



A NOVOHRÁD-NÓGRÁD GEOPARK ÉRTÉKEI - OKTATÁSI SEGÉDANYAG
2014

A NOVOHRÁD-NÓGRÁD GEOPARK MAGYAR OLDALÁNAK FÖLDTUDOMÁNYI ÉRTÉKEI

Tartalom

1.	A Nógrádi Geopark jellegzetes ásványai és kőzetei	3
2.	A Geopark fontosabb rétegtani és őslénytani lelőhelyei	9
3.	A Geopark vulkánjai.....	15
3.1.	A Pannon-medence kialakulása és vulkánossága.....	15
3.2.	A Geopark különleges vulkáni képződményei.....	18
3.2.1.	Különleges oszlopos elválások bazaltokban és andezitekben.....	18
3.2.2.	Titokzatos üregek vulkáni kürtőkben: „megkövesült” gázbuborékok?.....	19
3.2.4.	Bazalt vulkáni táj – alulról és felülről.....	20
4.	A Geopark felszínfejlődése és domborzatának típusai	22
4.1.	A kialakult domborzattípusok rendszerezése	23
4.2.	Domborzattípusok, mint természeti értékek	25
5.	A Geopark földrajzi tájai	27
5.1	Központi-Cserhát	27
5.2.	Karancs	27
5.3.	Medves-vidék	27
5.4.	Litke-Etesi-dombság	28
5.5.	Felső-Tarnai-dombság	28
5.6.	Pétervásárai-dombság.....	28
5.7.	Galga-völgy	28
5.8.	Zagyva-völgy	29
6.	A Geopark talajviszonyai	31
6.1.	A területen előforduló talajtípusok.....	33
6.1.1.	Agyagbemosódásos barna erdőtalaj	33
6.1.2.	Ramann-féle barna erdőtalaj	33
6.1.3.	Köves-sziklás váztalaj.....	34
6.1.4.	Földes kopár talaj	34
6.1.5.	Nyers öntés talaj.....	34
6.1.6.	Réti öntés talaj.....	35
6.1.7.	Réti talaj.....	35
7.	A Geopark vízrajza	36
7.1.	Felszíni vizek	36
7.2.	Talajvíz.....	36

7.3. Mélységi és rétegvizek	37
8. A Geopark éghajlati viszonyai.....	39
9. Védett földtani értékek	41
Bárna Nagykö	41
Salgótarján Pécs-kői bazaltkúp.....	41
Salgótarján - Baglyasi bazalttömb	42
Szilaspogonyi Kiskő bazalt sziklaüreg	44
Kishartyáni Kőlyuk-oldal	45
Tar - Felső-csevice forrás.....	46
Bárnai Szerkő.....	47
Kazári riolittufa és földtani szelvény.....	47
Salgótarján Pocikvár és környéke.....	47
Ipolytarnóci Ősmaradványok Természetvédelmi Terület (TVT).....	49

1. A Geopark jellegzetes ásványai és kőzetei

A Geopark területe a változatos kőzetekből felépült Cserhátot, a Karancs és a Medves-vidéket foglalja magába. A területet általában a lágyan egymásba kapcsolódó tájak jellemzik. Mindez az egykori tengerekben lerakódott homok- és agyag tartalmú üledékeknek köszönhető. A cserhát központi részén 540-570 méter magasságot elérő hegyek emelkednek, amit vulkáni Cserhátnak is hívnak, mivel itt andezit kőzetváltozatok sokfélesége mellett a vulkáni hegyek oldalában sekélytengeri körülmények között képződött mészköveket is találunk. A vulkáni Cserháttól nyugatra olykor több kilométer hosszú dombsorok húzódnak, amelyek egykori andezit telérek kipreparálódott maradványai. Északra, a Salgótarjáni-medencében a kőszenes rétegek alatt, a robbanásos kitörések során keletkezett világos színű vulkáni tufa. Az ilyen kitörések többször ismétlődtek, maradványaik a Geopark területén többfelé megtalálhatók. A kitörési centrumok azonban feltehetően máshol, keletre-délkeletre lehettek. A térség fontosságát kiemeli, hogy a 15-20 millió évvel ezelőtt kialakuló Kárpátok vonulatával övezett Pannon-medencében (Kárpát-medencében) kiemelt fontosságú vulkáni szintek típuslelőhelyei itt találhatóak és elnevezésük is innen származik, mint például Gyulakeszi Riolituffa Formáció, Tari Dácituffa Formáció vagy Galgavölgyi Riolituffa Formáció. Az egyik legidősebb vulkáni működés konzerválta az Ipolytarnóc környékén található egykori itatóhelyet, a „palóc Pompejit” ahol számos állat lábnyoma, valamint az akkori növényvilágra jellemző lenyomatok maradtak meg, nemzetközileg is elismert rangot adva a területnek, amit Európa-diploma díjjal (1995) is jutalmaztak és az UNESCO Világörökség jelöltség listájára is eljutott.

A növényvilág hasonló lehetett, mint ami a nógrádi területen lévő mocsarakban halmozódott fel, és amelyekből a Salgótarján környéki barnakőszén rétegek keletkeztek. Később ezeket a kőszénrétegeket áttörték a bazaltos magmák, amelyek lávapatókat, kisebb vulkáni centrumokat hoztak létre. A bazaltos kőzetolvadék és a kőszén érintkezési zónájában természetes kokszt jött létre. A Nógrádi bazalt vidék nyugati részén egy egykor a mélyben megrekedt andezit magma nagy tömegű kőlencséje, azaz lakkolitja került a felszínre, ami felboltozta az oligocén korú üledékes rétegeket. A következőkben részletesen is bemutatjuk, keletkezési kor szerint, az idősebbtől a fiatalabbak felé haladva, a területen található kőzettípusokat, kiemelve azok különlegességeit.

Oligocén-alsó miocén, nyíltvízi tengerben képződött kőzetlisztes agyag („Szécsényi slír”, régebbi nevén „katti slír”)

A Nógrádi Geopark területét mintegy 25-35 millió évvel ezelőtt tenger borította. A tenger legnagyobb mélységét, kb. 200-300 métert, a mai Szécsény környékén érte el. A nyíltvízi medencében csillámos, homokos agyagos üledékek rakódtak le, amit a geológusok „slírnek” neveznek, míg a palócok „apokának” hívják. Több millió évvel később, 16-17 millió évvel ezelőtt ehhez nagyon hasonló körülmények között egy megtévesztésig hasonló kőzet keletkezett, amit kárpáti vagy Garábi slírnek neveznek. Zöldesszürke színű, gyengén rétegzett vagy tömeges megjelenésű kőzet, amelynek vastagsága helyenként az 500-600 métert is eléri. Ősmaradványok nagyon ritkák benne, azok elsősorban kagyló maradványok, különböző Amussium-félék. A Szécsényi slír képződésének látható az Ipolytarnóci Borókás-árok kezdeti részén és mélyen követhető a tőle északra lévő Botos-árokban is.

A Szécsényi slír kőzetébe nyomult be kb. 15 millió éve a Karancs andezites magmája. A viszonylag viszkózus, kristály-gazdag kőzetolvadék felboltozta az üledékes rétegsort, az érintkezési zónákban pedig a magma hőhatására a slír homokos, agyagos képződésének némileg átsült, átalakult. Ez az ún. kontakt átalakulás a Karancs délnyugati oldalán lévő útbevágásokban, felhagyott kőfejtőkben helyenként megfigyelhető. Ugyancsak

ebbe az üledékes képződménybe hatoltak a vulkáni Cserhátot felépítő andezites magmák is. Mindez azt is jelzi, hogy a Szécsényi slír kb. 15 millió évvel ezelőtt a felszínen vagy felszín közelében volt, azaz az ezt követő rétegek sok helyen lepusztultak. Az izzó kőzetolvadék póruszvezekben gazdag törmelékes üledékbe való jutása heves kölcsönhatást, végeredményben hidrovulkáni, más néven freatomagmás robbanásos kitöréseket eredményezett.

Oligocén-alsó miocén sekélytengeri homokkővek („Pétervásárai Homokkő” és „Budafoki Homokkő”)

A nyíltvízi tenger sekélyebb mélységű partvidékén 20-22 millió évvel ezelőtt sárgásszürke, zöldesszürke csillámos homok rakódott le, ami összefogazódik, azaz heteropikus fáciesű a Szécsényi slírral, néhány helyen azonban rátelepül. Ez azt jelenti, hogy a tenger vize fokozatosan visszahúzódott, egyre inkább elsekélyesedett, mígnem teljesen feltöltődött. A Pétervásárai homokkő felsőbb részein sajátos kereszttrétegzés figyelhető meg, ami intenzív áramlási környezetet, partközeli hullámveréses zónát feltételez. A kisebb és nagyobb szemcseméretű homokhullámok sorozatának kialakulása az ár-apály mozgatta vízi környezetre vezette vissza. A Pétervásárai homokkő főleg felsőbb rétegeiben zöld színű vasszilikát ásvány, glaukonit dúsul fel, ami alapján korábban „glaukonitos homokkőnek” nevezték a képződményt. A glaukonit megjelenése sokak szerint távoli vulkáni működés anyagának a homokos üledékbe való keveredését jelezheti. Egyes helyeken erre nyilvánvalóbb bizonyítékok is vannak, mégpedig vékony bentonit rétegek, amelyek egykori, kőzetüveg szilánkokban gazdag tufából jöttek létre. A vulkáni üveg ugyanis instabil fázis és vízi környezetben montmorillonit nevű agyagásvánnyá alakul. Az uralkodóan montmorillonitból álló kőzet neve bentonit. A nógrádi területtől keletre, Istenmezeje közelében bányásszák ezt az értékes tulajdonságokkal rendelkező képződményt.

A glaukonitos homokkő felső részén ősmaradványban gazdag homokkő települ, amit Budafoki homokkőnek hívnak. Ennek kora már alsó miocén. E kőzetben is megfigyelhetők az apály-dagály tevékenység napi és havi üledékciklusai, ami a homokkő szemcseméret változásaiban jelentkezik. A legjellegzetesebb ősmaradványok a *Chlamys*, *Ostrea* és *Balanus*. Az *Ostrea*-félék felszaporodása annak köszönhető, hogy ezek a kagylók jól bírták a parti hullámverést. Később egyre gyakoribbá válnak a nagy méretű fésűskagylók, ami alapján a kőzetet „nagypectenes homokkőnek” is nevezik. Megtalálható sokfelé a cserhát-nógrádi térségben, többek között Bercel, Ipolytarnóc és Salgótarján környékén. Ipolytarnócon, a Borókás-árokban a kagylók mellett nagy mennyiségben található cápa fogak is, amelyeket a környékbeliek „madárnyelvként” árusítottak. A fogmaradványok alapján a kutatók több cápafajt azonosítottak és innen írtak le először.

A kőzet jellegzetességei az olykor több méter átmérőjű cipóra emlékeztető homokkő-konkréciók („cipós homokkő”). Ezek a környezetüknél durvább szemcseméretű homokkővek, amelyek egykori üledékszállítási csatornában keletkeztek. Sokszor a „kőzet cipók” kipotyogtak a rétegsorból, helyüket üregek jelzik. A cipós homokkő egyik látványos feltárása a Litke-Etesi dombságon lévő kishartyáni Kő-lyuk sziklafala, ahol mintegy 15, illetve egy másik helyen 30-40 méter magasságban, közel 300 méter hosszan preparálódott ki a homokkő sziklafal. A kisebbik sziklafal kiválóan tárja fel a homokkő kereszttrétegzett szerkezetét, ami a tenger partközeli hullámverés övét őrizte meg. A másik sziklafalban a homokkő cipók, illetve azok hült helyei figyelhetők meg. Az üregek némelyikét később tovább faragták, tágították. Így keletkezett a Kő-lyuk, más néven Remete-barlang, ami egykor lakóbarlangként szolgált, ahová az emberek a tatár- és törökdúlás idején menekültek, később pedig szerzetesek laktak.

Alsó miocén szárazföldi tarkaagyag, konglomerátum és homokkő („Zagyvapálfalvai Tarkaagyag”, „Lábnymos homokkő”)

A tenger mintegy 20-21 millió évvel ezelőtt teljesen visszahúzódott a területről, a tengeri képződmények helyét szárazföldön, többnyire folyóvízi, ártéri, mocsaras

környezetben lerakódott tarkaagyagok, finomszemű homokok foglalták el. Az agyagok tarkaságát a keletkezésük során uralkodó oxidációs-redukciós környezetnek köszönheti. Helyenként kavicsos réteg, konglomerátum települ, ami folyóvízben képződött. A folyók helyenként kovás uszadékfákat is szállítottak, amelyek remek példáit láthatjuk az ipolytarnóci Borókás-árokban, közvetlenül a riolittufa képződménye alatt. Az uszadékfák vizsgálata alapján egy trópusi-szubtrópusi éghajlatú, dús vegetációjú környezet bontakozik ki.

A Zagyvapálfalvai tarkaagyag része a „lábnyomos homokkő”, ami nevét a messzeföldön híres, nagy gazdagságban megőrződött őszállat nyomokról kapta. A „palóc Pompeji” feltárásai az ipolytarnóci Borókás- és a Botos-árokban valamint ezek mellékvízmosásaiban kitűnő szelvényekben tanulmányozhatók. Az őszállatnyomok egy egykori itatóhely iszapos üledékében maradtak meg. Helyenként még csúszási nyomokat is találtak. A több mint 2500 lábnyom alapján ősrorszarvút, őzet, szarvasokat, kisebb emlősöket, ragadozókat, sőt madarakat is azonosítottak. Ez az előfordulás a Föld egyik leggazdagabb harmadidőszaki lábnyomos lelőhelye! Megőrződése sajátos módon egy pusztító vulkáni kitörésnek köszönhető. A több méter vastagságban leülepedett finom vulkáni hamu betemette az egykori élőhelyet, majd a leszivárgó vizek kovasavat oldottak ki a tufából, ami közel fél méter vastagságban keményre konzerválta a finomszemcsés üledéket.

Az őszállat nyomok mellett a képződmény nagyon gazdag növénylenyomatokban is. A kutatások több mint félszáz növényfajt azonosítottak, többek között pálma-, babér-, fenyő-, magnólia-, platán és páfrányféleségeket. Ezek a növények igen gyakoriak a homokkőre települő riolittufa alsó részén is. Ez a növény együttes szintén meleg, nedves, trópusi-szubtrópusi éghajlatról árulkodik. Az egyik legnevezetesebb növénymaradvány a *Pinuxylon tarnocziense*, ami Kubinyi Ferenc 1852. évi leírását követően megalapozta Ipolytarnóc hírnevét. A hatalmas kovásodott, cukorfenyőfélék közé besorolt fatörzs eredetileg közel 50 méter hosszú volt, bár már akkor is három darabra volt törve. A palócok „kőlócának” nevezték és ezen jártak át egy vízmosás felett, amelyen keresztül ívelt át a hatalmas fatörzs. Később fenőkőnek, építőkönek és sírkőnek hordták el darabjait. Egy része azonban még mindig látható a természetvédelmi terület szabadtéri kiállításán, egy a védőpincében, illetve a nagycsarnok épületében.

Robbanásos vulkáni működés során képződött riolit és dácit tufák és lapillitufák (Gyulakeszi Riolittufa, Tari Dácittufa, Galgahévízi Riolittufa)

A Pannon-medence miocén rétegtanában kitüntetett szerepe van a robbanásos vulkáni működéssel keletkezett úgynevezett riolittufáknak. Ezeket a vulkáni szinteket sokáig vezérszinteknek tekintették, amelyek nagy területeken keresztül követhetők és a földtörténeti időskálán egy adott időszakot jelentenek. A miocén időszakban három vezérszintet különítettek el, ami jórészt a nógrádi és cserhádi területek köszénkutatásán alapult. A részletesebb kutatások eredményeként később az északi- és középső-cserhádi területen elkülönítették még a „mélyebb aquitániai alsó riolittufákat” az „alsó tortonai középső riolittufáktól (riolitos dacittufák)”, illetve a „felső miocén, meociai legfelső riolittufáktól”. Később e területekről származtak e vulkáni képződmények rétegtani neveis is. Radiometrikus kormeghatározás alapján a vezérszintek korát kálium-argon módszerrel az alábbiakban határozták meg: „alsó riolittufa szint” (Gyulakeszi Riolittufa Formáció) - $19,6 \pm 1,4$ millió év; „középső riolittufa szint” (Tari Dácittufa Formáció) - $16,4 \pm 0,8$ millió év; „felső riolittufa szint” (Galgavölgyi Riolittufa Formáció) - $13,7 \pm 0,8$ millió év.

A legidősebb riolittufa (Gyulakeszi Riolittufa), fehéres szürke, horzsaköves vulkáni törmelékes kőzet. Salgótarján környékén a szénbányászok „fejrkőnek” nevezték. Minden kutató szakember és bányász tudta, hogy köszén csak e képződmény felett található! Vastagsága helyenként elérheti a 100 métert is. Fő ásványai a kvarc, a biotit és a plagioklász. Ipolytarnócon gyakoriak benne a szenesedett növénymaradványok, ami a vulkáni törmelékár magas hőmérsékletére utal. A finomszemcsés vulkáni képződményben sajátos, ívelt alakú kőzetűveg szilánkok figyelhetők meg mikroszkóp alatt, ami a gázbuborékokban gazdag szétrobbanó kőzetolvadék hirtelen megszilárdult darabjait képviseli. Ezek a kőzetűveg szilánkok sok helyen átalakultak, bennük zeolit ásványok

keletkeztek (pl. Arany-hegy). Máshol, ahol a vulkáni hamu vízben ülepedett le, az üvegszilánkok zeolittá vagy agyagásvánnyá (montmorillonit) alakultak.

A középső riolittufa kisebb SiO_2 -tartalmú magmából keletkezett, besorolása ezért dácit. Ásványos összetételében kevesebb a kvarc és megjelenik a piroxén és amfibol is. Rétegtani nevét a Tar közelében lévő Fehérkő-bánya kőzetéről kapta (Tari Dácittufa), ahol több mint 100 méter vastagságban tárul fel a vulkáni képződmény. Az újabb vizsgálatok azonban kimutatták, hogy e kőzet kora fiatalabb, mint a középső riolittufáé és valójában a Galgavölgyi Riolittufához sorolható. A tari Gömör-hegy tetején azonban valóban a középső szintben található riolittufa van. Ezek a vulkáni képződmények nagyobb, sokszor több centiméter nagyságú horzsaköveket tartalmaznak.

A Galgavölgyi riolittufa a Zagyva völgyében, Kozárd közelében és természetesen a Galga völgyében bukkan a felszínre. A már 1912-ben használt „Felső riolittufa” elnevezés azután meggyökerezett a hazai rétegtani szakirodalomban. A világosszürke színű vulkáni képződmény kvarcot, biotitot és plagioklász ásványokat tartalmaz, de helyenként előfordul a piroxén is. A horzsakövek helyenként a több centiméter nagyságot is elérik, helyesebb tehát a lapillitufa elnevezés. A vulkáni törmelékek szárazföldi és vízi környezetben rakódtak le.

Salgótarjáni tarkaagyag („felső-tarkaagyag”) és barnakőszenes összlet

A miocén elején a mocsaras környezet uralkodott, ahol elburjánzott a növényzet. A terület lassú süllyedése következtében azonban újabb tengerelöntés indult meg. A tengerparton zárt lagúnák alakultak ki, amelyet mangrofefák szegélyeztek. A folytatódó tengerelöntés következtében az édesvízi mocsárerdőt mangrovemocsár váltotta fel, végül a mocsár helyén egy csökkentsósvízi lagúna alakult ki. A mocsarakban felhalmozott jelentékeny mennyiségű elpusztult növényzetből később kőszéntelepek lettek.

Salgótarján környékén 3 fő barnakőszéntelep különíthető el. A legalsó, kb. 1 méter vastag, un. III. telep alatt tarka színű agyagos képződmény található („felső-tarkaagyag), ami jellegében nagyon hasonlít a Zagyvapálfalvai tarkaagyaghoz, ugyanúgy szárazföldi körülmények között keletkezett. Rétegtanilag azonban az alsó riolittufa felett települ. A szénbányászat során sokszor problémát okozott, hogy az agyag megduzzadt, ezért az ezt érintő vágatok leszűkültek, esetenként a vágatbiztosítások tönkrementek. A Salgótarjáni kőszénmedence az Etesi-árok környezetére korlátozódik. Sok helyen e képződményekre települnek a nógrád-gömöri 2-4 millió éves bazaltok. A nagy kiterjedésű Medves bazalt lávaplato alatt is kőszéntelepek vannak, akár csak a Szilvaskő és Baglyaskő alatt is. A mélyszinti kőszénművelés során nem egyszer ütköztek a bányászok e vulkánokat tápláló kürtőcsatornába, ezzel feltárva a bazalt vulkánok gyökérzónáját. A kőszénbányászat egy másik következménye a helyenként tapasztalt felszín beroskadások voltak. Az alábányászottság hatására megindult süllyedés a Szilvaskőn, kettéválasztotta a sziklafalakat és hatalmas hasadékok jöttek létre, amelyek szintén földtani különlegességek. A mély hasadékok feltárták a vulkáni felépítmények belső szerkezetét.

Újabb tengerelöntés üledékei: homokkövek és slír (Egyházasgergei homokkő és Garábi slír)

A középső miocénben (16-12 millió évvel ezelőtt) folytatódott a tengerelöntés, a parti részeken kagylótöredékes homok („chlamyszos homokkő”, Egyházasgergei Homokkő; Kazári Homokkő) rakódott le. A keresztretegzés a mozgatott vízre utal, a kis fésűskagylók pedig a sekély vízmélységet jelzik. Az „alsó mediterrán szénfedő rétegnek”, illetve „pectenes rétegnek” nevezett képződmény nagyon hasonlít a kőszenes összlet alatt lévő glaukonitos homokkőhöz.

Az Egyházasgergei Homokkő formáción belül elkülönített Kazári Homokkő Tagozat, bár csupán néhány méter vastag, mégis nagy jelentőségű, mivel a Paratethys tengerének második, teljes elzáródását rögzíti, amit a benne található endemikus faunaelem, a *Rzehakia socialis* nevű kagyló jelez. A tenger elzáródása csupán néhány százezer évig tarthatott, utána normálsósvízi, sekélytengeri chlamyszos homokkő található.

A tengermedence belsejében, ahol a víz mélysége elérhette a 100 métert, a korábbi slírhez nagyon hasonló, finomszemcsés üledék rakódott le. Ezt Garábi slírnek, vagy „kárpáti slírnek” nevezik. Az iszapos üledékgyűjtő tengelye némileg északabbra helyezkedett el a korábbi, alsó miocén tengermedencéhez képest. A kárpáti slír vastagság sok helyen eléri az 500 métert is! Kőzettanilag agyagos, finomhomokos aleurit, gyakori homokkő betelepülésekkel. A távoli vulkáni működéseket jelzik a szintén betelepülő vékony tufarétegek. Jellemző ősmaradványai az *Amussium* kagylók. Salgótarján környékén ezek a legfiatalabb miocén üledékek, a további üledékes rétegek lepusztultak. A tenger déli partvidékét a mai Fót-Mogyoród vonalában követhetjük. Itt a sekélytengeri környezetben szintén chlamyszos homokkő rakódott le, helyenként korallós zátonyokkal (Fóti formáció). Ebbe a képződménybe, azaz sekélyvízi környezetben települnek a később kiterjedt andezit vulkanizmus első lávaárjai (Hasznosi Andezit).

Andezitek (Karancsi Andezit, Hasznosi Andezit, Mátrai Andezit)

A Nógrádi Geopark területének egyik meghatározó és kiemelkedő fontosságú természeti értékei az andezitek. Az andezit vulkánosság igen változatos formákat alkot, a mélyben megszilárdult lakkollitól, a több kilométer hosszan követhető telérek és hasadékvulkánokon át a vízalatti és szárazföldi lávafolyásokig és robbanásos vulkáni működéssel képződött piroklasztitokig.

A legidősebb vulkáni képződmények (Hasznosi Andezit) sekélytengeri környezetben ömlöttek a felszínre és sok helyen összefogazódnak a Fóti Formáció üledékes kőzeteivel. Az üledékes képződményekkel való kapcsolódása alapján kora középső-miocén, kárpáti, 17 millió év körüli. Felszíni előfordulásuk elsősorban a Cserhát keleti részére korlátozódik, a Tar közeli Csevice-völgyben, a Gömör-hegy déli oldalában, továbbá a mátraverebélyi Macskavölgyben, a nagybátonyi Sulyom-tetőn és Mátraszöllős közelében vannak szép feltárásai. A Cserhát belsejében, Cserhátszentiván mellett bukkan a felszínre. Ez a vulkáni tevékenység szoros kapcsolatot jelent a mátrai vulkáni működés megindulásával. A párnaláva és hialoklasztit breccsa kőzetek általában erősen átalakultak a tengervízzel való kölcsönhatás következtében. Elsődleges ásványos elegyrészeik a plagioklász, a monoklin piroxén és az amfibol.

A Mátrai andezit („középső andezit”, Mátrai Nagyhársas Andezit) kora 14-15 millió év, azaz a bádeni emeletben keletkezett. Uralkodóan hialoklasztitos breccsa- és lávapadok alkotják, de megjelennek szubvulkáni kőzettek és hosszú telérek is. A vulkanikus Cserhát összetett (rétegvulkáni) tűzhányóit is e képződmények alkotják a Zagyva-árokotól nyugatra. Egyik legimpozánsabb feltárása a sámsonházai Várhegy oldalában található, ahol freatomagmás lapillitufára települ a feltehetően sekély vízbe folyt lávaár. A láva és vizes üledékek kölcsönhatására kisebb-nagyobb hólyagüregek alakultak ki a lávában. Erre újabb vulkáni törmelékes kőzetegység következik, majd az ún. „felső andezit” lávakőzete és a szarmata lajtamészkö.

A Cserhátban van még egy harmadik andezit szint is, amit „fedőandezitnek” (Kékesi Andezit) is neveznek. A sámsonházai Vár-hegy védett feltárásban a felső lávafolyás szintén a „fedőandezit” része. Kőzettanilag ezek is piroxén (olykor mindkét piroxén típus, azaz a monoklin és a rombos változat is előfordul benne) és plagioklász tartalmú bazaltos andezitek.

A cserhátai andezitektől elkülönülve a nógrádi területen a bazaltok szomszédságában található a „palócok Olimpusza”, a Karancs. A sok szempontból különleges kőzet 15 millió évvel ezelőtt alakult ki sekély mélységben megakadva, felbubosítva az oligocén üledékes kőzetrétegeket. A viszonylag lassú kristályosodást jelzi a viszonylag durvaszemcsés szövet. A kőzet nemzetközi szinten is különleges vonása az igen nagy számban megjelenő, olykor 1-2 cm nagyságot is elérő, kerekded gránát fenokristályok. A gránát világszerte igen ritka ásvány vulkáni kőzetben, aminek oka a keletkezésének sajátjaiban van. Az almandin gránát nagy mélységben (>7 kbar), magas hőmérsékleten (>800°C) víz-gazdag, alumíniumban viszonylag gazdag magmából kristályosodik ki. Sekély mélységben azonban

már nem stabil, itt visszaoldódik és helyette más ásványok képződnek. Ahhoz tehát, hogy megőrződjenek a magmás kristályosodás korai fázisában képződött almandin gránátok az kell, hogy a magma 15-20 km mélységből viszonylag gyorsan felszínre törjön. Ehhez segítséget jelenthet a húzásos szerkezeti mozgás. A karancsi andezit magmáját feltehetően az Etes-árok tektonikai vonalában fellépő extenziós feszültségtér segíthette felszínközelbe. A gránát szemcsék visszaoldódása már megkezdődött, erre utal a lekerekített megjelenés és az igen gyakori reakciószegély zóna. A gránátok koncentrikus megjelenését az adja, hogy igen nagy számban tartalmaznak orientált elhelyezkedésben plagioklász zárványokat.

A karancsi andezit a gránátok mellett amfibolt, piroxént, plagioklászt és biotitot tartalmaz. Gránátos vulkáni kőzetek a térségben nem ritkák, elsősorban a Visegrádi-hegységben és a Börzsönyben fordulnak elő, de vannak szlovákiai előfordulások is. A karancsi kőzet azonban ebből a szempontból is különleges, mivel ez a SiO₂-ben legszegényebb kőzet, ami gránátot tartalmaz. A kőzettani különlegességek azonban még nem fogytak el! Valószínűleg a magma gyors feltörésére vezethető vissza, hogy a feláramló kőzetolvadék nagy mennyiségű kőzetdarabokat sodort magával a környező kőzettestekből. Ezek a kőzetzárványok nagyon változatos típusúak. Vannak közöttük metamorf és üledékes kőzetek egyaránt és segítségükkel mély kutatófúrás nélkül is megismerhető, rekonstruálható, hogy milyen kőzettestek találhatók a földkéregben a Karancs és térsége alatt.

Bazaltok

A nógrádi térség tájképére a 3-6 millió évvel ezelőtti egykori bazaltvulkánok kipreparálódott kürtötteste nyomják rá bélyegüket. Mellette húzódik a mintegy 13 km²-nyi medvesi bazaltfenntű, ahol a bazalt lávakőzet vastagsága helyenként a 100 métert is eléri. A bazalt vulkáni tevékenység egy hepehupás erodált térszínen indult meg. Az egykori bazaltvulkánok a Medves kivételével mind mélyen lepusztultak, de ez adja különlegességüket: feltárult mélybeli gyökérszónájuk! A bazaltkürtök oszlopos elválásai a cserhádi andezitek oszloposágával vetekednek – egy világviszonylatban is egyedül változatosságot mutatva!

Nem kevésbé különlegesek a bazalt ásványtani és kőzettani tulajdonságai sem! Ellentétben a balaton-felvidéki bazaltokkal e kőzetekben gyakoribb a monoklin piroxén. A piroxén nem csak fenokristályként van jelen, hanem sok esetben több centiméter nagyságú, megakristálnak nevezett ásványok formájában is. Ezek a földköpeny felső részéből származnak, onnan a feltörő bazaltos magma sodorta magával. A nagy méretük annak köszönhető, hogy a mélyben bazaltos magma lassú kristályosodása során alakultak ki. Tudományos különlegesség, hogy a piroxén fenokristályok magjában is előfordulnak olyan piroxén kristálytöredékek, amelyek valahol a földkéreg és földköpeny határán keletkezettek. A piroxén megakristályok mellett nem ritkák az amfibol megakristályok sem, amelyek vízgazdag magmából váltak ki, szintén a földköpeny felső részén. A földköpenyből és a magmák korai kristályosodási történetéről azonban további különleges információk is vannak: Salgó, Bárna, Pécskő bazaltjai többek között tartalmaznak néhány centiméter nagyságú kőzetzárványokat (peridotitok, piroxenitok), amelyek e mélységből származnak. A nógrád-gömöri bazaltok egy másik ásványtani különlegessége a sajátalakú piroxén és olivin kristályok jelentékeny feldúsulása a Medves bazalt lávatararója alatt. Ezt a képződményt kristálytufának nevezték el, kialakulása azonban máig nem tisztázott.

2. A Geopark fontosabb rétegtani és őslénytani lelőhelyei

Alsótold 1.sz. mélyfúrás (At. 1.)

Földtani kor: miocén, badeni-szarmata

Formáció: Kozárdi Formáció

Az Alsótold-1. sz., 1968-ban mélyített földtani kutatófúrás 2,0 és 125,0 méterek között szarmata agyagos aleuritot, márgás molluszkás mészkövet és molluszkás agyagmárgát harántolt. A szakasz 76,0 és 77,5 métere közöttől Mollusca és gerinces (Artiodactyla indet.) maradványok ismertek. A magminta további 123,0-125,7 méterében biotitos riolittufa, majd alatta 180 m mélységig badeni andezit fordult elő.

Bercel – Ordaspusztá

Földtani kor: miocén, eggenburgi

Formáció: Budafoki Formáció

A Bercel melletti Ordaspusztá északi végén fekvő homokgödörben alul molluszkás homok (*Cardium grande* jellemzi), fölötte osztreás pad (*Ostrea gigantica*) figyelhető meg.

Buják – „Pappenheim-kőfejtő”

Földtani kor: holocén

A bujái Pappenheim kőbánya neogén (badeni, szarmata?) homokos mészkövének hasadékkitöltéséből Tasnádi Kubacska András 1932-ben aprógerincesek maradványait gyűjtötte. A fauna feldolgozását Jánossy Dénes végezte, aki azt idősebb holocén korúnak értékelte. A fauna jelentősége, hogy a Középhegységben a Pilis és a Bükk között az egyetlen olyan lelőhely, amely dokumentálja a mai hazai gerinces-fauna kialakulásának egyik szakaszát.

Buják – Újkút-pusztá

Földtani kor: felső-miocén

Formáció: ismeretlen

1986-ban Hir J. egy teknős (*Testudo* indet.) csaknem teljes haspáncélját gyűjtötte

Ecseg

Földtani kor: miocén, szarmata

Formáció:Kozárdi Formáció

Ecseg környékéről (valamint a szomszédos Kozádról) a szarmata meszes homokkövekből rendkívül gazdag puhatestű és ősnövénytani anyag került elő. Utóbbiak közül Boda J. innen írta le az *Acicularia conica*-t .

Egyházasgerge

Földtani kor: miocén, kárpáti

Formáció: Egyházasgergei Formáció

Az Egyházasgergei Formáció típusszelvénye a településtől délre fekvő homokbánya feltárása, gazdag makrofaunával. A salgótarjáni ottngangi széntelegek fedőjét alkotó kőzettest tengeri partszegélyi-síkparti fáciesben képződött. Esetenként alapkonglomerátummal, kavicsal kezdődik, majd gyakoriak a keresztarégtezett chlamysos homokok, homokkövek.A

Nagy-völgyben, a Mocsáry-akol alatti kőbányából, valamint a Nagy-Hallgató és a Körbérces közötti völgyben gyakoriak a cápa fogak maradványai.

Etes

Földtani kor: miocén, ottngangi

Formáció: Salgótarjáni Barnakőszén Formáció

A salgótarjáni barnakőszén medencéhez tartozó etesi bányákból kerültek elő a primitív kapafogú őselefánt, a *Prodeinotherium hungaricum* fogmaradványai.

Garáb

Földtani kor: miocén, kárpáti

Formáció: Garábi Slír Formáció

Az Észak-Magyarországra jellemző kifejlődésű középső-miocén Garábi Slír Formáció típusterülete Garáb község. A Garábi Slír szürke színű, ciklikusan váltakozó homok, csillámos homok, aleurit, agyag és agyagmárga sorozatból áll, amelyek a tengerek partoktól távoli, nyíltvízi környezetében képződtek. Az *Amussium*, *Tellina*, *Brissopsis* mahrofauna mellett rendkívül gazdag foraminifera faunája és nannoplanktonja. Jellemzőek az iszapmozgásai és életrnyomok. Miután a településen nincs olyan felszíni feltárás, amely megfelelően reprezentálná a formációt, annak sztratotípusául a Garáb 1. sz. fúrást jelölték ki.

Ipolytarnóc

Földtani kor: miocén, eggenburgi-ottngangi

Formáció: Zagyvapálfalvai Formáció, Gyulakeszi Riolittufa Formáció

Az irodalomban 1854-óta ismert, és napjainkban Magyarországon a legjobban kiépített, Európa Diplomával rendelkező, és a Világörökség címre is jelölt földtani objektum legfőbb nevezetességei a tengeri cápa fogas homokkő, a megkövesült óriás fatörzsek, a lábnyomos homokkő, a fedő riolittufa, és a mindkét utóbbiban előforduló gazdag paleoflóra.

Karancsberény

Földtani kor: miocén, eggenburgi, ottngangi

Formáció: Zagyvapálfalvai Formáció, Gyulakeszi Riolittufa Formáció

Karancsberény területén jelenleg nem ismeretes olyan feltárás, ahol jellegzetes, kutatható és bemutatható ősmaradványok lennének. Ugyanakkor különböző földmunkákkal bármikor előkerülhetnek ilyen lelőhelyek. A XX. század első felében a karancsberényi Kisarany-pusztá környékéről opálosodott fadarabok mellett egy különlegesen ép pálmalevél (*Sabal* sp.) lenyomat került elő. A Gyulakeszi riolittufák kovásodott fatörzsei közül Andreánszky Gábor paleobotanikus innen írta le a *Pinuxylon karancsense*, Greguss pedig a *Pinuxylon haploxyloides* új fenyőfajokat.

Kazár - útbevigás

Földtani kor: miocén, kárpáti

Formáció: Egyházasgergei Formáció, Kazári Homokkő tagozat

Kazár községtől északra, az Aranyosi-pusztára vezető mélyút bevigása tárja fel a tagozat típusszelvényét. Az ottngangi *cardiumos* homok legfelső limonitos rétegére diszkordánsan települ a kárpáti *congeriás-rzehakiás* homok, amelynek alsó 2-8 cm-es sávja tömegesen tartalmaz cápa fogakat, rája tüskéket és csontos halak fogait, csonttöredékeit. A „kazári cápa fogas réteg” Ipolytarnócot követően Magyarországon a második legnevezetesebb

tömeges cápa fogas lelőhelye. Solt Péter 1992. évi publikációjában 2600 halmaradvány között 33 taxont különböztetett meg. A lelőhelyen azóta többen - amatőrök és hivatásos kutatók - is gyűjtöttek.

Keszeg

Földtani kor: oligocén

Formáció: Budai Márga Formáció

A felső-eocén – alsó oligocén Budai Márga Formáció kitölti a Csővár, Keszeg és Nézsza közötti erősen széttagolt triász rögök köztes területeit. Keszegről mind a triászból, mind az oligocénből régóta ismertek ősmaradványok, utóbbiból főleg növénylenyomatok.

Kozárd

Földtani kor: miocén, szarmata

Formáció: Kozárdi Formáció

Az Északi-középhegység területére jellemző szarmata Kozárdi Formáció típusterületét a Kozárd községből Alsótoldra vezető országút K-i oldalával párhuzamos árokban, a temető közelében alapszelvényt szerűen tárták fel, majd ennek D-i végén mélyült a rétegsort kiegészítő Kozárd 1.sz. fúrás. A formáció a badeni vulkanitok és az édesvízi pannóniai formációk között elhelyezkedő tengeri, félsósvízi összlet. A formáció szerves maradványokban igen gazdag, esetenként áthalmazott kovásodott fatörzseket is tartalmaz.

Litke - Krétabánya-völgy

Földtani kor: miocén, kárpáti-badeni

Formáció: Fóti Formáció

A Litke község DNY-i határában fekvő, növényzettel erősen borított Krétabánya-völgyben a XX. század első felében mélyműveléssel is fejtették a fehér színű, finomszemcséjű diatómaföldet. Az egykori bánya már beomlott. A bánya közelében található a *Lymnaea* és *Planorbis* tömeges előfordulásával jellemezhető édesvízi mészkő és mocsári agyag. Csepregyhyné innen írta le a *Lymnaea pachygaster nogradensis* új alfajt. Az 2005-ben Hir János által kezdődött ásatások nyomán többek között 9 kétéltű és hüllő, valamint 6 kisemlős maradványát mutatta ki, amelyek alapján a mocsári képződményt alsó-badeninek tartja. A lelőhely jelentősége, hogy Magyarországon ez az első alsó-badeni gazdag aprógerinces lelőhely.

Mátraszele - TSz homokbánya

Földtani kor: miocén, ottnangi-kárpáti

Formáció: Egyházasgerge Formáció

A mátraszelei TSz homokbányából tengeri teknős (*Trionyx*) és gumósfogú őselefánt (*Gomphotherium angustidens*) foga került elő.

Mátraszőlős - Fehérkő-bánya

Földtani kor: miocén, badeni

Formáció: Lajta Mészkő Formáció

A mátraszőlősi Fehérkőbányát kb. egy évszázadon át az 1950-es évek végéig bányászták a lajtamészkő kinyerése céljából. Későbbiekben az elhagyott területen időszakos löteret alakítottak ki. Jelenleg elhagyott. A nagykiterjedésű bányafalakon kitűnően tanulmányozható a Lajta Mészkő Formáció rétegzettsége, üledékképződési sajátosságai.

Elsősorban az 1930-as években Legányi Ferenc gyűjtései nyomán nagymennyiségű puhatestű, tüskésbőrű és szórványosan fontos tengeri ősgerincesek maradványai kerültek elő (delfin, tengeri tehén). Innen írta le Kretzoi Miklós a *Haplosiren leganyii* új *Sirenia* fajt. A bánya melletti Szamár-völgy márgás rétegeiből badeni szárazföldi gerincesek csontjai is előkerültek (*Aceratherium*, *Palaeomeryx*).

Mátraszőlős - Függő-kői-barlang

Földtani kor: felső-pleisztocén, holocén

A mátraszőlősi Vöröskő-bánya mellett húzódó Függő-kői-völgy bejáratának közelében, egy aláhajló andezittufa és agglomerátum szikla közelében, a patakszint felett kb. 5 méter magasan nyíló kőfülke kitöltése gazdag, több rétegre elkülöníthető szintben gazdag felső-pleisztocén és holocén gerinces- és Mollusca faunát tartalmaz. A lelőhely jelentősége, hogy a Pilis és a Bükk között az Északi-középhegységben az egyetlen, faunisztikai és rétegtani szempontból jelentős felső-pleisztocén gerinces mikrofauna lelőhely.

Mátraszőlős - Rákóczi-kápolna alatti útbevágás

Földtani kor: miocén, badeni

Formáció: Sajóvölgyi Formáció

Mátraszőlős települést északi peremén fekvő Rákóczi-kápolna alatti útbevágás két, egymáshoz közel fekvő és azonos, felső-badeni korú ősgerinces lelőhelyet tartalmaz. A *Gyraulus* csiga tömeges jelenlétével jellemezhető édesvízi-tavi környezetben képződött üledékből gazdag kételtű, hulló, madár és kisemlős-fauna került elő.

Mátraverebély – Betyár-barlang

Földtani kor: miocén, badeni (bezáró kőzet); ősmaradványok felső-pleisztocén

Formáció: Lajta Mészke Formáció (bezáró kőzet)

A Betyár-barlang homokos kitöltésében gyakoriak a jó megtartású, rendszertelenül elhelyezkedő barlangi medve (*Ursus spelaeus*) csontok. A nagyrészt miocén vulkáni képződmények között elhelyezkedő rendkívül kis meszes területen már a barlang előfordulása is különleges. Mint őslénytani lelőhely, az 1994. évi előzetes kutatást követően statikai megerősítésre, majd őslénytani ásatásra szorul.

Nógrádszakál - Bertece-völgy (Mollusca lelőhely)

Földtani kor: miocén, badeni

Formáció: Lajta Mészke Formáció

A Bertece-patak nógrádszakáli hidjánál, a patakparton az 1930-as években feltárt, és Bogsch L. által monografikusan feldolgozott, „tortonai törpefaunaként” jellemzett gazdag Mollusca-együttes lelőhelye.

Nógrádszakál - Bertece-völgy (Növénymaradványok)

Földtani kor: miocén, badeni

Formáció: Mátrai Andezit Formáció

A nógrádszakáli Bertece-völgy középső szakaszán andezittufás-márgás rétegekben egyes helyeken tömegesen fordultak elő kitűnő megtartású növénymaradványok. A „nógrádszakáli flóra” néven ismert együttest az *Equisetum-Parrotia* taxonok jellemzik. Az egyik legjelentősebb hazai badeni flóra.

Nógrádszakál - Páris-patak

Földtani kor: miocén, badeni

Formáció: Lajtai Mészke Formáció

Különleges, kanyonszerű feltárásban szárazföldi-sekélytengeri márgabetelepülésekkel tagolt, a finomszemű homokkőtől a nagyméretű szállított közetblokkokig minden mérettartományt felölelő konglomerátum. Őslénytani jelentősége a konglomerátumból előkerült kovásodott fatörzsek, az orrszarvú, *Mamut (Zygodon) tapiroides* és *Chalicotherium grande* maradványok, valamint a márgás betelepülések növénylenyomatai.

Salgótarján - szénmedence

Földtani kor: miocén, eggenburgi-ottnangi

Formáció: Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formáció, Gyulakeszi Riolitufa Formáció,

Salgótarjáni Barnakőszén Formáció

A Salgótarjáni szénmedence eggenburgi és ottnangi képződményeiből kerültek elő a legkorábbi európai ormányos maradványok (*Prodeinotherium*, *Gomphotherium*); az ottnangi barnakőszén összetételéből mindezek mellett orrszarvú (*Aceratherium*), és gazdag paleoflóra is ismert az egykori bányarendszer különböző egykori feltárásaiból. Jelenleg a felszínen csak az eggenburgi rétegek tanulmányozhatók.

Sámsonháza - Oszkoruzsa-árok

Földtani kor: miocén, badeni

Formáció: Sámsonháza Formáció, Szilágyi Agyagmárga Formáció

A sámsonházai Vár-hegytől északra húzódó, és a Sámsonházai Formáció típusjelvényét is tartalmazó Oszkoruzsa-völgy mindkét oldalán feltároló szelvényekben a szürke színű, édesvízi puhatestűekben gazdag rétegből négy lelőhelyről kerültek elő középső-badeni gerinces maradványok. A mátraszőlősi és a hasznosi hasonló lelőhelyekkel együtt a hazai középső-miocén gerinces faunisztikai kulcslelőhelye.

Sámsonháza - Várhegyi-kőfejtő

Földtani kor: miocén, badeni

Formáció: Mátrai Andezit Formáció, Lajtai Formáció

A Várhegy oldalában felhagyott, látványos, a nógrádi középső-miocén eseményeket szemléletesen bemutató tengeri és sztrатовulkáni sorozat. A Garábi slírre a Tari Dácittufa formáció („középső riolitufa”) vulkanitja települ, amelyet a badeni Mátrai Andezit Formáció láva, andezittufa, andezitagglomerátum váltakozása építi fel. Az alsó rétegekben gyakoriak a slírösszlet felszaggatott foszlányai. A feltárásban három vulkáni kisciklus figyelhető meg, változatos vulkáni képződményekkel, pl. salaklávával. A vulkáni sorozat fedője a Lajtai Formáció életnyomos, bryozoás, lithothamniumos homok és homokkő. A bánya előtti patakparton nagyméretű badeni kagylós pad figyelhető meg.

Somoskőújfalu, Móra Ferenc utca

Földtani kor: felső-pleisztocén

Somoskőújfalu, a Móra Ferenc u. 6/a. sz. ház alapozása közben löszös lejtőtörmelékéből 1987-ben egy gyapjas orrszarvú (*Coelodonta antiquitatis*) teljes combcsontja került elő. A Karancs és a Medves környékén igen ritkák az egyébként máshol gyakori felső-pleisztocén nagyemlősök maradványai, mert viszonylag kevés a löszös üledék, a kiterjedt folyóvízi kavics, és barlangok sincsenek.

Sóshartyán - Kapcás-tető

Földtani kor: miocén, eggenburgi

Formáció: Zagyvapálfalvai Formáció

Az észak-magyarországi elterjedésű, korábban „alsó tarkaagyagnak” nevezett, nagyrészt szárazföldi eredetű képződményének, a Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formációnak a sóshartyáni Kapcás-tetőn az egykori homok-kavics gödör olyan rétegsora tanulmányozható, ahol vastag fosszilis talajszelvény mellett homok és kavicsrétegek is váltakoznak. A talajszintből 1982-ben kis kőrödzőfogak (*Lagomeryx* sp.) kerültek elő.

Szécsény - téglagyár

Földtani kor: oligo-miocén, egri-eggenburgi

Formáció: Szécsényi Slir Formáció

A Szécsényi Slir Formáció típuslelőhelye a Szécsényi „kis” és „nagy” téglagyár egykori külszíni bányaszelvénye. Az 50 méternél mélyebb, egységesen parttávoli, nyílttengeri képződmény teljes vastagsága 400-600 méterre tehető. A formáció zömében szürke, ritkábban zöldesszürke aleurit, agyagos kőzetliszt, finomszemű homok. Gyakoriak benne az életnyomok, különösen gazdag foraminifera faunája, viszont puhatestű makrofaunája szegényes.

Szécsényfelfalu - Nyerges-partak völgye

Földtani kor: miocén, eggenburgi

Formáció: Szécsényi Slir Formáció, Zagyvapálfalvai Formáció

Szécsényfelfaluban, a Felső-Nyerges pusztától É-ra, a Nyerges-patak völgyében fekvő feltárásban a Szécsényi Slírrre települ a Zagyvapálfalvai Formáció üledéke, mindkettőben mikrofauna található.

Szirák - homokbánya

Földtani kor: miocén, szarmata és felső-pleisztocén

Formáció: Kozárdi Formáció

A Szirák Dózsa György úti homokbányában az üledékeket egy fokozatosan csökkenő energiájú, állandó vízfolyás halmazta fel. Ennek következtében a homokból nagyszámú, a szarmata üledékekből áthalmazott puhatestű, valamint az folyóvízi aktivitás idejére (rissz-würm interglaciális) utaló Mollusca és aprógerinces maradvány együttesen fordul elő.

Tar 34. sz. mélyfúrás

Földtani kor: miocén, szarmata

A Tar 34. sz. mélyfúrás több szintjéből viszonylag gazdag paleobotanikai anyag ismert.

3. A Geopark vulkánjai

3.1. A Pannon-medence kialakulása és vulkánossága

A Pannon-medence területének jelentős részén található vulkáni képződmények, amelyek azonban csak a jéghegy csúcsát adják, hiszen a mélyben néhány millió éves üledékes kőzetek alatt további vastag vulkáni kőzetsorozatok bújnak meg. A vulkáni kőzetek rendkívül változatosak: bazaltok, andezitek, dácitok és riolitok egyaránt előfordulnak, amelyek hol kiterjedt vulkáni lepleket, hol magas rétegvulkánokat, máshol pedig éppen csak kiemelkedő vulkáni halmokat képeznek. Hogy alakult ki ez a nagy vulkáni változatosság? A tűzhányók története szoros kapcsolatban van a Pannon-medence kialakulásával, amelynek kezdete mintegy 20 millió évvel ezelőttre tehető.

A földtani események mozgatórugója az Európai- és az Afrikai kőzetlemez közeledése volt, aminek eredményeképpen gyűrődött fel például az Alpok láncolata. A két nagy kőzetlemez között több kisebb mikrolemez is volt, amelyek különbözőképpen reagáltak a satuszerűen összenyomódó szorításra. Egyesek a szomszédos kőzetlemez alá buktak (szubdukálódtak), mások forogtak, felgyűrődtek, és volt olyan is, ami megpróbált kimenekülni a szorításból. A Pannon-medencét egy jelentős délnyugat-északkeleti csapású tektonikai zóna (az úgynevezett Közép-Magyarországi tektonikai zóna, ami nagyjából Zágrábtól a Zempléniig húzódik) két nagyobb egységre tagolja: északra az úgynevezett ALCAPA (=Alpok-Kárpátok-Pannon) mikrolemez, míg délre a Tisza mikrolemez található. Az ALCAPA egység egészen mintegy 20 millió évvel ezelőttig az Alpok térségéhez tartozott (valahol a Déli-Alpok és a Keleti-Alpok között helyezkedett el), azonban ekkor a kompressziós nyomás elől kitérve északkelet felé kezdett mozogni, ahol egy nem túl széles óceáni medence terpeszkedett. Az óceáni medence kőzetlemeze az érkező kontinentális blokk alá bukkott. A szubdukció kezdetben nem járt vulkáni kitörésekkel, feltehetően azért, mert az alábukás szöge kicsi volt (az Andok vonulatának középső, vulkánoktól mentes része, szintén a sekély szögű szubdukcióval magyarázható). Az ALCAPA egység vastag kéregtömege egyre közelebb került a Tisza egységhez, majd találkozáskor, mindkét mikrolemez jelentős forgást végzett, mígnem közel a mai helyzetbe kerültek.

A két kőzetlemez találkozási zónájában, a Közép-Magyarországi tektonikai zóna mentén mintegy 19-20 millió éve megkezdődtek az első vulkáni kitörések, amelyek nagy kiterjedésű riolitos lepleket eredményeztek. Ez a típusú vulkáni működés körülbelül 7 millió éven keresztül zajlott, képződményei legszebben a Bükk előterében figyelhetők meg, ahol a süveg alakú kaptárkövek kedvelt kirándulóhelyek. Kiterjedt felszíni kibúvási vannak a Cserhát-Nógrád térségben is. Az egyik legismertebb előfordulása az ipolytarnóci, ahol a vulkáni működésnek nagy szerepe volt az egykori itatóhely növényvilágának és ősszállat nyomainak megőrzésében. A riolitos vulkáni szintek típusleőhelyei is a Cserhát-Nógrádi térségben találhatóak. A riolitos magma képződése részben bazaltos magmáknak az akkor még vastag földkéreg alá való nyomulásával magyarázható, ami a földkéreg alsó részén is olvadást idézett elő. A riolitos magmák hatalmas robbanásokkal törtek a felszínre, a kapcsolódó, sokszor több száz fok hőmérsékletű vulkáni törmelék-árak nagy pusztítást végeztek és jelentős nagyságú területeket borítottak. Ez a vulkáni tevékenység lávafolyással azonban nem járt.

Mintegy 18 millió évvel ezelőtt a Kárpáti ív mentén zajló szubdukció jellege megváltozott, az alábukás szöge egyre nagyobb lett, azaz a földköpenybe süllyedő kőzetlemez fokozatosan hátragördült. A szubdukálódó kőzetlemez egyre jobban magára húzta a felette lévő kőzetlemezt, aminek eredményeképpen húzásos feszültség ébredt a litoszférában és az egyre jobban elvékonyodott. Az elvékonyodó kőzetlemezen alakult ki a Pannon-medence, amit a földtudományi szakemberek ív-mögötti medencének tartanak (ív-mögötti medencék gyakran alakulnak ki szubdukciós zónák mögött, például a Mariana és Tonga ívek mögött vagy az Andok belső területein, illetve a Sziklás hegység mögött a Nagy-medence és Colorado-fennsík környéke). A több mint felére vékonyodott kőzetlemez alatt az asztenoszféra anyaga passzívan felemelkedett. Ez az eseménysor további vulkanizmust eredményezett. A felgyűrődött Kárpátok előterében 16 millió évvel ezelőtt andezites és dácitos rétegvulkánok alakultak ki a Visegrádi-hegység, a Börzsöny és Selmeci vulkáni területektől a Cserháton és Mátrán keresztül a Tokaj-Eperjes hegységig, majd később a Vihorláltól az Avas-Gutinon át a Kelemen-Görgény-Hargita vulkáni hegyláncokig. A vulkáni kitörések zaja mintegy 16 millió éven keresztül verte fel a Kárpátok csendjét fokozatosan haladva északról dél felé. A Cserhát területén 13 és 16 millió éve, azaz mintegy 3 millió éven keresztül zajlott az andezites vulkanizmus.

Néhány millió évvel később, az andezit-dácit vulkáni ív mögött, a Pannon-medencében más jellegű tűzhányók kezdték meg a működésüket. A felemelkedő asztenoszféra kőzetanyagának részleges megolvadásával keletkezett bazaltos magma először a mai Burgenland területén érte el a felszínt 11-12 millió éve, majd a közelben egy hatalmas vulkán emelkedett ki. Ez a több mint 1000 méter magas vulkánt azonban hiába keresnénk a térképen, mivel kialakulása után több mint 2000 méter mélyre süllyedt miközben tavi és folyóvízi üledékek fedték be. Meglétét a kisalföldi Pásztori körül mélyített kőolajkutató fúrások tárták fel. A bazaltos magmák ezt követően, 3-5 millió évvel ezelőtt, számos területen építettek fel többtucatnyi vulkáni centrumból álló monogenetikus vulkáni vidékeket, így a Nógrád-Gömöri területen is. Itt 6 millió éve indult meg a bazaltos vulkanizmus, majd aktív és nyugodt szakaszok váltották egymást. Az aktív vulkáni működési szakaszok között akár több százezer év is eltelhetett! A legutolsó kitörések Fülek környékén 400-500 ezer éve, illetve a selmeci vidéken, Brehy közelében mindössze 150-200 ezer éve voltak. Az alkáli bazalt vulkánosság kisebb maar vulkánokat, tufagyűrűket és salakkúpokat, helyenként pedig kiterjedt lávalepleket hoztak létre.

A geológiai időléptékben viszonylag rövid időutazásunk tehát gazdag eseménysort vetített elénk, amelyben a vulkáni tevékenység szinte minden formája lezajlott. Ennek emlékei ott őrződnek a néma vulkáni kőzetekben. A helyenként dobostorta-szerkezetű, máshol szivacsos kőzettörmelékekből álló vagy orgonaszerű lávakőzet-oszlopokból álló vulkáni képződmények mesélnek a régmúlt vulkáni kitörésekről, csak elő kell hívni azokat! A vulkáni működés utáni erózió, illetve a kőbányászat sok helyen kipreparálta a vulkánok belsejét is. Ezek fontos természeti értékek, amelyek nemcsak földünk geológiai közelmúltjában zajlott eseményeinek tanúi, hanem a vulkáni jelenségek széles tárházát mutatják be.

Tizenhét millió évvel ezelőtt, talán ha nem is szupervulkáni, de egy hatalmas vulkáni kitörés rengette meg a szubtrópusi dús növényzettel borított tájat, a mai Nógrádi területen. Ahol korábban orrszarvú-félék és egyéb emlősök, valamint madarak jártak, néhány pillanat alatt forró vulkáni hamutakaró alá került. A növényzet egy része elszenesedett, más része

szinte épen került be a vulkáni üledékbe. Mintegy 20 kilométerrel délkeletre, Nemti közelében ugyanezt a vulkáni üledéket azonosították és a Bükk előterében is találtak hasonló korú horzsaköves üledéket.

A vulkáni működés, ami befedte az őszállat nyomokat tartalmazó homokos üledéket az egyik legpusztítóbbak közé tartozik. A robbanásos vulkáni kitörés oka a magmában oldott állapotban lévő, viszonylag nagy mennyiségű illó anyag (víz, szén-dioxid, kén-dioxid stb.) kiválása, ezáltal gázbuborékok keletkezése és e buborékok által hirtelen kifejtett nagy belső nyomás. A heves robbanás akár több kilométer mélységben is végbemehet, a felszínre kerülő vulkáni törmelékes anyag térfogata pedig elérheti a több száz, esetenként a több ezer köbkilométert is. Az óriási mennyiségű vulkáni hamu egy része 30-40 km magasságba jut fel, másik része viszont nem tud felemelkedni nagy tömege miatt, ezért a felszín felett, oldalirányban terjed, akár több száz km/óra sebességgel. A horzsakövek a gázbuborékok által felfújt magmát képviselik. Sűrűsége olyan kicsi is lehet, hogy úszik a víz felszínén! Az apró üvegszilánkok alakja sokszor lábszárcsonthoz hasonlít. Az ívelt felület arra utal, hogy ezek alkották a nagy gázbuborékokat elválasztó olvadékfalakat. A robbanás hirtelen megdermesztette a kőzetolvadékot, megőrizve a kitörést megelőző alakjukat.

Az ipolytarnóci horzsaköves riolittufa is oldalirányban lezúdult vulkáni törmelékárból képződött. Ezt a horzsakövekből és 2 mm-nél kisebb, hamu törmelékekből álló vulkáni képződményt ignimbritnek nevezik.

Ignimbriteket eredményező vulkáni kitörés számos zajlott a Nógrádi Geopark területén 13-20 millió éve. Az ipolytarnóci mellett mindenképpen említést érdemel a tari Fehérkő-bánya vulkáni képződménye, ami több tíz méter vastagságban tárja fel e pusztító vulkáni folyamat üledékét. A vulkáni törmelékárak több-kevesebb gázt is tartalmaznak, ami részben a vulkáni kitörés során felszínre került magmás gázokat jelenti, részben a sűrűségárba keveredett levegőt. Ez a gázanyag a vulkáni üledék lerakódását követően igyekszik eltávozni. A vulkáni üledék felszínéről számtalan füstfelhő emelkedik fel, mint például az alaszakai Katmai 1912. évi kitörését követően az úgynevezett Tízezer Füst Völgyében. A kifúvódás során a gázok magukkal viszik a kis szemcseméretű törmelékdarabokat is, így csak a viszonylag nagyobb méretű szemcsék maradnak vissza, megőrizve a gázok eltávozásának útvonalát.

Az ignimbriték üledékei völgyeket tölthetnek ki, vagy kiterjedt platókat alkotnak. A laza üledék eróziója hamar megindul. A csapadékvíz kimossa, felszabdálja a vulkáni képződményt. Először keskeny, lejtőirányban hosszan elnyúló barázdákat vájnak ki, amelyek később eróziós árkokká, mély völgyekké alakulhatnak. A mély völgyek oldalán is megindul a bevágódás, így egy barázdákkal tarkított felszín jön létre, mint például az egyesült-államokbeli Zabriskie-point, vagy a törökországi Kappadókia. Nem kell azonban ilyen távol utazzunk, hogy ezt a földrajztudományban „badland”-nek, azaz „rossz földnek” (ezen a területen nem képződik talajtakaró, így növényzet sem borítja) nevezett eróziós formát lássuk! Európai szinten egyedülálló kopár, árkokkal, barázdákkal tagolt riolittufa felszín található Kazár közelében.

A Cserhát vidéke 13-17 millió éve teljesen más képet mutatott a jelenlegihez képest. A területet változó mélységű tenger borította. Békésnek tűnt minden, elcsitultak már a hatalmas riolit vulkáni kitörések, amelynek üledékei többek között az ipolytarnóci itatóhelyet

is beborították. A vulkáni működés azonban felújult, jellege azonban megváltozott. A Pannon-medence alatti kőzetburkot ekkor húzásos feszültség jellemezte, amelynek hatására a litoszféra egyre vékonyodott. A megnyíló hasadékokból izzó kőzetolvadék tört a felszínre. A lávafolyások részben a tengervíz alatt buggyantak a felszínre. A vízbe folyó láva felszíne üvegesen dermedt meg, majd a láva további folyása következtében ez az üveges kéreg feltöredezett. Ezt a képződményt hialoklasztitnak nevezik. A vulkáni működés kisebb-nagyobb tűzhányókat hozott létre. Ez a vulkanizmus a nagy tömegű mátrai tűzhányó együttes peremén zajlott, szoros kapcsolatban az ottani eseményekkel.

Ha megkérünk egy gyermeket, hogy rajzoljon le egy vulkánt, valószínűleg egy szabályos kúp alakú hegyet rajzol, esetleg egy belső „dobostorta szerkezettel”. Ezek a klasszikus rétegvulkánok, amelyek lávafolyások és robbanásos vulkáni működés nyomán keletkező vulkáni törmelékes rétegek váltakozásából állnak. Ilyenek a Föld legszebb andezites tűzhányói, mint például a japán Fuji, az indonéz Merapi vagy a fülöp-szigeteki Mayon. A cserhádi rétegvulkánok kisebb szigeteket formálhattak a sekély mélységű tengerben, a tengeralatti kitöréseket rövidesen szárazföldi vulkáni működés váltotta fel. A kitüremkedő lávadómokból olykor izzó törmeléklavinák zúdultak le.

A vulkanizmus elcsitulása után ugyanis erőteljes lepusztulás indult el. A tűzhányókkal tarkított táj megszéldült és kisebb-nagyobb dombokká alakult. A mélyre hatoló erózió azonban elérte a vulkánok belső zónáját is. Feltárultak a sugárirányban, több kilométer hosszan húzódó telérek, a hasadékvulkánok gyökérezónái. A vulkáni Cserhát egy andezites vulkáni mezőt mutat, sajátos alulnézetből!

3.2. A Geopark különleges vulkáni képződményei

„A Palócföld közepén, Gömör- és Nógrád megyék határán terül el hazánknak nagyságra második bazalt területe. Az első helyen ugyanis a Balatonfelvidék áll csodaszép harang- és kúphegyeivel. De azért a nógrád-gömörinek egyes részletei, még szépség dolgában is, felveszik azokkal a versenyt. Tudományos szempontból pedig: főként geológiai, vulkánológiai tekintetben jóval érdekesebbek és változatosabbak.” Ezzel a sorokkal kezdi Noszky Jenő, Felvidéki néven írt szenvedélyes leírását a nógrád-gömöri bazalt vulkánokról az Ifjúság és Élet 1930/31. évi V. és VI. kötetében. Nem sokkal később egy oszlopos bazalt előbukkanás kapcsán pedig így ír: *„Nagyon kevés geológiai ismerettel rendelkezvén még, nem igen tudtuk megmagyarázni magunknak a képződmények eredetét. De nagyon szépnek találtuk. Jókaink csodás meséit s bennök a színes tájleírásokat olvastuk akkor nagy lelkesedéssel. S itt láttuk megelevenedni a mesét valóságban.”* E térségben valóban megelevenednek a vulkáni működések változatos formái!

3.2.1. Különleges oszlopos elválások bazaltokban és andezitekben

A lávaömléses vulkanizmus során a magma képlékeny, folyékony állapotban ömlik a felszínre, mozog lejtőirányban vagy terül szét a felszínen. A megszilárduló láva belsejében, a hűlése során különféle hűlési alakzatok keletkezhetnek. A bazaltos lávák esetében különösen gyakori jelenség a láva oszlopos-sokszöges elválása, ami deciméteres átmérőjű, sokszög keresztmetszetű, a felszínre merőleges oszlopsor kialakulását jelenti. Ezeket az oszlopsorokat a szakemberek kollonádoknak (gör. 'oszlop') hívják. Kialakulásukat a kihűlő

lávakőzet összehúzódásával, zsugorodási folyamatával magyarázzák. Az összehúzódás során fellépő feszültségek miatt repedések keletkeznek, amelyek mentén a kőzet szétválhat, és végül a hűlési front előrehaladtával oszlopokra tagolódhat. Az oszlopok tehát merőlegesek a hűtő felületre. Az oszlopok vastagsága, mérete és oldalainak száma igen változatos lehet. Ezeket elsősorban a hűlés gyorsasága befolyásolja, amit pedig végül is a lávaanyag hőmérséklete, mennyisége és a lerakódás vagy kiömlés gyorsasága határoz meg. Ha a hűlés lassan zajlik, az oszlopok vastagok lesznek, átmérőjük elérheti akár a méteres nagyságrendet is, az oszlopok oldalainak száma pedig egyre inkább megközelíti a szabályos hatszöget. Ennek oka az, hogy energetikailag ez a legkedvezőbb a zsugorodó anyag szétválásához. A kollonádok általában egy háromszatú lávafolyás alsó és felső részén alakulhatnak ki, míg a középső rész elválása szabálytalanabb, görbültebb. Ezt a szabálytalanabb részt entabulatúrának hívják. A természet persze ritkán hoz létre ilyen szabályos háromszatú oszlopos elválású szelvényeket, többnyire vagy a kollonádokat vagy az entablatúra szerkezet figyelhető meg.

Az oszloposság nemcsak lávafolyások, lávatavak hűlése során jön létre, hanem a vulkáni kürtőcsatornában megrekedt kőzetolvadék hűlése során is. Ekkor sokszor több tíz méter hosszúságú oszlopok jöhetnek létre, amelyek esetenként legyezőszerűen szétválhatnak.

A Nógrádi Geopark területén az oszlopos elválás gyönyörű példáit láthatjuk, amelyek egynémelyike vetekedhet olyan nagy nemzetközi hírnévvel rendelkező és a szakirodalomban nagyon gyakran emlegetett példákkal, mint például az egyesült-államokbeli Devil's Postpile, vagy a közelebbi csehországi Kamenický Senov lávaoszlopaival.

Ezek az egykori kürtőcsatornákon, amelyek korábban bazalt tűzhányókat tápláltak, most megkapó várak, várromok ülnek, összekötve a természet látványosságait a kulturális érdekességekkel. Salgó vára, például úgynevezett zsákos bazaltoszlopokon ülnek, amelyek alakját elsősorban a jégkorszakra jellemző hőmérsékletingadozásnak köszönhető. Salgó vára az 1500-as évek elején épült, rövid ideig Balassi Bálint tulajdona volt. 1845. június 11-én Petőfi Sándort is megihlette Salgó vára.

3.2.2. Titokzatos üregek vulkáni kürtőkben: „megkövesült” gázbuborékok?

A Nógrádi Geopark egyik nemzetközi szinten is sajátos érdekessége a bazalt vulkáni képződményekben található barlangok. Bazalt lávafolyások során gyakori, hogy az izzó kőzetolvadék egy csatornában folyik. A lávafolyás felszínén és alján salakos zóna alakul ki a gyors hűlés miatt. Ez a megszilárdult peremi lávaburkolat jó szigetelő, így a láva belsejében szabadon folyhat az izzó anyag. A lávautánpótlás megszűntével egy hosszú üreg, egy lāvabarlang maradhat vissza. A nógrádi bazaltokban azonban másfajta üregekkel találkozunk! Ezek nem lávafolyásokhoz kapcsolódnak, hanem a bazalt tűzhányók kürtőihez és egyes esetekben a kürtőt kitöltő törmelékeny kőzetanyagban vannak.

A szilas-pogonyi Kiskő egy mélyen erodálódott bazalt vulkán, amelynek csak a tűzhányót tápláló kürtőcsatornája maradt meg. A bazaltos magma a glaukonitos homokkővet és az úgynevezett alsó riolituffát törte át. A vulkáni működés kezdetben freatomagmás lehetett, azaz a feltörő forró bazaltos magma és a felszín közeli laza üledékekben tárolt víz kölcsönhatása következtében végbement heves robbanásos kitörés zajlott. A nagy erejű robbanás szétvetette a környező kőzetrétegeket is, amelyek darabjai bekerültek a kitörési

felhőbe és onnan hulltak vissza a felszínre. A Kiskő vulkáni törmelékes kőzetrétegeiben igen gyakoriak például a riolittufa kőzetdarabok! Ahogy a felszíni rétegek víztartalma lecsökkent, a vulkáni kitörés jellege megváltozott. A tűzijátékszerű robbanásos kitörések lávacafatokat, lávalepényeket dobtak ki a kürtőből. A még forró, képlékeny lávafosztlányok sok helyen összehegedtek, összesültek. A vulkáni működés harmadik szakasza már csendesebb volt. Kisebb lávafolyások történtek, a visszahullott törmelékekkel kitöltött kürtőbe vékony telérek nyomultak.

A kiskői impozáns méretű (12 méter széles, 5 méter hosszú és 13 méter magas) barlang érdekessége, hogy a vulkáni törmelékes kőzetben található, ugyanakkor Prakfalvi Péter lávacseppkővet is megfigyelt a barlang falán. Jugovics Lajos a nógrádi bazalt vulkáni terület egyik legrészletesebb leírását adta a múlt század első felében. Ő a barlang keletkezését gázhólyagként magyarázta, míg Prakfalvi Péter szerint a barlang a vulkáni felépítmény beszakadásával alakulhatott ki. Később, a vulkáni működés harmadik szakaszában, e nyíláson keresztül is fröcsögött ki a bazaltos láva, aminek nyomán alakulhattak ki a lávacseppkövek. A barlanghoz több tárót is építettek, amelyek eredete még nem tisztázott (egyesek szerint kincskeresők fúrták).

Egy másik különleges barlang a Salgótarján közeli Baglyaskőn (más néven Kővár) található. A mintegy 20-30 méter magas, természetvédelmi oltalom alatt lévő két ágú szikla szintén egy egykori bazalt tűzhányó mélyen erodálódott kürtője, amit a robbanásos vulkáni működés során kidobott és visszahullott törmelékek töltenek ki, és amibe később egy bazalt telér nyomult. Már maga ez a jelenség is jelentős figyelmet kaphat, hiszen ritkán látható közről az a csatorna, amelyen keresztül a tűzhányók kitörése zajlik. Ezt a kürtőcsatornát diatrémának nevezik a szakemberek. A diatrémában három üreget, azaz barlangot találtak. Ezekről részletes rajzot készített Jugovics Lajos az 1930-as években, egyidőben a baglyaskői kőbányászattal. Értelmezésében ezek gáztölcsérek. A diatréma gázdús jellegét támasztják alá a gázfeláramlási csatornák, amelyek önmagukban is kuriózumok! A vulkáni működés minden bizonnyal a bazaltos magma és a felszín alatti rétegekben található víz kölcsönhatása következtében történt heves robbanásos jellegű lehetett. A barlangok a diatrémát áttörő bazalt telérben találhatóak. A gömbölyded alak arra utalhat, hogy valóban hatalmas gázbuborékok lehettek, amelyek a forró bazaltos anyagnak a vízdús kürtőbe való benyomulása során jöhettek létre. szerint ezek nem igazi gázhólyagok, hanem úgynevezett iszapzsákok. Ez azt jelenti, hogy a hólyagot vízdús, finomszemcsés üledék tölthette ki, majd az iszap lecsapolódott és így maradt vissza a kerekded üreg. Érdekes megfigyelni azt is, hogy az üreg körül a bazalt kőzetüveges, azaz hirtelen dermedhetett meg.

Ezek a barlangok igazi különlegességek, amelyek további tudományos feldolgozással megvilágíthatják azokat a folyamatokat, amelyek egy tűzhányó kürtőzónájában zajlanak, és amelyek esetenként vulkáni kitöréshez is vezethetnek!

3.2.4. Bazalt vulkáni táj – alulról és felülről...

A Salgótarjáni bazaltvulkánok egy kiterjedt vulkáni mező részei, amelynek körülbelül kétharmada Szlovákiába esik. A bazalt vulkanizmus mintegy 6 millió éven keresztül zajlott, kisebb-nagyobb intenzitással és közel 100 tűzhányót épített fel. A Salgótarján környéki bazaltok 3-5 millió éve keletkeztek. A későbbi erózió következtében azonban nem maradtak

meg a vulkáni formák, csupán az egykori tűzhányókat tápláló kürtőcsatornák figyelhetők meg. Ezek azonban kiemelkedően fontos természeti értékek! Az erózióknak ellenálló kis kiemelkedésekről remek kilátás nyílik a környező vidékre.

Az egyedi kitörési centrumok mellett néhol megnyílt a föld és hasadékok mentén lávafüggönyként tört fel az izzó kőzetolvadék, mint például a Salgó-Boszorkánykő vonulatban. E helyen a robbanásos és lávaöntő vulkáni tevékenység változatos formái figyelhetők meg, ami jó alkalmat ad egy vulkanológiai felfedezőtúrára!

Az egyedi vulkáni centrumok mellett húzódik Közép-Európa legnagyobb kiterjedésű (kb. 12 km² nagygú) lávaplatója, a Medves. A medvesi lapos lávaplató a salgótarjáni kőszenes összletre települ. A kőszénkutatás jóvoltából kialakulása meglehetősen jól ismert. Emellett, több kőfejtő is mélyült a bazaltba, amelyek jó lehetőséget adnak egy vulkánsetára, vulkáni csemegék után kutatva. A vulkáni működés kezdetén heves robbanásos kitörések zajlottak, a felszínre dobott törmelékes üledékben igen nagy számban vannak idősebb kőzetrétegekből származó darabok. Különlegességek, továbbá a nagy számban megjelenő, sajátalakú ásványok (piroxén, olivin), amelyekről az ásványtani-kőzettani fejezetben részletesen írtunk. A robbanások elcsitulását követően több szakaszban ömlött ki a bazaltos láva, aminek nem oszlopos, hanem pados-lemezes elválása van. Ennek oka az lehet, hogy a lávafolyások vékonyak lehettek.

4. A Geopark felszínfejlődése és domborzatának típusai

Nógrád megye geomorfológiailag rendkívül változatos felszíne jó lehetőséget kínál domborzattípusok elkülönítésére is. A változatosságot többek között tönkös sasbércek, eróziós dombságok, vulkáni és szubvulkáni középhegységek, hegylábi félsíkok, laza üledékekkel fedett domb- és síkvidékek biztosítják. A domborzat változatosságát elősegíti az erős tagoltság is, amelyet jól reprezentálnak a jelentős relatív szintkülönbségek, a sűrű völgyhálózat és a változatos lejtésviszonyok. A jelenkori felszín kialakulásában része volt az erős tektonikus feldaraboltságnak, valamint a változatos kőzetminőségnek, hiszen a megye földtani felépítése is változatos. Uralkodóak az oligocén és miocén üledékek (homokkövek, agyagmárgák, slirek), de nagy területet foglalnak el a miocén vulkáni (főleg andezites) kőzetek is, kisebb kiterjedésűek a triász-eocén karbonátos kőzetek és a pliocén bazaltok. A felszínt sok helyütt pleisztocén-holocén homokos-kavicsos ösztlet fedi, valamint – elsősorban a medencékben - lösz, lejtőlösz.

A domborzati formákat szerkezetük és kőzettani felépítésük jelentős mértékben meghatározza. Ezért érdemes a terület felszínfejlődését a domborzat kapcsán is megvizsgálni. A jelenkori felszín szempontjából az első igazán jelentős, a mai formakincsre is kiható földtani folyamat a pliocén szerkezeti mozgásokhoz köthető. Az oligocén–miocén üledékekkel fedett térszínek, valamint a miocén vulkáni kőzetek a törések mentén fokozatosan összetöredeztek, a további mozgások hatására aszimmetrikusan kibillentek, emelkedésnek-süllyedésnek indultak. Így darabolódott fel a Nógrádi-medence, az Északi-Cserhát, a Karancs–Medvesvidék és a triász sasbércek aljzata is. Miközben az eróziós és deráziós folyamatok erősödtek, és a felszíni üledékek és vulkáni kőzetek erősen vékonyodtak, a középhegységek és dombságok előterében széles hegylábi síkok fejlődtek ki. A pliocén végére már a korábbi hegyláb felszínek is betemetődtek, a folyók hordalékkúpokat és deltákat raktak le. Mindezek eredményeképpen változatos, tagolt domborzat alakult ki, amelyet mély eróziós völgyek, törések, széles hegyláb felszínek tagolnak. Ezt a tagolt tájat színesítette a bazaltvulkánosság formakincse is. A pliocén végére a domborzatot meghatározó szerkezeti egységek lényegében kialakultak.

A felszín letarolása, valamint a szerkezeti mozgások a pleisztocénban is folytatódtak. Az erősödő lineáris erózió következményeképpen sűrű, konzekvens völgyhálózat jött létre. A bevágódások a hegyláb felszíneket is feltagolták, a völgyek kijáratánál pedig hordalékkúpok halmozódtak fel. A hideg-száraz időszakokban az areális folyamatok, főként a deráziós-szoliflukciós anyagmozgások domináltak, a nedves időszakokban pedig inkább az erózió formálta a felszínt. A völgyfejlődést mélyülő-bevágódó és feltöltő-szélesedő periódusok váltakozása jellemezte. Ezek a folyamatok kedveztek a teraszok kialakulásának, de ugyanakkor a teraszok gyors pusztulásának is, ezért a vizsgált területen a teraszok általában hiányoznak. A terület legmarkánsabb formajegyeit a jégkorszaki periglaciális folyamatok hozták létre. Az 500 m-nél magasabb térszíneken az aprózódás játszotta a főszerepet, amely a hóolvadást követő lejtőleomosással együtt erős krioplanációt eredményezett, így jöttek létre a kőfolyások és a kötengerek. A lejtőkön és az alacsonyabb területeken a szoliflukció és a csuszamlások formálták a felszínt. Ezen lejtős tömegmozgások erős áthalmozó tevékenysége következtében a területen szinte teljesen hiányzik a típusos lösz,

és csak löszszerű, deluviális üledékek találhatóak. A száraz periódusokban a szelek futóhomok-térszíneket halmoztak fel.

A posztglaciálisban és a holocén nedvesebb periódusaiban ismét felerősödött a lineáris erózió. A jelenkori felszínformálás azonban már nem változtatta meg alapjaiban a táj arculatát, annál inkább jelentőssé vált az ember tájalakító szerepe. Ilyen hatás pl. a szénbányászat, a kőbányászat és a talajerózió. Az erdőségek kiirtása, valamint az intenzív mezőgazdálkodás következtében a lejtőkön felgyorsult a felszín letarolódása. Az egykori meddőhányók megváltoztatták a terület domborzatát, sőt helyenként a vízföldrajzi viszonyokat is. Az infrastrukturális és a vonalas létesítmények (vasúti pályák, töltések) tovább tagolták a tájat. Az antropogén tájalakítás napjainkban is folyik, bár a szénbányászat az utóbbi időkben jelentősen visszaszorult.

4.1. A kialakult domborzattípusok rendszerezése

Triász-eocén üledékes kőzetekből felépülő, a neogén és a negyedidőszak során erősen összetört és feldarabolt tönkösödött karsztos sasbércekből álló középhegységek.

Ide tartoznak a mészkőből és dolomitból felépülő sasbércsorok, az egykori tönkösödött mezozóos térszín fiatalon összetört és változó magasságba kiemelt maradványai.

Oligocén-miocén kőzetekből felépülő, a neogén és a negyedidőszak során tektonikusan és eróziósan feldarabolt és átformált dombságok.

A második típushoz tartozik a Geopark nagy része, hiszen Nógrád megye területe hosszú időn át medence-jellegű vidék volt. Ez kedvezett a nagy vastagságú üledékek, főleg slirek, homokkövek, agyagok-márgák és egyéb laza üledékek felhalmozódásának. A kialakult felszínt a felerősödő eróziós hatások és deráziós folyamatok (amelyeken belül a csuszamlásokat külön ki kell emelni) tovább tagolták, és aprólékosan felszabdalt, 200-550 m közötti dombsági térszín alakult ki. Az uralkodóan dombsági jellegben belül azonban a morfológiai arculat változatos: ÉNy-on a Nógrádi-medence alacsony, csekély relatív reliefű, K felé lankásabb aszimmetrikus dombhátak sorozatából áll. D felé a Nyugati-Cserhát aprólékosan feldarabolt, alacsony dombvidéke következik sűrű eróziós és deráziós völgyek hálózatával. A Keleti-Cserhát É-i része erősen tagolt, mozaikszerűen felaprózott dombvidék, az Északi-Cserhát felszínét pedig összetört, kibillent táblás háta alkotják, amelyeket fiatal deráziós és feltűnően aszimmetrikus eróziós völgyek sűrű hálózata felszabdalt. Északon a Karancsság összetöredezett, üledékes kőzetekből felépülő részét láthatjuk, míg a Medvesvidék arculatát egyrészt a bazaltvulkáni képződmények, másrészt az összetöredezett és eróziósan erősen felszabdalt dombsági háta határozzák meg.

Miocén vulkáni kőzetekből felépülő rétegvulkáni középhegységek.

A típushoz a terület jelentős részét kitevő és morfológiai arculatát is meghatározó andezites (kisebb mértékben riolitos) rétegvulkáni képződmények tartoznak, amelyek a vulkánosság lezárulása óta a szerkezeti mozgások, valamint az eróziós és a deráziós folyamatok kisebb-nagyobb mértékben tagoltak.

Miocén vulkáni kőzetekből felépülő, a neogén és a negyedidőszak során környezetükből kipreparált, eróziósan változó mértékben átformált szubvulkáni képződmények.

A főként andezitből, kisebb mértékben dácitból álló egykori szubvulkáni kőzettestek a szerkezeti mozgások és a fedőkőzetek lepusztulása révén kerültek a felszínre. Az eróziós és deráziós folyamatok hatására kisebb-nagyobb mértékben átformálódtak. Itt kell megemlíteni a kerekded lakkolitokat (pl. a nógrádi Várhegy), az Északi- és a Központi-Cserhát területét behálózó kipreparált teléreket is. A nagyjából észak–déli irányban elnyúló Karancs – ahogy Noszky Jenő geológus 1912-ben nevezte, a „palóc Olympos” –, valamint a vele közel azonos eredetű és felépítésű Sátoros formáját is alapvetően az határozza meg, hogy eredetüket tekintve lakkolitok.

Pliocén bazaltból felépülő, a negyedidőszak során eróziósan és deráziósan átformált vulkáni képződmények.

A Nógrád–gömöri bazaltvidék Magyarország területére eső vulkáni képződményei jól elkülöníthető típust alkotnak. A kőzettani felépítés teljesen egynemű, amelyen belül a meredek lejtőkkel határolt, kúp formájú hegyek (Salgó), oszlopszerű kürtökitöltések (Baglyas-kő), keskeny gerincek (Szilvás-kő), és lapos fennsíkok (Medves) egyaránt megtalálhatók. A közethatárokon, a bazalttakarók lépcsős peremlein különösen látványos, mély völgyek alakultak ki. A Medves bazalfennsíkja mentén, az államhatár mindkét oldalán, a fennsík peremi meredek lejtők mentén a nagy esésű völgyek jelentős mértékben hátravágódtak, és ennek a ma is zajló folyamatnak a következtében az intenzíven hátravágódó völgyek lassan feldarabolják a korábban egységes fennsíkot.

Pleisztocén-holocén üledékekkel kitöltött, többnyire szerkezetileg előrejelzett és eróziósan kidolgozott völgyek.

A táj arculatát alapvetően meghatározzák völgyei, illetve a völgyek genetikai és alaktani jellemzői. Nógrádban léteznek olyan széles völgyek, amelyek a földrajzi tájbeosztás szerint önálló kistájat alkotnak és mindenképp egyedi besorolást kívánnak (Galga-völgy). Ebbe a típusba ezért a nagyobb, önálló völgytalppal rendelkező völgyek kerültek. Besorolásukat indokolja az is, hogy a területi arányokat vizsgálva e típus összkiterjedése is elég jelentős, ami részben a már említett földtani-szerkezeti viszonyok következménye.

Pliocén-pleisztocén lejtőüledékekkel fedett, eróziós-deráziós folyamatok révén völgyközi hátakra tagolt hegylábi és dombságelőteri félsíkok.

Az erős szerkezeti feldaraboltság és a jelentős eróziós és deráziós tevékenység (különösen a lejtős tömegmozgások) alakították ki a hegységek és dombságok lábainál és előterében a típust. A jórészt periglaciális folyamatok révén keletkezett, lejtőtörmelékekkel fedett hegylábi és dombságelőteri felszínek közé a klasszikus hegyláb felszíneket, valamint az aszimmetrikus dombsági térszínek lankásan ereszkedő alacsony dombhátaikat sorolhatjuk.

Neogén szerkezeti mozgások révén kialakult, pleisztocén lejtőüledékekkel kitöltött hegységközi kismedencék.

A vizsgált terület erős szerkezeti feldaraboltsága, árkos-sasbérce szerkezete lehetőséget teremt a minden oldalon meredek peremekkel határolt, a szomszédos tájakhoz csak szűk völgykapukon keresztül kapcsolódó zárt kismedencék kialakulásához.

Pleisztocén-holocén üledékekből felépülő, helyenként teraszos ártéri és hordalékkúp-síkságok.

A típus a síksági jellegű tájakat csoportosítja, amelyek egyrészt nagyobb folyóvölgyek kiszélesedő völgykijárataiban (Zagyva-völgy), másrészt a völgyek medencévé szélesedő szakaszai mentén (Ipoly-völgy) alakultak ki. Az alluviális üledékekből felépülő fiatal felszínek eredetüket tekintve részben ártéri, részben hordalékkúp-síkságok, amelyek helyenként teraszlépcsőkre különülnek.

Összességében a Geoparban három markánsan elkülönülő csoport figyelhető meg. Kimagaslík a dombságok és a völgyek aránya, ezek együttesen a terület közel 2/3-át alkotják. A második csoportot a többé-kevésbé síknak tekinthető térszínek (hegylábi-dombságelőteri felszínek és az ártéri és hordalékkúp-síkságok) alkotják, együttes arányuk a terület mintegy 1/4-ét teszi ki. A többi főtypus - a vulkáni hegységek, a szubvulkáni képződmények, a triász rögök, a hegységközi kismedencék és a bazaltvulkáni képződmények - a vizsgált terület maradékára terjed ki.

4.2. Domborzattípusok, mint természeti értékek

Az állat- és növényfajok védelme mellett előterébe került a tájak esztétikai, idegenforgalmi, természetvédelmi, rekreációs értékének vizsgálata. Nógrád megye földtani felépítésének és domborzatának változatossága, tájképi szépsége indokolja, hogy a domborzatot tájvédelmi szempontból, és mint védendő földtani értéket is megvizsgáljuk. Az értékeléshez a fentebb vázolt domborzattípusokból használhatjuk alapként.

A feldarabolt, tönkösödött karsztos sasbércekből álló hegységek tájképi értékük ellenére sem sorolhatók a jelentős esztétikai vagy különleges felszínalaktani értéket hordozó típusok közé. Néhány rögcsoport (mint a tagoltabb csővári) arculata változatosabb, néhány földtani képződménye (pl. kisebb barlangok, a Várhegy és a Vas-hegy) - részben a kultúrtörténeti értékek alapján - már védelem alatt áll.

A tektonikusan és eróziósan egyaránt erősen feldarabolt és átformált dombságok számos tájképileg is látványos, földtani szempontból is értékes résszel rendelkeznek, mint például az oligocén korú homokkövekből felépülő dombvidékek felszínformái. Ezek néhány kisebb, morfológiailag látványos foltja már védelem alatt áll.

A vulkáni kőzetekből felépülő, feldarabolt és átformált rétegvulkáni középhegységeket a Kelet-cserhádi Tájvédelmi Körzet területén már jelentősebb kiterjedésű védett területek képviselik.

Tájképileg rendkívül látványosak, földtani és geomorfológiai szempontból pedig egyaránt kiemelkedő értékűek a *kipreparálódott szubvulkáni kőzettettek és a bazaltvulkáni területek*. A védettség szempontjából ezek helyzete általában kedvező, hiszen a Karancs egésze védett, akárcsak a nógrádi Várhegy, a béri Nagy-hegy, a Szanda és a hollókői Várhegy is. A legmagasabb védettség és a legjobb ismertség a bazaltterületeket jellemzi. Védett terület a Medves fennsíkja, a bárnai Nagy- és Kis-kő, a Hegyeske, a Salgótarján környéki Pécs-kő, Baglyas-kő, Nagy- és Kis-Salgó, a Rónabányától délre fekvő Kis- és

Nagy-Szilvás-kő, ezek többsége a Karancs–Medves Tájvédelmi Körzet területén fekszik. A 300-600 m magas kürtőkitöltések, lávafolyások, nagyobb lávatarakó részben meredekebben kiemelkedő, részben laposabb hát formájúak lehettek, és bár eróziósan átformálódtak, eredeti formájukat javarészt megőrizték. A bazaltvulkáni képződmények képezik mindkét tájvédelmi körzet legjelentősebb természeti értékeit, amelyek látványos formájuk mellett értékes növény- és állattársulásoknak is élőhelyet nyújtanak.

Az eróziós-deráziós völgyek, kismedencék, ártéri teraszok és síkok - amelyek jobbára alacsonyabban fekvő és csekélyebb térszíni különbségekkel rendelkező típusok – többnyire nem állnak védelem alatt, vagy ha mégis, akkor elsősorban növényzeti értékeik miatt. Bár egyes völgyeket leszámítva esztétikai és turisztikai szempontból nem olyan látványosak, mint a középhegységi és dombsági tájrészek, de néhány látványosabb pontjuk, vagy bemutatásra-oktatásra alkalmas pontjuk részét képezi a Geopark elemeinek.

5. A Geopark földrajzi tájai

Tájföldrajzi szempontból - a hivatalos magyar akadémiai tájbeosztás szerint - a Geopark az Észak-magyarországi-középhegység nagytájhoz tartozik, azon belül az Észak-magyarországi-medencék középtáj és a Cserhátvidék középtáj osztozik rajta. Kistáj szintű ismertetését Marosi S. – Somogyi S. (1990) alapján mutatjuk be.

5.1 Központi-Cserhát

A Központi-Cserhát kistáj - amelyet a Geopark egyik központi magvának is tekinthetünk - a középhegységek közé tartozik, mégpedig a völgymedencékkel tagolt alacsony középhegységek típusába. A legnagyobb és az egyik legváltozatosabb kistáj, amely teljes egészében a megye területére esik. Magassága ugyan nem túl nagy, de a különbségek jelentősek. Felépítésében egyaránt szerepet játszanak az egykori miocén vulkáni takaró ÉK-DNy-i törések mentén feldarabolt, egyenlőtlenül kiemelt, gyakran lépcsők sorozatával elkülönülő nagyobb, összefüggő darabjai és kisebb roncsai, a hasadékkitöltések és a telérek kipreparált gerincei, valamint a vulkáni képződmények közötti változó kiterjedésű medencék, és a jellegzetes rövid, szűk áttöréses völgyek. Átlagos tengerszint feletti magassága 160-575 méter tszf, az átlagos relatív relief 120-200 m/km². Jellegzetessége a Bézma-Tepke sásbércvonulat is, amely kiemelkedik a környező dombságok térszínéből. Itt található a kistáj két legmagasabb pontja, a Tepke (586 m), és a Bézma (513 m). A több mint 1/3 részében erdőségekkel fedett kistáj számtalan látnivalóval, földtani és természeti értékkel rendelkezik. Ilyenek a béri Nagy-hegy és a Berceli-hegy vulkáni hasadékkitöltései. Rendkívül látványos az ugyancsak vulkáni kibukkanásra épült hollókői vár is. Sámsonháza felhagyott kőfejtőjében jól tanulmányozható a tipikus andezit rétegvulkáni sorozat és a rátelepült lajtamészko. Látványosak a Kis-Zagyva és a Szuha szurdokvölgye is.

5.2. Karancs

Az É-D csapású Karancs magvát vulkáni közettömegek adják, amelyek közepes magasságú dombvidékben folytatódnak. Teljes egészében a megye területére esik. A Karancs a miocén andezitvulkánosság során keletkezett. A felnyomuló, hatalmas tömegű magmaanyag benyomult az üledékes rétegek közé, és azokat felpúpozva megrekedt a felszín alatt. Az így létrejött lakkolit, azaz kőlencse csak később emelkedett ki és ekkor pusztult le róla a fedő homokkőtakaró. A „Palóc-Olympusnak” is nevezett, sűrű erdővel fedett vonulat 729 m magas főcsúcsán - amelyet átszel az országhatár - kilátótorony emelkedik, amelyből tiszta időben a Magas-Tátraig el lehet látni. A táj átlagos tengerszint feletti magassága 177-720 méter tszf, az átlagos relatív relief 140 m/km². Az erősen denudálódott dombvidéken jelentős az eróziós veszélyeztetettség.

5.3. Medves-vidék

Északon háttas, tagolt középhegység, míg délen erősen felszabdalt dombság alkotja a Medves-vidéket. Teljes egészében a megye területére esik. Morfológiai képét az uralkodóan homokkőből felépülő, szerkezetileg aprólékosan összetöredezett és eróziósan felszabdalt, változó magasságba kiemelt, a környező bezökent árkok fölé nagy relatív szintkülönbséggel és többnyire meredeken kiemelkedő sásbércszerű dombsági háta határozzák meg. A

törésekhez igazodó bazaltvulkánok apró kúpjai színezik az erősen átformált térszín képét. Jelentősen megváltoztatták a tájat a periglaciális folyamatok, a lejtős tömegmozgások és az antropogén hatások (főleg a szénbányászat). Mindezeket figyelembe véve is elmondható, hogy a táj egyike a legtagoltabbaknak a megyében. Az átlagos tengerszint feletti magassága 200-637 méter tszf, az átlagos relatív relief a változatos domborzatnak megfelelően 118 m/km². Ettől eltér a Medves aránylag sík bazaltplatója. Természeti értékei kiemelkedőek. Legszebbek a bazaltformák: a várrommal ékesített Nagy-Salgó, az oszlopos elválásokat mutató és az alábányászás miatt széles, mély hasadékokkal tagolt Nagy-Szilvás-kő, a Kis-Salgó, a bányászat révén feltárt Pécs-kő, és nem utolsósorban a Medves nagy kiterjedésű lávatararója. A látvány miatt is különlegesek a „cipós” homokkövekből felépülő, gyakran meredek sziklafalak és a Kazár környéki erodált riolittufa-kibúvások is. Erózióveszéllyel a felszabdalt dombságban és a keleti részeken kell számolni.

5.4. Litke-Etesi-dombság

A 158-369 m átlagos tengerszint feletti magasságú dombság a hegységközi dombságok geomorfológiai típusába tartozik. Domborzata változatosnak mondható, aszimmetrikus völgyekkel közepesen tagolt, az átlagos relatív relief 85 m/km². A Dobroda és a Ménes-patak völgyei által két részre osztott. Az oligocén-miocén üledékekből felépülő összetört felszínformákat kipreparált vulkáni telérek, valamint lajtmészke borítású felszínek tarkázzák, amelyeket az eróziós völgyek szabdalnak föl. Gyakoriak a csuszamlások (a legszebb csuszamlásos jelenségek Nógrádmegyer-Sóshartyán környékén figyelhetők meg), suvadások, és a felszínt gyakran pusztítja a derázió és az erózió. Látványos a jól tanulmányozható keresztregzettséggel bíró, védetté nyilvánított kishartyáni Kő-lyuk-oldal. Ugyancsak ebben a kistájban látogatható a kanyonszerű, festői Páris-völgy, amelynek falában az egykori tengerparti folyódelta rétegei tanulmányozhatók.

5.5. Felső-Tarnai-dombság

A 400 m átlagos tengerszint feletti magasságú, oligocén homokkövekből felépülő Felső-Tarnai-dombság erősen tagolt. A medencedombságok és a középhegységi előterű tagolt dombságok közé tartozik, az átlagos relatív relief 100 m/km². Az egész megyében itt a legnagyobb a völgyűrség, az igen erős felszabdaltságot intenzív erózió és derázió kíséri. Tájképi szépsége, viszonylagos érintetlensége kiemelkedő érték, figyelemre méltó a Szer-kő homokkőfala és egyedülálló különlegesség a Kis-kő bazaltbarlangja.

5.6. Pétervásárai-dombság

A Pétervásárai-dombság DNy-i lejtésű, hegyközi dombság. Morfológia szerint a tagolt dombsági – kis részben medencedombsági – tájak közé tartozik. Átlagos tengerszint feletti magassága 150-541 méter tszf, az átlagos relatív relief erős hullámzásra utal, 120 m/km². A patakokkal intenzíven felszabdalt dombságban az erózió is jelentős.

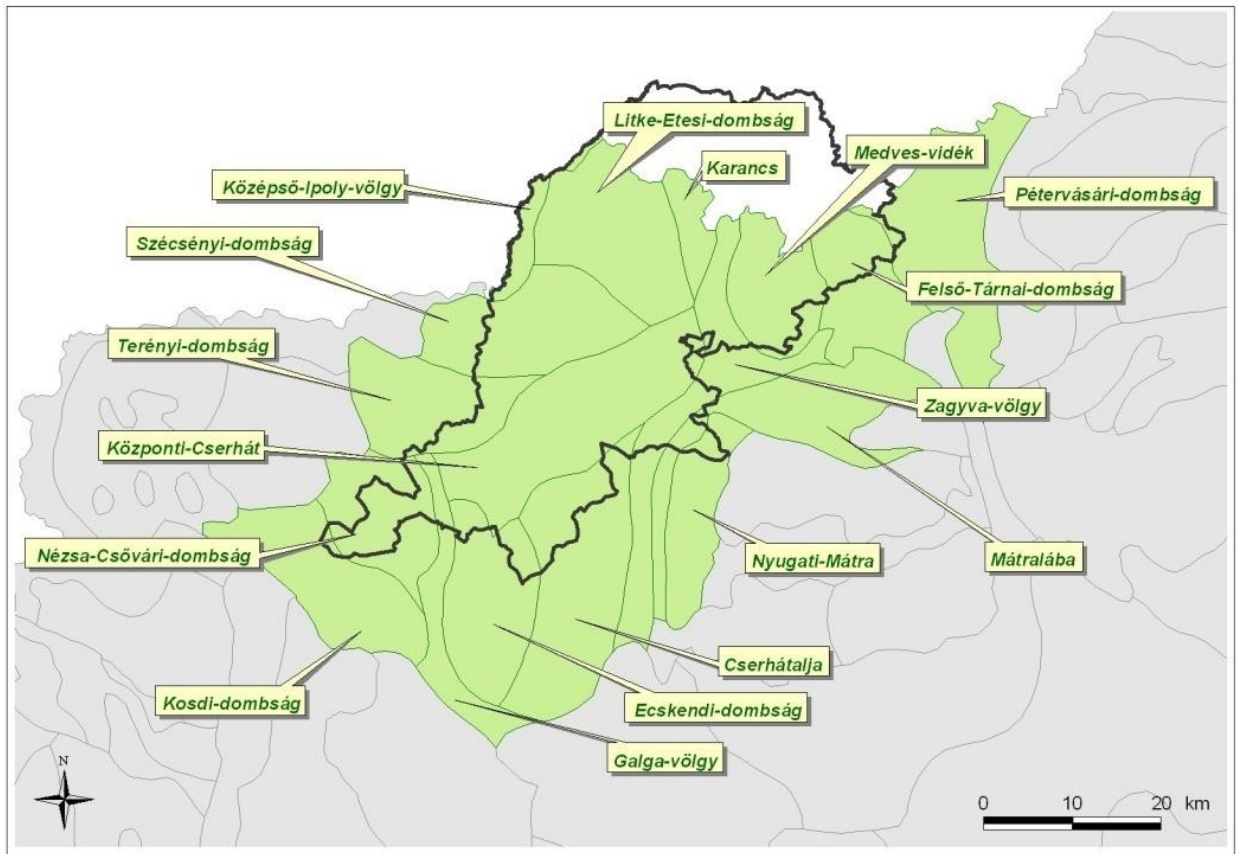
5.7. Galga-völgy

A kistáj szerkezeti árokban kialakult, pleisztocén-holocén üledékekkel kitöltött, helyenként teraszokkal és teraszmaradványokkal, de többnyire enyhe lejtőkkel övezett

viszonylag széles völgy. A Galga által vágott aszimmetrikus völgy É-D irányú, amely D felé kiszélesedik. Alacsony, 124-255 m tengerszint feletti magassággal, és kismértékű felszíni mozgalmassággal bír, az átlagos relatív relief 50-100 m/km². Északon háttas típusú, alacsony középhegység, míg délen közepes magasságú dombság veszi közre.

5.8. Zagyva-völgy

A Zagyva aszimmetrikus folyóvölgye a Cserhát és a Mátra között húzódik. Alacsony átlagos tengerszint feletti magasság (180 méter tszf), és aránylag csekély tagoltság jellemzi, az átlagos relatív relief 55 m/km². Helyenként medencévé szélesedő ártéri sík, teraszokkal és legyezőszerűen szétterjedő, egymás felett lépcsősen elhelyezkedő hordalékkúpokkal övezve. A völgyön belül jelentős az É-i és D-i rész közötti különbség. A helyenként éles vetőkkel övezett fővölgy, valamint az oldalvölgyek keresztmetszete sokfelé aszimmetrikus. A folyó bal partjára jellemzőek inkább az eróziós folyamatok, de a szántóföldi művelés a lankásabb partokon is megindíthatja a felszín és a talajok pusztulását. A völgy a megye legsűrűbben lakott és legiparosodottabb területe (Salgótarján, Nagybátony, Kisterenye), amely az egykor kiemelkedő jelentőségű szénbányászatnak köszönhető.



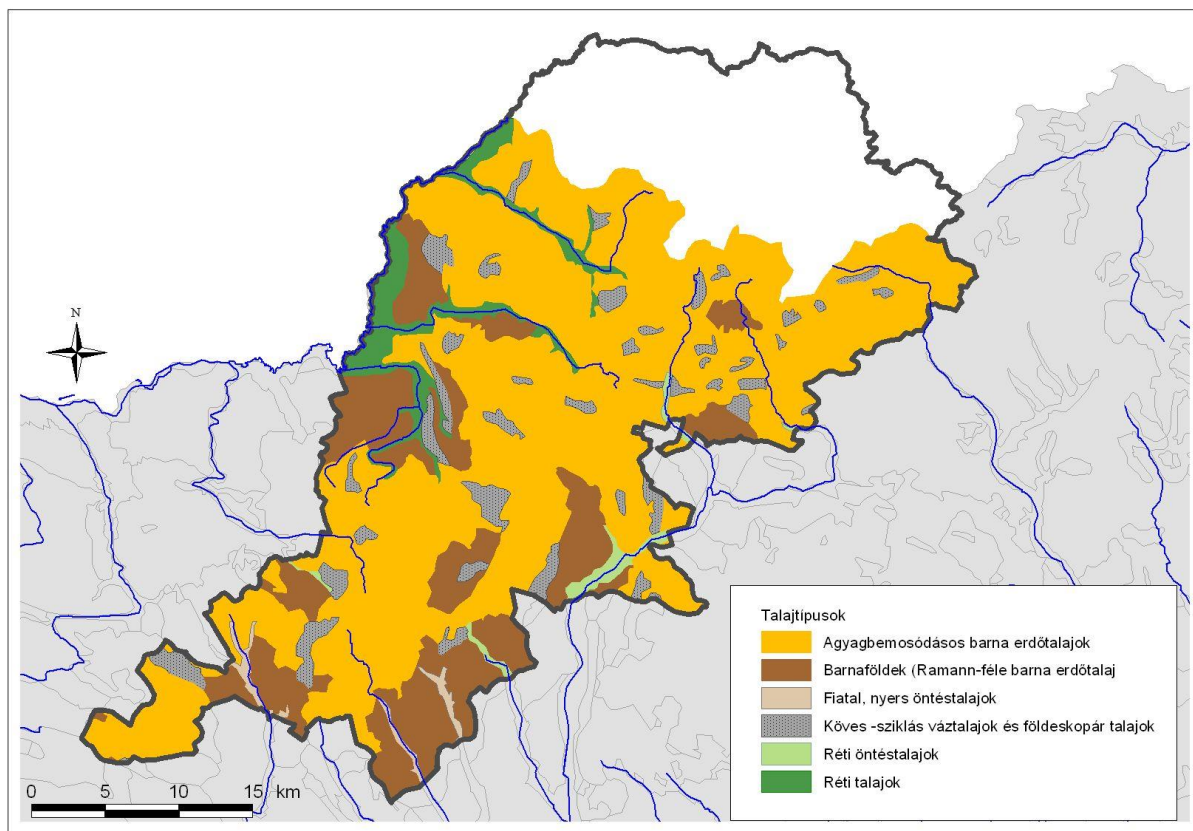
A Geopark kistájai

6. A Geopark talajviszonyai

A terület északi részét a Cserhátvidék Karancsi és Litke-Etesi-dombsági kistája, valamint az Észak-magyarországi-medencék középtáj Középső-Ipoly-völgyének és Medves-vidékének teljes területe, a Zagyva-völgy északi és középső része, a Felső-Tarnai-dombság északi fele és a Pétervásári-dombság nyugati kis csücske alkotja.

A terület talajtakarójában az agyagbemosódásos barna erdőtalaj dominál, amely a Cserhátvidéki részeken és a Medves-vidék területén andezitre és bazaltra rakódott harmadidőszaki üledékeken jött létre. A domborzati viszonyoktól, valamint a tájhasználattól és az emberi beavatkozás mértékétől függően a meredekebb részeken az erózió különböző megjelenési formáit is megfigyelhetjük. Az erózió ezeken a területeken a talajtakaróra is jelentős hatással van, mivel az erodáltság mértékétől függően földes kopár talajok, illetve köves-sziklás váztalajok is kialakultak. Az Ipoly-völgy felé eső dombokon az agyagbemosódásos barna erdőtalajokat az erdőtalajok kevésbé kilúgozott talajtípusa, a Ramann-féle barna erdőtalaj váltja fel. Ez a talajtípus is elsősorban harmadidőszaki üledékeken, illetve pleisztocén löszön jelenik meg. A terület folyóvölgyeire, így a Litke és Ménes völgyére, az Ipoly-völgyére, a Tarna-völgyére és a Zagyva egykori árterére a réti és öntés talajok különböző típusai a jellemzőek. A folyóvölgyek magasabb teraszain, amit nyugodtabb talajképződés jellemez, réti talajok alakultak ki, míg az ártereken és a vízfolyások mentén nyers öntés talajok találhatók meg.

A Geopark területének középső részét a Cserhátvidék középtáj Központi Cserhát kistája, a Terényi-dombság és a Szécsényi-dombság keleti része, valamint az Észak-magyarországi-medencékhez tartozó Zagyva-völgy középső része alkotja. A terület erősen tagolt, magasabb dombsági-hegyvidéki táj. A vulkáni kőzet málladékán magas agyagtartalmú agyagbemosódásos barna erdőtalajok alakultak ki, míg a lösszel fedett - ugyancsak magasabb térszíneken – barnaföldek, Ramann-féle barna erdőtalajok jöttek létre. Az erdőtalajokkal jellemezhető területen nagy kiterjedésben jelennek meg a földes kopárok és a köves-sziklás váztalajok is. A Központi Cserhát és a Szécsényi-dombság patak völgyeiben, valamint a Zagyva-völgy - vizsgált területre vonatkozó – területén öntés és réti öntés talajok szerepelnek nagy aránnyal.



A Geopark talajtípusai

A Geopark déli része a Cserhátvidék Kosdi-dombságának keleti csücskéből, a Nézsa-Csóvár-dombság középső részéből, a Galga-völgy, az Ecskendi-dombság és a Cserhátalja északi részeiből, valamint a Központi Cserhát déli területeiből áll. A domborzati és földtani adottságoknak köszönhetően a terület talajtakarója változatosnak mondható. A magasabb térszíneken agyagbemosódásos barna erdőtalajokat találunk, a lösszel fedett területeken pedig Ramann-féle barna erdőtalajok alakultak ki. A dombsági területeken, ahol az éves csapadék mennyisége kevesebb, az erdő vegetáció helyét pedig mezőgazdasági művelés váltotta fel, az erdőtalajok és a mezőségi talajok közötti átmenettel, a csernozjom barna erdőtalajok képviselőivel találkozunk. Az erodált területeken földes kopárok, míg a völgyek vízhatással érintett részein réti talajok a jellemzőek.

A terület talajviszonyait uralkodóan, mintegy 85,86 %-ban, erdőtalajok jellemzik. Az erdőtalajok fő típusán belül az agyagbemosódásos barna erdőtalaj aránya rendkívül magasnak mondható (66,98 %), míg a Ramann-féle barna erdőtalajok elsősorban az alacsonyabb, dombsági területeken dominálnak. A vulkáni kőzetekkel jellemezhető területen, ahol a harmadiszászai üledékek változó vastagságban vannak jelen, köves-sziklás váztalajok találhatóak. Ugyancsak a magasabb térszíneken, az erodáltság mértékétől függően a romtalajok közül a földes kopár talajok jelennek meg. A vizsgált területen ezek a sekély termőrétegű talajok együttesen 6,71 %-os aránnyal szerepelnek. A folyó- és patak völgyekben nyers öntés talajok jelennek meg 0,89 %-os mennyiségben, míg a völgyektől távolodva az öntés réti talajok (1,27 %), valamint a réti talajok (5,26 %) a jellemzőek.

6.1. A területen előforduló talajtípusok

6.1.1. Agyagbemosódásos barna erdőtalaj

Az agyagbemosódásos barna erdőtalaj a dombságok és középhegységek általában csapadékos, hűvösebb területeinek talajtípusa. Vastag termőrétegű, három szintes talaj, bár a talajtípusra jellemző folyamatokban a humuszosodás kisebb szerepű, mert a gyertyános - tölgyes vegetáció és a klíma kedvez az intenzív szervesanyag-bontásnak.

A talajtípus felső A-szintje felbontható A_1 -és $A_2(E)$ -szintekre. A felső, A_1 -es szint általában 10-20 cm vastag, szervesanyaga korhany vagy televény típusú, humusztartalma - a nyers szervesanyagnak köszönhetően - magas, 5-8 %. Az alatta levő kilúgzási $A_2(E)$ -szintre az agyagrészecskék kimosódása jellemző agyagszétesés nélkül. A szint színe szárazon fakó, sárgásszürke esetleg barnásszürke, szerkezete szárazon poros vagy leveles, kémhatása pedig gyengén savanyú (6,2-6,8). Kis átmenettel vált át a felhalmozódási B-szintbe, amelynek színe sötétebb, általában vörösbarna. Több agyagot tartalmaz, mint a felette lévő szint, szerkezete diós, szárazon hasábos. A szerkezeti elemek felületén agyaghártyák találhatóak. Ha a B-szint 50-60 cm-es vagy vastagabb, akkor általában felosztható egy felső sötétebb, agyagosabb, szerkezetesebb szintre (B_1), és egy alsó, kevésbé szerkezetes szintre (B_2). Az aktív vasmozgás jeleként gyakran találunk ezekben a szintekben vaskiválásokat (szeplőket, borsókat). A felhalmozódási szint általában éles határral válik el az alapkőzettől (C-szint), amely lehet andezit, riolit vagy más tömör kőzet, de legtöbbször lösz vagy löszszerű vályog.

Az agyagbemosódásos barna erdőtalajok vízgazdálkodása és tápanyaggazdálkodása általában közepes - jó. Gyakran állnak mezőgazdasági művelés alatt, ekkor a szántott réteg humusztartalma maximum 2%, a talaj szerkezete pedig romolhat, az A-szint a szántás következtében keveredhet, erodálódhat.

6.1.2. Ramann-féle barna erdőtalaj

A Ramann-féle barna erdőtalaj is a barna erdőtalajok fő típusába tartozik. Földrajzi előfordulása majdnem minden középhegységünkre és dombvidékünkre jellemző. Cseres-tölgyes vegetáció alatt, mérsékelt hűvös, csapadékos klímában alakul ki, jellemző folyamata az erőteljes humuszosodás és az agyagosodás. A három szintes talaj A-szintje 20-30 cm vastag, sötétbarna, morzsás szerkezetű. A humusz típusa televény, mennyisége hasonlóan az agyagbemosódásos barna erdőtalajéhoz, 6-8 % .A szántott rétegekben ez az érték általában 2 % alá csökken. Kémhatása gyengén savanyú, csekély kilúgzás figyelhető meg benne. Rövid, fokozatos átmeneti szint köti össze a felhalmozódási szinttel.

A felhalmozódási B-szint rozsdabarna, vöröses színű, szerkezete szemcsés vagy - a benne levő gyökérszövet és agyagtartalom miatt - diós. Agyagtartalma magasabb, mint az A-szintté, de a szemcsék felületén még nem találunk agyaghártyát. Kémhatása gyengén savanyú, gyakoriak benne a vaskiválások. A C-szinttől éles határvonallal válik el. Az alapkőzet legtöbbször lösz, ritkábban márga vagy mészkő.

A talajtípus vízgazdálkodása kedvező, vízáteresztőképessége közepes, víztartóképessége jó. Tápanyagellátottsága szintén kedvező. Termőértékét a termőréteg vastagsága és a kialakulási hely klímája határozza meg. Természetes vegetációja a cseres-kocsánytalan tölgyes, bár gyakran áll mezőgazdasági művelés alatt.

6.1.3. Köves-sziklás váztalaj

A köves-sziklás váztalaj általában hegy- és dombvidéken fordulnak elő, ahol a tömör kőzet aprózódása és mállása, valamint az erózió hatása nem teszi lehetővé a nagyobb szervesanyag-tömeget adó növénytakaró megtelepedését. A sziklák felszínét nem borítja egységes, zárt növénytakaró, ennek megfelelően a talajtakaró is csak helyenként található meg rajtuk.

Szilárd kőzetaryabokból és a rajtuk húzódo igen sekély szervesanyag-rétegből álló talajképződmény, amelynek alapkőzete sokféle lehet, leginkább mészkövön, dolomiton, valamint a gyakoribb vulkanikus kőzetfélésegeken (andezit, bazalt és tufáik) alakul ki. A típus morfológiai képe szerint a talajosodott réteg 10 cm-nél nem vastagabb, sötétbarna, humuszos, gyökerekkel sűrűn átszőtt, kőzetaryabkákkal keveredett. Alatta erősebben repedezett kőzet helyezkedik el, amelyre az intenzív mállás jellemző. Ebben a rétegben - a kőzet repedéseiben - a gyökerek még találnak tápanyag- és vízfelvételi lehetőséget. A C-szintet a teljesen tömör kőzet alkotja. A talaj kémhatása attól függ, hogy milyen talajképző kőzeten alakult ki.

Mezőgazdasági művelésre nem alkalmas területek. Tápanyag- és vízgazdálkodásuk a sekély termőréteg és a tömör alapkőzet miatt erősen behatárolt. Többnyire nyílt- vagy záródó sziklagyepi növénytársulások díszlenek rajtuk.

6.1.4. Földes kopár talaj

A földes kopár talajok vagy fiatal képződmények, vagy az erózió következtében keletkezett "romtalajok". Elsősorban puha, üledékes kőzetenek fejlődnek ki, ennek megfelelően márgás, agyagos kőzetenek, továbbá löszön fordulnak elő.

A talajképződés, így a szervesanyag képződés hatását a tömör kőzet, vagy a talajpusztulás nagymértékben gátolja, ezáltal a felső vékony talajosodott rétegben az enyhe humuszosodás utal a talajképződési folyamatok megindulására, illetve az erózió okozta pusztulásra. A földes kopár talajok erózió okozta kialakulása esetén a valamikori vastagabb termőrétegű talaj felső talajszintje lepusztult, de a talajszintek keveredése egymással vagy az alapkőzettel nem, vagy csak kevésbé következett be.

Ebbe a talajtípusba kell sorolni azokat a talajokat, amelyek a hegy- és dombvidékeink lejtőin az erózió következtében csaknem a talajképző kőzetig lepusztultak, továbbá a löszkopár területeket is, ahol a kiettség következtében a csernozjom jellegű talajok humuszos szintje erodálódott. Az alapkőzet többnyire kedvezne a talajosodási folyamatoknak, a sekély termőréteg és az erózió azonban csekély tápanyagkészletet eredményez. Nyílt és záródó gyepek jellemezhetik, egyes erodált földes kopárokon mezőgazdasági művelés is zajlik.

6.1.5. Nyers öntés talaj

A nyers öntés talaj a folyóvizek és tavak üledékeinek és hordalékainak taljai közé tartozik. Kialakulásában jellemző folyamat a hordalékborítás, kísérő folyamatok a humuszosodás és a redukció. Rendszerint az árterek, hullámterek mélyebb fekvésű részein található, amelyek a vízborítás alól szárazra kerülve alkalmassá válnak a növényzet megtelepedésére. Jellemző rájuk, hogy időről időre vízborítás alá kerülnek, és ezért jellegzetes humuszos szintjük nem alakulhat ki. A szárazabb időszakokban is magas talajvíztükör és változó talajvízállás jellemzi őket, amelynek következményeként az oxidációs

viszonyok megváltoznak. Ezt jelzi a felszínhez közeli rozsdás foltok megjelenése és a mélyebben lévő rétegek szürkés, glejes márványozottsága.

Vízgazdálkodásuk attól függ, hogy az egyes rétegek külön-külön milyen vízgazdálkodási tulajdonságúak, és ezek egymás alatti kedvező, vagy kedvezőtlen tulajdonságai miként egyenlítődnek ki. A vályog és homokos vályog fizikai féleségű öntések vízgazdálkodása kedvez, ha viszont erősen agyagos összetételűek a szelvények, vagy vastag kavicsos homokrétegen alakulnak ki, akkor a vízgazdálkodás kedvezőtlen.

A talajtípus esetében előfordul, hogy a vízborítás hosszabb időn át szünetelt, és a talajképződés zavartalanul folyhatott. Ekkor valamilyen vízhatás alatt álló talaj alakult ki, amelyet később borítottak el újabb hordalékrétegek. Az így kialakult talajok gyakran átmenetet képeznek a réti talajokkal. Növényzetére a mandulafüzes pionírnövényzet, bokorfüzesek, később fa alakú fűzligetek jellemzőek.

6.1.6. Réti öntés talaj

Az öntés talajok legjellemzőbb sajátossága, hogy a talajképződési folyamatok kialakulását az időszakonként megismétlődő áradások és az utánuk visszamaradó üledékek akadályozzák. Ezáltal a szelvényben nincs szintekre tagolódás, az egyes rétegek közötti különbségek csupán az üledékek tulajdonságaiból adódnak. A réti öntés talajok esetében mentesülve a folyamatos elöntéstől, szárazabb viszonyok közé kerülve a rétisedés folyamata is megindul. A talajszelvény humuszszintje jól kivehető és akár 2% szervesanyagot is tartalmazhat. Szerkezete gyengén szemcsés, és inkább az öntés rétegzettségére, homokos, iszapos, agyagos rétegek váltakozására jellemző. A szelvény felépítését a hidromorf bélyegek végigkísérik, vagyis vasszeplőket, rozsdás foltokat találhatunk benne. A típus vízgazdálkodása általában kedvező, bár az egyes rétegek szemcseösszetétele döntően befolyásolja azt.

6.1.7. Réti talaj

A talajtípus a réti talajok fő típusába tartozik. Az időszakosan túl bő nedvességi viszonyok és a levegőtlenesség hatására a szervesanyag-agyag komplexek a talaj humuszszintjét sötétszürkére, szürkés-feketére színezik.

A szelvény jellemzője, hogy az A-, B- és C-szintek jól elkülöníthetők egymástól, a szintekre jellemző folyamatok is jól kivehetőek. Jellemző folyamata a vízmozgás, uralkodó folyamata a humuszszorosodás, kísérő folyamatai a kilúgzás és a sófelhalmozódás. Az A-szint szerkezetes, humusztartalma a B- szint felé fokozatosan csökken. A B-szint szerkezete már inkább hasábos, mélyebb részeiben vasborsók, rozsdafoltok találhatóak, emellett a glejesedés is jelentkezik. A B- és C-szint átmenete rövid, határvonala körül mészgöbcecsek felhalmozódása jellemzi. A mészkiválás alakja elágazó.

Vízgazdálkodása - a tavaszi, túlságosan nedves időszaktól eltekintve - kedvező. Tápanyag-szolgáltató képessége általában jó, a nitrogén-feltáródás a levegőtlen viszonyok miatt időszakosan gátolt lehet. Gyakran átmenetet képezhet a csernozjom-, a szikes-, az öntés- és a láptalajokkal. Általában mocsárrétek díszlenek ezen a talajtípuson.

7. A Geopark vízrajza

7.1. Felszíni vizek

A terület felszíni vizei két nagyobb folyó, az Ipoly és a Zagyva vízgyűjtő területébe tartoznak. Az előbbi a Duna, az utóbbi a Tisza mellékfolyója, mindkettő érinti a Geopark területét. A Geopark magyarországi területén említésre méltóak még az Ipolyba torkolló patakok közül a Dobroda- és a Ménes-patak, valamint a Zagyvába ömlő Tarján-patak.

Az Ipoly felső szakaszának átlagosan 12,45 m/km az esése, ez az érték a Geopark területének elérésekor már lecsökken, a Tísovnik-patak betorkollásánál már csupán 0,78 m/km, ami megfelel a folyó középső völgyszakasz jellegének.

Az Ipoly mellékvizeinek zöme szlovák oldalról érkező hegyi patak. Ezeknek az Osztrovszki andezittömegéről szétfutó, meredek esésű felső szakaszaihoz többnyire laza oligo-miocén üledékekbe vágódott hegylábi szakasz is csatlakozik. A rövid hegylábi szakaszok azonban sem a patakok esését, sem azok törmelékszállításának a módját nem változtatják meg alapvetően. Ennek következtében a jobbpart átlagosan 10—16 m/km esésű patakjai tetemes mennyiségű durva hordalékkal valósággal elárasztják a fővölgyet, folytonos kanyargásra kényszerítve a benne haladó Ipolyt.

Az oligocén és a miocén üledékek többé-kevésbé agyagos térszínéről érkező, laposabb esésgörbéjű, rendszeren csak kisvízű baloldali, magyarországi mellékpatakok inkább csak finom törmeléket szállítanak. Hóolvadáskor és tartósabb esők alkalmából azonban, a talajtakaró gyors telítődése következtében, hirtelen megduzzadnak. Hordalékkal nemcsak saját völgyüket árasztják el, hanem az Ipoly völgyét is, amelyik alkalmanként medréből kilépve is nehezen tudja elszállítani a megnövekedett vízmennyiséget.

A Zagyvának tulajdonképpen csak a forráságai esnek a Geopark területére. Az egyesülésük alatt Nagybatonynál végzett megfigyelések azt mutatják, hogy a folyó vízjárása, az Ipolyéhoz hasonlóan, lényegében a csapadék hullás és a hóolvadás függvénye. Átlagosan szeptemberben szállít kevesebb vizet (1,4 m³/sec) és februárban legtöbbit (24,5 m³/sec), miközben vízszintje 4,5 m-es játékot mutat.

A területen jelentősebb természetes állóvíz nincs.

7.2. Talajvíz

A területen, a domborzat változatossága miatt nem beszélhetünk összefüggő talajvíztükrőről. Jelentősebb mennyiségű talajvizet csupán a vízfolyások negyedidőszaki völgykitöltései tartalmaznak. Gyakorlati tapasztalat szerint a vízadó réteg vastagsága általában az egész völgy szélesség közép vonalában a legnagyobb. Ez pedig az Ipoly esetében sem esik egybe a jelenlegi ártérrel. A holocén meder kimélyítése és kiszélesítése során a folyó korábban lerakott kavicsanyagának egy részét tovasodorja.

A mellékpatakok többségének völgykitöltéséből a durvább törmelék általában hiányzik. Kivétel ez alól a Dobroda-völgy, amelyben átlag 6 m vastag kavicsos homok kitöltés található, amely akár több kúttal történő víztermelésre is alkalmas.

A Tarján-patak alluviális hordalékát és részben a miocén fekükavicsot csapolják meg Salgótarján 3-28 m mély talajvízkútjai. A vizek a városi beépítettség miatt többnyire szennyezettek. Ugyanez a helyzet Kisterenye talajvíz kútjai esetében is. A Tarján-patak kb. 8 m felszín alatti mélységben fekvő teraszkavicsainak vízszolgáltatása azonban számításba vételre érdemes.

Talajvízzel való öntözésre alkalmas területeket főleg az Ipoly völgyében, esetleg a Zagyva-völgy Kisterenye alatti részén, valamint a Dobroda-patak völgyében lehet találni.

7.3. Mélységi és rétegvizek

A Geopark területének földtani képződményei közül rétegvízet tartalmazó szintek a felső-oligocén glaukonitos homokkőösszletben, az alsó-miocén teresztrikumaiban, a kőszenes összletben és a fedő homokköveiben, esetleg a slír mélyebb, homokos tagjaiban várhatók. Az elvileg jó víztároló közbetelepült mészkömlencsék kis kiterjedésük miatt nem számottevőek.

A Mátra-hegység vulkáni tömege vízben szegény. A repedezett vulkáni kőzetek a csapadék jó részét a mélybe vezetik, ahol az észak, északnyugat felől nekik támaszkodó fiatal harmadidőszaki rétegeknek adják át a vizet. A tufás és tufitos kőzetek víztartó képessége változatos, mert függ a vulkanoklasztos üledék szemcsenagyságától, az anyag elbontottságától, valamint az ezzel összefüggő agyagásvány tartalomtól.

A Szécsény, Sóshartyán környékén található agyagos kifejlődésű oligocén összlet kifejezetten rossz víztároló. Az ebből fakasztott kevés, gázos, sós-jódos-brómos víz, kitűnő gyógyhatása ellenére, élvezeti és háztartási célokra nem alkalmas.

Némileg kedvezőbb a helyzet a Zagyva-völgy térségében, ahol a térszint a felső-oligocén homokkőben dúsabb összlete alkotja. E rétegsor több egymás alatti szintjének együttes megcsapolásával kutanként 80-180 l/p vízhozam is elérhető.

A rétegvízfeltárás mennyiségi lehetőségei általában ott a legkedvezőbbek, ahol a felső-oligocén homokkőrétegeinek fedőjében a miocén víztartó szintjei is jelen vannak. Ilyen több szintű rétegvíz rendszer jellemzi Salgótarján--Kisterenye környékét. Az itteni artézi szintek vízháztartását az összleteket feldaraboló, mélyreható törések erősen befolyásolják. Emiatt a mélyben elhelyezkedő szerkezeti árkok és bércek olyan kisebb vízföldtani egységeket alkotnak, amelyek nyomásállapota, vízszintje és utánpótlása egymástól többé-kevésbé független. Ez azt jelenti, hogy a különböző szerkezeti egységekbe telepített kutak működés közben egymást nem befolyásolják.

A miocén rétegek közül az alsó-miocén szárazföldi kavics- és homokkőösszlet látszik vízben leggazdagabbnak. Ebből fakadt az egykori szénbányászattal megütött bányavizek túlnyomó része is. E vizeknek a mennyisége a 2200 l/p nagyságot is elérhette.

A teresztrikum vastagságának és kifejlődésének változékonysága miatt a termelő kutak többsége a fekvő képződményekbe is behatolnak, így azokból a két rétegcsoport együttes vizét szivattyúzzák. Ezek a vizek általában lágyak, alkáli-hidrogénkarbonátos jellegűek.

A víztartó szintek felszínre bukkanásain levő források általában csekély vízűek (pl. Pónyi- és Minyus-forrás Salgótarjánál). 50-100 l/p-nyi vizet adnak a felső-oligocén glaukonitos homok-homokkőből fakadó Polyán- és Csató-források. Bazalt részvizet csapol meg a somskői szulfátos jellegű forrás. A miocén rétegekből fakadó források általában kalcium-hidrogénkarbonátosak. Nem kivétel ez alól a mátraverebélyi Szentkútnak a lajtai mészkő és andezittufa határán eredő rétegvize sem.

8. A Geopark éghajlati viszonyai

Az éghajlati viszonyok - a Geopark (és Nógrád megye) viszonylag kis kiterjedése ellenére - a területen némileg eltérők. A Kárpát-medencére egészéhez hasonlóan két nagy éghajlattípus, az óceáni és szárazföldi éghajlat érezteti a hatását, de a klíma változásait befolyásolja a földrajzi fekvés, a tengerszint feletti magasság, a kitettség és az uralkodó széljárás is. Míg az óceáni légtömegek csökkentik a hőmérséklet különbségeit a nyári és a téli időszak között, addig a szárazföldi légtömegek fordítva hatnak, hatásukra hideg tél és forró nyár alakul ki, tehát nagy az évi ingadozás. Az óceáni jellegű éghajlaton több a csapadék és a köd, a kontinentális klímát az év egészében, de különösen a nyári időszakban rendkívül kevés csapadék jellemzi. Bár a területet mindkét hatás éri, összességében a szárazföldi éghajlat jegyei uralkodnak.

A Galga-völgy, a Cserhátalja, az Ecskendi-dombság esetében az éghajlat (különösen a kistájak délre fekvő területein mérsékelt meleg-mérsékelt száraz, míg a Pétervásárai-dombságban és a hegységi területek magasabb részein hűvös-mérsékelt száraz. A napsütéses órák száma meglehetősen alacsony. Az évi napfénytartam többnyire 1900-1950 óra, ebből januárra 55-60 óra, júliusra 270-280 óra jut. Ennek megfelelően alakul a sugárzás évi összege is. Érdekes, hogy miközben az átlagok jóval elmaradnak a legmagasabb országos értékektől, addig - csak a téli hónapokat tekintve - a magashegységek kapják a legtöbb napfényt. A Karancs, a Litke-Etesi-dombság, a Középső-Ipoly-völgy, a Zagyva-völgy, a Felső-Tarnai dombság és a Pétervásárai-dombság 1900 óra alatti éves napsütést kap, ezeknél az évi átlag 1850 óra.

Az évi középhőmérsékletek is viszonylag alacsonyak. Az átlagos középhőmérséklet 8,5-9 °C, a januári -3,5 °C és -4 °C közötti, a júliusi pedig 19-20 °C körüli. Mind a téli, mind a nyári középhőmérsékletek átlag 2-3 fokkal maradnak el Magyarország legmelegebb tájainak hasonló értékeitől. 9 °C fölötti hőmérséklettel a Kosdi-dombságban, a Nézsza-Csővári-dombságban, az Ecskendi-dombságban, a Terényi-dombságban, a Középső-Ipoly-völgyben, a Zagyva-völgyben találkozunk, a 10 °C értéket a Galga-völgy és a Cserhátalja délies területei érik el. 9 °C-nál alacsonyabb az évi átlaghőmérséklet a Karancs, a Litke-Etesi-dombság, valamint a Pétervásárai-dombság területén. A magasabb, 500 m felett fekvő területek hűvösebbek, ahol az évi középhőmérséklet már 8 °C alatti, és a csapadéértékek a nagyobb függőleges tagoltság miatt változatosabbak.

A mezőgazdaság szempontjából nagy fontossággal bíró vegetációs időszak átlaga nem túl magas, 14,5°C és 16,8°C közötti. Ami az abszolút évi hőmérsékleti minimumokat és maximumokat illeti, ezek átlagai -16°C és -18°C, ill. 30°C és 34°C közöttiek, a magasabb hegységi területeken jó pár fokkal alacsonyabbak. A kedvezőtlen adottságokat az is jelzi, hogy az első fagyos nap a megye nagy részén már október 10-15. között várható. Átlag évi 30-40 olyan nap van, amikor 0°C alatti a hőmérséklet, a fagymentes napok száma pedig mindössze 170-180. A téli napok (napi maximum $\leq 0^\circ\text{C}$) száma 110-120, a nyári napoké (napi maximum $\geq 25^\circ\text{C}$) 50-60, míg a hőségnapoké (napi maximum $\geq 30^\circ\text{C}$) 8-12 nap.

Az évi csapadékmennyiség térben és időben is szeszélyes eloszlást mutat. Az éves átlag 600 mm körül mozog, ebből a vegetációs időszakra 340 mm jut. A Központi-Cserhát, a Karancs, a Középső-Ipoly-völgy, a Medves magasabb területeit, valamint a Pétervásárai-

dombságot 600-650 mm csapadék öntözi. A legcsapadékosabb hónapok a június (80-90 mm) és a július (70-80 mm), míg a legszárazabb hónap a február (30-35 mm) és a március (35-40 mm), de alacsonyak a januári értékek is. A 24 órán belül mért legtöbb eső Karancsalján hullott (55 mm). A zivataros napok száma meghaladhatja a 30-at, időnként nagy mennyiségű eső is lezúdulhat nagyon rövid idő alatt (pl. 24 óra alatt Kállón 152 mm, Zabaron 113 mm csapadék). Télen a csapadék egy része hó formájában hullik, a havazással jellemezhető napok száma 20-30, a hótakarós napoké pedig 50-55. A hótakaró átlagos vastagságának maximuma 20-25 cm. A levegő relatív páratartalmának évi átlaga 75-81% közötti, minimuma 400 m-es magasságig áprilisra, 400 m felett pedig májusra esik.

A terület egészében az ÉNy-i légáramlások övezetébe tartozik. A szélviszonyok a domborzat arculatától is függenek, így még egymáshoz közel fekvő helyek szélviszonyai is gyakran különbözőek. A hosszú, egyenes völgyszakaszok mentén a völgyirányt követi a szélirány, így pl. a Galga és a Zagyva völgyeiben jellegzetesen északi és déli szelek fújnak. A Litke-Etesi-dombságban, a Középső-Ipoly-völgyben és a Pétervárái-dombságban gyakoriak a nyugatias szelek, míg a Medves vidékét szeszélyesebb, olykor ÉÉK-i vagy DNy-i szelek is jellemzik, télen inkább az északkeleti, nyáron az északnyugati szelek fésülik a tájat. A viharos napok (amikor a szélsébség maximuma meghaladja a 15 m/sec-ot, azaz az 54 km/h-t) száma általában 50 feletti. Az átlagos szélsébség 2 m/s, a hegységek magas régióiban azonban meghaladja a 4 m/s-ot.

A légnyomás egyenletes eloszlásának köszönhetően szélcsendes időszak leggyakrabban ősszel van. Az erős (10,8 m/sec-ot, ill. 40 km/h-t meghaladó sebességű) szelek legtöbbször januárban, februárban és tavasszal fújnak, előfordulásuk azonban 10% alatt van.

A klíma a tájhasználatot is befolyásolja. Míg a hegységek hűvösebb, csapadékosabb klímája az erdőknek kedvez, addig a dombságok területén az erdészet és a mezőgazdálkodás osztozik. A völgyeket és medencéket - a túlnedvesedett területeket kivéve – szántók és gyümölcs ültetvények hasznosítják. Ez utóbbiak és a kertészeti kultúrák elsősorban a Kosdi-dombság, a Középső-Ipoly-völgy (kevésbé hőigényes gyümölcsösök) és a Felső-Tarnai-dombság gazdálkodását színesítik. A Cserhátalja, a Terényi-dombság, a Szécsényi-dombság, a Karancs, a Litke-Etesi-dombság és a Medves-vidék területén az erdők mellett mérsékelt vízigényű mezőgazdasági kultúrák termesztésével is próbálkoznak, bár a hegységi kistájak és a dombságok magasabb, vagy nem megfelelő talajadottságú területei a mezőgazdálkodásnak nem kedveznek.

9. Védett földtani értékek

Bárna Nagykő

A korábban Barna néven szereplő falnak - az egyházlátogatási jegyzőkönyvek szerint - az első települői tótok voltak, amit a helység dűlő- és családnevei is igazolnak, lakosai azonban már a XVIII. század elején magyarosodtak. A korabeli összeírásokból kiderül, hogy a XVI. század második felében elpusztult. A későbbi összeírásokban nemes községként és jobbágyközségként is szerepel.

A Bárna földe magasodó 519 m magasságú Nagy-kőt a településről a kék jelzésen a Zához-völgyön keresztül érhetjük el. A Medves környéki vulkanizmus idején kialakult bazaltcsúcson fekete oszlopos bazalttömbök és szürke rétegpados bazaltok váltakoznak. A korábbi kőbányászat során ez utóbbit termelték ki, ennek maradványaként látható egy színpadszerű alakzat a sziklán.

Ha a vulkáni kitörési központokat figyelembe véve vizsgáljuk a területet, a Nagy-kőt a neckek közé sorolhatjuk, amelyek esetében a bazaltláva vagy a hasadékból szilárdult meg, vagy a vulkáni kráter belsejét tölti ki. Ezek a képződmények túlnyomórészt a külső erőknek ellenálló bazaltlávából épülnek fel, így jelentős felszínalakítási értékük és tájképalakító szerepük van. Földtani értékük a bazalt elválásának különféle megjelenési formáiban és azok egymáshoz való viszonyulásában rejlik.

Salgótarján Pécs-kő bazaltkúp

Salgótarjától keletre, kb. 1,5 km-re emelkedik az 542 m magas Pécskő. A sziklát a Salgótarján – Somlyó-bányatelep – Pécskő-nyereg útvonalon célszerű felkeresni. A Pécskő-nyeregtől kb. 20 perces sétával juthatunk jelzett úton (sárga sáv) a Pécskő csúcsához.

A Pécskő vulkáni kúpját a pliocén korban (2-3 millió éve) két szakaszú vulkáni működés hozta létre. Az első törmelékszórás volt, ebből épült a kúp fő tömege. Anyaga szürke színű, különböző méretű kilövellt bombákból, lávafoszliányokból, salakos bazalttufából, agglomerátumokból áll. A második szakaszban hasadékok mentén ezt lávabazalt törte át. Az egyik hasadékitöltés a jelenlegi csúcsnál magasabbra emelkedett, amit érdekes alakja miatt Hurka-Pécskőnek neveztek. A fekete színű, tömött szövetű, jól hasadó bazaltot a kőbányászat lerobbantotta és kitermelte. Az 1930-as évek előtt öt nagyobb bánya is működött a területen, melynek során „utcakő”-nek való bazaltot termeltek ki. Ekkor készült a szirtre vezető, sziklába vájt lépcsősor. Irodalmi adatok szerint drótkötélpályás kőbánya is volt a Pécskő DK-i oldalán és oszlopos bazaltot is bányásztak.

Földtani szempontból tanulságos feltárást mutat az ún. Kis-Pécskő. A bányászat során itt nem tártak fel bazalttörést, ami azt jelenti, hogy a Kis-Pécskő a nagy csúcs oldalkrateré, tehát annak magmakamrájából kapta lávaanyagát.

Már az őskorban megtelepedett itt az ember. A sziklacsúcs környékén 1960-ban végzett ásatások péceli és bronzkori kultúrához tartozó leletanyagot találtak. Pécskő várának történetéről okleveles említés nem maradt fenn. Romját elsőként egy 1802-ben készült térkép jelöli. Egy 1906-os várjegyzék az elpusztult erősségek közé sorolja. A helyi hagyomány úgy tartotta és ez ma is elevenen él, hogy a sziklatetőn egykor rablótúr állt. Bár a bazaltbányászat a Pécskőt részben átalakította, egy 1999-ben végzett régészeti kutatás keretében mészhabarcos falazatrészeket és sziklába vésett falhelyeket, lépcsőket írtak le.

A szikla északi oldalán található kisméretű üregek eredete sem tisztázott, vagy természetes zárványkimállások vagy kaptárkő-jellegű fülkék.

Salgótarján - Baglyaskő bazalttömb

A ma Salgótarjánhoz tartozó településrész hajdan önálló kisközségként szerepelt. A Baglyas-allya elnevezés Baglyas-várától ered, mivel a helység hajdan a vár körül volt, de a törökök és a tatárok dúlásai miatt egy nem messze fekvő völgybe telepedtek át és a várt romjaiban hagyták. A magas hegyekkel körül kerített keskeny völgyben fekvő kerek kősziklán épített „váratska” – Salgó Vár közelsége miatt – csupán rejtekhelyként szolgált).

A terület már a késő bronzkorban is lakott volt. A helység a Kacsics nemzetség ősi birtoka volt és a nemzetség hollókői (Illés) ága építette a várat. A természet alkotta védőművet – Baglyaskő kétágú megkövesedett lávaoszlopát – kőfallal vették körül és többszintes, toronyszerű gerendavárat alakítottak ki. Valószínűleg ezt a várat említik az 1268-as oklevelek. Az erődítmény 1300-as évek elején fontos úttellenőrző pont volt.

A várról az 1327-ben és 1341-ben kelt oklevelek is megemlékeznek, de történelmünkben jelentős szerepe nem volt, a XV. században már elpusztult. A vár alatt elterülő helységről első ízben 1341-ből vannak adatok, ekkor Bagloch alakban említik az oklevelek.

A hagyomány szerint a rozgonyi csata után Baglyaskő várát I. Károly leromboltatta, lakóit megcsonkíttatta, ők telepítették be az Etes melletti Béna-völgyet. 1862-ben boltíves kapuja még látszott, de azóta már ez is elpusztult. Falmaradványait elbontották, a környező épületek építésénél használták fel, de mára már ennek nyomain is alig láthatók.

Az 1975-ben védetté nyilvánított bástyaszerű bazalt nemcsak esztétikai látványosságot jelent, hanem komoly földtani értékeket hordoz. Ilyen komplex földtani feltárás még világviszonylatban is ritkaságnak számít. Betekintést nyerhetünk egy vulkán belső szerkezetébe (a magmát felszínre szállító tápcsatornába, az ún. diatrémába), másrészt olyan „ásványcsomók” találhatóak benne, amelyek mintegy 70 km mélységben kristályosodtak ki a Föld köpenyében, harmadrészt pedig a bazalttal egykorú hólyagbarlangok fedezhetők fel, amelyek bizonyítékai a keletkezéskori vizes környezetnek. Magyarországon talán először innen írták le a természetes kocszot, ami a szén és a magas hőmérsékletű (1000-1200 °C) láva levegőtől elzárt kölcsönhatásaként alakult ki.

A 301 m magas Baglyaskő déli oldalában találjuk a Baglyaskői bazaltüreget, amely valójában három üreg alkotta rendszer. A legnagyobb egy 7,3 m hosszú, vízszintes folyosóból álló rész, majd ezzel párhuzamosan, de magasabban egy kisebb, 2,4 m-es vízszintes járat és ezek előterében egy 2 m mély, ovális keresztmetszetű kürtő. A barlangrendszer a Baglyaskőt felépítő salakos bazalt és az ezt átjáró lávabazalt határán, kb. 2,4 millió éve működött fumarola maradványa. A korábbi leírások a környékbeli lakosok vagyonának elrejtésére szolgáló mesterséges üregként írták le.

A bazaltot több szakaszban is letermelték. Először a vár építésekor fejtették ki a bazalttelért, majd 1714-1826 között lehetett a második bányászati szakasz és végül az 1900-as évek elejétől az 1930-as évekig folyt időszakosan, nem túl nagy intenzitású bányászati tevékenység.

Salgó

A pliocén földtörténeti kor végén erre a hepe-hupás felszínre ömlött a láva, amely először a felszín egyenetlenségeit töltötte ki, majd a szétfolyó láva egyre vastagodva kialakította ezt a hatalmas bazaltplatót, amely Európa-szerte egyedülálló geológiai ritkaság. A feltörő lávából keletkeztek a nevezetes bazaltcsúcsok. Ezek közül nagy geológiai értéket képvisel a Salgói bazaltkúp is. A 625 m magas bazaltkúpon magasodnak Salgó középkori várának romjai.

Kis-Salgó – Boszorkány-kő

A Boszorkánykő vagy Kis-Salgó (571 m) hármas osztatú bizarr sziklagerince a bazaltképződmények változatos formáit tárja elénk. A gerinc északkeleti oldalán nagyjából függőleges, délkeleti végén pedig fekvő lemezesség figyelhető meg. A bazaltokra jellemző oszloposság többnyire négyszögletes formában jelenik meg, de hajlott többszögletű oszlopok is láthatók. Itt tanulmányozhatjuk a bazalt „kukorica-csővesedését” vagy murvásodását is. Az idők folyamán a bazalt kristályok nélküli üveges alapanyaga átkristályosodott. A kristályosodási feszültség és a hőmérsékleti ingadozás hatására ezek a kristályos göcök gömb alakban leváltak. Így kukoricacsőre emlékeztető forma alakult ki. Az apró gömbök a fagy hatására szétesnek, és murvaként borítva a felszínt, nehézkessé teszik a járást. Az idelátogatók eligazodását a szikla körül húzódó geológiai tanösvény segíti, amely a vulkán kitörésének szinte minden mozzanatát szemléltetően tárja elénk.

Medves-fennsík

A Medves Magyarország bazaltvidékeinek egyik legszebb, legváltozatosabb területe. Topográfiailag a Cserháthoz soroljuk, de szerkezetileg az ajnácskői bazaltterülettel függ össze. Létrejöttében a többszöri bazaltömléssel járó heves vulkánkitörések sorozata játszott meghatározó szerepet. A medvesi bazalttakaró több vulkánból származik, közzétanilag sem egynemű, több kráteren tört ki. A Somoskő és Rónabánya között elterülő, mintegy 8 négyzetkilométernyi vulkáni takaró felszíne 520-570 m tengerszint feletti magasság között ingadozik. Az együttesen 15 négyzetkilométernyi bazalt-fennsík másik része az országhatáron túlra esik.

A vulkáni működés lefolyásában is különböznek a bazaltelőfordulások. A bazaltkúpokat többnyire egyszeri lávakitörések hozták létre, legfeljebb törmelékszórás előzte meg azokat. A bazalttakarókat létrehozó vulkáni működés már változatosabb, többnyire sztrátójellegű volt. A törmelékszórások és lávafolyások váltakoztak, gyakran ismétlődtek is. Ilyen a medvesi takaró felépítése, ahol a működést kétféle és különböző törmelékszórás kezdte. Csak ezután következtek a lávafolyások, amelyek közé törmelékszórás ékelődik. Az első törmelékszórás terméke a barna színű, lyukacsos szerkezetű bazalttufa. A második szakaszban a kristálytufa került a felszínre. Jellemzője a kaolinszerű alapanyag, amelyben sok az olivin és az augit kristály, de nincs benne idegen zárvány. Legszebb feltárulása a középbányában látható. A harmadik szakaszban ömlött a felszínre a legnagyobb tömegű láva, amelyből a szürke színű, tömör szerkezetű, rétegpados bazalttakaró alakult ki. Ez egy igazi sztrató-vulkánosság eredménye.

A Medves bazaltplatóján több helyen a felszínen találhatunk bazanitot, vöröses színű, lyukacsos (gázzárványos) szerkezetű bazaltot, ún. „cserkövet”. Ebben rendszerint nagyméretű (fekete színű) piroxén és sárga színű olivin ásványokat lehet látni.

A vulkáni működés sajátosságán túl a bazalt közettani minősége és külső megjelenése alapján kétféle bazalt különíthető el a területen: a fekete színű, tömött szövetű és a szürke, aprószemcsés. A fekete színű, tömött szövetű bazalt csaknem mindig oszlopos elválású, míg a szürke színű bazalt réteges elválást mutat. A fekete színű, oszlopos bazalt mindig vulkáni kúpokot, vagy maar-szerű áttöréseket formál, a bazalttakaró kőzete többnyire szürke színű, réteges bazalt. Van, ahol a kétféle bazalt együtt fordul elő, s elhelyezkedésükből megállapítható, hogy az első lávafolyások a fekete, oszlopos bazaltot hozták

Somoskő

A somoskői várhegy (526 m) erősen lepusztult vulkáni kúp maradványa. Az oligocénkori, laza üledékes kőzetből álló alapzatból hirtelen emelkedik ki mintegy 50 méter magasan. Szabályos öt-hatszögletes, vékony oszlopos bazaltból áll. A vulkáni működés törmelékszórással kezdődött vagy fejeződött be. A domb csúcsán álló vár az oszlopos bazalt egy részének lebányászásával épült. A bazaltoszlopokból építették a falakat. A híres „bazaltömlés” a várhegy északi oldalán van. A bazaltoszlopok a kiömlő lávában, a kihűlési felületre merőlegesen, a zsugorodás hatására alakultak ki. A terület teljes egészében Szlovákiához tartozik.

Szilaspogonyi Kiskő (bazalt sziklaüreg)

A védett terület említésénél gyakran találkozhatunk a „bárnai Kiskő” elnevezéssel is. Valójában a terület közigazgatásilag Szilaspogonyhoz tartozik. A Kiskő vulkáni kúpját legegyszerűbben is ettől a településtől érhetjük el, a Cikorád-völgyben haladó földúton keresztül.

A korabeli írásokban Pogony elnevezéssel szerepel a község, amely Nógrád Vármegye határán fekszik. Három vármegyével volt határos: Isten-mezejével Hevesben, Zabarral Gömörben és Domaházával Abauj Vármegyébe.

A községről csak a XVIII. század elejétől kezdve vannak adatok. A Kiskő földtani felépítését vizsgálva számos különleges felfedezést tehetünk. A kúp nagyrészt (alsó kétharmada) sárga színű, homok, homokkő rétegekből épül fel, csak a csúcson bukkan elő a vulkáni kőzet. A 20-25 millió éves, 50-100 m mélységű tengerben keletkezett nagy vastagságú homok, homokkő összletére egy sekély tengeri, majd egy szárazföldi folyóvízi rétegsornak kellene következnie. A Kiskő környékén ezek hiányoznak, vagy az erózió lepusztította vagy lokálisan nem fejlődtek ki vagy a fedettség miatt nem kerültek felszínre. A vulkáni keletkezésű ún. „alsóriolittufa” a Kiskő csúcsánál valószínűleg közvetlenül a glaukonitos homokkőre települ, ennek foszlányai ismertek. A riolittufára nem következnek a környékben jól ismert széntelepek. Több, mint 15 millió év üledékei és vulkáni képződményei hiányoznak a Kiskőről. Valószínűleg ezek kialakultak, de a bazaltvulkanizmust megelőző szárazföldi szakaszban az erózió áldozatai lettek. A bazaltvulkanizmus 2,4 millió éve zajlott le több szakaszban. Első szakaszban a kirobbant kürtön keresztül bazalttufa került a felszínre, ebből a kürtő körül egy tufasánc alakulhatott ki. A második szakaszban a központi kürtön keresztül egyre nagyobb méretű ún. bombák és tömbök kerültek a felszínre, ezek a jelenlegi csúcs anyagát alkotják. A vulkáni működés utolsó szakaszában ezt egy bazalttelér törte át.

A Kiskő leglátványosabb és legizgalmasabb része a bazaltban kialakult barlangja. A csúcsról nyílik egy „természetes” bejárata, amely méretét tekintve a barlangüreggel együtt

egy 14 m-es akna. Továbbá van egy mesterségesen kialakított vízszintes tárója is. A barlang keletkezésére vonatkozóan több magyarázat is született. Korábban a bazaltban megrekedt gázhólyaggal, később a tektonikai mozgások hatására történő kialakulással magyarázták. A barlangról a legkorábbi írott emlék 1865-ből származik. A monda szerint ürege „kincsrejtő”. A néphagyomány szerint törökök lakták. Ez a szóbeszéd nem hagyta nyugodni a Tarna-völgy birtokosát, Kemény Gejzát. 1909-1910 táján három pogonyi lakossal a kemény bazaltba egy közel 10 m hosszú, vízszintes tárót vágatott. Kincset azonban nem talált. További három mesterséges táróról vannak adatok a területen, amik valószínűleg szénkutatói szándékkal kerültek kialakításra.

A Kiskő csúcsán épült várra történeti adatot nem ismerünk, várfalnak nincs nyoma a felszínen. Nováki Gyula azonban részletes leírást ad egy felső és alsó várból álló erődítményről.

Kishartyáni Kőlyuk-oldal

A Salgótarján és Szécsény között fekvő Kishartyán település már a középkorban fennállott. Az 1548. évi adóösszeírásban teljesen elpusztult helységként van felvéve. Majd a török hódoltságot követően is hiányzik az összeírásokból és az 1715-1720. évi összeírásban is csak 5 magyar háztartással szerepel. Egy „szorult” völgyben fekszik a település, de a szélesebb „elterjedett” völgyben lehetett régebben, mert temploma is a falun kívül fekszik. Valószínűleg a korábbi község a török hódoltság idején pusztult el. A „kősziklás hegyek” oldalában üregek és régi menedékhelyek vannak, melyekben a hajdaniak az ellenség gyilkos markából kiszabadulva itt rejtőzködtek. A Kőlyuk-oldalnak nevezett terület homokkő barlangjaiban a középkorban remete tanyázott. A barlangnak három nyílása van. Van benne egy kb. 60 köbméteres tágas terem és több járhatatlan folyosó. Bél Mátyás 1742-ben kiadott munkájában a barlangokról azt írja, hogy az ő idejében volt közöttük egy, melynek ajtaja és ablaka is volt.

A 13 hektár kiterjedésű védett területen szép feltárulásban láthatjuk az oligocén tenger üledékét. A mintegy 30 millió évvel ezelőtti tenger parti sávjában halmozódott fel a néhol különleges formát mutató sárgásbarna, nagy kvarc tartalmú, homokkő. A kőzet alsó része keményebb, sötét színű, még a felső egyharmada világosabb és lazább szerkezetű, benne kavicsos rétegek is vannak. Ebben a világos színű rétegben cápa fogakat is találtak.

A megközelítően 300 méter hosszú és mintegy 30-40 m magas kőzettel legmeredekebb részén, valószínűleg egy lazább üledék kimosásával, természetes üreg keletkezett, melyet mesterségesen mélyítették tovább. A tatár- és törökdúlás idején – ahogy azt Mocsáry is leírta – menedékhelyül szolgált a helyieknek, valamint a XIX. század végéig remeteéletet élő szerzetesek is lakták az üreget. A barlang több helységből áll: egy 6x5 m alapterületű nyitott előtérből, amely nappali tartózkodási hely, tűzrakó és tüzelőtároló hely volt; egy 6 m hosszú, 2 m széles és 2 méter magas teremből, amely éjszakai pihenőhelyként szolgált és ablakkal is rendelkezett; valamint egy 5 m hosszú és mintegy 1,5 m magas kisebb üregből, amely élelmiszer és ivóvíz tárolására szolgálhatott. A barlangot a kőfalon mélyített lépcsőkön lehetett elérni és a csúcs irányába lehetett elhagyni egy kapaszkodókkal ellátott feljárón keresztül.

Tar - Felső-csevice forrás

A Zagyva völgyében fekvő Tar többek között csevicéiről lett híres. Az 1990-es években végzett terepi vizsgálatok szerint legalább négy csevice-forrásról kell említést tenni a területen. Ezek a következők:

1. Alsó-csevice: az ún. Fehér-kőbányától DNy-ra, közvetlen a Csevice-patak medre mellett, a Fekete-kőbánya alatt.
2. Felső-kiépített csevice: az előzőtől mintegy 800 m-re DK-re a Csevice-völgyben medencével foglalt forrás.
3. Felső-csevice: az előzőtől 15-20 m-re D-re, kútgyűrűvel foglalt, kútszerelvény nélküli ásott kút.
4. Gyalogos hídnál: belterületen a Zagyvát áthidaló gyalogos hídnál a folyó bal partján. Jelenlétére a gyenge bugyborékolás és a vasas elszíneződés utal.

A legkorábbi feljegyzés a tari csevicékről 1851-ből származik, amely Tar területén két helyről ír le „savanyú vízforrást”. Egy 1865-ből származó leírás a tari csevicét a savanyú vagy borvizek közé sorolja. Ezen belül a vasas, égvényes (az alkálifémek régies elnevezése) vizek között szerepelteti. Noszky Jenő 1926-ban már három helyen ír a felszínre törő csevicéről. Ebből kettőt a Csevice-völgyben említ, a harmadikat a Zagyva partján adja meg, amit az itt lakók „Hasfájós-csevice”-nek hívnak. Ugyanő 1937-ben az Alsó-csevice felhígulását az 1930-as évek közepén a forrástól nem messze működő Fekete-kőbányával magyarázza. A csevicék első vízkémiai elemzését 1961-1962-ben végezték, mely a fenti csevicék közül az első háromra terjedt ki. Megállapították, hogy mindhárom víz alkáli-hidrogénkarbonátos, szénsavas összetételű. Azonban volt eltérés a két Felső-csevice és az alsó között. Az Alsó-csevice nátrium és magnézium jellegű és kloridos, a felsők pedig kalcium és nátrium jellegűek. Ugyanezen években a víz szén-dioxid eredetének vizsgálatánál elvetették azt a korábbi nézetet, mely szerint a Mátra-hegység utóvulkáni tevékenységeként tör szén-dioxid tartalmú forrás a felszínre. Inkább gondolták helyesnek azt a magyarázatot, hogy a szén-dioxid szerves eredetű, az oligocénkori szénhidrogén anyagközet szerves maradványainak bomlásából származtatható. 1969-ben a Cserhát-hegységre végzett földtani térképezés jól rögzíti az akkori állapotokat. Ebből látható, hogy a Felső-csevicénél faragott terméskőből (dácittufa) medencét építettek és a kifolyásánál nem falazták fel teljesen. A teljesen zárt medencét később, valószínűleg 1977-ben, hozták létre, ahol a víz egy csövön keresztül folyik ki. Az Alsó-csevicét megmunkálatlan természeteskőből (andezit) rakták ki. Az 1970-1971-ben végzett szén-dioxid eredetére vonatkozó kutatások eredményeként azt a magyarázatot fogadhatjuk el leginkább, hogy a szén-dioxid feláramlások metamorf kelekezésűek lehetnek. Eszerint a nagy mélységben található kőzetek ill. az abban elhelyezkedő ásványok a magas hőmérsékleten és nyomáson felbomlanak, ami szén-dioxid felaszabadulással jár. A felszínre jutáshoz pedig meglazult kőzetzónák, ún. vetőzónák kellene, amik a tari csevicék esetén bizonyítottak.

A forrásokat Tarról a sárga jelzésen haladva közelíthejük meg. Az Alsó-csevicéhez érve beigazolódni látszanak Noszky Jenő 1926-ban megírt sorai: „csak az a kár, hogy a jó tariak a tisztántartás erényével keveset gondolnak”. Mivel ez a forrás van legközelebb a községhez a lakosság is leginkább ezt használja. Sem esztétikai, sem egészségügyi szempontból nem megfelelő az állapota. Ott jártamkor egy műanyag vödör volt a patakban és a forrásfoglalás felső része egy rongyokkal letakart lemez volt.

Bárnai Szerkő

A Bárna-patak völgye fölé magasodik a Szerkő kereszttrétegzett homokkőfala. A község északi részén, az utolsó házat elhagyva, a Bárna-patak mellett haladva, a kék háromszög jelzésen juthatunk el a Szerkőhöz.

Kazári riolittufa és földtani szelvény

A Somlyó-hegy alatt, Salgótarjától nem messze fekvő település hajdan körjegyzőségi székhely volt. 1873-ban a kolera pusztított a községben, 1866-ban pedig földrengés volt, mely sok kárt okozott.

A Mátraszele és Kazár közötti hegygerinc déli oldalán alakult ki a növényzet nélküli, riolittufával borított, mélyen barázdált felszín. Mintegy 20 millió éve, a miocén vulkánosság során, került a felszínre. Nagy valószínűséggel a Mátra vulkáni kitöréseinek szórt anyaga, amely vegyes összetételű és különböző szemszerkezetű. A portól a nagyobb rögökig minden méret előfordul. A puha riolittufa felszínét a víz eróziós munkája formálta, benne mély árkokat szabdal.

A Kazárról kivezető földút bal oldalán egy szintén különleges képződmény, egy érdeklődésre számot tartó földtani szelvény is látható. A szelvény az otnangi emelet felső részét és a kárpáti emelet bázisképződményeit mutatja be. A legfelső barnakőszéntelep fedőjében települő agyagos, majd homokos fedőképződményekben szívkaagyló (*Cardium*) fauna, majd felette a finomszemcsés laza homokkőben „kecskeköröm” (*Congeria*) maradványokra bukkantak.

Salgótarján Pocikvár és környéke

A közigazgatásilag Salgótarjánhoz tartozó, tőle keletre fekvő, Zagyvaróna településrészről érhetjük el legkönnyebben a 1986-ban védetté nyilvánított területet. Zagyvaróna korábban önálló községként szerepelt, a középkorban Rónya (Nagy-Rónya) néven említik az oklevelek. 1341-ben már fennállott). Zagyva község mély völgyben fekszik, meredek magas hegyekkel körülvéve. Két nevezetességét említik a leírások. A helység határában álló Zagyvafő várát, melyet a csehek építettek. Mátyás király foglalta el tőlük, akit itt egy nyílvesző a szeme felett megsebesített. A várát „elhányatta”. 1478-ban már romokban hevert. Másik nevezetessége a Zagyva folyó, melyet hajdan Zogea vizének neveztek. A falu felett van eredő forrása és Nógrád Vármegyét Heves Vármegyétől elválasztotta. 1900-as évek elején szereplő leírásban említésre kerülnek a határában, a Salgótarjáni Kőszénbánya Rt. által, üzemeltetett bányák.

A Pocikvár alacsony bazaltcsúcsán a honfoglalás előtt lehetett olyan erődítmény, amely kisebb földvárakra emlékeztet. A felszíni formákból talán még lehet következtetni az ember alkotta sáncokra. Egykor fontos szerepe lehetett a meredek oldalakkal határolt dombtetőnek.

A védetté nyilvánítás ugyanakkor a változatos felszínű domboldalon kialakult nyírfaligeték védelmét is szolgálja.

Nagy Szilvaskő, Bazaltoszlopok, Sárkánytorok-barlang

A Szilvás-kő (625 m) észak-déli irányban kissé elnyúlt, nagyrészt erdővel borított bazaltkúpja a Medves vidékének egyik gyöngyszeme. Az oldalában lévő felhagyott kőbányák falán feltáruló, nem mindennapi geológiai képződményekkel és a Kis-Szilvaskővel együtt sok érdekes látnivalót kínál. A fő tömb legmegragadóbb látványa a kőbányászat következtében felszínre került, délnyugati irányban megdőlt oszlopokból álló, mintegy 40 m széles és 20-25 m magasságú bazaltzuhatag, ahol úgy állnak a bazaltoszlopok függőleges sorban, mint egy katedrális orgonájának sípjai.

A Nagy-Szilvaskő hatalmas dómként magasodik a Bárna-patak völgyfője fölé. Az oszlopos szerkezetű bazaltot lávaréteg, azt pedig bazalttufa zárja. A csúcsról gyönyörű kilátás nyílik a lágyan hullámzó hevesi dombvidékre, a Bükk fehéren csillogó mészkőcsipkéire és a Gömör-Szepesi érchegységre. Ezek előterében pedig elénk tárul a Nógrád-Gömöri bazaltmedence, amely hasonlít a Balaton-felvidékihez. Az itteni bazaltkúpok sem eredeti vulkáni formák, hanem bazalttakarós tanúhegyek, a gyengébb ellenállású kőzet lepusztulása után visszamaradt másodlagos alakulatok. Szerkezetükben hasonlítanak a Tapolcai-medence vulkáni tanúhegyeihez, azzal a különbséggel, hogy a láva itt nem pannóniai rétegekre, hanem oligocén-miocén kori üledékekre ömlött. A csúcs nyugati oldalán nagyméretű kőtömbök preparálódnak ki a felszínből.

A szilvás-kői bazaltok alatti szénrétegeket szinte mindenütt kibányászták, s ennek következtében a területen újabb kéregmozgások zajlottak le. A kibányászott szén helyén visszamaradt járatok, tárnák a rájuk nehezedő bazalttömegek súlya alatt beszakadoztak, s a bazaltkúp oldalain barlangszerű hasadékok, üregek keletkeztek. A sziklagerinc is kettényílt, s ma már egy hosszú, mély hasadékot láthatunk a csúcson.

A bazalt alatti szénrétegek leművelésének hatására létrejött árkok egyrészt feltárták a freatomagmás vulkáni működés piroklastikumait (lapillis bazalttufa, hólyagos bazaltbombák becsapódási nyomokkal stb.), másrészt mélységük és zártságuk miatt különleges mikroklímával (esetenként még nyáron is található benne firn) rendelkeznek és nem utolsósorban konzekvencia barlangokat is indukáltak.

A sziklás részeken fajokban és egyedekben gazdag növénytársulás telepedett meg, s így tavasztól őszi virágok díszítik az ívesen futó párkányokat. Legszebb virága a június elején nyíló tarka nőszirm. A bazaltzuhatag tövétől jelzett ösvény vezet fel a szikla tetején lévő kilátóhelyhez, ahonnan lenyűgözően szép panoráma tárul elénk. A sziklai kilátó környékén kora tavasszal szép látványt nyújtanak a virágzó sombokrok, lejjebb pedig a bükkös talaját borító odvas keltike lila és fehér változatának virágszőnyeget csodálhatjuk meg.

Kis Szilvás-kő

A nagy csúcstól kissé délre emelkedik a jóval kisebb tömegű, csak lávafolyásból keletkezett, réteges-pados elválású Kis Szilvás-kő (615 m). Távolról csak nehezen vehető észre, mert nem magasodik a természetes bükkfák koronája fölé. Bazaltja eltér a szomszédos, nagyobbik csúcs kőzetétől, mivel ez világos színű, réteges szerkezetű. Egybefüggő, piramisra emlékeztető tömbjét hosszanti irányban az alábányászás, harántirányban pedig a kéregmozgásból eredő felületi feszültség repesztette meg. A harántirányú repedések oly szabályosak, mintha késsel szeletelték volna fel a hatalmas kőzetet. A salgótarjáni barlangászok a szélesen tátongó hasadékok mélyén barlangbejáratokra bukkantak.

Bagó kő

A Nagy Szilvaskő tömbjének északnyugati oldalához támaszkodó Bagó-kő kis kőfejtőjének legjellegzetesebb geológiai érdekessége, hogy a függőleges bazaltoszlopokra, mint támpillérekre fasaranghoz hasonlóan halmozódnak a vízszintes bazaltoszlopok. A bazaltoszloposság e rendhagyó esetének kialakulására nézve csak találgatások léteznek. Talán a függőleges oszlopok a Nagy Szilvaskő tömbjének dómjával együtt alakultak ki, s ezt követően a dóm pereméről már nyugati irányba nyomult a láva, és vízszintes elrendezésben szilárdult meg.

A sziklafal egyes részeit erdei pajzsika díszíti, helyenként megtelepedett az északi fodorka, de a legjellegzetesebb növénye a harántul fekvő oszlopvégek egyenetlenségein megkapaszkodó édesgyökerű páfrány.

Ipolytarnóci Ősmaradványok Természetvédelmi Terület (TVT)

Kevés olyan hely létezik, mely a múlt mélységes-mély, feneketlen kútjába enged betekintést. A tovatűnt világ történéseit páratlan módon megőrző ipolytarnóci terület ilyen. A magyar-szlovák határ szegletét köszöntő Ipoly folyó mellett, a Cserhát és Karancs dombjainak ölelésében fekszik Ipolytarnóc faluja, melynek tőszomszédságában kerültek felszínre a földtörténeti múlt csodálatos emlékei

Az Ipolytarnóc Ősmaradványok Természetvédelmi Terület Nógrád megyében, Ipolytarnóc községtől keletre, annak külterületén, 510 hektáron helyezkedik el. Északon Szlovákia, délen Mihálygerge és Egyházasgerge községek határolják. A Természetvédelmi Területen belül található Ősmaradványok 112 hektáros előfordulását, mely Világörökségi Listára lett felterjesztve, a Borókás és Botos árkok rétegekibúvásai ölelik át.

A Tarnóci Ősmaradványok az alsó miocén korból származó, 23-19 millió éves világhírű kőületek és az ősmaradványokat tartalmazó földtani képződményeknek köszönhetően az emberiség természeti örökségének része. Az Ősmaradványok tudományos jelentőségét, megítélését jelzi, hogy a földtudományok számára másfél évszázada egyfajta zarándokhely. Othenio Abel világhírű őslénytan kutató 1935-ös publikációjában Ősvilági Pompejinek nevezte el.

A területet 1995-ben az Európa Tanács az összeurópai természeti örökség részének nyilvánította.

A turisták számára a legfőbb látnivalót a földtörténeti és evolúciós időutazás jelenti. Megtekinthető, hogy mi történt 23-19 millió évvel ezelőtt, amikor Afrika és Európa csatlakozott egymáshoz. A kontinenseket elválasztó nyílt tenger beszűkülésével a partszegélyeken cápafogakban gazdag homokkő képződött, majd a szárazföldi trópusi esőerdőt és az ott élt állatokat elpusztították a közeledő kontinentális lemezek hatására kitörő, s később még legalább tízmillió évig működő vulkánok, viszont ezek törmelékes kőzetei az életnyomokat konzerválták. Az egész Földön egyedülálló eseménysorozat párját ritkító különlegességei a cápafogak, a megkövesült fatörzsek, a trópusi erdő növénymaradványai és az itt élt állatok ezernyi, az egykori, 20 millió évvel ezelőtti környezetben megőrzött lábnyomai.

A több ezer itt talált és levélmарadvány legalább 66 növényfajhoz tartozik. A lábnyomos homokkőben és az azt fedő riolittufába ágyazva ugyanazon flóra maradványai fordulnak elő: zuzmók (1 taxon), harasztok (4 taxon), nyitvatermők (4 taxon) és zárvatermők (57 taxon). A több mint száz évre visszatekintő paleobotanikai vizsgálatok, amellet, hogy számos növényfajt elsőként innen mutattak ki, olyan különleges öskörnyezetet és vegetációt rekonstruáltak, amilyen ebben az időszakban idegen volt Európától, s a világ más részén sem maradhatott maradt fenn, teljesen egyedülálló.

A levéllenymatok mellett a kövesedett famaradványok is segítették a rekonstrukciós kép megalkotását. Hatalmas faóriások képviselték a legmagasabb koronaszintet mielőtt a vulkáni katasztrófa betemette a területet. A megkövesült erdő maradványai tették Ipolytarnóc nevét világhírűvé.

Az első tudományos vizsgálatok, ásatások 1836-ban kezdődtek el. A helybeliek által már régóta ismert, és áradások idején a patak fölött hídként szolgáló megkövesedett fatörzs képe először 1842-ben Kubinyi Ferenc könyvében jelent meg. Már ekkor felmerült a kőületes rétegek védetté nyilvánításának gondolata, és a Királyi Akadémia és a Nemzeti Múzeum 1866-ban védőpincét építtetett a kövesedett óriásfenyő legsérülékenyebb része fölé.

Ipolytarnóc a falu közelében fekvő vízmosásból kiálló hatalmas, tövében 8 m kerületű és közel 100 m hosszúságúra becsült óriási megkövesült fa maradványairól vált híressé. A világ legnagyobb kövesedett cukorfenyő-féléjét (*Pinuxylon tarnocziense*) a vulkáni kőzetek halotti lepléből a Borókás-patak bontotta ki. Helybeliek „Gyurtyánkő-lóczának” nevezték el, kővé válásáról varázslatos meséket szöttek. A fatörzs megkövesedését valójában a vulkáni rétegekből kioldódó, a fa anyagát átítató kovasav okozta.

Az őssallatok lábnyomait 1900-ban, Böckh Hugo és Tuzson János fedezték fel. Az lábnyomos lapot egy éven belül Budapestre szállíttatták, ahol az ma is látható, s az Intézet közismert előadóját, az un. Lábnyomos termet díszíti. Az 1920-as, 30-as és az 1960-as években Nopcsa Ferenc, majd Tasnádi Kubacska András újabb lábnyomok feltárásával gyarapítja a területet. Az 1980-as évek elején az első természetvédelmi kiépítés idején végzett lábnyom-térképezés a helyszínen 1298 db, a különböző gyűjteményekben elhelyezett példányokkal együtt pedig 1644 db nyom jelenlétét regisztrálta Kordos László. Az 1990-es években végzett feltárások után a helyszínen megőrződött lábnyomok számát megduplázódva 2762-re gyarapodott. Ipolytarnócon az elmúlt több mint száz évben feltárt lábnyomos terület nagysága meghaladja az 1500 m²-t. A további, kb. ennél 50-100-szorosan nagyobb, nagyrészt egybefüggő terület feltárása csak akkor lehetséges, ha a riolittufa takarótól megszabadított és a felszíni időjárás viszonyosságoknak kitett lábnyomos felület védelme is megtörténik. Ezért a tudományos feltárás csak a védelmet követően fokozatos mértékben történhet.

Az ipolytarnóci lábnyomok értelmezése már a felfedezéskor elkezdődött, s több mint száz éve megállapították, hogy ott orrszarvúak, párosujjú patások és madarak életnyomai találhatóak.

Az első tudományos közlemény 1935-ben jelent meg Othenio Abel, a világhírű bécsi paleontológus professzor könyvében, aki fényképekkel illusztrálva orrszarvú, elefántféle, szarvasfélék, ősi háromujjú ló, nagytermetű ragadozó és madarak lábnyomát vélte felfedezni. A paleornithológus Lambrecht Kálmán és Tasnádi Kubacska András tanulmányait követve 1985-ben az RCMNS kongresszusára jelent meg a Geologica

Hungarica series Palaeontologica „Ipolytarnóc”monográfiája, ahol Kordos László az akkor rendelkezésre álló teljes leletanyag alapján 11 állatfaj nyomát különítette el.

Az ezt követő folyamatos kutatófeltárások a földtani értékek olyan jelentős elterjedését igazolták, hogy indokoltá vált az eredetileg 5 hektáros védett terület bővítése, melynek nagysága a védőzónával együtt fokozatosan 510,6 hektárra nőtt.

A Földön egyedülálló módon, Ipolytarnócon száz év alatt, 1500 m²-nyi területen feltárták mintegy háromezer, a miocén időszakban élt őssálat lábnyomát, azokat tudományos tanulmányokban közzétették, és a maradványok az eredeti helyszínen, természetvédelmi területen bemutatásra kerültek. Kordos László, Mészáros Ildikó és Szarvas Imre vezetésével 2013-2014-ben a „klasszikus” ipolytarnóci lábnyomtípusok mellett több ezer eddig ismeretlen állatfaj életnyomát sikerült feltárni.