

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

GYULLADÁSOS METAMORF KÖZETEK VIZSGÁLATA A SALGÓTARJÁNI-MEDENCE RÓNABÁNYÁN KIBUKKANÓ MIOCÉN RÉTEGSORÁBAN

TDK dolgozat

Horváth Laura, Vágó Sándor

környezettan B.Sc.

Témavezetők:

Biró Máté, ELTE TTK Ásványtani Tanszék

Weiszburg Tamás, ELTE TTK Ásványtani Tanszék

Konzulens:

Prakfalvi Péter, Novohrád-Nógrád UNESCO Globális Geopark geológusa



Budapest, 2022

Tartalomjegyzék

Absztrakt	4
1. Bevezetés, célkitűzések	5
2. Kutatástörténet	6
2.1. Földtani háttér	6
2.2. Szénbányászat története	7
2.3. Gyulladásos metamorfózisról általában	10
3. Terepi megfigyelések és módszertan	15
4. Makroszkópos kőzetleírások	22
4.1. Egyes számú kőzetcsoporthoz: cserépszerű kőzetek	22
a) Vörös cserepek	22
b) Fekete cserep	22
c) Mállékony cserepek	23
d) Homokkő	24
4.2. Kettes számú kőzetcsoporthoz: sávós, salakszerű küllemű kőzetek	24
4.3. Hármasszámú kőzetcsoporthoz: salakszerű, hólyagüreges kőzetek	26
4.4. Négyesszámú kőzetcsoporthoz: breccsaszerű kőzetek	26
4.5. Ötösszámú kőzetcsoporthoz: a széntelep üledékes kőzetei	26
5. Műszeres anyagvizsgáló módszerek	28
Mintaelőkészítés	28
5.1. Mikroszkópi petrográfia	28
5.2. Röntgen pordiffrakció	28
5.3. Pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok	29
5.4. Röntgen fluoreszcens spektrometria (XRF)	29
5.5. Termikus analízis	29
6. Röntgen pordiffrakció	30
6.1. Az 1. kőzetcsoporthoz XRD eredményei	30
6.2. A 2. és 3. kőzetcsoporthoz XRD eredményei	30
6.3. A CS01 és PR01 minták viszonya	31
7. Petrográfiai leírások	32
7.1. PR01 mintaszámmal ellátott kőzet	32
7.2. Egyes számú kőzetcsoporthoz mintái	32
7.3. Kettes számú kőzetcsoporthoz mintái	34
7.4. Hármasszámú kőzetcsoporthoz mintái	35

8. Termikus analízis	39
9. Értelmezés	40
Anyag	40
Alak	40
Folyamat.....	42
10. Következtetések, összegzés.....	46
11. További kutatási tervek, lehetőségek	47
Köszönetnyilvánítás	47
Felhasznált irodalom	48
Mellékletek.....	51
I. A melléklet: metaaleurolitok XRD eredményei	52
I. B melléklet: buchitok és paralávák XRD eredményei	53
I. C melléklet: protolit és metaaleurolit viszonya XRD-n.....	54
.....	54
II. melléklet: XRD táblázatos eredményei	55
III. A melléklet: Teljes kőzet összetételre mért szemikvantitatív mérések eredményei	57
III. B melléklet: Kőzetüveg és a kőzetalkotó ásványok összetételére mért szemikvantitatív mérések eredményei	58

Absztrakt

Kutatási területünk a Salgótarjáni-medence ÉK-i felében Szilvás-kő lábánál fekszik, az egykori Gusztáv IV. számú táró bejáratánál. A vizsgált képződmény egy gyulladásos metamorf komplexum, mely metaaleurolitból, pszeudokonform buchitból és paraláva-kőzetekből áll. A 200 méter hosszú síkszerű képződményt centiről centire változó litológia jellemzi. A legmagasabb fokú átalakulást a szén izzása során felszabaduló és begyulladó gázok által izzított kürtőkben észleltük, ahol az olvadt, illetve parciálisan olvadt kőzetek a jellemzőek, míg a legalacsonyabb fokú átalakulást a metaaleurolit kőzetegységek, „cserepek” szenvedték el.

A komplexum kőzeteit terepi megfigyeléseket követően laboratóriumi vizsgálatoknak vetettük alá: a részletes petrográfia mellett XRD, SEM-EDS és DTA méréseket végeztünk az egyes kőzettípusokon. Szakirodalmi forrásokból pedig a hőhatás időtartamára is tudunk becslést adni egy 1965. évi tűzveszélyességi jelentés nyomán, melyben 1958 és 1965 között folytonos aktív széntűz került leírásra a területen.

A komplex műszeres vizsgálati sor segítségével a kőzettípusok ásványtani és szöveti jellemzőit is sikeresen leírtuk. A kvarc a metamorf kőzetek mindegyikére jellemző, többnyire reliktv szemcsékként. Ezen felül minden kőzet tartalmaz Ca-gazdag plagioklász, gyakran több generációban. Ezek mellett a metaaleurolit biotitot, a buchit K-Na-Ca földpátot, piroxént és üveges alapanyagot, a paraláva-kőzetek pedig cordieritet, piroxént és kőzetüveget tartalmazhatnak. A kőzetet alkotó ásványok mérete miatt áteső fényben 30 µm vastagságban szinte minden kőzettípus vizsgálhatatlan, míg reflexiósan – főleg a parciálisan olvadt, és olvadt kőzetek – ásványai jól elkülöníthetők. A SEM-EDS mérések által megállapítást nyert, hogy a metaaleurolit kőzetek reliktv üledékes szövettel rendelkeznek, míg a parciálisan olvadt és olvadt kőzetek interszertális szövettel jellemezhetők, melyekben a plagioklász gyakran szimplektites, a piroxén csomók pedig éles alakzatok mentén, feltehetően eredeti üledékes ásványszemcsék helyén pszeudomorfózáként, vagy kokárda-szerűen jelennek meg.

Észleléseink alapján a Rónabánya mellett kibukkanó kőzetegység Magyarország első dokumentált gyulladásos metamorf komplexuma, mely antropogén hatásra jöhetett létre. Noha vizsgálataink számos kérdésre választ adnak, a komplexum képződési körülményeinek alaposabb megismeréséhez beható ásványkémiai és geokémiai vizsgálatok is szükségesek lehetnek.

1. Bevezetés, célkitűzések

Szilvás-kő területén, Salgótarján-Rónabánya falu keleti határában található Gusztáv IV.-es számú táro (később Szilvaskői-lejtőszakna) közvetlen környékén egy különleges kőzetegyüttest fedezett fel Prakfalvi Péter, a Novohrad-Nógrád UNESCO Globális Geopark geológusa. Először a salakbazalthoz nagyon hasonló feketés színű kőzet keltette fel az érdeklődését, melyről az előzetes vizsgálatok során kiderült, hogy nagy mennyiségben cordieritet tartalmaz, amely ásványfázis jellemzően pélitek regionális metamorfózisához, vagy kerámiákhoz köthető. Ezen felül kiderült, hogy a területen nagy mennyiségben található, kalapácsütésre pengő hangot kiadó kőzet, mely törmelékhalmban állva leginkább cserépre emlékeztet, szálban állva is megtalálható – azaz nem lehet az egykori bányaműveletek meddőhányóban felhalmozott maradványa. Az előzetes terepi munka, és az alapos kutatás során kiderült számunkra, hogy ezen furcsa kőzetegyüttes Magyarország első dokumentált gyulladásos metamorf komplexuma lehet.

Kutatásunk célja, hogy a szálban kibukkanó kőzetek felszíni kiterjedését lehatároljuk és elkülönítsük az alapvető litológiákat a komplexumban. Terepi megfigyelésekre és egy szisztematikus mintagyűjtésre építve alapvető ásványtani és petrográfiai leírást kívánunk adni a gyulladásos metamorf komplexum valamennyi jellemző kőzettípusáról. Megfigyeléseinket szintetizálva célunk megbecsülni a komplexum kőzeteinek képződési hőmérsékletét és ezáltal rálelni arra a folyamatra, mely létrehozhatta a mikro-, és makroléptéken egyaránt gyorsan változó kőzetösszetét. Ezen felül kifejezett célunk, hogy kutatásunk alapul szolgálhasson a területet és a képződményt célzó további tudományos tevékenységnek.

2. Kutatástörténet

2.1. Földtani háttér

A kutatási területünk a salgótarjáni szénmedence ÉK-i szegmensében található, a Karancs-Medves vidékhez tartozó Szilvás-kő lábánál, Rónabánya településtől DK-re. A falu határában a IV. számú Gusztáv-tárótól induló geológiai tanösvény mentén É 48°07.429', K 019°53.768' (EOV: x=309266 y=713186) koordinátákon bukkan ki először a vizsgált képződmény.

A Salgótarjáni-medencében néhol 3000 m-t meghaladó paleogén és neogén rétegsor települ (HÁMOR 1970), amely rétegsor nagy részét a középső- és felső-oligocénben, illetve miocénben lerakódott rétegek alkotják (DZSIDA 1944). A medence paleogénben történő feltöltődése a felső-oligocénre jellemző „glaukonitos homokkővel” (Pétervásárai Homokkő F.) kezdődik, amely sekélytengeri ár-apály mozgatta, normál sósvízi körülmények között képződött (KERCSMÁR et al. 2015). Az ÉK-i irányú transzgresszió hatására jellegzetes sekélytengeri homokkő rétegek települnek („nagypectenés rétegek”), majd a terület kiemelkedésének hatására kontinentális üledék, az „alsó tarkaagyag” (Zagyvapálfalvai F.) követi (HÁMOR 1970, KERCSMÁR et al. 2015).

Az „alsó-riolittufa” diszkordánsan települ ezekre a rétegre, jellemzően biotitos, horzsaköves ártufa képében (Gyulakeszi Riolittufa Formáció) (KERCSMÁR et al. 2015). A riolittufa réteg Ipolytarnócon PÁLFY et al. (2007) alapján 17,5 Ma korú. Majd ezt követi a barnakőszenes összlet, amely 3 széntelepből áll, ebből a III. limnikus, míg az I. és II. telep a tenger előrenyomulásnak köszönhetően paralikus kifejlődésű, amit a fedőkben található *Congeria* és *Cardium* ősmaradvány tartalmú rétegek jól jeleznek. A III. (fő)telep Rónabánya környékén 4-4,40 m vastagságú volt (DZSIDA 1944), és a telepet 2 főbb padra lehetett osztani a közéjük települő agyagos-homokos betelepülés miatt. A III. telep fölött 30-40 m vastagon homokos agyag összlet található, majd ezen kezdődött meg a II. barnakőszén telep képződése (DZSIDA 1944). Ezen sziliciklasztos összlet pados, vagy lemezes kifejlődésű, és gyakran szénült növényi maradványokat tartalmaz (NOSZKY 1912).

Az alsó-miocén üledékes sorozatot a pliocén idején felszínre kerülő bazaltos vulkáni működés képződményei szelik át és fedik le. A kitörések előtti térszint az erózió formálta az alsó-miocéntól kezdve, így a bazaltárak a völgyekkel és vízmosásokkal teli térszint töltötték ki a Medves-vidéken. Szilvás-kő területén az erózió olyan mértékű volt, hogy az I. és II. számú széntelepek teljes egészükben lepusztultak, a bazalt a „glaukonitos homokkővet” és a

barnaköszénteletet áttörve a III.-as számú széntelet homokos agyag fedőjére települ, így megvédte azt a későbbi eróziótól (NOSZKY 1912, JUGOVICS 1933).

A salgótarjáni szénmedencében uralkodó, alapvetően ÉNy-DK-i irányú vetődési rendszer bércekre és árkokra tagolja a paleogén, neogén rétegsort. A medencén belül a szilvás-kői „plató” szerkezetföldtanilag viszonylag nyugodt körülményekkel jellemezhető, szénrétegei szinte vízszintesen települnek, és a bányászat során feltárt 5 vető közül a legnagyobb sem haladta meg a 15 m-t (DZSIDA 1944).

A bazaltos vulkáni működés a miocén összletben igen csekély kontakt hatást okozott, ennek egyik legfőbb megjelenési formája a szénteletet áttörő bazaltos kürtők körül anoxikus környezetben kokszolódott barnaköszén megjelenése (NOSZKY 1912). A bazaltos testek többnyire csekély kiterjedésük okán igen szűk, legfeljebb deciméteres léptékben megfigyelhető kőzetátalakulást okoztak (Prakfalvi Péter szóbeli közlése alapján).

A mai felszínt egyaránt formálta a kemény, bazaltos kőzetek által megvédett miocén üledékes sorozat megmaradása, valamint a XIX. századtól intenzívvé váló bányászat által előidézett modern felszínmozgások és anyagfelhalmozás is (PRAKFALVI 1989). A felszíni erózió egyik legmarkánsabb tanúbizonysága a felszínre kifutó közel 2 méteres szénréteg „bagósodása” azaz felszíni oxidációja és ezáltal fűtőérték-vesztése (Prakfalvi Péter szóbeli közlése alapján).

2.2. Szénbányászat története

Az alsó-középső miocén (ottnangi–kárpáti) Salgótarjáni Barnaköszén Formáció a Nógrádi-medencétől egészen a Borsodi-medencéig megtalálható, jelentős bányászata az említett medencékben alakult ki, lévén itt találhatók felszínközeli kibúvási (HÁMORNÉ et al. 2018). A Nógrádi-medence szénteleteiről és földtanáról hosszú időn át tartó bányászatuknak köszönhetően bőséggel találni forrásokat. Kiemelkednek ezek közül HANTKEN MIKSA (1878), ID. NOSZKY JENŐ (1912), BARTKÓ et al. (1966) és ALFÖLDI et al. (1975) munkái. A bányászat története szintén alaposan feldolgozott, nagy segítségünkre voltak IFJ. NOSZKY (1931), DZSIDA (1944), SZVIRCSEK (2000), illetve DÓSA et al. (2006) már-már monografikus jellegű művei.

A Salgótarján környékén végzett kutatások során 3 szénteletet tártak fel: I., II. és III. számokkal jelölve azokat. A legalsó, III. telep a főtelep, ami legnagyobb rétegvastagságával és legmagasabb fűtőértékével a bányászat legjelentősebb termelését adta. Salgótarján

környékén a zagyvai, rónai, salgói, és pálfalvai bányákban is a III. telepet fejtették, míg a legfőbb I. és középső II. telep bányászata a déli- és kelet-nógrádi medencében folyt (DÓSA et al. 2006).

A széntelepek felfedezése a 18. század derekára tehető, első még indirekt említésük 1742-es. Bél Mátyás *Notitia Hungariae novae historico geographica* című művének negyedik kötetében JENEI (1968) szerint erről írhat: „*Vecseklő község lakosai a hegyekben egy üregre hívták fel a figyelmét melyben állításuk szerint "a föld régóta égett". Ennél bővebb adatot azonban Bél Mátyás a nógrádi szén jelenlétéről nem jegyzett fel.*” Konkrét írásos említésük 1767-ből származik. „*a múlt nyáron magától gyulladt meg (t. i. a föld) és égett erős füsttel 2 hónapig. Az elégett föld 4 öl Hosszban, 2 öl szélességben és 2 láb vastagságban kőszénné (Erdhöhlen) változott, mely hosszú lánggal, de kénes szaggal ég*” idézi a német nyelvű *Pressburger Zeitungot* DZSIDA (1944), magyarázatként hozzátéve, hogy a cikk írója ezek szerint azt hihette, a kőszén elégett földből keletkezik. Feltehetően ugyanerről az eseményről másik forrás alapján is tudósít, ugyanis Dornyai Béla Salgótarján történetéhez című 1939-es munkájából idéz, melyben Matusek Vencel kádármestert a helyi favágók egy olyan hegyhez vezetik „mely állandóan füstölög”, s ő megállapítja azt, hogy a felszín alatt szén található.

A 19. század eleji kisüzemi, legtöbbször külszíni fejtéses, rövidéletű próbálkozások után a tényleges bányászat 1848-ban indult meg Inászáron az Ó-Mária táró megnyitásával, ám ez is csak rövid ideig és nem túl sikeresen működött. 1861-ben megalakult a Salgótarjáni Szent István Kőszénbánya Rt., melynek helyét 1868-ban jogutódja, a Salgótarjáni Kőszénbánya Rt. (SKB Rt.) vette át. Ettől kezdve futott fel igazán a termelés, nem kis részben az 1867-ben elkészült Pest-Salgótarján vasútvonalnak köszönhetően (NOSZKY 1931, DÓSA et al. 2006, BÁNKÚTI 2013). Az SKB Rt. a század nyolcvanas-kilencvenes éveiben folyamatosan terjeszkedett, más északi-középhegységi területek bányászati jogait is megvásárolva. Ekkoriban az ország legjelentősebb szénbányász vállalata lett, az 1890-es években az ország termelésének harmada a nógrádi medencéből származott (DÓSA et al. 2006). 1891-ben nyitották meg a gusztávtárói bányamezőt, melynek Gusztáv I, II, III, V, VI és VII táróival a medvesi, míg a IV. táróval a szilvás-kői részt fejtették (DZSIDA 1944).

Gerő Nándor és Hoffman Richárd kutatási jelentéséből tudjuk, hogy 1904-ben három kutatóaknát hajtottak Szilvás-kő alá, s 3 millió mázsára becsülték az alatta lévő szénvagyonot. Ezután a III. telep felső, jobb fűtőértékű padjának kitermelését 1912 és 1919 között végezték, mint azt egy 1965-ös tűzveszélyességi indoklás is megerősíti (SZTREMEN 1965).

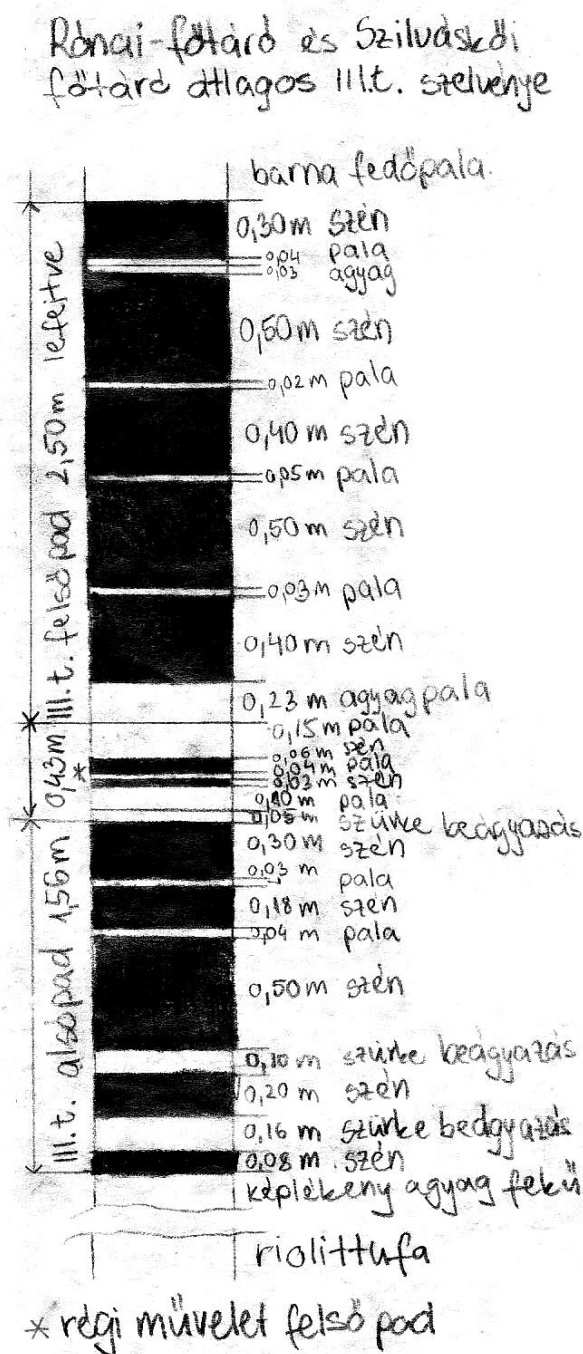
A terület bányászatát „vándorbányászatnak” nevezték, mivel a nagy kiterjedésű, ám kis vastagságú szénpadok fejtése miatt a bányaművek élettartama legtöbbször csupán néhány évtized vagy év volt, mely után sokszor átköltöztették a berendezéseket (NOSZKY 1931). A két háború közötti időszakban az SKB Rt. szénbányáinak hazai jelentősége tovább növekedett, ezzel együtt a termelés is felfutóban volt. A második világháborúban az üzem azonban nagy károkat szenvedett, a visszavonuló német csapatok jelentős gépállományt vittek el és infrastrukturális berendezéseket tettek tönkre (BÁNKÚTI 2013). A kiépülő kommunizmus

éveiben a vállalatot államosították: 1946-ban bányáit és erőműveit, 1948-ban pedig egyéb üzemeit is (pl. cement- és téglagyár) (JENEI 1968).

Az ötvenes-hatvanas évek iparosítási hulláma a salgótarjáni szénbányászatnak is lökést adott, új, korszerűbb aknákat, tárokat mélyítettek, az eddiginél nagyobb termeléssel. Az ekkor Nógrádi Szénbányák nevű vállalat a termelési csúcst 1964-ben érte el (BARTKÓ et al. 2006).

Szilvás-kőn 1952-ben kezdtek új feltárásba, s 1953-tól 1968-ig az alsó, a felsőhöz képest vékonyabb és kisebb fűtőértékű szénpadot is letermelték (SZVIRCSEK 2000). Ezen munkálatokhoz készítette el a Nógrádi Szénbányászati Tröszt a Szilváskői főtáró, III. telep alsópad bányaművelési térképét, melyen méretarányosan feltűntették a táróban látható alsó és felső pad szénrétegeinek pontos méretét (1. ábra).

Erről az időszakról szól Sztremen Sándor 1965-ös tűzveszélyességi indoklásai is, melyben a szilváskői alsópad öngyulladásáról számol be, melyben így ír: „Az alsópad feltárása folyamán Szilváskő



1. ábra: A Szilváskő táró eredeti üledékes rétegsora, módosítva

VI. j. osztójában 1958.VIII.30-án az I-es azonossági számmal jelzett tűz keletkezett. (...) A tűz fent említett irányú tovaterjedésének következtében a főtárhoz 3. j. osztójában 1959.VIII.11-én a 3. azonossági számmal jelzett tűzfészek alakult ki.” (...) A falazatban elhelyezett injektáló csapokon keresztül történt a vízüveggel kevert főlőpetényi agyag és bentonit szuszpenziós keverék besajtolása. Ugyancsak a tűz tovaterjedését gátolta 1965-ben a külszínről lemélyített furólyukakon keresztül történő homokos agyag szuszpenziós keverék besajtolása.”

Ez a jelentés így a Salgótarján környéki széntelepek írásos emlékekben megjelenő utóbbi három évszázadának második vagy harmadik öngyulladásos eseményéről számol be.

A bányászat leépítése a hatvanas évek második felében már megkezdődött, 1973-ig fokozatosan bezárták a vállalat összes bányüzemét a négy nagybányai kivételével, majd 1988 és 1992 közt ezek is felhagytak a termeléssel. Az eddig eltelt másfél évszázad alatt a nógrádi szénbányákból csaknem 165 millió tonna szenet termeltek ki (BARTKÓ et al. 2006).

2.3. Gyulladásos metamorfózisról általában

„A gyulladásos metamorfózis (angolul: „combustion metamorphism”) egy olyan geológiai folyamat, amely során egy üledékes kőzetben valamely éghető anyag – kőszén, kőolaj, földgáz, bitumen – spontán öngyulladása során a kőzet ásványos összetétele, szöveti jegyei és kémiai megváltozik.” –BENTOR et al. (1981) definíciója alapján.

„A gyulladásos metamorf vagy pirometamorf (izzított, sült, olvadt, és salak-szerű) kőzetek, melyek in situ valamilyen fosszilis éghető anyag égése során keletkeznek, igencsak gyakori geológiai képződmények széntelepek, kőolajmezők és bitumenes üledékek közelében.” –SOKOL és VOLKOVA (2007) definíciója alapján.

Az első és legfontosabb tisztázni a pirometamorfózis és a gyulladásos metamorfózis közötti kapcsolatot. *Pirometamorfózisnak* nevezik azt a folyamatot, mikor nagy hő hatására kis nyomáson a kőzet átalakul, például bázisos, nagy hőmérsékletű száraz magmás intrúziók közvetlen kontakt zónájában, illetve xenolitjaiban, vagy éghető anyagot tartalmazó kiégett kőzetekben (bitumenes üledékekhez, vagy széntelepekhez kapcsolódóan) (BENTOR et al. 1981, COSCA et al. 1989, GRAPES 2011). *Gyulladásos metamorfózis* esetén BENTOR et al. (1981) definíciója érvényes, és a pirometamorfózis részhalmazaként kell kezelni, hiszen teljesen más környezetekről beszélünk, de a végkimenetel a nagy hőmérséklet hatására hasonló. Kiterjedésükben nagyságrendi eltérés van: míg a pirometamorfózis általában lokalizált – adott magmás intrúzió széléhez, vagy xenolitokhoz kapcsolt jelenség, addig a

gyulladásos metamorf kőzetek regionális, több száz, akár több százezer km² területen is előfordulhatnak (BENTOR et al. 1989, SOKOL és VOLKOVA 2007, GRAPES 2011).

A gyulladásos metamorfózis különleges folyamat: BENTOR et al. (1981) és COSCA et al. (1989) definíciója alapján a kőzet átalakulásához szükséges hőt kőszén, kőolaj, földgáz, vagy bitumen gyulladása és égése szolgáltatja, mely égés nagy hőmérsékleten (>1000 °C) és kis (≤ 1 kbar) nyomáson a közeli üledékek, üledékes kőzetek megváltozását, akár megolvadását eredményezi. A kőzetek ásványtársulásából kalkulálva a tüzek által generált hőmérséklet szén esetén 1200-1450 °C (COSCA et al. 1989), bitumenes tüzekre 1650 °C (BENTOR et al. 1981), míg a petróleum-gázfáklyákra 2400 °C-t is elérheti (SOKOL és VOLKOVA 2007). Jelen ismertetőben csak a természetes széntüzeket szeretnénk általánosan bemutatni SOKOL és VOLKOVA (2007) cikke alapján.

A kőszén spontán öngyulladásra hajlamos bizonyos körülmények között: levegővel való érintkezés hatására a szén szervesanyag tartalma oxidálódik, hőt termel, és ha ez a hő meghaladja a kőszén hővezetőképességét, akkor begyullad (MISRA és SINGH 1994, LAITA et al. 2019). A szén esetleges szulfid tartalmának (pl.: pirit) oxidációja elősegítheti az öngyulladáshoz szükséges hő elérését, ha az a kőzetben finom eloszlású, és a kőzetanyag több mint 5%-át adja (BENTOR et al. 1989, MISRA és SINGH 1994, LAITA et al. 2019). A spontán öngyulladást a szén nedvességtartalma is elősegítheti a szulfid fázisok kénsavvá bomlását gyorsítva (STRATCHER és TAYLOR 2004).

Ezen felül akár erdőtüzek, villámcsapások (STRATCHER és TAYLOR 2004) is tüzet okozhatnak a felszínre bűvő kőszéntelepekben, illetve a felszínközeli, üledékkel fedett szénrétegek nagy hőmérsékletű magmás intrúzió hőhatására is begyulladhatnak. Nem feledkezhetünk meg az antropogén széntüzekről sem: a bányászat hatására a szénben kialakuló másodlagos porozitás növeli az oxigén-ellátottságot és megkönnyíti a nedvesség adszorpcióját, így elősegítve a szén spontán öngyulladását (MISRA és SINGH 1994).

Az „aktív égésfront” a széntelep felszíne mentén terjed, mindezt a szén égése során képződő hő diffúzív, vagy konvektív hőátadással való terjedése teszi lehetővé. A szervesanyag lassú égése több fázisban történik: először a gáznemű anyagok desztillációja megy végbe, majd ezek begyulladását és elégését követi a koksiz begyulladása. A lassú égés során keletkező gázok (CO és CO₂) felfelé repedéseken át eltávoznak. A mélyebben fekvő széntelepek égése a limitált oxigén-ellátottság miatt leginkább a pirolízis folyamatával jellemezhető: 250-1000 °C között megtörténik a szervesanyagok lebomlása, majd 900-1100 °C hőmérsékleten, redukzív viszonyok között megy végbe a koksizolódás. A folyamat

végterméke a koks, illetve CO, CO₂, H₂, H₂O, CH₄, C₂H₄, és NH₃ gázok. A feltörő gázok közül vannak, amelyek oxidatív körülmények között gyulladásra hajlamosak, és jellemzően forró gáz „jet”-ek formájában kürtőkön át lépnek ki a felszínre. Ezen gázok begyulladása szolgáltatja a kőzetek átalakításához szükséges hő legnagyobb részét. Jelenkori széntüzeknél megfigyelték, hogy a kürtők falán – fumarolákhoz hasonlóan – hematit, ammónium-szulfát és -klorid, illetve kén és bitumen kiválása kísérik a kigázosodást (SHARYGIN et al. 2009).

Az égés előrehaladtával a széntelep felett fokozatosan kiégő kőzetek az eltávozó illók (H₂O és CO₂) miatti térfogatsökkenés hatására felrepedeznek, majd fokozatosan beszakadnak, ezzel friss levegőt juttatva az égő széntelephez. Szépen fokozatosan az égés frontja először természetes feltárás mentén, majd a hegy belseje felé terjed. Mindez addig folytatódik, míg az égés mélységéből a repedések már nem érik el a felszínt, így az égés oxigénellátottsága megszűnik, vagy mikor az égés eléri a talajvíz szintjét a szénben.

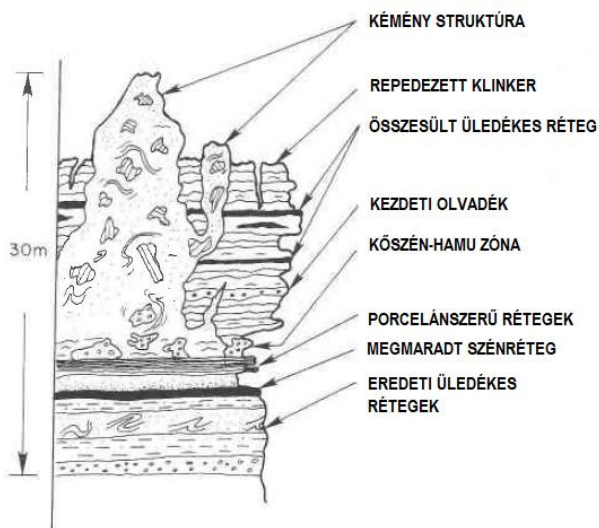
A hő- és anyagtranszport a komplexumokon belül mindig horizontálisan, illetve felfelé irányul, lefelé, a szénrétegbe konduktív hővezetés során maximum 1 méter mélyre jut le a hő. A szénréteg feletti pár méteres térrészben a hőmérséklet drasztikusan változik, akár 140 °C/m termális gradienssel is rendelkezhet. Ez teszi lehetővé a komplexumok kőzettani sokféleségét: akár pár deciméteren, méteren belül egymás mellett megtalálhatóak az eredeti, hőhatást nem kapott üledékes kőzetek, a sült, de még meg nem olvadt kőzetek, illetve a részlegesen megolvadt, és a teljesen megolvadt, majd megszilárdult kőzetek is. Ezen kőzeteket GRAPES (2011) a következő nomenklatúra szerint csoportosította:

- **Klinker**nek nevezi azon kőzeteket, amelyek valamilyen hő hatására „megsülnek”, és hasonlóságot mutatnak az antropogén folyamatok során létrehozott cserepekkel, téglákkal.
- **Buchit**nak nevezi az „összeolvadt” péliteket, melyek alapvetően magas kőzetüveg-tartalommal rendelkeznek, és erőteljes kontakt metamorfózis hatására képződnek.
- **Paraláván**nak nevezi az afanitos szövetű, hólyagüreges, bazalt- és salakszerű kőzeteket, melyek rendszerint folyásos küllemmel, sztalaktit-szerű megjelenéssel rendelkeznek.

A kezdeti alacsonyabb hőmérsékleten, 500-800 °C között dehidratáció hatására képződő sült „klinker” kőzetek jellemzőek igazán a gyulladásos metamorf komplexumokra világszerte. Pélitek 900-1600 °C közötti, száraz és alacsony nyomás melletti részleges olvadásakor S-típusú gránithoz hasonló eutektikus összetételű olvadék jelenik meg, mely olvadék szinte azonnal meg is szilárdul (BENTOR et al. 1981). 1000-1450 °C és redukzív viszonyok között magas vastartalmú bázisos paraláva keletkezik a protolit teljes, vagy közel teljes

megolvadásából. A komplexumon belül ilyen magas hőmérsékletet a szén égése során a repedéseken keresztül távozó gázok begyulladás okoz, emiatt a paraláva-közetek repedésekhez, kürtökhöz kapcsoltnak jelennek meg. A paraláva-közetek jellemzően nagy részarányban üveget is tartalmaznak, ugyanis a beszakadó „tető-képződmények” friss, hideg levegője hamar megdermeszti a paralávát.

A komplexumok általános felépítését COSCA et al. (1989) 2. ábrája szemlélteti (2. ábra). A megmaradt szénréteg alatt az üledékes közetek eredeti mivoltukat megőrizték. A kőszén réteg felett azonban a szén égéséből megmaradó kokszt és hamut, illetve a megsült közetektől a paraláva-közetekig mind megtalálható. Közvetlenül a szénréteg felett gyűrt és porcelánszerű részeket tartalmazó pala található, amit



üveges paraláva-közetek követnek, majd vastag, vöröstől fehér színig terjedő klinkerek zárják a sematikus keresztmetszelyt. A kéményszerű képződményekre jellemző, hogy a már kiégett közeteket keresztülvágva szinte függőleges repedéseken jut felszínre a paraláva, amely szögletes klinker darabokat ragad magával útközben. Az ilyen kémények heves gyulladási események kísérői (COSCA et al. 1989).

2. ábra: Egy gyulladási metamorf komplexum sematikus ábrája, módosítva Cosca et al. (1989) alapján

Az égés időtartamát sok tényező befolyásolja, természetes tüzeknél nem gyakori, hogy az egész széntelep maradéktalanul kiégjen. Az égés folyamata általában több szakaszban megy végbe, nagyobb szünetekkel. A leghosszabb datált széntűz az izraeli Hatrurim Formáció (BURG et al. 1999), amely a miocén során, nagyjából 16 millió évvel ezelőtt gyulladt ki először, és a mai napig aktív széntűzek jellemzik a területet. A tüzek terjedési sebessége 5-20 m/év.

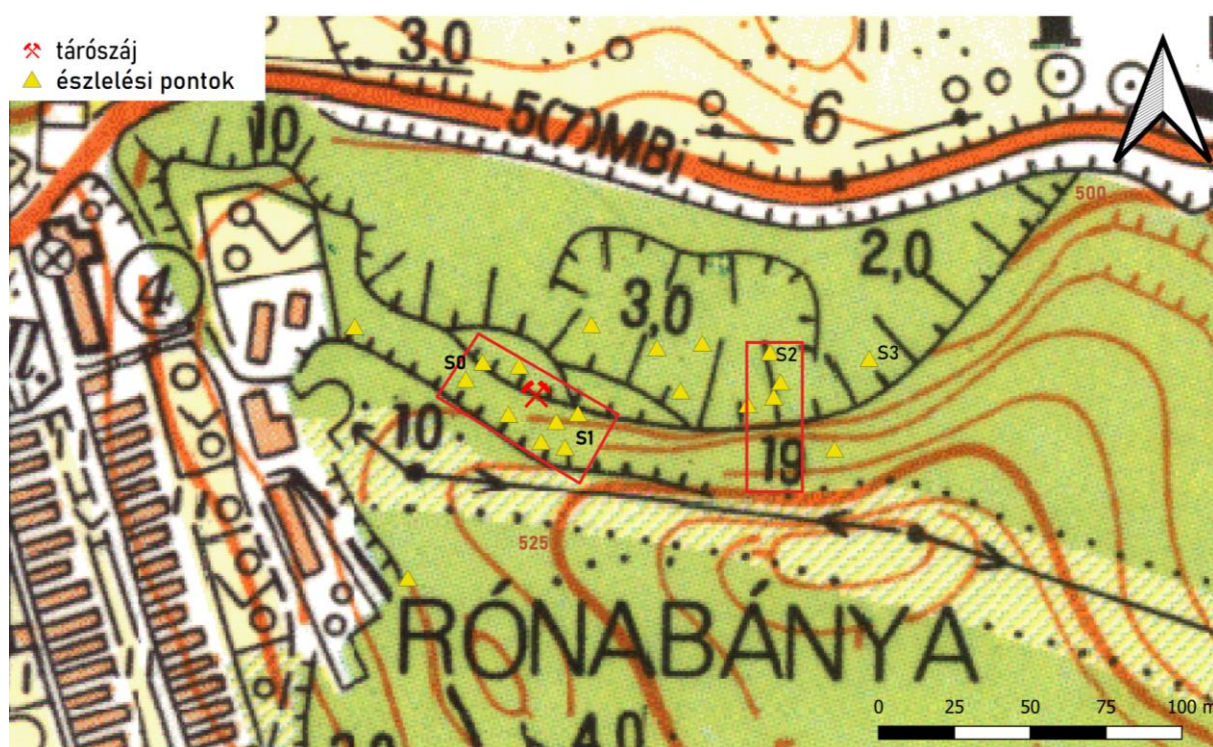
A gyulladási metamorf közetek előfordulása gyakran geológiai, tektonikai helyzethez köthető: meredek folyóvölgyekhez, hegyek oldalához, riftvölgyek peremterületeihez, gyűrődések axiális zónáihoz – ezekben a helyzetekben általában a meredeken (30°-tól majdnem függőlegesen dőlő) szénrétegek mentén gyorsan ki tud alakulni a tűz frontja, és törések, vetők mentén, melyek az égéshez szükséges oxigént juttatják a mélybe, terjedni tud. Nem túl gyakori jelenség, mikor a szénrétegek vízszintesen vagy közel vízszintesen

települnek, erre egy jó példa COSCA és munkatársai 1989-es cikke az Egyesült Államok-beli Wyoming területén a Powder folyó völgyében előforduló pirometamorf kőzetekről. Az előbbi és utóbbi módon kialakuló széntüzek égésfrontjának mélységbeli terjedése az oxigénellátottság függvényében változik: gyakran csak pár 10 méter, de a hosszú életidejű széntüzek esetén több száz méter mélyen is megtalálhatóak az átalakult kőzetek, például Tádzsikisztánban a Ravat széntelep több mint 2000 éve ma is ~500 m mélyen ég (SHARYGIN et al. 2009). A napjainkban keletkező (gyakran antropogén) széntüzek által létrehozott gyulladáshozott metamorf komplexumok kiterjedése általában a pár száz négyzetmétertől a pár négyzetkilométer mérettartományba esik, míg a többnyire neogén és kvarter komplexumok kiterjedése a több ezer km²-t is elérheti. Az átalakult kőzetek általában kiemelkednek a környező topográfiából, akár 200-400 m magasságkülönbség is kialakulhat. A gyulladáshozott metamorf komplexumok kőzetei geológiai időskálán nézve kitettek a felszíni mállásnak, így általában csak fiatalabb képződmények (pár millió évtől pár száz évesig) vizsgálhatóak. (SOKOL és VOLKOVA 2007).

3. Terepi megfigyelések és módszertan

Terepi megfigyeléseink fő célja a metamorfózison átesett kőzettest lehatárolása, illetve a különböző litológiák elkülönítése volt.

Feltárásunk kezdete a Salgótarjáni-medence ÉK-i részén fekvő Rónabánya település Ny-i végén kibukkanó, riolittufára települő szénteleg, melynek terepen mért koordinátái: É 48° 07,447', K 019° 53,711' (EOV: x=309298, y=713115), z=508 m a riolittufa fedőjére megadva (referencia vetület: WGS84). Innen a Gusztáv IV. számú táró bejáratához egy feltöltésen lehet eljutni K-i irányba indulva, a bejárat koordinátái É 48°07,439', K 019°53,760' (EOV: x=309284, y=713176), z=513 m. A térszín a két pont közötti feltöltést leszámítva észak felé igen meredeken lejt. A táró szájától kelet felé haladva a térszín egyre meredekebbé válik, a táró szája utáni 50-60 méteren 30-40° a lejtő szöge, majd egy hirtelen váltás után a hátsó (S2) feltárásban már megközelíti a 60°-ot. A lejtő magassága nagyjából 30 méter, a domb teteje meglepően sík, aljában pedig vízenyősebb terület fekszik, ahol esős időszakban összefüggő víztest alakul ki. A feltárás teljes hossza ~200 méter (3. ábra), ezt 4 részre felosztva szisztematikusan mintáztuk.



3. ábra: A Szilvás-kő hegy északi oldalának domborzati térképe, rajta az észlelési pontokkal, valamint a Gusztáv IV. táró bejáratával (piros kalapács), illetve a szelvények pontos helye vörös téglalapokkal jelölve

A terepen a kőzetek előfordulásának térbeli lehatárolására szisztematikus mintagyűjtési módszertant alkalmaztunk: a táró szájától NY felé eső részről (S0) a terep nehézsége miatt 5 db mintát gyűjtöttünk be, a lejtő tetejéről és közepéről, nagyjából 10 méterenként, és S0 kezdő mintaszámmal láttuk el a mintákat. A táró szájánál a feltártsági viszonyok javulásával egy szelvényt végig tudtunk mintázni tetejétől az aljáig, ezen minták sorszáma S1. Kelet felé haladva a feltártsági viszonyok ismételt romlásával csak az előbb említett szelvény tetejét tudtuk felvenni. A hátsó, S2 jelzésű szálban álló kőzetek szelvényét csak köteles biztosítással tudtuk felvenni, mely szelvény ~16 m hosszú és 2 m széles. Ebből a feltárásból nem csupán tájékozódó, hanem szöveti jellegekre és rétegsorrendre figyelmet fordító mintasorozatot vettünk. Innen 4-5 méterrel K felé haladva egy növényzav túloldalán a vörös kőzetek és fekete salakszerű kőzetek már nem voltak megtalálhatóak sem szálban állva, sem törmelékként, itt a szénrétegből, illetve a szénréteg feletti agyagos aleurolitból is mintát vettünk. A komplexum összességében enyhe ~5° látszó dölést mutat nyugat felé a riolittufa fedőjét és a szén feküjét alapul véve, amit a fejtési térképek is igazolnak.

Az átalakult kőzetegységek látható, általunk is megfigyelhető kiterjedése horizontálisan mintegy 200 méter, legnagyobb magassága ritkán haladja meg a 10 métert, mondhatni síkmenti. Az átalakult kőzetek a metamorf egységen belül lokálisan akár centiméter nagyságrenden belül is változást mutathatnak.

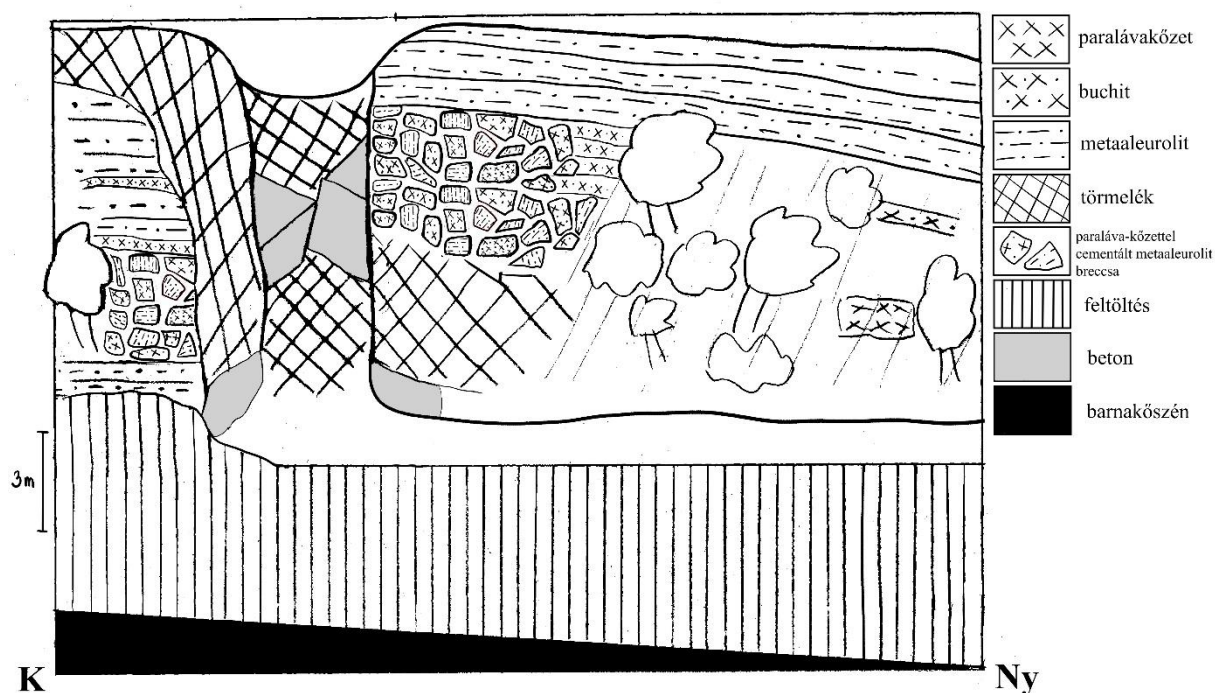
Szelvények leírása

S0 és S1 szelvény:

A táró bejáratától közvetlen nyugatra egy 11 méter magas, és 5-10 méter széles területen a kőzetek sokfélesége kiemelkedő: gyakorlatilag centiről centire változó litológia jellemzi. A falban nagyjából 6-8 méter magasságig összetöredezett vörös és szürke helyben álló, vagy törésesen kimosztott klasztok adják a kőzettest legnagyobb tömegét, amelyeket fekete üveges, vagy földes fényű kőzethab cementál össze. A szögletes, sarkos kőzettöredékek mérete változatos, a darakavicstól a métert meghaladó összefüggő kőzetblokkig minden megtalálható benne. A kőzethab vastagsága a klasztok között általában nem több, mint 1-2 cm, de van, ahol jócskán meghaladja akár a 10 cm-t is, és nem csupán a törmelékanyag repedéseit kitöltve, hanem annak felszínén szabad térben is megjelenik, felszínén hűlési kéreggel. A kőzettest felett összetöredezett vörös, cserépre emlékeztető kőzettörmelékhalmot figyeltünk meg. A kétféle kőzet mállásra való hajlamossága eltér, míg a breccsa-szerű kőzet ellenálló, addig a cserépszerű, pengő, vörös vagy vöröses-sárga kőzetek szálban ritkán

jelennek meg, míg kipergett, mállott darabjai szinte az egész kutatási területen megtalálhatók a törmelékben.

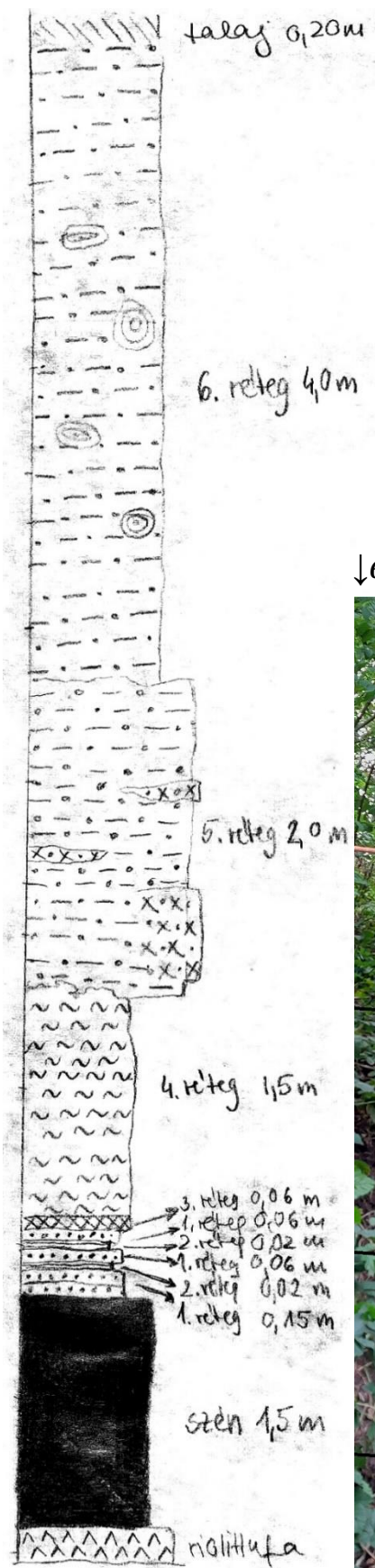
A tárotól keletre eső területen $z = 515$ m magasságtól egy egyenes vonal mentén vizsgáltuk a komplexumot a dombtetőig, 12 méter magasságban. A legjellemzőbb különbség itt a kőzethab által cementált törmelékanyag kiemelkedése a térszínből, melynek segítségével a salakos kőzethab megjelenése egy 10-15 méter széles zónára korlátozható a szelvény ezen részén. A szelvény sematikus rajzát a 4. ábra mutatja.



4. ábra: az S0 és S1 szelvény sematikus rajza, a beomlasztott tárószájjal

S2 szelvény:

A kőzetek egy vízmosás által kipreparált meredek lejtőfalban bukkannak a felszínre mintegy 100-150 méterrel keletre a Gusztáv IV. táro bejáratától. Ez az általunk észlelt legtávolabbi természetes kibukkanása az átalakult kőzeteknek. A fal meredeksége nehezítette a terepi munkát, így a mintázás idejére a feltárásban kötéllel biztosítottuk magunkat. A mintákat a szénréteg feletti mintegy 8 méter magas, de legfeljebb 2 méter széles természetes kibukkanásból gyűjtöttük be. Az 5. ábra a feltárásban tapasztalt rétegsor, a 6. ábra pedig a feltárásról készült fotó.

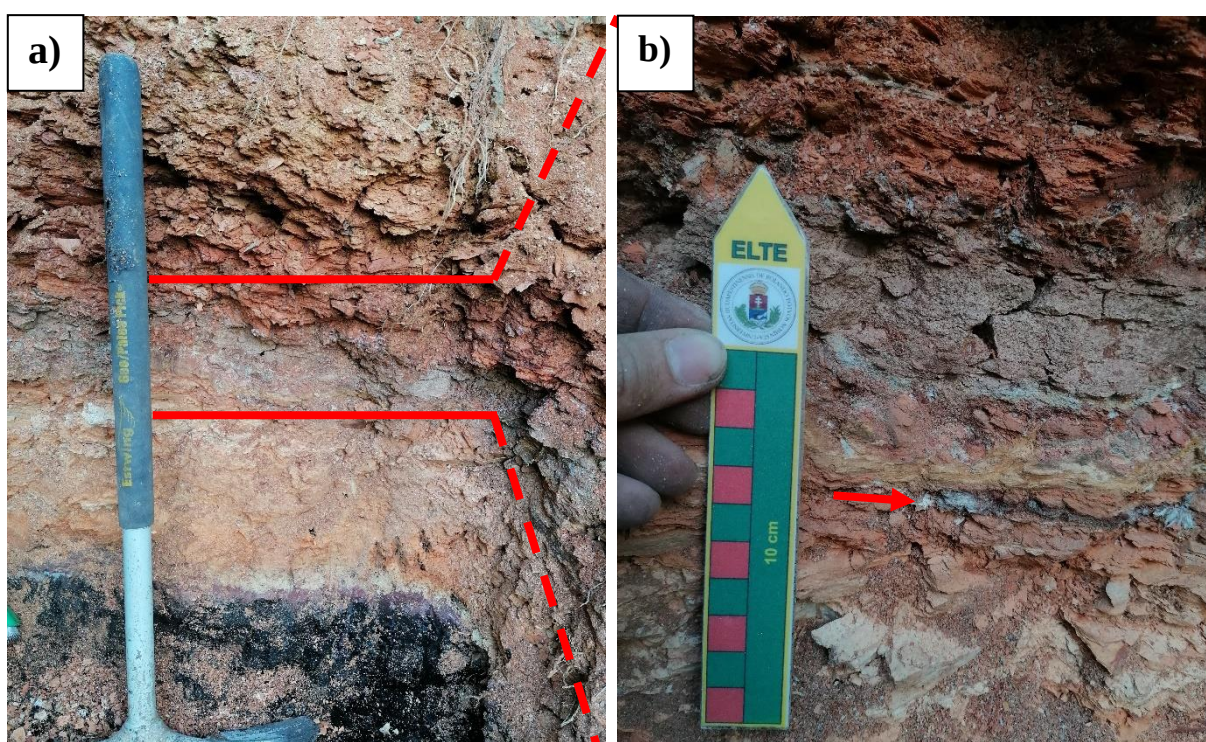


↓ 6. ábra: Az S2 feltárás, terepi fotó



↑ 5. ábra: Az S2 feltárás sematikus rétegsora

A szelvény közvetlenül a szénréteg fölött egy 2-3 cm vastag lila agyagréteggel indul, amelyet egy hasonló vastagságú szürke agyagréteg követ (7./a ábra). Az ezt követő 20 centiméteren halványvörös, enyhén gyűrt, finomlaminált réteg következik (5. ábra 1. réteg, 7./a ábra), amelyben 2 db, egymástól nagyjából 5 cm távolságra lévő alapvetően szürke, 1-2 cm vastag réteg található, melyeknek belső szerkezete laminált, szürke és fehér pár mm-es lamellák váltják egymást, ahol a fehér lamella a szürke lamellára merőlegesen álló tűs ásványokból áll (5. ábra 2. réteg, 7./b ábrán piros nyíllal jelezve a réteg, 8./a ábra). Felette 4-5 cm vastagon egy ellenállóbb, nagyobb szemcseméretű barnás-vörös metahomokkő réteg fekszik (5. ábra 3. réteg, 7./b ábra).



7. ábra: S2 feltárás a) Szénréteg feletti rétegek, b) Metahomokkő réteg, kiégett szénzsinórral

A következő 1,5 méteren felfelé egyre vörösödő, alul még finomlaminált és enyhén gyűrt, halványvörös a kőzet, felül pedig már vastagabban palás, sötétebb vörös (5. ábra 4. réteg). E felett a feltárás K-i részén vörös szálban álló kőzet már masszívabb, élesen törő, vastagabb rétegeket alkot nagyjából 2 méter vastagságban, a feltárás nyugati felében viszont fokozatos átmenettel a vörösből szürke, majd fekete kőzeteket tapasztaltunk (5. ábra 5. réteg). A feltárásnak ezen felében két nagyobb törést is felfedeztünk, melyek három nagyobb egységre bontják a vörös-szürke-fekete egységet.



8. ábra: a) szürke-fehér lamellákból álló kőzet b) ~20 cm méretű törés

Az egységeken belül kaotikus elrendezésben több kisebb, pár centiméres-deciméteres törés is megfigyelhető (8./b ábra).

A maradék 4 méteren folytonos, töredezett vörös-halványvörös kőzet zárja a rétegsort, melyre inkább jellemzőek a kerekded, ívesen elváló kőzetegységek (5. ábra 6. réteg), illetve ezek lenyomatai a kőzetben. A felső 20 centiméteren barna színű talajba ágyazva megtalálhatók a vörös kőzetek a gyökerek között, illetve szálban állva is.

S3 feltárás



9. ábra: Természen, jarosit és gipszkiválás az ún. „bagósszén” mállási felszínén

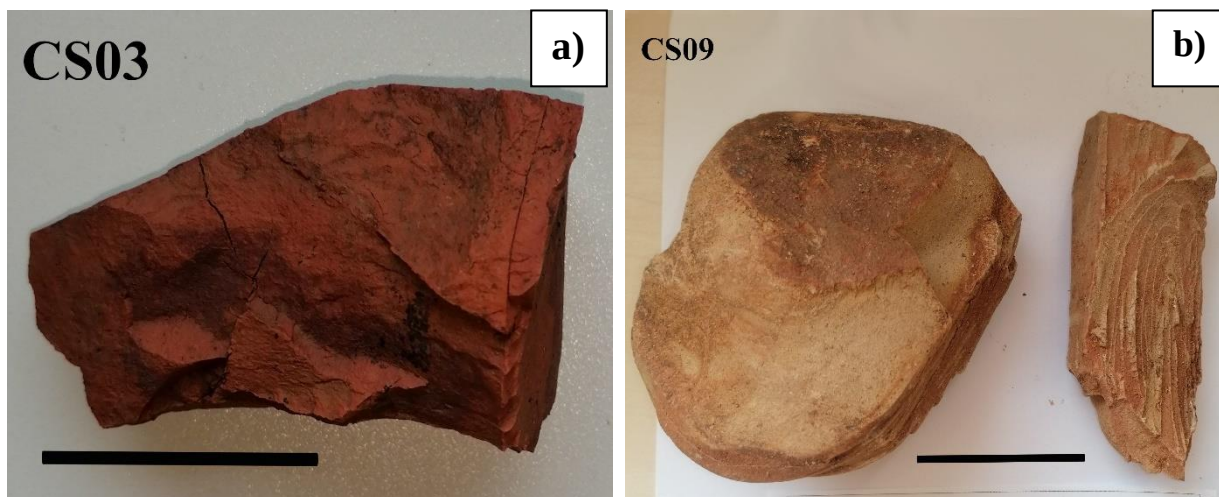
Az S2-es feltárástól keletre egy 2-3 méter széles, dús növényzettel fedett lejtős szakasz után teljesen eltűnnek a vörös cserépszerű kőzetek. A szénréteg fölött halványsárga, halványbarna agyagos aleurolit helyezkedik el, melyen talaj tudott képződni, és meg is maradt. Ezen talaj-, és kőzetminőségbeli váltást növényzeti váltás is kíséri, a vörös kőzetekre jellemző fiatal akácos-bodzás, gazdag aljnövényzetű fás szárú társulást idős bükkerdő váltja fel. A szénréteg alatt, nagy vastagságban fekete, laza törmelékletű található, amit a szénrétegből kihulló szén fest feketére. A szén erős szelektív denudációt mutat, a szénréteg erősen kimállott a fedő aleurolit és a fekvő riolittufa közül, melyet elősegíthet a felszíni víztartalommal gipsszé alakuló pirittartalma is (9. ábra).

4. Makroszkópos kőzetleírások

4.1. Egyes számú kőzetcsoporthoz: cserépszerű kőzetek

a) Vörös cserepek

A kőzet sötétvörös színű, szemcsemérete jellemzően az aleurit mérettartományba esik. Friss törési felszínén apró ásvány szemcsék miatt enyhén csillámlik, és halványan kivehető 1-2 sötétebb-világosabb sáv. A vörös mátrixban nagyjából 100-300 µm nagyságú szabálytalan fekete csomók láthatóak, melyek a sávozottsággal párhuzamosan jelennek meg a kőzetdarab tetején és alján. A kőzet jellemzően réteglapok mentén válik el és a réteglapon gyakran növénymaradványok láthatóak. Ezen felül a nagyobb kiterjedésű kőzettestekben jellemző még az ívek mentén való elválás, ami kerekded, lencse alakú, akár több 10 cm-es átmérővel rendelkező egységeket hoz létre. A lencse alakú egység és a „befogadó kőzet” között litológiai eltérés nincsen, csupán színük és alakjuk más. Egy-egy egységen és a befogadó kőzetbeli negatívján egyedi szöveti jelenség figyelhető meg: az egység oldalán felhasadt, elvált kőzet lenyomata megtalálható a befogadó kőzetben (10./b ábra). Valamennyi vörös kőzet a felszíni mállás hatására kisárgul, halványodik. A kőzetek típusos megjelenését a 10. ábra szemlélteti.

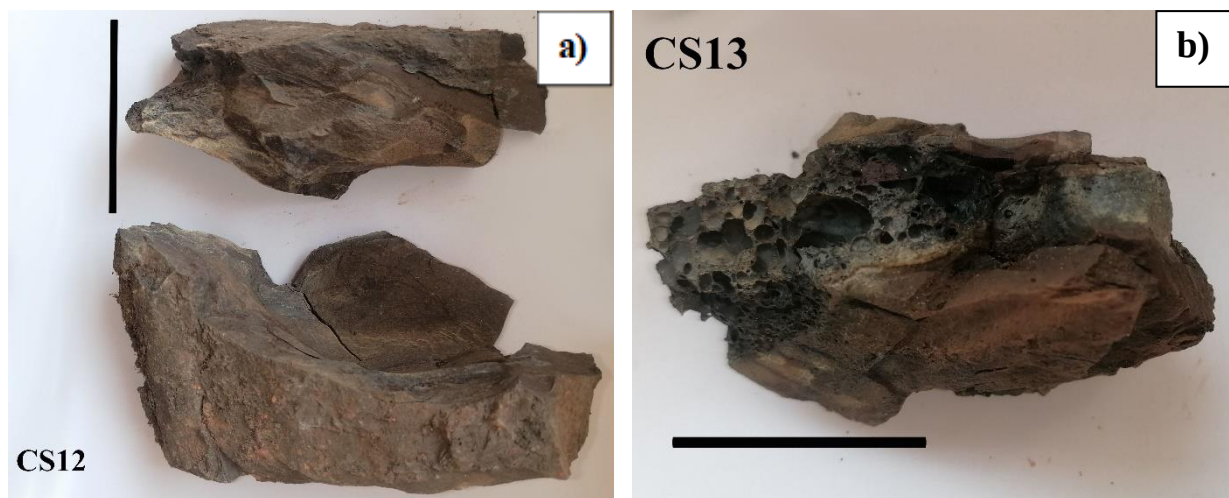


10. ábra: Vörös cserepek típusos kőzeteinek makroszkópos fotója. A méretarány minden képen 5 cm.

b) Fekete cserép

A sült kőzet szemcséi az aleurit-homok szemcseméret-tartományba esnek, a kőzet színe heterogén: kulisszás, 1-4 mm hosszú szürke, illetve vörös csomók (kb. 3%) tarkítják. A kőzetanyag alapvetően sötétbarna (11./a ábra), néhol keskeny, 1-2 centiméteres kőzethab lencsét tartalmaz (11./b ábra). A világosszürke csomók a kőzethab lencsétől távolodva

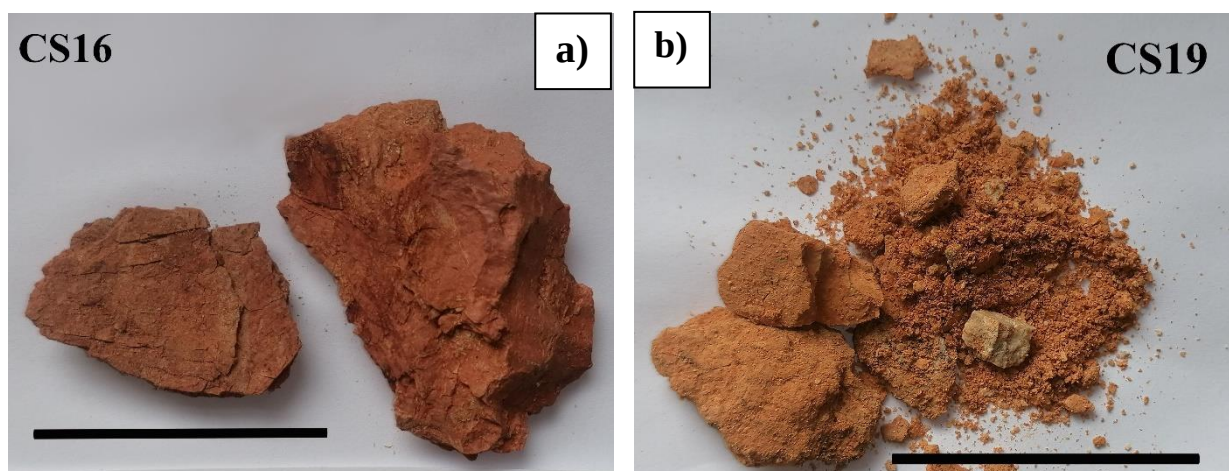
sűrűsödnek, méretük a sűrűsődéssel csökken. A közhab sötétbarna és vörös anyaggal kikent üregeket tartalmaz, és az üregek mentén vörös halo figyelhető meg. A rétegekkel párhuzamosan pár centiméteres nagyságrendű repedezettség jelenik meg.



11. ábra: Fekete cserepek típusos kőzeteinek makroszkópos fotója. A méretarány minden képen 5 cm.

c) Mállékony cserepek

A kőzet halványvörös, vörös színű, szemcsék alig vehetőek ki a kőzetdarabokban, szövetük finomkristályos. A levelesen elváló, porló kőzet, az eredeti üledékes szerkezetét és szövetét megőrizte, azonban egyes keményebb kőzetdarabokra litoklázisokhoz kapcsolódóan „elkent” felszín jellemző (12./a ábra). A CS19 jelzésű minta világosabb vörös, illetve több, akár cm-es nagyságot is elérő átkovásodott növényi fossziliát is tartalmaz (12./b ábra). A sötétebb vörös mintákban megjelennek fekete csomók is, melyeknek mérete nem haladja meg a 0,5 mm-t, illetve felszínük gyakran csillámlik. Az elvált felületek felszínén agyag száradásának nyomai, felpörgései tapasztalhatók.



12. ábra: a) „elkent felszínű cserép, b) porló, kovásodott növényi fossziliákat tartalmazó cserép. A méretarány minden képen 5 cm.

d) Homokkő

A kőzet apró-középszemcsés homok méretű szemcsékből álló polimikt homokkő, makroszkóposan a következő ásványfázisok azonosíthatók: földpát, kvarc, csillámok. A kőzet szemcsemérete kétveretű, a durvább középszemcsés ásványok azonosítása makroszkóposan is lehetséges, míg a finomszemcsés anyag alapvetően vörös, halványsárga és fekete javarészt kerekített, de szögletes-lemezes szemcsékből áll. A kőzetben kézpéldány léptékén irányítottság megfigyelhető. Valószínűsíthetően felszíni mállás eredményeként fekete Mn-oxid és vörösesbarna vas-oxidos bevonatok jelennek meg a kőzetben.

4.2. Kettes számú kőzetcsoporthoz: sávos, salakszerű küllemű kőzetek

a) B01 jelű kőzetminta

Szemmel is látható ásványfázisok nem különíthetők el, a kőzet egészében afanitos szövettel jellemezhető (13./a ábra). Alapvetően fekete, szürke, sárgás-szürke kőzet, amely homogénen hasonló méretű, javarészt izometrikus üregeket tartalmaz. Az üregek mérete 90%-ban 100 µm méretű, azonban vannak 300 µm nagyságúak is, méretük a sávok színétől függetlenül változik. Azok az üregek, melyek nem izometrikusak 1-2 mm nagyságúak, és inkább a sötétebb szürke sávokra jellemzőek. Egyes fekete sávokban az üregek mérete az egész sávra jellemzően 1-2 mm, lapított vagy csepp alakúak, és szinte egymást érik. A sávok lefutása szinte rétegtartó, néhol enyhe hajladozás figyelhető meg. Kisebb, 1-2 cm-es litoklázisok itt is megfigyelhetők a kőzetdarab felszínén a vöröses sávok mentén. A vöröses sávok csak színükben különböznek a szürke sávoktól, szemcseméretbeli vagy üregek méretbeli változása nem tapasztalható. A vörös részek „kontakt” zónája a szürke sávokkal jól lehatárolt, sötét szürke csomók borítják.

b) B02 jelű kőzetminta

Friss törési felületen a kőzet színe alapvetően vörös és barna, viszont rétegtartóan szürke és fekete csomók, illetve sávok jelennek meg benne. Ezen sávok vastagsága 1 mm és 2 cm között változik, gyakran íves lefutásúak (13./b ábra). Szemmel is látható ásványfázisok nem különíthetők el, a kőzet egészében afanitos szövettel jellemezhető. A színbeli váltásokat nem követi le semmilyen szemcseméretbeli változás. A kőzet a szürke sávok mentén porózus, nyelvhez nem tapad, az üregek mérete 50-100 µm, alakjuk elnyújtott, szinte lapos. Egyes példányok felszínén fekete kőzethab tapasztalható a szürke sávok repedésbe való kifejlődése mentén. A kőzetek szegélyén hülési repedésekhez hasonlóan öt-, hatszöges megjelenésű

oszlopkezdemenyek láthatóak, a hajszairepedések függőlegesen nagyjából 1 cm mélyen hatolnak a kőzetbe.

c) B04 jelű kőzetminta

Alakilag megtévesztésig hasonlít egy fonatos kifejlődésű lávakőzet képére: ráncos, bőrszerű hűlési kéreg jellemzi, a kőzetdarab alakja elnyúlt, az eredeti felszín alakját leköveti (13./c ábra). Szemmel elkülöníthető ásványok nincsenek, szövete afanitos. Vágott felszínen a kőzet szürke-fekete sávos, a sávok ívelt lefutásúak, méretük néhány mm-től 1 cm-ig terjed. A világos szürke részek üregekben szegények, míg a fekete sávok gazdagabbak. A fekete részeken a nagyobb, max. 0,5 mm átmérőjű üregek 1-1 csomóba gyűlve dominálnak, viszont a kisebb ~70 µm nagyságú üregek szétszórtnak az egész sávban homogénen jellemzőek. A világos szürke sávban elvétve néhány nagyobb, 0,5 mm átmérőjű üreg található, a kisebb üregek, melyek néhány 10 µm nagyságúak elszórtnak, de előfordulnak. Az üregek alakja a folyás irányára merőlegesen izometrikus, azzal párhuzamosan nyúlt.



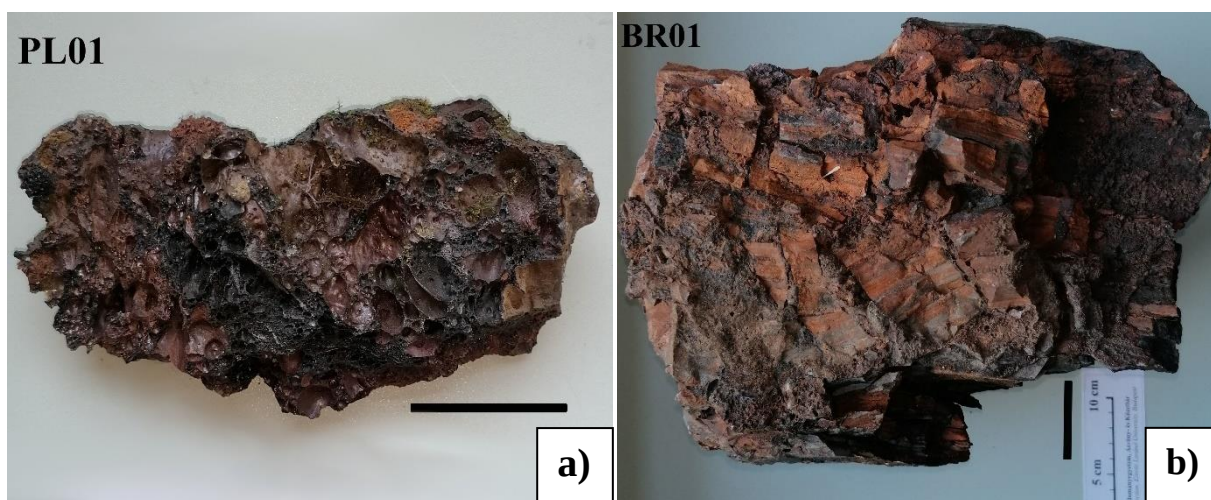
13. ábra: A 2. kőzetcsoporthoz tartozó kőzetek makroszkópos fotói. A méretarány minden képen 5 cm.

4.3. Hármas számú kőzetcsoporthoz: salakszerű, hólyagüreges kőzetek

Alapvetően a fekete, szürke és a vörös színek kavalkádja adja a kőzet színét, és térfogatuk megközelítőleg 90%-a üreg (14./a ábra). Tompa, vagy üveges fény, mállási felszínen földes megjelenés jellemzi őket. Az üregek nyúltak, lapítottak, irányítottságot mutatnak, általában lekövetik a kőzet felszínét. Nagy különbség a vörös és a fekete sávok között az üregek alakjában jelentkezik: míg a fekete sávokban, csomókban az üregek alakja kerekded, lapított, addig a vörös kőzetrészekben az üregek szabálytalanabbak, szögletesebbek. Méretük az egész kőzetdarabra tekintve 80 µm – 4 mm között változik, méreteloszlásuk bimodális. Az üregek fala néhol vörösen, néhol szürkés-feketén kikent. A kőzetben néhol feltépett cserép darabok, klaszterek figyelhetők meg, ezek megjelenhetnek a kőzet felszínébe ágyazódva is. Felszínüket üregekkel tagolt, egységes vékony (<100 µm), vöröses-barna kéreg borítja.

4.4. Négyes számú kőzetcsoporthoz: breccsaszerű kőzetek

A kőzet alapvetően az 1. kőzetcsoporthoz kőzeteihez hasonló vörös, szögletes kis hömpöly méretű breccsaklaszterekből áll (14./b ábra), mely kőzetdarabok a 3. kőzetcsoporthoz jellemző kőzethabbal vannak cementálva. Litoklázisok itt is megfigyelhetők a kőzet teljes terjedelmére nézve.



14. ábra: a) 3. kőzetcsoporthoz típusos kőzeteinek makroszkópos fotója, b) 4. kőzetcsoporthoz típusos kőzeteinek makroszkópos fotója. A méretarány minden képen 5 cm.

4.5. Ötös számú kőzetcsoporthoz: a széntelep üledékes kőzetei

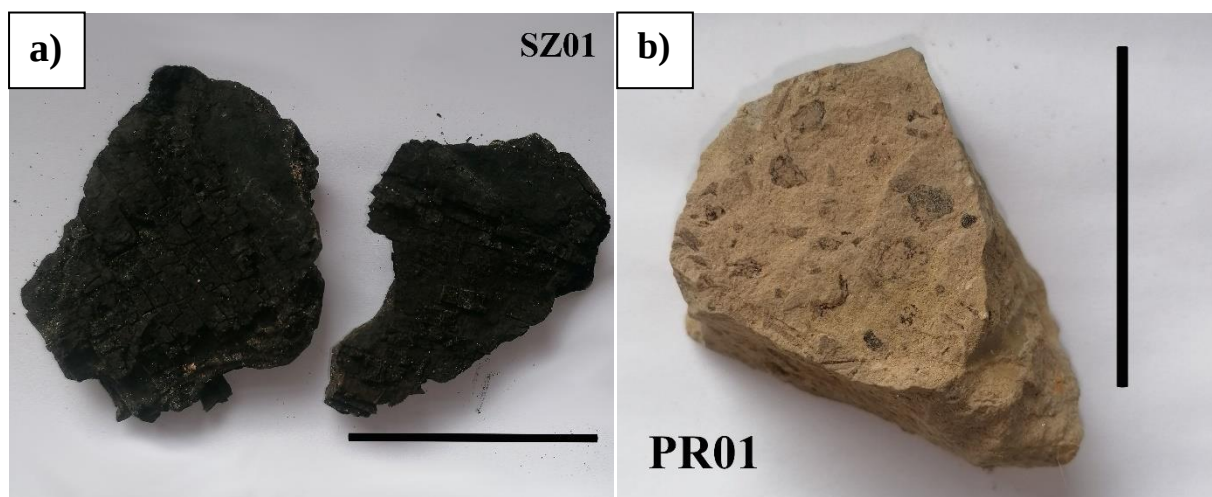
a) Barnakőszén

A kőszén a terepen földes megjelenésű, sötétbarna, lemezesen ritkábban rétegesen vagy szögletesen-blokkosan elváló (15./a ábra). Réteglapok mentén fényesebb csomókat,

felismerhető szövetű növényi reliktumokat, kis méretű, mészszerű váztöredéket, valamint a felszíni előfordulásokban 1-4 mm nagyságú a réteglapok mentén rendeződő gipsztűket tartalmaz. Karca porcelánon bőrbarna-sötétbarna.

b) Szenes aleurolit

A kőzet sárgás-barna, rétegekben enyhén csillámló, finomlaminált, finomhomokos aleurolit (15./b ábra). Felismerhető növényi maradványokat nem tartalmaz, réteglapok mentén orientálatlanul szén lemezkék helyezkednek el benne. A szén mennyisége az egész kőzetre nézve nem haladja meg a 2%-ot, azonban egyes lemezek mentén kőzetalkotó mennyiségig dúsul. A kőzet friss törési felszínén kenődik, zsírfényű felszínt hagyva. Limonitos festődés jellemző.



15. ábra: a) Barnakőszén, b) szenes aleurolit. A méretarány minden képen 5 cm.

5. Műszeres anyagvizsgálati módszerek

A dolgozat során alkalmazott rövidítések jelentésének összefoglaló táblázata:

Rövidítések							
ab	albit	chl	klorit	gyp	gipsz	px	piroxén
amf	amfibol	cor	cordierit	ill	illit	q	kvarc
ap	apatit	dol	dolomit	ilm	ilmenit	sht	rétegszilikát
bt	biotit	Fe-ox	vas-oxid	kfs	káliföldpát	Ti-mt	titanomagnetit
cb	cristobalit	frs	ferroszilit	mon	monacit	trid	tridimit
cc	kalcit	fs	földpát	mus	muszkovit	xen	xenotim
cem	cement	gl	kőzetüveg	plag	plagioklász	zir	cirkon

Mintaelőkészítés

A nagy mennyiségű begyűjtött mintából alapos mérlegelés után mind a 3 fő kőzettípusból kiválasztottunk 2-2 kőzetet, melyekből 7 db 30 μm , 1 db 100 μm vékonyságú polírozott csiszolatot, és 1 db epoxiba ágyazott kőzetszeletet készítettünk az Ásványtani Tanszék csiszolólaborjában. A kőzeteket a megfelelő méretre való vágást követően nedves szilícium-karbid csiszolóporon csiszoltuk fel, majd felragasztás után a további vágást és vékonyítást az ELTE TTK Kőzettan–Geokémia Tanszékén található Buehler PetroThin berendezéssel végeztük. Végezetül megfelelő vastagságúra csiszoltuk a mintákat, majd gyémánt polírpasztával políroztuk fel őket.

5.1. Mikroszkópi petrográfia

A petrográfiai leírásokat az ELTE TTK Ásványtani Tanszékén működő Zeiss Axioplan reflexiós és áteső megvilágítással egyaránt rendelkező, hosszú gyújtótávolságú objektívekkel szerelt polarizációs mikroszkóppal készítettük. A fotózáshoz a mikroszkópra szerelt 4K Zeiss Axiocam kamerát használtunk.

5.2. Röntgen pordiffrakció

A vizsgálatokat az ELTE Természettudományi Karának Ásványtani Tanszékén található Siemens D5000 műszeren végeztük, mely θ - θ kiépítésű (Bragg-Brentano) goniométerrel van felszerelve, azaz a mintatartó vízszintesen áll, míg a röntgencső és a detektor θ és θ szöggel forog egymással szemben. A berendezés réz röntgencsővel működik, melynek K- α értéke

1,5406 Å, a K-β-t pedig másodlagos grafit monokromátor szűri. A műszert Keresztes Mária labortechnikus kezelte.

5.3. Pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok

Az ELTE TTK Közettan–Geokémiai Tanszék elektronmikroszkóp laboratóriumában található AMRAY 1830i, EDAX+Moron típusú, INCA standardmentes energiadisperzív rendszerrel felszerelt elektronmikroszkópot használtuk a petrográfiai vizsgálatok ásványtani és szöveti kiegészítéseként. A kémiai elemzéseket 20 kV gyorsítófeszültség mellett, 1 nA mintaárammal, 1 µm foltmérettel, 100 másodperces mérési idővel végeztük. A műszert Biró Máté labortechnikus kezelte.

5.4. Röntgen fluoreszcens spektrometria (XRF)

Az XRF vizsgálatokat egy Olympus Vanta VCR hordozható XRF analizátorral végeztük. A mobil XRF 8-40 kV gyorsítófeszültséggel gerjesztett ródiom röntgen csővel van felszerelve, standardizált félvezető EDS detektorral. A mérések során 26-nál nagyobb rendszámú elemekre 30 s, 12-26 rendszámú elemekre 60 s mérési időt adtunk meg. A műszer optimalizált mérési foltátmérője 3 mm. Sajnos az XRF méréseket mintázási hiba miatt nem tudtuk felhasználni. A műszert Horváth Laura kezelte.

5.5. Termikus analízis

A derivatográfus mérésekkel fő célunk a feltételezett protolit kőzet hőhatásra való átalakulásának nyomonkövetése volt, melyhez az ELTE TTK Ásványtani Tanszékén található MOM Derivatograph-C típusú számítógépes vezérlésű és kiértékelésű szimultán DTA-TG műszert használtuk. A porított (<63 µm frakciójú) mintát korund tégelybe helyezve vizsgáltuk, légköri nyomáson, 10 °C/perc lineáris felfűtési sebességgel, 1050 °C végső hőmérsékletig hevítve. Az ásványfázisok azonosítását FÖLDVÁRI (1986) alapján végeztük. A műszert Gazsi Zoltán labortechnikus kezelte.

6. Röntgen pordiffrakció

A röntgen pordiffrakciós (XRD) anyagvizsgálati módszer segítségével a makroszkóposan már osztályozott kőzettípusokat ásványtani alapon petrogenetikailag is osztályozhattuk, valamint a makroszkópos osztályozást finomíthattuk. A vizsgálatok során kizárólag „rutin” felvételekkel dolgoztunk, így olyan ásványfázisokat nem észleltünk melyek nem kőzetalkotó mennyiségben fordulnak elő a kőzetekben.

A mintáinkat az ásványos összetétel alapján 2 fő csoportra lehet bontani. Az elkülönítés legbiztosabban a metamorf ásványok megjelenésével, valamint az amorf üveges anyagokra jellemző magas háttérű „üveg-púp” megjelenésével és nagyságával lehetséges.

A röntgen pordiffrakciók részletes kiértékelését a mellékletek között található II. melléklet táblajegyzéke tartalmazza.

6.1. Az 1. kőzetcsoporth XRD eredményei

Általánosan elmondható valamennyi mintáról, hogy a domináns fázis a kvarc (I. A melléklet, II. melléklet). A CS01 jelű mintában a domináns kvarc mellett plagioklász, vélhetőleg albitot és 10 Å-ös rétegszilikátot azonosítottunk. Ezek mellett valószínűsíthető rövid távon rendezett opál-CT, valamint minnesotait rétegszilikát jelenléte is. A kvarc mennyiségének folyamatos relatív csökkenése mellett a tridimit és cristobalit mennyiségének folytonos növekedését tapasztalhatjuk a CS03-as jelzésű minta felé haladva. A 10 Å-ös rétegszilikát kőzetalkotó mennyiségben kizárólag a CS01 és CS05 jelű kőzetmintában fordul elő, míg a CS03 mintaszámmal ellátott kőzetmintában amfibol jelenlétére utal a 8,5 Å-nél megjelenő reflexió. A CS03, CS04 és CS05 mintákban hematit jelenik meg ($d=2,7$ Å-nél), valamint minden kőzetmintára jellemző a plagioklász reflexióinak ($d=3,2$ Å) változása is, mind intenzitásban, mind pozícióban. Ezek alapján az 1. kőzetcsoporth kőzeteinek fő összetevőjeként kvarcot, változatos összetételű földpátot, csillámot, hematitot, valamint a lehetséges ásványok között amfibolt azonosítottunk. A diffraktogramokat a 10 Å-ös rétegszilikát eltűnése, és az új ásványfázisok megjelenése és intenzitása alapján állítottuk sorrendbe.

6.2. A 2. és 3. kőzetcsoporth XRD eredményei

Ezen kőzetekben valamennyi esetben kiválóan megfigyelhető az amorf anyagokra jellemző „üveg púp” 20° és 35° között (I. B melléklet). Emellett valamennyi kőzetben

megjelenik kvarc, tridimit, cristobalit és plagioklász is. A 2. kőzetcsoportha jellemző kőzetek (B01, B02, B03, B04) esetében a korábban említettek mellett ferroszilit (vagy általánosabban ortopiroxén) jelenik meg, míg a 3. kőzetcsoportha salakos kőzeteiben (PL01, PL02) cordieritet is azonosítottunk. A cordierit a B01 mintában is megjelenhet alárendelt mennyiségben. Ezen ásványok mellett hematit jelenléte nem kizárható több kőzetben sem.

6.3. A CS01 és PR01 minták viszonya

A szénréteg fedőjéből begyűjtött PR01 mintaszámmal ellátott aleurolit ásványos összetétele alapvetően hasonló az 1. kőzetcsoportha tartozó CS01 jelzésű mintához (I. C. melléklet, II. melléklet). A kőzetalkotó jelentőségű kvarc mellett szmektit, 10 Å-ös rétegszilikát, klorit és plagioklász jelenik meg, valamint nem kizárható valamilyen karbonátásvány, valószínűleg magnéziumtartalmú kalcit jelenléte sem ($d=2,97 \text{ Å}$). A CS01-es minta esetében megfigyelhető, hogy a szmektit ($d=15,1 \text{ Å}$) és a klorit ($d=14,01$ és $d=7,00 \text{ Å}$) teljesen hiányzik a kőzetből, míg a klorit helyett feltételezhetően annak átalakulásából származó MgFe rétegszilikát fázisként minnesotait fordulhat elő az 1. kőzetcsoportha mintáiban ($d=9,68 \text{ Å}$).

7. Petrográfiai leírások

A fénymikroszkóppal történő vizsgálatokat a kőzetek jellege megnehezítette: az 1. kőzetcsoporthoz tartozó kőzeteinek átlagos szemcsemérete 50 μm körüli, vagy az alatti, míg a 2. és 3. kőzetcsoporthoz tartozó kőzeteinél ez az érték gyakran 10 μm alatt marad. Így a 30 μm vékony vékonycsiszolatokban az áteső fényes vizsgálatokat csak nagyon kevés kőzetnél tudtuk elvégezni, viszont ráeső fényben az egyes ásványok eltérő reflexióképessége lehetővé tette a szöveti megfigyeléseket. A hagyományos optikai módszerek mellett elektronmikroszkópiával is támogattuk a szöveti és ásványtani megfigyeléseinket.

7.1. PR01 mintaszámmal ellátott kőzet

A feltételezett protolit kőzetből epoxyba ágyazott kőzetszeletet készítettünk, amit a SEM-ben BSE és SE detektorral is vizsgáltunk. A kőzet 50%-ot meghaladó mennyiségű kvarcból, 5% fölötti mennyiségű földpátból – albit és káliföldpát vegyesen – és 2-5% csillámból áll. A kőzetalkotók pontos mennyiségi meghatározása az elektronmikroszkópi módszerrel sem volt lehetséges, főként az anyag változó szemcsemérete, valamint a szoftveres felszereltség hiánya miatt. A kőzetben a rétegzettséget kijelölő csillám összetétele alapján háromféle: biotit, muszkovit és klorit egyaránt előfordul. A fő kőzetalkotók mellett százalék körüli mennyiségben dolomitot is azonosítottunk törmelékes elegyrészként (16./a ábra). Akcesszóriaként titanitot, ilmenitet, monacitot, xenotimot, cirkont és spessartin gránátot tartalmaz. A kőzetben másodlagos ásványként gipszet is észleltünk. Az ásványok a csillámtól eltekintve észlelhető orientáció nélkül helyezkednek el a kőzetben, átlagos méretük 30-50 μm . Cementfázisként vas-oxidot, valamint SiO_2 cementet egyaránt azonosítottunk. A cementfázis komplex, több fázisban képződhetett, gyakran agyagásványokkal is keveredik (16./b ábra).

7.2. Egyes számú kőzetcsoporthoz tartozó mintái

A „cserepek” az aleurolithoz képest sokkal porózusabbak, ugyanakkor a szemcsék közötti mátrix homogénebb, kevésbé szemcsés (16./c ábra), a CS03 jelzésű mintában pedig teljesen homogén, kerámiaszerű (16./d ábra). A CS01 jelzésű kőzet szövete blasztoklasztos, helicites, míg a CS03 minta szövete már csak helicites és kőzetüveget is tartalmaz. Ezen kőzetekben a legnagyobb, akár 60%-t meghaladó mennyiségben előforduló ásványfázis a kvarc, mely alakra a blasztoklasztos-helicites szövetű kőzetekben jellemzően sarkos, szögletes, míg a helicites szövetű kőzetekben gyakran rezorbeált szegéllyel rendelkezik, kerekített, üvegbe ágyazott. Ezek mellett a kőzet 5% fölötti mennyiségben tartalmaz káliföldpátot és

plagioklász, valamint 2-5% közötti mennyiségben csillám jelenik meg. A csillám összetétele szerint lehet biotit, muszkovit, ritkábban klorit és valamennyi csillámot erős kiürülés jellemez rétegek közötti kationban. A kiégett kőzetekben akcesszóriaként, Ti-oxidot, cirkont, monacitot és apatitot is azonosítottunk (16./c ábra). A CS02 és CS03 mintákban megjelenik az ilmenit is (16./d és 16./e ábrák). A kőzetekben az üregek alakja szögletes lefutású vagy nyúlt (16./d ábra.). Ez utóbbiak esetében megfigyelhető, hogy az üregek rétegzettséggel párhuzamosan állnak, csillámszerű alakkal rendelkeznek. A teljes kőzetre mért összetétel alapján az 1. kőzetcsoporthoz tartozó kőzeteit (III.A. a-c melléklet) az aleurolithoz képest megnövekedett szilícium és alumínium tartalom jellemzi, a vas és kalcium mennyisége csökkenő tendenciát mutat. A kén nyomokban sem található már meg az 1. kőzetcsoporthoz tartozó kőzeteiben.

A CS02-es kőzetminta szövete még felismerhető néhány eredeti üledékes jegy, így ennek a szövete is helicites (16./e ábra). A teljes kőzet összetétele a többi 1. kőzetcsoporthoz sorolt kőzethez képest a legtöbb elemre hasonló, azonban vasban szegényebb, míg magnéziumban és kalciumban gazdagabb (III.A. c melléklet). Ásványos összetétele markánsan eltér a kőzetcsoporthoz tartozó többi mintájától: a kvarc még itt is domináns 50% fölötti mennyiségben jelenik meg, azonban a relik biotit szemcsék már erős átalakulást mutatnak, gyakran kőzetüveg és opakásványok helyettesítik. A káli-földpát mellett Ca-os plagioklász tartalmaz, illetve az ilmenit szemcsék mérete egy nagyságrenddel kisebbé válik – míg a CS03-as mintában (16./d ábra) a szemcsék mérete javarészt 20 µm, addig ebben a kőzetben 10 µm alattiak (16./e ábra). Az akcesszóriás relik monacit, apatit, cirkon és xenotim szemcsék még itt is fellelhetők. Mindemellett megjelenik egy új ásványfázis: a piroxén (16./f ábra). A piroxén nagyjából 20 µm átmérőjű zónásságot mutató csomókban jelenik meg: a magja vas-magnéziumos, míg széle kalcium-magnéziumos (III.B. c melléklet). A 20 mikrométeres piroxén domének azonban nem egykristályként jelennek meg a kőzetben. A kokárdaszerű, vagy saját alakot mutató, zónás kifejlődést a magban 1-2 a peremen 2-5 µm méretű jellemzően idiomorf piroxén kristallitok alkotják, ilyen módon az aggregátumok pszeudomorfózának tekinthetők. Minden piroxén csomót Ca-os plagioklász gyűrű szegélyez. Az ásványok között megjelenő kőzetüveg nem térkitöltő, szálasan, lemezesen, néhol kerekdeden jelenik meg a szemcsék közötti térben. A kőzetüveg domének összetétele az egész mintában heterogén, lokálisan változó (III. B melléklet a) táblázata).

7.3. Kettes számú kőzetcsoporth mintái

A 2. kőzetcsoporth mintáinak szövetére összességében jellemző, hogy több mint 10 térfogat% kőzetüveget tartalmaznak, és az üveges anyagban „úsznak” az idiomorf, hipidiomorf kristályok, azaz szövetük hialopilités. Mindemellett az eredeti üledékes szövet még felismerhető, a relikv kvarc szemcsék kijelölik (16./g ábra), így a szövet több esetben is helicitésnek tekinthető. A kőzet jellemzően 20-25% rezorbeált, lekerekített alakú, olvadási szegéllyel rendelkező, gyakran töredezett kvarcot, 20% körüli tús, kokárdaszövetű, vagy pszeudomorfózát alkotó piroxént, és 15-20% bytownitos (III.B. melléklet f) táblázat B02-es minta) összetételű vázkristályos, üveggel szimplektites, vagy tús plagioklászot tartalmaz (16./h ábra).

A B02-es jelzésű mintában a kvarc körül gyakorta megfigyelhető koncentrikus tágulási repedésrendszer, mely gyakran hagymahéjszerűen veszi körbe a detritális szemcsét (16./h ábra). A plagioklász szövetileg földpát utáni, szimplektites, 30-40 μm méretű (16./h ábra) pszeudomorfózáként, tús vázkristályként, vagy üveg maggal rendelkező hipidiomorf 5-10 μm méretű olvadékból kristályosodott táblaként jelenik meg a kőzetben. A piroxén magányos tűkként 2-5 μm méretű, tús, pszeudomorfózában pedig 1-5 μm méretű kristályai üveggel, SiO_2 polimorfokkal és plagioklással együtt alkotnak 15-30 μm méretű csomókat, melyek jellemzően szögletes, xenomorf alakot mutatnak. A piroxénes csomókhoz kötődően, valamint ritkábban magányosan ilmenit is megjelenik a kőzetben. Ezen felül akcesszóriaként cirkont, és Ca-foszfátot azonosítottunk. A relikv kvarc a töredezettség, rezorbeált, kerekded alak és tágulási repedésrendszer mellett olvadási koszorút mutatnak, ahol Al-K tartalmú Si-gazdag üveg veszi körül az eredeti törmelékes kvarckristályt (16./h ábra).

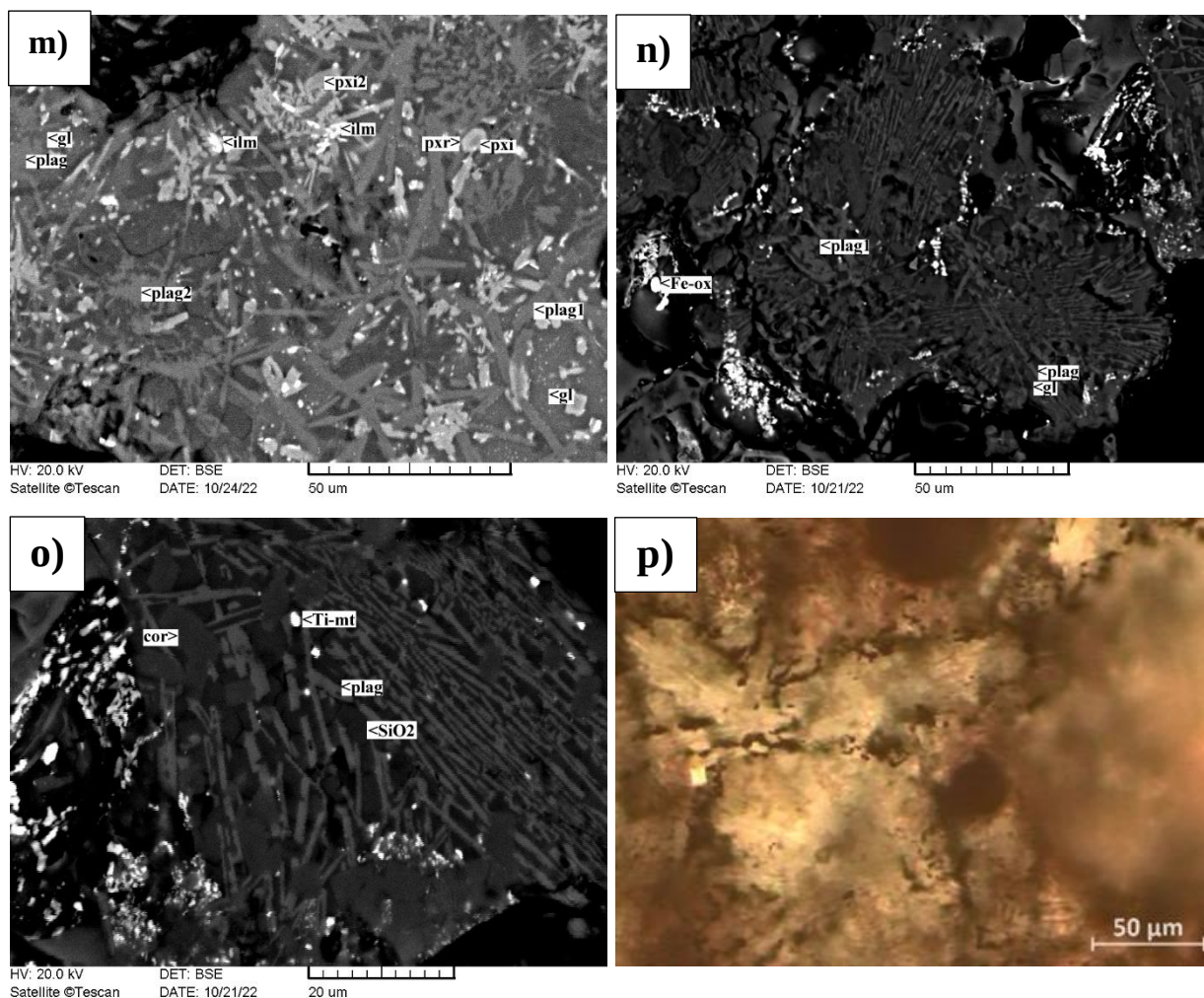
A 2. kőzetcsoporth kőzetei alapvetően két csoportba oszthatók: az egyik egy világosszürke, sötétszürke sávós, gömbölyű gázbuborékokat tartalmazó kőzet, míg a másik vörös, az 1. kőzetcsoporth kőzeteihez hasonló kőzetrészek és az előbb leírt típusú buchithoz hasonló szürke részek fogazódnak egymásba, ilyen a B01-es minta (16./i ábra, piros vonal jelöli ki a szürke és vörös domének határát). A vörös és szürke domének legszembetűnőbb különbsége az üregeik alakjából és méretéből adódik: míg a vörös részekben kulisszások, ritkán sarkosak, addig a szürke területeken kerekdedek egy nagyságrenddel nagyobb méretűek. A piroxén kristályok a vörös egységekben jellemzően Ca-Fe zónások (16./k ábra), míg a szürke részekben homogének. A B02-es mintához hasonlóan a kvarc ebben a mintában is töredezett,

rezorbeált és lekerekített szegéllyel rendelkezik, hagymahéjszerű repedésrendszerrel körülvéve (16./j ábra).

A B04-es kőzetminta szövete általánosan nézve hialopilites (16./l ábra), viszont megjelennek olyan domének, ahol az ásványos alkotók érintkeznek, összenőnek, így ott interszertálisnak tekinthető (16./m ábra). Az előbbi mintákhoz hasonló arányban tartalmaz kvarc, plagioklász, piroxén, cirkon, apatit, ilmenit és titán-oxid ásványokat a változatos összetételű üveges mátrixban. A kvarc itt is felrepedezett, zónás és rezorbeálódott, a plagioklász szimplektites, vagy tűs megjelenésű, míg a piroxén csomók körül kokárda-szerűen piroxén tűk is megjelennek a hialopilites szövetű doméneknél (16./1 ábra). Az interszertális szövetű részekben a vas-magnézium piroxén zónás (16./m ábra), magja erősen magnéziumos, míg széle vasban gazdagodott (III.B c) melléklet B04 minták).

7.4. Hármasszámú kőzetcsoporthoz tartozó minták

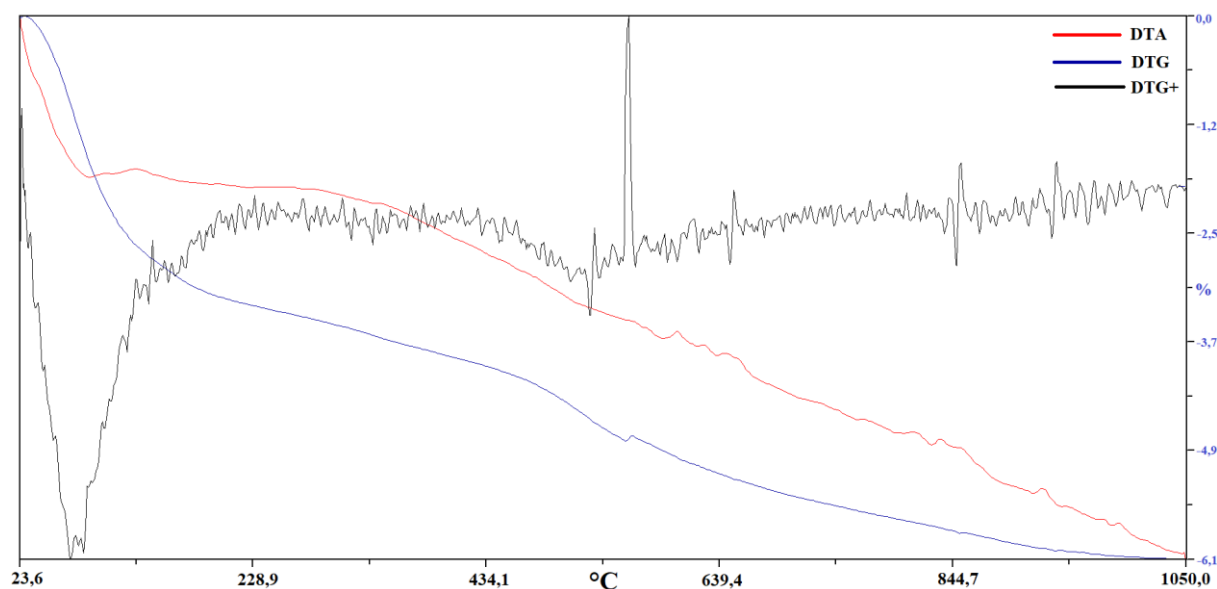
A 3. kőzetcsoporthoz tartozó kőzetek ásványos összetétele a következő: SiO_2 polimorfok, plagioklász, cordierit, hármasszámú földpát, Fe-Ti oxidok. A kőzet közel 90% hólyagüreget tartalmaz, a kőzetüveg mátrixú salakszerű kőzet az egymást érő üregek falát alkotja. A kőzet a kőzetüvegben rezorbeálódott, töredezett detritális kvarcot és földpátot tartalmaz, mintegy 30% mennyiségben. A PL01-es mintában ilmenites és vas-oxidos szegéllyel övezett plagioklász vázkristályokból, cordieritből, SiO_2 -ből és üvegből álló csomókat figyeltünk meg, interszertális szövetű (16./n ábra). A megfigyelt opakásvány-szegélyes ásványcsomók 50% plagioklász, 15-20% cordieritet, és pontosan nem meghatározható arányban SiO_2 fázisokat és kőzetüveget tartalmaznak. Ezek mellett a kőzet üveges alapanyaga tűs, 10-40 μm méretű 22-40° kioltási szöggel rendelkező, néhol ikerlemezes Ca-gazdag plagioklászot tartalmaz. Szövetében a plagioklász vázkristályok egymást érve fogazódnak össze, mögöttük az SiO_2 polimorf kristályok hármaspontokhoz hasonló geometriát mutatnak. A táblás cordierit kristályok a plagioklász tűkkel együttkristályosodási, spinifex szövethez igencsak hasonló szövetet mutatnak (16./n és 16./o ábra ábra). A Fe-Ti oxidok a plagioklász vázkristályok által kijelölt doméneket keretezve jelennek meg a kőzetben, ami a fénymikroszkópos fotókon is kiválóan látszik (16./o és 16./p ábra). A cordierit és plagioklász ásványok pontos összetétele a III.B. melléklet b) és f) táblázat PL01 jelzésű mintáinál található.



16. ábra folytatása: m) B04 kőzetminta interszertális szöveti képe, n) PL01 kőzetminta mikrospinifex szöveti képe, o) vázkristályos plagioklász tűk szöveti képe Fe-Ti-oxid szegéllyel, mikrospinifex szövettel, p) vázkristályos plagioklász tűk szöveti képe Fe-Ti-oxid szegéllyel; a-o) SEM-BSE fotók, p) áteső fényes fénymikroszkópos fotó 1N

8. Termikus analízis

A DTA vizsgálatok (17. ábra) alapján a PR01 jelzésű aleurolit kőzetben a rétegszilikátok közül a szmektit veszít először vizet, majd a második kilengésnél valamely rétegszilikát OH-csoportjának távozását tapasztalhatjuk 400-550 °C tartományban (FÖLDVÁRI 1986).



17. ábra: a protolit kőzet DTA görbéi. Az 530-540 °C közötti 2 kilengés mérési hiba.

9. Értelmezés

Anyag

A petrográfiai elemzések eredménye, illetve a 2.3. alfejezetben ismertetett Grapes (2011)-es hivatalos nomenklatúrája alapján a következő kőzetneveket adtuk a korábban makroszkóposan csoportosított kőzeteinknek:

1. **kőzetcsoporthat:** A cserépszerű, vörös, illetve fekete kőzeteket **metaaleurolit** kőzetnévvel illettük. A szakirodalom általában „sült” kőzeteknek nevezi ezeket, illetve elterjedtebb a **klinker** szó használata erre a fáciesre. A homokkővet metahomokkőnek azonosítottuk
2. **kőzetcsoporthat:** A sávos, salakszerű küllemű, rétegzettséget megőrzött kőzeteket **buchit**nak neveztük el.
3. **kőzetcsoporthat:** A 90%-ban hólyagüreget tartalmazó, salakszerű kőzeteket a szakirodalommal ellentétben **paraláva-kőzet** névvel láttuk el, ugyanis a paraláva az üledékből képződött olvadék neve.
4. **kőzetcsoporthat:** A breccsásodott kőzetet **paraláva-kőzettel cementált metaaleurolit breccsá**nak azonosítottuk.

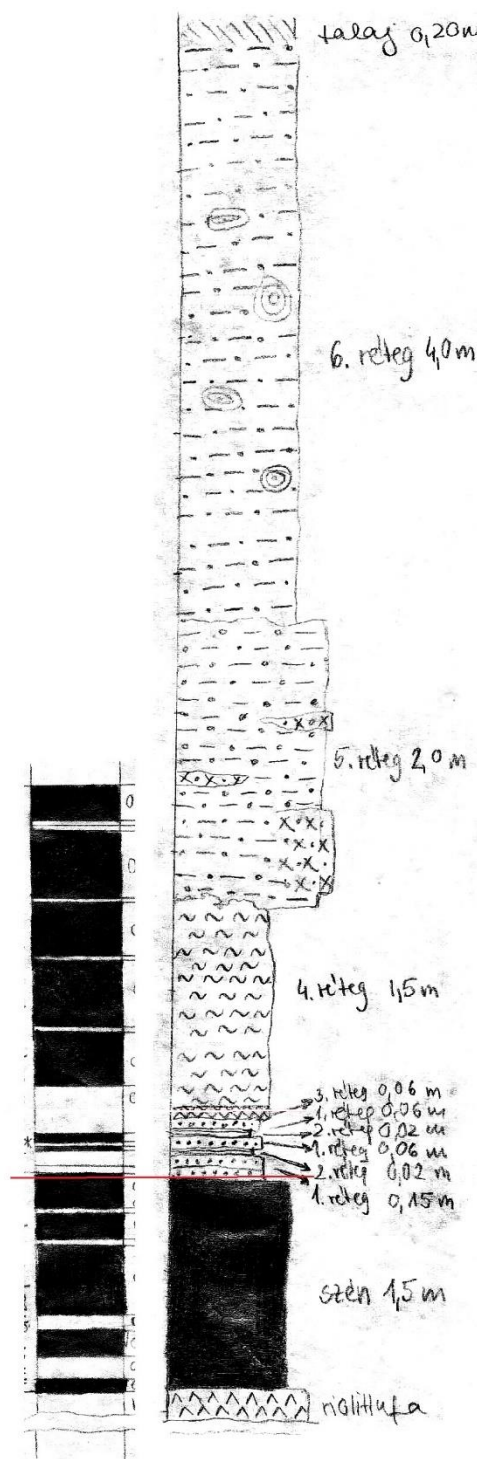
Alak

A kutatási terület egészére elmondható, hogy a térszín alapvetően nagy lejtőszögben (30-50°) észak felé lejt. A területen mind a természet felszínformáló ereje, mind az antropogén anyagmozgatások nyomai jól megfigyelhetőek. A XX. század eleji bányamunkálatok során az anyagmozgatáshoz kialakított vasút feltöltésén juthatunk el az S0 és S1 feltárással, ezen szakaszon a lejtő szöge enyhébb. Viszont az S2 feltárás felé keleti irányba továbbhaladva a domboldal igen meredekké válik, majd az S2 feltárásban a lejtő szöge akár az 50°-ot is eléri. Az S3 jelzésű feltárás lejtőszöge enyhül, majd K felé haladva újabb feltöltésen járhatunk. A felszín morfológiáját, és a kőzetek minőségbeli váltását a növényzet is leköveti: míg a durván lejtő, átalakult kőzetekre jellemző területekre fiatal akácos-bodzás növénytársulás jellemző, addig a lankásabb, eredeti üledékes kőzeteken idős bükkerdő figyelhető meg. Ezen felszíni morfológiából arra a következtetésre jutottunk, hogy a két feltöltés közötti térszínen erózió miatti kisebb felszínmozgás történhetett a bányászati munkálatok befejezte után. Ezt igazolja az is, hogy a vasút nyomvonala egy 1960-as térképen még a feltöltésen megy, míg egy 1991-es 1:10000 méretarányú térképen már a „levegőben” közlekedett volna.

A paraláva-kőzetek nagy léptékben kizárólag a Gusztáv IV. számú táro bejárata mellett koncentrikus körív mentén kibukkanó kémény-struktúra belsejében jelennek meg. A kémény-struktúrán belül akár a több méteres nagyságrendet elérő repedések, és beszakadások is megfigyelhetők, melyek jelzik, hogy ezen a szakaszon volt a legintenzívebb a kőzetek átalakulása (SOKOL és VOLKOVA 2007). A feltárásban a kémény-struktúrának a függőleges keresztmetszetét láthatjuk, amit az erózió, vagy a bányaműveletek tettek lehetővé.

A feltárásban mind kelet, mind nyugat felé haladva, a táro szájától távolodva észlelhetők először a kémény-struktúrát szegélyező pszeudokonform -azaz az eredeti rétegzettséget megőrzött- buchitok, majd a legnagyobb térfogatban jelenlévő metaaleurolit kőzetek is (4. ábra). A hátulsó, S2 jelű nagyléptékű feltárásban a salakos paralávakőzet hiánya szembetűnő, felszíni kibukkanásban kémény-struktúra nem észlelhető (5. ábra). Ez lehet egy különálló, terepen nem észlelhető kémény-struktúra disztális kifejlődésének kibukkanása, vagy egy olyan egysége a komplexumnak, ahol breccás kürtöszerű kémény-szerkezet nem tudott kifejlődni.

Kisebb léptékben tekintve a kutatási területre a négy típusos kőzet kapcsolata leginkább centiméteres léptékben figyelhető meg. A metaaleurolit és buchit viszonya legtöbbször átmenetes jellegű. Az általában repedésekhez kapcsolatosan megjelenő buchit fokozatos átmenettel kapcsolódik a metaaleurolit kőzetegységekhez, és a repedésekben rendszerint megjelennek sztalaktit-szerű küllemmel a paraláva-kőzetek



18. ábra: Az eredeti üledékes rétegsor és a kiégett rétegsor összehasonlítása

is. A paraláva-közetek azonban jellemzően két metaaleurolit réteg között, lencseszerű kifejlődésben figyelhetők meg (11./b ábra). A paraláva-kőzettel cementált metaaleurolit breccsa alapvetően összetöredezett részint buchitos metaaleurolit egységekben jelenik meg. Az S1-es feltárásban felfelé haladva a paraláva-kőzet cement pár méter után eltűnik, és csak az összetöredezett néhol buchittal összefogazódott metaaleurolit egységek láthatóak.

Folyamat

A gyulladásszerű metamorf komplexum kialakulásához szükséges hő a Salgótarjáni Barnaköszén Formáció III. széntelep alsó padjának felső rétegeibe betelepülő szénzsinórok, illetve a teljes felső padjában található öngyulladásra hajlamos szénrétegek oxidációja, kiégése okozhatta. A régi műveletek felső padjában található szénzsinórok és a kiégett szénzsinórok mérete és elhelyezkedése alapján kijelenthető, hogy az eredeti üledékes rétegsor, illetve a kiégett rétegsor jól korreálnak egymással (18. ábra). Terepi megfigyeléseink alapján ezen szénzsinórok helyén ma már csak tisztán SiO_2 -ből álló, szürke-fehér laminált, opálosodott növényi maradványokat tartalmazó rétegek ismerhetők fel (7./b ábra, 8./a ábra). Egy fagyos téli terepi napunkon kiválóan tapasztalható volt, hogy a szénzsinórok feletti, 1,5 méter magasságú, gyűrt, porló, mállekony, cserépszerű közetek összefagyva megdöbbenő hasonlóságot mutattak a köszén lemezes kifejlődésével (18. ábra, 4. réteg). A felső padra települő üledékes közetek a kiégtő széntelep hőjének hatására alakultak át a ma látható metaaleurolit és buchit egységekre (18. ábra, 5. és 6. réteg).

A legkisebb fokú átalakulást elszenvedett közetek a metaaleurolitok. A metaaleurolitokban a rétegszilikátok rétegek közötti kationokban kiürültek, gyakran erősen átalakultak, ritkábban részlegesen, vagy teljesen megolvadtak, így feltételezhetjük, hogy ezen közetek 550 °C feletti hőmérsékleten keletkeztek. Ezzel kiválóan korrelál a cserepekben a növekvő metamorf fokkal egyre gyakoribbá váló repedezett megjelenés a relikv kvarckristályokban, melyeket a hőtágulás okozta térfogatváltozás eredményeképpen tapasztalhatunk. Nem ismert hőmérsékleten a cserepekben megjelenik a piroxén, a Ca-gazdag plagioklász és az ilmenit is: feltehetően a piroxén-szaruszirt metamorf fácissal jellemezhető legjobban ez a fajta közet, melyben a piroxén zónás, mikrométeres szemcsékből álló pszeudomorf aggregátumokként jelenik meg, láthatóan valamely eredeti fázisnak a helyén, valószínűsíthetően átkristályosodással képződtek. A piroxén megjelenésével egyre dominánsabbá válik az eredeti cementanyag, és a rétegszilikátok ilmenit szemcsékké és közetüveggé alakulása is, mely egy teljesen kerámiaszerű szövetet eredményez a legjobban

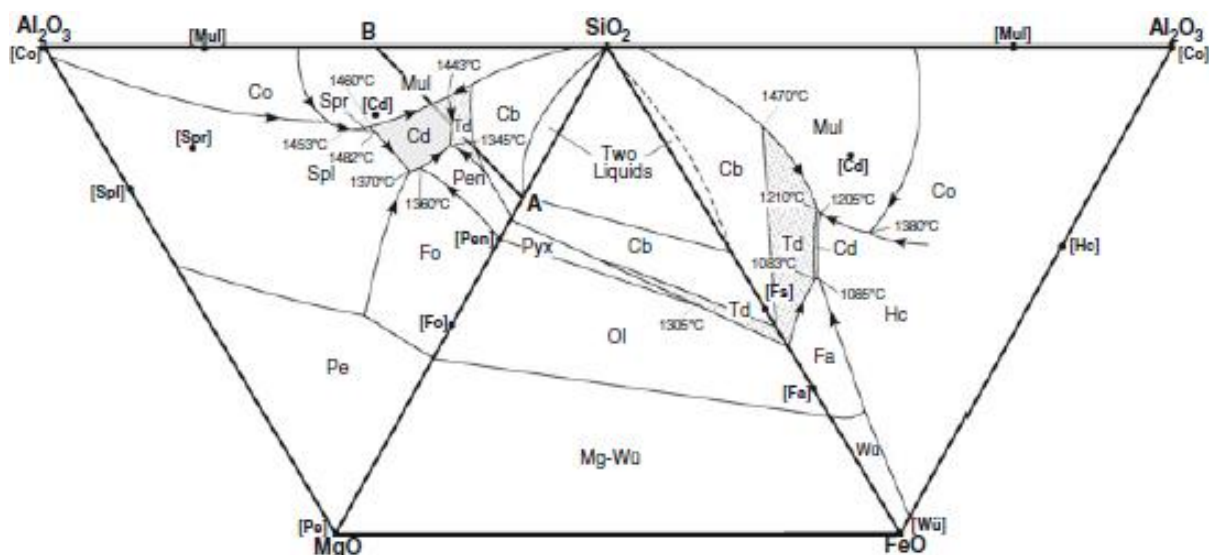
átalakult metaaleurolitban (16./d ábra). A növekvő metamorf fokkal a kőzetekben az üregek külleme és mennyisége is változik: az üregeket alig tartalmazó kőzetben először megjelennek az eredeti ásványszemcsék helyén a szögletes, majd kulisszás jellegű pórusok, majd a - következő metamorf fokot képviselő- buchitok felé képzett átmenetben az üregek egyre kerekdedebbé válnak.

A buchitokban dominánssá váló kőzetüvegben megjelenő tűs/lemezes tridimit kristályok azt indikálják, hogy a kőzet 870 °C-nál magasabb hőmérsékleten keletkezhetett. Ez a becslés azonban függ a rendszerben jelenlévő fluidum összetételétől is. A 870 °C fölötti hőmérsékletre utalhat az is, hogy az olvadékból morfológiai megfigyelések alapján kizárólag lemezes megjelenésű tridimit kristályosodott, kvarc nem, így a kristályosodás során vélhetőleg mindvégig a tridimit stabilitási tartományában volt a hőmérséklet (LARSEN 1929). Ezen kőzetekben a reliket detritális kvarc már nem csupán repedezett, de szegélyein rezorbcíót is mutat. A plagioklász kristályok gyakran szimplektitesek, de tűs és idiomorf alakokban is megtalálhatók, a piroxén kristályok esetében pedig a zónás és alszemcsés pszeudomorf megjelenésük melletti kokárdaszerű tűs megjelenés arra utal, hogy a kőzet hirtelen hűlés során dermedt meg. Ezt a buborékok izometrikus alakja, illetve kőzetüveggel kikent felszíne is alátámasztja. A buborékok származhatnak egyfelől a buchit saját kigázosodásából (mely makroszkóposan is megfigyelhető), vagy lehetnek a kőzet hirtelen hűlése hatására bekövetkező zsugorodási buborékok (ú. n. „shrinkage bubble”), melyek a kőzet hirtelen térfogatváltozása miatt jönnek létre. A hirtelen lehűlésre a reliket kvarc kristályok körül a kőzetüvegben megjelenő koncentrikus, hagymahéjszerű repedezettség is utal. A buchit kőzetek ensztatit-anortit-tridimit-olvadék ásványtársulása atmoszférikus nyomáson történő olvasztásos kísérletekben arkóza összetételű kőzetek megolvasztása során max. 1222 °C-os képződési hőmérsékletet feltételez ki (ANDERSON 1915 in GRAPES 2011). Ez egy biztos viszonyítási pont, mely száraz rendszerekre érvényes.

A nagy térfogatszázalékban üveget tartalmazó buchitnál kérdéses, hogy az olvadék miért nem távozott a kőzetből? A legegyszerűbb magyarázat, hogy a helicites szövetben megmaradt, gyakran érintkező detritális szemcsék és az olvadékból képződő kristálycsírák is növelik a „kristálykása” viszkozitását, illetve az üveg magas SiO₂ tartalma is viszkózus olvadékot feltételezhet. A viszkózus közeg és az atmoszférikus, vagy ahhoz közeli nyomás együttesen idézhette elő, hogy az olvadék jelentős része a kőzetben rekedt.

A legmagasabb hőfokot képviselő paraláva-kőzetek, melyekben a reliket szemcsék mennyisége még mindig igen nagy (akár 25-30 wt%), a kémény-szerkezetekben találhatóak

meg. A feláramló és begyulladó reduktív „gázfáklyák” tartósan magasabb hőmérséklete a kőzet nagymértékű olvadását eredményezhette, valamint a gázgazdag olvadék és a gáz folytonos feláramlása együttesen tehetné lehetővé a 90% fölötti mennyiségű üreget tartalmazó salaklávák létrejöttét. Ezen kőzetek lassú folyása vélhetőleg a magas gáztartalomnak köszönhető az olvadék nagy viszkozitása mellett. A metamorf fok ezekben a kőzetekben érdemben már nem tárgyalható, mivel a kőzetek ásványai olvadékból kristályosodtak. A salakos paraláva-kőzeteket a cordierit megjelenése jellemzi, mely a tridimittel együtt kristályosodva Grapes (2011) 3.5-ös ábrája alapján (19. ábra) 1345-1443 °C-ot jelezne tiszta Mg-cordierit-tridimit egyensúly esetén. A salakos kőzetben megjelenő cordierit Fe-tartalma miatt azonban ezen típusú kőzetek keletkezési hőmérséklete inkább 1350-1220 °C közé tehető, száraz rendszerben. A cordieritben gazdag paralávában a gyors felfűtés miatt kialakuló ásványtársulásban káliföldpát (szanidin) is kristályosodik, azonban annak olvadékból való



19. ábra: *MgO-Al₂O₃-SiO₂, MgO-FeO-SiO₂, FeO-Al₂O₃-SiO₂ kompozit diagramja atmoszférikus nyomáson Grapes (2011) nyomán*

kikristályosodása nem teszi lehetővé a kőzetek szanidinit fáciesbe sorolását.

Méréseink alapján a protolit kőzet kvarcból, Na-os plagioklászából, káliföldpátból, 10 Å-ös rétegszilikátokból (biotitból, muszkovitból), kloritból, szmektitből és dolomitból áll. Az átalakult kőzeteinkben a plagioklász magas Ca-tartalma a kőszénből vagy a formációból származó meteorikus vízből származhat, de a protolit kőzet dolomittartalmának hő, vagy fluidum hatására történő mobilizációja is rájátszhat az átalakult kőzetek Mg-ban és Ca-ban való dúsulására. A vastartalmú ásványaink a cement és biotit ásványok átalakulásából származtathatók, mely vastartalom már a kisebb metamorf fokú cserepekben is tapasztalható.

A protolit kőzetünk kéntartalma gipsz formájában van jelen, mely gipsz a kőszén pirittartalmának meteorikus vízzel való reakciójából származhat, ami mellett vas-oxihidroxid is keletkezik, amely vasban gazdagíthatta a cementet a protolitban. A protolit kéntartalmát adó gipsz feltételezhetően a hőhatás miatt elbomlott, ezzel is növelve rendszer Ca-, és illótartalmát.

Jogosan merül fel a kérdés, hogy mikor történhetett a tüzeset, ami létrehozta ezen gyulladáshoz metamorf komplexumot? Terepi megfigyeléseink során megállapítottuk, hogy a legmagasabb hőmérsékletet elszenvedett kőzetek a kémény-struktúrában figyelhetők meg, mely a régi Szilvás-kő lejtakna, korábban Gusztáv IV. táro szájánál található meg. Ez alapján elmondható lenne, hogy a tüzeset a szénbányászathoz köthető, amely megteremtette az öngyulladáshoz szükséges feltételeket: a levegőt, a kőszén másodlagos porozitásának kialakulását (lásd 1965-ös tűzveszélyességi jelentés). Ezt támasztja alá az is, hogy az átalakult egységeken a talaj vastagsága csekély, és fiatal növénytakaság található meg rajtuk. Azonban egy olyan folyamat, amely 1000-1400 °C-on képződő kőzeteket hoz létre, nem maradhat észrevétlenül, ellenben semmilyen írásos emléket nem találtunk, mely beszámolt volna komolyabb bányászatról a területen, ami a széntelep felső padját is érintette volna.

Szintén érdekes kérdés, hogy a meredek hegyoldal miatt keletkezett, mert az eredeti üledékes kőzeteket megvédte az eróziótól a kiégett komplexum kemény kőzetösszlete; vagy a bányaműveletek során alakították/alakult át ilyenné? A gyulladáshoz metamorf komplexumok alapvetően folyóvölgyek meredek oldalaiban, illetve hegyoldalokban feltáruló szénrétegek kiégésének hatására alakulnak ki (SOKOL és VOLKOVA 2007), így az sem zárható ki, hogy korábbi erózió hatására kialakult egy, a maiánál kevésbé meredek hegyoldal, amely aztán megteremtette a feltételeket a széntelep begyulladásához, és azóta csak fokozódott a komplexum alatt található üledékek eróziója, egyre meredekebbé téve a térszínt. Ehhez a folyamathoz azonban idő kell, így ilyen durva, természetes morfológiai változásokat nem feltételezhetünk az elmúlt 2-300 évben.

10. Következtetések, összegzés

A kőzetek feltárásban tapasztalt zonációja, a begyűjtött minták makroszkópos szövete, ásványos összetétele és petrográfiai vizsgálata engedett teret azon petrogenetikai értelmezésnek, mely szerint Rónabánya község határában egy, ezidáig leírásra nem került, gyulladáshoz metamorf komplexum található. A vizsgált feltárásokban sikerült megfigyelnünk a széntüzekhez köthető majd' valamennyi feltárás-léptékű képződményt: a komplexum magjában megjelenő legmagasabb hőmérsékletű zónát a „kémény-struktúrát”, az azt övező repedezett, parciálisan olvadt kőzeteket, buchitokat, valamint az ezeket több 10 méter távolságban körülvevő metaaleurolitokat, „cserepeket”. Az átalakult kőzetekben megjelenő zonáció a kémény-struktúrától kelet felé 200 méteren keresztül tart, ahol elérjük az eredeti, szignifikáns hőhatást nem kapott aleurolitot.

Az átalakult kőzetek ásványtársulásai, és azoknak ismert egyensúlyi viselkedése és átalakulásai alapján a következő képződési hőmérsékletbecsléseket tudjuk adni: a metaaleurolitra $\leq 500-700\text{ }^{\circ}\text{C}$ a rétegszilikát fázisok fokozatos vízvesztése miatt, illetve a piroxén megjelenése, és a kvarc térfogatváltozásra utaló szöveti jellege alapján; a buchitra $\leq 1222\text{ }^{\circ}\text{C}$ a tridimit-piroxén-anortit-kőzetűveg rendszer alapján; a paralávára $\leq 1400\text{ }^{\circ}\text{C}$ a cordierit-tridimit együtkristályosodási hőmérséklete alapján. Ezen hőmérsékleti adatok megegyeznek a külföldi analógiákban dokumentált képződési hőmérsékletekkel a komplexum egyes részeire, és a valós hőmérséklet vélhetőleg elmarad ezen becsült értékektől a rendszerben jelenlévő illók miatt.

A komplexum keletkezésére pontos időpontot adni nem tudtunk, csupán megbecsülni vagyunk képesek azt: a birtokunkban lévő tudással kijelenthető, hogy a komplexum nem a modernkori bányászat terméke, valamint a környékbeli írásos dokumentációk megléte előtt keletkezhetett. Ez legalább pár száz évre visszamenőleg datálja a kőzetek képződését. Ennél pontosabb kort eróziós sebesség becslésével, a recens és szubrecens üledékek vizsgálatával, vagy hűlési kor mérésével lehet elérni. Mindezek hiányában a kőzetek kora pár száz évtől pár százezer éves kor közé becsülhető, legfőbbképpen az analógiákból ismert mállási folyamatok alapján.

11. További kutatási tervek, lehetőségek

További terveinkben szerepel ultravékony csiszolatok készítése, mely lehetővé tenné a kőzetek áteső fényben való vizsgálatát, továbbá Raman-spektroszkópia segítségével a kőzetüveg víztartalom mérése ezáltal a kőzetek illógazdagságának vizsgálata is. Ezen felül egy olvadási modellezést is végre szeretnénk hajtani, mely a kőzetek termális fejlődéstörténetének a megértését szolgálná.

Köszönetnyilvánítás

Elsősorban szeretnénk megköszönni témavezetőinknek, Biró Máténak és Weiszbürg Tamásnak, akik fáradhatatlanul, végtelen türelemmel és odaadással voltak felénk, mely nélkül dolgozatunk nem valósulhatott volna meg. Köszönjük Prakfalvi Péternek, aki megtalálta ezen komplexumot, és szakmai tudásával, valamint a környék földtani és bányászati háttérének a megértésében kiemelkedő segítséggel szolgált nekünk; Gherdán Katának, aki szintén szakirodalmi háttérrel biztosított számunkra és a terepi munkában segédkezett; Józsa Sándornak és Sági Tamásnak, akik a petrográfiában, és a petrogenetikai értelmezésben nyújtottak nekünk segítő kezet; az ELTE TTK Ásványtani Tanszék összes kollégájának a türelmükért, és a műszeres anyagvizsgálatokhoz szükséges háttér megteremtéséért; illetve Gherdán Tamásnak és Borbás Zitának a terepi munkákban való segédkezését. Józsa Tanár Úrnak külön köszönettel tartozunk az alapos bírálatáért, hasznos megjegyzéseiért. Végezetül köszönjük a családuknak, hogy eltűrték a hajnalig tartó ébrenléteinket és fáradtabb pillanatainkat, illetőleg barátainknak, hogy mindig támogattak minket.

Felhasznált irodalom

- ANDERSEN, O. 1915: The system anorthite-forsterite-silica. *American Journal of Science*, pp. 407-454.
- BÁNKÚTI, B. 2013: A nógrádi szénbányászat története – szakdolgozat, ELTE
- BENTOR, Y.K., KASTNER, M., PERLMAN, I., YELLIN, Y. 1981: Combustion metamorphism of bituminous sediments and the formation of melts of granitic and sedimentary composition, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **45(11)**, pp. 2229-2255., elérhető: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(81\)90074-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90074-0)
- BURG, A., STARINSKY, A., BARTOV, Y., KOLODNY, Y. 1991: Geology of the Hatrurim Formation ("Mottled Zone") in the Hatrurim basin. *Israel Journal of Earth Sciences*, **40**, pp. 107-124.
- COSCA, M.A., ESSENE, E.J., GEISSMAN, J.W., SIMMONS, W.B., COATES, D.A. 1989: Pyrometamorphic rocks associated with naturally burned coal beds, Powder River Basin, Wyoming. *The American Mineralogist*, **70**, pp. 85-100.
- DÓSA, Z., JÓZSA, S., MARTÉNYI, Á., 2006: Volt egyszer egy... Nógrádi Szénbányák – Bányászati és Kohászati Lapok - Bányászat 2006/3.
- DZSIDA J. 1944: A salgótarjáni kőszénbánya R.T. nógrádi szénbányászatának története 1868 – 1943-ig. Salgótarjáni Kőszénbánya R.T. Bányagazgatósága, Salgótarján, pp. 18-20.
- FÖLDVÁRI, M. 1986: Módszertani Közlemények. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, **1986/1**, pp. 30-36.
- GRAPES, R. 2011: Pyrometamorphism. 2nd ed., *Springer-Verlag Berlin Heidelberg* **2011**, pp. 1-377.
- HÁMOR G. 1970: A kisterenye-gyulakeszi (Nógrád m.) ottnangian fácies-sztratotípus. – *Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése 1969-ről*, pp. 199-212.
- HÁMORNÉ VIDÓ M., KOVÁCS, J., FARICS, É., SEBE, K., MCINTOSH, R., BARCZIKAYNÉ SZEILER, R., PÜSPÖKI, Z. 2018: Magyarországi Szénelőfordulások földtani, teleptani, szerkezeti és vízföldtani adottságai. In: PÜSPÖKI Z. (főszerk.): A hazai szénvagyon és hasznosítási lehetőségei. – Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest, pp. 60-67.

JENEI, K. 1968: A Salgótarjáni Kőszénbánya Rt. és konszern vállalatai – Magyar Országos Levéltár, Budapest - kézirat

JUGOVICS L. 1933: Adatok a Somoskő és Rónabánya-környéki bazaltelőfordulások ismeretéhez. – *Magyar Királyi Földtani Intézet évi jelentése 1933/4*, pp. 1511-1516.

KERCSMÁR ZS. (SZERK.), BUDAI T., CSILLAG G., SELMECZI I., SZTANÓ O. 2015: Magyarország felszíni képződményeinek földtana. Magyarázó Magyarország földtani térképéhez (1:500 000). (Surface geology of Hungary. Explanatory notes to the Geological map of Hungary (1: 500 000). — *Magyar Földtani és Geofizikai Intézet*, Budapest, pp. 31.

LAITA, E., BAULUZ, B., YUSTE, A. 2019: High-Temperature Mineral Phases Generated in Natural Clinkers by Spontaneous Combustion of Coal. *Minerals*. **9**, pp. 1-17. 2013.

LARSEN, E. S. 1929: The temperatures of magmas. *American Mineralogist*, **14** (3), pp. 81–94.

MISRA, B. K., SINGH, B. D. 1994: Susceptibility to spontaneous combustion of Indian coals and lignites: an organic petrographic autopsy. *International Journal of Coal Geology* **25**, Issues 3–4, pp. 265-286. ISSN 0166-5162, elérhető: [https://doi.org/10.1016/0166-5162\(94\)90019-1](https://doi.org/10.1016/0166-5162(94)90019-1).

NOSZKY J. 1912: A salgótarjáni szénterület földtani viszonyai. – Koch Emlékkönyv **1912**, pp. 67-90.

IFJ. NOSZKY J. 1931: Salgótarján és barnaszén-bányászata, különös tekintettel a néprajzi viszonyokra in HÁLA J., MÁTÉ GY., HADOBÁS S. (szerk.), NOSZKY J. 2007: Salgótarján és barnaszén-bányászata, különös tekintettel a néprajzi viszonyokra, Érc- és Ásványbányászati Múzeum Alapítvány, Rudabánya 2007

PÁLFY, J., MUNDIL, R., RENNE, P., BERNOR, R., KORDOS, L. & GASPARIK, M. 2007: U–Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Miocene fossil track site at Ipolytarnóc (Hungary) and its implications. — *Earth and Planetary Science Letters* **258**, pp. 160–174.

PRAKFULVI P. 1989: A Szilvaskő-i / Nógrád m., Rónabánya / hasadérendszer kialakulása – Nagy Iván Honismereti Pályázatra benyújtott pályamunka, pp. 1-14.

SHARYGIN, V. V., SOKOL, E. V., BELAKOVSKII, D. I. 2009: Fayalite-sekaninaite paralava from the Ravat coal fire (central Tajikistan). *Russian Geology and Geophysics*, **50(8)**, pp. 703–721., elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.01.001>

SOKOL, E., VOLKOVA, N. 2007: Combustion metamorphic events resulting from natural coal fires. *Geology of Coal Fires*, **2007**, pp. 97-115.

STRACHER, G. B., TAYLOR, T. P. 2004: Coal fires burning out of control around the world: thermodynamic recipe for environmental catastrophe. *International Journal of Coal Geology*, **59(1-2)**, pp. 7–17., elérhető: <https://doi.org/10.1016/j.coal.2003.03.002>

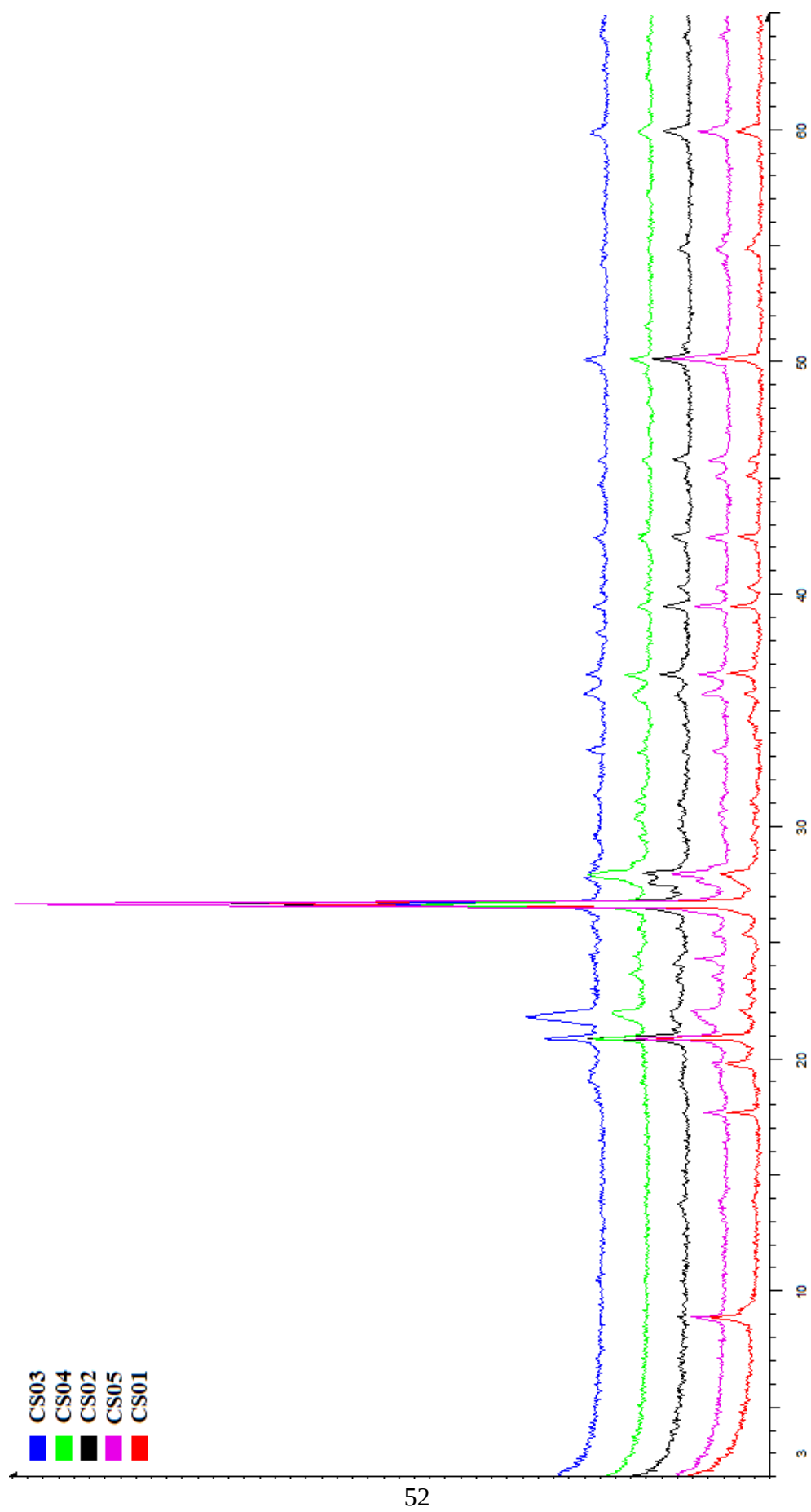
SZTREMEN SÁNDOR 1965: Szilvaskő IV Gusztáv Szilvaskő lejtősakna felhagyási kérelme tűzveszélyessége, Kézirat SZTFH Adattár ÉMO 3442

SZVIRCSEK, F. 2000: Bányáskönyv – Nógrád Megyei Múzeum, Salgótarján

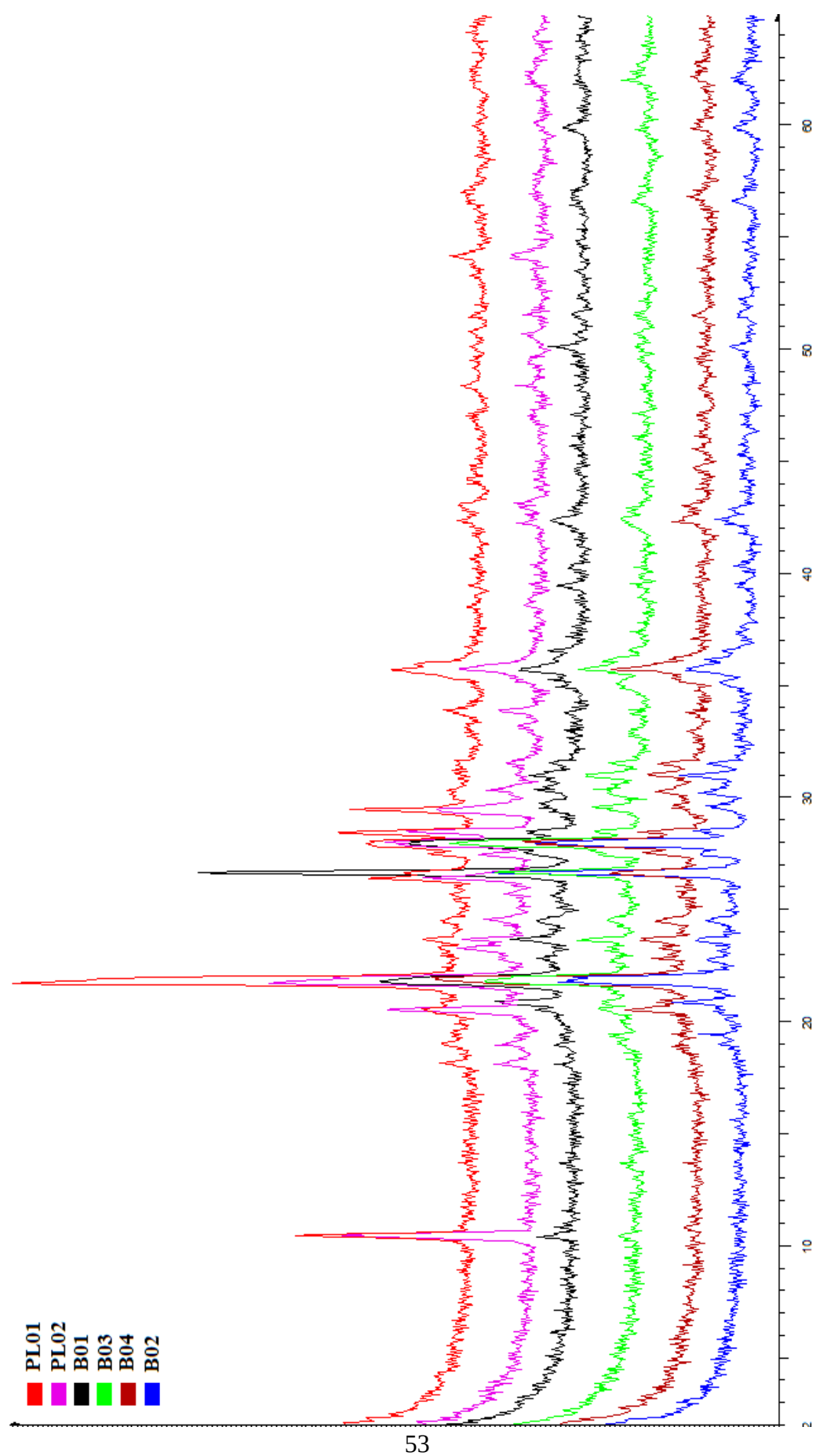
Mellékletek

- I. melléklet: Röntgen pordiffrakció ábrái
- II. melléklet: Röntgenpordiffrakció táblázatos eredményei
- III. melléklet: Szemikvantitatív mérések eredményei

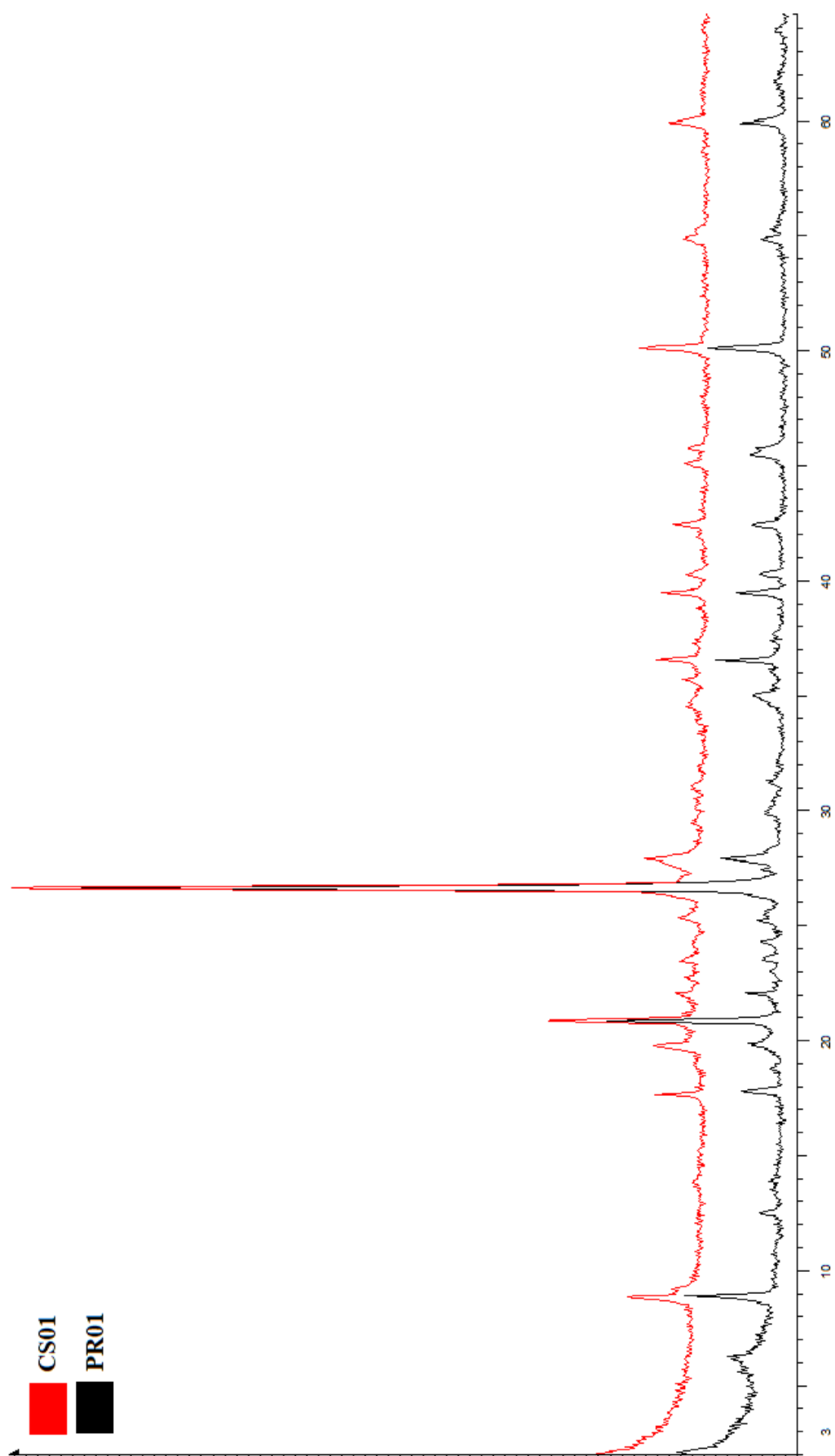
I. A melléklet: metaaleurolitok XRD eredményei



I.B melléklet: buchitok és paralávák XRD eredményei



I.C melléklet: protolit és metaaleurolit viszonya XRD-n



II. melléklet: XRD táblázatos eredményei

CS01			B01			B02			B04			PL01		
d érték (Å)	Int(%)	ásv	d érték (Å)	Int (%)	ásv	d érték (Å)	Int (%)	ásv	d érték (Å)	Int (%)	ásv	d érték (Å)	Int (%)	ásv
10,0480 2	12	bt	8,5042 5	18,3	cor	4,67509	20,6	trid	8,8713 9	16,8		8,47683	43	cor
9,68931	6,1		6,5096 6	12,9	an	4,57384	27,6	frs	8,6410 6	15,3	frs	7,36928	9,4	
6,40381	3,4	alb	5,1470 4	12		4,41882	18,7		8,2081 2	17,3	cor	6,48127	10,2	an
5,81832	2,7	alb	4,9038 9	14,3	cor	4,35067	22,5		6,6539 7	15,3		6,05145	9,3	
5,60444	2,4	alb	4,6771 8	14	cor	4,25168	36,7	trid, cb	6,5071 9	17,4	an	5,46189	9,5	
5,02435	8,3	ill	4,5630 5	12,7	trid	4,07216	76	cb, an	4,7167 1	21,5	an	5,34814	9,3	
4,67221	3,2		4,3251 3	18,6	trid	3,90858	24,5	an	4,6521 8	19,1	cor	4,88382	14,1	cor
4,49346	8,6	ill	4,2579 1	28,5	q	3,76143	28,6	an	4,5739 8	21,3	frs	4,67028	13,6	cor
4,24927	22,5	q	4,0764 5	56,2	an, cor	3,62855	24,9	an	4,3276 1	36,8	trid	4,53706	11,8	trid
4,03424	5,7	alb	3,8951 5	18,3	trid	3,44924	19,7	an	4,2595	26,2	q	4,32106	17,8	trid
3,91171	4,4	alb	3,7568 4	24,9	an	3,34424	100	q, an, frs	4,0572 5	100	an, cor	4,08648	100	an, cor
3,78002	5,1	alb	3,6315 2	18,3	an	3,24217	26,8	an	3,9592 6	21,7	an	3,75858	17,5	an
3,68739	3,4	alb	3,5529 6	13,4	an	3,18672	84,2	an, frs	3,8979 3	28	trid	3,63702	13,9	an
3,5126	5,4	ill	3,4717 4	15	an	3,12927	29,3	an	3,7601 3	31,8	an	3,46707	12,1	an
3,3425	100	q, ill, bt	3,3433 7	100	an, frs, cor, q	3,02012	23	an	3,6318 3	26,9	an, frs	3,37429	28,3	cor
3,21788	7,5	alb, ill	3,2360 7	21,6	an, trid	2,95688	27,4	frs, trid, an	3,4243 8	20,2	an, frs	3,34752	21,3	q
3,19095	9,8		3,1863 9	50,7	an, frs	2,88287	34	frs	3,3442	41,9	an, frs, cor, q	3,24479	16,5	an
3,02892	3,7	cc	3,1353 4	21	cor, trid	2,83602	24,7	an, frs	3,2348 6	30,8	an	3,19474	28,7	an
2,96119	3,1	ill	3,0034 6	17,8	cor	2,77352	14,9		3,1825 6	70,4	an, frs	3,13862	34,4	an, cor
2,92938	3,2	bt	2,9474 2	18,9	frs, trid	2,74433	15,1		3,1310 4	32,4	an, cor	3,02912	32	cor
2,87786	3,6	ill	2,8801 4	20,1	an, frs	2,72378	16	frs	3,0155 6	21,2	an, cor	2,82794	11,1	an
2,64266	3,1	alb	2,8322 4	15,4	an, frs	2,64599	16,3	an	2,9505 1	26,9	an, frs, trid	2,64456	12,7	an, cor
2,59353	4,3	ill	2,6536	11,6	an, cor	2,55203	20,2	frs	2,8810 4	29,2	an, frs	2,51127	23,8	an
2,51079	4,8	bt, ill	2,5638 4	13,9	an	2,51124	31,9	an, frs, cb	2,8352	25,7	an, frs	2,49654	19,1	trid
2,45362	8,3	q	2,5409 6	15,7	frs	2,47943	25,6	an	2,714	16,6	an, frs	2,44322	9	an
2,40066	3	alb, ill	2,5111 3	22,5	an	2,4543	19,6	q	2,6536	16,9	an, cor	2,33263	8,6	cor
2,3159	3	alb	2,4563 3	15,8	cor	2,40531	14,4	an, frs	2,5716 5	13,8	frs, trid	2,30677	7,1	an
2,28119	7,5	q	2,4153 7	11,5	cor	2,38684	13	an	2,5410 4	21,5	frs	2,28015	8,2	cor
2,236	4,3	q	2,3872	9,7	an	2,28215	14,1	q	2,5083 4	41,2	an, frs, trid	2,16072	7,5	q
2,15292	2,9	alb, ill	2,2805 5	13,7	q, cor	2,23349	15,3	an	2,4196	15	cor	2,13281	10,5	an, q
2,12706	6	q	2,2363 9	10,7	an, q, cor	2,15867	13,7	an	2,2748	14,2	an, frs	2,09844	10,4	an, cor, trid
2,00702	4,4	ill, bt	2,1843	8,7	an	2,12832	21,8	cb, an	2,1568	11,6	an, cor	2,04594	8,5	cor
1,97948	4	q	2,1287 7	15,1	an, q, trid, frs	2,10744	17	frs	2,1314 5	21,2	an, frs	2,00708	7,1	an
1,81657	10,4	q	2,0271 9	9,2	an, frs	2,03148	12,7	trid	2,0977 8	17,9	an, cor, trid	1,9888	6,8	an

1,67048	4,7	q	1,9819 5	10,4	an, frs	2,01761	11,1	an	2,0540 7	12,2	frs, trid	1,87974	9,8	an
1,65973	3,1	q	1,9272 9	10,1	an, frs	1,99817	13,9	frs	2,0255 2	14,3	an, trid	1,81661	7,9	an
1,54106	6,5	q	1,8429 9	10,1	cor	1,96845	12,5	frs	1,9877 9	14,7	an, frs	1,79515	8,2	an
			1,8166 4	15,8	q	1,93373	11,5	cb, an	1,9277 9	13,2	an, frs	1,77201	8,3	an
			1,7981 5	9,6	an, cor	1,81597	16,6	q	1,8417 6	13	cor	1,71509	8	an
			1,7736 8	9,3	an	1,76821	13,9	an, frs	1,8181 3	13	q	1,6903	12,1	cor
			1,7446 4	8,3	an	1,74772	13,6	frs	1,7967 3	12,1	an, cor	1,67752	6,1	q
			1,7112 8	9,2	an, frs	1,62174	15,8	frs	1,7707 7	14,7	an	1,62349	8,8	an
			1,6852 3	8	cor	1,59445	12	frs	1,7263 6	12,4	frs	1,57161	7,1	an
			1,6738 2	8,5	q, frs	1,56815	9,8		1,7070 8	13	cor	1,52594	6,5	an
			1,6274 4	10,5	frs	1,5488	11,3		1,6174 8	16,6	cor	1,45534	7,6	an, cor
			1,54	12,1	an, q	1,54149	15,6	q	1,6026 5	11,6	frs	1,44856	8,7	an
			1,4724	8,9	an, frs	1,52653	12,2	frs, trid	1,5940 7	10,6	an			
			1,4553 7	8,9		1,49161	16,1	frs	1,5788 2	10,3	an			
									1,5700 7	10,4	an			
									1,5571 4	11,4	cor			
									1,5424 3	15,3	an, q			
									1,5231	10,9	cor			
									1,5147 3	10,9				
									1,4897 4	15	frs, cor			

III. A melléklet: Teljes kőzet összetételre mért szemikvantitatív mérések eredményei

Teljes kőzet összetételek												
Mintaszám/Elem(t%)	Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	O	Mn	S	TOTÁL
a) CS01												
CS01_2	33,34	0,19	9,09	2,56	1,82	0,38	1,1	2,04	49,48			100
CS01_1	32,25	0,3	9,74	2,6	1,75	0,51	1,44	2,33	49,09			100
CS01 átlag	32,80	0,25	9,42	2,58	1,79	0,45	1,27	2,19	49,29			100
b) CS03												
CS03_3	34,47	0,39	8,29	2,11	1,32	0,49	1,23	1,95	49,75			100
CS03_2	33,88	0,22	8,68	2,51	1,38	0,47	1,22	2,09	49,54			100
CS03_1	33,33	0,42	8,85	2,45	1,53	0,4	1,7	1,93	49,38			100
CS03 átlag	33,89	0,34	8,61	2,36	1,41	0,45	1,38	1,99	49,56			100
c) CS02												
CS02_3	33,22	0,36	8,52	1,64	2,24	1,97	1,13	1,55	49,38			100
CS02_2	34,59	0,28	8,15	1,32	1,65	1,14	1,24	1,83	49,8			100
CS02_1	33,26	0,2	7,87	1,52	2,64	2,52	1,34	1,43	49,22			100
CS02 átlag	33,69	0,28	8,18	1,49	2,18	1,88	1,24	1,60	49,47			100
d) B01												
B01_szurke2	33,41	0,31	7,94	2,77	1,93	1,4	1,22	1,82	49,19			100
B01_szurke1	33,91	0,42	7,34	2,96	1,95	1,07	1,3	1,76	49,28			100
B01_szurke átlag	33,66	0,37	7,64	2,87	1,94	1,24	1,26	1,79	49,24			100
B01_teljes3	33,81	0,27	7,56	1,2	2,4	2,24	1,21	2,01	49,29			100
B01_teljes2	32,89	0,15	8,29	1,1	2,27	2,31	2,53	1,43	49,04			100
B01_teljes1	34,75	0,14	7,24	1,65	1,59	1,95	1,32	1,83	49,53			100
B01 átlag	33,82	0,19	7,70	1,32	2,09	2,17	1,69	1,76	49,29			100
e) PR01												
PR01_4	29,78	0,38	7,05	8,87	1,45	1,59	1,08	1,53	47,59		0,67	100
PR01_3	29,57	0,3	7,22	9,04	1,56	1,43	1,46	1,42	47,45		0,55	100
PR01_2	28,32	0,33	7,33	9,49	1,79	1,8	1,34	1,56	47,14		0,89	100
PR01_1	29,33	0,38	7,32	9,36	1,45	1,41	0,77	1,74	47,41	0,18	0,65	100
PR01 átlag	29,25	0,35	7,23	9,19	1,56	1,56	1,16	1,56	47,40	0,18	0,69	100

III. B melléklet: Kőzetüveg és a kőzetalkotó ásványok összetételére mért szemikvantitatív mérések eredményei

a) Kőzetüveg											
mintaszám/ oxid (t%)	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	TOTAL
CS02_g11	59,84	0,45	26,09	1,63		3,2	4,21	3,66	0,92		100
CS02_g12	81,14	0,12	11,84	1,35		2,15	0,88	0,86	1,66		100
CS02_g13	50,63	0,18	32,1	2,39		6,4	3,71	3,37	1,22		100
CS02_g14	49,22	0,36	33,48	2,18		4,43	5,7	4,11	0,52		100
B01_vorosgl2	69,95		20,42				6,5	2,87	0,27		100
B01_peremgl	76,15	0,6	14,46	0,76		0,7	2,3	2,3	2,74		100
B01_algl	93,79		5,25	0,15					0,81		100
B01_gl0	79	0,42	12,57	0,84		0,79	0,81	1,79	3,78		100
B02_fotogl1	74,23	0,93	14,03	2	0,14	0,71	0,66	1,48	5,01	0,81	100
B02_fotogl2	73,95	0,82	13,58	3,11	0,19	0,83	1,15	1,19	4,16	1,03	100
B02_fotogl3	68,98	0,91	12,06	7,66	0,49	2,03	0,67	1,46	4,52	1,21	100
B02_kvarcperem	97,64		2,09	0,27							100
B02_gl4	93,35	0,15	4,32	0,52		0,16	0,2	0,65	0,66		100
b) Cordierit											
mintaszám/ oxid (t%)	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	Na2O	CaO	K2O	TOTAL		
PL01_cor1	65,96		23,94	2,61	7,49				100		
PL01_cor1_uveg	65,14	0,29	23,76	2,58	7,46		0,59	0,18	100		
PL01_cor2	55,58		31,49	2,31	10,62				100		
PL01_cor2_uveg	54,83		31,23	2,27	10,61	0,86		0,21	100		
c) Piroxén											
mintaszám/oxid (t%)	SiO2	TiO2	Al2O3	MgO	FeO	MnO	CaO	TOTAL			
CS02_capx1	54,11		2,42	20,75	4,01		18,71	100			
CS02_capx2	51,89	0,43	4,59	14,77	7,68		20,64	100			
CS02_pxrim	53,63		4,68	19,95	4,92		16,82	100			
B01_capx	59,39		4	15,15	5,85		15,6	100			
B01_ca2px	56,64		7,53	14,45	4,18		17,2	100			
B01_perempx	55,73		3,29	24,83	13,63		2,52	100			
B01_px	55,42		3,6	22,42	17,45		1,11	100			
B01_px2	57,65		4,53	24,69	12,03		1,1	100			
B04_pxi	54,3	0,42	4,02	25,11	13,49	0,04	2,61	100			
B04_pxi2	55,5	0,35	3,32	26,84	12,36	0,13	1,5	100			
B04_pxr	53,23	0,52	5,89	20,19	16,86		3,32	100			
d) Rétegszilikátok											
mintaszám/oxid (t%)	SiO2	TiO2	Al2O3	MgO	FeO	Na2O	K2O	TOTAL			
CS01_mus	51,15	0,17	31,07	3,75	2,89	0,74	8,23	98			
CS03_chl	30,91	1,31	22,52	6,2	33,63	1,97	1,46	98			
CS03_chl2	27,84	0,91	27,69	7,58	31,24	1,35	1,39	98			
CS03_bt	47,06	2,21	20,44	4,97	20,53	1,25	1,54	98			
CS02_sht	51,14	3,08	18,52	11,56	12,94		0,76	98			
CS02_bt	51,07	1,43	18,96	13,29	12,6		0,66	98			
CS02_Algazd	31,21	0,41	41,18	14,36	8,71		2,13	98			

	e) Amfibol							
mintaszám/oxid (t%)	SiO2	TiO2	Al2O3	MgO	FeO	MnO	CaO	TOTAL
CS01	37,44	0	21,64	3,38	28,08	1,05	6,39	98

	f) Földpát							
mintaszám/oxid (t%)	SiO2	Al2O3	CaO	Na2O	K2O	FeO	TOTAL	
CS03_fs1	65,7	23,93	2,66	2,95	3,51	1,25	100	
CS03_fs2	67,67	20,14	4,98	3,44	3,06	0,72	100	
B01_plag1	56,54	28,58	10,78	1,09	2,26	0,75	100	
B01_plag1perem	51,94	31,04	14,1	1,19	0,62	1,12	100	
B01_plag2	45,72	35,84	15,41	1,28	0,34	1,41	100	
B02_plag1	59,04	26,13	9,16	2,36	2,1	1,22	100	
B04_plag1	54,03	28,79	12,27	1,92	1,12	1,87	100	
B04_plag2	49,2	32,83	15,11	1,62	0,21	1,02	100	
PL01_fs1	60,79	23,45	9,68	2,21	2,42	1,45	100	
PL01_plag1	56,14	29,03	13,36	0,97	0,18	0,32	100	
PL01_plag2	60,42	25,39	11,85	0,98	0,09	1,27	100	