi a leukofillites esemény produktumait (felemészti a kianitot, illetve muszkovitot) TÖRÖK (2001). TÖRÖK (2001) szerint a FAZEKAS és mtsi. 1975 által jellemzett és a kvarcit, leukofillit több feltárásánál dokumentált ritkaföldfém-gazdag, tóriumos foszfátos ásványosodás az előbbi, foszfátkiválással analóg esemény. FREILER (2016) önálló, későbbi retrográd, kis hőmérsékletű eseményként agyagos-limonitos átalakulást említ, mely a Nándormagaslat területén, az ortogneisz kőfejtő falán pár cm-es repedések mentén nyomozható „sárgás-szürkés színű

mállott kőzettörmelék” formájában. A képződményhez kötődően kiemelkedően magas rádiumkoncentráció mutatható ki.

1. feltárás: Metagránit és ortogneisz - Harkai-kúp

Koordináták: 47.645614, 16.604101

(TÖRÖK, 1996, 1998 és TÖRÖK szóbeli közlései, 2016 alapján)

A Harkai-csúcs a hegység előterében, a Kő-hegy mellett kimagasló másik bérc, melynek felhagyott kőfejtőjében (2. ábra) a feltáruló gneisz a hegységben előforduló legkevésbé deformáltabb gneisz változatok közé tartozik (a Vári kőfejtő gneiszéhez hasonlóan). A kőfejtő kőzete sok esetben jól mutatja az eredeti magmás kőzet, a peralumíniumos leukogránit szövetét, ezért nevezhetjük metagránitnak. A gneisz protolitjául szolgáló peralumíniumos leukogránit kevés Fe-Mg szilikáttal (csak Fe-gazdag biotittal és gránáttal) rendelkezett, a kőzetben vizsgálható elsődleges magmás ásványok, melyek jelzik a peralumíniumos jelleget, a muszkovit, és a magmás gránát. A feltárás középső részén több m hosszúságban egy elnyírt pegmatitos zóna figyelhető meg (durvaszemcsés kvarc, földpát, muszkovit). A pegmatitos egység eredeti alakja (zseb, lencse, ér) nem állapítható meg bizonyossággal. A pegmatitos egység jelenléte egy, a magmás kristályosodás utáni fluidumok által dominált szubszolidusz fázisról árulkodik. Erre a fázisra utal a pegmatit muszkovitjának alacsony Ti-tartalma. A metagránitban vizsgálható fengites összetételű fehér csillám az Alpi HP metamorfózist jelzi. A kőfejtő tömegét adó foliált és kevésbé foliált metagránit Q+Fp+Mu+Bt+Gr összetételű. A bánya felső részén megjelenő leukofillit makroszkóposan megfigyelhető ásványai a csillám és a kvarc.

A pegmatitos erekben megjelenő ásványok: kvarc, káliföldpát (nem pertites), albit, muszkovit. Biotit nem figyelhető meg. A Kő-hegyi gneisz pegmatitos egységeiben gránát is megfigyelhető, melyben a fejlődéstörténet epizódjait jelző zónásság mutatható ki. A magmás szakaszra jellemzően a gránátok magja Fe-Mn-gazdag (almandin-spessartin komponensben gazdag), kifelé a Mn-tartalom csökkenő tendenciát mutat. A szegélyén megfigyelhető, Ca-gazdag (grosszulár komponens) zóna a metamorf, konkrétan HP metamorf környezetet bizonyítja. A metamorf gránátok esetén megfigyelhető, hogy a plagioklászok belsejében keletkeznek, tehát a metamorfózis során a plagioklász Ca-tartalma közvetlenül a gránátba távozik (nem zoizit alakul ki, tehát a hirtelen nyomásnövekedés során átlépi a zoizit stabilitási zónáját). A gneiszben vizsgálható pertites káliföldpát, illetve antipertites albit a primer magmás fázis indikátora. A plagioklászok 96-98%-os albitos összetétellel rendelkeznek. A milonitos Rókaházi gneisz plagioklásza a leginkább Ca gazdag, itt zoizit formájában vált ki

belőle a Ca-tartalom a metamorfózis során. Biotitból megfigyelhető mind magmás, mind metamorf, az utóbbira jellemző, hogy a retrográd fázisban a fengit visszaalakulásából keletkezett. A leukofillit szegélyzónájában a biotit flogopitos összetételt mutathat.

Előfordulnak a gneiszben csillámpala zárványok, melyek biotit-muszkovit finomszemcsés halmazokként jelennek meg, esetenként gránáttal társulnak. A leukogránit kristályosodásakor létrejött kőzetzárvány kontakt metamorf szegélye nem nyomozható, ugyanis az Alpi metamorfózis során ennek nyomai eltörlődtek.

A fehér csillámok zónássága a következő képet mutatja: Ti-gazdag mag (magmás szakasz), csökkenő Ti-tartalom (szubszolidusz szakasz), fengites perem (metamorf szakasz).

2. ábra A Harkai-kúp kőfejtője, 2016.

2. feltárás: <u>Gránátos klorit-muszkovitpala</u> - Vöröshídi-kőfejtő

Koordináták: 47.670931, 16.505509

(KISHÁZI és IVANCSICS, 1987, FÜLÖP 1990 és TÖRÖK szóbeli közlése 2016 alapján)

FÜLÖP (1990) szerint a hegységben legnagyobb felszíni elterjedésű csillámpalák ásvány- és kőzettani szempontból mutatnak változatosságot, de protolitjuk alapvetően egységes üledékes rétegösszletet képvisel, mely egyes területeken eltérő mértékű

átalakulásokat szenvedett (regionális, majd szakaszos és szelektív retrográd metamorfózis). A többfázisú prevariszti, variszti és alpi progresszív, illetve retrográd metamorfózist KISHÁZI és IVANCSICS (1987) is említik. TÖRÖK (2003) vizsgálatai szerint a hegységben található csillámpalák ugyanolyan alpi P-T utat jártak be, mint az ortogneiszek.

A természet által mára jórészt visszahódított Vöröshídi kőfejtőben (3. ábra) tanulmányozható szálban a Soproni-hegység leggyakrabban előforduló csillámpalája (4. ábra) (Vöröshídi Csillámpala Formáció). A Vöröshídi Csillámpalát egyértelmű kapcsolat nem köti az Óbrennbergi Csillámpalához, a csúcs metamorf P-T viszonyok nehezen nyomozhatók, a gránátos csillámpalát jelentős mértékű retrográd metamorf hatás alakította. Az alpi HP metamorfózis során képződött együttes is retrográd metamorfózist szenvedett. A gránátok magjában prográd kloritoid+klorit együttes, míg a sztaurolit utáni álalakokban retrográd klorit+paragonit+muszkovit ±kloritoid jelenik meg. A biotit és a földpát ritkán jelenik meg. Gyakran nagy mennyiségben tartalmaz kvarcot (laterálszekréciós kvarclencsék formájában), míg járulékos elegyrészei az ilmenit, pirit, rutil, titanit, cirkon, monacit, turmalin és apatit, melyek közül a turmalin ritkán jelentős mértékben feldúsulhat.

3. ábra A Vöröshídi kőfejtő, korábbi, kevésbé benőtt állapotában (forrás: Nagy Mónika, 2005, monstone.hu).

4. ábra Impozáns, laterálszekréciós kvarclencsékben gazdag gránátos Vöröshídi Csillámpala a Soproni-hegységből (forrás: Nagy Mónika, 2015, monstone.hu).

3. feltárás: Turmalinit és egyéb metamorfitok - Ultra-hegy

Koordináták: 47.673835, 16.517776
(összegezve SPRÁNITZ, 2017 alapján)

A Ciklámen üdülőházakkal szemközti völgyben, az úttól mintegy 2-300 méterre, az Ultra-hegy É-ÉNY-i lábánál időszakos patakok, vízmosások mentén nagy mennyiségű és változatos törmelékanyag tanulmányozható. A törmelék anyaga uralkodóan Vöröshídi Csillámpala (gránátos klorit-muszkovitpala), melyben gyakran centimétert meghaladó mállott gránátok, és esetenként több centiméteres sztaurolit utáni szericit-kloritoid pszeudomorfózák jelennek meg. A csillámpalán kívül gneiszek és kvarcitok is előfordulnak. Mesics Gábor szóbeli közlése szerint 2008-ban egy felhőszakadás során kimélyült vízmosás tömör, fekete, turmalinban gazdag rétegeket (szálkőzetet) tárt fel, majd a feltárás sajnálatos módon rövid időn belül betemetődött, pontos helye csak 20-30 méteres pontossággal adható meg. Mesics azonban több mintát gyűjtött a képződményből (turmalinit), valamint néhány nagyobb tömböt emelt ki a vízmosás mellé, nem messze a szálfeltárástól (5. ábra).

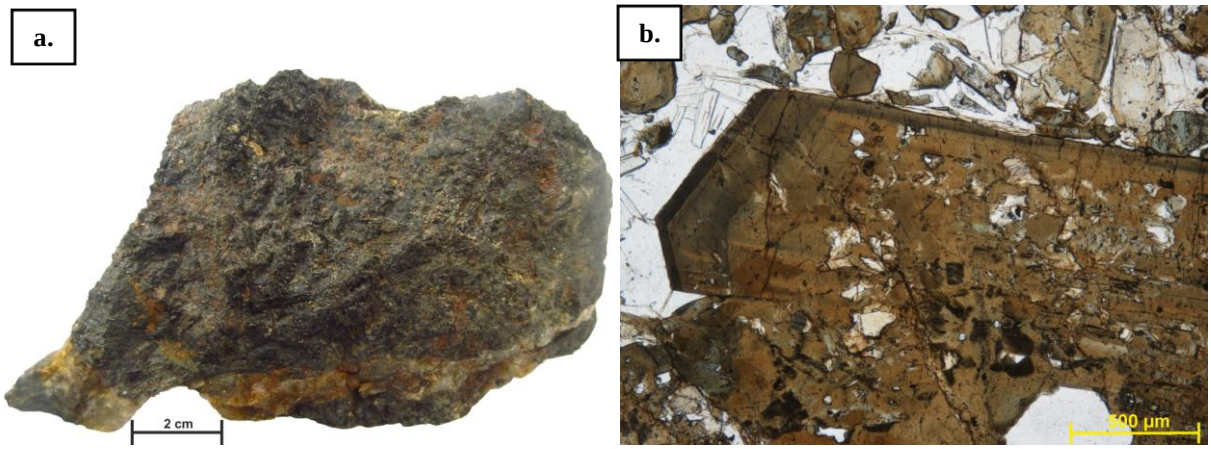
5. ábra Az ultra-hegyi vízmosás mellé kiemelt egyik kőzettömb a turmalinban különösen gazdag rétegekből, 2016.

Turmalinitnek nevezhető az a gyakran rétegszerűen megjelenő kőzet, mely min. 15-20% turmalin tartalommal bír, képződési környezetét tekintve több típusa különíthető el (SLACK, 1996). A turmalinit képződéséhez szükséges mennyiségű bór származhat illógazdag gránitos olvadékból, tehát a greizenes átalakulással analóg B-metaszomatózis a granitoid intrúzióhoz kötődően is gyakran nyomozható (SLACK, 1996, BARKER, 1998). A gránitos olvadék kristályosodásakor ugyanis a maradékolvadékból B-gazdag fluidumok szabadulhatnak fel, melyek a mellékkőzet turmalinosodását okozzák (LONDON és mtsi., 1996). A turmaliniteknek komoly ércteleptani jelentőségük van, ugyanis a rétegszerű és a granitoid intrúziókhoz kötődő greizenes Sn-W érctelepek fontos indikátoraként szolgálnak (pl.: RAITH, 1988, SLACK, 1996, HENRY és BRODTKORB, 2009, MARKS és mtsi. 2013).

Az ultra-hegyi turmalinitek túlnyomó része csaknem teljesen fekete, homogén, nem irányított, tömör, néha mállottabb, narancssárga-rozsdaszínű, illetve piszkosfehér foltokkal és szürke szemcsékkel, erekkel tarkított kőzet. A kőzet felületén szabad szemmel centimétert elérő, illetve néha meghaladó tűs-oszlopos, sugarasan elrendeződő sajátalakú fekete turmalin kristályok figyelhetők meg. Előfordul a feltárásban továbbá egy sávos, foliációval rendelkező, általában kevésbé tömör turmalinit változat is. A kőzet sárgás- vörösesfekete színű, fő kőzetalkotó ásványa a fekete, több mm-es sajátalakú szemcsékből álló turmalin, mely cm-es vastagságú sávokba rendeződik. A turmalin sávok között 1-5 mm vastag szürke, áttetsző kvarc, fehér csillám, illetve rozsdás-fehéressárga mállott ásványokból álló erek, sávok

mutatják a kőzet foliációját. A sávok által definiált foliációtól eltérő orientációkban vékony rozsdaszínű erek futnak. Megfigyelhető továbbá olyan breccsás turmalin-domináns kőzet is, melyben a klasztok anyaga kvarc és turmalin (néhány mm-től a több cm-ig), kötőanyagként pedig hematit-limonit, továbbá finomszemcsés muszkovit figyelhető meg. Sok esetben feltűnő, hogy a limonit-hematit mátrixú breccsa a tömör turmalinittel, vagy annak kvarcban gazdag változatával együtt van jelen, attól éles határvonallal különül el, erekhez, sávokhoz kötődően jelenik meg.

A területről új kőzettípusnak bizonyuló turmalinitekben a turmalin mennyisége gyakran eléri a 80%-ot (ld. 6. ábra/a). A turmalinit mm alatti- több centiméter vastag turmalin-, illetve kvarcgazdag sávok váltakozásából áll, míg a kőzetben apatit, Mg és Fe-gazdag klorit, fehér csilám, biotit, albit, gránát, rutil, ilmenit, cirkon, monacit és scheelit is jelen van. A turmalin szemcsék deformáltak, foltszerű, illetve oszcillációs zónásságot mutatnak, méretük eléri a néhány centimétert (ld. 6. ábra/b). A nagyobb szemcséken gyakran megfigyelhető a kezdődő alszemcsésedés, illetve a mozaikos, poligonális szövet. A turmalinok főelem-összetétele viszonylag széles tartományt ölel fel: a mag és az oszcillációs zónásságot mutató egységek a sörl-drávit elegysor tagjait képviselik, a sötétbarna szegélyek és repedéskitöltések közel tisztán sörl, míg a világoskék-színtelen repedéskitöltések közel teljesen tiszta drávitos összetétellel rendelkeznek. A nagyobb turmalin szemcsék belsejében hosszúkás, kusza csillám alakú foltok jelennek meg, melyekben kimutathatóan magasabb Ti és Fe-tartalom mérhető, mint a turmalin szomszédos zónáiban. A rutil és ilmenit szemcsék belsejében finomszemcsés scheelit van jelen. A fehér csillámok Si-gazdag (Si apfu.>6.8), a gránátok Ca-ban gazdag összetételt mutatnak.



6. ábra a: a soproni-hegységi turmalinitek típusos megjelenése, a kőzetek akár több mint 80%-át turmalin alkotja b: a sajátalakú turmalin a polarizációs mikroszkópi vizsgálatok alapján erősen szín és oszcillációs zónás, zárványos és repedésekkel tagolt.

A nagyobb turmalin szemcsék belsejében gyakran előforduló csillám alakok a szöveti megjelenés, illetve a kimutathatóan nagyobb Ti és Fe tartalom alapján csillám (biotit) maradványként, „örökségként” értelmezhetők. A turmalinosodás folyamata során ugyanis a

kőzetalkotó földpát és csillám helyettesítődése jellemző (HENRY és DUTROW, 1996), tehát a vizsgált csillám alakok a turmalin belsejében reliktumokként interpretálhatók. A rutil belsejében kimutatott finomszemcsés scheelit megjelenése erősíti a turmalinit granitoid intrúziókhoz kötődő Sn-W greizenes eredetét. A turmalinit fehér csillámaiban néhol magas Ti-tartalom mérhető, mely TÖRÖK (1998) alapján egyértelműen magmás eredetre utal. Tehát a fehér csillámok bizonyos esetekben őrzik a magmás eseményt rögzítő bélyegeket, azonban több esetben kiemelkedően magas (Si>6.82 apfu.) fengites komponenssel bírnak, mely az alpi HP metamorfózis indikátora (TÖRÖK, 1996). Az alpi metamorfózis további bélyegeként értelmezhető a turmalinitben lévő gránátok Ca-ban gazdag összetétele, mely az ortogneiszben elemzett gránátok peremének összetételével egy mezőbe esik. TÖRÖK (2003) alapján ez a mező az alpi metamorfózis során keletkezett gránát magok összetételeivel analóg. A progresszív metamorfózis hatását igazolja továbbá a nagy (esetenként cm-t meghaladó) szemcseméret, a deformált, budinált szemcsék, továbbá a granoblasztos, poligonális szövet (120°-os hármaspontok). A Mg-ban különösen gazdag kék-színtelen repedéskitöltő, érszerű turmalin, és a Mg-ban gazdagodott klorit a leukofillitesedéssel analóg alpi csúcsot követő Mg-metaszomatózis eseményét mutathatja. A turmalinit turmalinjainak repedéseiben apatit, monacit, kaolinit, limonit, valamint egy nem azonosított, de bizonyíthatóan Ag-tartalmú ásvány mutatható ki. Az apatit-monacit paragenezis a retrográd, leukofillit-képződési eseményt követő foszfátos ásványosodás nyomaként, míg a vas-oxidok és agyagásványok az ezt követő agyagos-limonitos átalakulás termékeként értelmezhetők. Megállapítható továbbá, hogy habár csak nyomnyi mennyiségben, de a késői foszfátos, avagy agyagos-limonitos átalakulás során ezüstöt is mobilizálni képes fluidum működhetett. Az összes eddigi eseményt felülíró folyamatként írható le a limonitos-hematitos mátrixú breccsás fácies kialakulása, melynek klasztjaiban a turmalinit összes ásványa reprezentált.

Mindezek alapján valószínűsíthető, hogy a turmalinit a variszti granitoid intrúzióhoz kötődő greizenes-metaszomatikus hatás eredményeként keletkezhetett. A B-gazdag fluidumok az intrúziótól való távolság függvényében a gránit és csillámpala, mint mellékkőzet (endo-, és exo zónák) különböző egységeiben okozhattak intenzív turmalinosodást.

4. feltárás: <u>Leukofillit</u> - Nándormagaslati-kőfejtő (Ady E. u.)

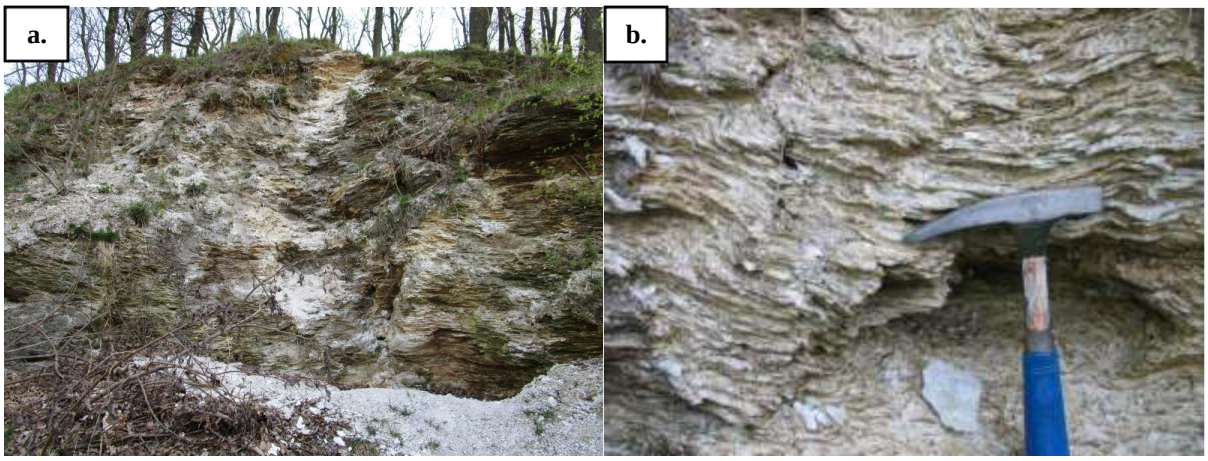
Koordináták: 47.682432, 16.556433

(KISHÁZI és IVANCSICS, 1987, DEMÉNY és mtsi 1997, TÖRÖK, 2001, 2003 alapján)

A Nándormagaslati-kőfejtő északi oldalában a Vas-hegyhez hasonlóan szálban követhető a folyamatos átmenet az ortogneisz és a leukofillit között, ám a bánya melletti, a leukofillit típusfeltárásaként ismert Ady Endre út 128. menti bevágás (7. ábra/a) nem

szálkőzet, hanem gravitációs mozgás (lecsúszás) következtében került a kőzetblokk a jelenlegi helyére (KISHÁZI és IVANCSICS, 1987). A kőzet hófehér, fehéresszürke, erősen foliált, levelesen széthulló, finomszemcsés (7. ábra/b). Uralkodó ásványai a kvarc (gyakran több cm-es vastagságú laterálszekréciós kvarclencsékben), muszkovit és Mg-klorit (leuchtenbergit), míg járulékosan apatit, opak ásványok, cirkon, epidot és rutil van jelen (KISHÁZI és IVANCSICS, 1987).

A Nyugati-Alpok fehér paláival rokonítható leukofillit pontos képződési mechanizmusa és ideje nehezen tisztázható, ám az megállapítható, hogy általában a gneisz és a csillámpala közötti nyírásos zónákban jellemző és Mg-metaszomatózishoz köthető (KISHÁZI és IVANCSICS, 1987, DEMÉNY és mtsi 1997, TÖRÖK, 2003). A leukofillit DEMÉNY és mtsi. (1997) szerint az alpi HP metamorfózis csúcsán, míg TÖRÖK (2003) ásványkémiai és fluidzárvány vizsgálatokkal nyert bizonyítékai alapján az alpi csúcsot követően a retrográd fázisban keletkezett. A leukofillitek helyenként ritkaföldfém gazdag (florencit, monacit, xenotim) és egyéb foszfát ásványokat (lazulit, goyazit-plumbogummit, apatit) tartalmaznak (TÖRÖK, 2001).



7. ábra a: Az Ady Endre út 128. menti leukofillit feltárása (forrás: Nagy Mónika, 2015 monstone.hu), b: fehér, erősen foliált, palás-leveles megjelenésű leukofillit

5. feltárás: „Injekciós gneisz” - Gloriette-kőfejtő

Koordináták: 47.673612, 16.557583

(KISHÁZI és IVANCSICS, 1989, SZAKMÁNY 2010 és TÖRÖK szóbeli közlése, 2016 alapján)

A Vas-hegy Gloriette csúcsa alatti kőfejtőben tanulmányozható a csillámpalák közé nyomult ún. injekciós gneisz. Az ismert soproni-hegységi feltárásokban kizárólag a Gloriette-kőfejtőben tanulmányozható a gneisz és a csillámpala közötti átmenet. Ennek kialakulása során a magmás benyomulás anyaga együtt metamorfizálódott a csillámpalával (SZAKMÁNY, 2010). A Gloriette-gneiszben többnyire 1-3 cm-től 40-50 cm-ig terjedő vastagságú ereket,

teléreket, ritkábban lencse, vagy tömzsszerű egységeket formálnak a gneisz-injekciók, melyeknek két fő típusa van: aprószemcsés (aplit) és durvaszemcsés (pegmatit) (KISHÁZI és IVANCSICS, 1989). Az injekciós gneiszek anyaga gyakorlatilag megegyezik a Soproni-hegység területén nagy tömegben előforduló gneiszekével: túlnyomórészt kvarc és földpátok (mikroklin és albit) építik fel, míg a csillámok közül változó mennyiségben jelenik meg a biotit és muszkovit. Előfordul továbbá, hogy az ereket tisztán kvarc tölti ki (KISHÁZI és IVANCSICS, 1989). Az „injekciós gneisz" csillámpalával alkotott kontaktusa mentén, a kőzet-olvadék (±fluidum) kölcsönhatás eredményeként gyenge greizenesedés, topázosodás jelei nyomozhatók.

5+1. feltárás: Ortogneisz - Deákkúti kőfejtő 47.670239, 16.565133

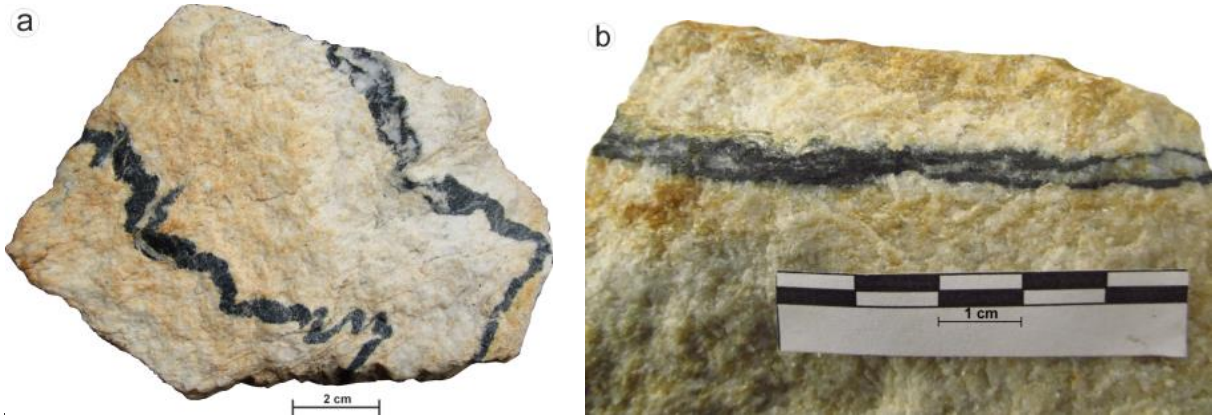
(TÖRÖK szóbeli közlése, 2016 alapján)

A kőfejtőben feltáruló kőzet homogén, irányított, finomszemcsés ortogneisz. A Soproni-hegység gneiszei/metagránitjai, habár nem teljesen azonos tulajdonságúak, alapvetően hasonló kőzet szövettel, valamint kémiai összetétellel (főelem+nyomelem) bírnak. Az erőteljesebb irányítottságot mutató gneisz változatok esetén azonban a protolitként szolgáló leukogránit szöveti és ásványos összetételbeli bélyegei kevésbé nyomozhatók.
A Deákkúti gneisz ásványos összetételében megegyezik a Vas-hegynél, illetve Gloriette-nél vizsgálható gneiszekkel (Kvarc + Káliföldpát + Plagioklász + Muszkovit + Biotit + Gránát), ám a gneiszek közül ez bír a legnagyobb Fe-tartalommal.

5+2. feltárás: Kianitos kvarcit - Récényi úti kőfejtő

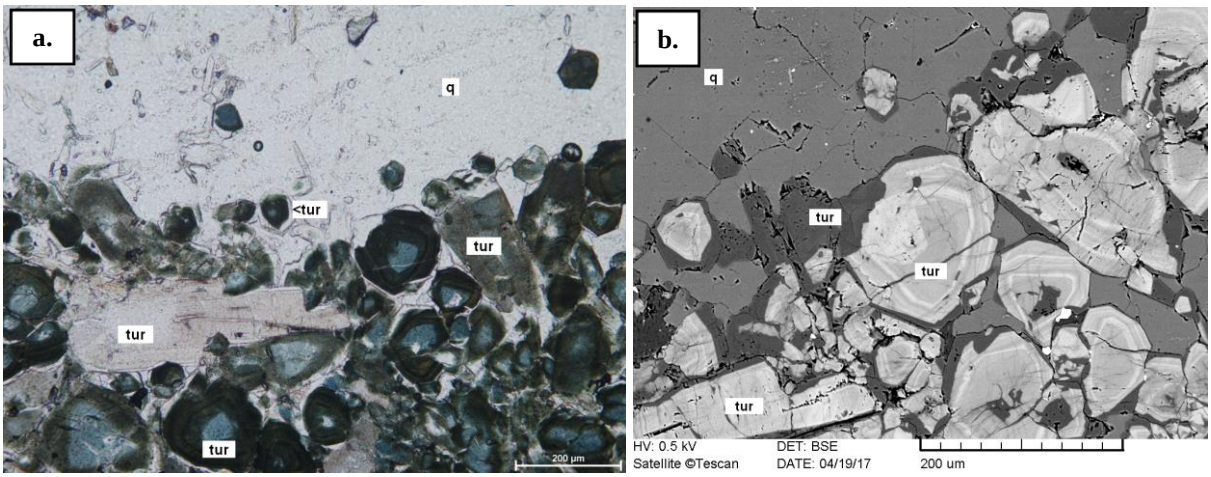
Koordináták: 47.655579, 16.536048
(KISHÁZI és IVANCSICS, 1986, 1987, FÜLÖP 1990 és SPRÁNITZ, 2017 alapján)

KISHÁZI és IVANCSICS (1987) a kianitos kvarcitokat a csillámpalák egységén belül tárgyalják, és két típusát különítik el: a muszkovitban (szericitben) gazdag, csillámpalával átmenetet képező szürke kvarcit és a muszkovitban szegény, csillámpalával kontaktust nem alkotó fehér kvarcit változatot. Fontos azonban, hogy a kőzet neve ellenére a kvarc-tartalom gyakran igen alárendelt a képződményben (KISHÁZI és IVANCSICS, 1987). A Seprőkötőhegyi Kvarcit Tagozatnak felel meg a fehér kvarcit = disztén-leuchtenbergit kvarcit, habár típusfeltárása nem a Seprőkötő-hegyen (bár kétségkívül ott is előfordul), hanem a Récényi úti kőfejtőben található (FÜLÖP, 1990). Különbség a szürke kvarcithoz képest, hogy a kőzetben jóval alárendeltebb a muszkovit, továbbá nem kerültek elő innen ritkaföldfém-tartalmú ásványok (KISHÁZI és IVANCSICS, 1987). Megfigyelhetők azonban turmalinos erek a Récényi úti kőfejtő disztén-leuchtenbergit kvarcitjában (KISHÁZI és IVANCSICS, 1986).



8. ábra Turmalin erekkel tarkított fehér kvarcitok (a és b). A bal oldali kőzetminta és fotó Mesics Gábor gyűjteményéből származik.

A Récényi úti kőfejtőnél szálban tanulmányozható kvarcit homogén, foliált, fehéres-szürkéssárga, melyben a maximum mm körüli fehér színű kianit sűrűn helyezkedik el. A tömör kőzetben szürkésfekete 1 mm- 5-6 cm vastag turmalin-kvarc erek figyelhetők meg (ld. 8. ábra). Az erek nem egyenesek, hanem hajladozó, redőszerű megjelenésűek. Az erek falán jellemző általában a fekete turmalin, míg a belsejében szürkésfehér kvarc van jelen. A kőzet egészét selymes fényű finomszemcsés fehér csillám hatja át, egyéb ásványok szabad szemmel nem különíthetők el. A sajátalakú, deformált sörl-drávit elegykristály turmalin mellett kianit, Mg-gazdag klorit (leuchtenbergit), rutil és muszkovit figyelhető meg. A Mg-gazdag muszkovit (MgO>2,6%) finomszemcsés sillimanit tűk zárványait tartalmazza. A turmalin legkülső zónája teljesen színtelen, tisztán drávitos (FeO(Total)<0,1%) összetételt képvisel (ld. 9. ábra).



9. ábra A turmalin belső zónáit oszcillációs zónásság jellemzi (a: 1 N), míg a szegélyén teljesen színtelen zóna követhető, mely a SEM-BSE képeken is kirajzolódik (b: SEM-BSE). Rövidítések: tur = turmalin, q = kvarc.

A kianit, leuchtenbergit és a kloritoid tanúsága, illetve a fehér csillámok Mg-ban való gazdagsága alapján a turmalinos kianitos muszkovit-kloritpala és kianit-leuchtenbergit±muszkovit kvarcit képződése a leukofillites eseménnyel analóg, az alpi

metamorfózis csúcsát követő Mg-metaszomatózishoz köthető. A drávit szélsőtaghoz rendkívül közel eső Mg-gazdag színtelen turmalin generáció szintén a Mg-metaszomatózist jelző markerként értelmezhető, mely a kianit-leuchtenbergit±muszkovit kvarcit turmalin ereiben tanulmányozható kiválóan.

A turmalinos kianit-leuchtenbergit±muszkovit kvarcit egyaránt Al-gazdag fázist: kianitot nagy mennyiségben tartalmaz a fehér csillám, leuchtenbergit, klorit és kvarc mellett. A paragenezis alapján valószínűsíthető, hogy a kőzet erőteljes Mg-metaszomatózison átesett csillámpala eredettel rendelkezhet. A szöveti bizonyítékok szerint a turmalin szemcsék a deformáció előtt keletkeztek, valószínűsíthetően a protolitként számon tartható csillámpalában rétegszerűen helyezkedtek el, így az alpi metamorfózis során gyűrt szerkezet alakulhatott ki. A kőzetek alapvetően nagyfokú deformáltsága arra utal, hogy a nyírásos zónák közelében keletkeztek.

Irodalomjegyzék

BALOGH, K., DUNKL, I. (2005): Argon and fission track dating of alpine metamorphism and basement exhumation in the Sopron Mts. (Eastern Alps, Hungary): thermocronology or mineral. *Springer US.*

BARKER, A. J. (1998): Mineral inclusions, intergrowths and coronas. In *Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures* (pp. 85-100). *Springer US.*

DEMÉNY A., SHARP Z.D., PFEIFER H.-R. (1997): Mg- metasomatism and formation conditions of Mg-chlorite- muscovite- quartzphyllites (leucophyllites) of the Eastern Alps (W. Hungary) and their relations to alpine whiteschists. – *Contr. Miner. Petrol.,* **128**: pp.247-260, Berlin.

FAZEKAS, V., KÓSA, L., SELMECZI, B. (1975): Ritkaföldfém ásványosodás a Soproni-hegység kristályos paláiban. *Földtani Közlöny* **105**, pp. 297-308.

FREILER, Á. (2016): A radonkibocsátás kőzettani és tektonikai hátterének vizsgálata a Soproni-hegységben és környékén, *Kézirat* Doktori disszertáció, ELTE TTK, Budapest, 2016

FÜLÖP, J. (1990): Magyarország geológiája, Paleozoikum I. *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa,* Budapest, pp. 325.

HENRY, D. J., DUTROW, B. L. (1996): Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **33**(1), pp. 503-557.

HENRY, D. J., BRODTKORB M. K. (2009): Mineral chemistry and chemical zoning in tourmalines, Pampa del Tamboreo, San Luis, Argentina *Journal of South American Earth Sciences,* **28,** pp. 132–141.

JANÁK, M., PLASIENKA, D., COSCA, M., SCHMIDT, S. T., LUPTÁK, B., TÖRÖK, K., KOROKNAI, B., HORVÁTH, P., BALOGH, K., DUNKL, I. (2001): Eoalpine Metamorphism in the Sopron Mountains, Eastern Alps (Hungary) and the Veporic Unit, Central Western Carpathians (Slovakia, Hungary): Evidence for Cretaceous Crustal Collision in the Eastern Continuation of the Austroalpine Units, *EUG XI. Symposium OS07 Igneous and Metamorphic Geology konferencia absztraktkötet*.

KISHÁZI, P., IVANCSICS, J. (1986): Récényi úti kőfejtő: fehér diszténes kvarcit, *Magyarország alapszelvényei*, MÁFI, Budapest.

KISHÁZI, P., IVANCSICS, J. (1987): A Soproni Csillámpala Formáció genetikai kőzettana; *Földtani Közlöny,* **117**, pp. 203-221.

KISHÁZI, P., IVANCSICS, J. (1989): A Soproni Gneisz Formáció genetikai kőzettana; *Földtani Közlöny,* **119**, pp. 153- 166.

LELKES-FELVÁRI, Gy., SASSI, F.P., VISONÁ, D. (1984): Pre-alpine and alpine developments of the Austridic basement in the Sopron area (Eastern Alps, Hungary). *Rend. Soc. It. Min. Petr.,* **39**, pp. 593-612.

LELKESNÉ-FELVÁRI, GY., SASSI, F. P. (1983): A magyarországi pre-alpi metamorfitok kialakulásának vázlata. *Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről,* pp. 449-466.

LONDON, D., MORGAN, G. B., WOLF, M. B. (1996): Boron in granitic rocks and their contact aureoles. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **33**(1), pp. 299-330.

MARKS, M. A., MARSCHALL, H. R., SCHÜHLE, P., GUTH, A., WENZEL, T., JACOB, D. E., MARKL, G. (2013): Trace element systematics of tourmaline in pegmatitic and hydrothermal systems from the Variscan Schwarzwald (Germany): the importance of major element composition, sector zoning, and fluid or melt composition. *Chemical Geology*, ***344***, pp. 73-90.

RAITH, J. G. (1988): Tourmaline Rocks Associated with Stratabound Scheelite Mineralization in the Austroalpine Crystalline Complex, Austria, *Mineralogy and Petrology*, **39**, pp. 265-288

SLACK, J. F. (1996): Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **33**(1), pp. 559-643.

SPRÁNITZ, T. (2017): A Soproni-hegység turmalinban gazdag metamorf kőzeteinek petrográfiai elemzése és genetikai értelmezése, *Kézirat, Diplomamunka*, ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszék, pp. 138.

SZAKMÁNY, GY. (2010): Alpi metamorfitok Magyarországon in KARÁTSON D. szerk: *Pannon enciklopédia – Magyarország földje, Urbis Könyvkiadó.*

TÖRÖK, K. (1996): High-pressure/low-temperature metamorphism of the Kő-hegy gneiss, Sopron (W-Hungary); phengite barometry and fluid inclusions. *Eur. J. Mineral.* **8**, pp. 917-925.

TÖRÖK, K. (1998): Magmatic and high-pressure metamorphic development of orthogneisses in the Sopron area, Eastern Alps (W-Hungary). *N. Jahrb. Mineral. Abh.* **173**, pp. 63–91.

TÖRÖK, K. (1999): Pre-alpine development of the andalusite-sillimanite-biotite-schist from the Sopron Mountains (Eastern Alps, Western Hungary). *Acta Geologica Hungarica*, **42/2**, pp. 127-160.

TÖRÖK, K. (2001): Multiple fluid migration events in the Sopron Gneisses during the alpine high-pressure metamorphism, as recorded by bulk-rock and mineral chemistry and fluid inclusions. *N. Jahrb. Mineral. Abh.* **177,** pp. 1–36.

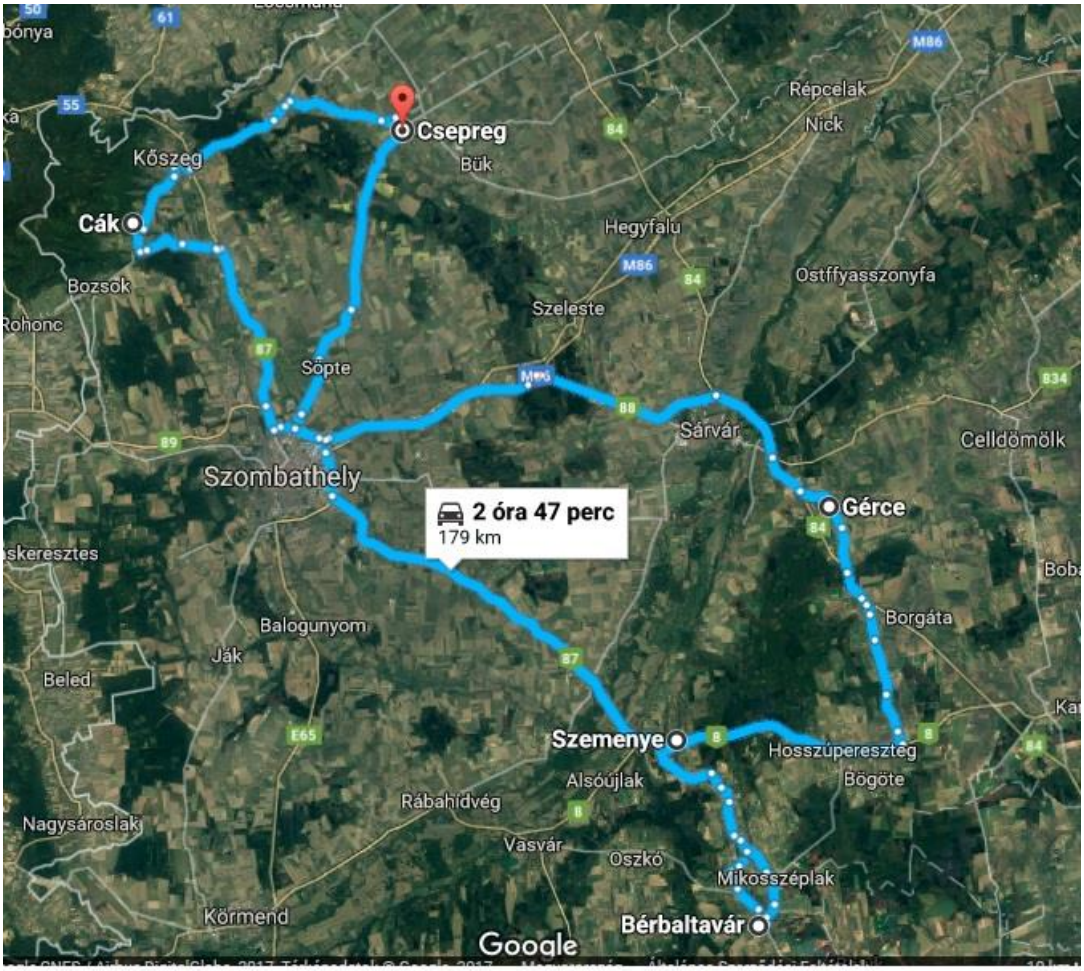
TÖRÖK, K. (2003): Alpine P-T path of micaschists and related orthogneiss veins near Óbrennberg (W-Hungary, Eastern Alps). *N. Jb. Miner. Abh.* **179,** pp. 101-142, Stuttgart.

Webes hivatkozás:

www.monstone.hu

Nyugat-dunántúli jura-kréta metamorfit, és miocén, pliocén magmás, illetve üledékes feltárások

Szakmai vezetők: Kordos László
Zentai Zoltán
Katona Lajos



1. megálló: Bérbaltavár ősgerinces lelőhely.

Szakmai vezető: Kordos László

Részletes leírás a helyszínen kerül kiosztásra.

2. Megálló: Szemenye kavicsbánya periglaciális talajfagy jelenségek

Szakmai vezető: Zentai Zoltán

(Az összefoglaló Dr. Fábján Szabolcs habilitációs tézisei alapján készült)

A periglaciális területek egyik legjellemzőbb képződménye a felszínen is megjelenő poligonális repedéshálózat, összefoglalóan a "termális kontrakciós repedések" (magyarosabban talán fagyrepedések).

A modern periglaciális szakirodalom szerint (FRENCH, 2007) ezek három genetikai típusba sorolandók, úm. **jégék**, **homokék** és **talajék**, melyek jelentősen eltérő környezeti feltételek (felszínt felépítő üledékek, geomorfológiai helyzet, hidrológiai viszonyok stb.) alatt képződhetnek.

A folyamatos permafroszt zóna (continous permafrost zone = CPZ) egyértelmű környezetjelzői a **jégékek** (HARRIS, 1982). Kialakulásuk során a téli félévben a földfelszín megreped, majd olvadékvíz tölti ki a – gyakran poligonális hálózatot alkotó – repedéseket. Az újra megfagyó víz feszíti szét az éket, majd a folyamat ismétlődésével a jégék egyre mélyebbre hatol és szélessége is növekszik. A befogadó üledék rétegei a jégék pereme felé közeledve felhajlanak. Ez metszetben (feltárásban)
látható jellegzetes formabélyeg. A jégékek fejlődését recens folyamatos permafroszt területeken vizsgálva azt tapasztalták, hogy repedéseik kinyílása nem éves ritmusban történik. Sőt, térben és időben jelentős eltérések figyelhetők meg. A környezet egyéb tényezői, mint a talaj szerkezete, a humiditás, a növényzet- és hóborítás sokkal nagyobb hatással vannak a repedések megjelenésére, mint csupán a hőmérséklet. Épp ezért javasolja MURTON ÉS KOLSTRUP (2003), hogy az orosz és kanadai terepi mérések és megfigyelések ellenére se használjuk e képződményeket hőmérsékleti indikátorként, főleg ne a pleisztocén klíma jellemzésére.

A fagyrepedések gyakran, szinte tisztán homokkal töltődnek ki, ezért is nevezte el őket PÉWÉ. (1959) homokékeknek. E formákat leírták mind a CPZ, mind a DPZ (= discontinous permafrost zone), sőt esetenként a szezonálisan mélyen átfagyott területekről is. Az mindenesetre bizonyos, hogy képződésükhöz száraz környezetre van szükség; csekély, vagy még inkább hiányzó hóborítás és igen gyér növényzet mellett fejlődnek, ahol erős eolikus aktivitás jellemző. Gyors és jelentős lehűléskor a felszínen repedések jelennek meg, melyek (felülnézetben) általában poligonális hálózatot alkotnak. E repedésekbe hullik a szél által szállított homok, ami megakadályozza az ék kiinduló állapotig tartó összezáródását egy később bekövetkező felmelegedés során.

A poligonális fagyrepedések megjelenése, HARRIS (1982) vizsgálatai szerint a befogadó üledék vízmegtartó képességétől függően a szórványos permafroszt zónától (sporadic permafrost zone = SPZ) a folyamatosig szinte mindenhol megfigyelhető. Homokos, kavicsos alapon hidegebb hőmérsékleti viszonyok mellett alakulnak ki, mint agyagosabb talajon. A homokékek kitöltő anyaga vertikálisan rétegzett, ami bizonyítja a periodikus felnyílási fázisokat. E fontos genetikai bélyeg jól alkalmazható az egykori periglaciális területek vizsgálatánál. A permafrosztmentes területeken megfigyelt formák általában sekélyebbek (<2 m), keskenyebbek (inkább erek, mint ékek) és egy felnyílást tükröz rétegzetlen kitöltésük. Továbbá hiányzik a befoglaló üledékben a homokék peremeihez közeledve a felhajló rétegzettség, ami viszont a permafroszt területeken jól megfigyelhető.

A permafroszt zónán kívüli szezonálisan mélyen átfagyott területeken jellemző ún. talaj-, vagy földékek általában nem érik el a másfél-két méter mélységet és szélességük is max. 30–50 cm. A kitöltő anyaguk valamilyen talaj, vagy talaj-szerű képződmény a befogadó üledékösszlet tetejéről. E befogadó üledékek rétegei lefelé hajlanak az ékperemnél, vagy teljesen hiányoznak a jellegzetes réteghajlások. Keresztmetszeti formáját tekintve a talajék sokszor inkább üstszerű megjelenésű.

3. Megálló: A gércei alginitbánya

Szakmai vezető: Katona Lajos

– A pliocén kráter-tavak a Dunántúlon (Pulai Alginit Formáció) –

Az alkáli bazaltvulkanizmus és a kráter-tavak kialakulása

A Kárpátok mai képe és kialakulása szoros összefüggésben volt a medence tektonikai fejlődésével. A miocénben egy szubdukciós övezet alakult ki, ami a Kárpátok létrejöttét eredményezte: az Alcapa és Tisia kontinentális lemezperemek a stabil európai szegélyhez való közeledése miatt alábukott a köztük levő óceáni, vagy elvékonyodott kontinentális lemez. A Kárpátok képződése már 21 millió évvel ezelőtt elkezdődött, de az alkáli bazaltvulkanizmus, ami a belső kárpáti vulkáni ív területén és a medence más területén is folyt, valójában csak a késő-miocéntől (pannóniai emelet) a pleisztocénig tartott (SZAKÁCS & KARÁTSON 2002, KARÁTSON 2007, FODOR 2010).

Az alkáli bazaltvulkáni területek a következőek: Pásztori térség (11-12 millió év), Burgenlandi (11 millió év, a Kemenesaljai (Kisalföldi) Vulkáni Terület része); Balaton-felvidék Vulkáni Terület (8-3 millió év, ami a Kisalföld déli részének vulkáni kőzeteivel

nagyjából egykorú); Nógrád-Gömör-Selmecbánya környéke (6-0,5 millió év); Persányi-hegység (1,5-0,5 millió év) (HARANGI 2002).

A Kemenesaljai (Kisalföldi) Vulkáni Terület (később KVT) és Bakony-Balaton-felvidéki Vulkáni Terület (később BBVT) bazaltos termékei a köpeny kis részleges olvadásából származnak, elsősorban kevésbé differenciált jellegűek, főleg alkáli olivinbazaltok, bazanitok és nephelinitek képződtek (KVAČEK et al. 1994).

A BBVT-n és KVT-n az utolsó 8 millió évben (késő-miocén–pliocén) monogenetikus vulkanizmus folyt freatomagmás kitörésekkel, amik létrehozták a maarkrátereket, lávafolyásokat, a Kisalföldön pedig jellemzően piroklasztikus lerakódásokat (Gérce-Sitke, Kemenesmagos, Vásárosmiske, Egyházaskesző, Várkesző) (KVAČEK et al. 1994, CSILLAG & NÉMETH 2013).

A freatomagmás vulkanizmus oka az akkori Pannon-tó és annak vízzel telített partvidéke, valamint a Dunántúli-középhegység rétegvize, karsztvize volt: a feláramló magma találkozott a vízzel telített üledékekkel, a magas hőmérséklet következtében gőzzé vált a talaj/rétegvíz, ami hatalmas erejű robbanásokhoz vezettek (maarkráter létrejötte). A robbanás következtében felrepült piroklasztitok visszahullásából alakult ki végül az a tufagyűrű, ami megfigyelhető Gércén és Pulán is (CSILLAG & NÉMETH 2013). Valószínűleg a maar közvetlen kialakulása után a falakból betörő vizek szolgáltathatták a lefolyástalan tó víztömegét, amiknek az üledékét alginitnek hívjuk.

Annak ellenére, hogy a kráter-tavak kora jól meghatározható volt, korábban a késő-miocénbe (pannóniai) tették a keletkezésük idejét. A gércei kráter kialakulásának K/Ar kora 4,77±1,8 millió év, a pulai kráter kora 4,15 ±0,17 millió év (BALOGH et al. 1982, 1986; CSIRIK 2004).

Az alginit képződése és felhasználása

Az alginitet, mint üledékes kőzetet 1993-ban találták meg a Dunántúli-középhegység földtani térképezése során a pulai Put-1-es fúrásban (JÁMBOR & SOLTI 1976, CSIRIK 2004). Ez lehetett az oka, hogy a pulai kráterről több vizsgálat és publikáció született, mint a másik három maar-ról összesen. Miután a dunántúli kráter-tavak képződése és kora azonosnak mondható, az alginit összetétele, tagozódása és képződése – néhány lokális sajátosságtól eltekintve – azonos lehet a pulaival.

Az Pulai Alginit Formációt három egységre lehet elkülöníteni: Bázis Tagozat, Olajpala Tagozat, Meszes Tagozat (CSIRIK 2004).

A bázis rétegek még akkor rakódtak le, amikor nagyobb volt a terület szeizmikus tevékenysége és a kráter aljzatának hőmérséklete (Tapolcai Bazalt Formáció). Az olajpala

képződésekor sokkal nyugodtabb körülmények voltak. A kráterfalak és a tó környezetét fás szárú növények borították, ami felgyorsíthatta a tufagyűrűk mállását (CSIRIK 2004). Ennek a mállástermékei és a tóban elszaporodott *Botryococcus braunii* KÜTZING zöld alga elhalt maradványainak keveréke az alginit, vagy másnéven olajpala (KVACEK et al. 1994, CSIRIK 2004). A túlszaporodott algaszőnyeg egy filmréteget hozhatott létre a tó felszínén, ami meggátolhatta a víz hullámzását. Többek között ez és a bentosz fauna hiánya okozhatta a vékony laminált rétegzettség létrejöttét. Az utolsó tagozata már ismételten mozgalmasabb üledékképződést feltételez, megszűnhetett a tó állandó vízszintje, külső üledékek is bekerülhettek az üledékgyűjtőbe, valamint ekkorra már elkezdődhetett a tavi üledékek pusztulása is (CSIRIK 2004).

A rétegtani vizsgálatok alapján arra következtettek, hogy szoros összefüggés lehetett az alginit keletkezése és az évszakok váltakozása között. Ebből következik, hogy a pulai krátertó 50 000 év, a gércei tó esetében 140 000 év kellett ahhoz, hogy ilyen és ekkora mennyiségű alginit rakódjon le (az alginit ismert vastagsága és a laminitek száma alapján) (JÁMBOR & SOLTI 1976).

Az alginitet elsősorban a mezőgazdaságban (szántóföldi növénytermesztés, szőlőültetvények, gyümölcstermesztés, dísznövénytermesztés, állattartás) használják a talajszerkezet javítására, a talaj nedvességtartásának növelése, valamint a talaj összetételének javítása érdekében. (SOLTI 2007). A gércei alginit 62, a pulai alginit 92 nyomelemet tartalmaz, szerves anyag tartalma 19-22%, kémhatása semleges, enyhén lúgos (SOLTI 2007). Ezen tulajdonságai miatt helyettesítheti a műtrágyát is. Kiváló eredményeket értek el vele a környezetvédelem (ammónia megkötés, szagtalanítás) és a gyógyászat (reumatológiai betegségek, alginitkenőcs) területén is (SOLTI 2007).

Fosszilis leletek a gércei alginitbányából

A gércei alginitbánya ősnövényeit Hably Lilla, Erdei Boglárka és Nagy Eszter dolgozta fel, a bányában talált néhány foszilis rovar leletetek Krzeminski és társai határozták meg (FISCHER & HABLY 1991; KVAČEK et al. 1994; HABLY & KVAČEK 1997; NAGY 1997; KRZEMINSKI et al. 1997; ERDEI et al. 2007). A flóra rövid bemutatása HABLY & KVAČEK 1997 összefoglaló munkája alapján készült.

Azt tapasztalták, hogy a pollen-spektrum sok az edényes növény pollenjét tartalmazza, viszont megafosszíliát nem. A páfrányok közül a *Laevigatosporites hardtii* volt a leggyakoribb, más páfrány csak kevés spórával képviseltette magát. A pollenek közül a leggyakoribb a *Pinuspollenites labdacus,* kisebb számban *Abies,* a *Picea,* a *Keteleeria* vagy a *Sciadopitys,* valamint a *Tsuga, Taxodiaceae, Cupressaceae* és a *Ginkgo* taxonokat határoztak.

A Ezen kívül határoztak nem arboreális elemek is, de ezek közül sem került elő makrofosszília (pl.: *Chenopodipollis, Nymphaeapollenites, Tubulifloridites, Droseridites teste*).

A nyitvatermők (Gymnosperms) csoportjából is nagyon kevés de ritka megafosszíliát találtak (*Ginkgo,* Cupressaceae, *Tsuga* és *Pinus*). A leggazdagabb flórát – ahogy a pulai bányánál is – a kétszikűek osztálya szolgáltatta. A legnagyobb egyedszámban Bükkfaféléket (*Quercus kubinyii, Q. roburoides, Quercus* sp. div.) és Szilfaféléket (Ulmaceae: *Ulmus ruszovensis, Ulmus* sp. div., *Zelkova zelkovifolia*) találtak és előkerült a ritka *Celtis* sp. is. A flóra leggyakoribb mellékelemei a Buxusfélék (Buxaceae) *Buxus pliocenica,* Fűzfafélék (Salicaceae) (*Populus populina, Salix* sp.) és a Nyírfafélék (Betulaceae) közül a *Carpinus grandis, C. betulus*.

Ritka flóraelemnek számítanak a Diófafélék (Juglandaceae), Rózsafélék Rosaceae, a galagonya (*Crataegus*), kőtörőfű-virágúak (Hamamelidaceae: *Parrotia pristina*), és a szappanfa-virágúak (Aceraceae) közül a juhar (*Acer pseudomonspessulanum, A.* cf. *palaeosaccharinum, Acer* sp.) és Babérfélék (Lauraceae: *Sassafras ferretianum*).

Előkerültek még levélfosszíliái a pillangósvirágúak (Leguminosae), a Hangafélék (Ericaceae), és a szőlőfélék (Vitaceae) családjából, valamint az egyszikűek (Monocotyledonae) osztályából is találtak néhány levéltöredéket.

Összefoglalás

A gércei flóra legdominánsabb képviselői a *Quercus kubinyii, Zelkova zelkovifolia* és az *Ulmus ruszovensis*, a többi elem járulékosnak bizonyult. A Juglandaceae család képviselői voltak a legnagyobb mennyiségben és a *Buxus pliocenica*-t innen említették először a hazai pliocénből annak ellenére, hogy Európából nagyon sok helyről publikálták (FISCHER & HABLY 1991, HABLY & KVAČEK 1997).

A flóra alapján arra a következtetésre jutottak, hogy egy melegkedvelő erdős vegetáció alakulhatott ki a kráter-tó partján és a kráter falain, amit a pollen-spektrum is alátámasztott. A vegetáció alapján egy kevert mezofitikus erdő lehetett a kráter közelében, amit jól mutat a *Quercus kubinyii–Zelkova–Ulmus* társulás. Az éves csapadékmennyiség 1000 mm, vagy kevesebb, az éves átlaghőmérséklet 10–13 °C, a leghidegebb hónap 0–5,5 °C között lehetett (ERDEI et al. 2007).

A gércei növénygyűjtések során kisebb mennyiségben rovarmaradványokat is találtak, amiből az alábbi csoportokat tudták meghatározni: *Abax* sp., *Hydrobius* sp., *Silpha* sp., *Lagria* sp. (aff. *hirta*), *Hispa arta, Apion* sp., *Corixia* sp., Limnephilidae szárnyat, valamint néhány

szúnyoglárvát (Chironomidae). Ez az összetétel jól prezentálja a tavi és a tóparti rovarélővilágot (KRZEMINSKI et al. 1997).

4. Megálló: Kőszegi-hegység

Szakmai vezető: Zentai Zoltán

10. ábra A Kőszegi-hegység főbb egységei

A Kőszegi-hegység geológiai kutatása a múlt század utolsó harmadában kezdődött el (HOFMANN K. 1877). A kezdeti általános, átfogó földtani leírásokat és térképezést követően (BANDAT H. 1928, 1932, FÖLDVÁRI A. - NOSZKY J. - SZEBÉNYI L. - SZENTES F. 1948, JUGOVICS L. 1914), a geológiai kutatások két témakör köré csoportosultak.

Az egyik kutatási terület a hegység metamorf kőzeteinek korát és képződési viszonyait vizsgálta. A kőzetek korát tekintve több, egymástól eltérő nézet uralkodott. HOFMANN K. (1877), JUHÁSZ Á. (1965), SCHAFFER F.X. (1951), SZALAI T. (1960), és VARRÓK K. (1956 a,b, 1960) a kristályos palákat karbonnál idősebbeknek tartották, BANDAT H. (1928, 1932), FÖLDVÁRI A. - NOSZKY J. - SZEBÉNYI L. - SZENTES F. (1948) karbon-perm korúnak vélték, legújabban a mezozoikumba sorolják be ezeket a képződményeket (KOTSIS T. 1982, ORAVECZ J. 1979, SCHMIDT W.J. 1956, SCHÖNLAUB H.P. 1973).

A másik témacsoport a Velem környéki bronzkori kohászat tárgyi emlékei és az ausztriai Schlaining és Goberling antimonit bányái ismeretében a Kőszegi-hegységben meg-megújuló színes- és nemesfémkutatás volt (BENDEFY L. 1928, 1932, 1963, LENGYEL E. 1952 a,b, 1953 a,b, NAGY E. 1970, SZEBÉNYI L. 1951, SZEBÉNYI L. - FERENCZI K. 1958, (Böjtösné) VARRÓK K. 1953, 1963, 1964, VENDEL M. - KISHÁZI P. 1967) amely mindezidáig eredménytelenül zárult.

A Kőszegi-hegység fő tömegét kristályospalák építik fel. Szerkezetileg a Penninikumhoz sorolható (SCHMIDT W.J. 1956) és rohonci (rechnitzi) sorozat néven foglalható össze. A sorozat kora a jura-alsó-kréta időszakba tehető (SCHÖNLAUB H.P. 1973).

A kőzetek kiinduló anyaga eugeoszinklinális övben lerakódott pélites, karbonátos, törmelékes üledékből tevődött össze, amelyhez ofiolitos jellegű bázisos vulkanitok anyaga csatlakozott (KISHÁZI P. - IVANCSICS J. 1984). A sorozat a korai alpi mozgások során gyenge zöldpala fáciesü progresszív metamorfózist szenvedett, elsősorban a felette átmozgatott alsókeletalpi takarórendszerek statikus és dinamikus terhelése következtében. Maga a pennini-sorozat eközben nagyjából - a takarókhoz viszonyítva - helyben maradt, meggyűrődött és helyenként felpikkelyeződött.

KISHÁZI P. - IVANCSICS J. (1984) az alábbi metamorf kőzetkifejlődéseket különítik el.

A felszínről ismert legalsó képződmény a kvarcfillit. Kvarchomokból, homokkőből képződött, több-kevesebb muszkovitot és/vagy kloritot tartalmaznak csaknem állandó komponensként, gyakran gyengén grafitos (antracit vagy félantracit). A klorit vagy muszkovit felszaporodása esetén átmenetet képez a fillit felé.

A fillitek uralkodóan csillámásványokból (muszkovit, paragonit, vermikulit) és kloritból állnak, de a kvarc is közönséges elegyrészük. Gyakran grafitoid jellegűek.

A mészfillitek összetételüket tekintve a fillitektől kalcittartalmukban térnek el.

A mészfillitek közé települve jelenik meg néhány méter vastagságban a dolomitos pala (metahomokkő, metakonglomerátum) típuslelőhelye alapján “cáki konglomerátum” néven szerepel.

A bázisos ofiolitokat eredetileg diabáz lávák és tufák képviselték, amelyek a sorozat legfelső szintjét alkotják. Az erupciók korát SCHMIDT W.J. (1956) jurának tartja. Metamorfózisuk során típusos zöldpalákká alakultak át, albit, epidot, klorit és aktinolit fő elegyrészekkel.

Az osztrák területrészeken jelentős szerepet játszó szerpentinitek magyar területen, sem a felszínen sem fúrásból nem ismertek.

5. megálló: Cák, Metakonglomerátum bánya:

Cák falu végén az erdei útról nyílik a kis kőfejtő. A felhagyott bányában a Cáki metakonglomerátum, és csillámpala tárul fel. A feltárásnak elsősorban tudománytörténeti, illetve geokronológiai jelentősége van. A múlt század első felében a Kőszegi-hegység kőzeteinek korát a paleozoikumba helyezték. Ezt elsősorban analógiák alapján tehették ugyanis a szomszédos és hasonlóan metamorf kőzetekből felépülő Soproni-hegység kőzetei bizonyítottan paleozoos eredetűek. Illetve az ausztriai Grác környékén olyan őslénytanilag bizonyítottan paleozoos kőzetek vannak a felszínen amik megjelenésükben nagyon hasonlítanak a Cáki konglomerátumban található dolomitkavicsokhoz. A Kőszegi-hegység keletkezésének a korához a kulcsot a Cáki konglomerátum kavicsanyaga adja, amiben az 1980-as években olyan mikrofosziliákat találtak amik a kőzetanyag keletkezését a mezozoikumba teszi. Tehát a hegység jóval fiatalabb mint, ahogy azt régebben gondolták.

A tudománytörténeti jelentőség mellett a hallgatók itt (meta) konglomerátumot és csillámpalát tudnak gyűjteni. Megfigyelhetik a sötétszürke színű dolomit kavicsokat és feladatul kapják, hogy értelmezzék azt az ősföldrajzi környezetet ahol ilyen sötétszínű, szerves anyagban gazdag dolomit képződött.

További feladat egy olyan falrészletről vázlatrajz készítése ahol gyűrt szerkezet figyelhető meg.

Felhasznált irodalom

BALOGH K., JÁMBOR Á., PARTÉNYI Z., RAVASZNÉ BARANYAI L., SOLTI G. (1982): A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1980. évről*, pp. 234-259.

BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z. & RAVASZ-BARANYAI, L. (1986): K/Ar dating of postSarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. *Acta Mineralogica et Petrographica Szeged*, **28**, pp. 75-93.

CSILLAG G. & NÉMETH K. (2013): A kráter-tó kialakulása és földtani felépítése. – In: Katona Lajos Tamás (szerk.): A pulai kráter-tó (40 éves az olajpala-kutatás). *Bakonyi Természettudományi Múzeum Baráti Köre*, pp. 2-11.

CSIRIK GY. (2004): A pulai pliocén maarkráter (Dunántúli-középhegység) tavi üledékeinek földtani viszonyai [Geologic pattern of lake sediments in an Pliocene maar crater at Pula (Central Transdanubia, Hungary)]. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése*, pp. 253-259.

ERDEI, B., HABLY, L., KÁZMÉR, M., UTESCHER, T., BRUCH, A. A. (2007): Neogene flora and vegetation development of the Pannonian domain in relation to palaeoclimate and palaeogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **253**, pp. 131–156.

FISCHER O. & HABLY L. (1991): Pliocene flora from the alginite at Gérce. *Annales Hist-nat Mus. Natn. Hung.*, **83**, pp. 25-47.

FODOR E. (2010): A Persányi-hegység salakkúpjainak morfometriai elemzése. ELTE Természetföldrajzi Tanszék, *diplomamunka*.

HABLY L. & KVAČEK Z. (1997): Early Pliocene plant megafossils from the volcanic area in West Hungary. In: L. Hably (Ed.), Early Pliocene volcanic environment, flora and fauna from Transdanubia, West Hungary. *Studia Naturalia*, **10**, pp. 5–152.

HARANGI SZ. (2002): A medence-belseji alkálibazalt-vulkánosság. – In: Karátson D. (szerk.): Magyarország földje – Kitekintéssel a Kárpát-medence egészére. *Magyar Könyvklub*, pp. 78-81.

JÁMBOR Á. & SOLTI G. (1976): A Balaton-felvidéken és a Kemenesháton felkutatott felsőpannóniai olajpala-előfordulás földtani viszonyai. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1974. évről*, pp. 193–220.

KARÁTSON D. (2007): A Börzsönytől a Hargitáig – Vulkanológia, felszínfejlődés, ősföldrajz. Budapest, *Typotex*, pp. 462.

KRZEMINSKI, W., KRZEMINSKA, E., KUBISZ, D., MAZUR, M., PAWLOWSKI, J. (1997): Preliminary report on a Pliocene fauna from western Hungary. In: L. Hably (Ed.), Early Pliocene volcanic environment, flora and fauna from Transdanubia, West Hungary, *Studia Naturalia*, **10**, pp. 177-181.

KVAČEK Z., HABLY L., SZAKMÁNY GY. (1994): Additions to the Pliocene flora of Gérce (Western Hungary) – *Földtani Közlöny*, **124(**1), pp. 69-87.

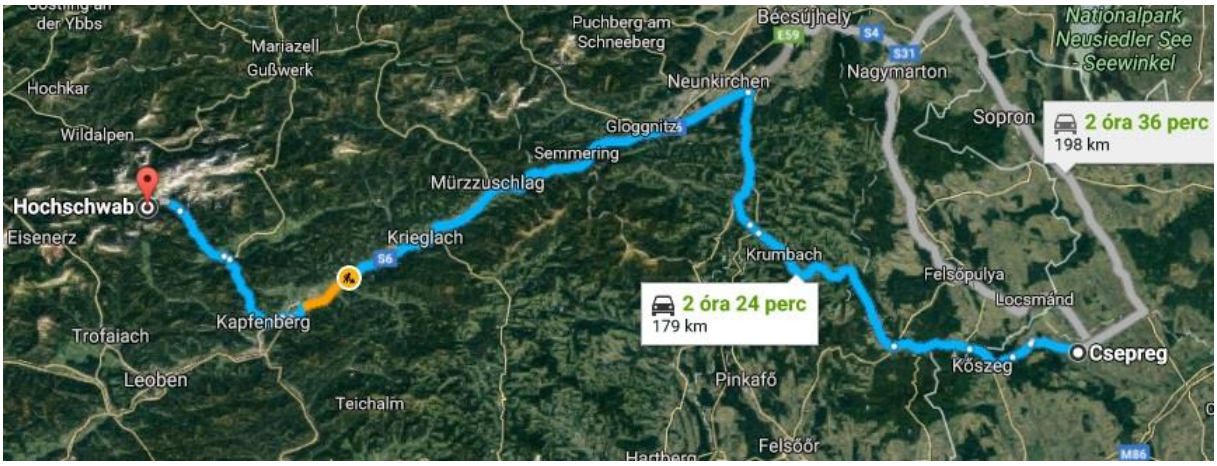
NAGY E. (1997): Palynological study of the transdanubian alginates. In: L. Hably (Ed.), Early Pliocene volcanic environment, flora and fauna from Transdanubia, West Hungary. *Studia Naturalia*, **10**, pp. 153-157.

SOLTI G. (2007): Alginittel jobb, egészségesebb... http://www.biokontroll.hu/cms/index.php?option=com_content&view=article&id=357%3Aalginittel-jobb-egeszsegesebb&catid=112%3Abionovenyektermesztese&Itemid=43&lang=hu

SZAKÁCS S.– KARÁTSON D. (2002): A belső-kárpáti mészalkáli vulkánosság. – In: Karátson D. (szerk.): Magyarország földje – Kitekintéssel a Kárpát-medence egészére. *Magyar Könyvklub*, pp. 73-77.

Egy nap az Alpokban: Hochschwab karszt

Terepi vezető: Veress Márton



1. Bevezetés

1.1. A karszt

Karszton a lepusztulás oldódással történik. Ezért a karsztterületek jellemzői az alábbiak:

- A felszíni vizek elszivárgással és pontszerű vízelvezetéssel a karsztba jutnak, ahol térbeli hidrográfia alakul ki. Emiatt a karszt felszíni vízfolyásokban szegény, a felszíni lepusztulás csekély, és így a karszt fennsíkot formál.

- A karszton specifikus felszíni formák és a felszín alatt üregek alakulnak ki. A felszíniek a mélységi vízelvezetés miatt, egyes karrformák kivételével, lefolyástalan zárt alakzatokká fejlődnek.

- Az oldott anyag vagy a karsztban, vagy az előbukkanó karsztperemi vízfolyások medreiben kicsapódik.

1.2. Karszttípusok

A karsztterületek többféle szempont szerint osztályozhatók. Így a nem karsztos kőzet jelenlétének, vagy hiányának a figyelembevételével, valamint aszerint, hogy a karsztot milyen egyéb más felszínformáló hatások érték.

Nem karsztos kőzet jelenléte, vagy hiánya szerint GVOZDETSKIY (1965) megkülönböztetett csupasz karsztot, talajjal, vagy vörös földdel borított karsztot, fedett karsztot (a karszton nem karsztos fedő van jelen) és eltemetett karsztot (a vastag fedő miatt nincs karsztosodás). Célszerű utóbbira az elszigetelten eltemetett karszt elnevezést használni, miután ahogy az alább említésre kerül az eltemetett karszt megnevezést a vízzáróval fedett, de

karsztosodást mutató térszínekre használják. HEVESI (1986) szerint a karszt lehet eltemetett, ha a fedő vízzáró és rejtett, ha a fedő vízáteresztő.

A hidrológiai viszonyok szerint a karszt autogén és allogén lehet (JAKUCS 1977). Előzőnél a karszt ill, annak fedetlen része csak csapadékvizet kap, míg utóbbinál a nem karsztos kőzetből felépülő térszín vízfolyásai elérik a karsztot, ill. a kőzethatárt, ahol víznyelők alakulnak ki.

A felszínformáló hatások figyelembevételével elkülönítenek fluviokarsztot (ROGLIČ 1965, GUNN 2004) és glaciokarsztot (SWEETING 1973). Fluviokarszton a folyóvízi erózió és az oldódás egyidejűleg hat, glaciokarszton a karsztosodást jégerózió követte, vagy szakította meg.

1.3. Glaciokarszt

A jég (gleccser) és karszt hatnak egymásra. A karszt úgy, hogy a karsztos depressziók a jég kialakulás helyei (FELS 1929, SMART 1986), de a karsztos depressziók módosíthatják a jégmozgás irányát, csökkenthetik a jég erózió intenzitását (ZEBRE, STEPISNIK 2015). A gleccser hatása megnyilvánulhat jég erózióban, akkumulációban és közvetetten az olvadékvíz felszínformálásában.

A jég erózió során a karszt felszíne lecsiszolódik, feltagolódik (FORD 1983, 1996). Hatására a preglaciális karsztos depressziók alakja módosul, a karsztformák lecsonkolódnak, amelyekbe a jég nem tudott befolyni, elpusztulnak. A jég erózió eredményeként lépcsős felszínek alakulnak ki, amelyek a glaciokarszt elsődleges karros térszínei, ahol a csupasz felszínek karrformái uralkodnak, de előfordulnak talaj alatti karrok is. Akkumuláció során a karsztos depressziók részben, vagy teljesen feltöltődnek, a moréna beinjekciózódik a karsztos járatokba, a karszt mészkőanyagú morénával fedődik el. A moréna alatt, ha az vastag, miután a fedőn átszivárgó víz telítődik, a fekü nem oldódik.

Az olvadékvizek hatása is többféle. A szubglaciális olvadékvizek hozzájárulnak a karsztformák (karrok, aknák) jég alatti kialakulásához. A karsztforrások jéggel elfedődése miatt a karsztvízszint megemelkedik (FORD 1979). Ezáltal a karsztban ugyanazon helyen vadózus (interglaciális), majd freatikus (glaciális) üregképződés történhet. Az olvadékvizek a glaciokarsztot övező térszíneken morénát halmoznak fel (ADAMSON et al. 2014). Az olvadékvizek oldóhatása, amely a glaciális, vagy fluvioglaciális üledék alatt történik, szerepet játszik a piedmont poljék kialakulásában és fejlődésében (GAMS 1978).

Glaciokarszt felszíni formái a karrok, a víznyelők, a dolinák és a poljék (piedmont polje). A karszt dolinái lehetnek oldásosak és fedett karsztosak (1. ábra). Glaciokarszton az oldásos dolinák között megkülönböztethetők az óriás oldódásos dolinák, a kisméretű oldásos

dolinák és az aknadolinák. A fedett karsztos dolinák (utánsüllyedéses dolinák), lehetnek lezökkenéses- és szuffóziós dolinák. Jellemzőik az alábbiak:

- Az óriás oldásos dolinák több 100, vagy több km-es átmérőjű, lankás oldalú (átlagos lejtő dőlés 4-15° közötti) preglaciális formák, amelyeket a gleccserek átalakítottak, amit bizonyít, hogy talpukon moréna (KUNAVER 1983), báránysziklа (VERESS 2012,), fluvioglaciális üledék (BOČIČ et al. 2012) fordulhat elő. De ezt bizonyítja nagy méretük, valamint az is, hogy hosszabbik tengelyük egybeesik a jég mozgásának irányával (DREW 2004). Ezért preglaciális (vagy interglaciális) korú formák. Belsejükben báránysziklák, karrok, moréna, fluvioglaciális üledék, valamint recens karsztos formák fordulhatnak elő.

- A kisméretű oldódásos dolinák kisebb méretűek, átmérőjűek legfeljebb néhányszor 10 m lehet, oldallejtőjük meredek (20-45° közötti). A preglaciális övben fordulnak elő. Hófoltok alatt kialakuló, recens karsztos formák. Glaciokarszton az oldódásos dolináknak előfordul egy átmeneti változata is, amely genetikailag átmenetet képez a kisméretű oldódásos dolinák és az utánsüllyedéses dolinák között. A fekü oldódása során mészkőtörmelék keletkezik, amely a kialakuló mélyedésben felhalmozódik és ez a depressziónak fedett karsztos jelleget ad. Ha a törmelék kivastagodik a fekü oldódása és így a dolina mélyülése megáll.

- Az aknadolinák néhány m-es átmérőjűek, oldallejtők meredek (70-80°-nál is nagyobb dőlésű lehet). Ugyancsak hófoltok alatt jönnek létre a periglaciális övben (KUNAVER 1983).

- A lezökkenéses dolinák néhány m-es átmérőjű, meredek (közel függőleges) oldalú formák az agyagos fedőben. A fedő üregeinek omlásával jönnek létre (WALTHAM et al. 2005).

- A szuffóziós dolinák átmérője ugyancsak néhány m, de oldallejtőjük lankás, nem meredek. A csapadékvizek általi szuffózióval alakulnak ki úgy, hogy a fedő anyagának egy része a fekü oldódásos alakzataiba halmozódik (WALTHAM, FOOKES 2003).

Glaciokarszton az utánsüllyedéses dolinák mérete különösen kicsi, átmérőjük gyakran még az 1-2 m-t sem éri el. Ez nagyon fiatal korukkal, a vékony fedővel, továbbá azzal magyarázható, hogy a fedő elsősorban karrokba szállítódhat, amelyek kevés anyagot képesek befogadni (VERESS 2016a, 2016b). Akkor, ha a fedő vastag és mészkő anyagú, a beszivárgó víz telítődik, mielőtt a fekü t elérné. Ez esetben az utánsüllyedéses dolinákat hordozó fedő a fekü karrjainak a kialakulását követően halmozódott fel. Tehát az utánsüllyedéses dolinák fiatalabbak, mint a fekü azon formái, amelyek befogadják azt az üledéket, amelyek kialakulásuk során a fedőből elszállítódik (VERESS 2017).

2. A Hochschwab

A Hochschwab az Északi-Mészkő-Alpok egyik fennsíkja. Az Északi-Mészkő-Alpok a Felső-Kelet-alpi takaró megmaradt homlok része (2, 3. ábrák). A takaró lepusztulása során, karszt fennsíkokra különült (Dachstein, Totes Gebirge, Raxalpe, Schneeberg, stb.). A takaróképződés oka, hogy a Keleti-Alpokat magába foglaló Tethys ág É-D-i kiterjedésének mintegy kétharmadát elvesztette a bezáródása során. A Felső-Kelet-alpi takaró képződése a kora tercierben kezdődött.

A Hochschwab (4. ábra) az Enns-völgyi-Alpok és a Veitschalpe között helyezkedik el. Triász végi-, középső triász mészkövekből és alsó triász homokkövekből épül fel. Felszínének magassága uralkodóan 2000 m alatti, csak néhány csúcs magassága haladja meg a 2000 m-t. K-Ny-i irányú, inkább gerinces jellegű hegység. A Würm glaciálisban (MIS 2-4, 5a-d) gleccserei már elkülönültek a K-i Alpok gleccserhálózatától (VAN HUSEN 2000). A hegység É-i lejtőjét valószínűleg a Würm glaciális gleccsereinek gleccservölgyei tagolják. Területén megtalálhatók a glaciálisan átalakított preglaciális karsztos formák, valamint a recens karsztos formák is (karrok, dolinák). A glaciálisan átalakított karsztos formák, ill. a jégeróziós mélyedések (sziklamedencék) talpán a homokkő is előbukkanhat. E helyeken, a hegység Ny-i részén, tavak is előfordulnak. Nagyméretű homokköves aljzatú karsztos depresszióit PLAN és DECKER (2006) kicsi poljéknek tekinti.

3. Megállóhelyek

1. megálló

A megállótól a Hochschwab D-i részén, ill. peremén, a karsztterület csapásirányával közel megegyező irányú teknővölgy látható. A teknővölgy D-i oldallejtőjének felső része kárgerinc. E lejtőrészt körperemes kőfülkék és garatok tagolják. A garatokból kilépő kőtörmelék törmelékkúpokat képez. A lejtő középső és alsó részét törmeléklejtő alkotja, amely valószínűleg moréna eredetű, ill. fagyaprózódásos törmelék. A garatok a törmeléklejtőn is folytatódhatnak.

2. megálló

Itt, a Hochschwab fennsíkjának peremén, kisméretű oldásos dolinák csoportja látható. E dolinák aljzatán az oldódásból visszamaradt törmelék látható. Ezért e dolinák a kisméretű oldódásos dolinák és az utánsüllyedéses dolinák közti átmeneti formák.

3. megálló

Itt sort alkotó kisméretű oldódásos dolinák láthatók, amelyek egy nagyobb, de zárt, megnyúlt, ugyancsak oldódásos eredetű mélyedésben foglalnak helyet. A kisméretű oldódásos

dolinák talpának törmeléke származhat a lejtők anyagának fagyaprózódásos pusztulásából, vagy a fekü oldódásából.

4. megálló

A megállótól a Hochschwab egyik nagyméretű oldódásos dolinája látható (5. ábra). Átmérője, hosszabbik tengelye mentén meghaladja az 500 m-t. A belseje hidrológiailag három zónára különíthető (6. ábra). D-i részén, ahol az agyagtartalom a fedőben a 30%-ot is elérheti (a karbonát tartalom viszont 1,5 % alatti), még a fedő vízáteresztő, miáltal itt rejtett karszt alakult ki. (A vízáteresztést bizonyítják az itt található utánsüllyedéses dolinák.) Ehhez kapcsolódik egy keskeny zóna, ahol nincsenek utánsüllyedéses dolinák, ami arra utal, hogy a fedő alsó része vízzáró, vagy a fedőben vízzáró betelepülés fordul elő. Ezt bizonyítja az is, hogy a zóna É-i pereménél források vannak. E zónától még északabbra (a harmadik zóna) már a fedő felszíne is vízzáró, amit az itt előforduló vízfolyások jeleznek. E zóna az óriás dolina allogén karsztja. A két karszttípus között egy csupasz karsztos folt is előbukkan lokális magaslatot formálva, amely vagy egy dolinákat elválasztó válaszfal maradvány, vagy bárányszikla.

A dolina karszttípusai és morfológiája e megállótól többé-kevésbé láthatók, ill. látható (7. ábra). Az óriás dolina Ny-i lejtőjén hóeróziós-tömegmozgásos mélyedések láthatók, amelyekben esővízbarázdák sorozata fejlődött ki (7. ábra). É-Ny-i lejtőjén oldódásos dolinák az ÉK-in víznyelő, talpán eróziós árkok, vízmosások és egy völgy fejlődött ki (ld. alább). Az óriás dolina É-i lejtőjének kis dőlésű része valószínűleg az egykori elborítás szintjét reprezentálja.

Az óriás dolina fejlődése feltehetően az alábbi módon ment végbe (8. ábra).

- Oldódással dolina képződik.
- A Riss glaciálisban (MIS 6) a dolinát gleccser alakítja át.
- A Würmben feltehetőleg területére moréna szállítódott, valószínűleg D-i irányból. A dolina részlegesen feltöltődik.
- A karsztformák (víznyelők) alakulnak ki, megkezdődik a kitöltő üledéknek a karsztba szállítása, amely napjainkig tart.

5. megálló

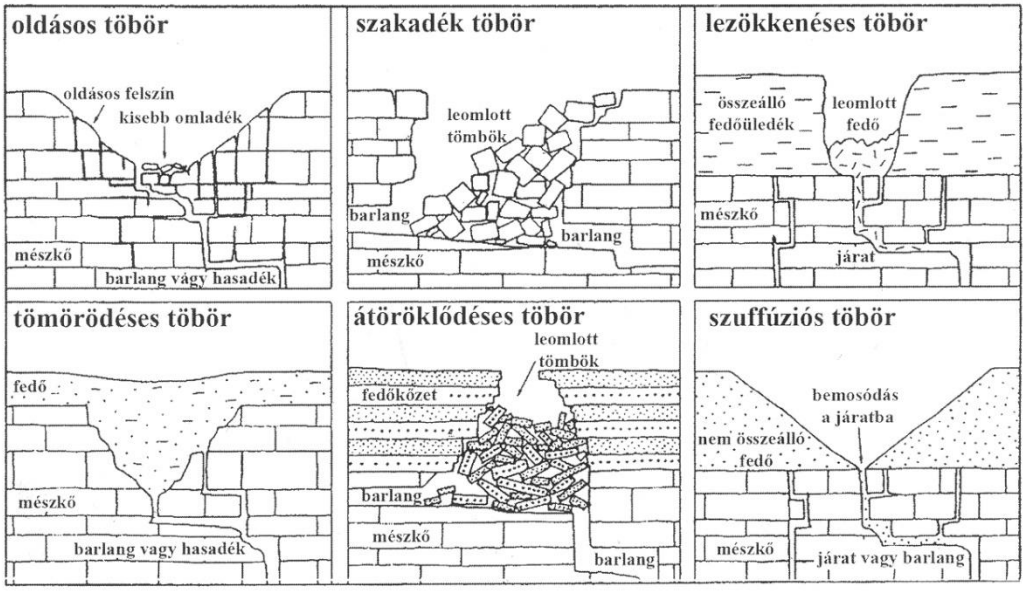
Itt a rejtett karszt szuffóziós és lezökkenéses dolinái láthatók. A szuffóziós dolinák kör, vagy megnyúlt alaprajzúak. Utóbbiakhoz eróziós árkok kapcsolódnak. Ezek hosszabb-rövidebb ideig víznyelőként funkcionálnak. A lezökkenéses dolinák aszimmetrikus keresztmetszetűek. A már említett, viszonylag magas agyagtartalom, kedvez az eróziós árkok, valamint a lezökkenéses dolinák kialakulásának.

6. megálló

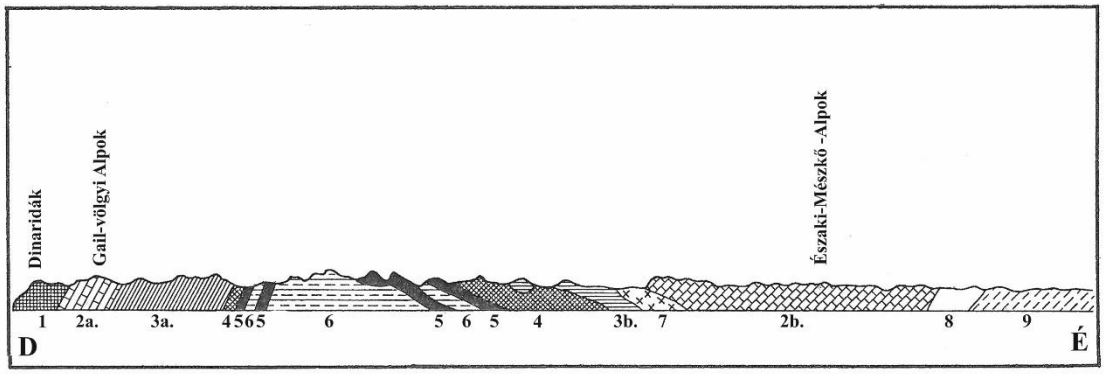
Itt az óriás dolina víznyelője látható, amelyen keresztül az óriás dolina kitöltő üledékeinek a mai kitöltés szintje feletti része a karsztba továbbítódott. Az üledék elszállítás során a dolina részben exhumálódott és létrejött a ma látható formakincse. Az egykori víznyelő ki-, ill. feltöltődött, helyén egy tó jött létre. A jelenlegi víz- és üledék elszállítás az óriás dolina oldallejtőjén kialakult karsztos járaton keresztül történik áradások idején.

7. megálló

Az óriás dolina ÉNy-i oldallejtőin több kisméretű oldódásos dolina, ill. dolinacsoport fordul elő. A dolina csoportok uvalákat alkotnak (közöttük keskeny küszöbök vannak). Mind a dolinák, mind az uvalák megnyúltak az óriás dolina lejtőjének dőlés irányába, amelynek oka, a lejtésirányú vízmozgás és ilyen irányú oldódás lehet.

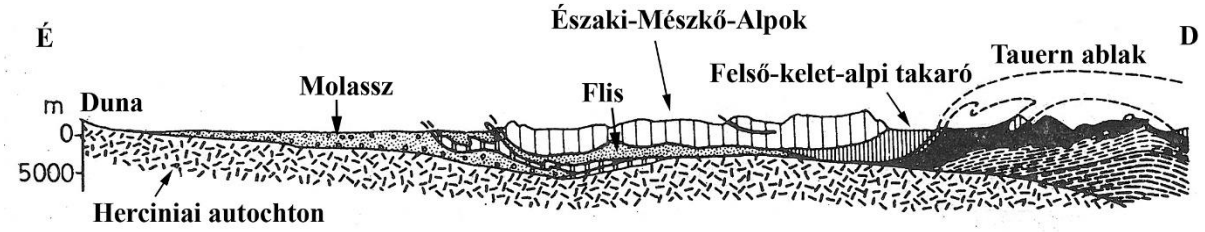


11. ábra Dolinatípusok (WAHLTAM, FOOKES 2003)

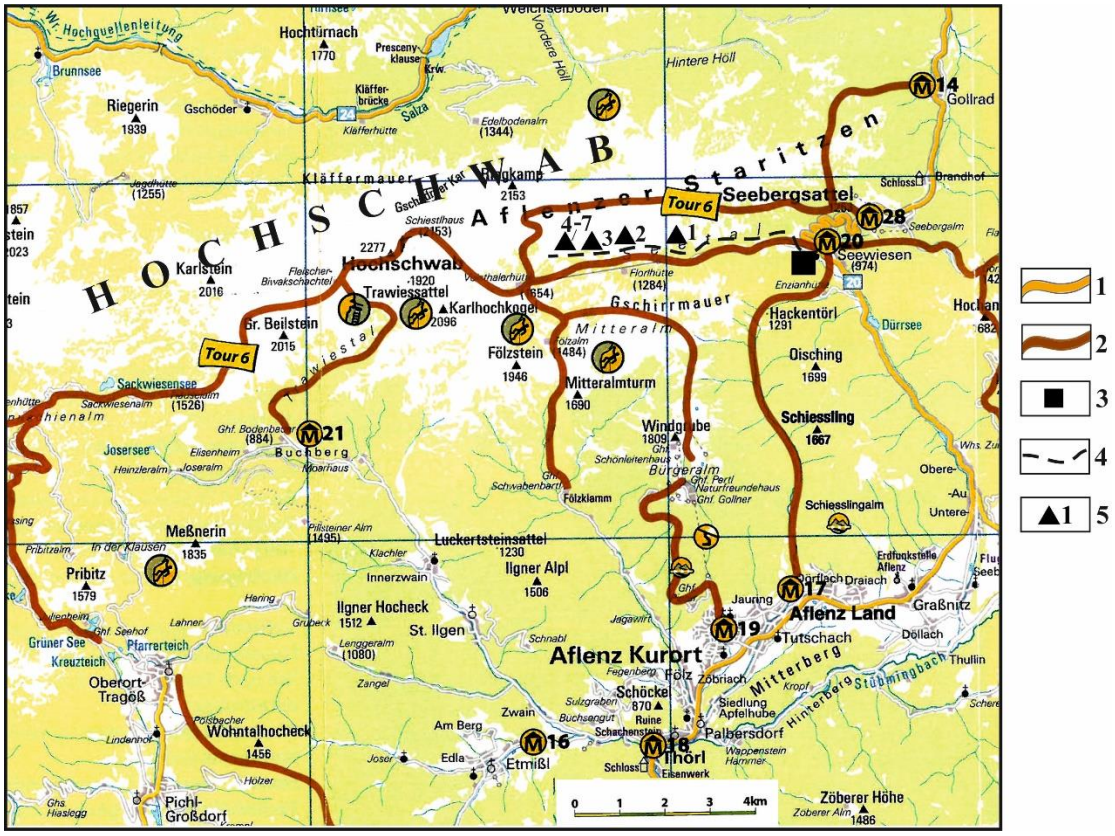


12. ábra A Keleti-Alpok szelvénye (SZÉKELY 1975)

Jelmagyarázat: 1. Dinaridák, 2. Déli-Mészkő-Alpok, 2b. Északi-Mészkő-Alpok, 3. Kelet-Alpi kristályos takaró, 3b. Kelet-Alpi takaró É-ra tolódott része, 4. Belső-Alpi mezozoikum, 5. Tauern palaköpenye, 6. Tauern gneiszmagja, 7. Grauwacke öv, 8. Flis öv, 9. molassz

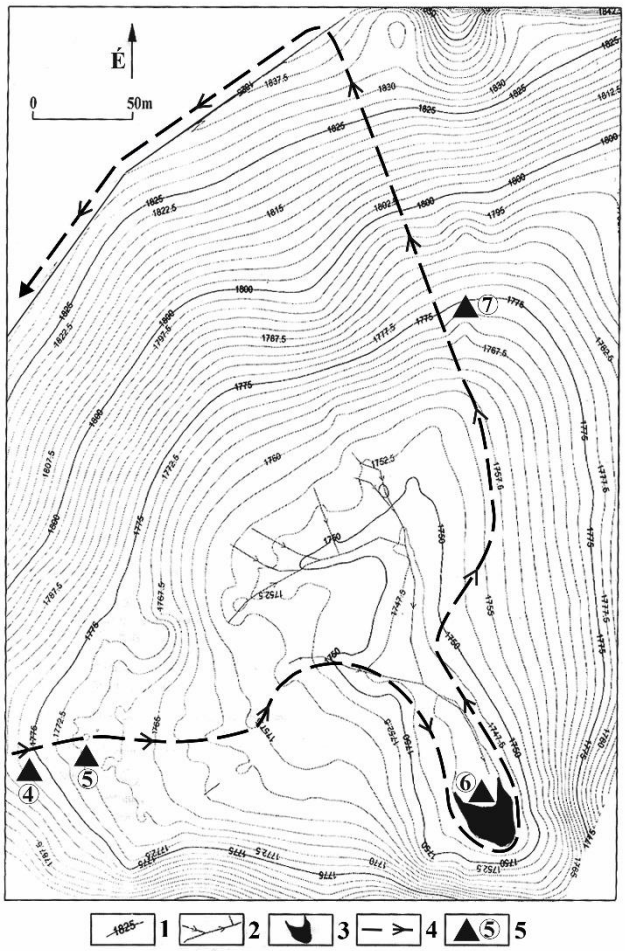


13. ábra A Keleti-Alpok északi részének szelvénye (BÁLDI 1978)



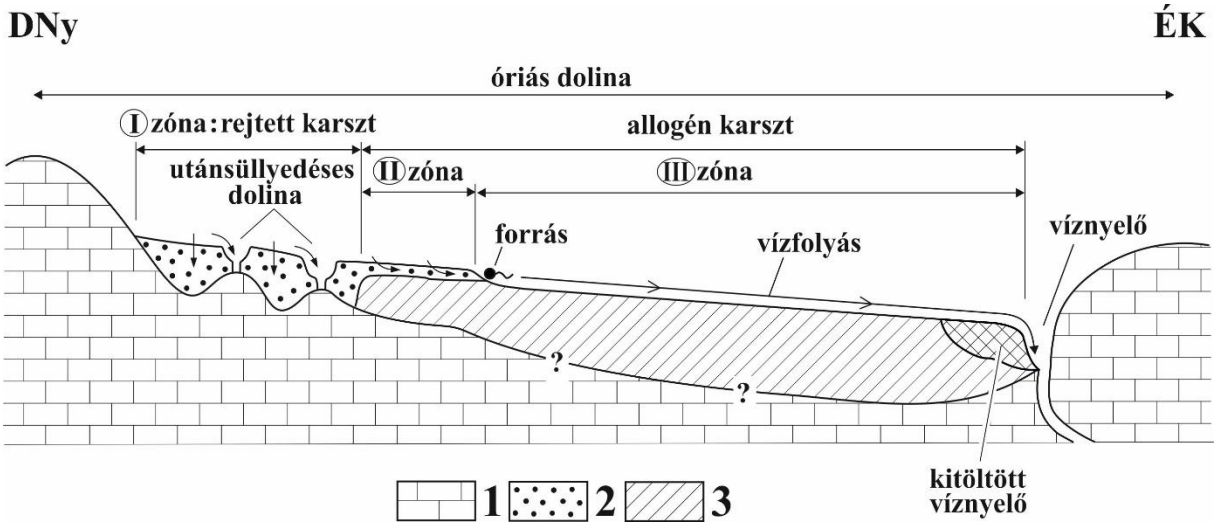
14. ábra A Hochschwab

Jelmagyarázat: 1. út, 2. turistaút, 3. indulási hely, 4. a terepbejárás útvonala, 5. megállóhelyek



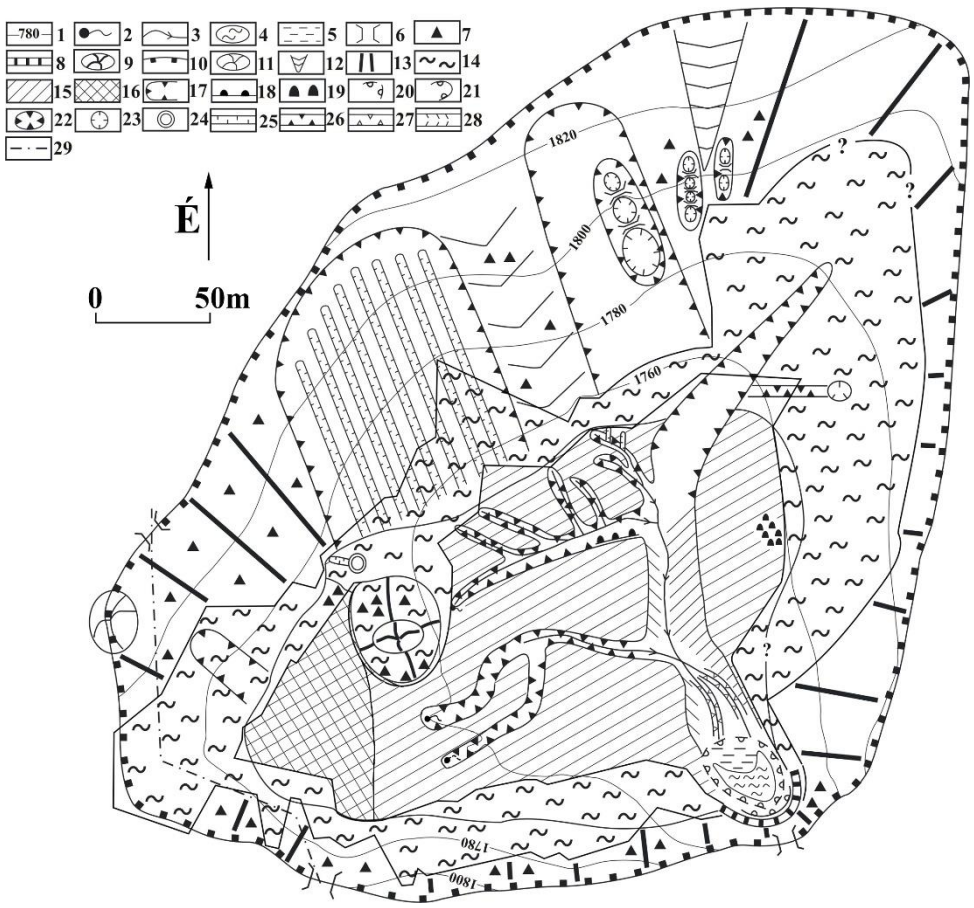
15. ábra Az óriásdolina szintvonalas térképe és benne a megállóhelyek

Jelmagyarázat: 1. szintvonal, 2. vízfolyás, 3. tó, 4. a bejárás úrvonala, 5. megállóhely



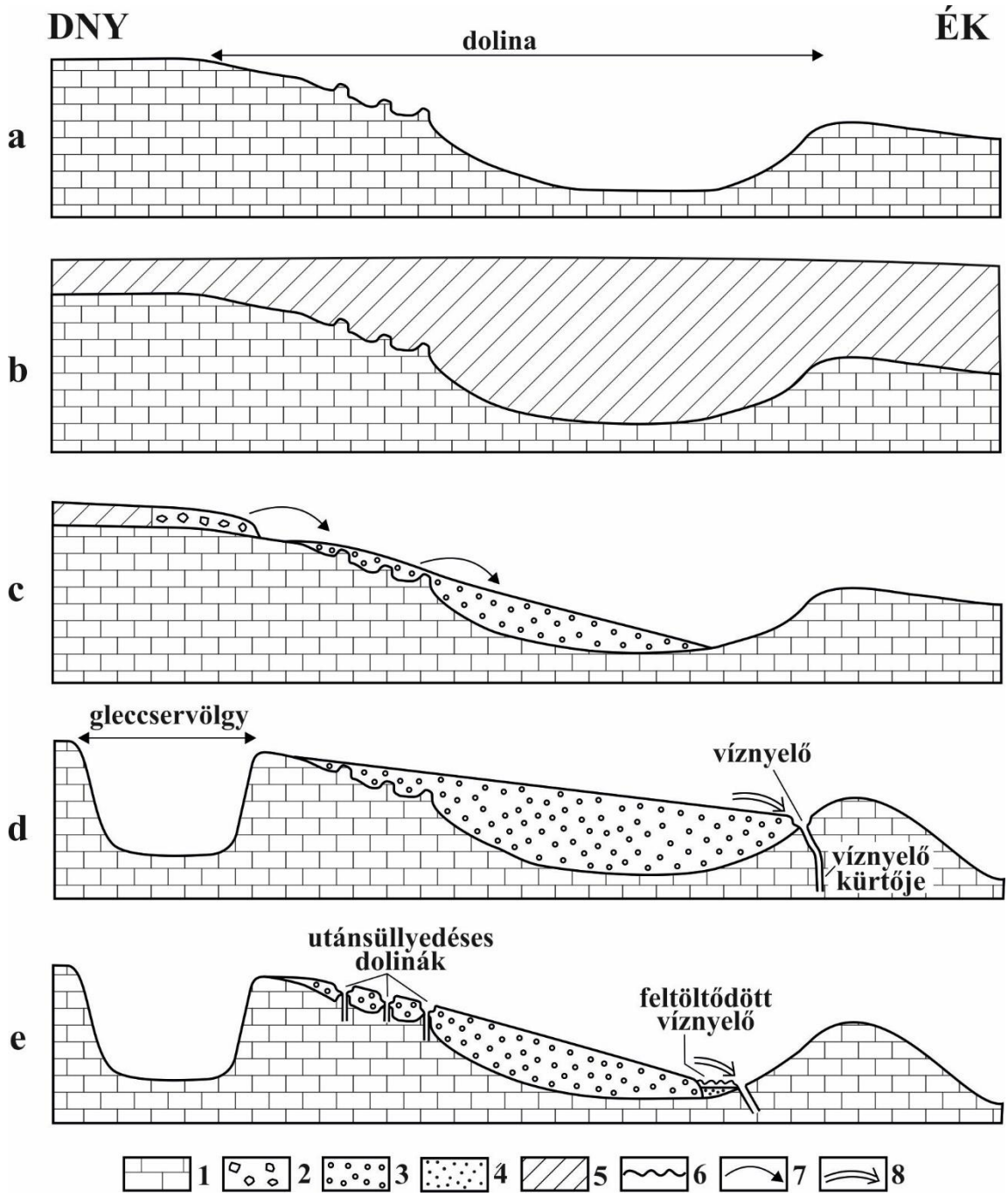
16. ábra Az óriás dolina karszttípusai és hidrológiája

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. vízáteresztő fedő, 3. vízzáró fedő



17. ábra Az óriás dolina morfológiai térképe (VERESS 2016a)

Jelmagyarázat: 1. szintvonal, 2. forrás, 3. vízfolyás, 4. tó, 5. vizenyős terület, 6. nyereg, 7. mészkő előbukkanása, 8. sziklafal, 9. vásott szikla, vagy karsztos maradvány forma, 10. a mélyedés pereme, 11. magaslat a mélyedés peremén, 12. mészkőhát, 13. a mélyedés pusztulásos oldallejtője, 14. a mélyedés törmelékes oldallejtője, 15. a dolina allogén karsztos aljzatrészlete, 16. a dolina rejtett karsztos aljzatrészlete, 17. az oldallejtő hóeróziós-tömegmozgásos páholyai, 18. csuszamlás, 19. tufúrmező, 20. feltöltött víznyelő, 21. aktív víznyelő, 22. az oldallejtő uvalái, 23. kisméretű oldódásos dolinák, 24. vízelvezető kürtő, 25. esővízbarázda, 26. eróziós árok, 27. meder a völgytalpon, 28. völgy, 29. turistaút



18. ábra Az óriás dolina fejlődése

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. moréna, 3. áthalmozott moréna, 4. víznyelő kitöltés, 5. jég, 6. tó, 7. moréna áthalmozódás, 8. üledék szállítása a karsztba, a. dolina alakul ki, b. a dolinában és környezetében gleccser alakul ki a Rissben, c. a Würmben a dolinától D-re gleccser alakul ki, amelynek a morénája a dolinába halmozódik át, d-e. a dolina kitöltés a karsztba szállítódik

Irodalom

ADAMSON, K.R., WOODWARD, J.C., HUGHES, P.O. (2014): Glaciers and rivers: Pleistocene uncoupling in a Mediteranean mountain karst. *Quaternary Science Reviews* 94, pp. 28-43.

BÁLDI, T. (1978): A történeti földtan alapjai. *Tankönyvkiadó*, Budapest, pp. 309.

BOČIČ, N., FAIVRE, S., KOVACIC, M., HORVATINCIC, N. (2012): Cave development under the influence of Pleistocene glaciation in the Dinarides – an example from Štirovača Ice Cave (Velebit Mt., Croatia). *Zeitschrift für Geomorphologie*, Vol. **56**(4), pp. 409–433.

DREW, D. (2004): Burren Glaciokarst, Ireland- In: Gunn J. (ed.) *Encyclopedia of Caves and Karst Science, Fitzroy Dearborn*, New York, pp. 169-171.

FELS, E. (1929): Das Problem der Karbildung in den Ostalpen. Petermanns Mitt., *Ergänzungsh*., **202,** pp. 1-84.

FORD, D.C. (1979): A review of alpine karst in the Southern Rocky Mountains of Canada. *Bulletin of the National Speleological Society*, **41** pp. 53-65.

FORD, D.C. (1983): Effects of glaciations upon karst aquifers in Canada. *J. Hydrol*, **61**, pp. 149-158.

FORD, D. (1996): Karst in a cold climate. In McCan SB, Ford DC (eds): *Geomorphology sans Frontières, John Wiley and Sons*, Chichester, pp. 153-179.

GAMS, I. (1978): The polje: The problem of definition. *Zeits. für Geomorphology* **22**, pp. 170-181.

GUNN, J. (2004): Fluviokarst. *In: Gunn J (edit) Encyclopedia of Caves and Karst Science. Taylor and Fitzroy Dearborn*, London, UK, New York, pp. 363-364.

GVOZDETSKIY, N.A. (1965): Types of Karst in the U.S.S.R. Separatum, Prob. Speleol. *Res*., Prague, pp. 47-54.

HEVESI, A. (1986): Hideg vizek létrehozta karsztok osztályozása. *Földr. Ért. XXXV*, **3-4**, pp. 231-254.

JAKUCS, L. (1977): Morphogenetics of Karst Regions. *Adam Hilgar*, Bristol, pp. 284.

KUNAVER, J. (1983) Geomorphology of the Kanin Mountains with special regard to the glaciokarst. *Geografski Zbornik XXII*., **1** pp. 201-343.

PLAN, L., DECKER, K. (2006): Quantitative karst morphology of the Hochschwab plateau, Eastern Alps, Austria. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement*, **147** pp. 29-56.

ROGLIČ, J. (1965): The delimitation and morphological types of the Dinaric Karst. *Naše Jame* **7**(1-2), pp.12-20.

SMART, C. (1986): Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa, Spain. *Zeits. f. Geom. N.I.* **30**(4), pp. 423-443.

SWEETING, M.M. (1973): Karst Landforms. *Columbia University Press*, New York, pp. 362.

Székely, A. (1975): Európa gerince az Alpok. *In: Marosi S, Sárfalvi B (szerk.): Európa, Gondolat Kiadó*, Budapest pp. 240-260.

VAN HUSEN, D. (2000): Geological processes during the Quaternary. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92**, pp. 135-156.

VERESS, M. (2012): Glacial Erosion and Karst Evolution (Karren Formation on the Surfaces Formed by Glaciers). *In Veress B, Szigethy J (eds.) Horizons in Earth Science Resrach 8, Nova*, New York pp. 1-94.

VERESS, M. (2016a): Covered Karst. Springer, Berlin, Heidelberg, New York pp. 536. DOI 10.1007/978-94-017-7518-2

VERESS, M. (2016b): Postglacial evolution of paleodepressions in glaciokarst areas of the Alps and Dinarides. *Zeitschrift für Geomorph*, **60**(4), pp. 343-358.

VERESS, M. (2017): Subsidence dolines of Glaciokarst - In: Benjamin Veress, Józsi Szigethy (szerk.) *Horizons in Earth Science Research. Hauppauge: Nova Science Publishers*, **16**, pp. 101-120.

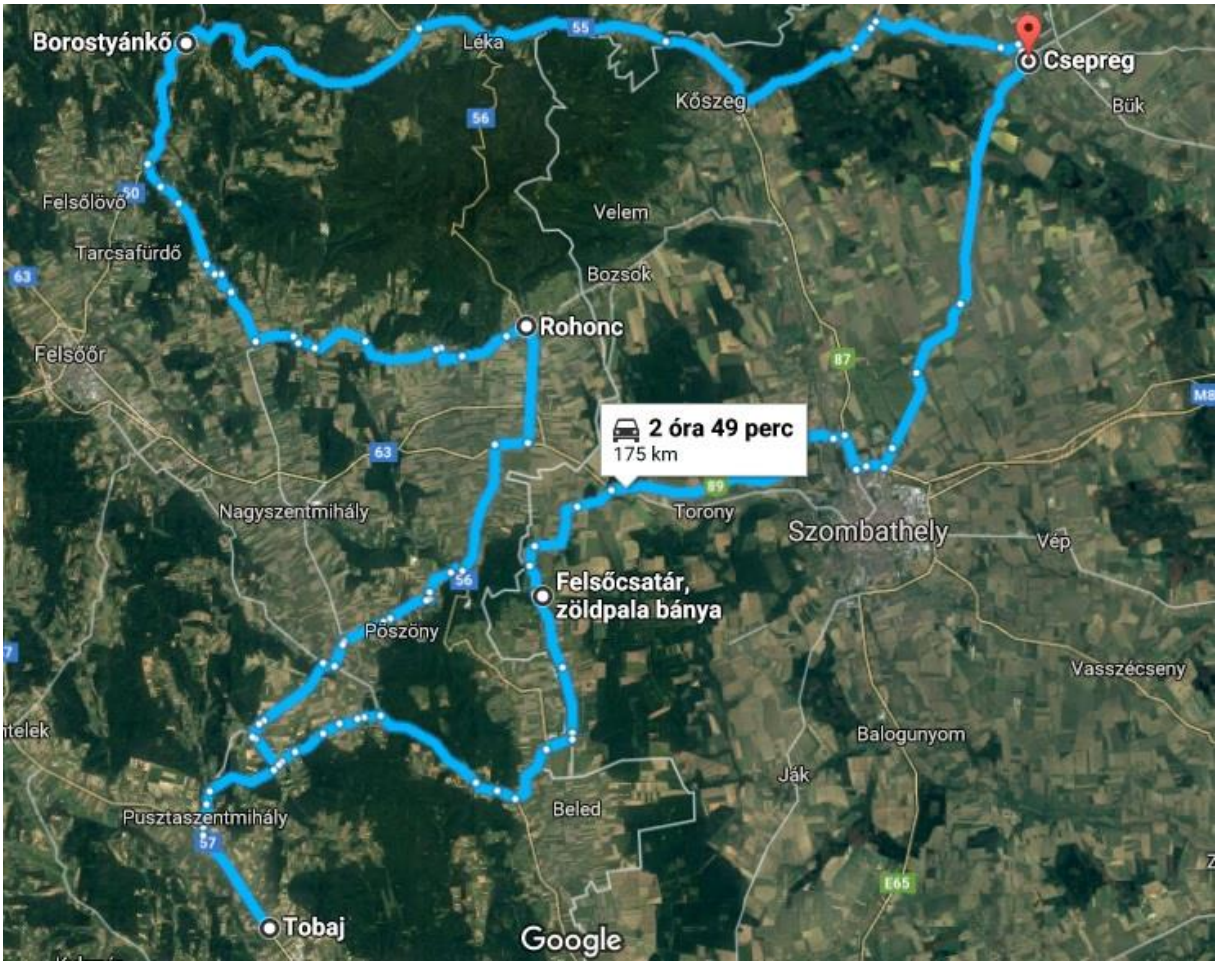
WALTHAM, A.C., FOOKES, P.G. (2003): Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly Journal Engineering Geology Hydrogeology*, **36**, pp. 101–118.

WALTHAM, T., BELL, F., CULSHAW, M. (2005): Sinkholes and Subsidence. *Springer*, Berlin – Heidelberg, pp. 382.

ZEBRE, M., STEPIŠNIK, U. (2015): Glaciokarst landforms and processes of the southern Dinaric Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*. DOI: 10.1002/esp. 3731.

Alábukás és kitörés: Betekintés a Rohonci-ablak és Tobaj történetébe

Terepi vezető: Lange Thomas Pieter



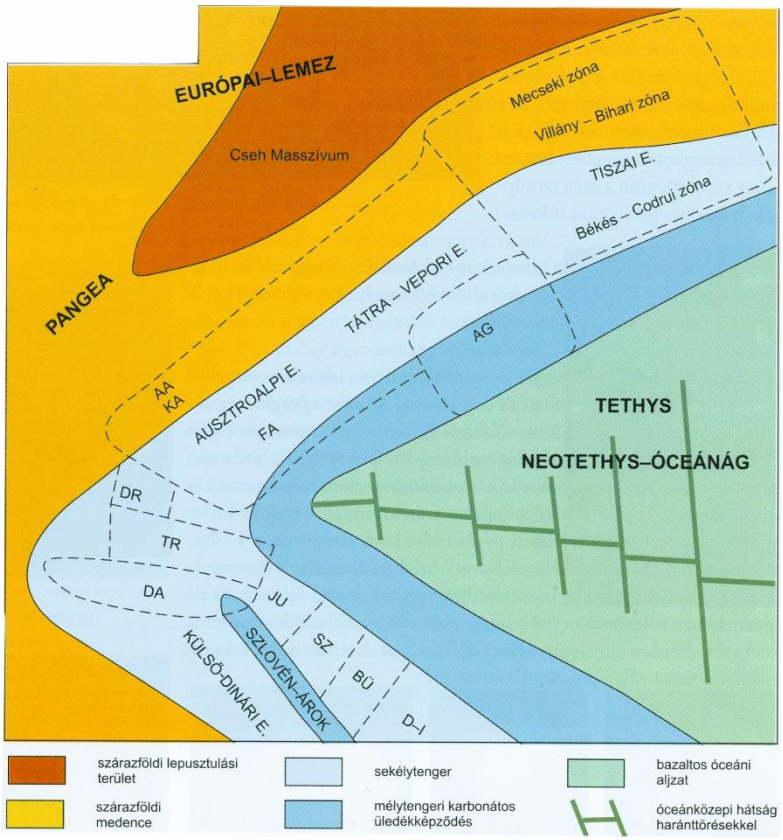
Bevezetés

A Kárpát-Pannon-térségben 3 ofiolit zóna ismert: (1) Pennnini-, (2) Mellétei- és a (3) Maros-menti ofiolit zóna. A Pennini-ofz. Magyarország nyugati területén (Alpokalja), a Mellétei-ofz. az északi részén (Bükk, Aggtelek), a Maros-menti-ofz. pedig Erdélyben található. A terepgyakorlat során a Pennini ofiolit zóna legdélkeletibb tagját, a Rohonci-ablaksorozatot fogjuk megtekinteni, ami az osztrák- magyar határ mentén helyezkedik el. Ezen kívül meglátogatjuk a Stájer-medencében belül található Tobajt is, ahol a pliocén-pleisztocén alkáli bazaltvulkanizmus során bazalt piroklasztit rakódott le.

A Penninikum fejlődéstörténete

A Penninikumról, illetve a Rohonci-ablakcsoportról részletes leírás a Bonni Egyetem honlapján (is) található (link1).

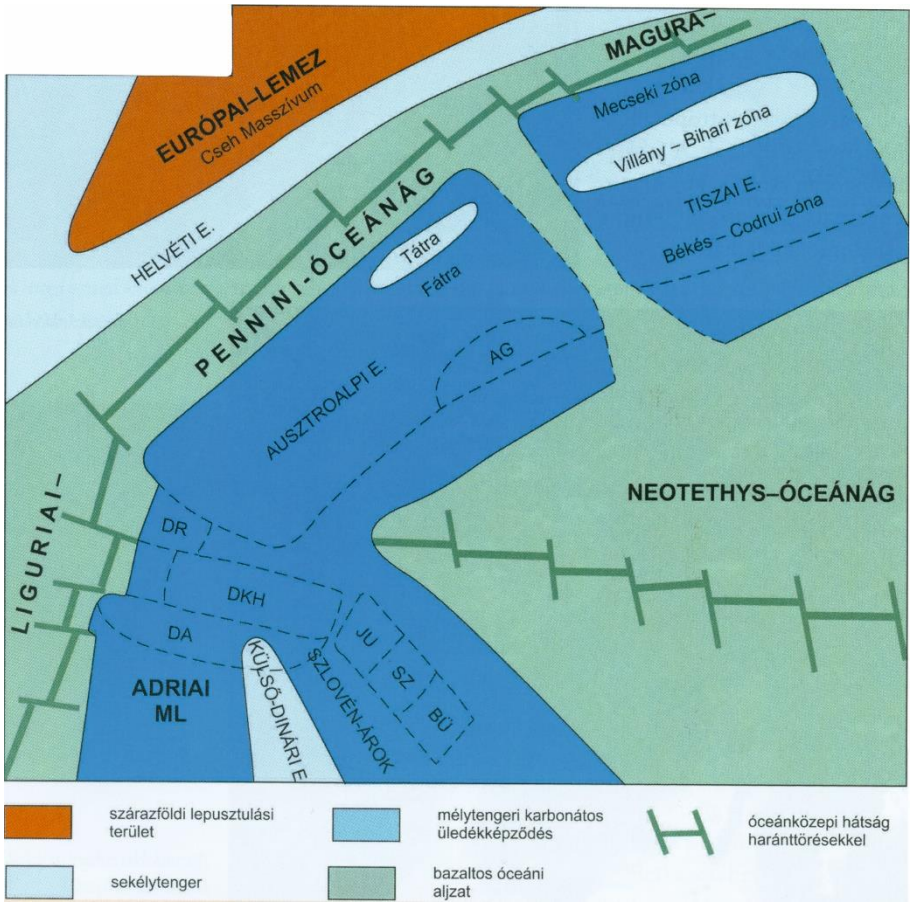
A Variszkuszi (vagy Hercini)-orogenezis során keletkezett Pangea szuperkontinens egyik öblében helyezkedett el a Panthalassa részét képező Tethys-óceán. Az öböltől É-ra az Európai-lemez, D-re az Afrikai-lemez helyezkedett el. Az öböl legnyugatibb része körül egykoron azok az egységek helyezkedtek el, melyek a mai mediterrán orogéneket, pl. az Alpokat, a Kárpátokat építik fel (19. ábra**)**. Ezen képződmények helyzete a mezozoikum során fellépő tektonikai események hatására jelentősen megváltoztak. A triász és a jura során a Tethys-öbölben felnyíló Tethys-óceán, illetve az Atlanti-óceán felnyílása a térségben egy extenziós feszültségteret hozott létre. Ebből kifolyólag az alsó- és középső-jura során az Európai-lemez legdélibb része egy erőteljes szétdaraboláson esett át, aminek hatására több óceánág jött létre (20. ábra). Az újonnan kialakuló, az öböl legészaknyugatibb részén, közvetlenül az Európai-lemeztől D-re elhelyezkedő óceánágak helyzete a DNY-ról ÉK-felé a következő volt: Liguriai-óceánág, Pennini-óceánág, Magura-óceánág. A Pennini-óceánág az Ausztroalpi-egység, a Tátrikum és a Helvéti-egység között helyezkedett. A Pennini-óceánág egy részére (főleg a Ny-i részére) igaz volt a lassú óceáni medence szétterjedése, így ebből kifolyólag a hátságok területe nagyobb mértékben tudott kiemelkedni a tőle távolabbra eső területtől (ezt gyakran a kiemelkedett terület összeomlásához vezetett, amely törmelék hátságtól távolabbra eső területen halmozódott fel) (KOLLER-HÖCK 1992). A hátság mentén a medence szétterülés eltérő volt, így több, a hátságra merőleges transzform vető jött létre, amely mentén gyakran magmafeláramlás lépett fel. Az óceánág létrejöttének korai szakaszában a köpenyből felnyomuló



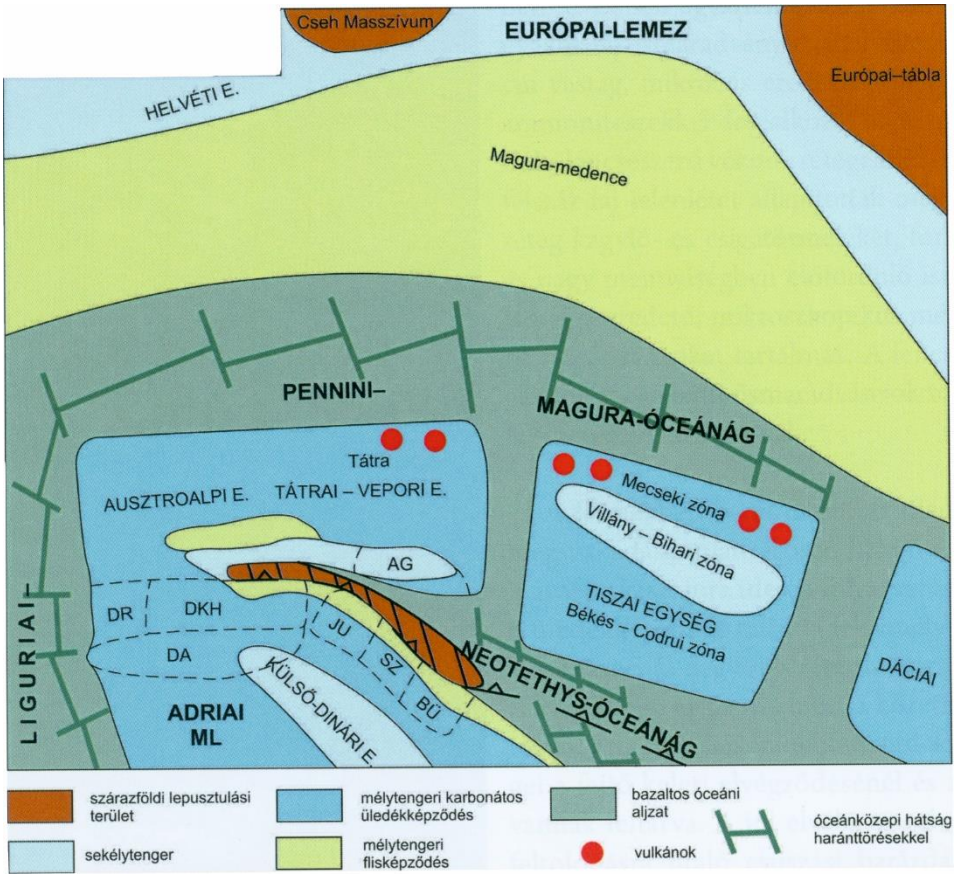
19. ábra: A Kárpát-medence és az Alpok aljzatát felépítő egységek helyzete a késő-triászban (HAAS et al. 2010).

bázisos olvadék a korábban kialakult üledékes rétegek közé benyomult és több szillt hozott létre.

Később a kréta során az eddig Európától távolodó Afrika elindult Európa irányába és elkezdődött az Alpi-hegységképződés. Vélhetően ekkortájt állt le a Pennini-óceánág szétterülése és kezdődött el az óceánág szubdukciója. A szubdukció hatására az óceáni lemezt alkotó magmás és üledékes kőzetek területenként eltérő mértékű metamorfózison estek át és emiatt a Penninikum egész területén található metamorf kőzetfajták igen változatosak. Legérdekesebbek közé tartozik a Nyugati-Alpok területén az a metamorf kőzetegyüttes, amelyek akár 2-2,5 GPa nyomást is szenvedtek (jadeitit, omfacitit, gránátit) (pl. COMPAGNONI et al. 2012). Az Alpi-orogenezis csúcsidejét követően a terület, a kainozoikum során egy metamorf magkomplexum jött létre. Ebből kifolyólag az eddig szubdukálódott Pennini-óceánt fedő takaróegységek lapos normálvetők mentén lecsúsztak és több tektonikai ablak jött létre az Alpokban (Ny-ról K-i irányba: Engadin-, Tauern- és Rohonci-ablakcsoport) (pl. CSÁSZÁR 2005).



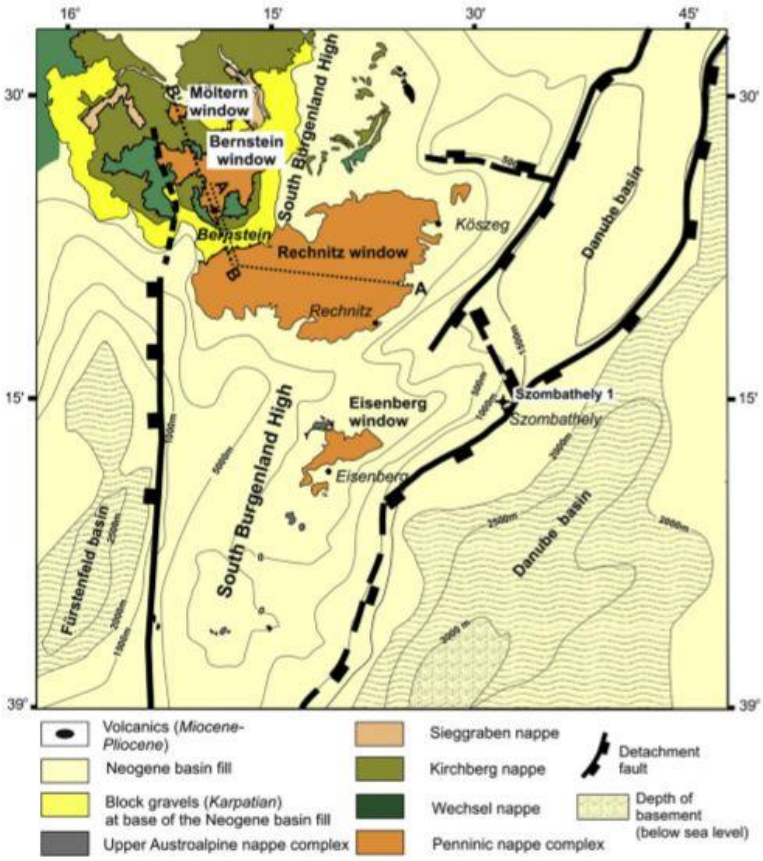
20. ábra: A Kárpát-medence és az Alpok aljzatát felépítő egységek helyzete a középső-jurában (HAAS et al. 2010)



21. ábra: A Kárpát-medence és az Alpok aljzatát felépítő egységek helyzete a kora-krétában (HAAS et al. 2010).

A Rohonci-ablakcsoport

A Rohonci (Rechnitz)-ablakcsoport a Keleti-Alpokban található és egyike az Alpok területén megjelenő 3 tektonikai ablakcsoportnak (CSÁSZÁR 2005). Területileg Ausztria legkeletibb (Burgenland), illetve Magyarország legnyugatibb részéhez (Alpokalja) tartozik. A csoportot alkotó kisebb tektonikai ablakok ÉNY-ról DK irányba a következőek: Möltern-, Borostyánkői (Bernstein)-, Rohonci (Rechnitz)- és a Vas-hegyi (Eisenberg)-ablak (ábra). Főleg metaüledékekből (pl. metakonglomerátumból) és metamagmás (pl. szerpentinit, zöldpala, amfibolit) kőzetekből épülnek fel. A tektonikai mozgások hatására a kőzetsorozat jelenleg átbuktatott helyzetben van (legfelül szerpentinit, majd lefele haladva metagabbró, zöldpala és végül az enyhén metamorfizált üledék) és az egységek közötti kapcsolat tektonikus. Az említett metamorf kőzetek genetikailag polimetamorfnak mondhatóak, mivel eddig 3 metamorf eseményt mutattak ki (KOLLER 1985). Az óceánaljzat létrejöttét követően a kőzetsorozat egy úgynevezett óceánaljazati metamorfózison esett át (pl. BRADÁK et al. 2009). Ez a folyamat mindaddig játszódik le, amíg kapcsolat van az óceán vize és az óceánaljzat között. Ezt követően a fellépő szubdukció hatására egy alacsony hőmérsékletű, nagyobb nyomású (T=330-370 °C, p= 6-8 kbar) zöldpala fáciesű metamorfózis lép fel, ami az Alpi-orogenezis későbbi szakaszához köthető. Végezetül egy 19-22 Ma, azaz miocén korhoz köthető a korábbinál kissé nagyobb fokú (T=390-430 °C és p=3 kbar) zöldpala fáciesű metamorfózis lépett fel, mely É-D-i kompresszió hatására fellépő takaróképződés hatására jött létre.



22. ábra: A Rohonci-ablakcsoport tagjai éshelyzetük (CAO et al. 2013).

Lelőhely 1: Felsőcsatár

A településhez tartozó bánya fő tömegét a Penninikum legdélkeletibb, a Vashegyi-ablak részét képező zöldpalája adja. A kőzet színe világoszöld, palás illetve erősen gyűrt. Kőzetalkotó ásványai aktinolit, albit, epidot, klorit, ilmenit (SZAKMÁNY és JÓZSA 1997). A kőzet jellegzetessége, hogy a palásság mentén néhol akár több cm vastag albitsávok jelenhetnek meg. A fő ásványok mellett megjelenik a fuchsit (Cr-tartalmú csillám, képlete: $K(Al,Cr)_3Si_3O_{10}(OH)_2$), ami a mélyzöld színéből adódóan igen kedvelt az ásványgyűjtők körében. A kőzet protolitja (bazalt vagy bazalttufa) korábban része volt a Pennini-óceán aljzatának, ahol egy óceánaljzati metamorfózison ment keresztül. Ezt követően az Alpi orogenezis során a pumpellyit fácies magasabb nyomású részén esett át és végezetül egy alsó-zöldpala fácies alakította ki a kőzet mai arculatát (BRADÁK et al. 2009). A zöldpalán kívül a bánya területén előfordul talkpala, illetve szerpentinit is.

Az emberiség számára a bányában található kőzet már régóta ismert. Már időszámításunk előtt bányászták, hogy a kitermelt „nyersanyagok”-ból különböző technikák segítségével kőeszközöket (pl. kőbaltát) készítsenek (ezek több gyűjteményben (pl. Miháldy-, Ebenhöch-gyűjtemény) is megtalálhatóak) (BRADÁK et al. 2009). A közelmúltig a helyi lakosok rengeteg kőzetet használtak fel ház-, illetve kerítésépítéshez. Napjainkban a bánya területén nem működik rendszeres bányászat.

23. ábra A felhagyott felsőcsatári zöldpalabánya (link2)

24. ábra A felsőcsatári zöldpalából készült csiszolt kőeszközök (www.ace.hu)

Lelőhely 2: Bienenhütte

A Bernstein (Borostyánkő) mellett található bánya fő tömegét szerpentinit adja, ami mellett rodingittelérek, illetve a két kőzet határán kloritit (a köznyelvben hibásan nemesszerpentinit) található (SZAKMÁNY és JÓZSA 1997).

A makroszkóposan zöld-zöldesszürke színben megjelenő **szerpentinit** fő ásványai az azbeszt csoportba tartozó krizotil és lizardit. Ezeken kívül megjelenhet még talk, tremolit, illetve más szálas azbeszt ásvány. Friss törése borotvaéles, így szilánkjai könnyen sebet ejtenek a bőrön. Gyakran előfordul több mm, szerencsés esetben 2-3 cm-s elmállott, idiomorf vagy hipidiomorf piroxén álalak, illetve nagyobb méretű, akár cm-s magnetit álalak is. Elsődleges magmás ásvány nem található benne. Geokémiai összetétel alapján a kőzet hajdanán harzburgit lehetett.

A szabad szemmel fehér, szürkésfehér színben megjelenő, finomszemcsés **rodingit** főleg (75-92%) gránátból (hidrogrosszulár), diopszid összetételű piroxén reliktumból és Fe-szegény klinoklórból (klorit) épül fel. A kőzet (a gránátgazdagságból fakadóan) igen kemény, legfeljebb 2 méteres telérek, illetve budinázsok formájában jelenik meg. A rodingittelérek geokémiai összetétele alapján egykoron gabbrótelérek lehettek, melyek a hátság menti vulkanizmus során nyomultak be az ultrabázisos kőzetekbe.

A bánya jelentőségét elsősorban a rodingit és a szerpentinit határán megjelenő **kloritit** adta, mivel a kőzet színéből, illetve áttetszőségéből fakadóan igen szép dísztárgyakat lehetett készíteni belőle. E mellett a kőzet igen puha, ami a közel tiszta Mg-klorit (leuchtenbergit ($(Mg,Fe^{2+})_5[Al(Si_3Al)O_{10}](OH)_8$) összetételéből ered.

A bányában található kőzetek genetikailag erősen összefüggnek. Az óceánaljzat szubdukciót követő metamorfózisa során intenzív fluidcirkuláció lépett fel, aminek hatására az illókban igen szegény kőzetek ásványai (olivin, piroxén) erőteljes átalakuláson esik át. A

Mg-ban gazdag és Ca-ban szegény harzburgit erőteljes szerpentinesedése során az újonnan keletkező szerpentinásványok nem tudták felvenni a Ca-t, így az az illók segítségével a szomszédos kőzetekbe vándorolt. A Ca a metagabbróban található Mg-Al-pumpellyittel újabb ásványfázisokat alkotva (Mg-Al-pumpellyit + Ca^{2+} = hidrogrosszulár+ klorit+H_2O) létrehozta a rodingitet. A két kőzet határán egy átmeneti (kloritit) zóna alakult ki, melyben a visszamaradt Al és Mg egy Mg-ban gazdag klorit (leuchtenbergit) ásványként alkotott ásványfázist.

25. ábra A bánya területén megjelenő rodingit telér. (SZAKMÁNY és JÓZSA 1997)

Lelőhely 3: Rohonc – Freingruber zöldpala bánya

Rohonctól (Rechnitz) alig 2 km-re található Freingruber bányában zöldpala, illetve márvány található. A zöldpala a Felsőcsatári Zöldpalához hasonlóan világoszöld színű és a foliáció mentén néhol jól elkülöníthetően fehér színű földpátsávok mutatkoznak. A márvány makroszkóposan lilásszürke és gyakran tartalmaz kvarcot. A kőzetek erősen gyűrtek, gyakran mikrovetők is megfigyelhetők (ábra).

A bánya jelenleg is üzemel és főleg díszkőnek, építkezéshez, illetve útfelszóráshoz bányásszák a kőzeteket. Gyakran falak, illetve padló burkolásához használják a látványos, deformált kőzeteket (link3).

26. ábra A Freingruber bánya területén megjelenő, erősen deformálódott zöldpala. Jól látható a zöldpalában megjelenő fehér sávok.

A bazalt vulkanizmust megelőző és kiváltó események

Az Alpi-hegységképződés legintenzívebb fázisát követően újabb események zajlottak le, melyek ismét erősen megváltoztatták az Alpok-Kárpátok-térségét. Ahogyan korábban említésre került, Afrika északnak, az óramutatóval ellentétes irányban halad Európa felé (CSONTOS et al. 1992). Ennek hatására a két nagy kontinentális lemez között található kisebb úgynevezett mikrokontinensek kényszerpályán mozogva alakították ki a ma ismert Kárpát-Pannon térséget. Jelentős szerepet kap az Adriai-lemez, amely „tüskeként" ütközik az Alpoknak (CSONTOS és VÖRÖS 2004) (ez váltotta ki a korábban feljebb említett metamorf magkomplexum kialakulását). Ekkortájt a Dunántúli-középhegységi-egység még az Északi-Mészkő-Alpok és a Déli-Alpok között helyezkedett el, azonban a kompresszió hatására az Dkh-egység K-i irányba kiszökiött a helyéről. A kiszökést a Magura-lemez roll-back típusú szubdukciója kísérte, aminek hatására több területen is extenziós feszültségtér alakult ki (KÁZMÉR és KOVÁCS 1985). A fellépő extenzió litoszféra-kivékonyodást idézett elő és ebből kifolyólag megindult egy nyomáscsökkenéshez köthető alkáli bazaltvulkanizmus. Az alkáli vulkanizmus során több monogenetikus vulkáni mező jött létre (pl. Nógrád-Gömör-(KONEČNÝ et al. 1999), Kisalföld/Kemenesalja (JANKOVICS et al. 2009), Bakony-Balaton-felvidék (NÉMETH és MARTIN 1999), Stájer-medence és Burgenland (ALI és NTAFLOS 2011) és a Persányi-hegység (PANAIOTU et al. 2004)). Nem csak az extenzió váltott ki vulkanizmust, hanem a felgyűrődő hegységek alatti területből a köpenyanyag felfele mozgott, mely több illóban gazdag fázist (flogopitot, amfibolt) tartalmazhatott, amik a nyomás csökkenés hatására megolvadtak. (HARANGI és LENKEY 2007). A vulkanizmus során keletkezett alkáli bazaltokban, illetve bazalttufákban számos kéreg-, illetve köpenyzárvány található, amik rengeteg információt tartalmaznak a korábban felszínen található, azonban napjainkban mélyebb régiókban elhelyezkedő kőzetekről.

Lelőhely 4: Tobaj

A korábban említett monogenetikus mezők egyike és egyben legnyugatibb tagja a Stájer-medence. E medencében több (amfibol kristályokon végzett K-Ar kormeghatározás alapján) pliocén korú bazalt piroklasztit képződmény található, köztük a terepgyakorlat során meglátogatott Tobaj is.

Az itt található nefelinbazanittufa finomszemcsés üvegben gazdag alapanyagú, mely xenokristályokban és xenolitokban igen gazdag (RICHTER 1971) és vélhetően egy nagyobb kitörési esemény során jött létre. Ezek a kőzetzárványok nagyon változatosak, mivel több földköpeny (pl. lherzolit, harzburgit, websterit), illetve kéregeredetű (pl. gránit, gneisz, andezit, zöldpala) is megtalálható benne. Előfordul még benne több olivin fenokristály, piroxén, illetve amfibol megakristály vagy több megakristályból álló kumulátum is, melyek akár az 5 centimétert is elérhetik. A megakristályokat gyakran bazaltos alapanyag veszi körül.

27. ábra: A Tobaj területén megjelenő bazalt piroklasztit domb (link43)

Irodalomjegyzék:

ALI S. AND NTAFLOS T. (2011): Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian–Pannonian Region. *Lithos*, **121**, pp. 176-188.

BRADÁK B., SZAKMÁNY GY., JÓZSA S., PRICHYSTAL A. (2009): Application of magnetic susceptibility on polished stone tools from Western Hungary and the Eastern part of the Czech Republic (Central Europe). *Journal of Archaeological Science*, **36**(10), pp. 2437-2444.

CAO S., NEUBAUER F., BERNROIDER M., LIU J., GENSER J. (2013): Structures, microfabrics and textures of the Cordilleran-type Rechnitz metamorphic core complex, Eastern Alps. *Tectonophysics*, **608**, pp. 1201-1225.

COMPAGNONI R., ROLFO F., CASTELLI D. (2012): Jadeitite from the Monviso meta-ophiolite, western Alps: occurrence and genesis. *European Journal of Mineralogy*, **24**, pp. 333–343.

CSONTOS L., VÖRÖS A. (2004): Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **210**, pp. 1-56.

JANKOVICS É., HARANGI SZ., NTAFLOS T. (2009): A mineral-scale investigation of the origin of the 2.6 Ma Füzes-tó basalt, Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (Pannonian Basin, Hungary. *Central European Geology*, **52**(2), pp. 97-124.

KÁZMÉR M., KOVÁCS S. (1985): Permian-Paleogene Paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament System: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. *Acta Geologica Hungarica*, **28**, pp. 71-84

KOLLER (1985): Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikumsam Alpenostrand. *Jb. Geol. Bundesant*. **128**, pp. 83-150.

KOLLER F., HÖCK V.(1992): The mezozoic Ophiolites in the Eastern Alps – A Review. in: *Neubauer, F. (ed): The Eastern Central Alps of Austria, ALCAPA Field Guide*, pp. 115-125.

KONEČNÝ V., LEXA J., BALOGH K. (1999): Neogene-Quaternary Alkali Bazalt Volcanism in Central and Southern Slovakia (Western Carpathian). *Geolines*, **9**, pp. 67-75.

HARANGI, S., LENKEY, L. (2007): Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian-Pannonian region: Role of subduction, extension, and mantle plume, *in*

Beccaluva, L., Bianchini, G., and Wilson, M., eds., Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area: Geological Society of America Special Paper, **418**, pp. 67–92.

NÉMETH K., MARTIN U. (1999): Small-volume volcaniclastic flow deposits related to phreatomagmatic explosive eruptive centres near Szentbékkálla, Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Hungary: Pyroclastic flow or hydroclastic flow? *Földtani Közlöny*, **129**(3), pp. 393-417.

RICHTER W. (1971): Ariégite, Spinell-Peridotite und Phlogopit-Klinopyroxenite aus dem Tuff von Tobaj im südlichen Burgenland. *Springer*, **16**(4), pp. 227–251.

PANAIOTU C. G., PÉCSKAY Z., HAMBACH U., SEGHEDI I., PANAIOTU C. E., TETSUMARU I., ORLEANU M., SZAKÁCS A. (2004): Short-lived Quaternary volcanism in the Perșani Mountains (Romania) revealed by combined K-Ar and paleomagnetic data. *Geologica Carpathica*, **55**, pp. 333-339.

SZAKMÁNY GY., JÓZSA S. (1997): Egykori óceáni aljzat kőzeteinek bemutatása haza példákon. *Kirándulásvezető*, ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszék.

Internetes hivatkozás:

link1: https://www.steinmann.uni-bonn.de/arbeitsgruppen/strukturgeologie/lehre/wissen-gratis/geologie-der-alpen-teil-2

link2: Felsőcsatári kőfejtő: http://static.panoramio.com/photos/large/122742865.jpg

link3: Freingruber-bánya: http://www.freingruber.at/steinbruch/

link4: Tobaj: https://www.mindat.org/loc-58874.html

Könyv hivatkozás:

Császár G. (2005): Magyarország és környezetének regionális földtana. *ELTE Eötvös Kiadó*.

Haas J. (2010): A múlt ösvényein. Szemelvények Magyarország földjének történetéből (ed: Haas János). *Magyarhoni Földtani Társulat*, Budapest.