



**GEOTOPY  
BANSKOŠŤIAVNICKÉHO  
GEOPARKU**  
VULKANIZMUS  
A STAVBA ÚZEMIA

RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc.  
Ing. Patrik PACHINGER



**GEOTOPY**  
**BANSKOŠŤIAVNICKÉHO**  
**GEOPARKU**  
VULKANIZMUS  
A STAVBA ÚZEMIA

RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc.  
Ing. Patrik PACHINGER

## 2 Tiráž

**Názov:** Geotopy Banskoštiavnického geoparku – vulkanizmus a stavba územia

**Autori textov:** RNDr. Vlastimil Konečný, CSc. & Ing. Patrik Pachinger

**Recenzenti:** doc. RNDr. Juraj Bebej, CSc., Javornicka 6180/12, 974 11 Banská Bystrica  
Ing. Ján Smolka, CSc., Dolná 24, 969 01 Banská Štiavnica

**Foto na obálke:** Copyright © Ing. Patrik Pachinger, 2008, Krupinské Bralce – Štangarigel

**Foto:** © Ing. Patrik Pachinger, © RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., © Štátny geologický ústav Dionýza Štúra

**Grafické schémy:** © RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., © RNDr. Jaroslav Lexa, CSc., © Mgr. Pavol Šesták,  
© Ing. Jozef Čišovský

**Perovky:** © RNDr. Vlastimil Konečný, CSc.

**Mapy:** Tematické spracovanie: © Slovenská agentúra životného prostredia, Tieňovaný reliéf: © GKÚ Bratislava,  
© Podkladová mapa: Prispievatelia OpenStreetMap

**Grafická úprava:** Ing. Viktória Ihringová

**Jazyková úprava:** Ing. Iveta Kureková, Mgr. Alena Kostúriková

**Vydavateľ:** © Slovenská agentúra životného prostredia, odbor výskumu a medzinárodnej spolupráce

**Vydanie:** I.

**Rok vydania:** 2023

**Počet strán:** 282

**Náklad:** 500 ks

**Tlač:** Registrovaný sociálny podnik Alfa s.r.o.

**ISBN:** 978-80-8213-095-2

**Upozornenie:** Texty, fotografie, schémy, perovky a mapy v tejto publikácii sú chránené autorským právom.

**Odporúčaná citácia:** KONEČNÝ V. & PACHINGER P., 2023. Geotopy Banskoštiavnického geoparku – vulkanizmus a stavba územia. Slovenská agentúra životného prostredia, Banská Bystrica, 282 s.

**Venovanie**

Publikáciu venujeme našim rodinám, priateľom, známym či všetkým podporovateľom myšlienok zriadenia a prevádzkovania geoparkov na Slovensku.

Geoparky predstavujú územia vedeckej dôležitosti nielen z pohľadu geologického (abiotická zložka životného prostredia), ale aj biologického (biotická zložka životného prostredia) a tiež z pohľadu archeologickej, montanistickej, kultúrno-historickej či etnografickej osobitosti a rozmanitosti (kultúrna zložka krajiny). Sú budované v súlade so stratégiou udržateľného rozvoja, majú potenciál pre vedecký výskum a slúžia na propagáciu územia so zameraním sa na environmentálnu oblasť vrátane vzdelávania. Majú významný aspekt pre miestny rozvoj smerujúci k novým ekonomickým a kultúrnym aktivitám regiónu (prírode blízky a udržateľný turizmus), paralelne s úsilím ochrany a zachovania prírodného bohatstva geodiverzity a biodiverzity Slovenska.

**Podakovanie**

Vyjadrujeme srdečné poďakovanie Slovenskej agentúre životného prostredia, ktorá podporila spracovanie a vydanie predloženej publikácie, a prispela tak k zvýšeniu environmentálneho povedomia širokej verejnosti o Štiavnickom stratovulkáne, najväčšom v Európe.

Úprimné poďakovanie patrí tiež recenzentom publikácie: doc. RNDr. Jurajovi Bebejovi, CSc., a Ing. Jánovi Smolkovi, CSc., za podrobné prečítanie rukopisu, cenné pripomienky a odporúčania, ktoré nám výrazne pomohli zvýšiť úroveň daného diela.

Zároveň veľká vďaka patrí aj súčasným, ako aj bývalým kolegom, ktorí rovnako svojou aktívnou spoluprácou a podporou prispeli k zostaveniu tejto jedinečnej publikácie.

Textovo-grafické spracovanie a tlač publikácie bolo realizované prostredníctvom národného projektu Zlepšovanie informovanosti a poskytovanie poradenstva v oblasti zlepšovania kvality životného prostredia na Slovensku, spolufinancovaného z Kohézneho fondu Európskej únie v rámci Operačného programu Kvalita životného prostredia.

# Obsah

<b>1. Predslov</b> .....	8
<b>2. Úvod</b> .....	9
<b>3. Územný celok turizmu Banská Štiavnica</b> .....	11
Geotop č. 1. Štangarígeľ – lávový prúd so stĺpcovou odlučnosťou, spodná stratovulkanická stavba .....	11
Geotop č. 2. Tanád – ložná intrúzia andezitového porfýru, spodná stratovulkanická stavba .....	14
Geotop č. 3. Pracháreň – andezitový porfýr, spodná stavba Štiavnického stratovulkánu .....	19
Geotop č. 4. Pod Havranom – laharova brekcia, spodná stratovulkanická stavba .....	21
Geotop č. 5. Galgenberg – lom pri skanzene, spodná stratovulkanická stavba .....	24
Geotop č. 6. Šobov – sekundárne kvarcity .....	27
Geotop č. 7. Štamberg, Banská Belá – sekundárne kvarcity .....	29
Geotop č. 8. Pri Červenej studni – železité brekcie .....	32
Geotop č. 9. Jergišťôľňa – dajka kremito-dioritového porfýru .....	34
Geotop č. 10. Kysihýbeľ – extrúzia amfibol biotitického andezitu vo výplni kaldery .....	36
Geotop č. 11. Kysihýbeľ – bazaltový nek v záreze železničnej trate .....	38
Geotop č. 12. Kalvária – bazaltový nek .....	41
<b>4. Územný celok turizmu Štiavnické Bane</b> .....	45
Geotop č. 13. Gumanina – spodná stratovulkanická stavba .....	45
Geotop č. 14. Štiavnické Bane – ložná intrúzia andezitového porfýru, spodná stratovulkanická stavba .....	47
Geotop č. 15. Ilija – popolovo-pemzové tufy studenskej formácie vo výplni kaldery .....	49
Geotop č. 16. Počúvadlo – zvárané popolovo-pemzové tufy – ignimbrity, vrchná stavba Štiavnického stratovulkánu .....	52
Geotop č. 17. Sitno – skalné bralá amfibolicko-pyroxenického andezitu ± biotit, vrchná stavba Štiavnického stratovulkánu .....	55
<b>5. Územný celok turizmu Hodruša Hámre</b> .....	59
Geotop č. 18. Richňavská dolina – pieskovce a bridlice permu (malužinské súvrstvie) .....	59
Geotop č. 19. Suchá Voznica – andezitový prúd spodnej stratovulkanickej stavby .....	61
Geotop č. 20. Banská Hodruša – Sandrik – intrúzia granodioritou .....	63
Geotop č. 21. Kopanice – zárez štátnej cesty – ložná intrúzia kremito-dioritového porfýru, intrúzia granodioritu .....	64
Geotop č. 22. Hodrušská dolina – cesta k Andresáalom – sill kremito-dioritového porfýru intruzívneho komplexu Banisko .....	67
Geotop č. 23. Červená studňa – ložná intrúzia kremito-dioritového porfýru, intruzívny komplex Banisko .....	69
Geotop č. 24. Richňavská dolina – zárez lesnej cesty – dajka kremito-dioritového porfýru, intruzívny komplex Banisko .....	71
Geotop č. 25. Pod Vysokým bokom – andezitové prúdy sitnianskeho komplexu .....	73
Geotop č. 26. Kojatín – zvárané tufy (ignimbrity) .....	75
Geotop č. 27. Havránková lúka – Kojatín (východný chrbát) – extrúzia ryolitu .....	78
Geotop č. 28. Pod Veľký Žiar – Rusková – dajka ryolitového porfýru .....	80

<b>6. Územný celok turizmu Vyhne</b> .....	81
Geotop č. 29. Vyhnianska dolina – Handel – vyhnianska drvená žula (porfyrický granodiorit) .....	81
Geotop č. 30. Vyhnianska dolina – hybridné horniny na styku dioritu a kryštalických bridlíc .....	83
Geotop č. 31. Zlatý vrch – Lazinky – vyhnianska drvená žula .....	85
Geotop č. 32. Zlatý vrch – západne od Bartkovho majera – kvarcify spodného triasu .....	87
Geotop č. 33. Sklené Teplice – Bukovec – kontakt kvarcítov spodného triasu s kryštalínikom veporika .....	88
Geotop č. 34. Zlatý vrch – severne od Bartkovho majera – bazálne súvrstvie paleogénu .....	91
Geotop č. 35. Sklené Teplice – dolina potoka Teplá – vápence, dolomity stredného až vrchného triasu .....	92
Geotop č. 36. Vyhnianska dolina – dioritová intrúzia .....	93
Geotop č. 37. Vyhne – Kamenné more .....	94
Geotop č. 38. Hliník nad Hronom – Štátna hora – ryolitový lakolit .....	96
Geotop č. 39. Hliník – Szabóova skala – ryolitová extrúzia .....	98
Geotop č. 40. Pustý hrad – extrúzia ryolitu so sklovitými okrajmi .....	102
Geotop č. 41. Sklené Teplice – kúpele s termálnou vodou – travertínové kopy .....	104
Geotop č. 42. Vyhne – vodný raj – travertínová kopa .....	105
<b>7. Územný celok turizmu Pukanec</b> .....	107
Geotop č. 43. Tatiar – obecný potok – dajky kremito-dioritových porfýrov intruzívneho komplexu Tatiar .....	107
Geotop č. 44. Veľký Žiar – zvárané popolovo-pemzové tufy – ignimbrity drastvickej formácie .....	110
Geotop č. 45. Púťikov vršok – bazaltový troskový kužel .....	113
Geotop č. 46. Brehy – bazaltové prúdy vulkánu Púťikov vršok .....	115
Geotop č. 47. Brehy – Krahulčie – konglomeráty so železitým tmelom .....	117
<b>8. Územný celok turizmu Nová Baňa</b> .....	119
Geotop č. 48. Starohutský vodopád – výplň paleodoliny v smere Nová Baňa - Stará Huta, pyroxenický andezit spodnej stavby .....	119
Geotop č. 49. Vojšín – lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu ( $\pm$ biotit) sitnianskeho komplexu .....	121
Geotop č. 50. Obyce – zvárané popolovo-pemzové tufy – ignimbrity drastvickej formácie .....	123
Geotop č. 51. Veľký Inovec – lávový prúd pyroxenického andezitu inoveckej formácie .....	125
Geotop č. 52. Machulince – lávové prúdy a hyaloklastitové brekcie pyroxenických andezitov inoveckej formácie .....	127
Geotop č. 53. Benát – Kamenné vráta – lávové prúdy pyroxenického andezitu inoveckej formácie, štruktúry lávových prúdov .....	129
Geotop č. 54. Štamproch – okraj ryolitovej extrúzie .....	131
Geotop č. 55. Nová Baňa – ryolitový lom Na Háj, ryolitové bralo Červená skala .....	134
Geotop č. 56. Kopanice – kamenné more (blokoviško) .....	136
Geotop č. 57. Dolina Žitavy – skalné bralo pyroxenického andezitu pod zrúcaninou Tureň .....	137
<b>9. Územný celok turizmu Žarnovica</b> .....	139
Geotop č. 58. Hrabíčov – extruzívny dóm a pásmo extruzívnych brekcií na jeho okraji .....	139
Geotop č. 59. Markov vrch – profil andezitovým vulkánom .....	142
Geotop č. 60. Revištské Podzámčie – skalné bralo andezitu sitnianskeho typu vo vrcholovej časti hradného vrchu .....	148
Geotop č. 61. Víglaš – skalné bralo amfibolicko-pyroxenického andezitu žiarskeho efuzívneho komplexu .....	150

Geotop č. 62. Rakytie – lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu v oblasti chrpta Rykytie – žiarsky efuzívny komplex .....	152
<b>10. Územný celok turizmu Žiar nad Hronom .....</b>	<b>154</b>
Geotop č. 63. Šášovské Podhradie – skalné bralo andezitu turčkej formácie .....	154
Geotop č. 64. Močiar – siltovce, ílovce, diatomity – sedimenty intrakalderovej panvičky .....	156
Geotop č. 65. Suť – prienik (protrúzia) amfibolicko-pyroxenického andezitu .....	158
Geotop č. 66. Hronská Breznica – úlomkové prúdy, laharové brekcie, epiklastické vulkanické brekcie a pieskovce .....	161
Geotop č. 67. Hronská Breznica – nadjazd, chaotická brekcia pyroklastického prúdu .....	164
Geotop č. 68. Stará Kremnička – ryolitový extruzívny dóm .....	166
Geotop č. 69. Ladomer – lávový prúd bazaltického andezitu a freatopyroklastické uloženy .....	169
Geotop č. 70. Šibeničný vrch – freatický kužeľ a prienik bazaltického andezitu .....	171
<b>11. Územný celok turizmu Zvolen .....</b>	<b>174</b>
Geotop č. 71. Breziny – Široká Homolka – extruzívny dóm andezitu s granátom .....	174
Geotop č. 72. Breziny – Podzámčok – hrubé až blokové brekcie, konglomeráty, laharové brekcie .....	176
Geotop č. 73. Dobrá Niva – Žigovce – extrúzia pyroxenicko-amfibolického andezitu .....	178
Geotop č. 74. Tri kamene – prechod extrúzie do lávového prúdu .....	179
Geotop č. 75. Čertova skala – laharová brekcia .....	181
Geotop č. 76. Pustý hrad – chaotické brekcie pyroklastického prúdu .....	183
Geotop č. 77. Turová – explozívny nek .....	186
<b>12. Územný celok turizmu Krupina .....</b>	<b>188</b>
Geotop č. 78. Horné Túrovce – elevácia mezozoicko-paleozoických hornín .....	188
Geotop č. 79. Hontianské Nemce – Dianiš – úlomkové prúdy a lahary spodnej stavby Štiavnického stratovulkánu .....	190
Geotop č. 80. Domaníky – zárez cesty – epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty pobrežnej zóny .....	192
Geotop č. 81. Medovarce – litologický profil fáziami sublitorálnej (příbrežnej) zóny .....	194
Geotop č. 82. Rykynčice – siltovce, pieskovce, konglomeráty, sedimenty hlbšej sublitorálnej zóny .....	197
Geotop č. 83. Kňazova Hora – lávový prúd spodnej stratovulkanickej stavby na východnom svahu stratovulkánu .....	198
Geotop č. 84. Ficberg – lávový prúd pyroxenického andezitu vo výplni paleodoliny (erozívneho zárezu) na JV svahu Štiavnického stratovulkánu .....	199
Geotop č. 85. Drieňovo – Gašparov vršok – chaotické brekcie pyroklastického prúdu čelovského pyroklastického vulkánu .....	202
Geotop č. 86. Dolina Litavy – sedimenty sublitorálnej zóny .....	205
Geotop č. 87. Čabrad' – hradný vrch – pieskovce a konglomeráty pobrežnej zóny bádenského mora .....	207
<b>13. Územný celok turizmu Levice .....</b>	<b>210</b>
Geotop č. 88. Plášťovce – sedimenty sublitorálnej zóny .....	210
Geotop č. 89. Sudince – plytkovodné morské sedimenty .....	212
Geotop č. 90. Ladzany – Husárka – textúry lávového prúdu .....	214
Geotop č. 91. Horša – lávový prúd sklovitého pyroxenického andezitu .....	216
Geotop č. 92. Vozárov mlyn – hyaloklastitové brekcie .....	217
Geotop č. 93. Kamenec – sedimenty príbrežnej zóny Srmatského mora .....	219
Geotop č. 94. Žemberovce – epiklastické vulkanické pieskovce s polohami pemzových tufov .....	221

<i>Geotop č. 95. Brhlovce – pemzové tufy a skalné obydlia</i>	223
<i>Geotop č. 96. Hontianska Vrbica – deltové sedimenty</i>	226
<i>Geotop č. 97. Pečenice – formy zvetrávania andezitu</i>	228
<i>Geotop č. 98. Kubáňovo – deltová sedimentácia</i>	229
<i>Geotop č. 99. Levice – hradný vršok – hyaloklastitové brekcie</i>	232
<i>Geotop č. 100. Čajkov – popolovo-pemzové tufy</i>	234
<i>Geotop č. 101. Kozárovce – lávový prúd, hyaloklastitové brekcie</i>	236
<i>Geotop č. 102. Dudince – sladkovodné vápence – travertíny</i>	238
<i>Geotop č. 103. Levice – Vápnik (Šiklôš) – travertínový lom</i>	240
<b>14. Geotektonická pozícia neogénneho vulkanizmu</b>	243
<b>15. Neogénny vulkanizmus v oblasti stredného Slovenska</b>	245
<b>16. Geologické jednotky v podloží stredoslovenských neovulkanitov</b>	247
<b>17. Morfológicko-tektonická stavba podložia neovulkanitov stredného Slovenska</b>	248
<b>18. Prehľad geologickej stavby podložia Štiavnického stratovulkánu</b>	250
18.1. Kryštalínium veporika	250
18.2. Mezozoikum veporika v podloží vulkanitov	250
18.3. Paleozoikum a mezozoikum hronika v podloží vulkanitov	252
18.4. Mezozoikum silicika v oblasti hodruško-štiavnickej hraste	253
18.5. Vývoj mezozoických sedimentačných zón	253
18.6. Sedimenty paleogénu	253
<b>19. Vývoj Štiavnického stratovulkánu</b>	254
19.1. Vývojové etapy Štiavnického stratovulkánu	254
<b>20. Stavba Štiavnického stratovulkánu</b>	255
20.1. Spodná stratovulkanická stavba	255
20.2. Subvulkanické intrúzie	256
20.3. Výplň štiavnickej kaldery	257
20.4. Vrchná stavba Štiavnického stratovulkánu	260
20.5. Ryolitový vulkanizmus a vývoj hrastovej stavby	261
<b>21. Vulkanizmus bazaltických andezitov</b>	263
<b>22. Alkalický bazaltový vulkanizmus</b>	264
<b>23. Metalogenetické procesy a rudné ložiská vo vzťahu k štruktúre Štiavnického stratovulkánu</b>	268
23.1. Mineralizácia predkalderového a kalderového štádia	268
23.2. Mineralizácia pokalderového štádia	269
<b>24. História geologického výskumu a prieskumu v banskoštiavnickom regióne</b>	273
<b>25. Literatúra</b>	277



# 1. Predslov

Vážení čitateľa, dostáva sa vám do rúk publikácia, ktorú nie je možné z pohľadu literárneho žánru jednoznačne zaradiť k odbornej, ani k populárno-vedeckej literatúre. Jej jedinečnosť spočíva v tom, že ju napísal naslovovzatý odborník, expert s jediným cieľom – aby odhalil hodnoty, krásy a príbehy Banskoštiavnického geoparku, ktoré by inak ostali bežnému návštevníkovi nepovšimnuté, ba priam neviditeľné. Schopnosť „skrytého“ videnia nie je daná každému. Je len pár vyvolených, ktorí dokážu takéto fenomény vylúpnuť aj zo zdanlivo neviditeľnej reality, ba čo viac – vedia ich vyskladať cez príbehy do jedného celku ako pri zložení Rubikovej kocky.

Takýmto výnimočným človekom s mnohými talentmi bol aj hlavný autor publikácie RNDr. Vlastimil Konečný, CSc. (\* 25. máj 1935 – † 10. marec 2018). Jeho bývalý kolega RNDr. Jaroslav Lexa, CSc., v nekrológu napísal aj tieto slová: „*Geologické mapovanie vulkanických komplexov doviedol k takej dokonalosti, že zrejme ešte dlho nebude prekonalá. Vlasto bol aj umelcom, vynikajúcim maliarom. Steny obydľí nejedného z jeho kolegov zdobí obraz niektorého z kútov Slovenska. A toto svoje nadanie využil aj pri odbornej práci. Jeho nákresy odkryvov v geologickej dokumentácii sú nielen estetickým zážitkom, ale sú aj výstižnejšie ako fotografie... Vlasto nám nezanechal len výsledky svojej práce, ale aj súbor krásnych obrazov.*“ (Geologické práce, Správy 130, s. 77 – 82, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2017).

Predloženú publikáciu preto možno chápať aj ako splácanie pomyselného dlhu tomuto veľikánovi geologických vied, keďže sa v nej nachádzajú bohaté ilustrácie odkryvov z geologickej dokumentácie Banskoštiavnického geoparku, ktoré nielen zaznamenal cez nákresy, ale aj popísal a dal im príbeh. Vďaka tomu bude mať čitateľ možnosť spoznať aj umeleckú stránku osobnosti tohto veľkého vulkanológa.

Počiatky zrodu publikácie spadali do doby zriaďovania Banskoštiavnického geoparku v rokoch 1998 – 2005 a realizácie geologickej úlohy pod rovnomeným názvom v gescii Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave (ŠGÚDŠ) so spoluriešiteľskými organizáciami: Slovenskou agentúrou životného prostredia v Banskej Bystrici (SAŽP), Slovenským banským múzeom v Banskej Štiavnici a Katedrou UNESCO Fakulty ekológie a environmentalistiky Technickej univerzity vo Zvolene. Takáto široká spolupráca organizácií umožnila reprezentatívne spracovať všetky najvýznamnejšie objekty z oblasti geológie, montanistiky, ekológie a biológie. Základom na napísanie publikácie sa stal pred 14. rokmi (2008) elaborát RNDr. Vlastimila Konečného, CSc.,

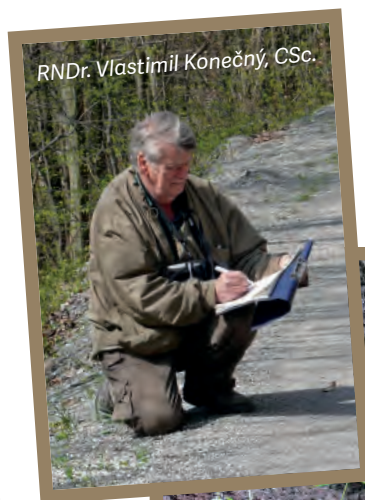
spracovaný a editovaný Ing. Patrikom Pachingerom, pracovníkom Slovenskej agentúry životného prostredia, v súčasnosti predsedom medzirezortnej komisie Sieť geoparkov SR.

Prevažná časť publikácie sa venuje geotopom Banskoštiavnického geoparku, ktorých popis RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., podriadil tomu, aby bol zrozumiteľný a doplnený vypovedajúcimi grafickými a mapovými ilustráciami. Pre potreby náročnejšieho čitateľa sú pri horninách uvádzané aj stručné kvalitatívno-quantitatívne parametre zastúpenia ich horninotvorných minerálov. V prípade niektorých popisov sú uvedené aj zaujímavé vlastivedné a historické súvislosti. Za jedinečné však možno považovať pri jednotlivých popisoch početnosť obrázkov (schémy, rezy, kreslené perovky), fotografií a máp, ktorých je v publikácii spolu viac ako 650, pričom s textom evokujú u čitateľa túžbu navštíviť danú lokalitu.

Zhrnutie poznatkov o stavbe výnimočného a impozantného Štiavnického stratovulkánu sa nachádza v záverečnej časti publikácie. Prostredníctvom vhodného členenia kapitol a ich logického sledu umožňujú čitateľovi pochopiť zložitosť geologickej stavby dotknutého územia jednak z pohľadu vývoja v dávnej minulosti, ako aj jej stavu v súčasnosti. Táto časť publikácie svojou výpovednou hodnotou poteší najmä priaznivcov geológie, či už na laickej alebo odbornej úrovni.

Vážení priaznivci geológie, montanistiky a ekológie, dovoľte mi vysloviť presvedčenie, že zriadenie Banskoštiavnického geoparku na území Štiavnického stratovulkánu významnou mierou prispeje k zviditeľneniu regiónu Banskej Štiavnice v zmysle snahy o zabezpečenie udržateľného rozvoja turistického ruchu. Chceme, aby sa tak stalo už aj preto, lebo mesto uprostred najväčšieho stratovulkánu v Európe vyvoláva vo svete obdiv, úctu a záujem. Vďaka tejto výnimočnosti má zmysel takýto geopark zriaďovať, zveľadovať a chrániť. K tomu by mohla prispieť aj táto publikácia.

Ing. Ján Smolka, CSc.



© P. Pachinger

## 2. Úvod

Štiavnické vrchy sú súčasťou vulkanických pohorí neogénneho andezitového vulkanizmu v oblasti stredného Slovenska, ktorého vývoj sa uskutočnil počas mladšieho neogénu, v období bádenu až sarmatu.

V týchto vulkanických pohoriach boli na základe systematických výskumných prác a geologického mapovania pracovníkmi ŠGÚDŠ identifikované denudačné zvyšky rozsiahleho andezitového Štiavnického stratovulkánu s plochou viac ako 2 200 km<sup>2</sup>. Uvedené zvyšky zahŕňajú oblasť Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca, v smere na SZ zasahujú do východnej a južnej časti pohoria Vtáčnik a v smere na SV do južných okrajov Kremnických vrchov. Produkty tohto stratovulkánu sú smerom na juh uložené v morskom prostredí v oblasti Krupinskej vrchoviny a Ipelskej pahorkatiny (južne od Šiah).

Štiavnický stratovulkán sa vyznačuje komplikovanou stavbou zahŕňajúcou horniny pestrého zloženia od bazaltov, bazalto-andezitov, andezitov až po horniny ryolitového zloženia.

V rámci stratovulkánu sa uskutočnil vývoj subvulkanických intruzívnych komplexov a vznik kaldery veľkých rozmerov o priemere 18 x 22 km. V záverečnom období, po výzdvihu rozsiahleho bloku v oblasti kaldery, bola sformovaná hrasťová štruktúra – hodruško-štiavnická hrasť, na ktorú je viazané drahokovové a polymetalické zrudnenie banskoštiavnicko-hodruškého rudného poľa. Drahokovové zrudnenie podmienuje založenie a rozkvet Banskej Štiavnice a Banskej Hodruše už v období ranného stredoveku, vďaka čomu sa Banská Štiavnica po založení Banskej akadémie (1764) stala centrom geologických a montanistických výskumov s mimoriadnym prínosom pre pokrok vedeckého bádania v minulom období.

Spracovanie prírodných geologických útvarov, ktoré predstavujú zaujímavé vulkanické formy a horninové typy reprezentujúce geotopy, bolo vykonané v rámci jednotlivých územných celkov turizmu (ÚCT) Banskoštiavnického geoparku. Do súčasnej doby boli systematicky spracované lokality v centrálnej časti Štiavnických vrchov (ÚCT Štiavnické Bane a ÚCT Banská Štiavnica) ako výsledky Čiastkovej záverečnej správy geologickej úlohy č. 04 00 „Zriadenie banskoštiavnického geoparku“ (J. Smolka a kol., 2004) a Záverečnej správy geologickej úlohy č. 04 00 „Zriadenie banskoštiavnického geoparku“ (J. Smolka a kol., 2005). Geologické lokality, spracované ako geologické objekty na zastávkach jednotlivých náučno-turistických trás, reprezentujú stavbu centrálnejších častí Štiavnického stratovulkánu. Z tohto dôvodu pokrývajú len časť širšieho spektra litologických typov hornín, ako aj vulkanických foriem. Vzhľadom k tejto skutočnosti sa prišlo k systematickému spracovávaniu reprezentatívnych lokalít – geotopov v ďalších, ostatných ÚCT

pokrývajúcich svahy rozsiahleho stratovulkánu.

V rámci jednotlivých ÚCT boli tak vybrané a spracované reprezentatívne lokality, ktoré najvhodnejšie charakterizujú geologickú stavbu uvedených oblastí. Celkovo bolo spracovaných 103 lokalít geotopov.

Lokality sú usporiadané v rámci jednotlivých ÚCT podľa ich stratigrafickej pozície od najstarších po najmladšie, aby návštevník geoparku získal obraz o časovej postupnosti vývoja Štiavnického stratovulkánu.

Výskumné práce posledných období viedli k novej syntéze geologickej stavby Štiavnických vrchov, ktorá vyústila do zostavenia geologickej mapy Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca v mierke 1:50 000 (V. Konečný a kol., 1998 a).

V predloženej publikácii sú okrem geotopov v stručnej forme zhrnuté aj poznatky o stavbe Štiavnického stratovulkánu a jeho metalogenéze vrátane jeho geotektonickej pozície v rámci neogénneho vulkanizmu (J. Smolka a kol., 2003). Obsahuje tiež stručný prehľad geologických prieskumov a výskumov od ranných období po súčasnosť (J. Smolka a kol., 2003).

# Geotopy Banskoštiavnického geoparku



# 3. Územný celok turizmu Banská Štiavnica



Obr. 1. Lávový prúd pyroxenického andezitu s výraznou stĺpcovou odlučnosťou v oblasti vrchu Štangarígeľ južne od obce Žibritov (© V. Konečný).

## Geotop č. 1

### Štangarígeľ

*lávový prúd so stĺpcovou odlučnosťou, spodná stratovulkanická stavba*

V oblasti vrcholu kopca s kótou 482 s názvom Štangarígeľ (názov z minulých dôb) sa nachádzajú bralá andezitu s výraznou stĺpcovou odlučnosťou (obr. 1., foto 1.).

Túto lokalitu v minulosti navštívil a opísal Andrej Kmeť, nadšený prírodovedný bádateľ, ktorý zasvätil svoj život okrem povolania kňaza aj skúmaniu prírody v tejto časti Štiavnických vrchov (obr. 2.).

Stĺpcová odlučnosť vzniká u lávových telies, najmä u lávových prúdov po ukončení ich pohybu v štádiu tuhnutia a kryštalizácie, kedy v dôsledku prechodu do pevného kryštalického stavu dochádza ku zmenšovaniu objemu lávového telesa. Vnútorne prnutia sú vyrovnávané vznikom puklín, ktoré svojím pravidelným rozložením vytvárajú v konečnom dôsledku pravidelnú stĺpcovú odlučnosť. Takto vzniká odlučnosť kontrakčného typu (obr. 3.).



Obr. 2. Busta a pamätná medaila A. Kmeťa (J. Smolka a kol., 2005).

Stĺpcová odlučnosť je charakteristická a rozšírená najmä u láv bazaltového zloženia. Uvedme príklad „kameného vodopádu“ bazaltového telesa hradného vrchu Šomoška na južnom Slovensku. Stĺpcovú odlučnosť vytvárajú aj fonolitové lávové telesá v Českom stredohoří, známa lokalita Teplice – Šenov je často publikovaná v učebniciach geológie.

Zriedkavejšie sa stĺpcová odlučnosť vyskytuje u lávových telies bazaltických andezitov. Príkladom je lávový prúd otvorený lomom pri Šášovskom Podhradí (lokalita Ladomer).

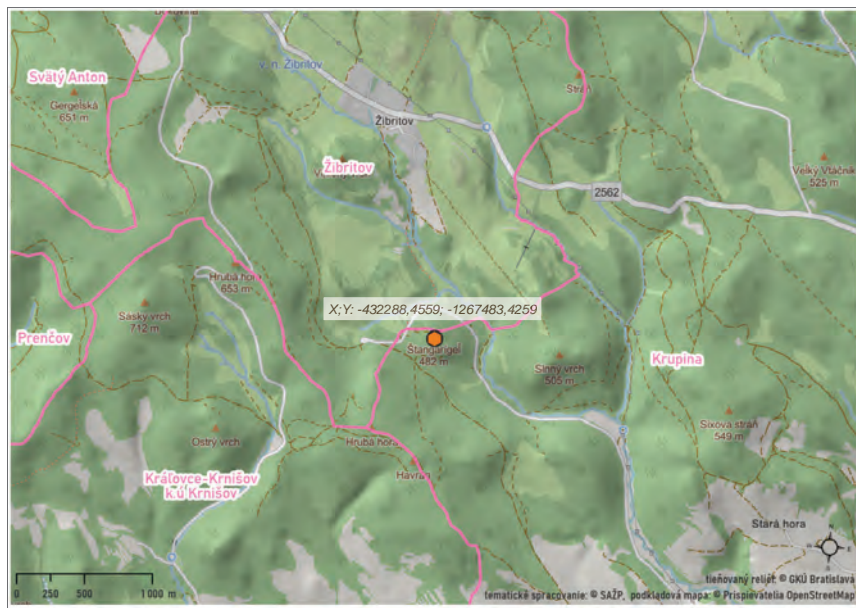
V prípade lávového prúdu vrchu Štangarígeľ došlo ku vzniku stĺpcovej odlučnosti v andezite bázického zloženia. Stĺpce dosahujúce šírku 1 až 1,5 m sú obmedzené piatimi, šiestimi, prípadne viacerými stranami (stĺpce polygonálneho charakteru). Naznačená je odlučnosť subhorizontálneho smeru, ktorá priečne delí stĺpce. Táto subhorizontálna odlučnosť (v smere laminačných plôch) je zhruba paralelná s bázou prúdu, ako aj s povrchom, po ktorom sa lávový prúd pohyboval. Z orientácie laminačnej odlučnosti vyplýva, že lávový prúd sa pohyboval po plochom teréne.



Foto 2. Detail „záhadných znakov“ (© P. Pachinger).

Na stĺpcoch v strednej časti pripomínajú „znaky“ vertikálneho charakteru „záhadné písmo“. Znaký sú silne zvetrané a ich kontúry sú málo zreteľné (obr. 4., foto 2.). V ústnom podaní miestnych ľudí koluje mienka, že ide o písomný odkaz z minulých vekov.

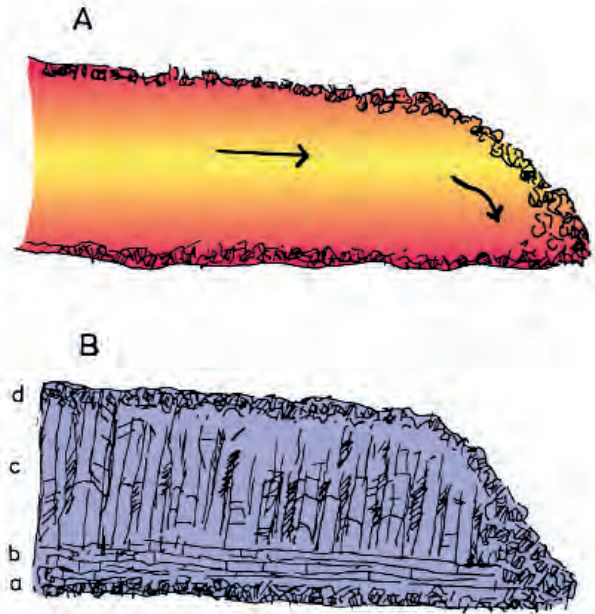
Foto 1. Pohľad na skalné bralá so stĺpcovou odlučnosťou v oblasti vrchu Štangarígeľ (© P. Pachinger).



Pri detailnejšom pohľade sa však zdá, že tieto drobné útvary, opakujúce sa s určitou pravidelnosťou, sledujú drobné vertikálne puklinky a ich rozšírenie do strán je v mieste stretávania s horizontálnymi puklinkami. V tomto prípade by išlo o prírodný výtvar s príspevom procesov zvetrávania.

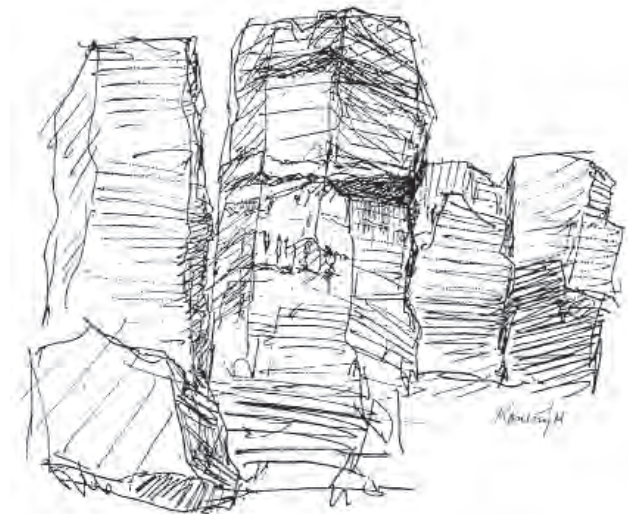
Ponechávame však plne na návštevníkovi, aby si vytvoril vlastný názor o pôvode týchto „znakov“.

Skalně bralá tvorí v oblasti vrchu Štangarigel' bázický pyroxenický andezit bohatý na augit. Andezit je tmavosivý až sivočierny, strednoporfýrický. Výrastlice tvorí plagioklas  $An_{65-70}$  (6,5 – 2 mm) 20 – 25 %; augit (0,5 – 2,5 mm) 5 – 6 %; hyperstén (0,3 – 1,5 mm) 4 – 5 %. Augit často prevláda nad hypersténom, ide o hyperstenicko-augitický andezit. Základná hmota je pilotaxiticko-mikrolitická až mikropoikilitická a predstavuje výplň medzi výrastlicami v podobe drobných ihličiek – mikrolitov plagioklasu a pyroxénov.



Obr. 3. Vznik stĺpcovej odlučnosti kontrakčného pôvodu (J. Smolka a kol., 2005):

A – počas pohybu lávového prúdu vzniká na jeho povrchu chladnúca pevná kôra, ktorá je podrobená triešteniu a lámaniu, B – po zastavení lávového prúdu v dôsledku chladnutia a kryštalizácie vzniká stĺpcová odlučnosť (c). Táto je výsledkom vnútorných napätí pri znižovaní objemu lávového telesa počas jeho tuhnutia a kryštalizácie. V spodnej časti lávového prúdu vzniká doskovitá odlučnosť (b) paralelná s povrchom podložia, po ktorom sa lávový prúd pohybuje. Na vrchnom a spodnom okraji lávového prúdu je lávová breccia (a, d).



Obr. 4. „Záhadné znaky“ na andezitovom stĺpci (© V. Konečný).



## Geotop č. 2

### Tanáď

#### ložná intrúzia andezitového porfýru, spodná stratovulkanická stavba

Teleso andezitového porfýru typu Tanáď tvorí mocné teleso, ktorého vrchná časť je obnažená v oblasti hrebeňa Tanáďu. Teleso v podobe ložnej intrúzie s blokovou až stĺpcovou odlučnosťou (obr. 1., foto 1.), je uložené v nadloží komplexu lávových prúdov pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov a ukláňa sa v smere k juho-východu (geologický rez obr. 2.).

#### Proces formovania hodruško-štiavnickej hraste

Hrastová stavba centrálnej časti Štiavnických vrchov vznikla v záverečnom štádiu vývoja stratovulkánu po vzniku kaldery a nasledujúceho andezitového vulkanizmu sarmatského veku. V dôsledku postupných výzdvihov centrálného bloku veľkých rozmerov došlo v kaldere ku koncu sarmatu až v panóne (zhruba pred 11 – 9 miliónmi rokov) k sformovaniu súčasnej hrastovej stavby (obr. 2.), ktorá tvorí dnes centrálnu časť Štiavnických vrchov. Skutočnosť, že ide o proces skutočne grandióznych rozmerov svedčia plošné rozmery hrastového bloku cca 11 x 17 km.

Zhruba synchronne s výzdvihom hrastového bloku prebiehali poklesy Žiarskej kotliny. Zlomová zóna pri západnom okraji hraste, ako aj tektonické rozhranie medzi vystupujúcim blokom hraste a klesajúcim blokom Žiarskej kotliny, boli využité pri výstupe ryolitových hmôt na povrch. Oblasť Žiarskej kotliny bola v tomto období



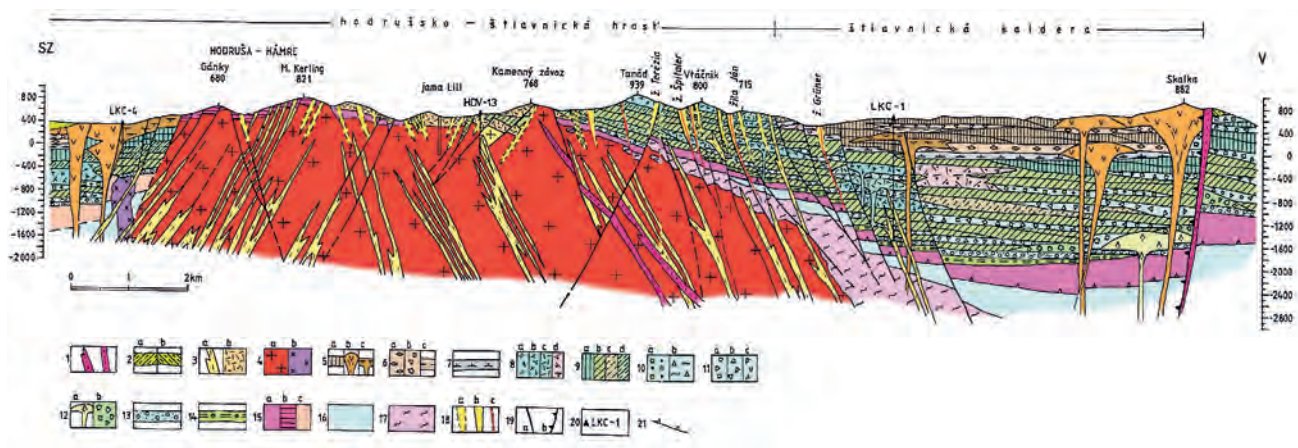
Foto 1. Andezitový porfýr s hrubostĺpcovitou až doskovitou odlučnosťou vo vrcholovej oblasti Tanáď (© P. Pachinger).

dejiskom búrlivej vulkanickej činnosti. Vývoj ryolitových extruzívnych dómov a výlevy ryolitových láv sprevádzali mohutné erupcie popola a pemz ukladaných v klesajúcej depresii. Hydrotermálne procesy späté s vývermi horúcich prameňov vyvolávali premeny ryolitových tufov a vznik bentonitov s ílovými minerálmi kaolinitu, montmorilonitu, illitu a pod.



Obr. 1. Stĺpcová odlučnosť telesa andezitového porfýru v oblasti hrebeňa Tanáď, kóta 939 (© V. Konečný).

O veľkosti vertikálnych pohybov, medzi vystupujúcim blokom hraste a poklesnutým blokom Žiarskej kotliny, je možné si urobiť predstavu zo súčasnej úrovne podložia vulkanických hornín. V oblasti Žiarskej kotliny sú horniny podložia poklesnuté v hĺbke 1 600 m pod úrovňou mora, zatiaľ čo v západnej časti hraste sa podložie v súčasnej dobe nachádza na úrovni viac ako 800 m n. m. Je potrebné dodať, že pred výstupom hraste sa kolapsované komplexy v kaldere nachádzali na úrovni zhruba 1 500 m pod morom (úroveň podložia).



Obr. 2. Geologický rez centrálnou vulkanickou zónou v oblasti hodrušsko-štiavnickej hraste a kaldery (J. Smolka a kol., 2005).

1 – dajky ryolitu a ryolitového porfýru (vrchný sarmat).

Vrchná stavba Štiavnického stratovulkánu (sarmat):

2 – lávové prúdy: a) amfibolicko-pyroxenický andezit s biotitom (sitniansky komplex), b) pyroxenický andezit ± amfibol (efuzívny komplex Jabložného vrchu).

Intruzívne komplexy:

3 – intruzívny komplex kremito-dioritových porfýrov (komplex Banisko): a) dajky, b) ložná intrúzia, 4 – hodrušsko-štiavnický intruzívny komplex: a) granodiorit, b) diorit.

Výplň štiavnickej kaldery (vrchný báden spodný sarmat):

Produkty vulkanizmu biotiticko-amfibolických andezitov (studenská formácia):

5 – a) lávový prúd, b) extruzívny dóm, c) ložná intrúzia sill, 6 – a) pemzové tufy, b) epiklastické vulkanické brekcie, c) siltovce a ílovce s vložkami lignitu, 7 – epiklastické vulkanické pieskovce s polohami siltovcov a lignitu (červenostudnianske súvrstvie).

Spodná stratovulkanická stavba (báden):

8 – ložné intrúzie (silly, lakolity) andezitových porfýrov: a) pyroxenický andezitový porfýr bohatý na augit typ Tanád, b) pyroxenický andezitový porfýr ± amfibol, c) pyroxenický andezitový porfýr, d) amfibolicko-pyroxenický andezitový porfýr ± kremeň ± granát typ Myšia hora, 9 – lávové prúdy: a) bázický pyroxenický andezit ± olivín, b) pyroxenický andezit, c) pyroxenický andezit ± amfibol, d) amfibolicko-pyroxenický andezit; 10 – vulkanoklastické horniny: a) chaotické brekcie pyroklastických prúdov, b) tufizité brekcie, 11 – a) hrubé epiklastické vulkanické brekcie, b) drobné epiklastické vulkanické brekcie, c) epiklastické vulkanické brekcie konglomeráty, 12 – produkty extruzívneho vulkanizmu hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom: a) extrúzia, b) hrubá až blokovaná epiklastická brekcia, 13 – bazálne súvrstvie, epiklastické vulkanické pieskovce, konglomeráty.



### Geologická stavba hodrušsko-štiavnickej hraste

Výzdvih hrastového bloku bol asymetrický s maximálnym výzdvihom pri severozápadnom okraji. V dôsledku tohto procesu je hrastová stavba uklonená 10 – 120 na JV. Nasledujúce denudačné procesy odstránili najskôr vulkanické horniny (horniny spodnej stratovulkanickej stavby, kalderovú výplň a produkty sarmatského vulkanizmu), v západnej časti hraste sa odkryli na povrchu vo veľkom plošnom rozmere horniny predvulkanického podložja (geologický rez, obr. 2.).

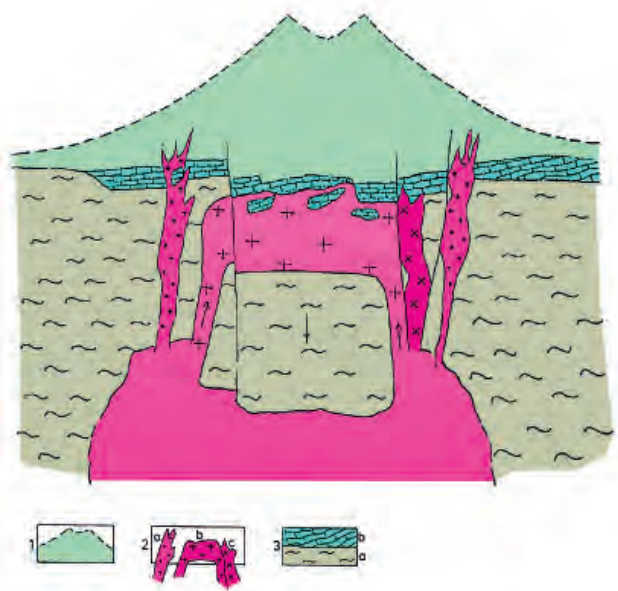
Najstaršie horniny v tejto oblasti predstavujú kryštalické bridlice a granodioritová intrúzia (drvená vyhnianska žula) veporického kryštalinika hercýnskeho veku (cca 280 mil. r.). V nadloží hornín kryštalinika sú uložené mezozoické horniny série Veľkého boku (trias, jura, krieda). Na horninách jednotky Veľkého boku sú uložené v presunutej pozícii horniny príkrovovej jednotky hronika (šturecký príkrov), zastúpené v spodnej časti sedimentmi karbónu a permu, a vyššie horninami mezozoika triasového veku. Na horninách mezozoika sa zachovali nesúvisle uložené sedimenty paleogénu.

### Granodioritový plutón

Denudačný zrez odkryl v centrálnej časti hraste rozsiahlu subvulkanickú intrúziu granodioritu, umiestnenú v prostredí hornín podložja (obr. 3.).

Granodioritový plutón pokračuje v podloží vulkanického komplexu do priestoru Banskej Štiavnice, kde je potvrdený vrtmi a bankými prácami. Celkový plošný rozsah plutónu prekračuje 100 km<sup>2</sup>. Pri severnom a západnom okraji granodioritového telesa sú umiestnené intrúzie dioritu.

Nasledujúce intrúzie granodioritových porfýrov (typ Zlatno) charakteristické metalogenetickými prejavmi, prerážajú až do spodnej stratovulkanickej stavby. Mladšie intrúzie kremito-dioritových porfýrov, späté s kalde-



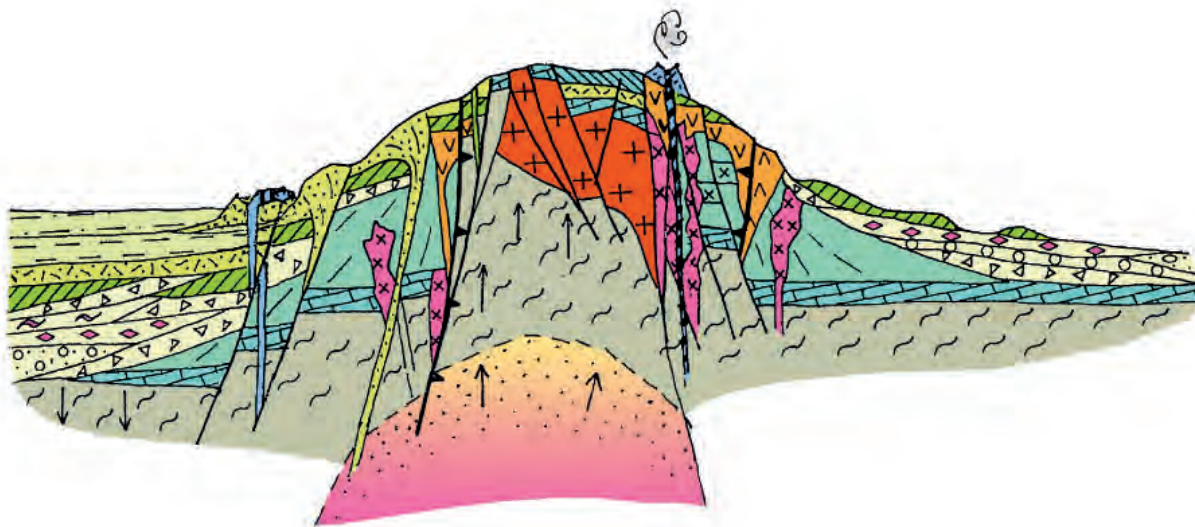
Obr. 3. Procesy vzniku subvulkanických intrúzií, formy intrúziínych telies (J. Smolka a kol., 2005).

Magmatický rezervoár, klesajúci blok podložja, stratovulkán:

1 – stratovulkán, 2 – formy subvulkanických intrúzií Štiavnického stratovulkánu: a) štokovo-dajková intrúzia granodioritového porfýru (komplex Zlatno), b) granodioritová intrúzia typu obráteného zvona, c) štoková intrúzia dioritu, 3 – predvulkanické podložie: a) kryštalinikum, b) mezozoikum.

rovým štádiom, prenikajú v podobe ložných intrúzií a dajok do spodnej stratovulkanickej stavby a prípadne až na bázu výplne kaldery.

Ku vzniku granodioritového plutónu došlo s najväčšou pravdepodobnosťou v závere vývoja spodnej stratovulkanickej stavby na konci bádenu. Svedčia o tom aj výsledky



Obr. 4. Schéma vzniku hodrušsko-štiavnickej hraste v súvislosti s intrúziou granitovo-ryolitovej magmy pod vulkánom (J. Smolka a kol., 2005).

rádiometrického datovania. Granodioritová magma vyplnila priestor v nadloží bloku podložja, ktorý poklesol do magmatického rezervoáru (obr. 3.).

### Príčiny výstupu hrasťového bloku

V tomto smere existujú prirodzene len teoretické úvahy. Vyklenutie centrálnej časti kaldery v postkalderovom štádiu bolo rozpoznané v globálnom meradle u niekoľkých kaldier veľkých rozmerov (kaldery Creed, Silverton a Vales v USA). Jedným z možných vysvetlení je proces izostázie, pri ktorom hustotne ľahšie hmoty (v tomto prípade vulkanické horniny) poklesnú do prostredia hustotne ťažších hmôt sú v priebehu obnovovania izostatickej rovnováhy vytláčané smerom nahor do vyšších úrovní.

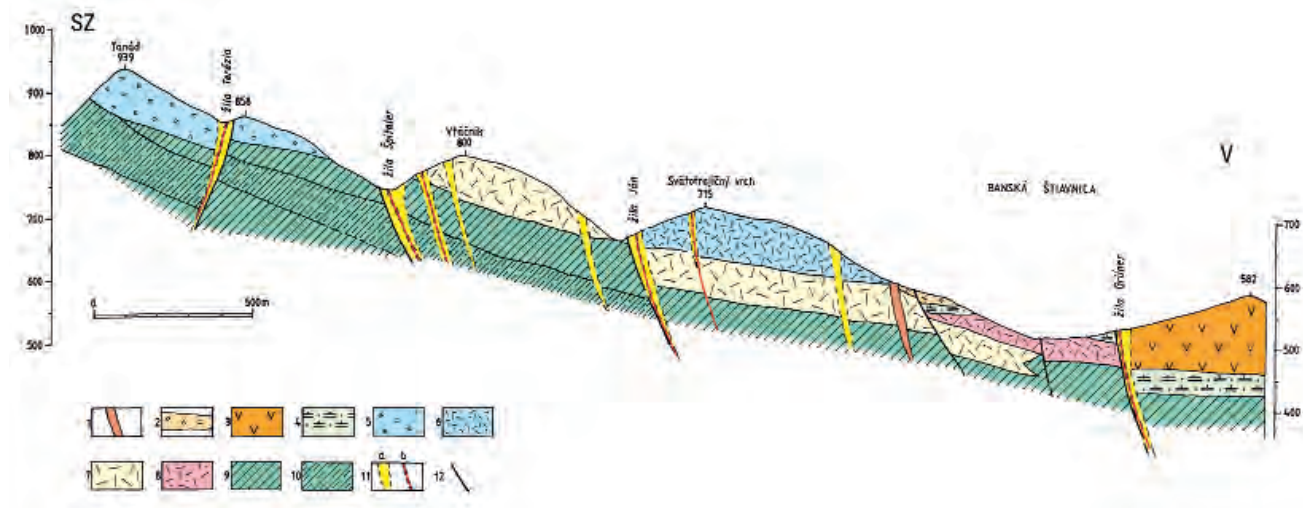
Ďalšou príčinou mohlo byť umiestnenie väčšieho objemu acidnej ryolitovej magmy pod vyklenutím tak, ako to v prípade veľkých kaldier v USA predpokladali R. L. Smith a R. A. Bailey (1968). Túto koncepciu aplikoval V. Konečný (1970, 1971) pri objasňovaní vývoja hodruško-štiavnickej hraste sprevádzanej ryolitovým vulkanizmom (obr. 4.).

### Vznik hraste a metalogenetické procesy

Výstup hraste neprebíhal v podobe monolitného bloku, hrasťový blok sa naproti tomu počas jeho výstupu do vyšších úrovní rozpadal na jednotlivé časti (segmenty) pozdĺž zlomov a zlomových zón. Niektoré z týchto zlomov a zlomových zón, ktoré oddeľovali poklesávajúce segmenty (najmä zlomy a zlomové zóny smeru SZ-JV až S-J), boli následne využité pri výstupe hydrotermálnych rudonosných roztokov a vzniku drahokovových a polymetalických rudných žíl banskoštiavnického a hodrušského rudného rajónu. Veľkosť tektonických pohybov, sprevádzaných drvením pozdĺž uvedených zón, dosahuje od desiatok metrov do niekoľko sto metrov (obr. 4.).

### Spodná stratovulkanická stavba pri východnom okraji hraste – štiavnická časť

Denudačným zrezom vo východnej (štiavnickej) časti hraste došlo k odstráneniu kalderovej výplne, vrátane mladších vulkanických komplexov sarmatského vulkanizmu s odkrytím stredných až nižších úrovní spodnej stratovulkanickej stavby. Denudačný zrez tak jedinečným spôsobom umožňuje „nazrieť“ do spodnej stavby stratovulkánu v období jej formovania počas 1. etapy vývoja.



Obr. 5. Geologický rez východnou časťou hodruško-štiavnickej hraste (J. Smolka a kol., 2005).

#### Intruzívny komplex Banisko:

1 – dajka kremito-dioritového porfýru, 2 – ložná intrúzia biotiticko-amfibolického andezitového porfýru ( $\pm$  pyroxén) typ Paradajs.

#### Výplň štiavnickej kaldery:

3 – produkty vulkanizmu biotiticko-amfibolických andezitov, lávové prúdy, extrúzie, nečlenené vulkanoklastické horniny (studenská formácia), 4 – epiklastické vulkanické pieskovce s polohami siltovcov a lignitov (červenostudnianske súvrstvie).

#### Spodná stratovulkanická stavba:

5 – pyroxenický andezitový porfýr bohatý na augit – (typ Tanád), 6 – pyroxenický andezitový porfýr ( $\pm$  amfibol) – typ Vtáčnik, 8 – amfibolicko-hyperstenický andezitový porfýr s biotitom ( $\pm$  kremeň), 9 – amfibolicko-pyroxenický andezit (lávový prúd), 10 – pyroxenický andezit (lávový prúd).

#### Okoložilné premeny, metalogenéza:

11 – a) pásmo argilitizácie, b) rudná žila.

#### Všeobecné vysvetlivky:

12 – zlom.



Foto 3. Pohľad na severnú časť Štiavnických vrchov, na oblasť hodrušskej časti hrastovej stavby. V pozadí hrebeň budovaný vyzdvihnutými horninami predvulkanického podložja, v doline je dolné Hodrušské jazero (© P. Pachinger).

Spodnú stavbu tvoria najmä telesá lávových prúdov pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov striedaných polohami vulkanoklastík (geologický rez obr. 2.). V záverečnom období vývoja 1. etapy vnikali do jej stavby v centrálnej zóne početné ložné intrúzie ložného typu (silly a lakolity) andezitových porfýrov. Teleso pyroxenického andezitového porfýru (typ Tanád) buduje vrchnú časť hrebeňa Tanádu.

V dôsledku asymetrickej stavby hraste so sklonom na JV sú aj lávové telesá, vrátane ložných intrúzií, sklonené 10 – 12° na JV (geologický rez obr. 2.). Horniny spodnej stavby sú v rôznej miere propylitizované a porušené zlomovou tektonikou, čo sťažuje ich priestorové vymedzenie v priebehu geologického mapovania. Zlomy a zlomové zóny v záverečnom vývojovom štádiu formovania hraste boli využité pre výstup hy-

drotermálnych fluid a rudonosných roztokov, v súčasnosti ich reprezentujú žilné štruktúry s drahokovovým a polymetalickým zrudnením.

Pri východnom úpätí hraste (obr. 5.) sa zachovala výplň štiavnickej kaldery (pôvodne bola rozšírená aj v priestore hraste).

Andezitový porfýr je strednoporfýrický, sivozelený až modrozelený (v dôsledku propylitizácie). Výrastlice tvorí plagioklas 1 – 3 mm (cca 27 %), hyperstén 1 – 2 mm (cca 10 – 11 %), augit 2 – 3 mm (cca 10 %). Základná hmota tvorí cca 51 – 52 %, je zrnitá (mikrolitickozrnitá až mikrohypidiomorfné zrnitá) zložená so zrn plagioklasov a pyroxénov.

Pyroxény sú v dôsledku premien (propylitizácie) sčasti až úplne nahradzané sekundárnym minerálom – chloritom. Odlučnosť je hrubostlpcová podľa plôch 340 NW/55°, 120 SE/250° a 80 EN/80°.

Z vrcholu hrebeňa Tanád je panoramatický výhľad na severnú a južnú časť Štiavnických vrchov (foto 3., 4.)



Foto 4. Pohľad na južnú časť Štiavnických vrchov, v popredí je širšia oblasť štiavnickej kaldery a Banskej Štiavnice, v pozadí hrebeň horín spodnej stratovulkanickej stavby za kalderovým zlomom (© P. Pachinger).

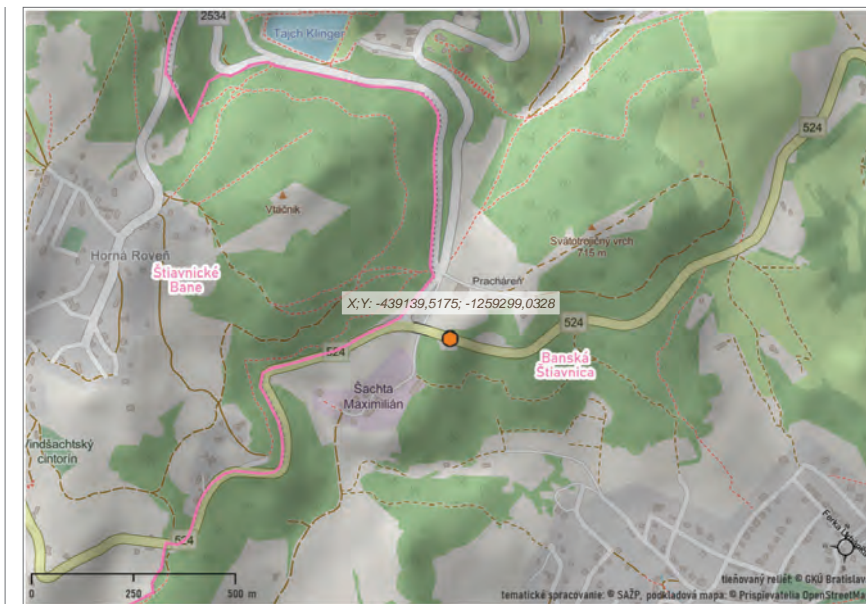
### Geotop č. 3

#### Pracháreň

andezitový porfýr, spodná stavba Štiavnického strato-vulkánu

Andezitový porfýr, odkrytý zárezom štátnej cesty (obr. 1), je súčasťou mohutnejšieho telesa vystupujúceho v širšom okolí Banskej Štiavnice v oblasti Svätotrojičného vrchu, na svahoch Tanádu a nad mestom Banská Štiavnica, v oblasti kóty 779.

Ložné intrúzie andezitových porfýrov prenikali do spodnej stratovulkanickej stavby v pokročilejších obdobiach jej vývoja, najmä v podobe sillov a lakolitov (obr. 2).

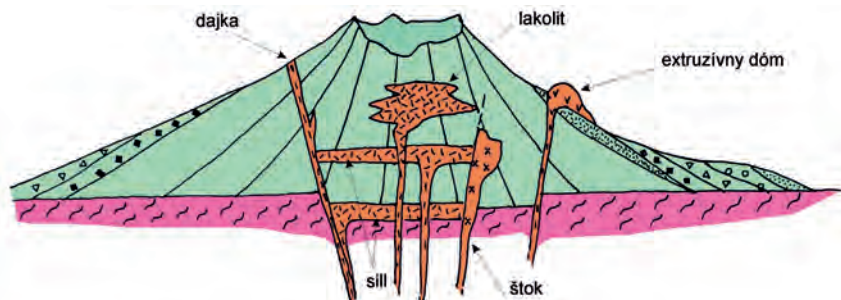


Obr. 1. Ložná intrúzia (sill) andezitového porfýru v záreze štátnej cesty na svahu pod Svätotrojičným vrchom (© V. Konečný).

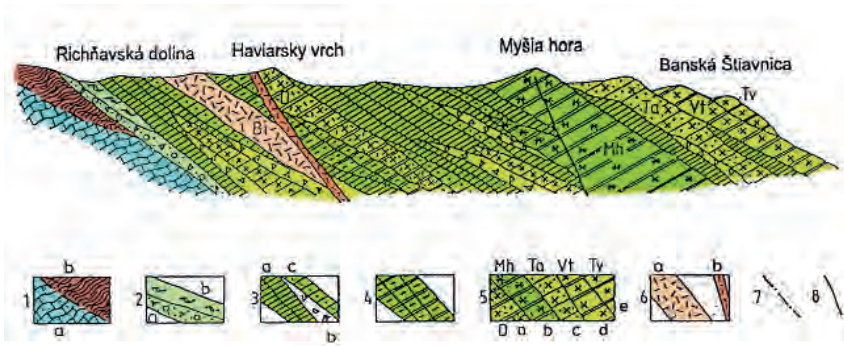
Pre tieto ložné intrúzie je charakteristický ich pomerne veľký plošný rozsah, dosahujúci niekoľko km<sup>2</sup> a hrúbky od niekoľko desiatok metrov do 250 – 300 m. Pri ich umiestňovaní využívali ložné intrúzie priaznivé litologické rozhrania (hlavne medzi vulkanoklastikami a lávovými prúdmi, prípadne medzi podložími a vulkanickou stavbou), ktoré kládli najmenší odpor ich prenikaniu. Na základe ich súhlasného (konkordantného) umiestnenia s vrstevnatosťou si vyslúžili aj označenie „telesá ložného typu“, čo ich odlišuje od dajok, ktoré prenikajú po zlomoch naprieč (diskordantne) cez zvrstvené horniny.

Ložné intrúzie andezitových porfýrov sa vyznačujú hruboblokovou alebo hrubodoskovitou odľučnosťou.

Zriedkavejšie je vyvinutá hrubostĺpcová odľučnosť alebo jej náznaky, ako je to na tejto lokalite.



Obr. 2. Pozícia intruzívnych telies v spodnej stavbe Štiavnického stratovulkánu (J. Smolka a kol., 2005).



Obr. 3. Geologický rez spodnou stratovulkanickou stavbou vo východnej časti hodruško-štiavnickej hraste (J. Smolka a kol., 2005):

1 – predvulkanické podložie: a) mezozoikum, b) paleozoikum (v presunutej pozícii), 2 – epiklastické vulkanické súvrstvie: a) konglomeráty, pieskovce, brekcie; b) tufizity, 3 – stratovulkanická stavba: a) lávové prúdy pyroxenického andezitu, b) epiklastické vulkanické brekcie, c) lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu, 4 – lávové prúdy biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu, 5 – ložné intrúzie andezitových porfýrov: a) amfibolicko-biotiticko-pyroxenický andezitový porfýr typ Dedinské (D), b) amfibolicko-pyroxenický andezitový porfýr s kremeňom a biotitom typ Myšia hora (Mh), c) pyroxenický andezitový porfýr bohatý na augit typ Tanád (Ta), d) pyroxenický andezitový porfýr ± amfibol typ Vtáčnik (Vt), e) (augiticko-hyperstenický) pyroxenický andezitový porfýr typ Trojičný vrch (Tv), 6 – intruzívny komplex kremíto-dioritového porfýru (komplex Banisko): a) ložná intrúzia, b) dajka, 7 – línia presunu príkrovu, 8 – zlom.

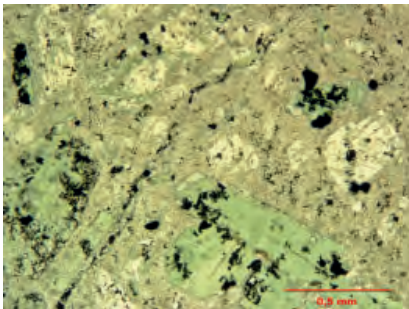


Foto 1. Pyroxenický andezit, premenený – neskrížená nikoly (© ŠGÚDŠ).

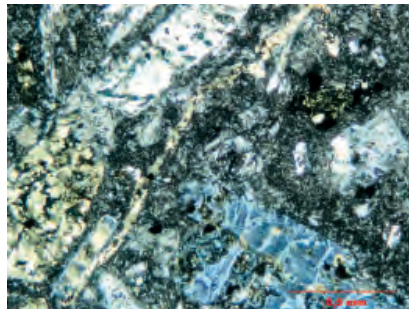


Foto 2. Pyroxenický andezitový porfýr, propylitizovaný – skrížená nikoly (© ŠGÚDŠ).

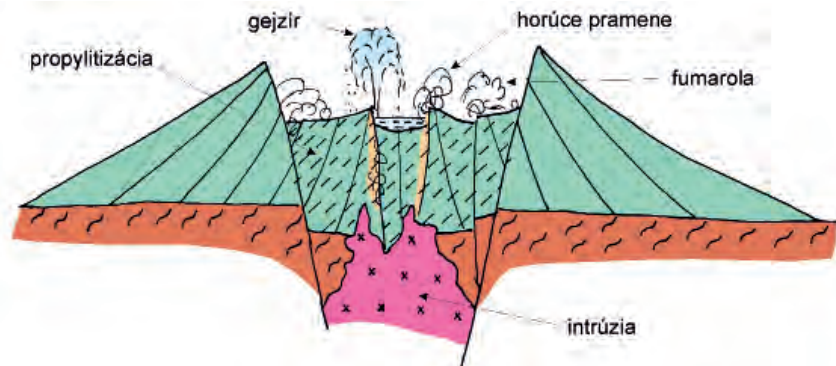
Znaky typické pre lávové prúdy, ako je pórovitosť, lávové brekcie a laminačné plošky odlučnosti textúry tečenia, nie sú u týchto ložných intrúzií prítomné. Vývoj základnej hmoty je prevažne zrnitý, holokryštalický, čo odpovedá ich kryštalizácii v podpoверхových podmienkach. Vystupujú na povrch na JV okrajoch hraste v širšom okolí Banskej Štiavnice (pozri geologickú mapu).

Jednotlivé telesá ložných intrúzií sa odlišujú obsahom a pomerným zastúpením tmavých výrastlíc. Na tomto základe boli jednotlivé telesá vymedzené geologickým mapovaním, doplneným petrografickým štúdiom

s použitím mikroskopu. Medzi telesá s najväčším plošným rozšírením patria: 1) andezitový porfýr bohatý na augit – typ Tanád (tvorí hrubé teleso v oblasti hrebeňa Tanádu nad Banskou Štiavnicou so sklonom na juhovýchod); 2) – amfibolicko-pyroxenický andezitový porfýr – typ Vtáčnik; 3) – amfibolicko-hyperstenický andezitový porfýr s biotitom – typ Myšia hora, ktorý tvorí mohutné lakolitové teleso v širšej oblasti Richňavského rybníka, a tiež v oblasti Banskej Štiavnice a Štefultova - Sitnianskej; 4) – pyroxenický andezitový porfýr – typ Svätotrojičný vrch rozšírený v oblasti Svätotrojičného vrchu, ktorý je predmetom tejto zastávky.

V oblasti vysunutého hrastového bloku bola nasledujúcim denudačným zrezom odstránená vrchná časť stratovulkanickej stavby, čím došlo k odkrytiu podpoверхových intrúzií. V dôsledku celkového úklonu hraste sú ložné intrúzie, vrátane zvyškov stratovulkanickej stavby, sklonené cca 12 – 150 na JV (obr. 3.). V západnej časti hraste došlo k úplnému odstráneniu vulkanickej stavby a obnaženiu hornín predvulkanického podložja na povrchu.

Hornina je porfýrická, výrastlice tvoria plagioklas, hyperstén a augit. Základná hmotá je mikrolitická, zrnitá. Tmavé minerály (pyroxény) sú sčasti až úplne chloritizované, plagioklas je čiastočne sericitizovaný a nahrádzaný karbonátmi.



Obr. 4. Schéma pôsobenia flúid (plynných a kvapalných) na vulkanické horniny propylitizácia (J. Smolka a kol., 2005).

V nadloží intrúzie nad šachtou Žigmund sa nachádzajú zvyšky stratovulkanickej stavby, epiklastické vulkanické brekcie s lávovým prúdom, v podloží sú lávové prúdy a ložná intrúzia amfibolicko-pyroxenického andezitového porfýru.

Horniny spodnej stratovulkanickej stavby, vrátane ložných intrúzií andezitových porfýrov, sú v oblasti hraste v rôznej miere propylitizované. Pri propylitizácii dochádza k rozkladu tmavých minerálov (pyroxény, amfibol, biotit) s obsahom železa (Fe zložky), pričom vznikajú generácie nových, sekundárnych minerálov obohatených o železo, z ktorých je najbežnejšia skupina chloritov. Hornina nadobúda v dôsledku kryštalizácie chloritov zelené až modrozelené sfarbenie.

Hornina pyroxenického andezitového porfýru je tmavá, modrozelená až čierozelená, pri intenzívnejších premenách a pri vetraní nadobúda svetlejšie zelené odtiene. Výrastlice tvorí plagioklas 1 – 3 mm, sčasti sericitizovaný a nahrádzaný karbonátmi.

Tmavé minerály (hyperstén, augit) sú sčasti až úplne chloritizované. Základná hmota je mikrolitickozrnitá, nahrádzaná sčasti až úplne agregátmi sekundárnych minerálov (chlorit, sericit, karbonáty, kremeň). Pre porovnanie uvádzame pyroxenický andezit propylitizovaný: v predchádzajúcom svetle (foto 1.) a pri skrížených nikoloch (foto 2.).

Procesy hydrotermálnej premeny – propylitizácie sú späté s formovaním štiavnickej kaldery (obr. 4.). V dôsledku výstupu hydrotermálnych roztokov a fluid z vrchných častí magmatického rezervoáru, v súvislosti s kolapsom kaldery, boli horniny spodnej stratovulkanickej stavby v rozsiahlom merítku podrobené premenám – propylitizácii.

## Geotop č. 4

### Pod Havranom laharova brekcia, spodná stratovulkanická stavba

Skalné bralo na úpätí svahu kóty Havran (nad štiavnickým potokom) tvorí brekcia s hruboúlomkovým až blokovým andezitovým materiálom. Nápadným znakom je chaotické uloženie, ktoré napovedá, že ide o jednorazový proces transportu uloženia úlomkov. Úlomkový materiál ulože-

ný týmto jednorazovým masovým transportom nazývame laharová brekcia a spôsob transportu termínom „lahar“ (obr. 1., foto 1., 2.).

Termín „lahar“ pochádza z Indonézie z oblasti aktívnych vulkánov, kde bol použitý miestnymi obyvateľmi pre ničivé lavíny, zložené z bahna a kameňa, rútiace sa zo strmých svahov vulkánov. Tieto lavíny, vznikajúce v súvislosti s vulkanickou činnosťou alebo aj bez zrejmej závislosti od vulkanických erupcií, znamenali



Obr. 1. Skalné bralo chaotickej laharovej brekcie na úpätí svahu Pod Havranom nad Štiavnickým potokom (© V. Konečný).

vždy veľké nebezpečenstvo a riziko pre obyvateľov a ich obydlia pri úpätí činných vulkánov najmä v tropickom pásme, a to predovšetkým pre ich nepredvídateľnosť.

Áké sú vlastne príčiny, že táto masa popola, bahna a kamenia sa dá do pohybu a na svojej ceste ničí všetko živé?

Jednou z príčin môžu byť výdatné dažde, ktoré sú časté najmä v tropickom pásme. Sú potrebné k tomu, aby vodou nasýtená masa popola stratila na vulkanickom svahu stabilitu, dala sa do pohybu a strhla so sebou aj hrubý až blokový materiál, uložený na svahoch stratovulkánu (obr. 2.).

Je bežným javom, že práve výdatné dažde sprevádzajú vulkanické erupcie, kedy okrem vulkanického popola a plynov sú do atmosféry vyvrhované ohromné množstvá vodných pár, ktoré následne kondenzujú vo forme dažďa. Ukazuje sa, že presýtenie vodou nesúdržného vulkanického materiálu, ktorým sa mení na bahno, je tou hlavnou príčinou, prečo tieto nesúdržné uloženie na vulkanickom svahu stratia svoju stabilitu. Ich ďalší pohyb na svahu v podobe lavíny je už riadený len gravitačnou energiou.



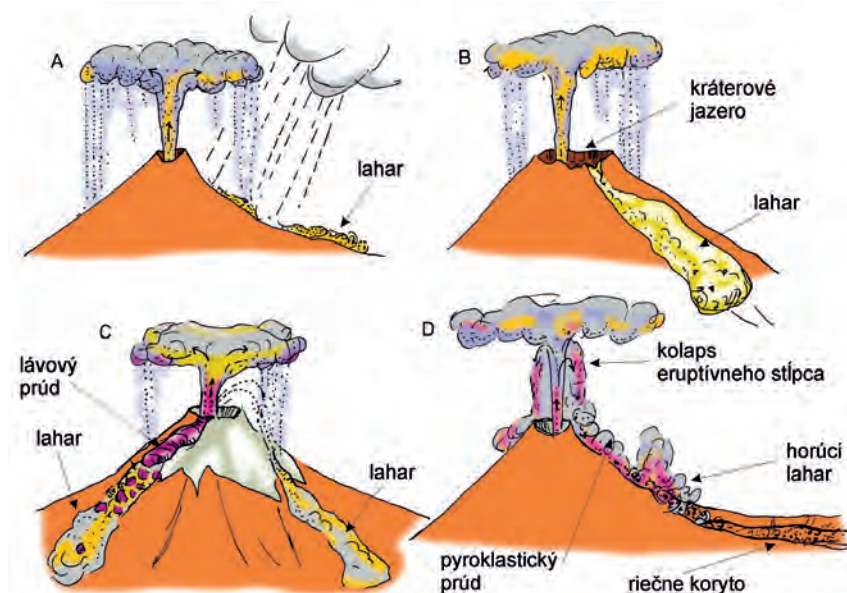
Bezprostredným stimulom k pohybu lahary však môže byť aj **zemetrasenie vulkanického pôvodu**.

Rizikom pre vznik ničivého lahary sú tiež kráterové alebo kalderové jazerá, u ktorých **dôjde k pretrhnutiu hrádze počas erupcie** (obr. 2.B) s následným vyliatím obsahu jazera na vulkanický svah. Ďalšou príči-

nou môže byť aj **erupcia žeravého vulkanického materiálu** alebo vyliatie lávového prúdu na **zasnežené svahy** (obr. 2. C) s nasledujúcim roztopením snehu alebo ľadu (vulkány na Aljaške alebo na Kamčatke). Sú opísané aj erupcie pyroklastických prúdov so žeravým vulkanickým materiálom, ktoré sa v priebehu pohybu zo svahu vulkánu dostali do koryta rieky a tam sa po zmiešaní s vodou a bahnom premenili na horúce lahary (obr. 2. D). Týmto spôsobom došlo ku vzniku horúceho lahary pri erupcii sopky Bezymjannyj na Kamčatke.

V prípade, že vznik lahary nasleduje v bezprostrednej súvislosti s erupciou a je pritom sčasti transportovaný aj žeravý materiál vyvrhnutý pri erupcii, tieto označujeme ako **horúce lahary** (hot lahars). Pre lahary bez priameho vzťahu k erupcii, unášajúce starší studený vulkanický materiál, používame označenie **studený lahary** (cold lahars).

Lahary sú pomerne častým úkazom u súčasných vulkánov. Uloženie lahary boli zistené aj u starších vulkánov minulých geologických dôb. V oblasti neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska boli opísané uloženie lahary, resp. bahenných prúdov v prostredí morských sedimentov na južných svahoch Štiavnického stratovulkánu (V. Konečný, 1966).



Obr. 2. Príčiny vzniku lahary (J. Smolka a kol., 2005):

A – výdatné dažde počas erupcie, B – pretrhnutie steny kráterového jazera počas erupcie, C – erupcia pyroklastického materiálu alebo výlev lávového prúdu na snehový (ľadový) pokryv, D – vniknutie pyroklastického prúdu do riečneho koryta.

Od tej doby boli laharové brekcie bežne identifikované aj v stavbe ďalších stratovulkánov stredného a východného Slovenska.

Skalné bralo s výškou cca 25 m na svahu doliny (obr. 1.) tvorí chaoticky uložený hruboulomkový až hruboblokový andezitový materiál (pyroxenické a amfibolicko-pyroxenické andezity). Andezitové úlomky až bloky od 5 do 40 cm sú prevažne ostrohranné (angulárne) až sčasti zaoblené (subangulárne). Zvlášť pozoruhodné sú veľké bloky, často subsférické až eliptické s náznakmi radiálnej odľučnosti a sklovitejším povrchom.

Základná hmota (matrix) laharovej brekcie je hrubozrnná, piesčitá s drobnými angulárnymi, ako aj napenenými úlomkami a častými pemzami. Uloženie úlomkového materiálu je chaotické. Je možné badať určitú koncentráciu veľkých blokov blízko bázy, ako aj vo vrchnej časti laharového telesa (obr. 1.).

Pre riešenie pôvodu lahary je významná prítomnosť sferoidálnych až eliptických blokov s odľučnosťou podľa radiálnych trhlín. Vznik týchto blokov je objasňovaný ako výsledok styku žeravého lávového prúdu (alebo extrúzie) s vodným prostredím s následným rozpadom lávy na sferoidické bloky, ktoré ešte žeravé rotujú zo svahu a rozpadajú sa počas pohybu podľa radiálnych trhlín.

V období stredného bádenu, kedy stratovulkán dosahoval maximálnu výšku (pred vznikom kaldery), predpokladáme podľa jeho plošného rozsahu, že jeho vrchol bol na úrovni 3 500 až 4 000 m n. m. pokrytý snehom a ľadom. Na základe prítomnosti blokov s radiálnou odľučnosťou je možné vysloviť predpoklad, že vo vrcholovej oblasti stratovulkánu, pokrytej snehom a ľadom, sa uskutočnili výlevy lávových prúdov na zasnežený, resp. ľadovcom pokrytý vulkanický svah. Výsledkom bol rozpad lávového prúdu na sferoidálne bloky a menšie úlomky. Úlomkový materiál sa v dôsledku jeho nestability na strmom stratovulkanickom svahu dal do pohybu a postupne sa zmobilizovaním ďalšieho úlomkového materiálu zmenil na úlomkový prúd, resp. lahar pohybujúci sa zo svahu k úpätiu stratovulkánu (obr. 2.).

Ďalšou alternatívou je výstup extruzívneho telesa v oblasti krátera, alebo na jeho svahu. V dôsledku kontaktu s ľadom a snehom došlo k dezintegrácii na sferoidálne bloky s následným pohybom v podobe lahary (obr. 2.).

Lahar sa po svojom pohybe z vyšších úrovní stratovulkanického svahu, po dosiahnutí jeho úpätia a strate pohybovej energie, uložil v podobe chaotickej masy popola, bahna úlomkov až veľkých blokov. Sopečný materiál bol v nasledujúcom období, po dobu niekoľko miliónov rokov, podrobený diagenetickým procesom, ktoré ho spevnili do podoby dnešnej chaotickej brekcie. Na odkrytie laharového telesa zárezom hlbokaj doliny Štiavnického potoka však bolo potrebných ďalších niekoľko miliónov rokov.



Foto 1., 2. Pohľad na skalné bralo tvorené chaotickou laharovou brekciou (© P. Pachinger).

Lahary a pyroklastické prúdy pohybujúce sa zo svahov Štiavnického stratovulkánu často prekračovali pásmo pobrežia južne od Hontianskych Nemiec a pohybovali sa ďalej na morskom dne, pričom sa menili na bahenné prúdy a tieto po ukončení pohybu uložili svoj náklad v podobe chaotickej masy bahna a kamenia vo vzdialenosti 5 až 10 km od pobrežnej zóny.



## Geotop č. 5 Galgenberg

### lom pri skanzene, spodná stratovulkanická stavba

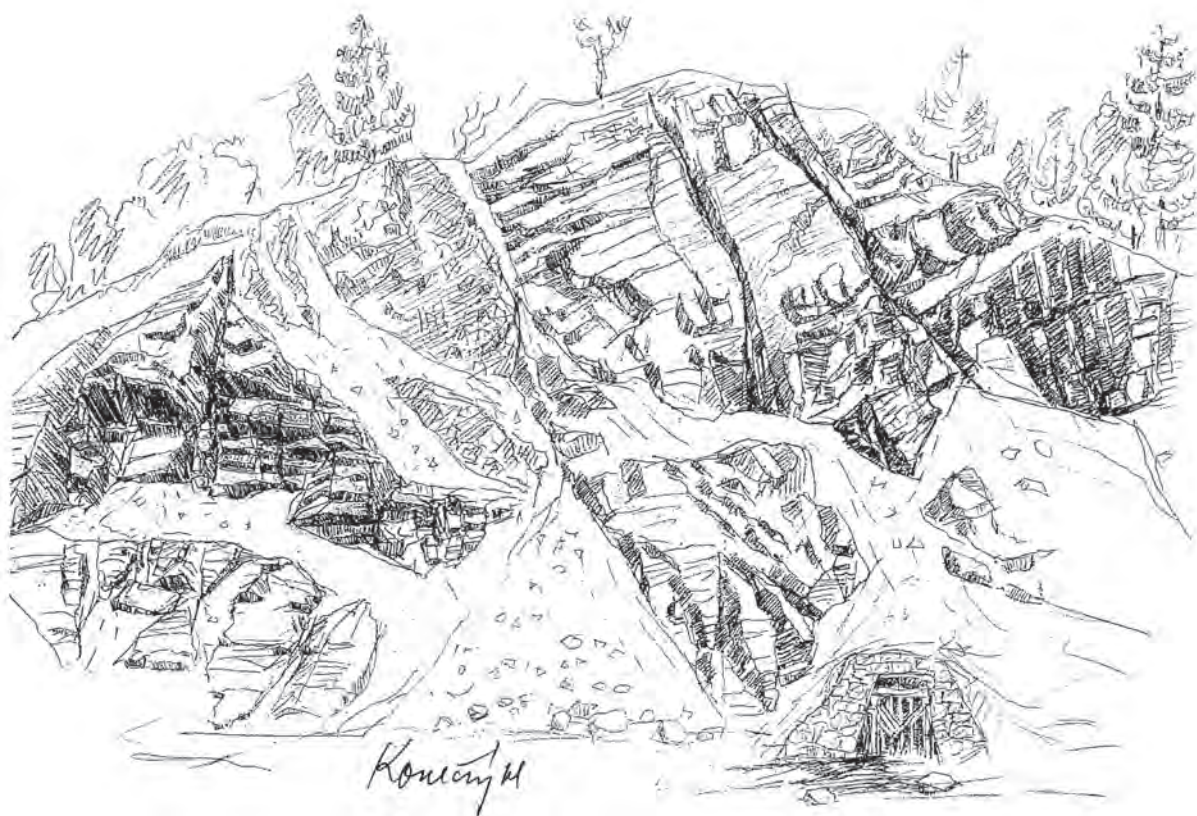
V tejto časti spodnej stratovulkanickej stavby boli geologickým mapovaním rozlíšené lávové prúdy pyroxenických andezitov, striedané ojedinelo polohami brekcií epiklastického typu (pozri geologickú mapu). V lomovej stene pred vami je odkrytá časť lávového prúdu pyroxenického andezitu s výraznou doskovitou odlučnosťou s prechodmi do nepravidelnej, hruboblokovej odlučnosti (obr. 1.).

Pre lávové prúdy je charakteristická doskovitá odlučnosť laminačného pôvodu, súhlásného priebehu s podloží, po ktorom sa lávový prúd pohyboval. Odlučnosť tohto typu vzniká v záverečnom štádiu ukončovania pohybu lávového prúdu a na začiatku jeho tuhnutia a kryštalizácie v pevné teleso (obr. 2. A). Vznik

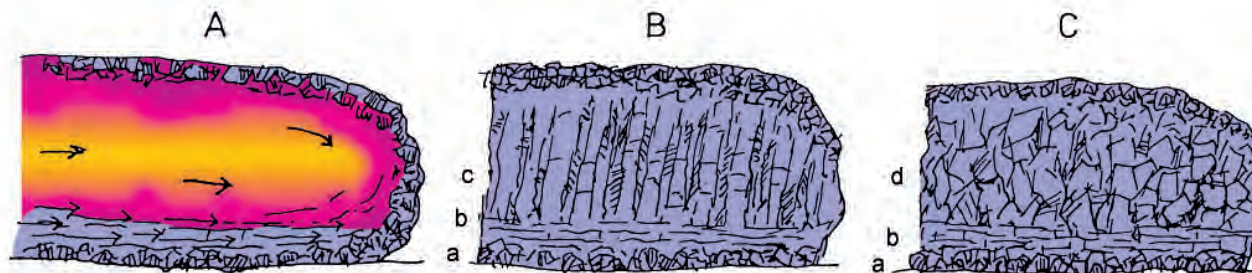


doskovitej odlučnosti sa objasňuje čiastkovými záverečnými posunmi odlúčených častí v polotuhom silne viskóznom stave. Okrem doskovitej odlučnosti sa počas kryštalizácie lávového prúdu vyvíja hrubostĺpco-

vá odlučnosť (kolmá na bazu alebo okraje telesa; obr. 2. B), prípadne vzniká odlučnosť nepravidelne bloková (obr. 2. C). Ku vzniku stĺpcovej alebo nepravidelnej blokovej odlučnosti, kontrakčného pôvodu, dochádza



Obr. 1. Propylitizovaný a tektonicky porušený pyroxenický andezit, lom pod jazerom Klinger (© V. Konečný).



Obr. 2. Vznik odlučnosti rôzneho typu v priebehu chladnutia a kryštalizácie lávového telesa (J. Smolka a kol., 2005):

A – doskovitá odlučnosť laminačného typu vzniká v bazálnej časti telesa vo vysoko viskóznom stave v dôsledku čiastkových pohybov (posunov) odlúčených častí. Odlučnosť je paralelná s povrchom, po ktorom sa lávový prúd pohyboval,

B – stĺpcovitá odlučnosť s kolmou orientáciou na bázu lávového prúdu,

C – nepravidelne bloková odlučnosť v strednej časti lávového telesa: a – lávová brekcia na báze lávového prúdu, b – doskovitá odlučnosť laminačného pôvodu, c – stĺpcovitá odlučnosť, d – bloková odlučnosť.

v pokročilejšom štádiu kryštalizácie lávového telesa. Zmenšovanie objemu telesa v priebehu kryštalizácie vyvoláva vnútorné pnutia, ktoré sú vyrovnávané vznikom puklín. V prípade pravidelnej siete puklín, orientovaných kolmo na bázu lávového telesa alebo jeho okraje (kolmo na okraje chladnutia) vzniká stĺpcovitá odlučnosť (obr. 2. C). Výsledkom nepravidelnej siete puklín je nepravidelne bloková odlučnosť. Tieto odlučnosti môžete pozorovať v stenách andezitového lomu (obr. 1.). Súčasne pozorujete, že andezit v lomovej stene je prenikaný výraznými tektonickými poruchami a rozčlenený na systém čiastkových blokov s rozdielnymi posunmi.

**Pôvod tektonických porúch a vznik hrasťovej štruktúry**  
Andezitové telesá, ktoré sú súčasťou horninového komplexu spodnej stratovulkanickej stavby obnaženej pri východných okrajoch rozsiahlej hrasťovej štruktúry – hodruško-štiavnickej hrasťe.

Vznikom kaldery vývoj štiavnickej stratovulkánu nekončil. V období sarmatu sa v dôsledku obnovenej vulkanickej aktivity vyvíjal v oblasti kaldery a na stratovulkanickom svahu rad menších satelitných stratovulkánov (obr. 3. A).

K dramatickým zmenám vo vývoji stratovulkánu došlo opäť v období vrchného sarmatu. V rámci kolapsovanej (poklesnutej) centrálnej časti kaldery došlo k vykľutiu s postupnými výzdvihmi rozsiahleho horninového bloku - k sformovaniu hrasťovej štruktúry (obr. 3. B). V dôsledku maximálneho výzdvihu pri SZ okraji bloku vznikla asymetrická hrasť so sklonom cca 10 – 5° na JZ. Súčasne došlo v tomto období k poklesom bloku Žiarskej kotliny a vzniku depresie s jazerným prostredím. Mohutná zlomová zóna pri SZ okraji hrasťe, medzi klesajúcim blokom Žiarskej kotliny a vyzdvihovaným blokom hrasťe, bola využitá pri výstupe ryolitových más na povrch. Južné a východné okraje Žiarskej kotliny boli v tomto období dejiskom búrlivej vulkanickej činnosti s erupciami popelovo-pemzových tufov, efúzií a extrúzií ryolitových láv a nasledujúcich hydrotermálnych procesov s vývermi horúcich prameňov a činnosťou solfatár a fumarol.

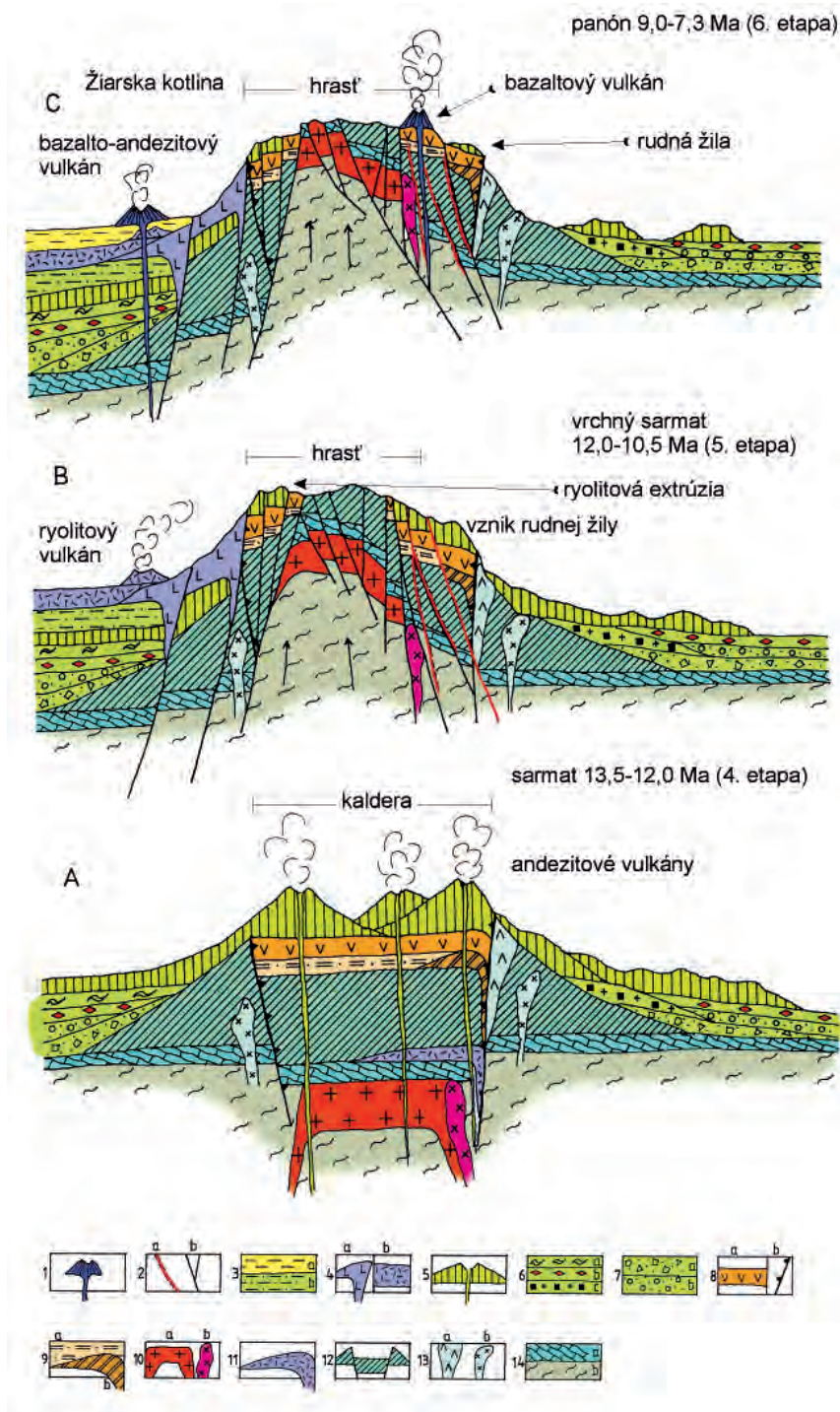
Výstup hrasťe neprebíhal v podobe monolitného bloku, hrasťový blok sa v priebehu výstupu rozpadal na jednotlivé časti – segmenty pozdĺž vznikajúcich zlomov a zlomových zón. Niektoré z týchto zlomov (najmä zlomy smeru SV-JZ až S-J) boli využité pri výstupe rudonosných roztokov a fluid, z ktorých vznikali drahokovové a polymetalické rudné žily banskoštiavnickej a hodrušského rudného rajónu (obr. 3. B).

Pohyby po zlomoch, sprevádzané často intenzívnym drvením hornín pozdĺž tektonických zón, ktoré pozorujeme aj v lomovej stene (obr. 1.), dosahovali od niekoľko metrov do niekoľko sto metrov. Tektonické pohyby prebiehali počas vývoja rudných žíl, ako aj po ich vzniku, čo dokazuje v niektorých prípadoch brekciovitý charakter žilnej výplne.

Údaje získané rádiometrickým datovaním z ryolitových telies - 11,4 – 12, 7 mil. r. a zo sekundárnych minerálov, sprevádzajúcich vznik rudných žíl s hodnotou - 12,1 – 12,3 mil. r. (sericit), poukazuje na časovú blízkosť ryolitového vulkanizmu a metalogenetických procesov a ich spoločnú väzbu na vývoj hrasťovej štruktúry.

Pre vysvetlenie príčin vzniku hrasťovej štruktúry existujú v súčasnom období len teoretické úvahy. Ako jednu z príčin vykľutia a výstupu hrasťe predpokladá V. Konečný (1970, 1971) umiestnenie väčšieho objemu acidnej magmy ryolitového, resp. granitového zloženia pod hrasťovým blokom v zhode podľa modelu, ktorý v roku 1961 Smith & Bailey navrhli pre proces vykľutia niektorých kaldier v USA.

V dôsledku asymetrického výstupu hrasťového bloku bola SZ časť hrasťe (hodrušská časť) intenzívne denudovaná, došlo až k úplnému odstráneniu vulkanickej stavby a odkrytiu hornín predvulkanického podložia vrátane subvulkanického intruzívneho komplexu granodioritu a dioritu (obr. 3. C). Naproti tomu v štiavnickej (východnej) časti hrasťe denudačný zrez odstránil len kalderovú výplň spolu s vrchnou stratovulkanickou stavbou a odkryl stredné až nižšie úrovne spodnej stratovulkanickej stavby. Súčasne obnažil na povrchu aj východy rudných žíl.



Obr. 3. Vývojové štádiá Štiavnického stratovulkánu (J. Smolka a kol., 2005):

A – v období sarmatu vznikol celý rad menších vulkánov v oblasti kaldery a na stratovulkanickom svahu, B – vykľučenie a postupný výzdvih centrálného bloku sformovaného do hrasti, poklesy bloku Žiarskej kotliny a ryolitový vulkanizmus, vznik rudných žíl, C – záverečné štádium vývoja hraste sprevádzal vulkanizmus bazaltických andezitov (Žiarska kotlina) a alkalických bazaltov pri východnom okraji hraste (Kalvária, Kysihýbel).

Vysvetlivky:

1 – bazaltový vulkán (panón), 2 – a) rudná žila, b) zlom, 3 – sedimenty Žiarskej kotliny: a) íly, štrky, piesky (panón), b) tufty, tuftické pieskovce a ílovce (sarmat), ryolitový vulkanizmus (vrchný sarmat), 4 – a) extrúzia, b) ryolitové tufy a epiklastiká, Štiavnický stratovulkán:

I. vrchná stratovulkanická stavba (sarmat), 5 – andezitové vulkány, lávové prúdy, 6 – pyroklastické horniny: a) zvárané pemzové tufy ignimbrity, b) pemzové tufy, c) chaotické brekcie pyroklastických prúdov, 7 – epiklastické horniny, a) epiklastické vulkanické brekcie, b) epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce,

II. výplň štiavnickej kaldery (vrchný bádén – spodný sarmat), 8 – a) produkty vulkanizmu biotiticko-amfibolických andezitov (lávové prúdy, extrúzie, pemzové tufy, vulkanoklastiká) studenská formácia, b) kalderový zlom, 9 – a) pieskovce a siltovce s lignitmi, b) lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu červenostudnianske súvrstvie, intruzívne komplexy, 10 – subvulkanický intruzívny komplex, a) granodiorit, b) diorit, 11 – ložné intrúzie kremíto-dioritových porfýrov,

III. spodná stratovulkanická stavba (bádén), 12 – spodná stratovulkanická stavba vcelku (nečlenená), 13 – a) extrúzia, b) podpovrchové intrúzie, predvulkanické podložie, 14 – a) mezozoické horniny (vápence, dolomity), b) kryštalínium.

Tieto boli objavené a využívané už starými Keltmi a Rimanmi. Bohatstvo drahokovových rudných žíl sa stalo základom stredovekého baníctva, ktoré prispelo k sláve a rozkvetu mesta Banskej Štiavnice, rozvoju baníckych techník, ako aj montanisticko-mineralogických a geologických

vied na Baníckej akadémii, založenej v roku 1762.

V závere exkurzie po náučnom chodníku vás pozývame na návštevu skanzenu, kde sa v prírodnom prostredí nachádza expozícia o geologickom vývoji Slovenska, doložená

exponátmi hornín. Horniny spodnej stratovulkanickej stavby, ktoré boli prostredím vzniku rudných žíl dobývaných v období stredoveku až počiatkov novoveku, vás budú sprevádzať aj počas návštevy podzemných priestorov pri prezeraní banských dobývok z minulých storočí.

## Geotop č. 6

### Šobov

#### sekundárne kvarcitty

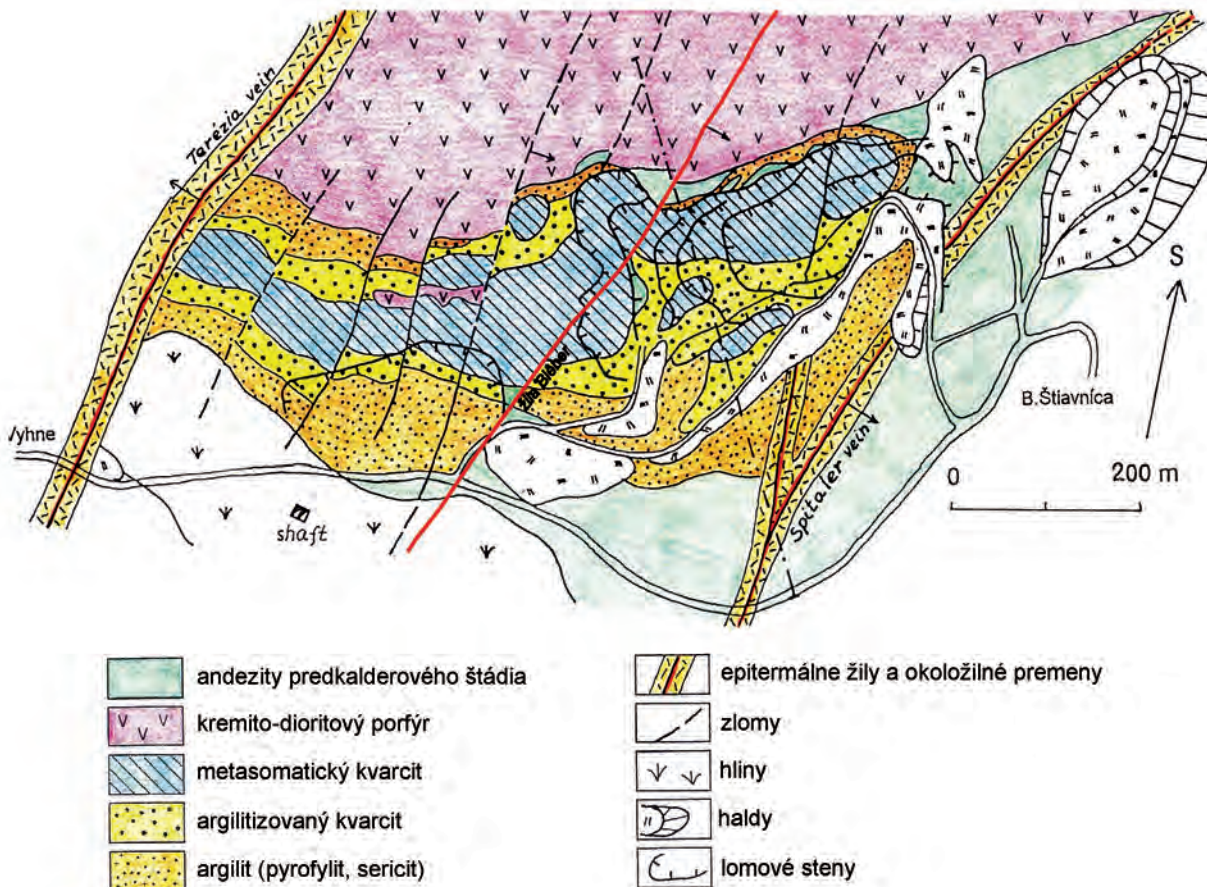
Hydrotermálny systém Šobova, severne od Banskej Štiavnice (obr. 1.), je najstarší prejav hydrotermálnych procesov v centrálnej zóne Štiavnickeho stratovulkánu.

Jeho vývoj vyvolalo umiestnenie intruzívneho telesa dioritu (obr. 2.) s následným únikom magmatických plynov –  $\text{SO}_2$ , Cl a  $\text{CO}_2$ . Tie spôsobili pri kondenzácii v podzemných vodách nadložného andezitového komplexu vznik silných kyselín a  $\text{H}_2\text{S}$  (vystupovanie síry vo forme oxidu zaraďuje tento systém k takzvanému vysokosulfidačnému typu – obr. 3.). Kyseliny reagovali s andezitmi a premieňali ich na argility (odnos Fe, Mg, Ca, Na a K za vzniku ílových minerálov, najmä pyrofylitu –

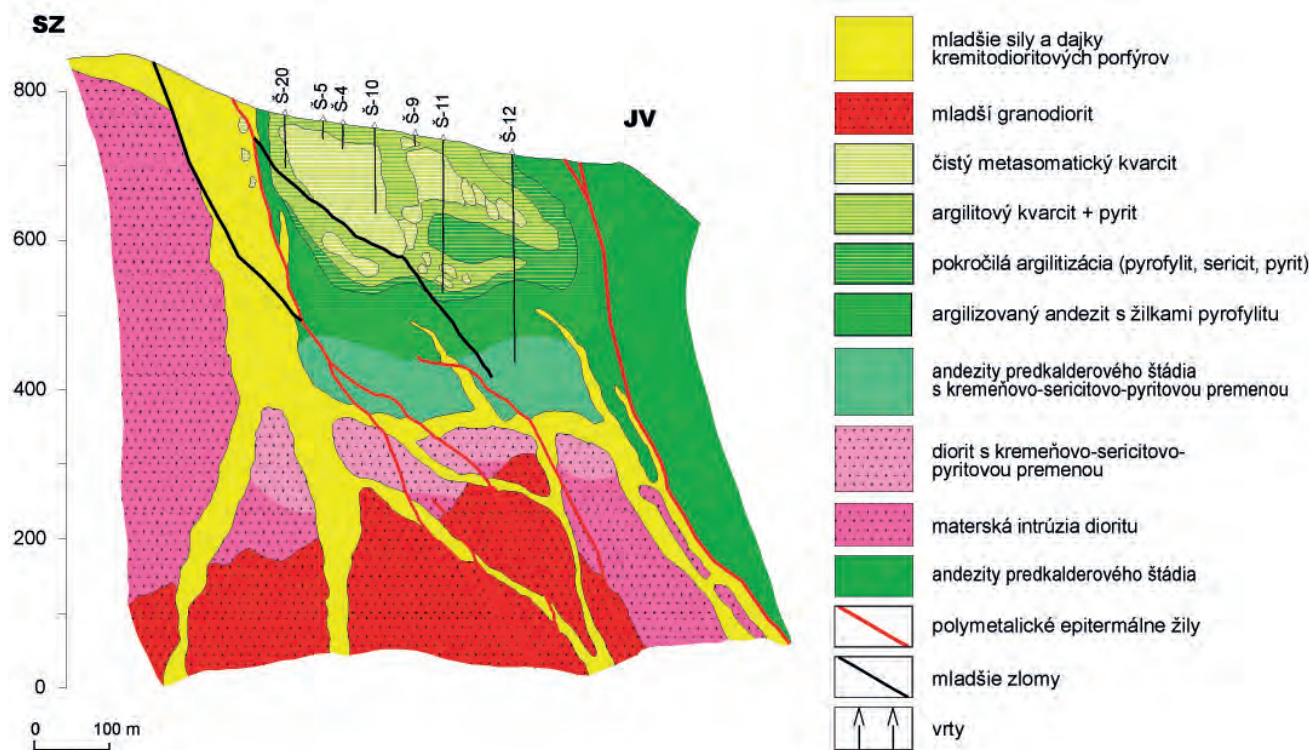


$\text{Al}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ ), respektíve v centre systému až na kvarcitty (aj odnos Al a prínos  $\text{SiO}_2$  – Mikrofoto 14). Reakcia  $\text{H}_2\text{S}$  s uvoľneným Fe na pyrit ( $\text{FeS}_2$ )

bola príčinou intenzívnej pyritizácie v okrajových častiach hydrotermálneho systému.



Obr. 1. Schéma vysokosulfidačného hydrotermálneho systému Šobov (J. Štohl a kol., 2000).



Obr. 2. Rez vysokosulfidačným hydrotermálnym systémom Šobov (J. Štohl a kol., 2000).

Hydrotermálny systém je v súčasnosti tvorený rozsiahlym kameňolomom (foto 1.), v priestore ktorého možno nájsť kryštály holubníkového kremeňa (foto 2.). Kvarcit v jeho centrálnej časti sa ťažil v Banskej Belej ako surovina na výrobu dinasových tehál, ktoré sa využívali ako ohňovzdorná výstelka vysokých pecí.

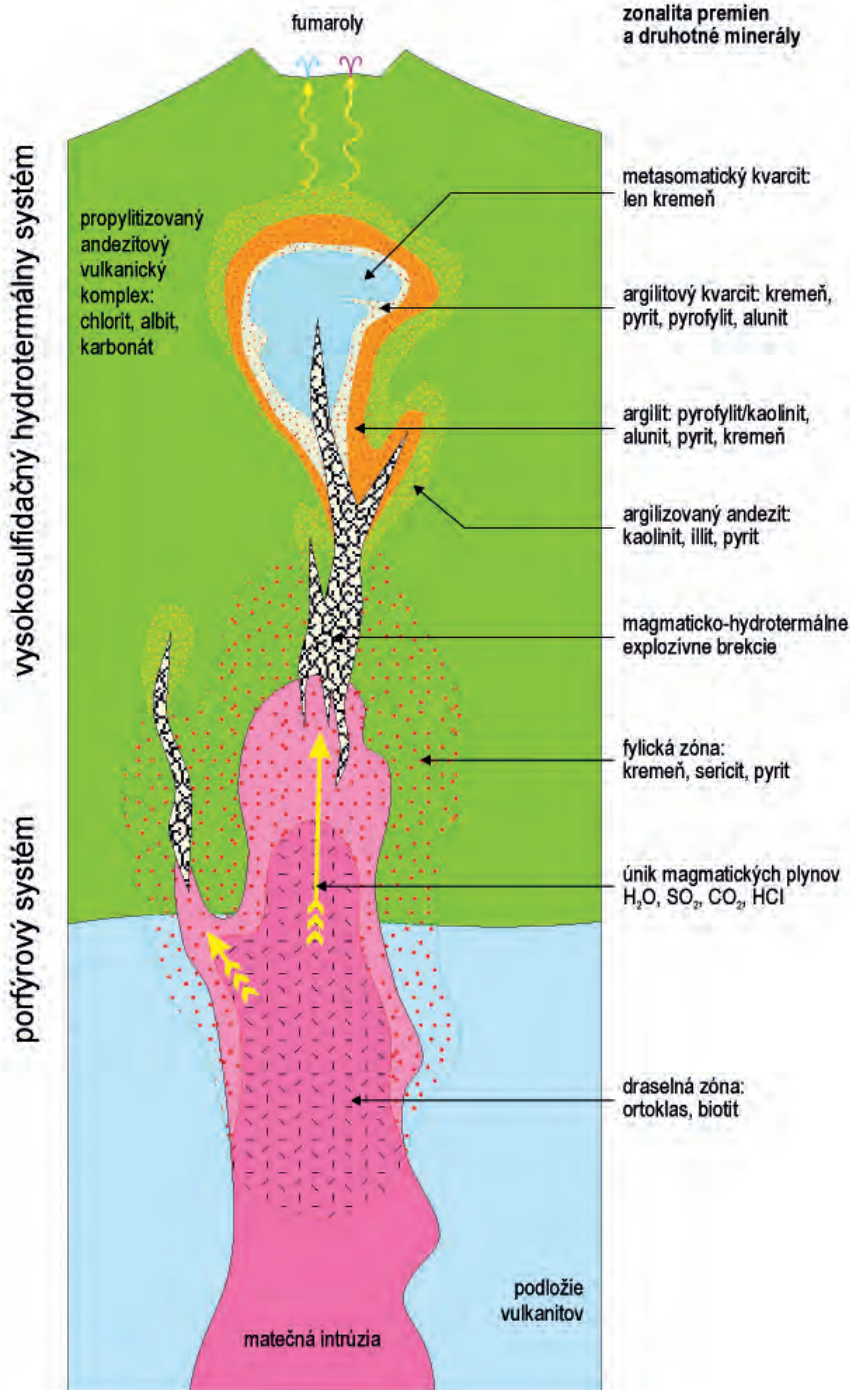


Foto 2. Detail menších kryštálov holubníkového kremeňa (© P. Pachinger).



Foto 1. Kameňolom Šobov (© V. Konečný).

Kvalitný čistý kvarcit v strede kameňolomu bol objektom ťažby. Kvarcity s pyritom v okrajovej časti telesa kvarcitu, limonitom sfarbené do hrdzava, prechádzajú na vonkajšej strane do sivých až vybielených pyrofylitových argilitov s pyritom (sivú farbu spôsobuje vtrúsený jemnozrnný pyrit, ktorého je až 30 %). Vybielené zóny sú dôsledkom oxidácie pyritu na kyselinu sírovú pri zvetrávaní a odnose železa vo forme síranu.



Obr. 3. Schéma vysokosulfidačného hydrotermálneho systému a jeho vzťah k materskej intrúzii a porfýrovému systému v hlbšej úrovni (J. Lexa, 2005).

## Geotop č. 7 Štamberg, Banská Belá sekundárne kvarcitty

Na tejto lokalite č. 10 sa v opustenom lome stretávame s telesom sekundárnych kvarcítov. V minulosti boli sekundárne kvarcitty ťažené ako surovina pre výrobu ohňovzdorných dinasových tehál v blízkom priemyselnom závode.

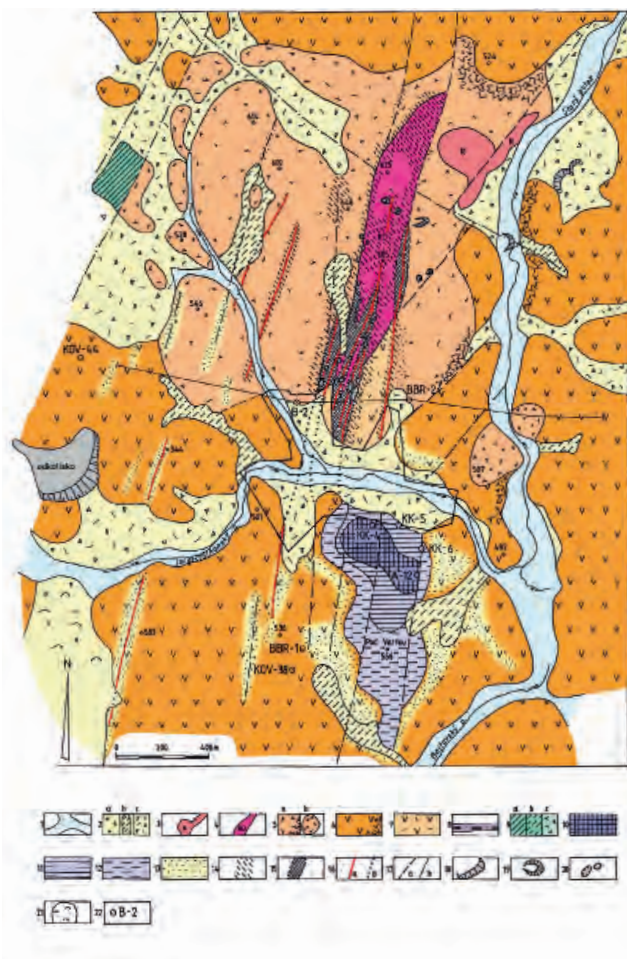
Teleso sekundárnych kvarcítov vystupuje na severnom svahu výrazného chrbta Pod Vartou (kóta 556 – 548). Geologickým mapovaním, s použitím geofyzikálnych metód a krátkych vrtov, bolo vymedzené teleso tvorené prevažne masívnym kvarcitom (obr. 1.).

Na severnom a južnom okraji prechádza teleso sekundárnych kvarcítov do pásma kvarcítov s argilitmi a ďalej v smere k okrajom až do pásma argilitov s kvarcitmi. Okolité horninové prostredie tvoria biotiticko-amfibolické andezity v rôznej miere postihnuté argilitizáciou.

Vrt A-12 hlboký 93 m, situovaný v okrajovej časti kvarcítového telesa poskytol predstavu o jeho vertikálnom rozmere (obr. 2.).

Vo vrchnej časti preniká do hĺbky 9,2 m vrt cez polohu argilitov. Nižšie do hĺbky 27,5 m prechádza cez teleso sekundárneho kvarcitu tvorené jemnozrnným až kryptokryštalickým kremeňom, ktorý nadobúda miestami brekciovitú textúru (32,0 m). Relikty po tmavých mineráloch (amfibol, biotit) sú vyplňované pyritom, ktorý tvorí tiež hniezda a šmuhovité útvary.

Vrt prechádza od hĺbky 32,0 m do konečnej hĺbky 93,0 m cez argilitizovaný biotiticko-amfibolický andezit. Pôvodné výrastlice tmavých minerálov sú nahrádzané pyritom. Plagioklas a základná hmota sú nahrádzané zmesou kaolinitu, kremeňa, pyritu a sericitu.



Obr. 1. Geologická mapa okolia Banskej Belej (J. Lexa, J. Štohl, A. Brlay, 1989):

**Kvartér:**

1 – fluvialne (riečne) sedimenty, piesky, štrky, piesčité hliny, 2 – deluvialne sedimenty: a) ílovité svahové liny, b) deluvialno-fluvialne splachové hliny a piesčité hliny, c) svahové hliny, kamenito-hlinité a kamenité sutiny.

**Neogén:**

3 – ryolit (dajka – extrúzia), 4 – dacit (ryodacit).

**Výplň kaldery (studenská formácia):**

5 – biotiticko-amfibolický andezitový porfýr (± kremeň): a) ložná intrúzia (lakolit), b) prienik (protrúzia), 6 – biotiticko-amfibolické andezity a vulkanoklastické horniny (nečlenené), pri okrajoch telies lávové brekcie, 7 – intenzívne hydrotermálne premenené horniny (nejasného pôvodu), 8 – sedimenty červenostudnianskeho súvrstvia na báze výplne kaldery (epiklastické vulkanické pieskovce s polohami siltovcov a lignitov, tufy, tuftické sedimenty (len v reze).

**Spodná stratovulkanická stavba:**

9 – a) pyroxenický andezit, b) nečlenený komplex spodnej stavby (v reze), c) amfibolicko-hyperstenický andezitový porfýr s biotitom (± kremeň, ± granát) – typ Myšia hora (v reze).

**Hydrotermálne premeny a rudné žily:**

10 – sekundárne kvarcify, 11 – sekundárne kvarcify s argilitmi, 12 – argility so sekundárnym kvarcitom, 13 – argility, argilitizované andezity, 14 – prejavy adularizácie (draselná metasomatóza), 15 – silicifikácia s adulárom v okolí rudných žíl, 16 – a) rudná žila, b) predpokladaný priebeh rudnej žily pod kvartérom.

**Všeobecné vysvetlivky:**

17 – a) zlom, b) predpokladaný priebeh zlomu pod kvartérom, 18 – násypy, hrádze, 19 – halda, 20 – pingy, 21 – zosuvy, 22 – štôlne, 23 – šachty, 24 – vrty.

Sekundárne kvarcify sú výsledkom metasomatických procesov, pri ktorých sú pôvodné horninové minerály a základná hmota biotiticko-amfibolického andezitu postupne nahrádzané sekundárnymi minerálmi. Z ílových minerálov prevláda kaolinit (tvorí 30 – 55 %), prítomný je minerál so zmiešanou štruktúrou typu illit – smektit a sericit.

Opísané premeny poukazujú na kyslý charakter roztokov, ktoré vyvolali metasomatické premeny. Najvýraznejší rozklad a vylúhovanie s odnosom alkálií je zaznamenaný vo vrte A-12 v úseku 9,2 – 27,5 m tvorenom prevažne agregátmi drobných zŕn kremeňa.

V porovnaní s vysoko termálnymi okolo žilnými premenami s minerálnou asociáciou ílových minerálov so zmiešanými štruktúrami (sericitom – pyrofylitom – pyritom a ± kaolinitom) sa nízkotermálna minerálna asociácia kvarcitého telesa Pod Vartou vyznačuje vyšším zastúpením kaolinitu.

Pri vzniku telesa sekundárneho kvarcitu lokality Pod Vartou a hydrotermálno-metasomatických premien s ním spätých sa predpokladá prítomnosť dioritovej intrúzie (dioritový porfýr) vo väčšej hĺbke, ktorá tieto premeny vyvolala (obr. 3.).

Sekundárne kvarcify v lomovej stene (obr. 4.) sú pestrofarebné (žlté, biele a škvrnité v dôsledku hnedých až hnedo-červených limonitových zátekov).

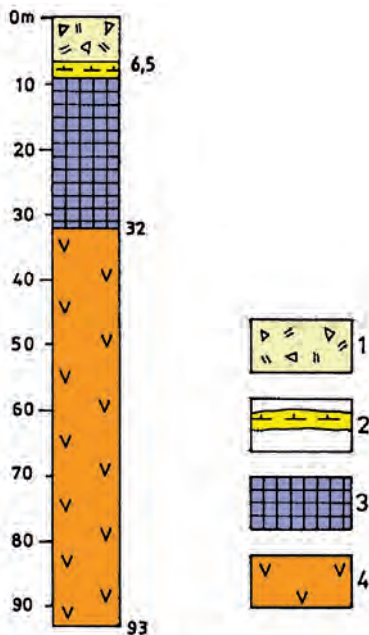


Obr. 4. Opustený lom na SV svahu k. 548 Pod Vartou v sekundárnych kvarcitoch (© V. Konečný).

Kvarcity sú prevažne masívne, miestami pórovité s náznakmi brekciovitej textúry. Lokálne sa v hornine vyskytujú menšie aj väčšie dutiny sčasti vyplnené žltohnedými ílovitými hlinami. Odľučnosť kvarцитов je hrubobloková až hrubostĺpcová (so subvertikálnou orientáciou) prípadne až hrubodoskovitá podľa plôch 310 NW/50° (pri pravom okraji lomovej steny). V dutinách boli nájdené pekné drúzy kryštálov kremeňa.

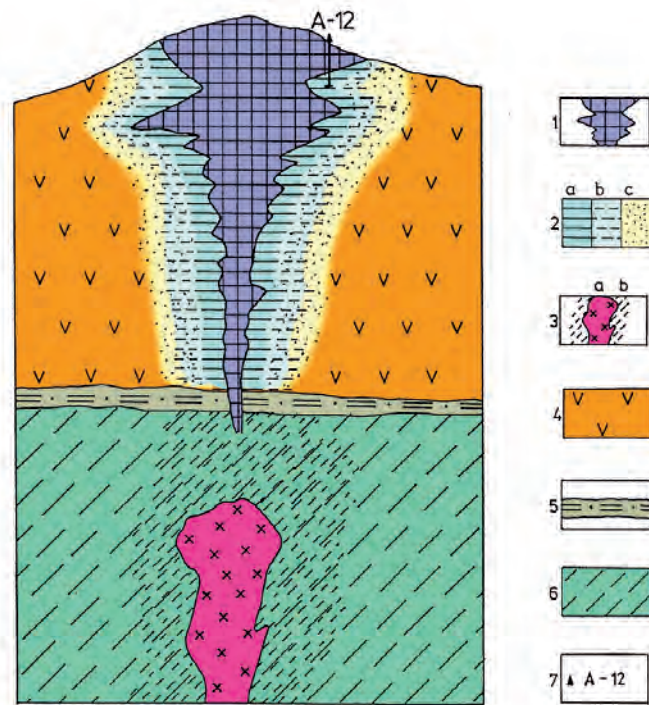
Ďalšie lomy v telese sekundárneho kvarcitu sa nachádzajú na severnom a západnom svahu chrbta pod kótou 548 (južne od Banskej Belej). K lomu vedie vyznačený chodník. V lomovej stene sú odkryté sekundárne kvarcity s brekciovitou textúrou striedané úsekmi masívnejšieho kvarcitu s nepravidelne blokovou odľučnosťou.

Sekundárne kvarcity boli v minulosti ťažené pre výrobu dinasových tehál v závode v Banskej Belej. Neskôr bola táto surovina zabezpečovaná z ťažobného lomu pod Šobovom.



Obr. 2. Geologický profil vrtu A-12 (A. Brlay a kol., 1989):

1 – kamenité hliny, 2 – argility (íly), 3 – sekundárny kvarcít, 4 – biotiticko-amfibolické andezity hydrotermálne premenené.



Obr. 3. Schematický rez s predpokladanou zdrojovou intrúziou (J. Smolka a kol., 2005):

1 – sekundárne kvarcity,  
 2 – hydrotermálne premeny okolitých hornín: a) prekremenenie (silicifikácia), b) prekremenenie a argilitizácia, c) argilitizácia,  
 3 – a) predpokladaná zdrojová intrúzia (andezitový až dioritový porfýr), b) pásmo vysokotermálnej premeny (biotitizácia, aktinolitizácia),  
 4 – výplň kaldery – biotiticko-amfibolické andezity a vulkanoklastiká (nečlenené),  
 5 – sedimenty červenostudnianského súvrstvia na báze výplne kaldery (epiklastické vulkanické pieskovce s polohami siltovcov a lignitov),  
 6 – horniny spodnej stratovulkanickej stavby (lávové prúdy a vulkanoklastiká nečlenené),  
 7 – vrt A-12.



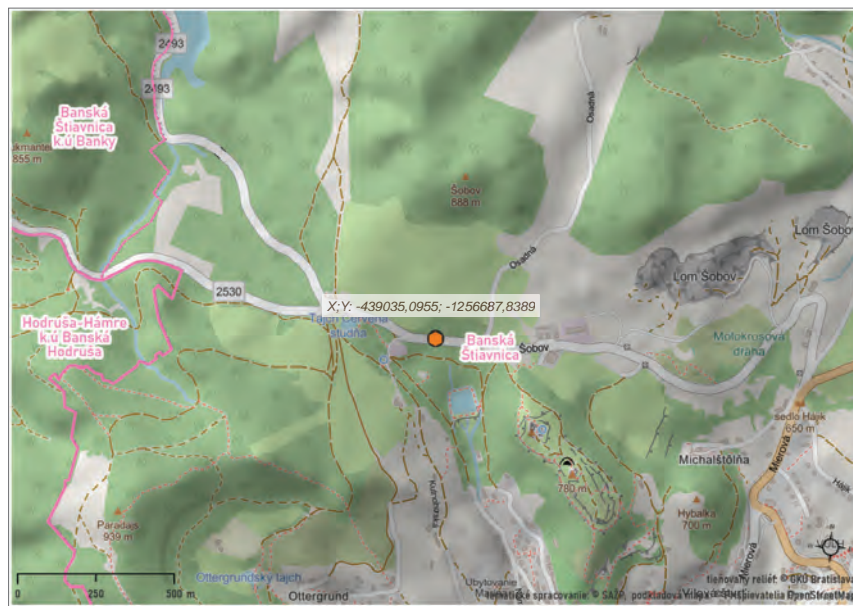
## Geotop č. 8 Pri Červenej studni železité brekcie

Na tejto lokalite sú železité brekcie, ktoré sú výsledkom aktivity horúcich prameňov v období poklesov štiavnickej kaldery.

Pokles štiavnickej kaldery tak zásadným spôsobom zmenil spôsob cirkulácie meteorických vôd, magmatických fluidá a hydroterm (obr. 1).

Chladné meteorické vody infiltrovali v okrajových častiach kaldery, v hĺbke sa zahrievali a miešali s magmatickými fluidami unikajúcimi z magmatického kozuba a následne vystupovali na povrch vo forme hydroterm. Hydrotermy v podpovrchovej úrovni uložili drahokovové rudy (ložisko zlata Hodruša) a v miestach ich výveru na povrch vytvorili systém horúcich prameňov. Ako takéto pramene vyzerali v období aktivity, približuje foto 1.

Mineralizácia vystupuje v prostredí vulkanicko-sedimentárnych hornín takzvanej štiavnickej panvičky na báze výplne kaldery a zasahuje aj do podložných andezitov predkalderového štádia (obr. 2).



Biotiticko-amfibolické andezity kóty Šobov mineralizáciu prekrývajú (sú mladšie). Mineralizácia sa prejavuje plošne rozsiahlou premenou na ílové minerály a silicity, ktoré vystupujú v širšom okolí lokality vo forme vybielených, žltých či hnedých zvetranín s prevládajúcim kaolinitom a úlomkami silicitov (nepravidelné bloky a úlomky kremičitých hornín).

Premeny sú výsledkom interakcie pôvodných hornín s horúcimi kyslími roztokmi v dôsledku oxidácie

$H_2S$  obsiahnutého v hydrotermách vzdušným kyslíkom na kyselinu sírovú. Pod zónou oxidácie majú hydrotermy neutrálne zloženie a charakteristický ílový minerál je smektit (montmorillonit).  $H_2S$  obsiahnutý v hydrotermách reaguje so železom v pôvodných horninách za vzniku vtrúseného pyritu ( $FeS_2$ ; foto 2).

### Limonitové železité brekcie – gosan

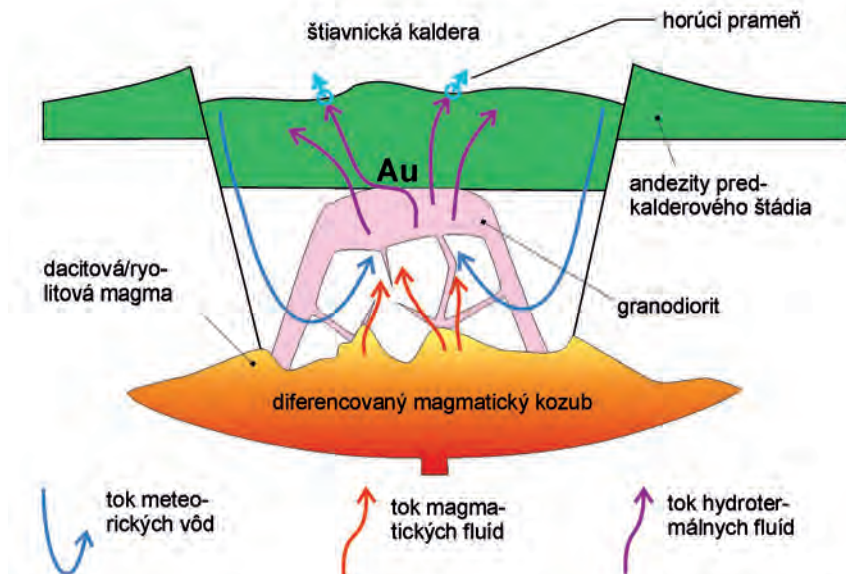
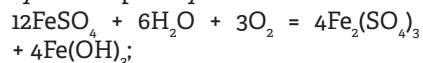
Na tomto mieste sú staré dobývky železnej rudy s nízkou kvalitou. Železnú rudu predstavujú limonitové alebo limonitom tmelené železité brekcie (foto 3., 4.), ktoré sú výsledkom oxidácie a zvetrávania intenzívne pyritizovaných hornín. Takéto akumulácie limonitu v oxidačnej zóne sulfidických ložísk sa nazývajú aj železné klobúky, respektíve gosany. V minulosti boli jedným z hlavných zdrojov ľahko spracovateľnej železnej rudy.

Oxidáciu pyritu na limonit a kyselinu sírovú je možné vyjadriť sústavou troch chemických reakcií:

1. pyrit reaguje s okysličenou zrážkovou vodou na síran železnatý a kyselinu sírovú:

$$2FeS_2 + 7O_2 + H_2O = 2FeSO_4 + 2H_2SO_4;$$

2. síran železnatý reaguje s okysličenou zrážkovou vodou na síran železitý a nerozpustný limonit:

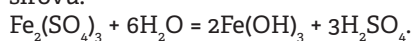


Obr. 1. Schéma toku fluid (vôd) v Štiavnickej stratovulkáne v období poklesu kaldery (P. Koděra a kol., 2005).



Foto 1. Horúce pramene a gejzíry v yellowstonskej kaldere. Yellowstonský národný park, USA (© V. Konečný).

3. síran železitý reaguje s vodou na nerozpustný limonit a kyselinu sírovú:



Uvoľňovaná kyselina sírová lúhuje pôvodnú horninu a premieňa ju na kremeneň a kaolinit. Finálnym výsledkom oxidácie sú teda úlomky silícitov s kaolinitom.

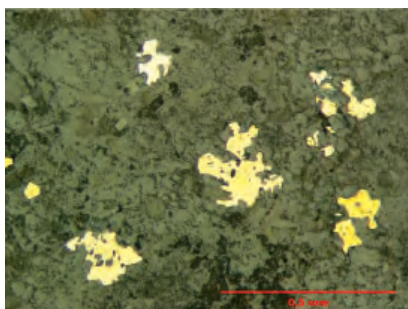


Foto 2. Rozptýlený pyrit v premenenej hornine. Mikrofotografia v odrazenom svetle (© ŠGÚDŠ).

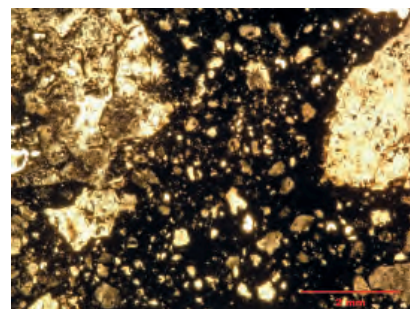
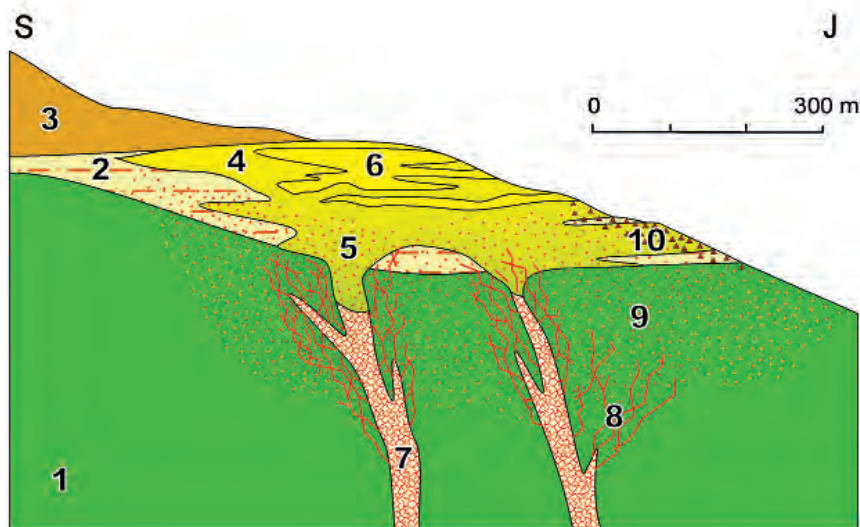


Foto 3. Limonitová brekcia – tmavý limonit tmelí úlomky silicifikovaných a argilitizovaných hornín. Mikrofotografia v prechádzajúcom svetle (© ŠGÚDŠ).



Obr. 2. Schéma mineralizácie typu horúcich prameňov na Červenej studni (J. Lexa, 2005):

1 – propylitizované andezity predkalderového štádia, 2 – epiklastické vulkanické, pieskovce a ílovcy, 3 – biotiticko-amfibolický andezit, 4 – argility s kaolinitom, 5 – argility s montmorillonitom a pyritom, 6 – silicity a opality, 7 – hydrotermálne-explozívne brekcie a epitermálne žily, 8 – sieť nepravidelných žíliet, 9 – rozptýlená pyritizácia, 10 – limonitové brekcie gosanu.



Foto 4. Vybrané kusy limonitovej železitej brekcie so zreteľnou brekciovitou textúrou – skladba horniny z nepravidelných ostroranných úlomkov (© ŠGÚDŠ).

## Geotop č. 9

## Jergišťôľňa

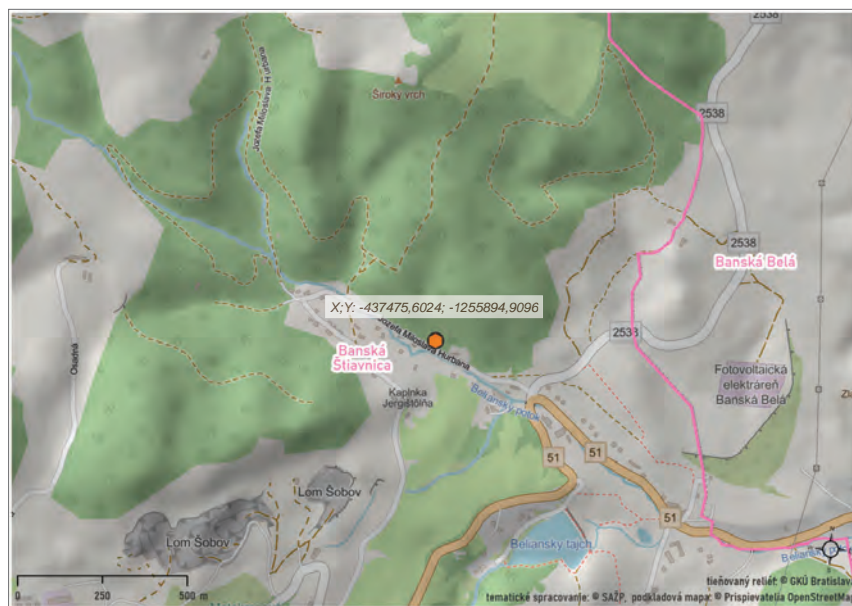
## dajka kremito-dioritového porfýru

V opustenom lome v blízkosti Jergišťôľne (Juraj štôľňa) je odkryté intruzívne teleso kremito-dioritového porfýru, prenikajúce cez spodnú stratovulkanickú stavbu v podobe dajky (obr. 1.).

Dajka je súčasťou intruzívneho komplexu Banisko (názov je odvodený od typovej lokality pri obci Banisko-Kopanice). Intruzívny komplex zahŕňa okrem dajok tiež formy ložného typu, sily a lakolity (obr. 2.).

Denudačným zrezom boli v oblasti hodruško-štiavnickej hraste odkryté ložné, ako aj dajkové telesá kremito-dioritových porfýrov. V centrálnej časti hraste prevládajú ložné intrúzie v podobe sillov a lakolitov, ktoré prenikajú pri rozhraní medzi vulkanickým komplexom a horninami podložia, ako aj v rámci spodnej stratovulkanickej stavby. Ložné intrúzie s plochou niekoľko km<sup>2</sup> dosahujú hrúbku až 100 m. Vyznačujú sa zrnitým vývojom základnej hmoty. Zrornosť základnej hmoty je výraznejšia s narastajúcou hĺbkou umiestnenia intrúzií.

**Dajky** vystupujú ako individuálne telesá, častejšie však tvoria dajkové roje. Šírka dajok kolíše od niekoľko metrov do 100 m, dĺžka od niekoľko desiatok metrov do 1,5 km. Jednotlivé dajky a dajkové roje sú orientované prednostne v smere SSV-JJZ, v menšej miere v smere S-J až SSZ-JJV. Úklon dajok je prevažne v smere od centrálneho bloku.



Dajky v niektorých prípadoch prenikajú ložnými intrúziami, čo poukazuje na ich relatívne mladší vek vzhľadom k telesám ložných intrúzií.

Vznik dajok a ložných intrúzií kremito-dioritových porfýrov spadá do obdobia formovania kaldery (V. Konečný, 1970) a spája sa s poklesmi odlúčených pod povrchových blokov do vrchných úrovní magmatického rezervoáru. Pri odlúčení a poklese bloku (obr. 3.) vzniká nad jeho vrchným okrajom voľný priestor, ktorý následne vyplní vystupujúca magma. Po jej utužnutí a kryštalizácii vzniká teleso ložného typu – **sill** alebo **lakolit**. Naproti tomu, magma vystupujúca po zlomoch pri okrajoch centrálneho bloku tuhne a kryštalizuje v podobe **dajok**.

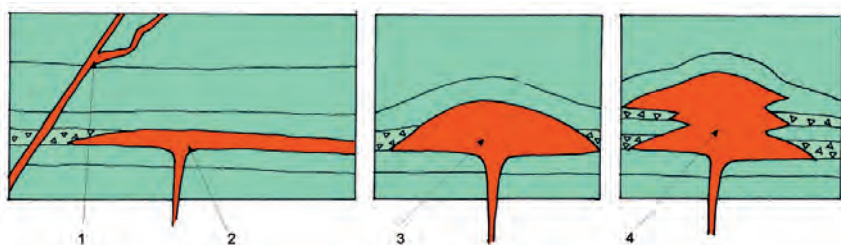
#### Dajka kremito-dioritového porfýru v lome pri Jergišťôľni – zloženie a textúry

Hornina je hruboporfyrická, tmavo-

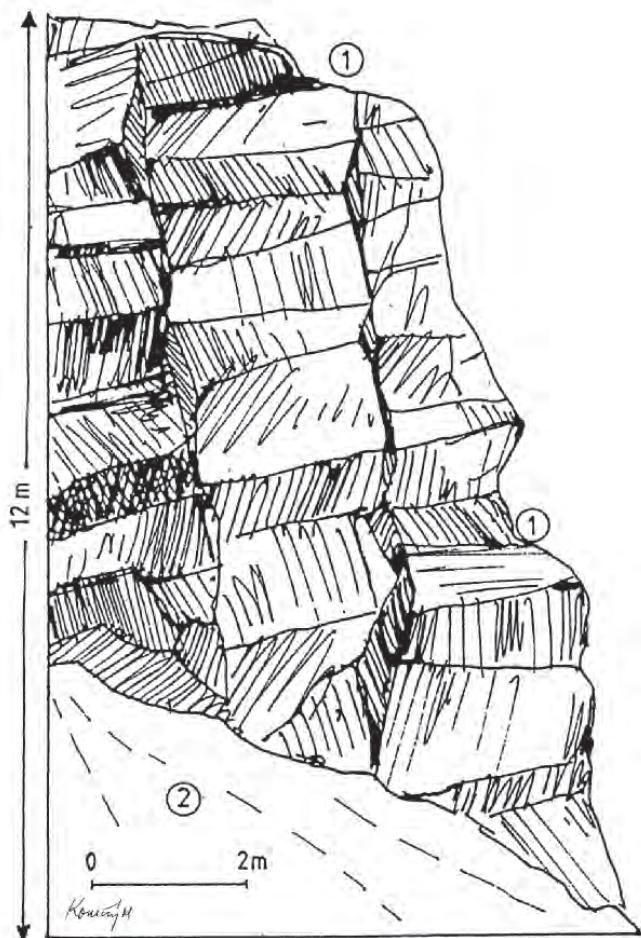
zelenej farby (propylitizovaná). Výrastlice tvorí plagioklas do 4 – 6 mm, amfibol do 5 – 6 mm, biotit do 4 – 5 mm. Ojedinelé sú zrná kremeňa. Základná hmota je zložená z nepravidelných (alotriomorfných) drobných zŕn kremeňa a draselných živcov, ktoré prevládajú nad zrnami plagioklasu, amfibolu a biotitu. Tmavé výrastlice a zrná v základnej hmote sú sčasti chloritizované, živce sú sericitizované.

Odlučnosť je hrubobloková až hrubostĺpcová (obr. 1.), orientovaná zhruba kolmo na priebeh dajkového telesa. Stĺpcová odlučnosť tohto typu vzniká pri chladnutí a kryštalizácii magmatického telesa. V dôsledku zmenšovania objemu telesa dochádza pri jeho kryštalizácii k vnútorným napätiam, ktoré sa vyrovnávajú vznikom siete pravidelných puklín vymedzujúcich jednotlivé stĺpce – **vzniká stĺpcová odlučnosť**. Orientovaná stĺpcová odlučnosť je kolmá na okraje chladnutia dajkového telesa (kolmo na steny pri okraji dajok).

Celková dĺžka dajky dosahuje 1,5 km pri maximálnej šírke do 120 m.



Obr. 2. Formy intruzívnych telies (J. Smolka a kol., 2005).

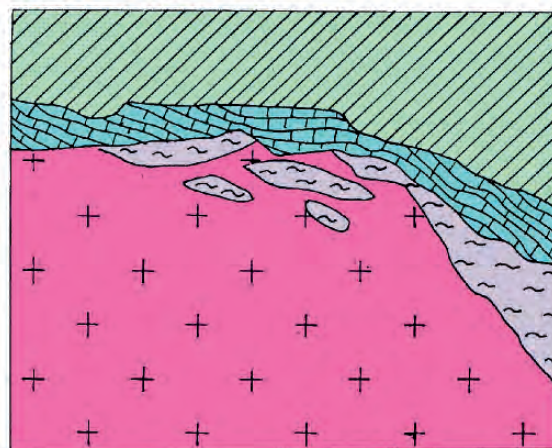
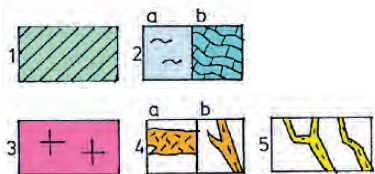


Obr. 1. Opustený lom pri Jergišťôlni. Dajka kremito-dioritového porfýru (J. Smolka a kol., 2005):

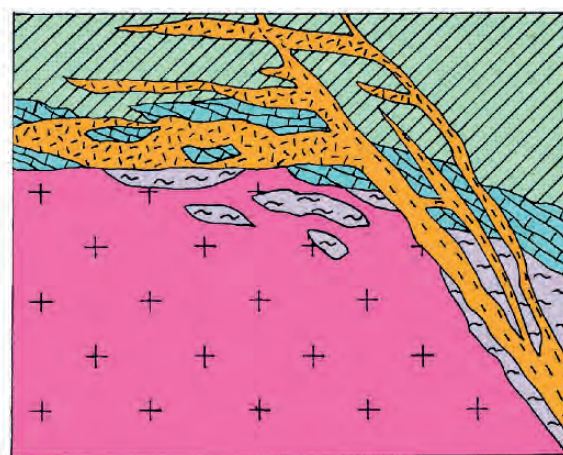
- 1 – kremito-dioritový porfýr s hrubostŕpcovou odlučnosťou,
- 2 – sutina.

Obr. 3. Schéma vzniku intruzívneho komplexu kremito-dioritových porfýrov (J. Smolka a kol., 2005):

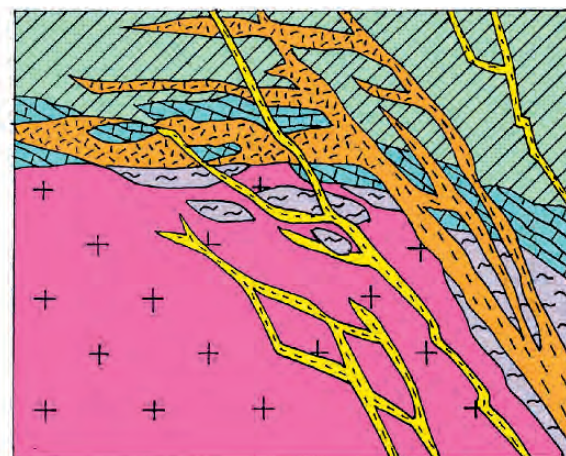
- 1 – andezitový komplex spodnej stavby,
- 2 – predvulkanické podložie:
  - a) kryštalinikum,
  - b) sedimenty mezozoika,
- 3 – granodiorit,
- 4 – intruzívny komplex kremito-dioritových porfýrov Banisko:
  - a) ložná intrúzia (sill),
  - b) dajka,
- 5 – dajky kremito-dioritových porfýrov mladšej generácie.



A – Situácia pred vznikom komplexu kremito-dioritových porfýrov. Granodioritová intrúzia pri svojom umiestnení deštruovala horniny kryštalinika a mezozoika v jej nadloží.



B – Pokles bloku sprevádza výstup magmy a jej umiestnenie v uvoľnenom priestore poklesnutého bloku v podobe sillov kremito-dioritových porfýrov. Po zlomoch pri okrajoch klesajúceho bloku vystupujú dajkové telesá.



C – Pokračujúci pokles bloku sprevádzaný vznikom zlomov využívaných pri výstupe dajok kremito-dioritových porfýrov mladšej generácie.

## Geotop č. 10

**Kysihýbel'**

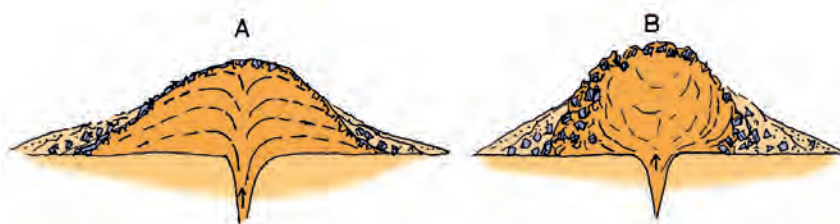
*dextrúzia amfibol biotitického andezitu vo výplni kaldery*

Andezit bol v minulosti v opustenom lome na južnom svahu pod kótou 674 (obr. 1.) ťažený pre dekoračné účely najmä pre jeho ružovo-červené sfarbenie.

Na tomto mieste si však povieme viac o niektorých formách lávových telies vo výplni štiavnickej kaldery.

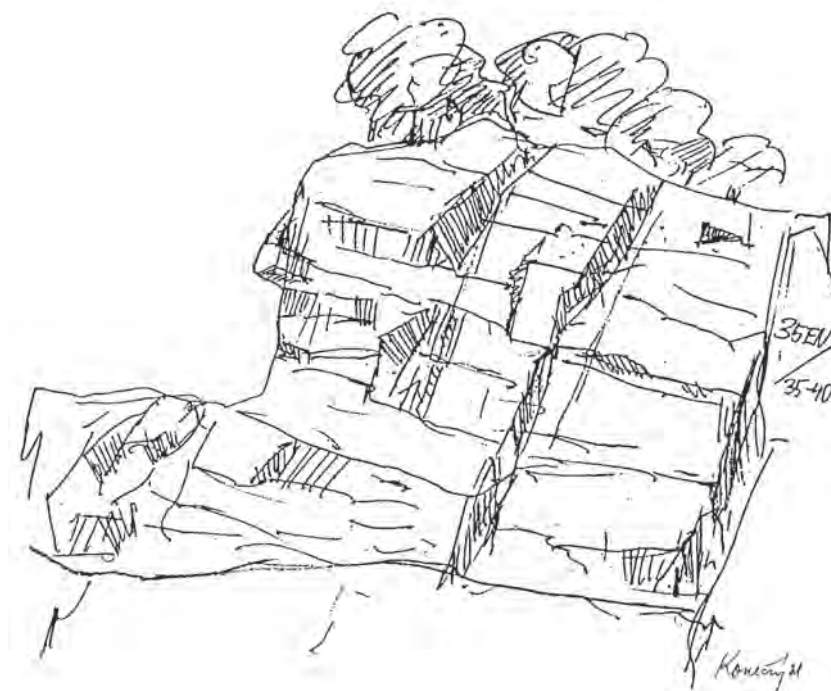
Silne viskózne lávy (s obmedzenou schopnosťou tečenia) sa hromadia nad prírodným ústím a vytvárajú telesá kupolovitého, resp. dómatického tvaru. Tieto formy sú označované všeobecným termínom ako *extruzívne dómy* (obr. 2. A, B).

Rast týchto telies sa odohráva v priebehu jednotlivých etapovitých výstupov viskózne lávy prerušovaných obdobiami chladnutia s vytváraním polopevnej až pevnej povrchovej kôry.



Obr. 2. Formy extruzívnych dómov (J. Smolka a kol., 2005):

A – exogénny extruzívny dóm, B – endogénny extruzívny dóm, kumulodóm.



Obr. 1. Amfibolicko-biotitický andezit odkrytý v lome pod kótou 674 (© V. Konečný).

a) V prípade, že rast a zväčšovanie telesa sa odohráva výstupom lávy k jeho povrchu, uvedený typ odpovedá kategórii **exogénnych extruzívnych dómov** (obr. 2. A). Na vnútornom reze týchto telies (sčasti obnažených denudáciou) pozorujeme vejárovitý systém plôch fluidality (tečenia), ktoré reprezentujú smery pohybu vystupujúcej lávy.

b) Naproti tomu v prípade, že sa rast extruzívnych telies a zväčšovanie ich objemu v dôsledku prínosu čerstvej lávy odohrával rozpínaním (expanziou) v smere z vnútra k jeho okrajom, hovoríme o **endogénnych dómoch**. Tieto formy sa vyznačujú prevažne väčšími rozmermi. Priebeh plôch fluidality je spravidla pri okrajoch telies strmší než vo vnútornej časti (obr. 2.B). Formy tohto typu sa v odbornej vulkanologickej literatúre označujú tiež ako **kumulodómy**.

Na základe detailného terénneho výskumu a merania smeru a úklonu plôch fluidality (smery pohybu lávy), ktoré vykonali V. Konečný a L. Dublan (1969), boli v juhovýchodnej časti štiavnickej kaldery zistené telesá odpovedajúce formám typu kumulodómov (obr. 3).

Terénny výskum umožnil vymedzenie väčšieho počtu týchto telies vyznačujúcich sa často veľkými rozmermi. Priemery niektorých telies dosahujú 2 000 až 3 000 metrov. Plošný rozmer je zhruba eliptický až nepravidelný. Telesá sú vzájomne často vo veľmi komplikovaných priestorových vzťahoch. Ide o ich vzájomné prenikanie, postupné hromadenie a vzájomné prekrývanie podľa ich časovej následnosti. Z tohto dôvodu vymedzenie jednotlivých telies je veľmi obtiažne až nemožné. V tomto prípade hovoríme skupinách extruzívnych dómov alebo polygénnych dómov (obr. 4).

Na povrchu a pri okrajoch extruzívnych telies (exogénneho aj endogénneho typu) sa v dôsledku chladnutia a kryštalizácie vytvára polopevná až pevná kôra – *pancier*. Táto je v dôsledku nového prínosu lávy a následným zväčšením objemu telesa podrobená napätiu, pričom dochádza k jej lámaniu a rozpadu na úlomky. Tieto úlomky sú opäť cementované čerstvou lávou. Vzniká autoklastická brekcia.

Zistenie týchto autoklastických brekcií pri okrajoch telies typu kumulodómov pomáha geológom pri terénnom výskume k vzájomnému rozlíšeniu jednotlivých extruzívnych telies.



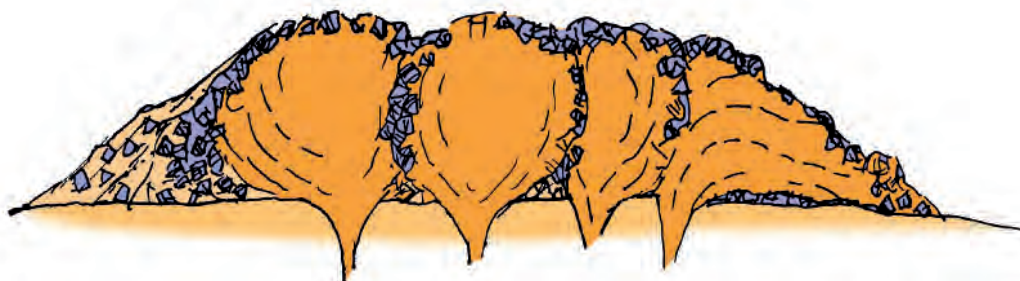
Obr. 3. Interpretatná schéma štruktúrnych prvkov extruzívnych dómov – kumulodómov (V. Konečný, L. Dublan, 1969):

1 – smer a úklon plôch fluidality, 2 – centrálné časti extruzívnych dómov (A, B, C, D), 3 – okrajové časti extruzívnych dómov, 4 – interpretácia priebehu plôch fluidality, 5 – lávové brekcie, 6 – epiklastické vulkanické brekcie, 7 – hranica rozšírenia lávových telies, 8 – miesto odberu vzorky na paleomagnetický výskum.

Andezit v opustenom dvojťažovom lome sa vyznačuje doskovitou odlučnosťou v smere plôch fluidality (35 EN/35 – 40° smer sklonu) a blokovou odlučnosťou podľa 280 W/70° a 140 SE/90° (smer sklonu).

Andezit je hruboporfyrický, výrastlice tvorí plagioklas (do veľkosti 3 – 4 mm), amfibol (do 3 – 4 mm) a zried-

kavejší biotit. Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická, je tvorená drobnými ihličkami plagioklasu, amfibolu a vulkanickým sklom.



Obr. 4. Skupinové extruzívne dómy (J. Smolka a kol., 2005).

## Geotop č. 11

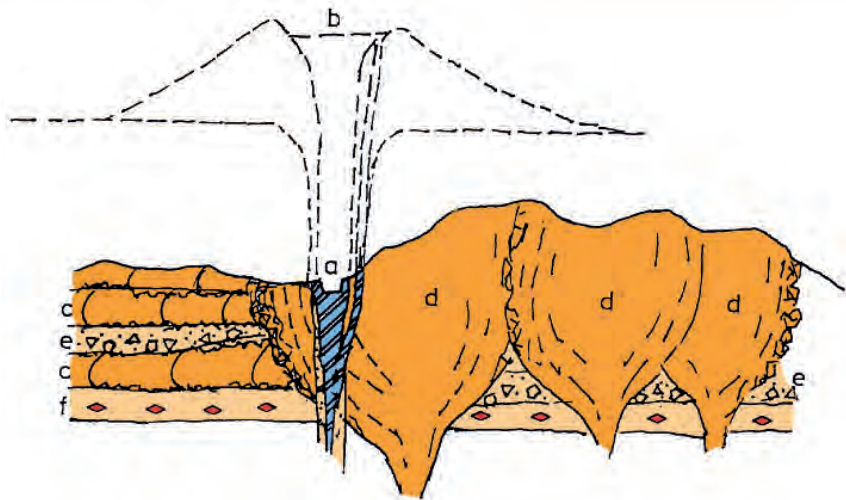
## Kysihýbel'

## bazaltový nek v záreze železničnej trate

Pri stavbe železničnej trate z Banskej Štiavnice do Hronskej Dúbravy došlo pri osade Kysihýbel' k náhodnému odkrytiu bazaltového telesa, ktoré predstavuje prívodový systém k povrchovému vulkánu – **bazaltový nek** (obr. 1.).

Po bazaltovom telese vrchu Kalvária, pri východnom okraji Banskej Štiavnice (s barokovým kostolíkom na vrchole), je to druhý zistený prívodový systém k predpokladanému povrchovému bazaltovému vulkánu. Povrchová stavba tohto vulkánu bola odstránená nasledujúcimi denudačnými procesmi. Erozívny zrez postúpil hlbšie pod úroveň vulkánu do prostredia hornín, ktoré tvoria výplň kaldery.

Okolité horninové prostredie, cez ktoré bazaltový nek preniká, predstavuje jedno z mnohých telies vo výplni štiavnickej kaldery, reprezentované biotiticko-amfibolickým andezitom *studenskej formácie*. Strmý priebeh textúr fluidality (vyznačuje sa striedaním svetlejších a tmavších pásov, v ktorých sú prednostne



Obr. 1. Bazaltový nek – vulkanický prívod k predpokladanému bazaltovému vulkánu (J. Smolka a kol., 2005):

a) bazaltový nek, b) predpokladaný povrchový vulkán, horniny vo výplni štiavnickej kaldery – produkty vulkanizmu biotiticko-amfibolických andezitov, c) lavový prúd, d) extrúzia – kumulódóm, e) epiklastická vulkanická brekcia, f) pemzové tufy.

orientované výrastlice plagioklasu a amfibolu) svedčia o výstupnom pohybe silne viskózne, teda málo pohyblivej lávy. Tieto textúry, ktoré môžeme pozorovať v stenách zárezu železničnej trate, napovedajú, že ide o teleso extruzívneho typu – **extruzívny dóm**.

Hornina je hrubo porfyrická, svetlosivá s výraznými výrastlicami plagioklasu, amfibolu, biotitu a zriedka

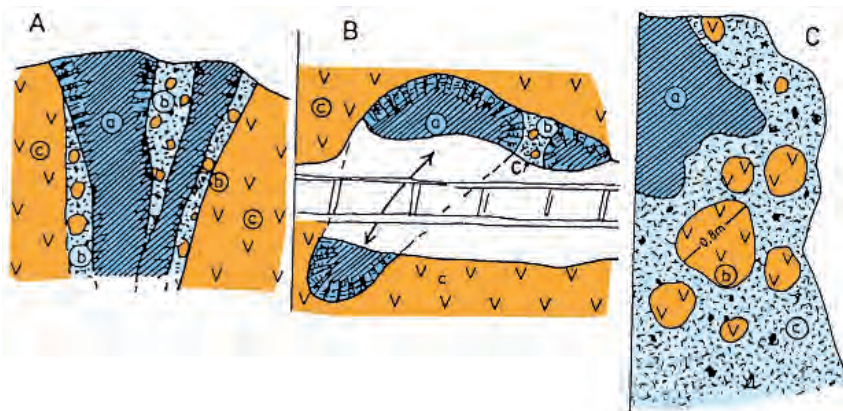
vejších pyroxénov. Základná hmota je mikrolitická, tvorená drobnými lištami plagioklasu a tmavých minerálov a vulkanickým sklom. Hornina pomerne rýchlo zvetráva a rozpadá sa.

Vďaka zárezu železničnej trate máme možnosť „nahliadnuť“ do vnútornej stavby, resp. vnútornej anatómie prívodového systému v podobe bazaltového neku. Bazaltová hornina sivočiernej farby je nápadne kontrastná voči okolitému biotiticko-amfibolickému andezitu, cez ktorý bazaltový nek preráža.

Bazaltový nek je zložený z dvoch telies. Väčšie teleso zhruba eliptického prierezu je orientované dlhším rozmerom v smere SV-JZ (obr. 2. A, B). Pri jeho juhovýchodnom okraji je ďalší menší bazaltový nek, oddelený od predchádzajúceho hlavného telesa bazaltovou brekciou (obr. 2. C).

Pri ľavom okraji hlavného bazaltového neku je výrazná stĺpcová odlučnosť, orientovaná kolmo na okolitú horninu biotiticko-amfibolického andezitu, ktorý predstavoval steny pôvodného prívodového kanála (obr. 3.).

Odlučnosť v podobe päťbokých až šesťbokých stĺpcov s kolmou orien-

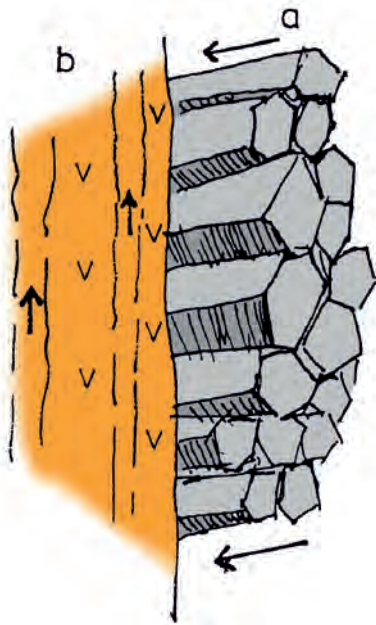


Obr. 2. Bazaltový nek odkrytý zárezom železnice pri osade Kysihýbel' (J. Smolka a kol., 2005):

A – bazaltový nek v profile, B – bazaltový nek v priereze. a) bazalt so stĺpcovou odlučnosťou, b) brekcia vo výplni diatrémy, c) pyroxenicko-biotiticko-amfibolický andezit, C – detail brekcie vo výplni diatrémy: a) bazalt, b) zaoblené bloky pyroxenicko-biotiticko-amfibolického andezitu pochádzajúce zo stien vulkanického prívodu, c) brekcia vo výplni diatrémy s úlomkami pórovitého bazaltu a tufovo-zrnným matrixom.

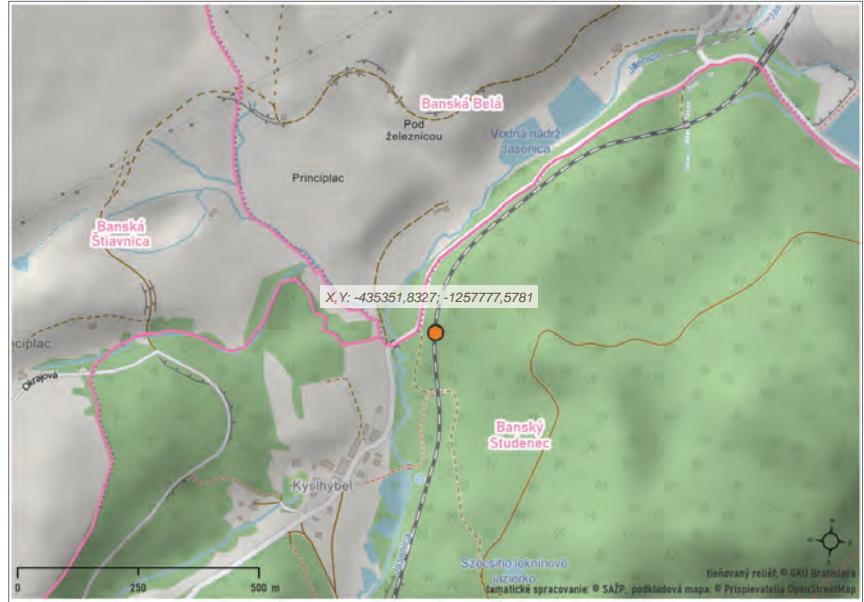
táciou na steny pôvodného kanála (kolmo na povrch chladnutia) sa vyvíja v procese tuhnutia a kryštalizácie magmatického telesa v pevnú bazaltovú horninu. Počas kryštalizácie lávového telesa sa zmenšuje jeho objem, čo vyvoláva vnútorné napätie (pnutia). Tieto napätia sa uvoľňujú vznikom plôch odlučnosti, ktoré v prípade ich orientácie v podobe pravidelnej siete dávajú vznik pravidelnej stĺpcovej odlučnosti. Orientácia stĺpcov je pritom kolmá na okolité steny kanála, ktoré predstavujú povrch ochladzovania magmatického telesa.

Bazaltovú brekciu, ktorá oddeľuje obidva bazaltové neky, tvoria fragmenty pórovitého bazaltu (od drobných útržkov okolo 1 cm až do veľkosti 5 – 10 cm) a zrnitá tufová masa (matrix) pozostávajúca z drobnejších útržkov bazaltu a úlomkov kryštálov plagioklasu, pyroxénov a olivínu. Brekcia tvorí výplň prívodového kanála k povrchovému vulkánu označovanom vo vulkanologickej terminológii ako **diatréma**.



Obr. 3. Schéma kolmej orientácie bazaltových stĺpcov na steny prívodového kanála (J. Smolka a kol., 2005):

a) bazaltové stĺpce, b) biotiticko-amfibolický andezit so strmým priebehom textúr fluidality.



V brekcii sú okrem bazaltového materiálu prítomné pomerne časté úlomky až bloky biotiticko-amfibolického andezitu dosahujúce veľkosti do 0,5 m a ojedinele až do 0,8 m. Bloky sú nápadné svojou zaoblenosťou (obr. 2. C).

Zloženie blokov odpovedá hornine, cez ktorú bazaltový nek preniká, to nepochybne znamená, že tieto bloky pochádzajú zo stien prívodného kanála. Ako však došlo k ich opracovaniu a zaobleniu až do takej miery?

Magma stúpajúca z veľkej hĺbky ku zemskému povrchu, bohatá na magmatické plyny, sleduje spravidla pásma tektonického porušenia pozdĺž zlomov a zlomových zón, prípadne ich križovanie ako cesty najmenšieho odporu. Po dosiahnutí určitej úrovne pod povrchom, v ktorej vnútorný tlak prevládne nad litostatickým tlakom vyvolaným váhou hornín, dôjde k náhlemu uvoľneniu plynnej fázy z magmatického stĺpca. Prúd vysoko stlačených plynov prudko expanduje k povrchu, pričom trhá a deštruuje horniny okolitých stien. Tieto úlomky až bloky transportuje na povrch, kde exploduje v podobe **freatickej erupcie** (obr. 4.).

Razantným výstupom stlačených plynov dôjde v tejto fáze erupcie k rozšíreniu prívodného kanála a vzniku lievikovitej depresie na povrchu. Úlomkový materiál, pozostá-

vajúci prevažne z úlomkov až blokov hornín odtrhnutých zo stien kanála, je sčasti navrstvený pri okrajoch lievikovitej depresie, sčasti padá späť do prívodového ústia.

V priebehu nasledujúcich výstupov magmy dochádza opäť k explozívne- mu uvoľneniu magmatických plynov v podpovrchovej úrovni. Uvoľnené magmatické plyny však so sebou strhávajú aj vrchnú časť magmy stúpajúcej v prívodovom kanále. Magma



Obr. 4. Freatická erupcia (J. Smolka a kol., 2005).

Úlomkový materiál pochádzajúci zo stien prívodového kanála sa prúdom stlačených plynov transportuje na povrch a následne eruptuje do atmosféry. Po páde na zemský povrch sa hromadí pri okraji depresie a sčasti padá aj do prívodového ústia.



je účinkom náhlej explózie plynov rozptýlená na útržky a drobnejšie častice až veľkosti popola s úlomkami kryštálov. Táto zmes útržkov lávy, popola a plynov je vysokou rýchlosťou vynášaná k povrchu a následne erupovaná do atmosféry (v tomto prípade hovoríme o **freatomagmatickej erupcii**).

Počas opakovaných freatomagmatických erupcií dochádza k deštrukcii stien prírodného kanála. Úlomky až bloky odtrhnuté zo stien kanála sú unášané k povrchu, v plynno-populovom prúde. V dôsledku trenia a otlkania sú opracované a nadobúdajú zaoblené tvary, ktoré teraz pozorujeme v brekcii. Je však potrebné dodať, že sú to tie bloky, ktoré neboli erupované von z prírodného ústia, ale po znížení transportnej energie plynno-populového prúdu opäť poklesli do hĺbky prírodného systému, kde sa zachovali spolu s tufobrekciou vo výplni diatrémy.

Analýza vnútornej stavby nekového telesa umožňuje vykonať rekonštrukciu vývoja prírodného systému a dovoľuje aj úvahy o predpokladanej povrchovej stavbe odstránenej denudáciou.

**Prvé štádium** predstavuje, ako sme už uviedli, náhle a explozívne uvoľnenie magmatických plynov z vrchnej časti stúpajúceho magmatického stĺpca, ktorý sa ocitol v úrovni zníženej vonkajšieho tlaku. Prudká expanzia plynov deštruuje okolité horniny, vynáša úlomky, bloky a drobné čiastočky hornín v plynnom prúde k zemskému povrchu, kde sú následne vyvrhnuté do atmosféry v podobe **freatickej erupcie** (obr. 5. A). V tomto štádiu úvodných mohutných erupcií vzniká prírodný systém diatrémy vyúsťujúci na povrchu do lievikovitej depresie. Úlomkový materiál po spätnom páde z atmosféry je hromadený pri okrajoch a na vnútorných svahoch lievikovitej depresie. Je to súčasne počiatočné štádium budovania povrchovej vulkanickej formy označenej termínom **maar**.

**Druhé štádium** reprezentujú **freatomagmatické erupcie** (obr. 5. B), pri ktorých je vyvrhovaný prevažne vulkanický materiál v podobe tufov, popola, trosiek a bazaltových bômb. Opakovanými erupciami je pri okrajoch lievikovitej depresie postupne navrhovaný tufový materiál s polohami trosiek a bazaltových bômb v podobe

be kruhovitého valu okolo centrálnej depresie – vzniká **maar**, *typická vulkanická forma pre bazaltový vulkanizmus*.

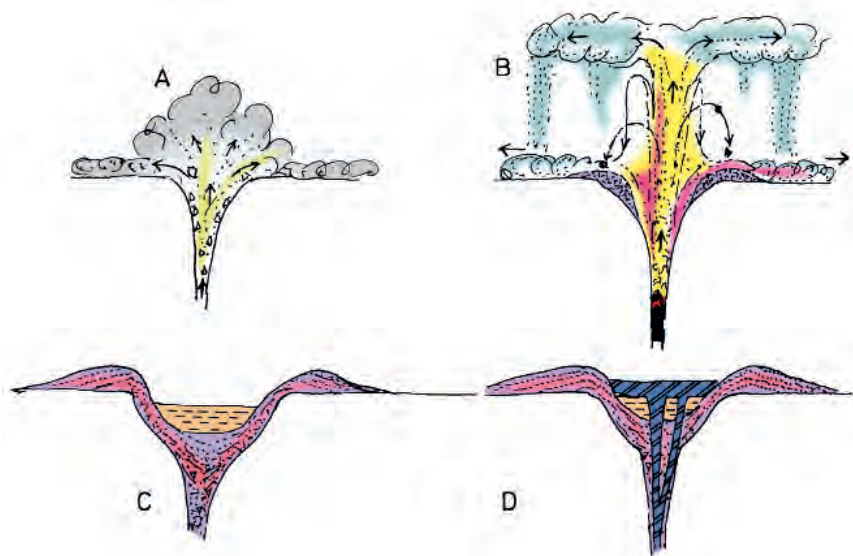
**Tretie štádium** – v centrálnej depresii sa často vyvíja maarové jazero a jazerné sedimenty, tak ako to poznáme z oblasti bazaltového vulkanizmu južného Slovenska (obr. 5. C). V našom prípade však nasledujúcim denudačným zrezom došlo k úplnému odstráneniu tohto povrchového maaru. Svedectvom jeho bývalej existencie však nesporne zostáva teleso bazaltového neku a zvyšky tufovo-brekciovej výplne diatrémy so zaoblenými blokmi biotiticko-amfibolických andezitov odtrhnutých zo stien prírodného kanála.

**Štvrté a posledné štádium** vývoja diatrémy predstavuje výstup odplynenej bazaltovej magmy, ktorá utuhla v prírodovom kanáli v prostredí výplne diatrémy a vytvorila bazaltové teleso hlavného bazaltového neku vrátane jeho menšieho satelitu (obr. 5. D). Utuhnutie a kryštalizácia bazaltového neku súčasne znamená aj definitívny koniec vulkanickej aktivity, upchatím prírodného systému. Vulkán bol na povrchu od tohto času podrobený už len denudácii, ktorá ho nakoniec zniesla zo zemského povrchu. Jediným svedectvom jeho existencie však zostáva bazaltový nek a tufobrekcia vo výplni diatrémy.

Radiometrickým datovaním K/Ar metódou bol stanovený vek bazaltového telesa na  $6,88 \pm 0,48$  mil. r. (radiometrické stanovenie veku vykonal v laboratóriu Maďarskej akadémie vied v Debrecíne Dr. K. Balogh). Radiometrický vek odpovedá obdobiu panónu (mladší neogén).

Bazaltové teleso odpovedá svojim petrografickým zložením nefelickému bazanitu s výrastlicami plagioklasu, olivínu a pyroxénov. Základná hmota je mikrodoleritická, zložená s drobných zŕn minerálov plagioklasu, pyroxénov, olivínu a magnetitu.

Vo výplni dutín po unikajúcich plynch sa vyskytuje kalcit, aragonit a zeolity.



Obr. 5. Vývojové štádiá maarového vulkánu (J. Smolka a kol., 2005):

A – v priebehu počiatočných freatických erupcií vzniká lievikovité rozšírenie vulkanického prírodu, B – nasledujúce freatomagmatické erupcie ukladajú pri okrajoch lievikovitej depresie kruhovitý tufový prstenec (tufový val) – vzniká maarová štruktúra, C – v období vulkanického klúdu sa v maarovom jazere ukladajú sedimenty (ily, diatomity, alginity), D – v niektorých prípadoch dochádza k obnoveniu vulkanickej činnosti a maarová depresia sa zaplní bazaltovou lávou.

## Geotop č. 12

### Kalvária bazaltový nek

Vrch Kalvária predstavuje nápadnú morfológickú dominantu v krajine východne od mesta Banská Štiavnica, vyčnievajúcu nad okolitým terénom zhruba 100 m. Vrch sa zapísal do histórie mesta už od najstarších období. Je významný najmä vzácnou architektonickou pamiatkou na jeho vrchole v podobe barokového kostolíka, ku ktorému vedie Krížová cesta.

Vrch s kótou 659 je však významný aj z geologického hľadiska, reprezentuje prejav najmladšej vulkanickej aktivity v podobe bazaltového vulkanizmu.

Vyčerpaním magmatického zdroja andezitového a ryolitového vulkanizmu, ktorým bol magmatický rezervoár pod Štiavnickým stratovulkánom, sa skončil proces jeho budovania. Posledným darom magmatického rezervoáru, ponúknutým ľudskej civilizácii, bolo drahokovové zlato-strieborné a polymetalické zrudnenie banskoštiavnických rudných žíl. Nebol to však definitívny koniec vulkanickej aktivity. V dôsledku výstupu novej tentoraz bazaltovej magmy z hlbokých podkôrových zdrojov bola obnovená vulkanická aktivita bazaltového typu.

#### Vulkanizmus alkalických bazaltov

Po ukončení alkalicko-vápenatého andezitového a ryolitového vulkanizmu, ktorého výsledkom bol vznik andezitových stratovulkánov a monogénnych vulkánov v oblasti stredného Slovenska, nasledoval vulkanizmus alkalických bazaltov. Vulkanizmus tejto mladšej epochy sa odlišuje od predchádzajúceho andezitového vulkanizmu svojím zložením. Ide o bazalty s vyšším obsahom alkálií  $\text{Na}_2\text{O}$  a  $\text{K}_2\text{O}$  a nižším obsahom  $\text{Si}_2\text{O}$ . Odlišné sú aj vulkanické prejavy a formy vulkanických telies. Nedochoháda ku vzniku stratovulkánov, ako to bolo v prípade andezitového vulkanizmu. Výsledkom bazaltového vulkanizmu sú troskové a tufové kužele, maary a lávové prúdy. V oblasti



stredného Slovenska reprezentuje prejav bazaltového vulkanizmu lávový komplex Ostrá Lúka (juhozápadne od Zvolena), zvyšky lávového prúdu pri obci Devičie (západne od Krupiny), bazaltový nek Kalvária, nek pri obci Kysihýbeľ a troskový kužele Putikov vršok s lávovým prúdom pri Novej Bani. Rozsiahlejší areál bazaltového vulkanizmu sa nachádza na južnom Slovensku v oblasti Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny.

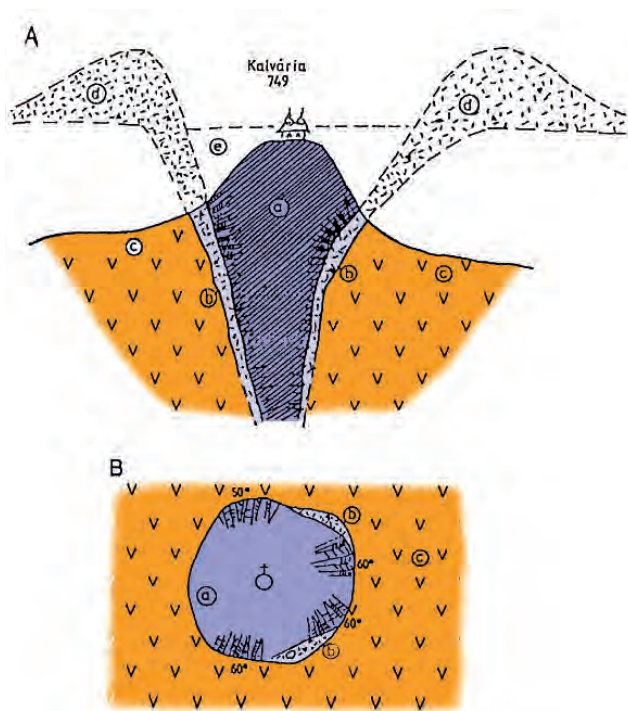
**Bazaltové teleso vrchu Kalvária v histórii geologických výskumov**  
Bazaltové teleso vrchu Kalvária (kóta 659) predstavuje prívod k povrchovému vulkánu – **bazaltový nek**. (obr. 1.)

Bazaltový nek vrchu Kalvária zohral svoju úlohu v histórii geologických výskumov v spore neptunistov a plutonistov o pôvode hornín, ktorý sa rozohral v 17. až 18. storočí. Neptunisti (pomenovanie podľa boha mora Neptúna) na čele s významným vedcom E. J. Esmarkom (1798) tvrdili, že horniny vznikajú len sedimentáciou z roztokov, najmä z vodných. Predpokladali, že bazalty vznikajú tiež vyzrážaním z roztokov (podobne ako soľ kamenná). Viedla ich k tomu podobnosť stĺpcovej odlučnosti bazaltov s kryštálmi soli. Naproti tomu plutonisti (pomenovaní podľa boha ohňa Pluta) predpokladali pôvod niektorých hornín vulkanickými procesmi, najmä ako výsledok utuh-

nutia a kryštalizácie lávy. K sporu o pôvode hornín medzi neptunistami a plutonistami prispel aj bazaltový nek vrchu Kalvária.

Francúzska akadémia vied v roku 1818 vyslala do Uhorska osobitnú expedíciu pod vedením F. S. Beudanta. Jedným z cieľov expedície, okrem geologického mapovania a výskumov, bolo aj zbierať dôkazy na obhájenie plutonistickej teórie o pôvode vulkanických hornín. Výsledky expedície uverejnil F. S. Beudant vo štvorzväzkovom diele Voyage mineralogique, géologique en Hongrie pendant l'année 1818 I. – IV. spolu s geologickou mapou Uhorska a Transylvánie. Na príklade bazaltového neku Kalvária, ktorý opísal presvedčivo a obhájil jeho plutonický (vulkanický) pôvod na pôde Francúzskej akadémie vied. F. S. Beudant opísal aj bazaltové tufy a bomby vrchu pri Novej Bani (terajší vulkán Putikov vršok).

Bazaltové teleso Kalvária je spomenuté takmer vo všetkých prácach významnejších geológov, ktorí pracovali v tomto regióne počínajúc 19. storočím (J. Pettko, F. Richthofen, J. W. Judd, J. Szabó, L. Cseh a ďalší). Z novších autorov, ktorí sa zaoberajú petrografickým opisom, mineralogickým a chemickým zložením horniny, spomenieme práce F. Fialu (1938), A. Mihálikovej a M. Šimovej (1989), V. Kollárovej a P. Ivana (2003).



Obr. 1. Bazaltový nek Kalvária (J. Smolka a kol., 2005):  
A – v profile, B – v priereze.

#### Vysvetlivky:

a) bazalt so stĺpcovou odlučnosťou, b) breccia vo výplni prívodového kanála – diatrémy, c) okolité horninové prostredie – biotiticko-amfibolické andezity (lávové prúdy), d) predpokladaný povrchový vulkán – maar (odstránený denudáciou), e) predpokladaná lávová výplň krátera (odstránená denudáciou), f) úklon stĺpcovej odlučnosti.

#### Forma bazaltového telesa

Bazaltové teleso vrchu Kalvária sa vyznačuje zhruba kruhovitým prierezom o priemere cca 90 m (obr. 1). Skutočnosť, že v súčasnej krajine tvorí bazaltové teleso výrazný morfológický útvar je podmienené vyššou odolnosťou bazaltovej horniny voči zvetrávacím procesom v porovnaní s relatívne menej pevnými a ľahšie zvetrávajúcimi horninami okolitého horninového prostredia, cez ktoré bazaltové teleso preráža (foto 1.).

V okrajových častiach bazaltového telesa je na viacerých miestach pozorovaná výrazná stĺpcová odlučnosť, ktorá vytvára prevažne 5 a 6-boké stĺpce s úklonmi 50 – 60° v smere od stredu telesa, pripomínajúce obrátený vejár (foto 2.).

Stĺpcová odlučnosť je pomerne častým javom u lávových telies bazaltového zloženia a stretávame sa s ňou, hoci menej často, tiež u andezitových telies. Vzniká aj pri okrajoch intruzívnych telies typu dajok a ložných intrúzií, ako aj úlomkových prúdov. Stretávame sa s ňou aj v prípade bazaltového neku (obr. 2.).

Stĺpcová odlučnosť sa vyvíja v poslednej fáze tuhnutia a kryštalizácie magmatického telesa. V dôsledku pre-



Foto 1. Bazaltové teleso lokalizované na južnej strane vrchu Kalvária (© P. Pachinger).



Foto 2. Detail stĺpcovej odlučnosti bazaltového telesa v jeho okrajových častiach (© P. Pachinger).

chodu z tekutého do pevného kryštalického stavu sa znižuje celkový objem telesa, čo má za následok vznik vnútorných napätí, ktoré sa vyrovnávajú vznikom trhlin a následne odlučných plôch. Tieto plochy sú orientované kolmo k povrchu telesa, ktorý je súčasne aj povrchom chladnutia. V prípade, že plochy odlučnosti sú orientované v pravidelnej sieti – vzniká stĺpcová odlučnosť. V prí-

pade, že vznikajúce plochy nerešpektujú pravidelnú sieť, hovoríme o *nepravidelnej blokovej odlučnosti*.

Ak vychádzame z poznatku, že orientácia stĺpcov je kolmá na povrch chladnúceho telesa (to znamená na okolité steny prírodného kanála), potom v našom prípade odlučnosti v podobe obráteného vejára dôjdeme k záveru, že v tejto úrovni súčasného denudačného zrezu, v ktorej sa nachádzame, muselo dôjsť k rozšíreniu stien prírodného kanála. Nakoľko sme pod úrovňou pôvodného povrchového vulkánu (odstráneného neskoršou denudáciou) išlo o prechod do lievikovitého krátera (obr. 3.).

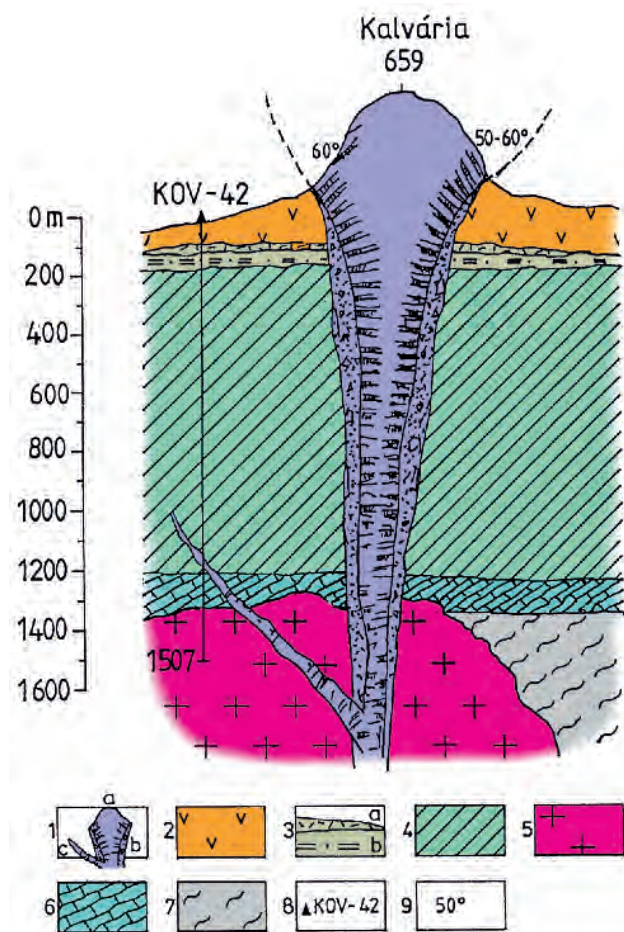
Toto lievikovité rozšírenie krátera rešpektuje kolmá orientácia stĺpcov na jeho steny. V nižších úrovniach zužujúceho sa prírodného kanála (táto úroveň nám zatiaľ nebola odhalená) je zrejme prechod do stĺpcovej odlučnosti kolmo na jeho vertikálne steny. Táto skutočnosť sa plne potvrdzuje u bazaltového neku pri osade Kysihýbeľ odkrytého zárezom železnice. Pozorujeme tu okraj bazaltového telesa so stĺpcovou odlučnosťou kolmo na steny prírodného kanála.

#### Paleovulkanologická rekonštrukcia

Hoci v prípade bazaltového neku Kalvária došlo eróziou k odstráneniu povrchového vulkánu (vrátane okolitých



Obr. 2. Stĺpcová odlučnosť bazaltového neku na južnej strane vrchu Kalvária (© V. Konečný).



hornín, ktoré budovali steny lievikovitého krátera) je možné vysloviť určité predpoklady o povahe povrchovej vulkanickej formy. Na základe analógie so známymi povrchovými telesami bazaltového vulkanizmu na južnom Slovensku predpokladáme, že išlo o monogénny vulkán – *maar* (obr. 1. A), prípadne o kombináciu maaru a troskového kužela. V priebehu úvodnej freatickej explózie, (ktorá je prevažne erupciou magmatických plynov a vodných pár) vzniká na povrchu lievikovitá depresia, ktorá nižšie prechádza do prírodného kanála. Úlomkový a jemnozrný materiál, pochádzajúci z hornín deštruovaných stien kanála, vyvrhnutý do atmosféry, sčasti padá späť a je uložený na vnútornom svahu vo vrchnej časti lievikovitej depresie a pri jej vonkajšom okraji (obr. 4. A). Nasledujúcimi erupciami freatomagmatického typu,

Obr. 3. Bazaltový nek Kalvária – geologický rez (J. Smolka a kol., 2005):

1 – bazaltový nek: a) bazalt so stĺpcovou odlučnosťou, b) breccia vo výplni diatrémy, c) bazaltová dajka, 2 – lávové prúdy, extrúzie a vulkanoklastiká biotiticko-amfibolického andezitu vo výplni kaldery, 3 – spodná časť výplne kaldery: a) tufy, b) epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce s lignitmi (červenostudnianske súvrstvie), 4 – spodná stavba vcelku, 5 – granodiorit, 6 – paleozoicko-mezozoické sedimenty, 7 – kryštalínium, 8 – štruktúrny vrt, 9 – úklon stĺpcovej odlučnosti.

pri ktorých sú vyvrhované aj častice lávy z vrchných úrovní lávového stĺpca v podobe vulkanického popola a lapilového tufu, prípadne trosiek, pokračuje budovanie tufového prstencového valu okolo lievikovitej maarovej depresie (obr. 4. B). Po ukončení tohto štádia explozívnej aktivity je prírodný kanál vyplnený tufovým materiálom a brekciou. V tomto štádiu označujeme vulkanický prívod s touto výplňou termínom *diatréma*. Po ukončení vulkanickej aktivity u niektorých maarov pokračuje v maarovej depresii jazerná sedimentácia (obr. 4. C). Posledné štádium vývoja vulkánu predstavoval výstup lávového stĺpca až do úrovne krátera, prípadne maarovej depresie, ktorú zaplnilo lávové jazero (obr. 4. D). V niektorých prípadoch (tak ako to poznáme z južného Slovenska) pokračuje po vzniku maaru vulkanická činnosť ďalej a na povrchu maaru vzniká

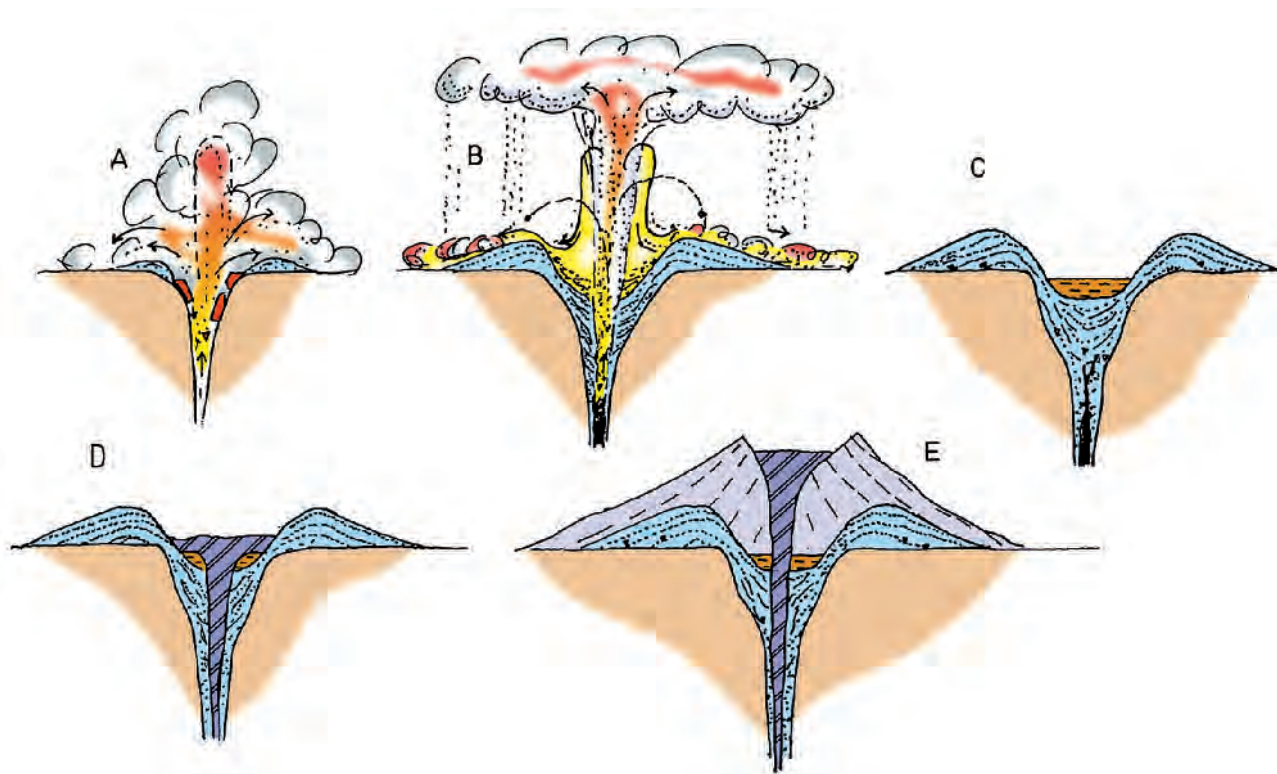
tufovo-troskový kužel (obr. 4. E). Či aj v prípade vulkánu, ku ktorému prívod predstavuje bazaltové teleso Kalvária, vývoj postupil až do štádia troskového kužela, zostáva naďalej otvorenou otázkou. Stuhnutím lávy v prívodnom kanáli vznikol lávový nek, ktorý upchatím prívodného systému spôsobil aj ukončenie vulkanickej činnosti. Pri okraji neku sa často zachová aj výplň pôvodnej diatrémy (príkladom je bazaltový nek pri osade Kysihýbeľ so zvyškami brekcií vo výplni diatrémy).

Ďalšou otvorenou otázkou zostáva, či s predpokladaným *monogénnym vulkánom – maarom* alebo *troskovým kuželom* bol spätý aj lávový prúd. Nápadné nahromadenie bazaltových blokov na dvoch miestach JV a SV od bazaltového neku by mohli pochádzať z rozpadu predpokladaného lávového prúdu.

Štruktúrny vrt KOV-42 v blízkosti bazaltového neku Kalvária overil v hĺbke 1 197,5 – 2 001,5 m bazaltovú dajku pravdepodobne spätú s nekom Kalvária (obr. 3.).

Rádiometrickým datovaním K/Ar metódou bol stanovený vek  $6,89 \pm 0,38$  mil. r., ktorý odpovedá obdobiu panónu (datovanie bolo urobené laboratóriom Maďarskej akadémie vied v Debrecíne, Dr. K. Balogh).

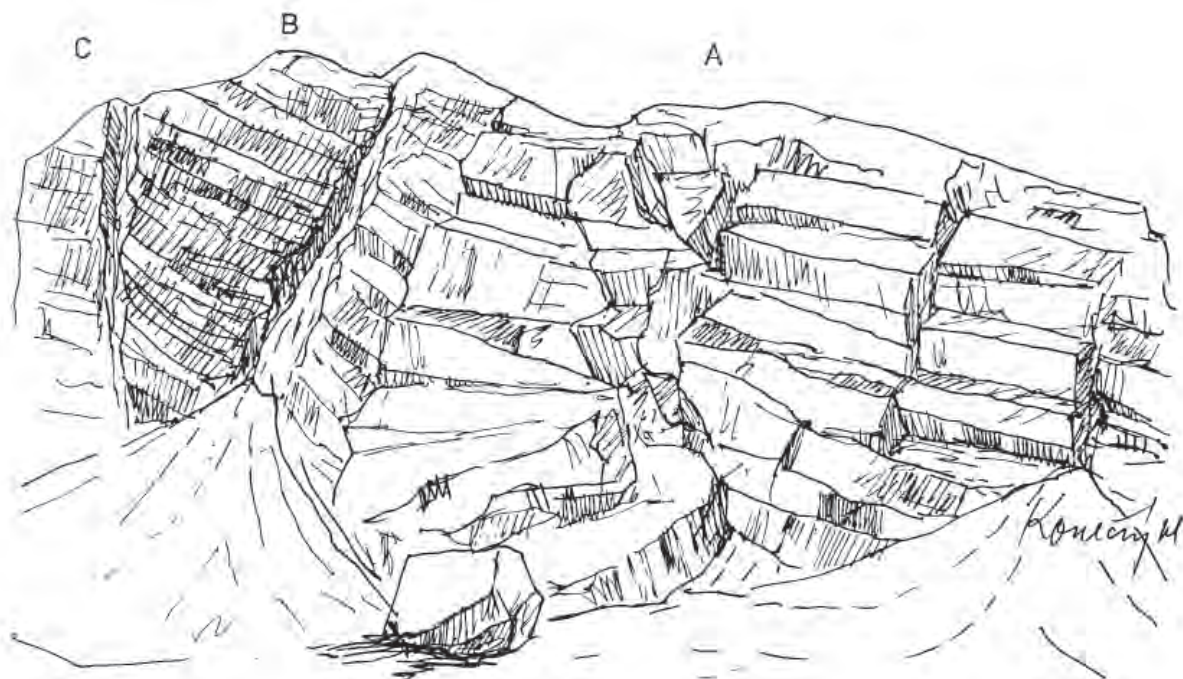
Bazalt je sivočierny až čierny pri okrajoch pórovitý. Dutiny a póry sú voľné, prípadne vyplnené kalcitom, aragonitom a zeolitom. Výrastlice tvorí plagioklas, olivín a augit. Základná hmota je zrnitá – mikrodoleritická, tvorená drobnými zrnami plagioklasov, augitu, olivínu, mikrolitmi nefelínu a zrnami magnetitu. Zložením hornina odpovedá nefelinickému bazanitu.



Obr. 4. Vývojové štádiá bazaltového vulkanizmu – paleovulkanologická rekonštrukcia (J. Smolka a kol., 2005):

A – freatickými explóziami sa rozširuje vulkanický prívod a vzniká lievikovitá depresia, B – v priebehu freatomagmatických erupcií pokračuje budovanie prstencového tufového valu okolo lievikovitej depresie – vzniká maarová štruktúra, C – po skončení vulkanickej činnosti prebieha v jazernom prostredí, D – záver vulkanickej aktivity predstavuje výstup bazaltovej magmy do oblasti krátera a maarovej depresie, E – pokračujúca explozívna aktivita vedie k vzniku tufovo-troskového kužela; v závere aktivity vystúpi bazaltová magma, ktorá zaplní kráterovú depresiu.

# 4. Územný celok turizmu Štiavnické Bane



Obr. 1. Spodná stavba Štiavnického stratovulkánu odkrytá v opustenom lome na severnom svahu Gumanina (© V. Konečný).

## Geotop č. 13

### Gumanina

#### spodná stratovulkanická stavba

V stene opusteného lomu na severnom svahu Gumanina, pri štátnej ceste južne od Richňavského jazera, sú odkryté horniny spodnej stavby Štiavnického stratovulkánu (obr. 1., foto 1.).

V pravej časti lomovej steny je andezitový porfýr s blokovou až s naznačenou hrubo stĺpcovou odlučnosťou so subhorizontálnym priebehom odlučných plôch (prevládajú plochy 35 EN/20°). Teleso andezitového porfýru je vo východnej časti zakončené (uťaté) zlomovou zónou. V smere zlomovej zóny je hornina drvená, intenzívne propylitizovaná a rozpadá sa.



Foto 1. Celkový pohľad na stenu opusteného lomu na svahu Gumanina – pravá časť (© P. Pachinger).

Za zlomom pokračuje andezit s doskovitou odlučnosťou (B) s úklonmi na juhozápad. Andezitové teleso (B) zodpovedajúce lávovému prúdu je v smere na východ ďalej preniknuté (dislokované) zlomovou zónou so strmým priebehom. Za ňou sa nachádza časť (C).

Teleso v pravej časti lomovej steny (A) pravdepodobne zodpovedá časti intrúzie formovanej výstupným pohybom, telesu typu dajky, resp. prívodu k vyššie situovanej ložnej intrúzii. Subhorizontálna orientácia plôch hrubostĺpcovitej odlučnosti naznačuje strmý priebeh okolitých stien, medzi ktorými sa magmatická intrúzia umiestnila. Vznik hrubostĺpcovitej odlučnosti v prípade intruzívnych telies nastáva v procese chladnutia a kryštalizácie magmy, pričom smer tejto odlučnosti je spravidla kolmý na okraje chladnúceho telesa (v tomto prípade sú to okolité steny).

V ľavej časti lomovej steny je drobnoporfýrický pyroxenický andezit lávového prúdu s doskovitou odlučnosťou laminačného typu, ktorá sa vytvára v priebehu záverečných pohybov lávy (drobné posuny lávy v polotuhom stave, foto 2.). Táto odlučnosť doskovitého typu charakterizuje najmä spodné časti lávových



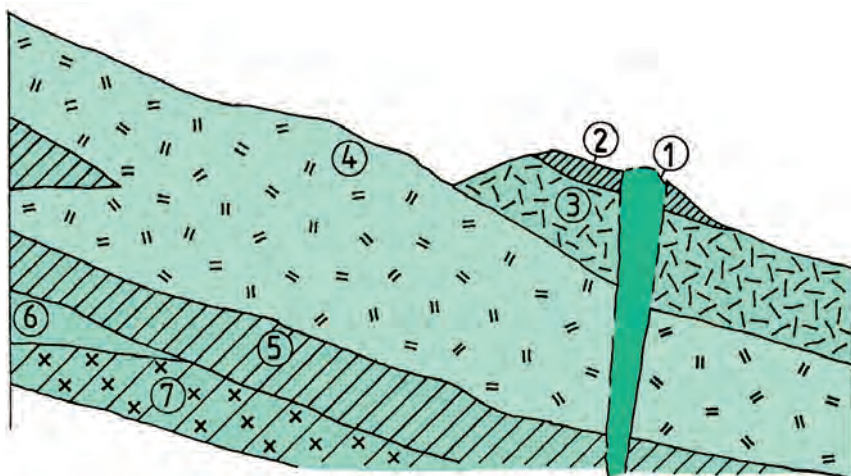
prúdov a je súbežná s povrchom, po ktorom sa lávový prúd pohybuje, resp. ho kopíruje.

Intruzívne teleso andezitového porfýru vrátane andezitového prúdu sa nachádza v nadloží lakolitovej intrúzie typu Myšia hora, ktorá sa pod ňu južným smerom ponára (obr. 2.).

Tektonické rozčlenenie andezitových telies zlomovými zónami sa uskutočnilo v mladšom období v súvislosti

s formovaním hodruško-štiavnickej hraste v období vrchného sarmatu až panónu.

Andezitový porfýr je drobno až strednoporfýrický, sivočierny až modročierny a zelenkavý (propylitizovaný). Výrastlice tvorí plagioklas do 2 mm, hypersten do 2 mm a augit do 15 mm. Základná hmota je mikroliticky zrnitá. V dôsledku hydrotermálnej premeny sú tmavé minerály sčasti až úplne chloritizované, plagioklas je sčasti sericitizovaný. Pyroxenický andezit je tmavozelený v dôsledku propylitizácie. Výrastlice tvorí plagioklas (do 1 – 1,5 mm) a pyroxény, ktoré sú chloritizované a často nerozlišiteľné. Základná hmota je mikrolitická, mikroliticko-hyalopilitická, zastretá produktmi premien, z ktorých je výrazná najmä chloritizácia tmavých minerálov.



Obr. 2. Pozícia intrúzie andezitového porfýru v prostredí spodnej stratovulkanickej stavby (J. Smolka a kol., 2004):

1 – intrúzia pyroxenického andezitového porfýru (dajka), 2 – vrchný lávový prúd pyroxenického andezitu, 3 – amfibolicko-pyroxenický andezitový porfýr (sill), 4 – amfibolicko-pyroxenický andezitový porfýr s biotitom typu Myšia hora (lakolit), 5 – spodný lávový prúd pyroxenického andezitu, 6 – vulkanoklastiká, 7 – pyroxenický andezitový porfýr.



Foto 2. Drobno porfýrický andezit lávového prúdu s doskovitou odlučnosťou (© P. Pachinger).

## Geotop č. 14

**Štiavnické Bane**

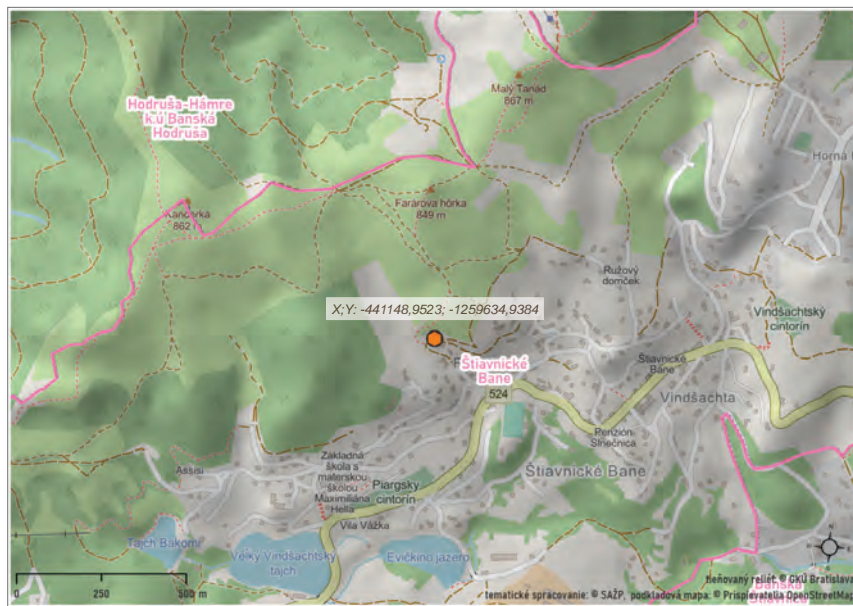
*ložná intrúzia andezitového porfýru, spodná stratovulkanická stavba*

Skalné bralá na južnom okraji chrbta pod Farárovou hôrkou (s kótou), pri severnom okraji obce Štiavnické Bane, tvorí propylitizovaný andezitový porfýr (obr. 1., foto 1., 2.).

Odlučnosť je hrubostĺpcovitá podľa subvertikálnych plôch. Prevládajú plochy s orientáciou 160 SE/70°, 190 SE/80° a 90 E/60° (smery sklonov).

Subvertikálna stĺpcovitá odlučnosť je charakteristická nielen pre ložné telesá menšej hrúbky, ale aj pre vyššie úrovne lávových prúdov. Pri báze lávových prúdov je odlučnosť doskovitá, subhorizontálna (paralelná s povrchom, po ktorom sa lávový prúd pohybuje). V prípade tejto lokality však ďalšie charakteristiky typické pre lávové prúdy (napenenie a brekciácia vrchných a spodných častí prúdov) nie sú prítomné. Preto ide skôr o teleso ložného typu – sill.

Teleso je súčasťou rozsiahlejšieho telesa pyroxenického andezitového porfýru pokračujúceho do oblasti



Banskej Štiavnice (obr. 2.). Uvedené rozsiahlejšie teleso pyroxenického andezitového porfýru v širšej oblasti Banskej Štiavnice vystupuje v oblasti Trojičného vrchu, pri šachte Maximilian, pri Štefultove, na SZ svahoch Tanádu a nad mestom Banská Štiavnica. Teleso podobného zloženia je rozšírené aj v oblasti južne od Richňavského jazera. V oblasti Štiavnických Baní, teleso pyroxenického andezitového porfýru, oddeľuje výbežky lakolitového telesa typu

Myšia hora, ktoré sú v jeho podloží aj nadloží. Vyššie v nadloží pyroxenického andezitového porfýru je uložené teleso pyroxenického andezitového porfýru bohatého na augit – typ Tanád, ktoré buduje vrcholovú časť hrebeňa Tanádu.

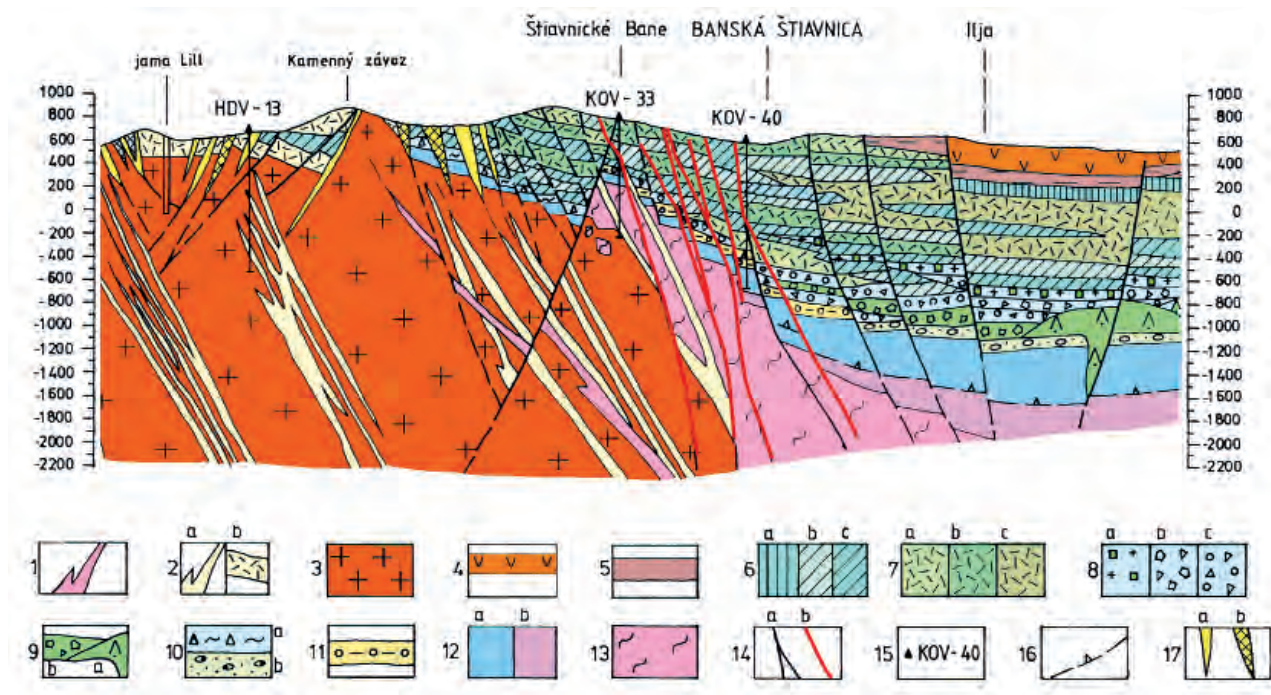
Andezitový porfýr je drobno až strednoporfýrický, celistvý, sivočierne až modrozelený, propylitizovaný. Výrastlice tvorí plagioklas (do 0,5 – 1 mm), pyroxény sú makroskopicky takmer nerozlišiteľné, sú chloritizované. Mikroskopicky je určený hypersten a augit. Základná hmota je mikrolitická, zrnitá. V dôsledku propylitizácie sú pyroxény sčasti až úplne chloritizované, plagioklas je sčasti sericitizovaný. Základnú hmotu nahrádzajú agregáty sekundárnych minerálov, ako sú chlorit, sericit, karbonáty a kremeň. V blízkosti lokality so skalnými bralami prebieha rudný ťah žily Terézia.

V starších montanistických výskumných prácach sa pre horniny v banskoštiavnickom regióne používal termín „grünstein“ (zelenokameň), pochádzajúci z banickej praktickej činnosti. Označoval horninu, v ktorej boli vyvinuté zlato-strieborné žily.



Obr. 1. Skalné bralá andezitového porfýru pri severnom okraji Štiavnických Baní – južný svah pod Farárovou hôrkou (© V. Konečný).





Obr. 2. Geologický rez v JV časti hodruško-štiavnickej hraste (J. Smolka a kol., 2004):

1 – dajka ryolitu (vrchný sarmat), 2 – intruzívny komplex Banisko: a) sill, b) dajka, 3 – hodruško-štiavnický intruzívny komplex; granodiorit, 4 – výplň štiavnickej kaldery, biotiticko-amfibolický andezit (studenská formácia), 5 – epiklastické vulkanické pieskovce s polohami siltovcov a lignitov, 6 – spodná stratovulkanická stavba: lávové prúdy: a) pyroxenických andezitov, b) amfibolicko-pyroxenických andezitov, 7 – ložné intrúzie (silly, lakolity): a) amfibolicko-pyroxenický andezitový porfýr, b) pyroxenický andezitový porfýr, c) amfibolicko-hyperstenický andezitový porfýr (± kremeň ± biotit ± granát), typ Myšia hora, 8 – vulkanoklastiká: a) chaotické brekcie pyroklastických prúdov, b) epiklastické vulkanické brekcie, c) epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, 9 – produkty vulkanizmu hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom: a) extrúzia, b) hrubé epiklastické vulkanické brekcie, 10 – a) tufizitové brekcie, b) tufitické piesky a konglomeráty s nevulkanickým materiálom (bazálne súvrstvie), 11 – sedimenty paleogénu, pieskovce, zlepenca, 12 – horniny mezozoika a paleozoika: a) príkrovová jednotka silicika, vápence, dolomity, bridlice s evaporitmi (trias), b) mezozoikum série Veľkého boku, vápence, dolomity, bridlice (trias, jura a krieda), 13 – kryštalikum veporika, kryštalické bridlice, vyhnianska drvená žula, 14 – a) zlom b) rudná žila, 15 – štruktúrny vrt, 16 – presunová línia, 17 – hydrotermálne premeny: a) argility, b) silicity.

Významný francúzsky bádateľ F. S. Beudant (obr. 3), ktorý navštívil banskoštiavnický región v rámci expedície Francúzskej akadémie vied do vtedajšieho Uhorska a Transylvánie, opísal v štvorzväzkovom diele „Voyage mineralogique, géologique en Hongrie pendant l'année 1818 I – IV“, publikovanom v roku 1822, okrem iného aj vulkanickú horninu zelenkavej farby pod názvom „grünstein“ (zelenokameň), typickú pre tento región. Jej názov doplnil na základe jej zloženia na „grünstein proxenique trachyt“.

F. Richthofen (obr. 4), ktorý robil výskumy v oblasti Banskej Štiavnice, zaviedol termín „propylit“ pre premenené horniny (1860), predtým označované ako „grünstein trachyt“.



Obr. 3. Francois Sulpice Beudant – podľa fotografie z olejomalby (J. Smolka a kol., 2004).



Obr. 4. F. Richthofen (J. Smolka a kol., 2004).



Foto 1. Pohľad na skalné bralo andezitového porfýru pri severnom okraji obce Štiavnické Bane (© P. Pachinger).

Predpokladal, že sú výsledkom masových erupcií magmy nezvyčajne bohatej na vodu. Richthofenove názory ovplyvnili súčasné, ako aj nasledujúce generácie geológov, ktorí na geologických mapách aj v ďalších regiónoch zobrazovali tieto rozsiahle masové erupcie propylitov, často obrovských plošných rozmerov. Hoci nasledujúce výskumné práce preukázali, že propylity sú vulkanické horniny postihnuté neskoršími hydrotermálnymi premenami, termíny *propylit* a *propylitizácia* (pôvodne použitý pre horniny banskoštiavnického regiónu) sa stali používanými termínmi v celosvetovom meradle.

Propylitizácia je charakteristická najmä pre okrajové časti hydrotermálnych systémov. Je výsledkom pôsobenia mierne kyslých fluid nasýtených  $\text{CO}_2$  a  $\text{H}_2\text{S}$  so zvýšenou teplotou, ktoré prestupujú cez horninu a vyvolávajú zmeny jej pôvodného minerálneho zloženia. Tieto zmeny sa prejavujú najmä premenou tmavých minerálov (pyroxény, amfibol, biotit) na chlorit, t. j. sekundárny minerál bohatý na železo.

V dôsledku tejto premeny hornina nadobúda charakteristický zelený odtieň (grünstein). Propylitizáciu v rôznej intenzite sprevádzajú ďalšie premeny, ako sú premena plagioklasu na zmes ílových minerálov (argi-

litizácia), vznik epidotu, kalcitu, kremeňa a pyritu.

Mladšími premenami sú postihnuté horniny v okolí rudných žíl. Tieto premeny v podobe adularizácie, argilitizácie (vznik ílových minerálov) a silicifikácie (prekremenenia) často prejavujú zonálne rozloženie vo vzťahu k rudným žilám (J. Forgáč, 1966).



Foto 2. Detail hrubostĺpcovitej odlučnosti skalného brala andezitového porfýru (© P. Pachinger).

## Geotop č. 15

### Ilija

#### popolovo-pemzové tufy studenskej formácie vo výplni kaldery

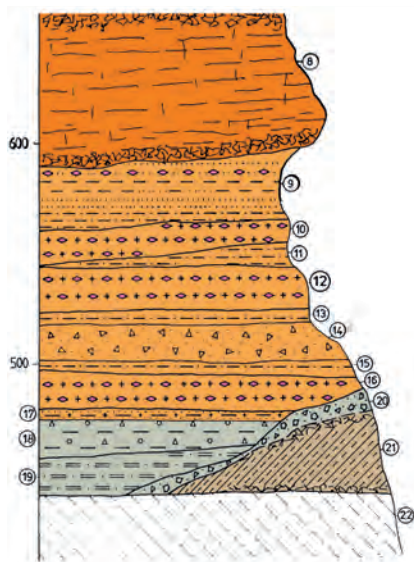
V počiatočnom období formovania štiavnickej kaldery prebiehala efúzia lávového prúdu biotiticko-amfibolického pyroxenického andezitu z južného okraja kaldery. Lávový prúd smeroval do centrálnej časti kalderovej depresie. Nasledujúce erupcie plíniovského typu produkovali veľký objem popolovo-pemzových tufov v podobe popolovo-pemzových prúdov, ktoré zaplňali priestor klesajúcej kaldery. V obdobiach medzi erupciami podliehali redeponované pemzové tufy redepozícií s novým uložením v jazernom prostredí v kaldere v podobe redeponovaných tufov a pieskovcov. Do kaldery bol znášaný aj drobnoulomkový materiál. Vyššie sa uložil lávový prúd.

Litologickú stavbu spodných úrovní výplne štiavnickej kaldery zobrazuje schematizovaný litologický profil (obr. 1.).

V stene menšieho opusteného lomu pri okraji chrbta s kótou 697 (južne od obce Ilija) je odkrytá poloha chaotického popolovo-pemzového tufu (obr. 2., foto 1.).

Polohu pemzového tufu tvoria úlomky sivobielej pemzy s veľkosťou prevažne do 2 – 3 cm, ojedinele do 5 – 8 cm. Úlomky pemzy sú uložené v jemnozrnnejšej popolovej základnej hmote (matrixe), tvorenej drobnejšími úlomkami pemzy, kryštálov plagioklasu, amfibolu a biotitu. V menšom množstve sú prítomné aj úlomky andezitov do veľkosti 5 – 10 cm. Poloha chaoticky uloženého pemzového tufu predstavuje uloženie popolovo-pemzového prúdu.

Pemza predstavuje silno až extrémne napenenú lávu (v tomto prípade andezitovú), ktorá nadobúda pórovitú štruktúru a súčasne svetlejšie sivožlté až sivobiele odtiene. K procesu napenenia lávy dochádza v dôsledku náhleho a masového úniku plynnej fázy.



Obr. 1. Litologický profil spodnej časti výplne štiavnickej kaldery (J. Smolka a kol., 2004):

Studenská formácia:

8 – lávový prúd amfibolicko-biotitického andezitu, vo vrchnej a spodnej časti zbrekčovatený, 9 – jemnozrnné až hrubozrnné epiklastické vulkanické pieskovce s polohami siltovcov a pemzy (odtlačky listov), 10 – popolovo-pemzový prúd, 11 – epiklastické vulkanické pieskovce, siltovce a redeponované pemzové tufy, 12 – popolovo-pemzový prúd, 13 – jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce, siltovce a redeponované tufy, 14 – epiklastické vulkanické brekcie (materiál amfibolicko-biotitických andezitov a starších amfibolicko-pyroxenických andezitov zo spodnej stratovulkanickej stavby, 15 – jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce, siltovce a redeponované tufy, 16 – popolovo-pemzový prúd, 17 – jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce s vložkami vitrokryštálových tufov s amfibolom a biotitom.

Červenostudnianske súvrstvie:

18 – epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce s polohami drobných brekcií a konglomerátov, 19 – epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce s polohami lignitov, 20 – hrubé epiklastické vulkanické brekcie so zmiešaným materiálom starších andezitov spodnej stavby a lávového prúdu v podloží, 21 – lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu.

Spodná stratovulkanická stavba:

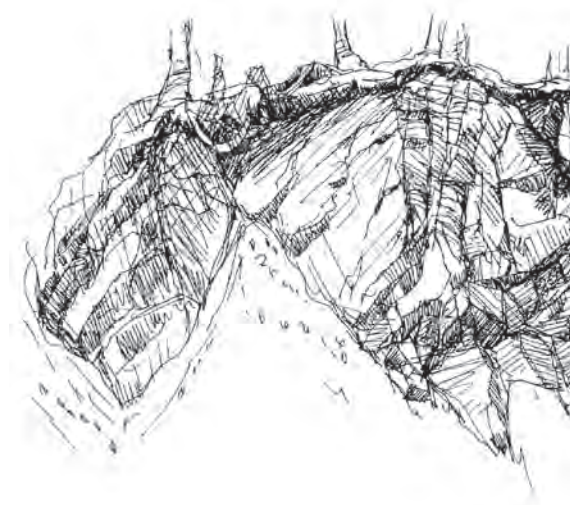
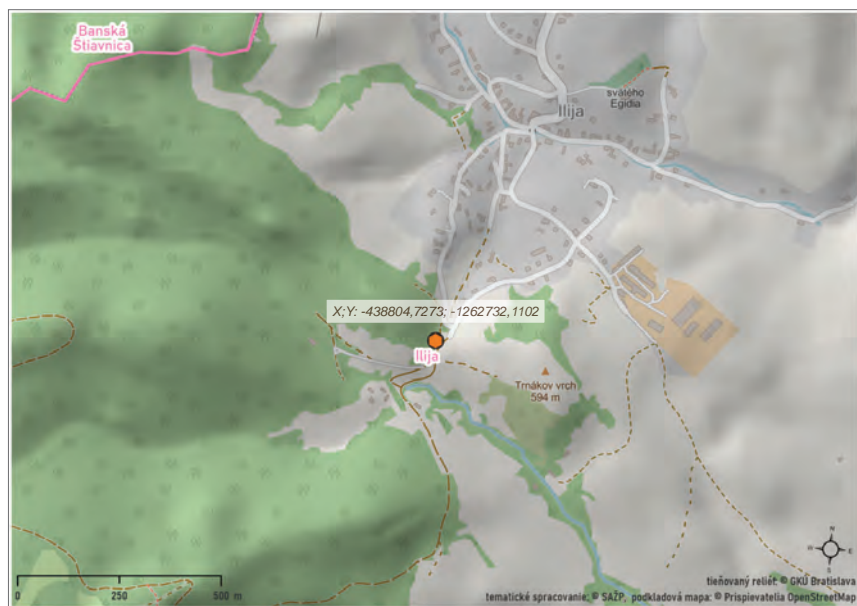
22 – lávové prúdy a vulkanoklastické horniny pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov nečlenené.

Únik plynnej fázy môže nastať už vo vrchnej časti magmatického rezervoára (cca 5 – 15 km pod povrchom, obr. 3.).

V magme, ktorá sa nachádza v magmatickom rezervoári, sa plynná fáza udržiava v rozpustnom stave pod vysokým tlakom vyvolaným hmotnosťou nadložných hornín (litostatický tlak). Pri otvorení trhlín v strope magmatického rezervoára prestane byť plynná fáza v magme rozpustná a v dôsledku zníženého tlaku

začne spontánne unikať na povrch. To vedie k speneniu magmy vo vrchnej časti rezervoára. Spenená magma vystupuje cez otvorené trhliny na povrch, dostáva sa do úrovne zníženého tlaku a v poslednej fáze výstupu pri dosahovaní úrovne zemského povrchu v dôsledku náhleho expanzie plynov prudko exploduje – nastáva fáza erupcie, pričom spenená magma sa roztrhá na častice. Tieto útržky spenenej magmy predstavujú pemzu.

V priebehu explozívnej erupcie je táto zmes tvorená vysokostlačenými plynmi, útržkami spenenej magmy a kryštálmi vyvrhovaná z vulkanického ústia do atmosféry v podobe eruptívneho stĺpca – vzniká erupcia *plíniiovského typu*. Po kolapse eruptívneho stĺpca nasleduje pohyb tejto masy, zloženej z expandujúcich plynov, útržkov spenenej lávy – pemzy – a kryštálov v podobe turbulentného *popolovo-pemzového prúdu*, po vulkanickom svahu.



Obr. 2. Popolovo-pemzový prúd – opustený lom pod k. 697 južne od obce Ilija (© V. Konečný).



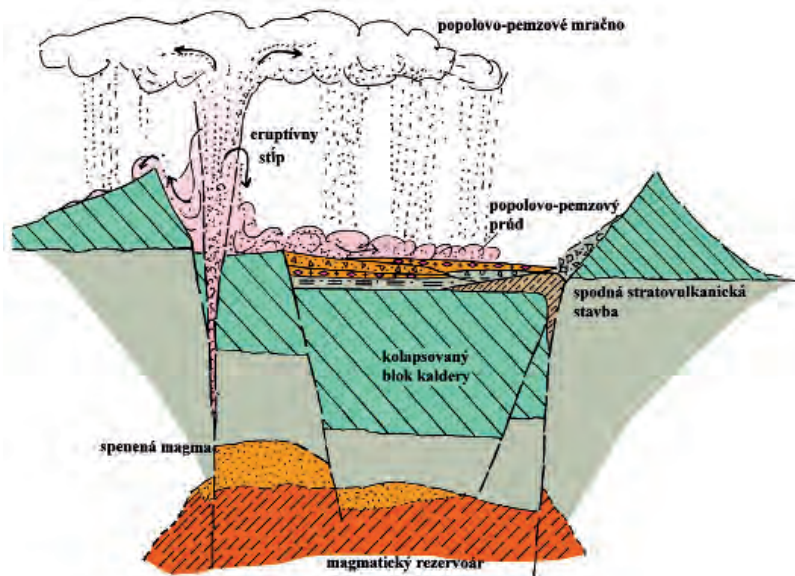
Foto 1. Popolovo-pemzový tuf v stene opusteného lomu južne od obce Ilija – pravá časť lomovej steny (© P. Pachinger).

Pri tomto pohybe sa často zachytia úlomky hornín z podložia, po ktorom sa prúd pohybuje a transportujú sa spolu s prúdom. Ak si celá masa po uložení zachová dostatočne vysokú

teplotu, môže nastať spečenie až zváranie a vzniknú ignimbrity.

V prípade popolovo-pemzového prúdu v stene opusteného lomu na tejto

lokalite sa transportovaný materiál už nenachádzal v horúcom stave a nedošlo k jeho zváraní ani k deformácii pemzy. V tomto prípade ide o ochladený popolovo-pemzový prúd.



Obr. 3. Schéma plinijskej erupcie v štiavnickej kaldere (J. Smolka a kol., 2004).

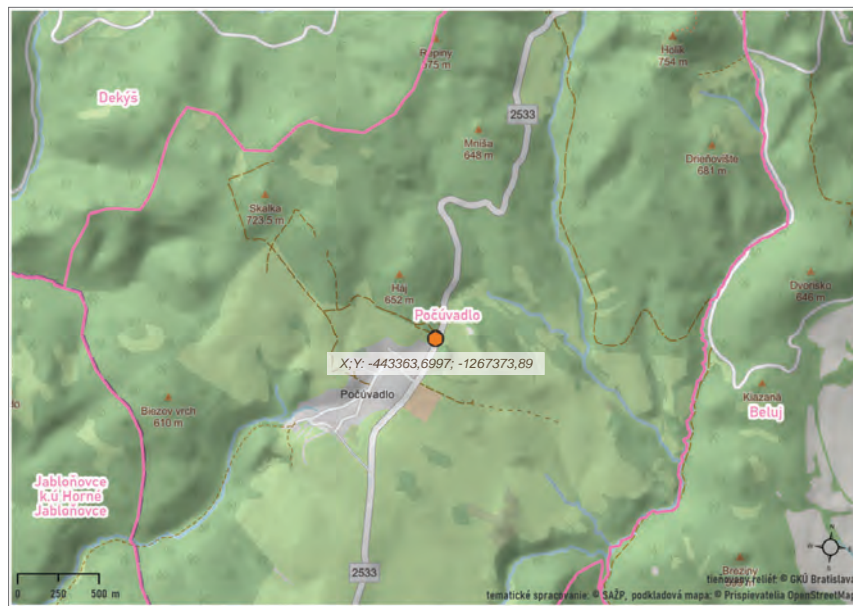
## Geotop č. 16

### Počúvadlo

*zvárané popolovo-pemzové tufy – ignimbrity, vrchná stavba Štiavnického strato-vulkánu*

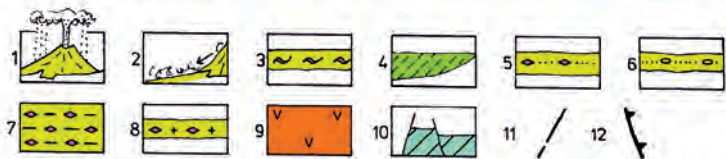
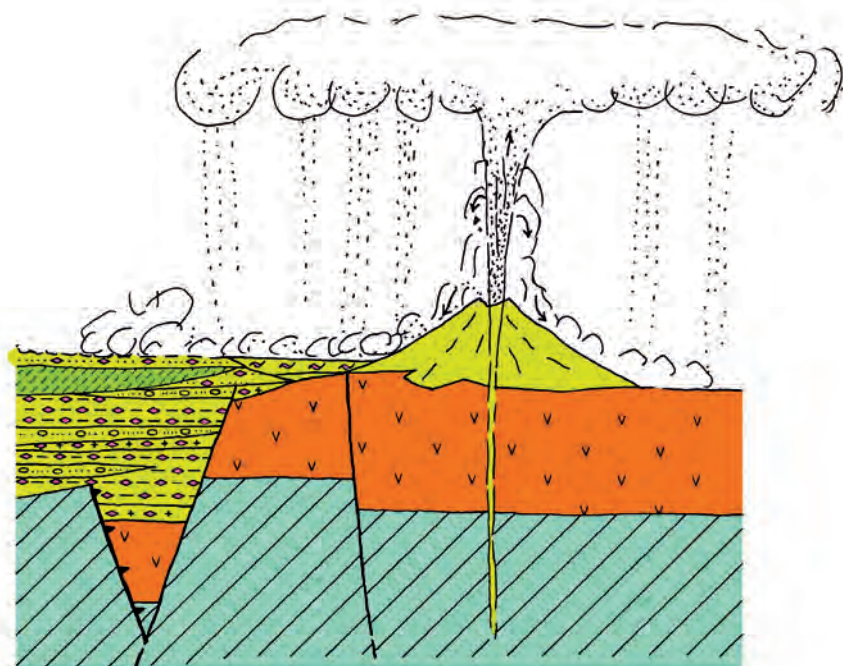
V južnej časti štiavnickej kaldery a sčasti pri okraji výplne delty sú uložené produkty explozívnej aktivity sarmatského vulkanizmu v podobe zváraných popolovo-pemzových tufov – ignimbrítov. Zdrojom popolovo-pemzových tufov boli erupcie plíniovského typu.

Termín plíniovská erupcia bol prijatý do vulkanologickej terminológie na počesť Plínia mladšieho. Ten v liste Tacitovi (rímskemu historikovi) opísal udalosti okolo pamätihodnej erupcie Vezuvu v roku 79 nášho letopočtu, pri ktorej zahynul jeho strýko Plínius starší, významný prírodovedec tej doby. Plínius starší sa pri skúmaní tohto prírodného javu priblížil so svojou veslicou poháňa-



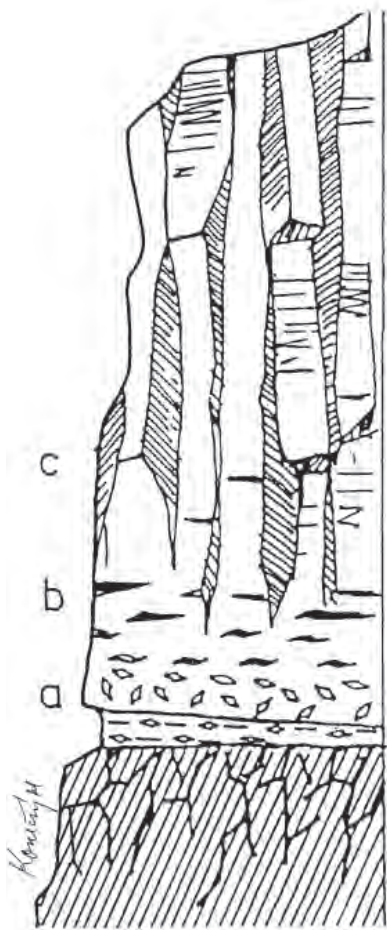
nou otrokmi do nebezpečnej vzdialenosti k erupcii, čo sa mu napokon stalo osudným. Opis priebehu erupcie z pera Plínia mladšieho bol natoľko výstižný a presný, že prešiel do vulkanologickej terminológie ako jeden z typov explozívnych erupcií.

Pri plíniovskej erupcii sa do atmosféry vyvrhne zmes plynov, popola a pemzy v podobe eruptívneho stĺpca (obr. 1.).



Obr. 1. Paleovulkanologická rekonštrukcia erupcie v období spodného sarmatu (J. Smolka a kol., 2004):

1 – plíniovská erupcia predpokladaného sitnianskeho vulkánu, 2 – popolovo-pemzový prúd, 3 – zvárané tufy – ignimbrity, produkty popolovo-pemzových prúdov, 4 – lávový prúd sklovitého pyroxenického andezitu; 5 – redeponované pemzové tufy s polohami epiklastických vulkanických pieskvcov a siltovcov (bielokamenské súvrstvie), 6 – epiklastické vulkanické pieskvice s polohami drobných konglomerátov, 7 – pemzové tufy s polohami siltovcov a pieskvcov uložené vo vodnom prostredí (produkt vulkanizmu pyroxenických a amfibolicko-biotiticko-pyroxenických andezitov), 8 – pemzové tufy – uloženiny popolovo-pemzových prúdov, 9 – výplň štiavnickej kaldery, produkty biotiticko-amfibolických andezitov studenskej formácie, 10 – spodná stratovolkanická stavba, 11 – zlom, 12 – kalderový zlom.



Obr. 2. Typický rez ignimbitovým telesom (J. Smolka a kol., 2004):

a) – báza ignimbitu s nespečeným pemzovým tufom, b) – zóna s fiamme, c) – ignimbit so stĺpcovitou odlučnosťou.

Po dosiahnutí kritickej výšky erupčný stĺp začína vplyvom vlastnej hmotnosti klesať a kolapsuje. Žeravá zmes popola, pemzy a plynov po páde na zemský povrch vysokou rýchlosťou roluje od zdroja erupcie po uklonenom svahu ďalej v podobe horúceho turbulentného popolovo-pemzového prúdu.

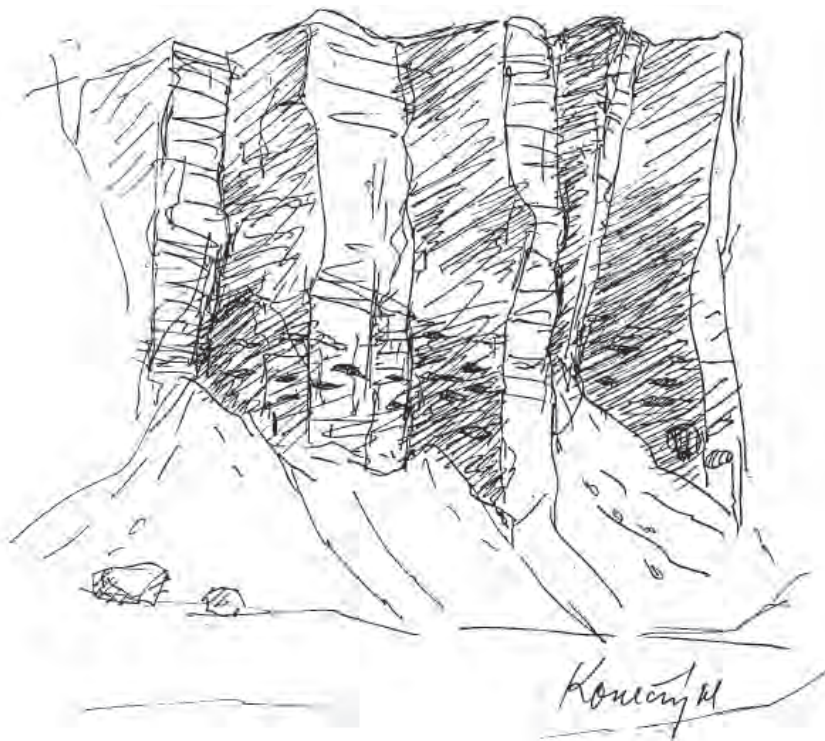
Po skončení pohybu táto žeravá masa popola a pemzy v dôsledku vysokej teploty a vlastnej hmotnosti podlieha zváraniu. Popolovo-pemzová masa nadobúda až kompaktný charakter celistvej horniny podobajúcej sa láve (za ktorú sa dlho považovala). Pemzové fragmenty sa v dôsledku hmotnosti popolovo-pemzovej masy a vysokej teploty deformujú, stávajú



Foto 1. Detail ignimbitu (zvárané tufy) so stĺpcovitou odlučnosťou, zárez štátnej cesty pri severnom okraji obce Počúvadlo (© P. Pachinger).

sa sklovitými, pričom z pemzových úlomkov vznikajú šošovkovité útvary označované ako fiamme. Hornina s touto charakteristikou sa nazýva ignimbit (obr. 2.).

Šošovkovité fiamme hrubé len 1 – 3 cm a s dĺžkou do 5 až 10 cm sú orientované v horizontálnom smere. Sú charakteristické najmä pre spodnú časť ignimbitovej polohy. Na báze



Obr. 3. Hrubostĺpcovitá odlučnosť ignimbitu – zárez cesty pri severnom okraji obce Počúvadlo (© V. Konečný).

ignimbritového telesa je spravidla poloha nespečeného tufu (a). Vyššie nasleduje zóna intenzívne zváraného typu s fiamme (b). Nad touto zónou je pomerne kompaktná hornina zváraného tufu s hrubo stĺpcovitou odlučnosťou (c), ktorá vznikla

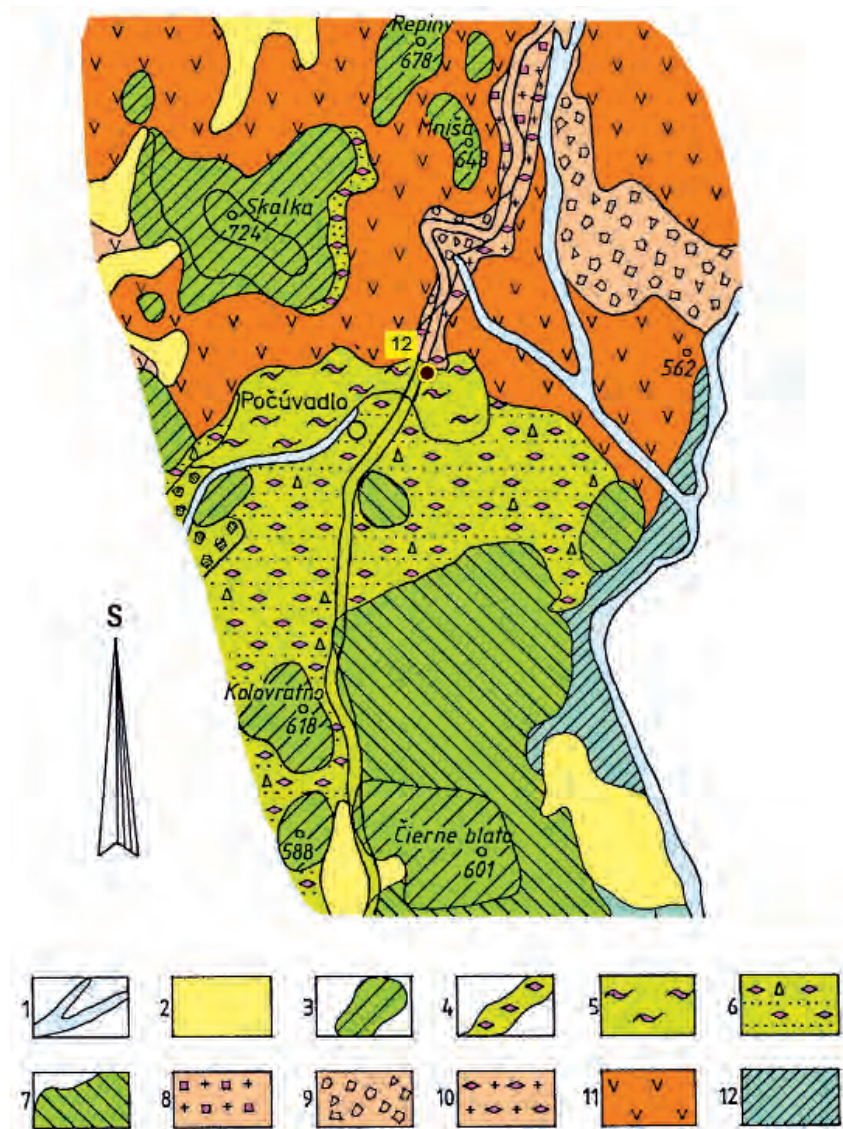
v priebehu chladnutia (podobne ako v prípade lávových prúdov). V smere nahor postupne ubúda kompakcie a príznakov deformácie pemzy a hornina prechádza až do nezváraného tufu.

Zvárané tufy – ignimbrity – sa v záreze štátnej cesty vyznačujú pomerne vysokou kompaktnosťou, ktorá poukazuje na relatívne vysokú teplotu popolovo-pemzového prúdu po jeho uložení. Odlučnosť je hrubostĺpcovitá podľa plôch subvertikálneho priebehu (obr. 3). Odlučnosť tohto typu (kontrakčná odlučnosť) vzniká bežne v prípade lávových prúdov v procese chladnutia a kryštalizácie, pri ktorej sa znižuje objem. Podobne aj v prípade ignimbritov, v dôsledku chladnutia a pokračujúcej kompaktácie s deformáciou pemzy sa znižuje objem a v dôsledku vnútorných pnutí vzniká stĺpcová odlučnosť.

V spodnej časti telesa, kde je kompakcia najintenzívnejšia, sú prítomné šošovkovité fiamme (zosklovaná pemza) v dĺžke od niekoľko cm do 15 – 20 cm orientované subhorizontálne (obr. 3., foto 1.). Matrix je výrazne spečený až homogénizovaný.

Pri mikroskopickom štúdiu matrixu pozorujeme drobné sploštené a zosklované úlomky pemzy – fiamme. Zosklovaný matrix je medzi úlomkami pemzy zhomogenizovaný a nadobúda štruktúru obtekania okolo úlomkov pemzy, amfibolu, hyperstenu a biotitu. Ignimbrity svojím zložením zodpovedajú zváraným popolovo-pemzovým tufom bielokamenského súvrstvia. Sú produktom explozívnych plíniových erupcií amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom.

V spodnej časti ignimbritového telesa sú prítomné zriedkavé úlomky až bloky starších biotiticko-amfibolických andezitov z podložia zachytené popolovo-pemzovým prúdom pri jeho pohybe po vulkanickom svahu. Hrúbka ignimbritov pri obci Počúvadlo, overená vrtmi, dosahuje 25 až 30 m. Na báze ignimbritov je poloha nespečeného tufu. Vrchná časť ignimbritového telesa je znížená eróziou, to znamená, že pôvodná hrúbka ignimbritov bola väčšia. Ignimbrity sa končí pri severnom okraji sedimentačného bazénu na vulkanickom svahu v suchozemskom prostredí (obr. 4.). V pokračovaní na juh sú vo vodnom prostredí uložené rozplavené a redeponované pemzové tufy.



Obr. 4. Schéma geologickej stavby v okolí obce Počúvadlo (J. Smolka a kol., 2004):

1, 2 – kvartérne sedimenty, 1 – aluviálne riečne sedimenty, štrky a piesky, 2 – kamenito-hlinité sedimenty vo výplni dolín, 3 – amfibolicko-pyroxenický andezit s biotitom typu Sitno, 4–6 – bielokamenské súvrstvie, 4 – epiklastické vulkanické pieskovce s pemzou vo výplni paleodoliny, 5 – zvárané pemzové tufy ignimbrity, 6 – redeponované pemzové tufy s vložkami epiklastických vulkanických brekcií, pieskovcov a siltovcov, 7 – sklovité pyroxenické andezity badánskej formácie, 8–11 – produkty vulkanizmu biotiticko-amfibolických andezitov studenskej formácie, 8 – chaotické brekcie pyroklastických prúdov, 9 – hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie, 10 – pemzové tufy, uloženiny popolovo-pemzových prúdov, 11 – lávové prúdy a extrúzie biotiticko-amfibolických andezitov, 12 – spodná stratovolkanická stavba bádenského veku, nečlenená.

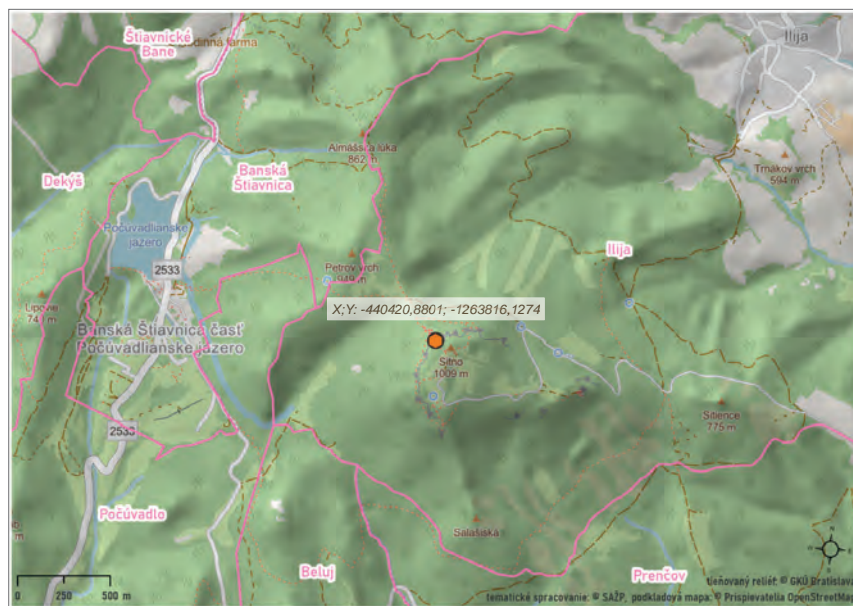
## Geotop č. 17

**Sitno**

**skalné bralá amfibolicko-pyroxenického andezitu ± biotit, vrchná stavba Štiavnického stratovulkánu**

Vrchol Sitna, opradený povestami a legendami, bol vyhľadávaným miestom a útočiskom ľudí už od neolitu, známy Keltom aj Rimanom, a nakoniec bol miestom stredovekého hradu. Masív Sitna dosahuje najvyššiu nadmorskú úroveň, 1 009 m n. m., spomedzi ostatných hrebeňov a vrcholov vulkanického pohoria Štiavnických vrchov. Vrcholová oblasť Sitna tvoria zvyšky lávového prúdu, ktorý vznikol v oblasti štiavnickej kaldery v období sarmatu (zhruba pred 13 miliónmi rokov).

Západný okraj masívu Sitna je obmedzený strmými skalnými stenami padajúcimi do hĺbky 40 – 50 m. Skalné steny sú rozčlenené podľa subver-



tikálnych až vertikálnych odlučných plôch na celý rad kulisovitých blokov, na jednotlivé bralá (obr. 1.).

Vnútrotná stavba brál sa člení podľa doskovitej odlučnosti s úklonmi

10 – 15° na juhovýchod. Doskovitá odlučnosť zodpovedá plochám fluidality (tečenia), ktoré vznikajú v záverečnom štádiu pri ukončení pohybu lávového prúdu (v čase bezprostredne pred jeho zastavením



Obr. 1. Skalné bralá na severozápadnom okraji Sitna (© V. Konečný).



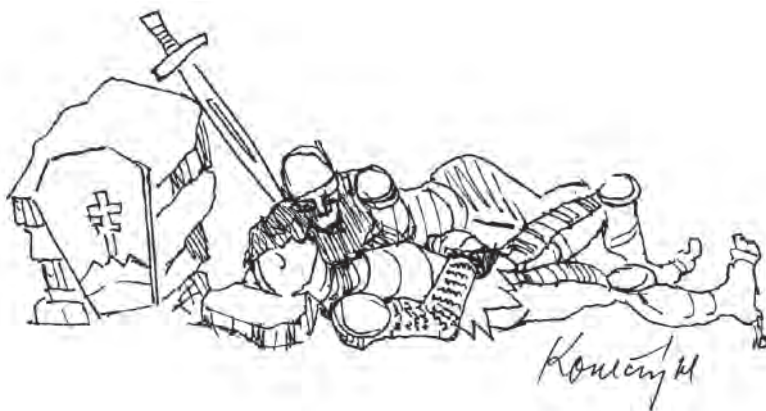
a stuhnutím). Tieto plochy doskovitej odlučnosti (označované aj ako laminačné plochy) sú orientované paralelne s povrchom, po ktorom sa lávový prúd pohybuje.

Sú dôležitým kritériom pri rekonštrukcii formy lávového prúdu a smeru jeho pohybu.

Kombináciou odlučnosti podľa strmých až vertikálnych plôch a na nich kolmých plôch doskovitej odlučnosti vznikajú podivuhodné až bizarné formy skalných brál. Niektoré pripomínajú postavy alebo prilbice stredovekých rytierov (obr. 1.), ktorí spia pod Sitnom, čakajúc na horšie časy, keď budú k dispozícii v plnej zbroji (obr. 2.).

Skalné steny západného okraja masívu Sitna predstavujú súčasný denudačný okraj pôvodne rozsiahlejšieho lávového prúdu, ktorý pokračoval od SZ v smere na JV (obr. 3.).

Ďalšie zvyšky tohto prúdu tvoria vrcholy Sitencie (k. 775) a Biely kameň (k. 657). Po prekročení kalderového zlomu pokračoval lávový prúd ďalej

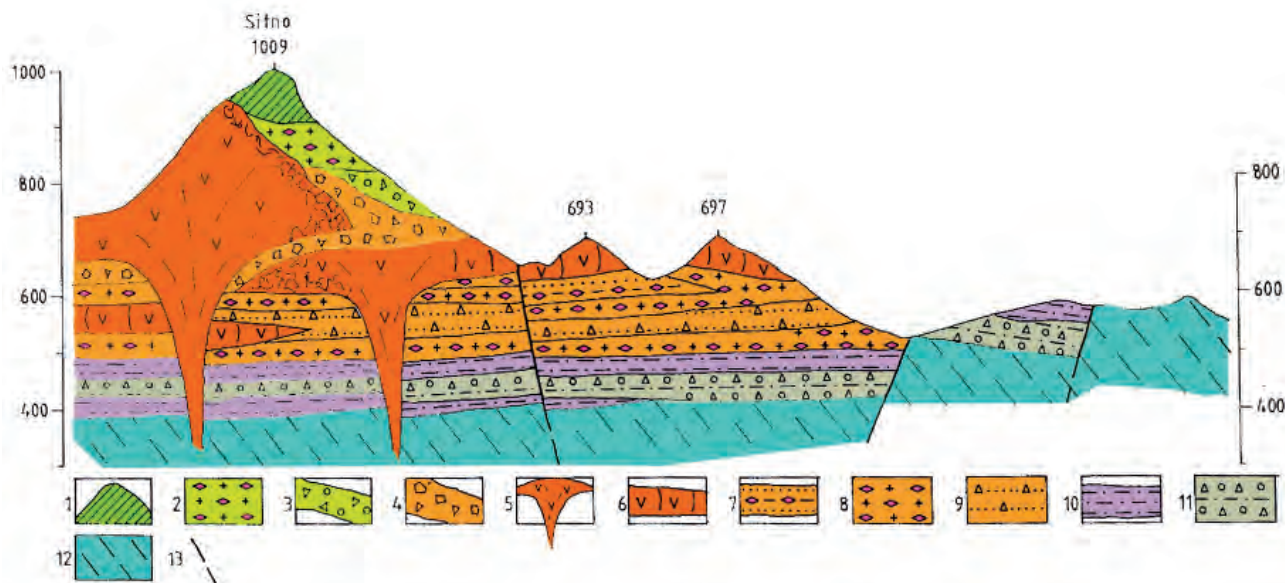


Obr. 2. Zatiaľ nie je tak zle, aby sme sa zobudili (© V. Konečný).

na stratovulkanický svah do vzdialenosti zhruba 10 km od Sitna. Lávový prúd pri svojej ceste na vonkajšom stratovulkanickom svahu sledoval paleodolinu smerujúcu od kalderového zlomu na JV k úpätiu stratovulkánu. Lávový prúd pritom zostúpil z nadmorskej výšky cca 950 m až na úroveň 500 m (severne od obce Devičie) a dosiahol vzdialenosť 17 km.

Lávový pokrov masívu Sitna sa ukľáňa na JV cca 10 – 15° (pri SZ okraji

je jeho báza v úrovni cca 950 m n. m., pri JV okraji je 750 m n. m.). Pri západnom okraji je lávový prúd Sitna uložený na povrchu amfibolicko-biotitického andezitu studenskej formácie, v smere k JV okraju jeho podložie tvoria tufy bielokamenského súvrstvia (obr. 3.). Bielokamenské súvrstvie podobne vystupuje aj v podloží reliktov andezitového prúdu vrcholov Sitencie a Biely kameň. Na základe viacerých izolovaných reliktov lávových prúdov v južnej časti



Obr. 3. Geologický rez na severovýchodnom svahu Sitna (J. Smolka a kol., 2004):

1 – sitniansky andezit, 2 – pemzové tufy bielokamenského súvrstvia, 3 – 9 – horniny studenskej formácie vo výplni kaldery, 3 – epiklastické vulkanické brekcie, konglomeráty, 4 – hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie, 5 – extrúzia, 6 – lávový prúd biotiticko-amfibolického andezitu, 7 – redeponované pemzové tufy, 8 – popolovo-pemzový prúd, 9 – epiklastické vulkanické pieskovce s drobnými úlomkami andezitov, 10 – 11 – červenostudnianske súvrstvie, 10 – siltovce a pieskovce s lignitmi, 11 – pieskovce, siltovce, drobné brekcie a konglomeráty, 12 – spodná stratovulkanická stavba, nečlenená, 13 – zlom.

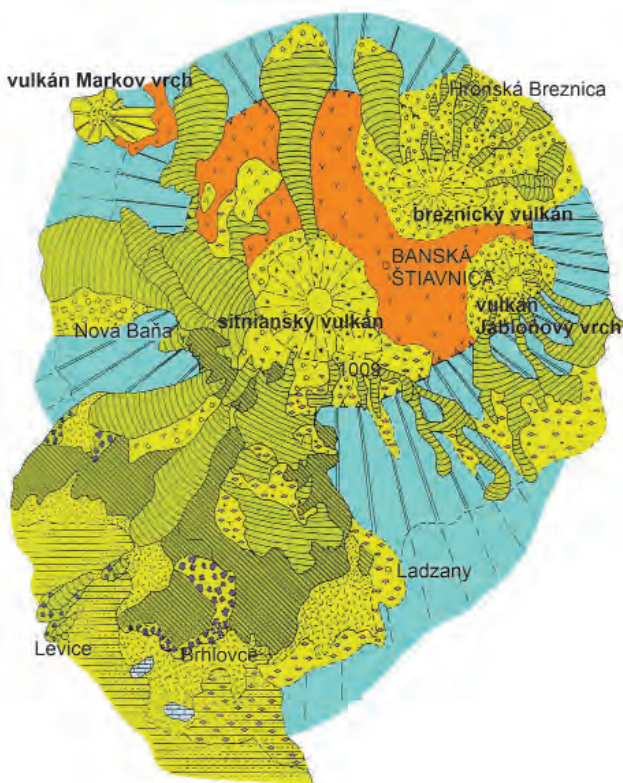
kaldery je možné usúdiť, že lávový prúd tvoril pôvodne v južnej časti kaldery rozsiahlejší a súvislejší lávový pokrov, ktorý bol z južnej strany obmedzený bariérou kalderového zlomu (obr. 4).

Lávový prúd smerujúci od Sitna na JV na vonkajší stratovulkanický svah bol súčasťou predpokladaného sitnianskeho vulkánu. Jeho centrum sa nachádzalo v južnej časti kaldery (obr. 5).

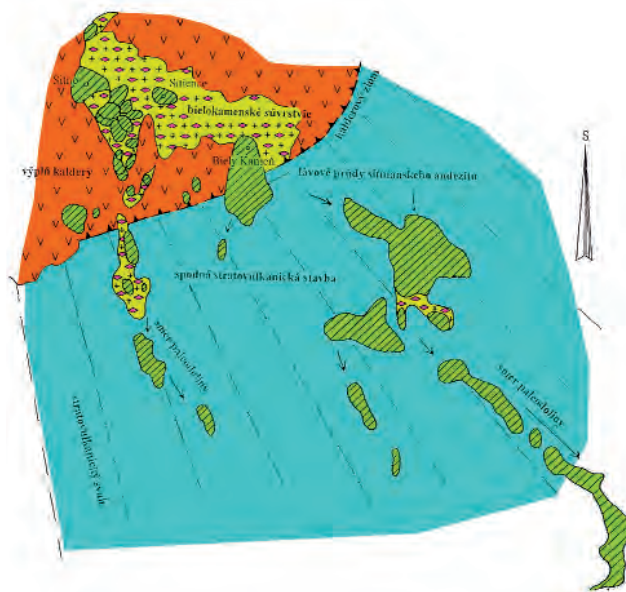
Predpokladaný vulkán, z ktorého svahov stekali lávové prúdy (obr. 6. A) a pohybovali sa ďalej na vonkajší stratovulkanický svah, podľahol denudácii a bol úplne odstránený (obr. 6. B). Príčinou bol enormný výzdvih hodruško-štiavnickej hraste, pri ktorom sa v dôsledku denudácie odkryli subvulkanické intrúzie a horniny predvulkanického podložja (širšia oblasť Hodruše a Vyhňí).

Lávový prúd v oblasti Sitna s nadmorskou výškou 1 009 m, v súčasnosti predstavuje najvyššie položený relikv lávového prúdu (foto 1.). Pôvodne bol lávový prúd uložený pri úpätí predpokladaného sitnianskeho vulkánu. Vrchol tohoto vulkánu bol pravdepodobne o 1 500 až 2 000 m vyššie.

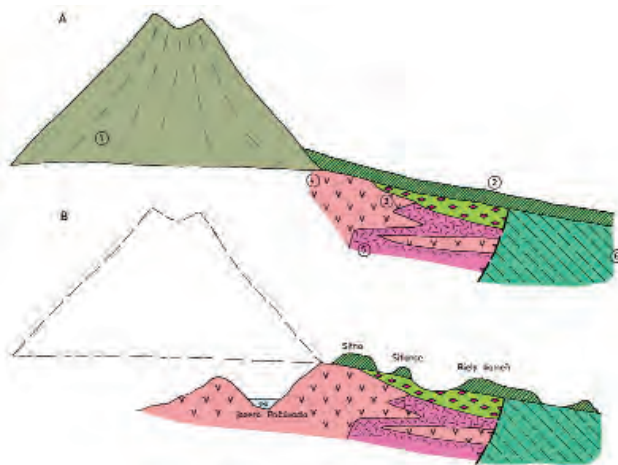
Masív Sitna a ďalšie vrcholy a hrebene pokryté zvyškami lávových prúdov sitnianskeho andezitu dosahujú najvyššiu nadmorskú úroveň v súčasnom reliéfe. Pôvodne však boli súčasťou rozsiahlejšieho lávového pokrovu uloženého v depresii v JV časti kaldery na bielokamenskom



Obr. 5. Rekonštrukcia sarmatských vulkánov v oblasti štiavnickej kaldery (J. Smolka a kol., 2004).



Obr. 4. Rozšírenie lávových prúdov sitnianskeho andezitu v juhovýchodnej časti kaldery a na stratovulkanickom svahu (J. Smolka a kol., 2004).



Obr. 6. Vývoj reliéfu v oblasti štiavnickej kaldery (J. Smolka a kol., 2004):

A – vznik sitnianskeho vulkánu v období sarmatu:  
 1 – predpokladaný kužeľ sitnianskeho vulkánu, 2 – lávový prúd sitnianskeho andezitu, 3 – pemzové tuffy bielokamenského súvrstvia, 4 – 5 – výplň štiavnickej kaldery, produkty vulkanizmu, biotitiko-amfibolického andezitu, studenská formácia, 4 – extrúzie a lávové prúdy, 5 – pemzové tuffy a brekcie, 6 – spodná stratovulkanická stavba nečlenená, 7 – kalderový zlom.  
 B – súčasný reliéf po denudácii sitnianskeho vulkánu.

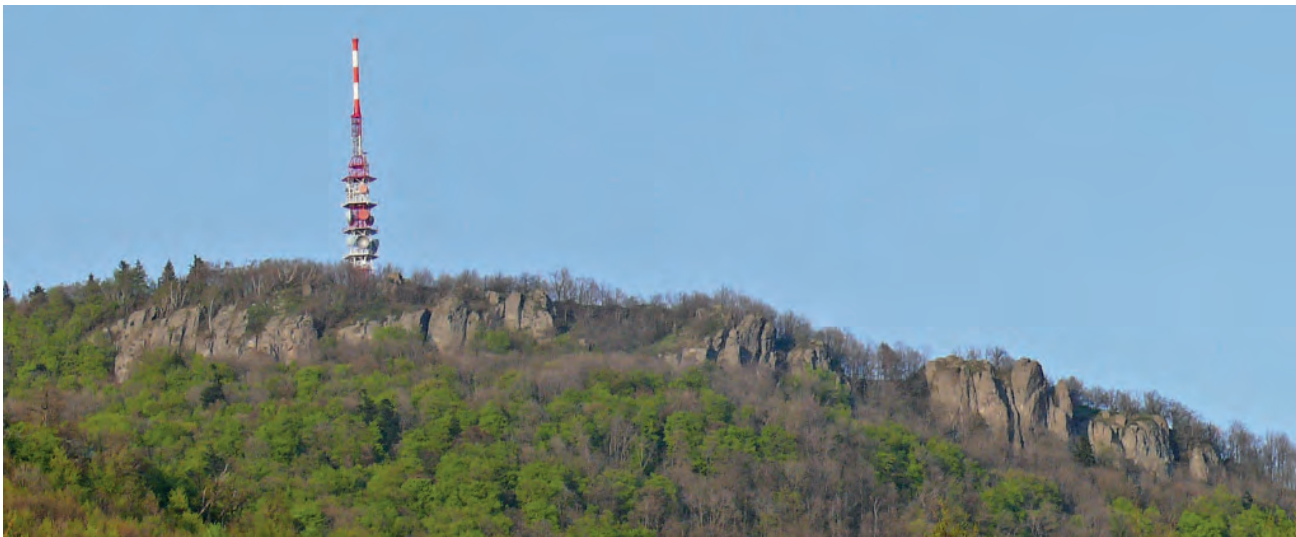
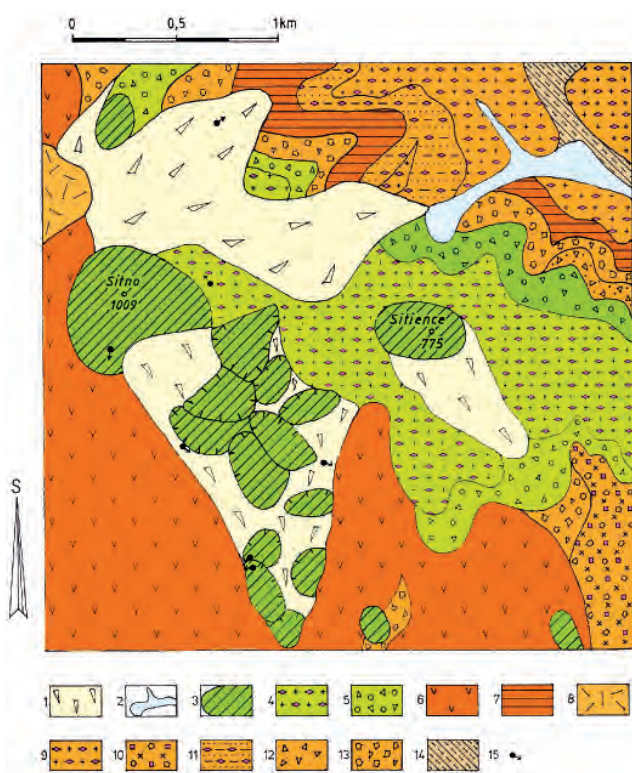


Foto 1. Pohľad na masív Sitno s kulisovitým rozpadom skalných brál (© P. Pachinger).



Obr. 7. Geologická mapa okolia Sitna (J. Smolka a kol., 2004):

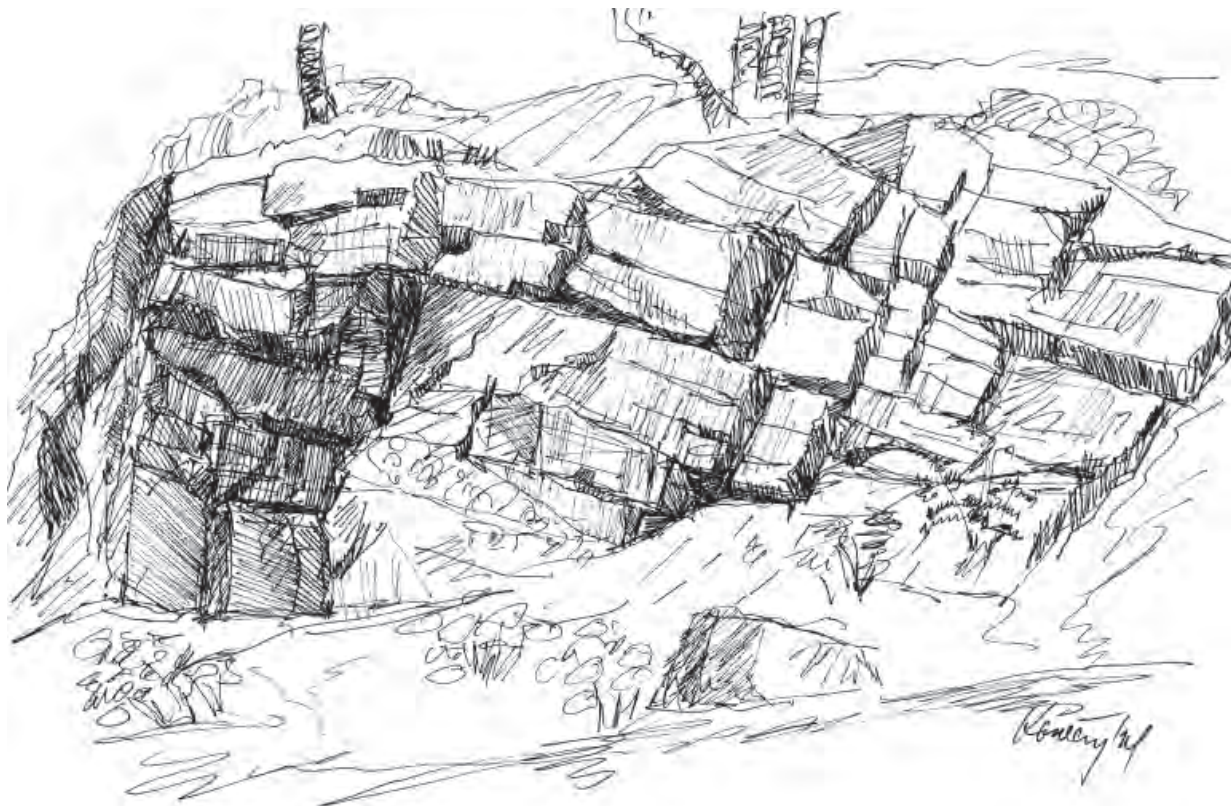
1 – kamenité svahové hliny a blokové zosuvy sitnianskeho andezitu, 2 – aluviálne sedimenty vo výplni dna potokov (štrky a piesky), 3 – zvyšky lávového prúdu sitnianskeho andezitu, 4 – popolovo-pemzové tufy bielokamenského súvrstvia, 5 – epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty, 6 – 13 – výplň štiavnickej kaldery, produkty vulkanizmu biotiticko-amfibolického andezitu (studenská formácia), 6 – extruzívne dómy, 7 – lávové prúdy, 8 – lakolit, 9 – popolovo-pemzový prúd, 10 – chaotická brekcia pyroklastického prúdu, 11 – redeponované pemzové tufy, pieskovce a siltovce, 12 – drobné epiklastické vulkanické brekcie, 13 – hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie, 14 – lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu, 15 – prameň.

súvrství. Dlhodobým účinkom povrchových erozívnych síl (vietor, dážď, tečúca voda a gravitácia) sa odstránili menej odolné horniny (pemzové tufy, vulkanoklastiká a telesá biotiticko-amfibolických andezitov). Lávové prúdy sitnianskeho andezitu viac odolné proti zvetrávaniu sa postupne obnažovali, až sa nakoniec ocitli v pozícii súčasných vrcholov a hrebeňov (obr. 3.). Uvedený proces, ktorým nastal úplný zvrät v morfológii terénu (pôvodne depresia alebo dolina, nakoniec hrebeň), sa nazýva inverzia reliéfu. Lávový prúd sitnianskeho andezitu je priam exemplárnou ukážkou tohto procesu.

Pemzové tufy a redeponované tufy bielokamenského súvrstvia predstavujú materiál pomerne málo odolný voči erozívnym činiteľom. Lávový pokrov sitnianskeho andezitu uložený na bielokamenskom súvrství strácal podporu v svojom podloží, stával sa gravitačne nestabilným, dochádzalo k jeho rozčleneniu na jednotlivé bloky a ich pohybu so vznikom rozsiahleho blokového poľa (blokoviska) na južnom svahu Sitna (obr. 7).

Lávové prúdy tvoria amfibolicko-pyroxenický andezit ± biotit, stredne až hruboporfýrický, tmavosivý. Výrastlice tvoria plagioklas (1 – 4 mm; do 30 %), hypersten (1 – 2 mm; 3,3 %), augit (do 2 mm; 2 %), amfibol (do 3 mm; 2,3 %) a biotit (1 – 3 mm; do 1 %). Základnú hmotu (do 62 – 70 %) tvorí vulkanické sklo, mikrolity plagioklasu, amfibolu a pyroxénov. Základná hmotu je mikroliticko-pilotaxitická až mikroliticko-hyalinná (sklovitá).

# 5. Územný celok turizmu Hodruša Hámre



Obr. 1. Sedimenty permu v záreze lesnej cesty v bočnej doline Suchá Voznica tvoria pestré piesčité bridlice, striedajúce sa s polohami pieskovcov a siltovcov (© V. Konečný).

## Geotop č. 18

### Richňavská dolina pieskovce a bridlice permu (malužinské súvrstvie)

Horniny predvulkanického podložja vystupujú na povrch v centrálnej až západnej časti hodruško-štiavnickej hraste. Hrastová štruktúra bola sformovaná v závere vulkanickej aktivity v období sarmatu až panónu výzdvihom rozsiahleho bloku v centrálnej časti štiavnickej kaldery. Denudačný zrez v centrálnej až západnej časti hrastovej štruktúry, orientovanej v smere SV-JZ, odstránil vulkanické komplexy a odkryl geologickú stavbu hornín predvulkanického podložja.

Najstaršími horninami sú kryštalické bridlice a granitoidy veporika hercýnskeho veku, reprezentované najmä

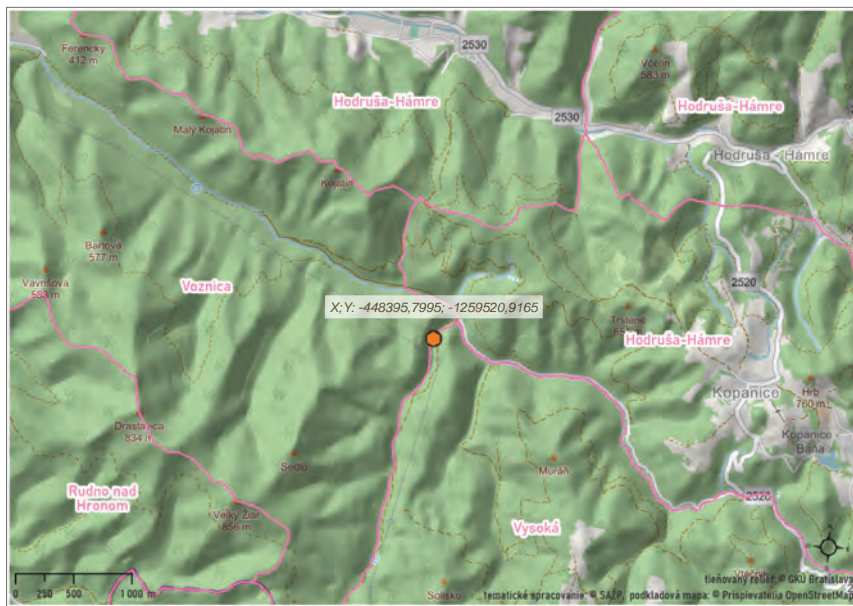
drvenou „vyhnianskou“ žulou, vystupujúce v severovýchodnej časti hraste. V nadloží hornín kryštalinika je uložená spodná jednotka reprezentovaná sériou *Veľkého boku*. Tvoria ju horniny mezozoika v časovom rozpätí spodný trias – stredná krieda. Horniny série *Veľkého boku* v neúplnom vývoji sú tektonicky dynamometamorfne postihnuté. Vystupujú najmä v severovýchodnej časti hraste.

V nadloží série *Veľkého boku* je uložená vyššia príkrovová jednotka *Hronika*, ktorá v oblasti hraste reprezentuje *šturecký príkrov* (v staršej literatúre *chočský príkrov*). *Šturecký príkrov* nasunutý na spodnú jednotku tvoria v spodnej časti sedimenty karbónu (nižnoboceanske súvrstvie), vyššie sedimenty permu (malužinské súvrstvie), beňkovské súvrstvie (kremence spodného triasu), vápence a dolomity stredného až vrchného triasu a lunzské vrstvy v podobe piesčitých bridlic a pieskovcov vrchného triasu.

Sedimenty permu malužinského súvrstvia tvoria pestré, cyklicky usporiadané pieskovce, drobnozrnné zlepenca a bridlice s polohami paleobazaltov.

Charakteristickým znakom je pestré sfarbenie (červené, čiernosivé, svetložltosivé, nazelenalé) a cyklický charakter. Sedimentárny cyklus s hrúbkou 2 – 5 m sa začína pieskovcami, alebo drobnými zlepenkami, ktoré sú vyššie vystriedané pieskovcami, prachovcami a bridlicami. Pieskovce tvoria zrná kremeňa, plagioklasu, draselných živcov a slúd. Sú prítomné aj úlomky vulkanických hornín (dacitov, andezitov až bazaltov). Vulkanické horniny zastupujú v rámci sedimentárnych súvrství tufy, tufity, lávové telesá andezito-bazaltové a menej časté sú dajky gabrodioritových porfyritov. Vulkanizmus podľa J. Vozára (1977, 1980) odpovedal riftovému vulkanizmu tholeitového typu.

V období permu prebiehala sedimentácia v izolovaných medzihorských depresiách v jazernom prostredí v semiaridnej až aridnej klíme (horúcej a suchej).



Permské sedimenty vystupujú v bočnej doline Suchá Voznica vyúsťujúcej do hlavnej Richňavskej doliny (cca 5 km JV od obce Voznica) v záreze lesnej cesty v dĺžke cca 25 – 30 m (obr. 1., foto 1.).

V odkryve sú piesčité bridlice pestrého sfarbenia (červené, fialové, zelené) s rytmickým striedaním polôh piesčitých stredne až jemnozrnných sedimentov, ktoré vyššie prechádzajú do siltovcových jemných sedimentov. Jednotlivé cykly tvoria lavice.

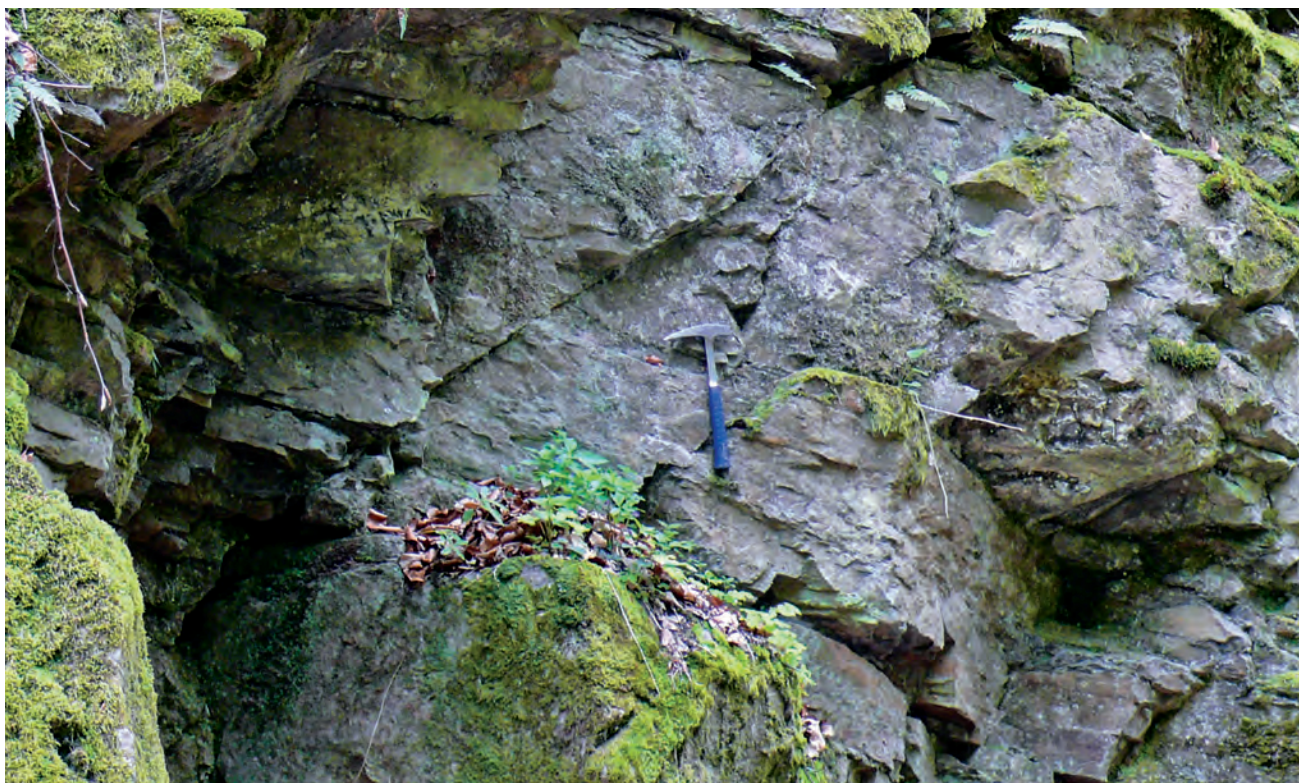
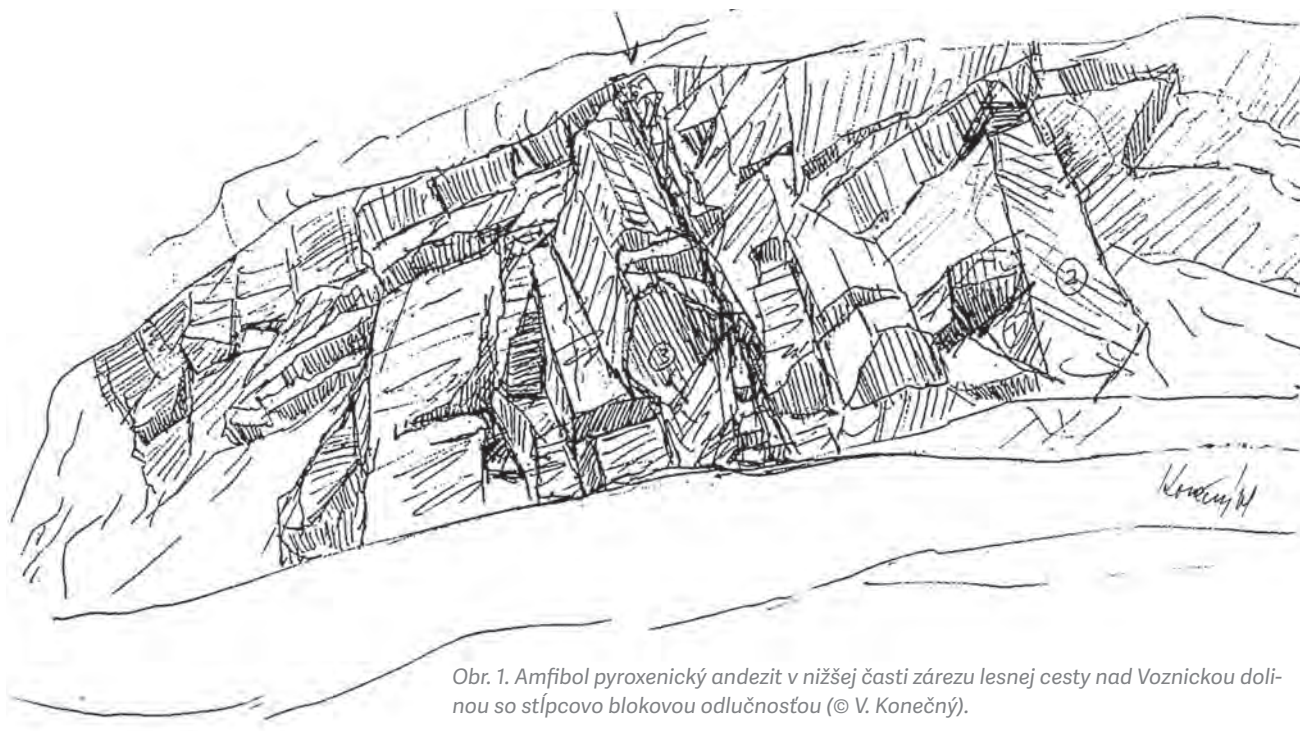


Foto 1. Detail sedimentárneho súvrstvia permu so striedaním piesčitých bridlíc a jemnozrnných pieskovcov a siltovcov (© P. Pachinger).



Obr. 1. Amfibol pyroxenický andezit v nižšej časti zárezu lesnej cesty nad Voznickou dolinou so stĺpcovo blokovo odlučnosťou (© V. Konečný).

## Geotop č. 19

### Suchá Voznica

#### andezitový prúd spodnej stratovulkanickej stavby

V oblasti hraste, sformovanej výzdvihom rozsiahleho bloku v centrálnej časti kaldery následnou denudáciou s odstránením hornín vrchnej vulka-

nickej stavby, vrátane výplne kaldery, a pri podstatnej redukcii hornín spodnej stavby boli odhalené najnižšie úrovne stratovulkanickej stavby. Táto je odkrytá najmä v spodných úrovniach svahov Richňavskej doliny, v zárezoch potoka Richňava a lesnej cesty, ako aj v bočných dolinách vyúsťujúcich do Richňavskej doliny. V odkryvoch vystupujú vulkanické telesá rôznorodého litologického zlo-

ženia s prevahou lávových prúdov nad vulkanoklastickými horninami. Horninový komplex spodnej stavby je postihnutý intenzívnymi hydrotermálnymi premenami (najmä propylitizáciou), tektonickými zlomami s pásmami drvenia a je prenikaný mnohonásobnými dajkami kremidioritových porfýrov.

Ako príklad spodnej stratovulkanickej stavby bol vybraný odkryv andezitového telesa v zárezu lesnej cesty odbočujúcej z doliny Suchá Voznica v smere na severný svah kóty 683 Sedlo. V zárezu lesnej cesty je odkrytý andezit s blokovo stĺpcovou odlučnosťou (obr. 1., foto 1.) až s naznačenou doskovitou odlučnosťou (obr. 2., foto 2.).

Stĺpcová odlučnosť na obr. 1. je hlavne podľa plôch 100 SE/90° (1) a 35 EN/60° (2) a doskovitou podľa 240 SW/45° (3). Andezitové teleso odpovedá strednej až vyššej časti lávového prúdu. Úklon doskovitej odlučnosti 45° je pravdepodobne tektonický.

Andezit je stredne porfýrický, tmavosivý, nazelenalý, výrastlice tvorí plagioklas (1 – 3 mm), amfibol (2 – 3 mm), pyroxény (do 2 mm), propylitizovaný, tmavé výrastlice sú chloritizované.





Obr. 2. Andezit s doskovitou odlučnosťou vo vyššej časti zárezu lesnej cesty (© V. Konečný).

Andezitové teleso prestupujú pásma drvenia v smere  $315\text{ NW}/80^\circ$  (v smere šípky na obr. 1).

V podloží andezitového telesa vystupuje predvulkanické podložie v podobe sedimentov permu.



Foto 2. Detail andezitu s naznačenou doskovitou odlučnosťou (© P. Pachinger).



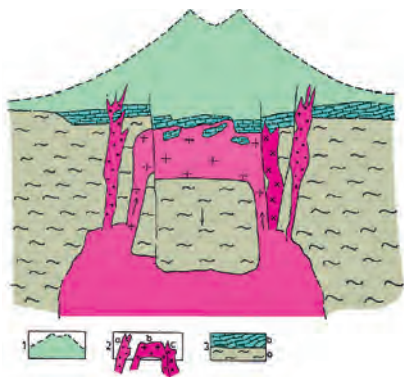
Foto 1. Odkryv lávového prúdu spodnej stavby v zárezu lesnej cesty nad dolinou Suchá Voznica. V ľavej časti je stĺpcová odlučnosť – odpovedá obr. 1., v pravej časti prevláda doskovitá odlučnosť odpovedajúca obr. 2. (© P. Pachinger).

## Geotop č. 20

**Banská Hodruša – Sandrik****intrúzia granodioritu**

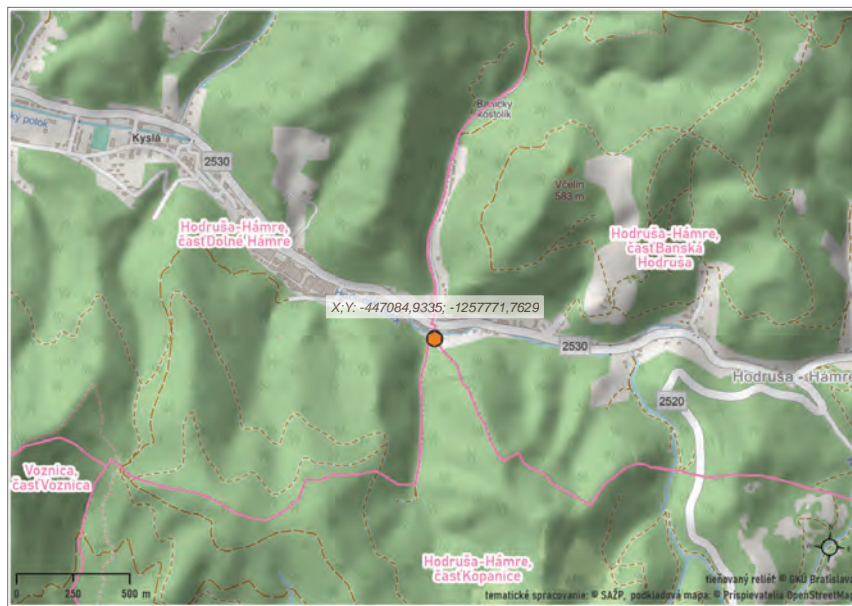
Hlboký denudačný zrez odkryl v centrálnej až západnej časti hodruško-štiavnickej hraste (oblasť maximálneho výzdvihu) subvulkanický hodruško-štiavnický intruzívny komplex granodioritu a dioritu, umiestnený v prostredí paleozoicko-mezozoických hornín. Centrálne časť komplexu obsadil granodioritový plutón a pri jeho severnom okraji je umiestnená intrúzia dioritu orientovaná zhruba v smere V-Z. Granodioritový plutón pokračuje v podloží vulkanických hornín v smere na východ až do oblasti Banskej Štiavnice, kde je jeho prítomnosť preukázaná vrtní a banskými prácami. Celkový plošný rozsah plutónu presahuje 100 km<sup>2</sup>.

Sedimenty a karbonátové horniny mezozoika (vápence a dolomity), ktoré predstavujú strop intrúzie, sú pri kontakte s intrúziou zrohovcované, skarnizované. Tesne pod stropom plutónu sú v ňom uzavreté veľké



Obr. 1. Schéma granodioritovej a dioritovej subvulkanickej intrúzie v podloží Štiavnického stratovulkánu (J. Smolka a kol., 2005):

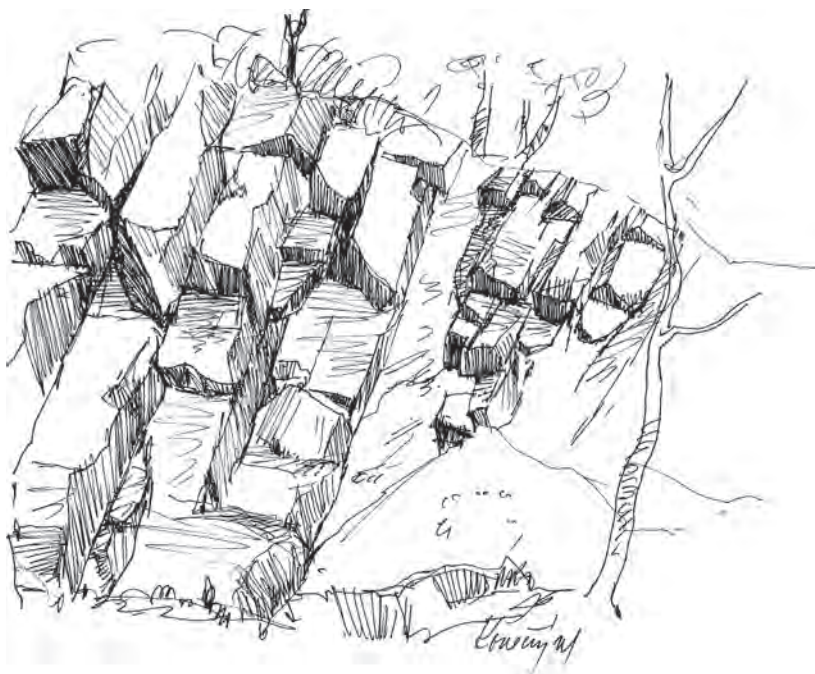
Magmatický rezervoár, klesajúci blok podložia, stratovulkán: 1 – stratovulkán, 2 – formy subvulkanických intrúzií Štiavnického stratovulkánu: a) štokovo-dajková intrúzia granodioritového porfýru (komplex Zlatno), b) granodioritová intrúzia typu obráteného zvona, c) štoková intrúzia dioritu, 3 – predvulkanické podložie: a) kryštalínium, b) mezozoikum.



ploché bloky kryštalínika. Granodioritový plutón sa javí ako teleso s relatívne plochým vrchným okrajom a v smere od centra odklonenými okrajmi. Hrúbka plutónu je viac ako 2 km, vrt B-1 (J. Štohl a kol., 1990) nedosiahol jeho podložie. Vznik granodioritového plutónu je interpretovaný ako výsledok poklesu centrálného bloku do magmatického rezervoára s následným vyplnením priestoru

v nadloží bloku granodioritovou magmou v podobe zvonovej formy typu „ring bell“ (V. Konečný a kol., 1998 a, obr. 1.).

V Banskej Hodruši, dnes obec Hodruša-Hámre, v časti Sandrik je oproti šachte Mayer, v bočnej dolinke na svahu pri kóte 327,5 v opustenom lome, odkrytá intrúzia granodioritu (obr. 2., foto 1., 2.).



Obr. 2. V opustenom lome v Banskej Hodruši oproti šachte Mayer je odkrytý granodiorit so stĺpcovou až blokovou odlučnosťou (© V. Konečný).





Foto 1. Opustený lom v Banskej Hodruši oproti ťachtám Mayer (© P. Pachinger).

Odlučnosť granodioritu je bloková až hrubo stĺpcová podľa plôch 100 SE/90°, ON/90°, 24 OWS/30°.

Granodiorit je tmavosivý až svetlosivý, hrubozrnný s rovnomerne zrnitou štruktúrou (zrno 4 – 5 mm) tvorený zrnami plagioklasu, amfibolu, biotitu a alotriomorfnými zrnami kremeňa a ortoklasu. Akcesorické minerály tvorí apatit, titanit, zirkón, magnetit a ojedinele turmalín.

Granodiorit je v rôznej miere postihnutý propylitizáciou, ktorá sa prejavuje najmä chloritizáciou amfibolu, biotitu a pri intenzívnejšej premene albitizáciou plagioklasu, prítomnosťou sericitu, karbonátu, pyritu a sekundárneho kremeňa.



Foto 2. Detail odkrytého granodioritu so stĺpcovou a blokovou odlučnosťou (© P. Pachinger).

## Geotop č. 21

### Kopanice – zárez štátnej cesty

ložná intrúzia kremito-dioritového porfýru, intrúzia granodioritu

V záreze štátnej cesty severne od osady Kopanice (obec Hodruša-Hámre) sú odkryvy ložnej intrúzie kremito-dioritového porfýru a v pokračovaní cesty v smere na Hodrušu nasledujú odkryvy porfýrického granodioritu.

Kremito-dioritový porfýr kyslého zloženia bez výrastlíc kremeňa vystupuje v podobe ložnej intrúzie v nadloží vápencov a dolomitov stredného až vrchného triasu série Veľkého boku a sčasti v nadloží granodioritu (Kohútovska dolina severne od Kopaníc).



Obr. 1. V záreze štátnej cesty severne od osady Kopanice je odkrytá ložná intrúzia (sill) kremito-dioritového porfýru. Odlučnosť je stĺpcová podľa subvertikálnych plôch (© V. Konečný).

V odkryve v zázere štátnej cesty cca 600 m severne od osady Kopanice sú odkryvy kremito-dioritového porfýru v dĺžke cca 30 – 40 m. Odľučnosť je výrazne stĺpcová podľa vertikálnych až subvertikálnych plôch (obr. 1., foto 1.).

Hornina je sivozelená (propylitizovaná), hruboporfyrická, výrastlice tvoria plagioklas (2 – 6 mm), amfibol (4 – 6 mm), biotit (do 4 mm). Vývoj základnej hmoty je mikrohypidio-morfne zrnitý. Od kremitého dioritového porfýru hodruškého typu (Geotop č. 22. Hodrušská dolina – cesta k Andresáľom) sa odlišuje neprítomnosťou výrastlíc kremeňa.

Teleso kremito-dioritového porfýru využilo pri svojom umiestnení rozhranie medzi horninami paleozoika a mezozoika v strope intrúzie, eventuálne rozhranie vrchnej časti intrúzie a nadložného vulkanického komplexu.



Porfyrický granodiorit vystupuje nižšie v zázere štátnej cesty v smere na Hodrušu cca 1 000 – 1 200 m severne od osady Kopanice. Styk s telesom kremito-dioritového porfýru je tektonický podľa línie s priebehom SV-JZ (v zázere štátnej cesty nie je odkrytý).

Teleso porfyrického granodioritu sa vyznačuje blokovo-stĺpcovou odľuč-

nosťou podľa subvertikálnych plôch (obr. 2., foto 2.).

Porfyrický granodiorit predstavuje okrajovú fáciu hrubozrnného všesmerne zrnitého granodioritu, ktorý vystupuje v centrálnejšej časti telesa (Geotop č. 20. Hodruša – Sandrik). Hornina je porfyrická, veľké zrná plagioklasu, amfibolu a biotitu sú obklopené zrnami ortoklasu



Foto 1. Ložná intrúzia (sill) kremito-dioritového porfýru s výraznou stĺpcovou odľučnosťou v zázere štátnej cesty severne od Kopaníc (© P. Pachinger).



Obr. 2. Porfyrický granodiorit odkrytý v záreze štátnej cesty severne od osady Kopanice predstavuje okraj rozsiahlej granodioritovej intrúzie, ktorej väčšia časť vychádza na povrch v oblasti Hodruše. Porfyrický granodiorit sa vyznačuje hrubostĺpcovou odľučnosťou s prechodom do hruboblokovej odľučnosti (© V. Konečný).

a kremeňa relatívne menších rozmerov, ktoré nadobúdajú povahu až hrubozrnnej mikroalotriomorfne zrnitej základnej hmoty. Akcesórie tvorí podobne apatit, titanit, zirkón a magnetit.

Hornina je výraznejšie postihnutá propylitizáciou, nadobúda nazelenalý odtieň. Sekundárne minerály tvorí chlorit, sericit, karbonáty, pyrit a sekundárny kremeň.

V oblasti Kohútovskej doliny severne od Kopaníc vzniklo pri kontakte porfyrického granodioritu a mezozoických karbonátových hornín pásmo rohovcov so vznikom asociácie skarnových minerálov.

Účinkom granodioritu na okolité horniny, najmä karbonátového zloženia, vznikli magnetitové skarny (lokality Klokoč, Treiboltz, Alžbeta, Rumplovská, Včelín).



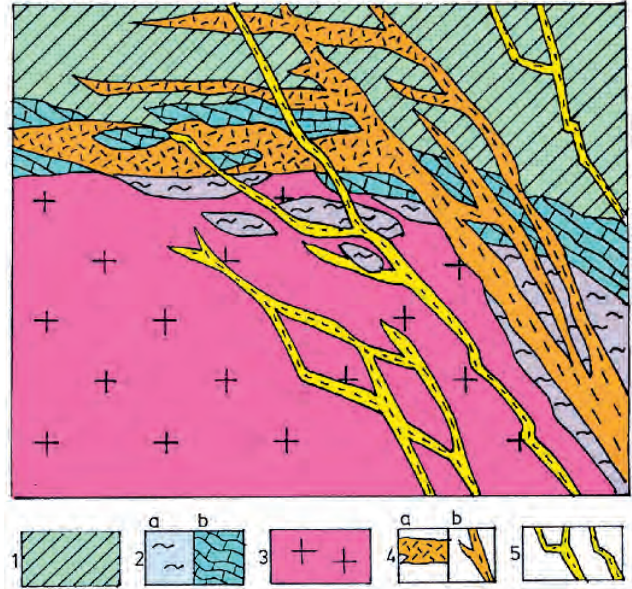
Foto 2. Hrubostĺpcová až bloková odľučnosť porfyrického granodioritu v záreze štátnej cesty severne od osady Kopanice (© P. Pachinger).

## Geotop č. 22

**Hodrušská dolina –  
cesta k Andresáľom****sill kremito-dioritového porfýru intruzívneho  
komplexu Banisko**

V dôsledku intenzívneho denudačného zrezu došlo v oblasti hodruško-štiavnickej hraste k odhaleniu vnútornej stavby Štiavnického stratovulkánu – jeho vnútornej anatómie. Cez spodnú stratovulkanickú stavbu preniká zložitý systém intruzívnych telies kremito-dioritových porfýrov v podobe ložných intrúzií (sillov) a dajkových telies.

Vznik ložných intrúzií bol spätý s formovaním štiavnickej kaldery v dôsledku poklesových pohybov jej centrálného bloku. Centrálny blok sa v priebehu týchto poklesov rozpadal na jednotlivé časti a medzi čiastkové bloky prenikala vystupujúca magma v podobe ložných telies – sillo. Ložné telesá sa umiestnili v rôznych úrovniach spodnej stratovulkanickej stavby, od najnižšej úrovne pri rozhraní vulkanickej stavby a podložia až po úroveň spodnej výplne kaldery. Ložné intrúzie umiestnené v spodných úrovniach spodnej stavby sa vyznačujú hrubozrnnejším vývojom základnej hmoty (vyšší stupeň kryštalinity). V smere nahor je vývoj základnej hmoty jemnozrnnejší (nižší stupeň kryštalinity) s prechodom do andezitových porfýrov.



Obr. 1. Schéma pozície ložnej intrúzie (sillo) umiestnenej pri rozhraní podložia a vulkanického komplexu (J. Smolka a kol., 2005):

1 – andezitový komplex spodnej stratovulkanickej stavby,  
2 – predvulkanické podložie: a) kryštalínium veporika, b) sedimenty mezozoika série Veľkého boku, 3 – granodioritová intrúzia,  
4 – intruzívny komplex kremito-dioritových porfýrov Banisko: a) ložná intrúzia (sill), b) dajka, 5 – dajky kremito-dioritových porfýrov mladšej generácie.



Obr. 2. V záreze lesnej cesty k Andresáľom je skalný odkryv kremito-dioritového porfýru s hrubostĺpcovou odlučnosťou podľa subvertikálnych plôch (© V. Konečný).

V najnižšej úrovni sa pri rozhraní predvulkanického podložja a vulkanického komplexu umiestnila intrúzia hruboporfyrického kremito-dioritového porfýru kyslého zloženia s obsahom kremeňa (2 – 8 %) v podobe mohutného sillu s hrúbkou 150 – 200 m (obr. 1.)

Intrúzia odkrytá na povrchu denudačným zrezom pri Banskej Hodruši sa ponára juhovýchodným smerom pod komplexy spodnej vulkanickej stavby, prípadne pod zvyšky mezozoika (Kohútov, Komenská), alebo kryštalinika (u Andresalov), a sčasti je intrúzia v styku s granodioritom (obr. 1.). Intrúzia pokračuje pod vulkanickými horninami k východu do štiavnickej oblasti, kde je jej prítomnosť preukázaná vrtni a banskými prácami.

Ložná intrúzia kremito-dioritového porfýru (sill) je odkrytá v záreze lesnej cesty k Andresálom, odbočujúcej z Hodrušskej doliny vpravo do svahu (nižšie od odbočky k jazeru). Odlučnosť je hrubostĺpcová podľa subvertikálnych plôch, menej výrazná, je



nepravidelne bloková podľa plôch zhruba kolmých na stĺpcovú odlučnosť (obr. 2., foto 1.).

Hornina je hruboporfyrická, sivá s nazelenalým odtieňom (propylitizovaná). Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 4 mm, ojedinele až 6 mm), amfibol

(4 – 6 mm), biotit (4 – 5 mm), pyroxén (1 – 2 mm), kremeň (3 – 4 mm). Základná hmota je alotriomorfne zrnitá, pri okrajoch telesa je prechod do mikroalotriomorfne zrnitej. Tmavé minerály sú sčasti až úplne chloritizované, plagioklas je sericitizovaný a nahrádzaný karbonátmi, prípadne kremeňom.



Foto 1. Detail hrubostĺpcovej odlučnosti kremito-dioritového porfýru v záreze lesnej cesty k Andresálom (© P. Pachinger).

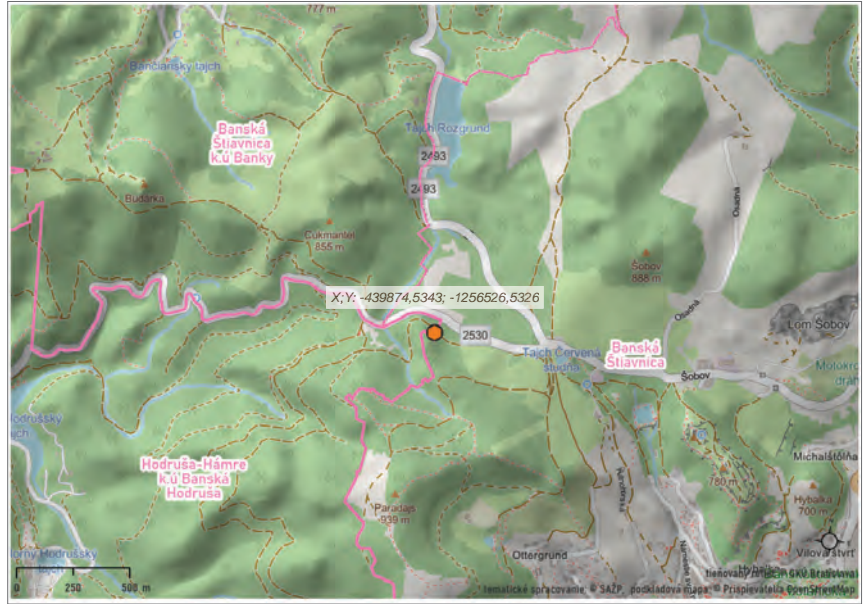
## Geotop č. 23

## Červená studňa

ložná intrúzia kremito-dioritového porfýru, intruzívny komplex Banisko

Vo východnej časti hodruško-štiavnickej hraste, naklonenej na juho-východ, došlo denudačným zrezom k odstráneniu hornín kalderovej výplne a sčasti spodnej stratovulkanickej stavby s odkrytím telies ložných intrúzií intruzívneho komplexu Banisko. Intruzívny komplex Banisko zahŕňa systém ložných intrúzií (silly, lakolity) a dajkových telies kremito-dioritových porfýrov, ktoré sa umiestnili v prostredí hornín spodnej stratovulkanickej stavby v priebehu kolapsových pohybov (poklesových pohybov) v súvislosti s vývojom štíavnickej kaldery. Klesajúci blok hornín v rámci kaldery sa rozpadal na časti a medzi dielčie odlúčené bloky prenikala vystupujúca magma a vyplňovala uvoľnený priestor v podobe mocných intrúzií ložného typu (obr. 1.). Ložné intrúzie (silly a lakolity) sa umiestnili v rôznych úrovniach spodnej stratovulkanickej stavby.

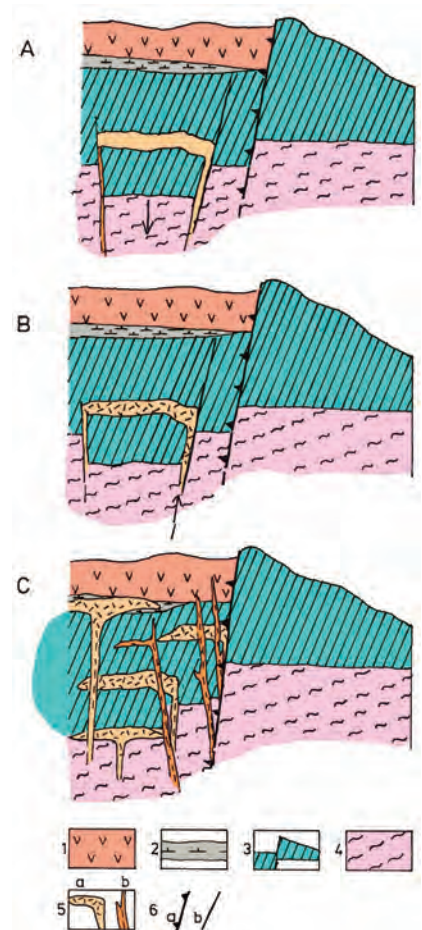
V najnižšej úrovni pri rozhraní podložia a vulkanického komplexu sa umiestnila intrúzia hruboporfýrického kremito-dioritového porfýru kyslého zloženia s hrúbkou do 200 m a veľkým plošným rozsahom v podobe mohutného sillu. Intrúzia je obnažená na povrchu pri Banskej Hodruši (kde je prezentovaná ako Geotop č. 22. Hodrušská dolina – cesta k Andresáalom). Pre ďalšie ložné intrúzie umiestnené v stredných až vyšších úrovniach spodnej stratovulkanickej stavby sú charakteristické: relatívne menší plošný rozsah, menšia hrúbka a tiež nižší stupeň kryštalinity základnej hmoty, ktorá je jemnozrnnejšia v porovnaní s hrubozrnnou základnou hmotou spodného sillu. Vo vrchných úrovniach vulkanickej stavby, prípadne až na báze výplne kaldery sú ložné intrúzie andezitových porfýrov s relatívne najnižším stupňom kryštalinity základnej hmoty. Príkladom je ložná intrúzia biotiticko-amfibolického andezitového porfýru prezentovaná na lokalite Červená studňa.



Intrúzia ložného typu je odkrytá v opustenom lome na severnom svahu Paradajsu pod chrbtom s kótou 852 nad štátnou cestou, cca 500 m západne od Červej studne (obr. 2., foto 1.). Prístup k lomu je poľnou cestou a chodníkom od Červej studne.

V lomovej stene je odkrytá ložná intrúzia biotiticko-amfibolického andezitového porfýru typu „Paradajsa“. Ložná intrúzia (sill) je umiestnená v spodnej úrovni výplne štíavnickej kaldery, medzi červenostudnian-ským súvrstvom a nadložným efu-

zívnym komplexom studenskej formácie. Zvyšky tohto telesa zhruba doskovitej formy s hrúbkou 75–100 m tvoria vrcholovú časť Paradajsu,



Obr. 1. Mechanizmus vzniku ložnej intrúzie (J. Smolka a kol., 2005):

A – pokles bloku podložia do vrchnej časti magmatického rezervoára otvára priestor nad blokom,

B – do uvoľneného priestoru vystupuje magma, tuhne a kryštalizuje v podobe ložnej intrúzie (sillu),

C – pozícia ložných intrúzií vo vulkanickej stavbe. Ložné intrúzie sú umiestnené pri rozhraní podložia a vulkanickej stavby, v prostredí hornín spodnej stavby, prípadne až na báze výplne kaldery.

1 – výplň kaldery, 2 – sedimenty s lignitmi na báze výplne kaldery, 3 – spodná stratovulkanická stavba, 4 – podložie (nečlenené), 5 – intruzívny komplex kremito-dioritových porfýrov: a) ložné intrúzie (silly, lakolity), b) dajky, 6 – a) kalderový zlom, b) zlom.



oblast vrcholu Šobova (kóta 888), ďalej jeho relikty vystupujú vo východnej časti mesta Banská Štiavnica a pri Belianskom rybníku.

Uvedené relikty sú iba zvyškami pôvodne rozsiahlejšej intrúzie (jej súčasná plocha je cca 12 km<sup>2</sup>), ktorej západnú časť odstránila denudácia.

Andezitový porfýr odkrytý lomovou stenou je hruboporfýrický, sivozelený (v dôsledku propylitizácie). Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 3 mm), tmavé výrastlice (amfíbol, biotit) sú chloritizované. Základná hmota je mikrolitickozrnitá až mikroliticko-poikiliticky zrnitá. Odlučnosť je hrubo stĺpcová až bloková.

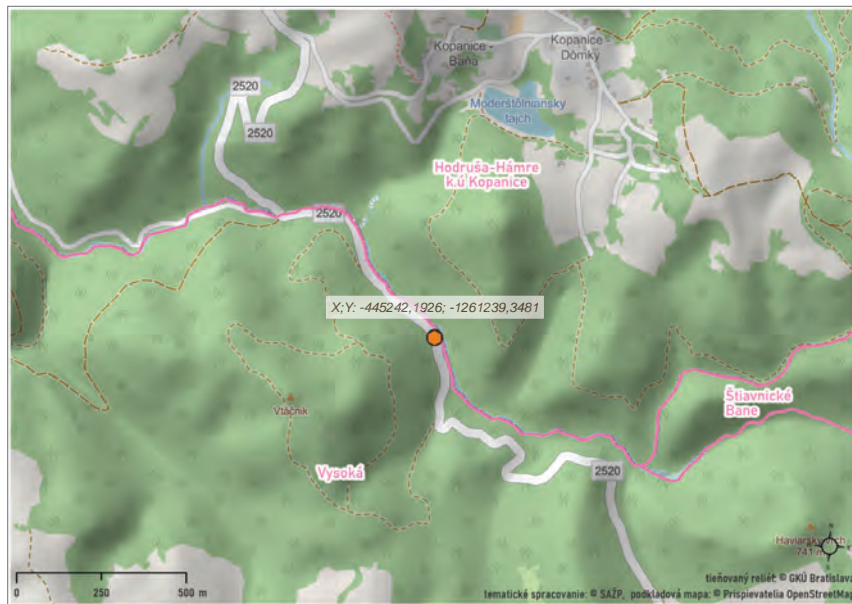
*Obr. 2. V opustenom lome na severnom svahu Paradajsu je odkrytá ložná intrúzia (sill) andezitového porfýru s hrubostĺpcovou až blokovou odlučnosťou (© V. Konečný).*



*Foto 1. Ľavá časť lomovej steny opusteného lomu na severnom svahu Paradajsu odкрýva ložnú intrúziu andezitového porfýru s hrubostĺpcovou odlučnosťou (© P. Pachinger).*

**Geotop č. 24****Richňavská dolina –  
zárez lesnej cesty****dajka kremito-dioritového  
porfýru, intruzívny komplex  
Banisko**

Intruzívny komplex Banisko (podľa osady Banisko) zahŕňa telesá kremito-dioritových porfýrov v podobe ložných intrúzií (sillov), ako aj telesa dajkového typu. Vznik intruzívneho komplexu je spätý so subsidenčnými (poklesovými) pohybmi, ktoré formovali štiavnickú kalderu. Klesajúci kalderový blok sa rozpadal na časti a uvoľňované priestory boli vyplňované vystupujúcou magmou v podobe ložných intrúzií typu sillov a lakolitov (ložné intrúzie sú prezentované Geotopmi č. 23. Červená studňa a č. 22. Hodrušská dolina – cesta k Andresaľom).



Dajky a dajkové roje kremito-dioritových porfýrov sú odkryté hlbokým denudačným zrezom v oblasti hraste. Dajky prenikajú cez horniny predvul-

kanického podložja a horniny spodnej stratovulkanickej stavby a sú orientované prevažne v smere SSV-JJZ až SV-JZ, pričom pri východnom okraji



Obr. 1. Dajka kremito-dioritového porfýru v záreze lesnej cesty na severnom svahu chrbta Pod Vtáčnikom v smere do Richňavskej doliny. Odlučnosť je hrubodoskovitá až stĺpcová kolmo na smer dajky (© V. Konečný).





Foto 1. Vrchný okraj dajky kremito-dioritového porfýru v záreze lesnej cesty v smere do Richňavskej doliny (© P. Pachinger).

hraste (v štiavnickej oblasti) prevláda úklon na juhovýchod. V centrálnej časti hraste, najmä pri jej západnom okraji, je častý úklon na západ.

Banskými prácami sa zistilo, že niektoré dajky s úklonmi od centrálného bloku sú v nižších úrovniach prepojené s ložnými intrúziami ložného typu. Sú však aj dôkazy o ich prenikaní cez staršie telesá ložných intrúzií, čo svedčí o mladšom veku časti dajkového systému vo vzťahu k ložným intrúziám.

Pri formovaní ložných intrúzií a dajok sa predpokladá mechanizmus typu „ring dyke“ s poklesom centrálného kalderového bloku. Nevylučuje sa však ani možnosť, že časť dajkového systému sa formovala v režime pretlaku – mechanizmus kuželových dajok typu „cone sheets“.

V záreze lesnej cesty smerujúcej do Richňavskej doliny (pod severným okrajom chrpta Vtáčnik, k. 695) je odkrytá dajka kremito-dioritového porfýru (obr. 1., foto 1.).

Dajka so šírkou cca 30 – 40 m preniká cez horniny spodnej stratovulkanickej stavby. Odlučnosť dajky je naznačená hrubostĺpcovou s kolmou orientáciou na jej okraje. Podobne je možné pozorovať kolmú orientáciu stĺpcovej odlučnosti pri styku dajky s horninami spodnej stavby aj pri jej spodnom okraji (obr. 2., foto 2.).

Hornina je hruboporfyrická, tmavosivá s nazelenalým odtieňom (v dôsledku propylitizácie). Výrastlice tvoria plagioklas (2 – 4 mm), amfibol (do 4 – 6 mm), biotit (do 2 – 4 mm), ojedinelý je pyroxén a kremeň. Základná hmota je hypidiomorfnie zrnitá až mikroalotriomorfnie zrnitá. Drobné zrná tvoria plagioklas, amfibol, pyroxény a alotriomorfné zrná kremeňa a draselných živcov.

Spodnú stavbu pri dolnom kontakte dajky tvorí stredne až drobno porfy-

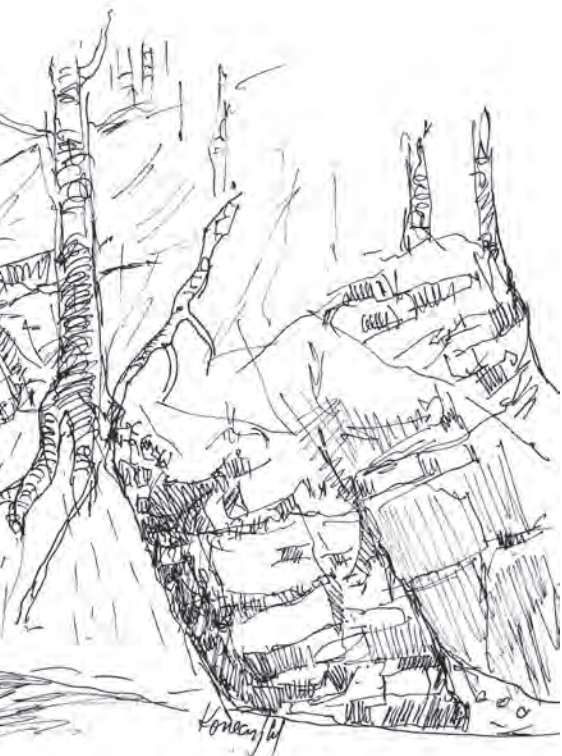


Obr. 2. Spodný okraj dajky s hrubostĺpcovou odlučnosťou kolmo na priebeh dajky (v ľavej časti). Nižšie pri pravom okraji je andezit spodnej stavby sčasti drvený a intenzívne propylitizovaný. Styk je zakrytý sutinovým kuželom (© V. Konečný).

rický pyroxenický andezit – propylitizovaný a sčasti drvený (obr. 2.).



Foto 2. Detail hrubostĺpcovej odlučnosti pri spodnom okraji dajky (© P. Pachinger).

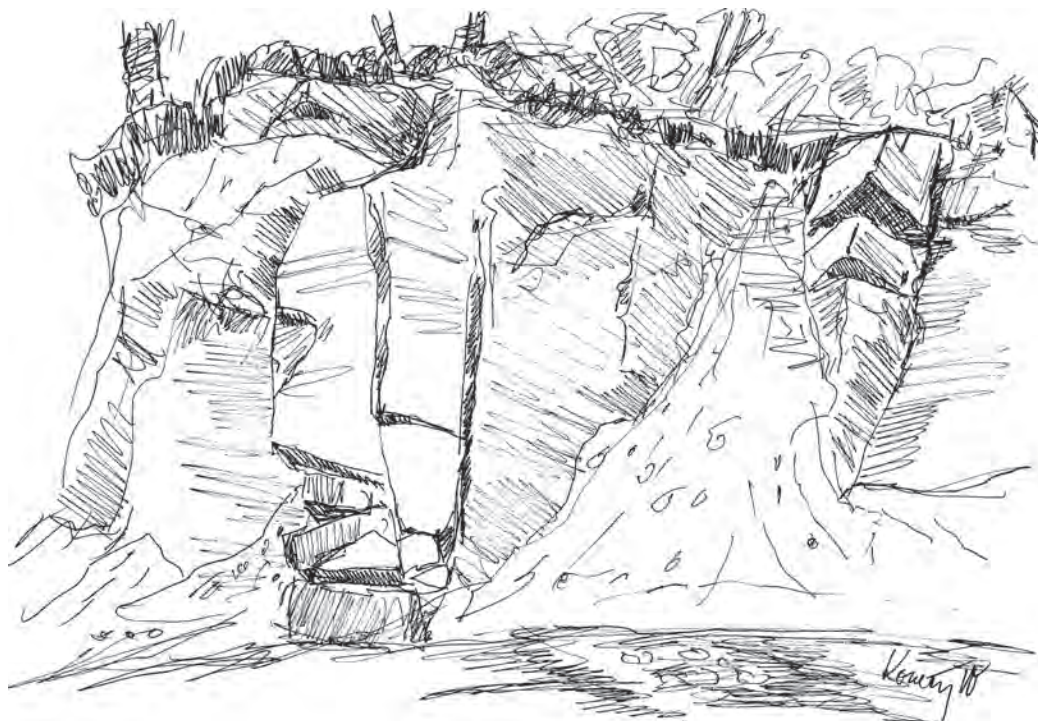
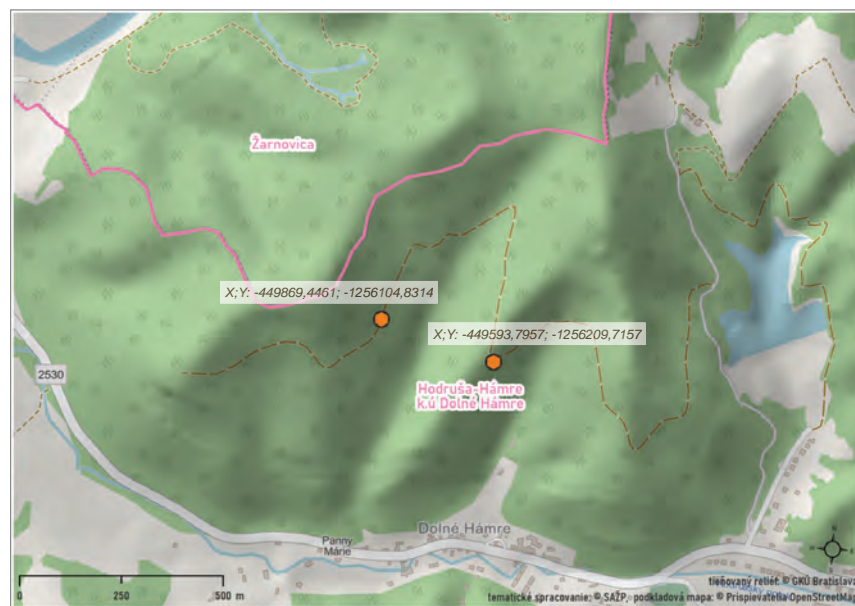


### Geotop č. 25

#### Pod Vysokým bokom andezitové prúdy sitnianskeho komplexu

Po explozívnych erupciách popo-  
lovo-pemzových tufov nasledovali  
v období spodného sarmatu mohut-

né efúzie láv sitnianskeho efúzi-  
neho komplexu. Lávové prúdy am-  
fibolicko-pyroxenických andezitov  
(± biotit) zaplnili Z, JZ a J priestor  
kaldery, kde utvorili v nadloží kalde-  
rovej výplne mocný lávový pokrov.  
Po prekonaní kalderového zlomu po-  
kračovali na mnohých miestach lávové  
prúdy na stratovulkanický svah,  
pričom sledovali priebeh paleodolín



Obr. 1. Lávový prúd andezitu sitnianskeho komplexu v záreze lesnej cesty pod Vysokým bokom s naznačenou stĺpcovou odlučnosťou a odlučnosťou podľa laminačných plôch s úklonom na SZ (© V. Konečný).

smerujúcich k úpätiu stratovulkánu. Na juhovýchodnom stratovulkanickom svahu je toho príkladom lávový prúd vrcholu Sitna, ktorý z oblasti kaldery pokračoval na juhovýchodný svah stratovulkánu v rámci paleodoliny smerujúcej na juhovýchod a dosiahol vzdialenosť okolo 17 km.

Ďalšie lávové prúdy smerujúce na J, JZ až SZ dosiahli oblasť pri úpäti stratovulkanického svahu (Vojšín, kóta 819 pri západnom okraji stratovulkánu).

Centrom lávových efúzií bol predpokladaný sitnianský vulkán, ktorý sa nachádzal v JV časti štiavnickej kaldery. Efúziám láv predchádzali mohutné erupcie popolovo-pemzových tufov uložených v južnej časti kaldery (bielokamenské súvrstvie) a na dne paleodolín v oblasti stratovulkanického svahu, kde sa nachádzajú v podloží lávových prúdov sitnianskeho komplexu. Textúry lávových prúdov a vnútornú stavbu lávových prúdov sitnianskeho komplexu je možné pozorovať v zárezoch



Foto 1. Hrubostĺpcová odlučnosť andezitu sitnianskeho typu. Naznačená odlučnosť, podľa laminačných plôch s úklonom na SZ, poukazuje na úklon podložného reliéfu v uvedenom smere, po ktorom sa pohyboval lávový prúd (© P. Pachinger).



Foto 2. Zmeny úklonu doskovitej odlučnosti, od subhorizontálneho do strmšieho, poukazujú na výplň lokálnej paleodoliny lávovým prúdom (© P. Pachinger).



Obr. 2. Doskovitá odlučnosť sitnianskeho andezitu sa mení od subhorizontálneho úklonu až do strmšieho úklonu, čo dokumentuje vnútornú stavbu lávového prúdu (© V. Konečný).

lesnej cesty pod Vysokým bokom, severne od Dolných Hámrov (obr. 1., 2., foto 1., 2.).

Mocný efúzívny komplex v západnej časti kaldery, uložený na kalderovej výplni, tvorí väčší počet lávových prúdov často zbrekčovateľných a pórovitých, oddeľovaných vložkami až polohami tufov. V nadloží efúzívneho komplexu je uložený hrubý pokrov zvaraných tufov – ignimbritov drastvickej formácie (oblast vrcholov Drastvica, k. 834, Veľký Žiar k. 852, Kojatín k. 509 a ďalšie).



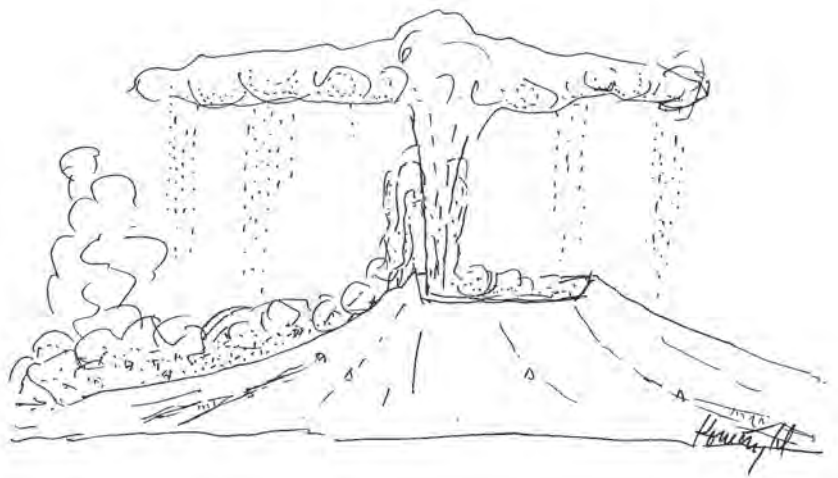
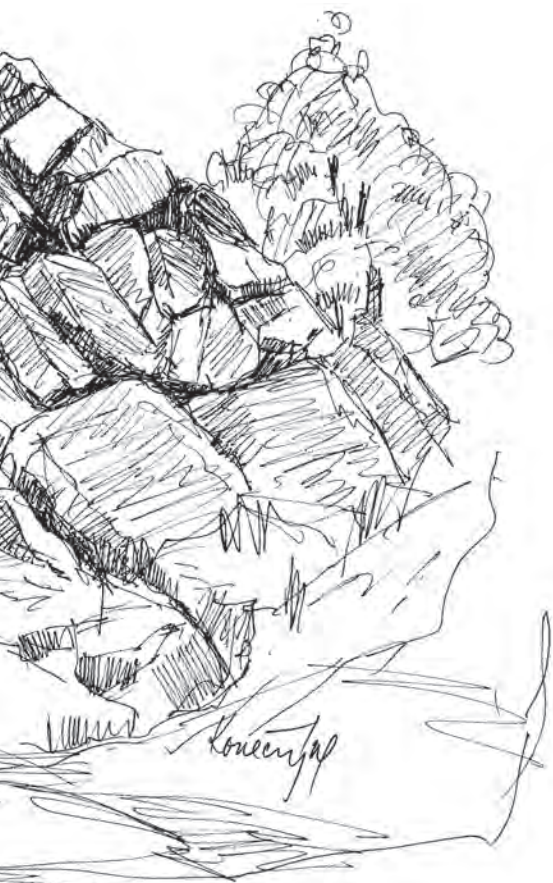
## Geotop č. 26

### Kojatín zvarané tufy (ignimbrity)

Po vzniku štiavnickej kaldery a po efúziách láv amfibolicko-pyroxenických andezitov ( $\pm$  biotit) sitnianskeho komplexu, nasledovali mohutné erupcie popolovo-pemzových tufov drastvickej formácie. V priebehu plínijských erupcií boli vyvrhnuté veľké objemy popolovo-pemzových tufov v podobe erupčných stĺpov stúpajúcich do vysokých úrovní atmo-

sféry, kde sa rozšírili do vulkanických mračien a boli zdrojmi padaných tufov pokrývajúcich svahy stratovulkánu (obr. 1.).

V dôsledku opakujúcich sa kolapsov erupčných stĺpov vznikali horúce popolovo-pemzové pyroklastické prúdy, ktoré zaplnili západný priestor kaldery a po prekonaní kalderového zlomu pokračovali na stratovulkanický svah a v rámci paleodolín sa pohybovali ďalej až k úpätiu stratovulkánu, kde sa uložili v podobe masy chaotického popolovo-pemzového materiálu.



Obr. 1. Schéma erupcie plínijského typu v podobe erupčívneho stĺpu prechádzajúceho vo vrchných úrovniach atmosféry do vulkanického mračna, ktoré je zdrojom padaných tufov. Pri kolapse erupčívneho stĺpu vznikajú pyroklastické popolovo-pemzové prúdy (© V. Konečný).



Obr. 2. Skalné bralá ignimbritu vo vrcholovej oblasti kóty 637 Kojatín. Odlučnosť je hrubostĺpcová až bloková (© V. Konečný).

V dôsledku zvyškovej magmatickej teploty došlo k spekaniu až zvráaniu popolovo-pemzového materiálu a vzniku zvráaných tufov – ignimbritov. Popolovo-pemzové prúdy, ktoré sa pohybovali v smere paleodolín na západný svah stratovulkánu, vytvorili ignimbritové pokrovy v širšej oblasti Veľkej Lehoty a pri západnom úpätí stratovulkánu v okolí Obyc – Hostie (Geotop č. 50. Obyce). Naproti tomu popolovo-pemzové prúdy, pohybujúce sa paleodolínou na juhovýchod až JJV svah stratovulkánu, sa stretali v pobrežnej zóne s morským prostredím, kde sa uložili v podobe nezvráaných popolovo-pemzových prúdov (Geotop č. 100. Čajkov).

Po uložení veľkých más popolovo-pemzových tufov v západnej časti kaldery a ich následným zvráaním vznikol mocný ignimbritový komplex s hrúbkou 250 – 300 m. Jeho zvyšky pokrývajú v súčasnom období oblasti vrcholov Drastavica (k. 852), Veľký Žiar (k. 852) (Geotop č. 44. Veľký Žiar), Sedlo (k. 685), Vavrišová (k. 583) a severnejšie oblasti vrcholov Kojatín (k. 509) a k. 637 východne od Kojatína.

V dôsledku rýchleho sledu popolovo-pemzových prúdov, ktoré uložili horúci popolovo-pemzový materiál, došlo k jeho zvráaniu v jednotnú až takmer homogénnu masu. Vrcholovú oblasť hrebeňa s kótou 637 Kojatín, tvoria skalné bralá ignimbritov s výškou cca 8 – 10 m (obr. 2., foto 1.).

Odlučnosť ignimbritu je hrubostĺpcová až bloková. Hornina je tmavosivá až sivočierna, zvetrávaním nadobúda hnedé odtiene. V dôsledku vysokého stupňa zvráania je takmer nezreteľná pôvodná textúra. Sú pozorované len náznaky subparalelnej usmernenej textúry v podobe tmavších sklovitejších útvarov (fiamme), ktoré vznikli kolapsom (sploštením) pôvodných pemzových úlomkov v dôsledku váhy nadložnej masy horúcej popolovo-pemzovej masy. Pôvodný matrix – popolovo-pemzový je silne homogenizovaný, sú rozlišiteľné kryštály plagioklasu, amfibolu a drobné šupinky biotitu. Ojedinele sú prítomné úlomky starších andezitov, ktoré sú strhnuté z povrchu, po ktorom sa popolovo-pemzový prúd pohyboval.

Nižšie na západnom svahu Kojatína je blokovisko, ktoré vzniklo rozpadom skalných brál (foto 2). Pod blokoviskom sa nachádzajú opäť skalné odkryvy ignimbritov s hrubostĺpcovou odlučnosťou (obr. 3., foto 3.).

Popolovo-pemzový materiál, zvráaný v podobe ignimbritov, petrografickým zložením odpovedá biotiticko-amfibolicko-pyroxenickému andezitu.

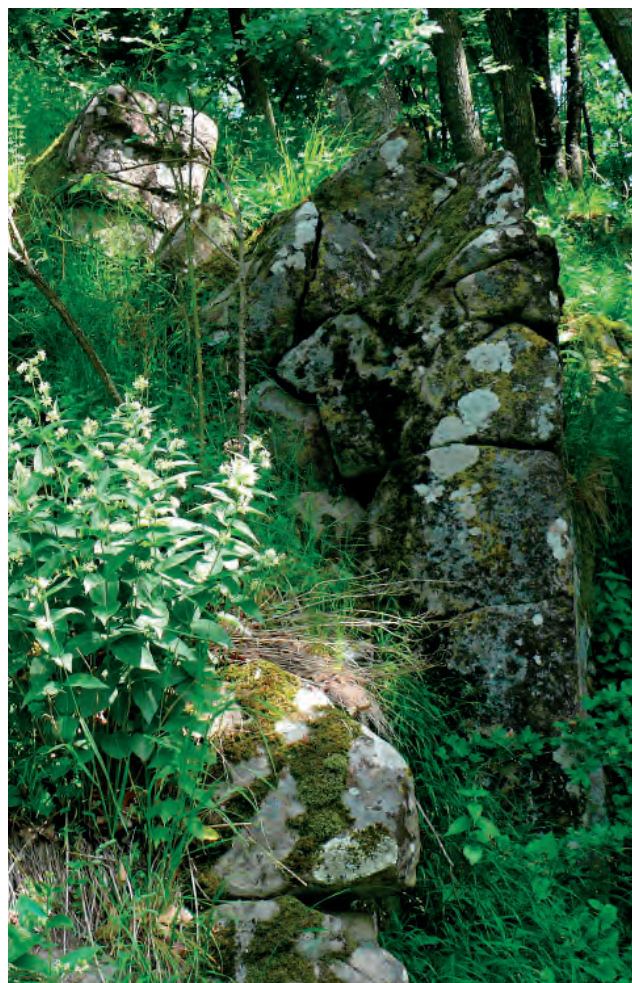


Foto 1. Skalné bralá ignimbritu vo vrcholovej oblasti hrebeňa s kótou 637 Kojatín. Odlučnosť je podľa strmých plôch hrubostĺpcová a podľa subhorizontálnych plôch hrubobloková (© P. Pachinger).



Foto 2. Blokovisko s materiálom ignimbritov, ktoré vzniklo rozpadom pôvodných skalných bráľ v období glaciálov (© P. Pachinger).

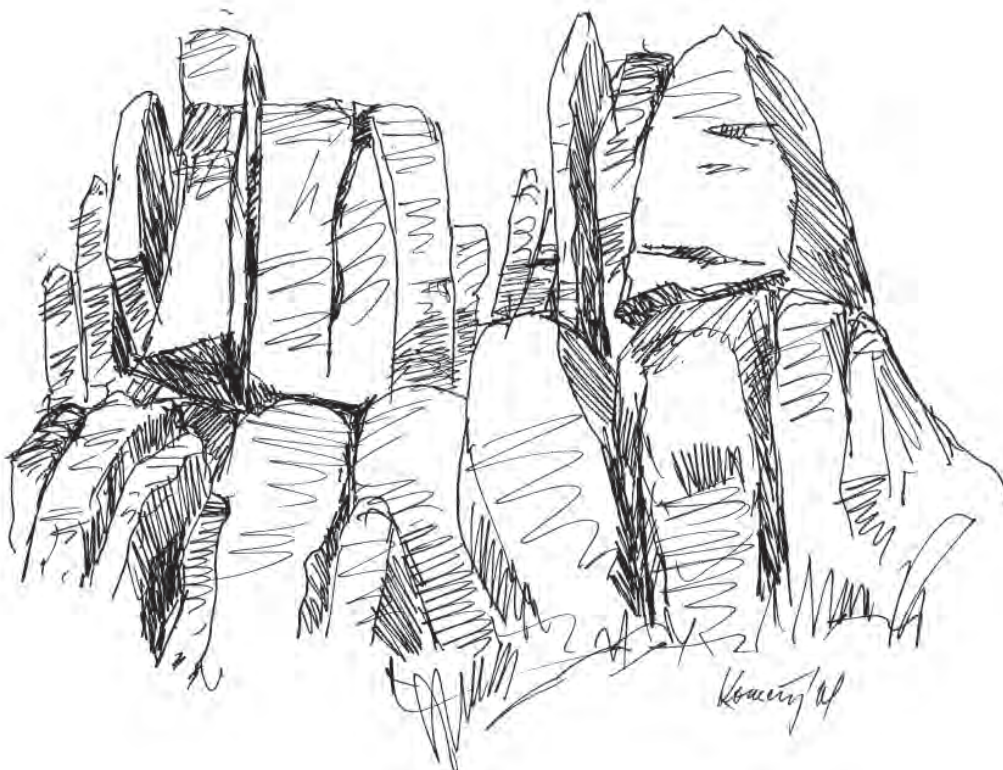
Mocný ignimbritový pokrov v západnej časti kaldery je uložený na lávových prúdoch sitnianskeho komplexu. Na báze ignimbritov sú uložené popolovo-pemzové tuфы bez známok

zvárania (v dôsledku ochladenia popolovo-pemzového pyroklastického prúdu pri jeho styku s podložíom). Ignimbritový pokrov je uložený na lávových prúdoch sitnianskeho

efuzívneho komplexu. Bezprostredne na báze ignimbritového pokrovu sú miestami zachované polohy redeponovaných tufov, tvorené opracovanými úlomkami pemz uloženými v tufovo-piesčitom až piesčito-ílovitom matrice, so znakmi triedenia a zvrstvenia. Predstavujú produkty úvodných erupcií uložené splachom na dne paleodolín, ktoré boli neskôršie zaplňované popolovo-pemzovými prúdmi drastvickej formácie.



Foto 3. Skalný odkryv ignimbritu so stĺpcovou odlučnosťou na západnom svahu kóty Kojatín (© P. Pachinger).



Obr. 3. Skalné bralo ignimbritu v nižšej úrovni svahu pod kótou Kojatín. Odlučnosť je stĺpcová až doskovitá (© V. Konečný).

## Geotop č. 27

## Havránková lúka – Kojatín (východný chrbát) extrúzia ryolitu

Výzdvih rozsiahleho bloku v centrálnej časti štiavnickej kaldery a jej formovanie v podobe hodruško-štiavnickej hraste, v období vrchného sarmatu sprevádzal mohutný explozívno-extrúziálny ryolitový vulkanizmus. Ako výstupové cesty využili ryolitové magmy zlomový systém pri západnom okraji hraste, pozdĺž ktorého došlo k maximálnemu výzdvihovému pohybu. Zlomová zóna (zahrňujúca systém zlomov) sledovaná výstupom ryolitových magiem pokračuje na severovýchod pri rozhraní medzi hrastou a južným okrajom Žiarskej kotliny (ktorá v tomto období intenzívne klesala). Zlomová zóna pokračuje ďalej pri východnom okraji Žiarskej kotliny



v smere na sever do Kremnických vrchov. Zlomová zóna je označená ako *vyhniansko-ihráčska vulkanotektonická zóna*. V období vrchného sarmatu pozdĺž tejto zóny prebiehal

pri juhovýchodnom až východnom okraji Žiarskej kotliny búrlivý explozívny vulkanizmus, nasledovaný mohutnými extrúziami ryolitových lát.



Obr. 1. Hrubodoskovitá odlučnosť ryolitového porfyru podľa strmých plôch (© V. Konečný).



Obr. 2. Hrubostĺpcová až hrubodoskovitá odlučnosť ryolitového porfýru v nižšej úrovni svahu pod Kojatínom (© V. Konečný).

Pri západnom okraji hraste vystupuje rad ryolitových dajok, extrúzií a prienikov ryolitových porfýrov

orientovaných v smere SSV-JJZ až S-J. Jedným z týchto telies je aj extrúzia ryolitu menších rozmerov

východne od kóty 509 Kojatín – Havránková lúka, cca 1,5 km východne od Voznice na severnom svahu doliny Richňava.

Skalné bralo na východnom svahu kóty 640 (cca 500 m východne od Kojatína), v oblasti chrbta tvorí ryolit s hrubodoskovitou odlučnosťou podľa plôch 300 NW/70°, s úklonom na juhozápad (obr. 1.).

V nižšej úrovni sa úklon doskovitej odlučnosti mení na 340 NE/35° (obr. 2., foto 1.)

Hrubo doskovitá odlučnosť odpovedá plochám fluidality v smere výstupného pohybu ryolitovej lávy zvýraznenej zvetrávaním.

Vejárovitě usporiadanie plôch fluidality naznačuje formu extrúziívneho typu (extrúziívny dóm).

Ryolit je svetlosivý až sivobiely. Výrazné výrastlice tvorí plagioklas (3 – 4 mm), biotit tvorí drobné šupinky do 2 mm.



Foto 1. Detail hrubostĺpcovej odlučnosti ryolitového porfýru v nižšej úrovni svahu pod Kojatínom (© P. Pachinger).



## Geotop č. 28

## Pod Veľký Žiar – Rusková dajka ryolitového porfýru

Počas vrchného sarmatu, v záverečnom období vývoja Štiavnického stratovulkánu dochádza k dramatickým zmenám v morfológii Štiavnického stratovulkánu. V dôsledku postupných výzdvihov centrálného bloku kaldery sa formuje štruktúra hodruško-štiavnickej hraste. Maximálny výzdvih hrastového bloku prebiehal podľa zlomovej zóny pri západnom okraji hraste. Pozdĺž uvedeného zlomu, s priebehom zhruba S-J, sa stýkajú horninové komplexy predvulkanického podložja, odkryté denudačným zrezom v oblasti hraste s neovulkanickými horninami západne od zlomu. Uvedená zlomová zóna bola v období vrchného sarmatu využitá pri výstupe ryolitových magiem k povrchu zhruba synchronne s výzdvihovými pohybmi hrastového bloku. Svedčí o tom rad ryolitových telies orientovaných v smere zhruba SSV-JJZ až S-J. Jedným z týchto telies je aj dajka ryolitového porfýru na východnom svahu kóty 767 Drieňov a kóty 852 Veľký Žiar.



Zlomová zóna označená ako *vyhniansko-ihráčska vulkanotektonická zóna* prebiehala ďalej pri SV rozhraní hodruško-štiavnickej hraste a Žiarskej kotliny (ktorá v tomto období klesla) a pokračujúc na sever pri východnom okraji Žiarskej kotliny bola v období sarmatu využitá pri výstupe ryolitových más k povrchu a dejiskom búrlivej vulkanickej činnosti.



Foto 1. Detail doskovitej odlučnosti ryolitového porfýru so strmým priebehom (© P. Pachinger).



Obr. 1. Výrazná doskovitá odlučnosť dajky ryolitového porfýru na JV svahu pod kótou Veľký Žiar (© V. Konečný).

Dajka ryolitového porfýru vystupuje v rade odkryvov pri lesnej ceste na juhovýchodnom svahu pod Veľký Žiar (kóta 852) nad dolinou Suchá Voznica. Dajky ryolitového porfýru sa vyznačujú doskovitou odlučnosťou podľa subvertikálnych plôch 160 SE/85 – 90° (obr. 1., foto 1.).

Doskovitá odlučnosť odpovedá plochám fluidality so striedaním tmavších a svetlejších pásiem.

Ryolitový porfýr je svetlý až sivo-biely, výrastlice tvorí plagioklas (3 – 5 mm), kremeň (1 – 2 mm), biotit, amfibol do 1 – 3 mm. Hornina je mierne pórovitá.



## 6. Územný celok turizmu Vyhne

### Geotop č. 29

#### Vyhnianska dolina – Handel

#### vyhnianska drvená žula (porfyrický granodiorit)

V oblasti hodruško-štiavnickej hraste, sformovanej v závere vývoja Štiavnického stratovulkánu výzdvihom rozsiahleho bloku v centrálnej časti kaldery, predstavujú najstaršie horniny kryštalické bridlice a vyhnianska drvená žula (porfyrický granodiorit).



Foto 1. Skalné bralo „vyhnianskej drvenej žuly“ s nepravidelne blokovou až hrubo lavicovitou odlučnosťou (© P. Pachinger).



až 1 cm tvorí plagioklas, draselný živce, zriedkavý biotit a muskovit. Sekundárne minerály tvorí chlorit, sericit, akcesorit, reprezentujú apatit, zirkón, titanit. Kremeň je vždy undulózný (s nepravidelným zhášaním pod mikroskopom pri skrížených nikoloch). Plagioklas (zastúpený oligoklasom) mierne prevláda nad draselnými živcami, v ktorých je spolu s biotitom a kremeňom uzatváraný.

Draselné živce a plagioklasy sú postihnuté premenami (pertitizácia, sericitizáciou a sausrizáciou). Biotit je chloritizovaný a baueritizovaný (v dôsledku odosu Fe zložky je bezfarebný).

Horniny kryštalinika hercýnskeho veku odkryté hlbokým denudačným zrezom vystupujú na povrch v severnej časti hodruško-štiavnickej hraste v niekoľkých eleváciách medzi Sklenými Teplicami a Banskou Hodrušou.

Najrozsiahlejšie odkryvy sú v oblasti Kamennej doliny, južne od Sklených Teplíc, ďalšie výskyty sú na svahoch Vyhnianskej doliny (Pod Ostružky, v oblasti Klokoča a Rumplovskej a v doline Hodruška, pod Banským vrchom).

Horniny kryštalinika reprezentujú porfyrický biotitický granodiorit (podľa odporúčania prof. J. Šaláta označovaný ako „vyhnianska drvená žula“), ďalej sericiticko-chloritické bridlice, sillimaniticko-biotitické ortoryly a tektonické brekcie.

Najrozsiahlejšou horninou je porfyrický granodiorit, resp. „vyhnianska drvená žula“. Vyhnianska drvená žula tvorí skalné bralo pri východnom okraji obce Vyhne (obr. 1., foto 1.).

Na vrchole skalného brala je vztýčený kríž. Prístup je zo štátnej cesty po mostíku, cez potok a ďalej cca 180 m od prameňa s výstupom ku skalnej stene.

Hornina je hrubozrnná, hnedosivá až nazelenalá. Zrná s veľkosťou 0,6 cm



Obr. 1. Skalné bralo „vyhnianskej drvenej žuly“ v obci Vyhne (© V. Konečný).



Obr. 2. Skalná stena „vyhnianskej drvenej žuly“ s lavicovitou odlučnosťou (© V. Konečný).

V dôsledku alpínskych tektonických procesov, v súvislosti s presunmi horninových krých a vznikom príkrovovej stavby Karpát, je hornina usmernená, zbridlíčnatená až mylonitická (drvená na jemný materiál). Štruktúra horniny je variabilná od kataklastickej (úlomkovitej), maltovej až po dynamofluidálnu, prípadne až porfyroklastickú.

V odkryvoch skalného brala je v spodnej úrovni vyhnianska drvená žula s lavicovitým rozpadom (obr. 2.). V dôsledku zvetrávania je zvyraznené usmernenie zŕn so sekundárnym „obtekaním“ okolo zŕn (dynamofluidálna štruktúra). Šmuhy chloritu zvyrazňujú bridličnatosť. Odlučnosť je podľa plôch 110 SE/20°. Hornina je prestúpená poruchami podľa plôch 76 EN/35 – 40°.



Foto 1. Kontaktná zóna dioritu a kryštálických bridlíc v záreze štátnej cesty oproti odbočke do osady Banky. Hornina sa vyznačuje výraznou hruboblokovou až hrubostlpcovou odlučnosťou (© P. Pachinger).

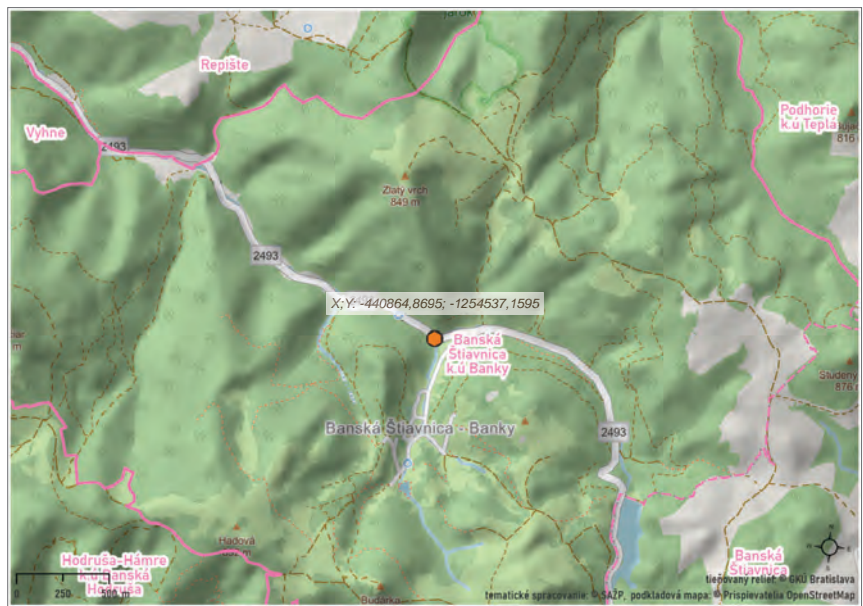
## Geotop č. 30

### Vyhnianska dolina hybridné horniny na styku dioritu a kryštálických bridlíc

Na južnom svahu Zlatého vrchu (nad Vyhnianskou dolinou oproti odbočke do osady Banky), ako najspodnejší

člen profilu, vystupujú silimaniticko-biotitické ortoruly.

V ich nadloží, na svahu Zlatý vrch postupne nasledujú tektonické brekcie, sericiticko-chloritické bridlice a vyhnianska drvená žula (porfyrický granodiorit). V nadloží hornín kryštalinika vystupujú pod vrcholom kóty 849 Zlatý vrch mezozoické





Obr. 1. Skalný odkryv v záreze štátnej cesty oproti odbočke do osady Banky odkrýva kontakt dioritovej intrúzie a kryštallických bridlíc paleozoika. Odlučnosť je hrubobloková (© V. Konečný).



Foto 2. Opustený lom vyššie nad štátnou cestou. V lomovej stene sú odkryté prieniky dioritu do kryštallických bridlíc so vznikom svetlej aplitickej horniny (© P. Pachinger).

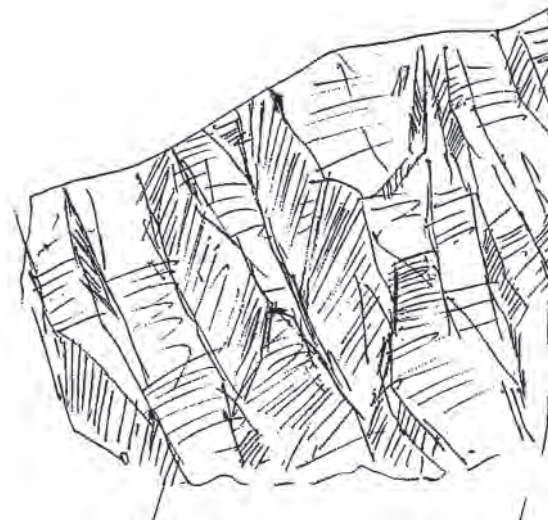
horniny v podobe spodotriasových kvarcitov obalovej série Veľkého boku. V nadloží kremencov sú v tektonickej pozícii denudačné reliktvy vápencov a dolomitov stredného až vrchného triasu, ktoré patria štúrecnému príkrovu.

Najspodnejší člen profilu – silimanticko-biotitické ortoruly sú v priamom kontakte s dioritovou intrúziou. Na kontakte dioritu s kryštallinikom došlo k vzniku pásma hybridných hornín, ktoré nadobúdajú až aplitický charakter.

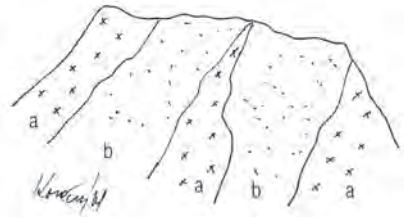
V opustenom lome pri zákrute cesty, oproti odbočke na Banky, je odkryté pásmo hybridných hornín (obr. 1., foto 1.).

Odlučnosť je naznačená hrubostĺpcová až hrubobloková, podľa plôch 115 SE/45°, 30 EN/75°, 180 S/80°.

V odkryve pri zákrute cesty a vyššie v lomovej stene (obr. 2., foto 2.) sa striedajú pásma zrnitej, sivočiernej, nazelenalej horniny, odpovedajúce dioritu s pásmami hybridnej horniny svetlosivej až sivobielej farby, drobnozrnnej až aplitického charakteru (obr. 3., foto 3.).



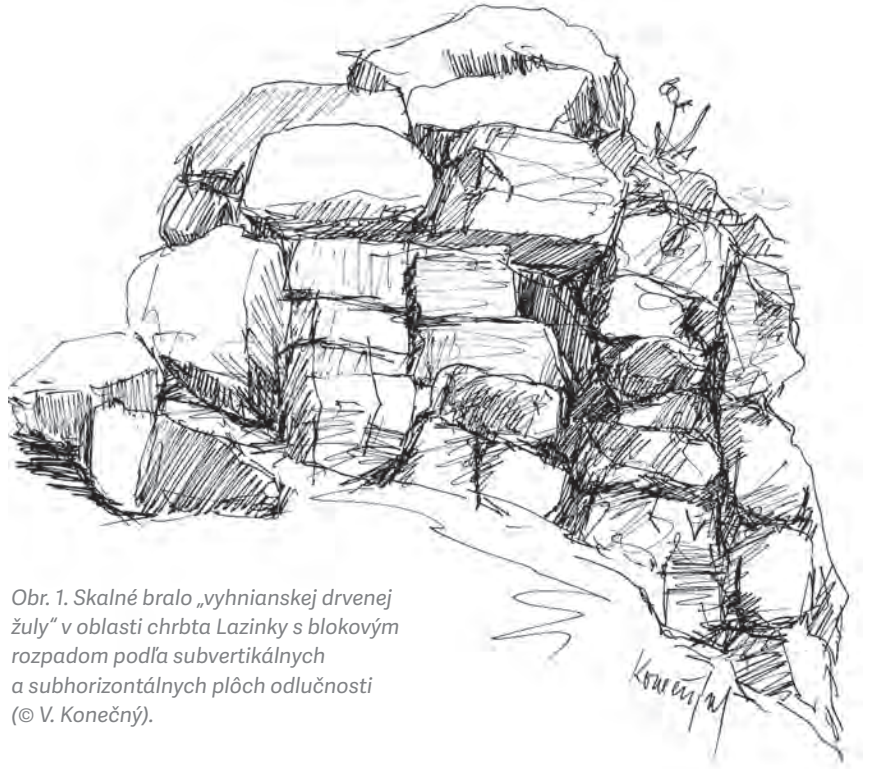
Obr. 2. Opustený lom vyššie na svahu nad štátnou cestou. V stene lomu sú odkryté prieniky dioritu do kryštallických bridlíc schématicky zobrazené na obr. 3. (© V. Konečný).



Obr. 3. Schéma prieniku dioritu do kryštalických bridlíc. V dôsledku kontaktného účinku dioritu vzniká hybridná hornina aplitického charakteru a) – diorit, b) – aplit (© V. Konečný).



Foto 3. Detail prieniku dioritu – tmavá hornina, do kryštalických bridlíc so vznikom aplitu – svetlá hornina (© P. Pachinger).



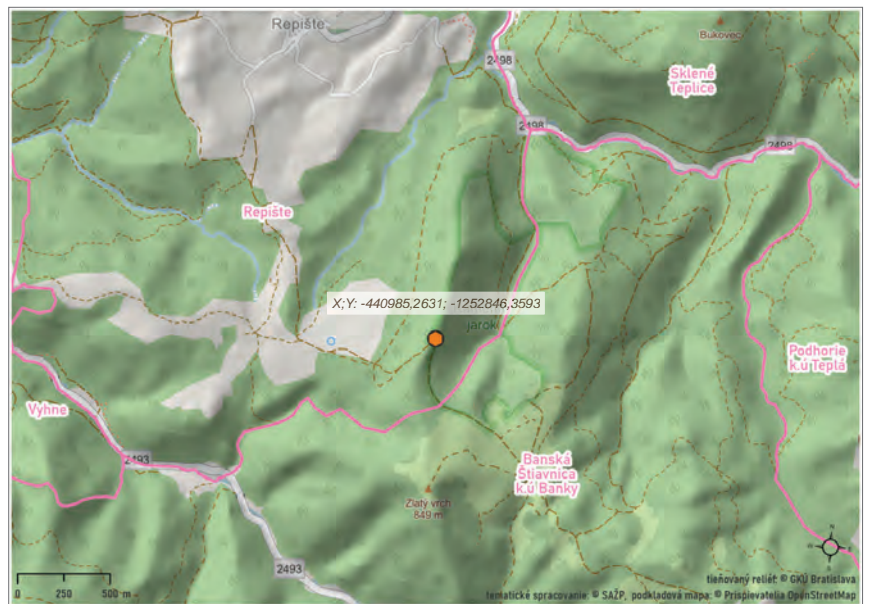
Obr. 1. Skalné bralo „vyhnianskej drvenej žuly“ v oblasti chrbta Lazinky s blokovým rozpadom podľa subvertikálnych a subhorizontálnych plôch odlučnosti (© V. Konečný).

### Geotop č. 31 Zlatý vrch – Lazinky vyhnianska drvená žula

Na severnom svahu Zlatého vrchu (kóta 849), južne od Sklených Teplíc sa môžete zoznámiť s horninami kryštalinika (vyhnianska drvená

žula), mezozoika (spodnotriasové kvarcy) a paleogénu (bazálne súvrstvie).

Kryštalinikum je reprezentované „vyhnianskou drvenou žulou“ (porfyrický granodiorit) hercynského veku (staršie paleozoikum, prípadne až proterozoikum).



Skalné bralká vyhnianskej drvenej žuly vystupujú na chrbte Lazinky (foto 1.), vybiehajúcom od kóty 849 Zlatý vrch v smere na sever. Bralká s výškou 4 – 5 m s hruboblokovou odlučnosťou podľa zvislých (subvertikálnych) a subhorizontálnych plôch sa rozpadajú na kvádrovité bloky (obr. 1., foto 2., 3.).

Hornina je hrubozrnná, zrná plagioklasu a kremeňa dosahujú veľkosť 1 – 2 cm. V dôsledku intenzívneho dynamometamorfného postihnutia je hornina výrazne usmernená.

Zrná nadobúdajú šošovkovité formy so subparalelným priebehom (foto 3.). Usmernenie je zvýraznené šmuhovitými pásmami zelenej farby (sekundárne chlority).

Dynamometamorfné premeny horniny sú výsledkom alpínskych tektonických procesov. Horniny kryštalinika, uložené v duplexno – šupinovitej pozícii s presunmi od severovýchodu na juhozápad (resp. od SVV na JZZ), svojim charakterom zodpovedajú kryštaliniku severných zón veporika, blízkym koreňovým zónam križňanského príkrovu (V. Konečný, J. Lexa, J. Hók, 1993).



Foto 2. Skalné bralko „vyhnianskej drvenej žuly“ v oblasti chrbta Lazinky s výrazným usmernením (zbridlíčnatením) v dôsledku dynamometamorfných procesov – vpravo vedľa kladiva (© P. Pachinger).



Foto 3. Detail textúry „vyhnianskej drvenej žuly“ s výrazným usmernením svetlých výrastlíc plagioklasov, draselných živcov a kremeňa (© P. Pachinger).



Foto 1. Výhľad z chrbta Lazinky v smere na Vyhne (© P. Pachinger).

## Geotop č. 32

## Zlatý vrch – západne od Bartkovho majera kvarcity spodného triasu

Západne od Bartkovho majera, na chrbte, sú skalné bralá kvarcitov spodného triasu (obr. 1., foto 1., 2.). Kvarcity uložené na horninách kryštalinika (styk z podložným kryštalinikom je zasutený) sú považované za súčasť série Veľkého boku obalovej jednotky veporika (A. Biely, O. Fusán, 1967).

Kvarcity a kvarcické bridlice predstavujú bazálne sedimenty uložené počas morskej transgresie. Klastický materiál bol splavovaný z pevniny a sedimentovaný v plytkovodnom morskom prostredí. Následné diagenetické procesy vyvolali jeho spevnenie a homogenizáciu do podoby súčasných kvarcitov.



Kvarcity sú drobno až hrubozrné, sivé, sivožlté až naružovelé, odlučnosť je doskovitá až hrubolavicovitá, podľa vrstevných plôch. Hrúbka la-

víc varíruje od 10 do 30 cm, ojedinele až 1 – 2 m (vrchná časť brala). Medzi-  
vrstevové škáry sú vyplnené prekremenými sericitickými bridlicami.



Obr. 1. Spodnotriasové kvarcity západne od Bartkovho majera s hrubolavicovitou odlučnosťou (© V. Konečný).



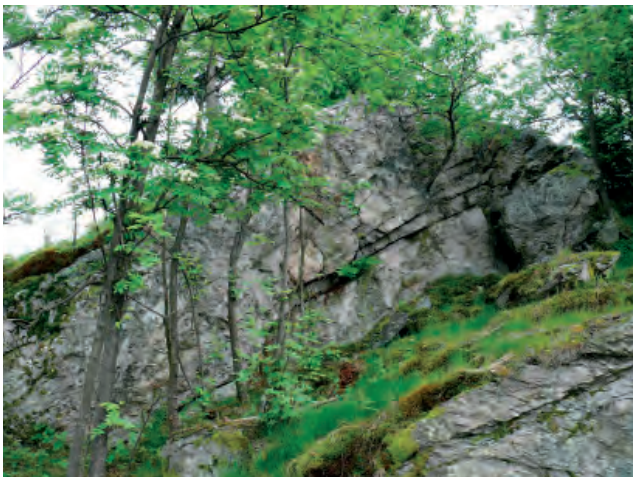


Foto 1. Skalné bralo spodnotriasových kremencov s lavicovitou odlučnosťou západne od Bartkovho majera (© P. Pachinger).

Lokálne zbridičnenie, ktoré je výsledkom dynamometamorfných procesov, je zreteľné najmä v spodných úrovniach komplexu, v blízkosti styku s podložným kryštalinikom.

Kryštalinikum – vyhnianská drvená žula v podloží spodnotriasových kremencov vystupuje v zárezoch lesnej cesty pokračujúcej na západ v smere na chrbát Lazinky (Geotop č. 31. Zlatý vrch – Lazinky).

Pri Bartkovom majeri vystupujú v nadloží spodnotriasových kvarcitov vápence a dolomity stredného až vrchného triasu. Vápence sú sivobiele až tmavosivé, sčasti zbridičnené a mramorizované. Dolomity sú svetlosivé, zrnité až cukrovité. V pokračovaní k severovýchodu, v záreze lesnej cesty pod k. 747, sú odkryté paleogénnych zlepcov eocénného veku (Geotop č. 34. Zlatý vrch – severne od Bartkovho majera).



Foto 2. Pohľad na Bartkov majer (© P. Pachinger).

## Geotop č. 33

### Sklené Teplice – Bukovec

*kontakt kvarcitov spodného triasu s kryštalinikom veporika*

Širšia oblasť Sklených Teplíc predstavuje severovýchodný okraj hodruško-štiavnickej hraste. Hlbokým denudačným zrezom došlo k odstráneniu povrchovej vulkanickej stavby s odkrytím hornín predvulkanického podložia v širokom rozsahu. Južne od Sklených Teplíc v doline potoka Teplá, na západnom svahu Bukovca, v spodnej úrovni vystupujú skalné bralá spodnotriasových kremencov série *Veľkého boku*. Táto séria je považovaná za obalovú jednotku veporického kryštalinika, ktorá sa nachádza v subautochtónnej pozícii a predstavuje sedimentárny komplex uložený na horninách veporického kryštalinika. Kryštalinikum v tejto oblasti je reprezentované vyhnianskou drvenou žulou (biotitický granodiorit).



Obr. 1. Skalné bralo na svahu doliny Teplá tvorí v spodnej časti kryštalinikum v podobe vyhnianskej drvenej žuly (Kr). Vyššie sú v tektonickej pozícii spodnotriasové kremence série *Veľkého boku* (Me). Tektonický styk je indikovaný šípkou. Pohľad na skalné bralo je od severu na juh (© V. Konečný).

V dôsledku alpínskych tektonických procesov došlo k tektonickému postihnutiu hornín kryštalinika (zbridličnateniu), ako aj hornín paleozoícko-mezozoickej série Veľkého boku. Horniny tejto série sú intenzívne tektonicky deformované, v dôsledku čoho nadobudli šošovkovitý charakter a súčasne boli podrobené metamorfóze.

Na základe zhodnotenia výsledkov deformačnej analýzy vyplýva, že horniny série Veľkého boku, ako aj horniny kryštalinika boli deformované spolu, pričom sú indicie presunov horninových komplexov od severovýchodu na juhozápad (V. Konečný, J. Lexa, J. Hók, 1993).

Vyššie v nadloží sú uložené horniny príkrovovej jednotky hronika, ktoré v tejto oblasti odpovedajú štúreckému príkrovu. Horniny štúreckého príkrovu vystupujúce vo vyšších úrovniach západného svahu Bukovca sú len málo metamorfované až nemetamorfované a sú uložené diskordantne na podložnej sérii Veľkého boku. Z uvedeného vyplýva, že deformácia a metamorfóza s následnou denudáciou značnej hrúbky mezozoickej série Veľkého



boku sa uskutočnila pred násunom štúreckého príkrovu.

Na západnom svahu Bukovca, nad štátnou cestou, cca 1,5 km južne od Sklených Teplíc, vystupujú skalné bralá spodnotriasových kremencov vo vztýčenej tektonickej pozícii (obr. 1).



Foto 2. Detail násunu spodnotriasových kremencov na kryštaliniku, ktoré je intenzívne zbridličnatené (pri kladive). Poloha predstavuje šupinu tektonicky zaškripaného kryštalinika medzi triasovými kremencami, ktoré sú v jeho nadloží a podloží. V spodnej časti je zbridličnatené kryštalinikum – vyhnianska drvená žula (© P. Pachinger).



Foto 1. Skalné bralo dokumentuje násun spodnotriasových kremencov na horniny kryštalinika v podloží (© P. Pachinger).

Kremence odpovedajú lužňanskému súvrstviu, reprezentujú bazálne súvrstvie. Sú drobné až hrubozrnné, sivobiele až naružovelé, výrazne vrstvité, pričom hrúbka vrstiev je prevažne do 30 – 40 cm, maximálne až do jedného metra. Medzivrstvové škáry sú vyplnené prekremenými sericitickými bridlicami. Charakteristickým znakom sú prejavy dynamickej metamorfózy so vznikom zbridličnatenia a sekundárnych minerálov: chloritu, sericitu, muskovitu. Vrstvy sú tektonicky porušené a prenikané žilkami kremeňa.



Obr. 2. Skalné bralo na svahu doliny Teplá vo vrchnej časti tvoria spodnotriasové kremence (Me), v spodnej časti silne zbridličnatené kryštalinikum (Kr) tvorené vyhnianskou drvenou žulou. Kontakt je indikovaný šípkami. Šupina kryštalinika je tektonicky zaškripnutá medzi spodnotriasovými kremencami (horná šípka). Pohľad na skalné bralo je od juhu na sever (© V. Konečný).

V podloží lavicovitých kremencov vystupujú horniny kryštalinika hercýnskeho veku zastúpené „vyhnianskou drvenou žulou“ (biotitický granodiorit). Hornina je hrubozrnná až strednozrnná, sivohnedá až sivozelená. Zrná tvoria kremeň, draselný živec, plagioklas, biotit, muskovit, sekundárne minerály chlorit a sericit. Z akcesorických minerálov je prítomný apatit, zirkón, titanit. Kremeň v dôsledku tektonického postihnutia zháša undulózne (nepravidelné zhášanie). Hornina vykazuje zreteľné známky usmernenia. V blízkosti tektonického styku s nadložnými kremencami je kryštalinikum intenzívne zbridličnatené s tenkodoštičkovitou odlučnosťou až mylonitizované (jemne drvené). Tektonický styk je podľa plochy  $330/50^\circ$  (obr. 2., foto 1., 2.).

Mladšími tektonickými poruchami s priečnou orientáciou dochádza k posunom oddelených blokov (obr. 3., foto 3.)



Foto 3. Detail tektonického posunu podľa mladšieho zlomu – vpravo od kladiva (© P. Pachinger).



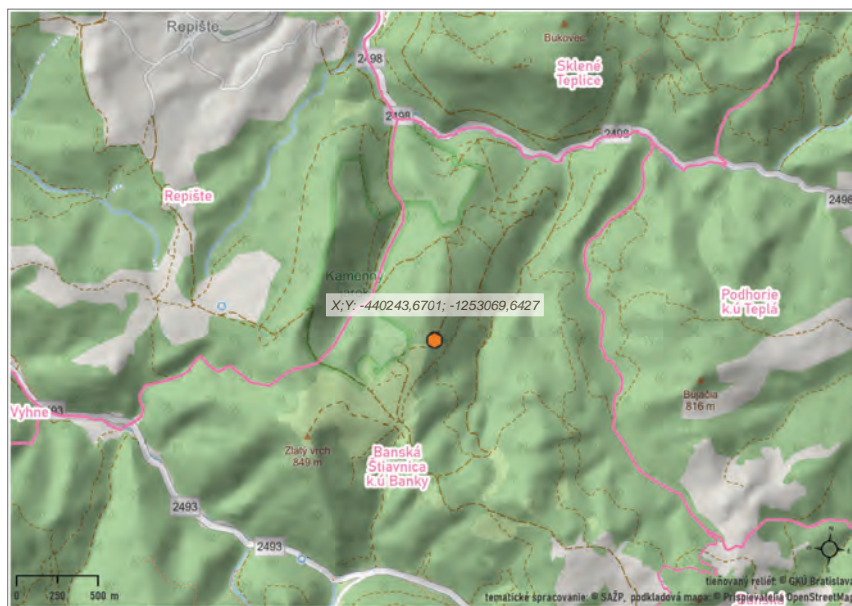
Obr. 3. Kryhový posun podľa mladšieho zlomu s priebehom  $330/50^\circ$  oddeľuje dva bloky. Zlom, podľa ktorého došlo k posunu blokov, je indikovaný šípkou (© V. Konečný).

## Geotop č. 34

## Zlatý vrch – severne od Bartkovho majera bazálne súvrstvie paleogénu

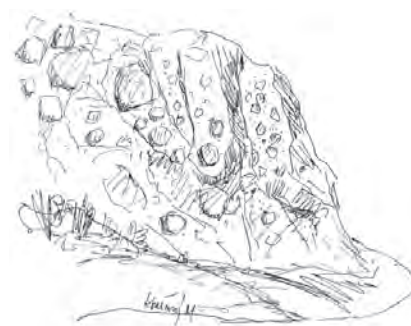
Sedimenty centrálno-karpatského paleogénu odkryté v povrchových odkryvoch v oblasti hodruško-štiavnickej hraste nevytvárajú súvislejšie súvrstvie, vystupujú len v reliktoch s relatívne malou hrúbkou. Sedimenty paleogénu reprezentujú bazálne súvrstvie eocénneho veku uložené počas morskej transgresie.

Bazálne súvrstvie eocénu tvoria prevažne drobnozrnné, zriedkavejšie hrubozrnné zlepence polymiktného zloženia (z viacerých druhov hornín). Zastúpenie horninových typov v obliakoch je závislé predovšetkým od stavby bezprostredného podložia, z ktorého materiál pochádza. Zlepenec v doline Teplá tvoria prevažne obliaky permských hornín, pri Bartkovom Majeri sú to obliaky vápencov a dolomitov, ktoré sú v ich podloží. Matrix zlepenec je všeobecne piesčitý až piesčito-ílovitý. Pri Vyhniach sú prítomné vrstvy s faunou numulitov. V zlepencoch sú časté vložky až polohy pieskocov.



Severne od Bartkovho majera, v záreze poľnej cesty na južnom okraji chrbta s kótou 747, sú odkryvy eocénnych paleogénnych zlepenecov (obr. 1., foto 1.).

Materiál zlepenecov (s dobre až dokonale opracovanými obliakmi) až brekcií (s ostrohrannými úlomkami) tvoria svetlosivé až sivobiele dolomity a tmavosivé vápence pochádzajúce z hornín bezprostredného podložia (vápence a dolomity stredného až



Obr. 1. V záreze poľnej cesty severne od Bartkovho majera je odkryté bazálne súvrstvie paleogénu, tvorené obliakmi až brekciami dolomitov a vápencov (© V. Konečný).



Foto 1. Detail bazálneho súvrstvia paleogénu so svetlými obliakmi dolomitov a tmavosivých vápencov (© P. Pachinger).

vrchného triasu série Veľkého boku). Matrix je hnedý, piesčito-ílovitý.

Poloha brekcie až konglomerátu sa ukladala v príbojovej zóne transgredujúceho mora postupujúceho na pevninu.

Okrem uvedených sedimentov bazálneho eocénu boli v oblasti Repišťa (západne od Sklených Teplíc) vo vrte HDŠ-1 overené sedimenty v ílovovej fácií vrchno lutétskeho veku (spodná časť eocénu), ktoré sa ukladali v relatívne hlbšom morskom prostredí.

## Geotop č. 35

## Sklené Teplice – dolina potoka Teplá vápence, dolomity stredného až vrchného triasu

V doline potoka Teplá, na západnom svahu Bukovca, cca 1,2 km južne od Sklených Teplíc, sú v opustenom lome odkryté vápence a dolomity stredného až vrchného triasu série Veľkého boku (foto 1.). Vápence a dolomity sú uložené bezprostredne v nadloží spodnotriasových kremencov (Geotop č. 33. Sklené Teplice – Bukovec, cca 300 m na juh). Vápence sú sivobiele, tmavosivé až sivočierne, vrstvomité, často sú metamorfne zbridlčnatené a mramorizované. Fácie s pórovitou, hubovitou štruktúrou, často okrovej farby sa označujú ako rauwaky.



Zriedkavo sú zachované pôvodne sedimentárne štruktúry v podobe jemnej laminácie, ktoré sú zastreté metamorfnými procesmi. Stredno-

triasový vek je doložený faunou gastropód (I. Vitalis, 1916) a riasami (A. Biely, J. Bystrický, 1964).



Foto 1. Vo vrchnej časti opusteného lomu južne od obce Sklené Teplice sú odkryté vápence a dolomity stredného až vrchného triasu série Veľkého boku (© P. Pachinger).

## Geotop č. 36

## Vyhnianska dolina dioritová intrúzia

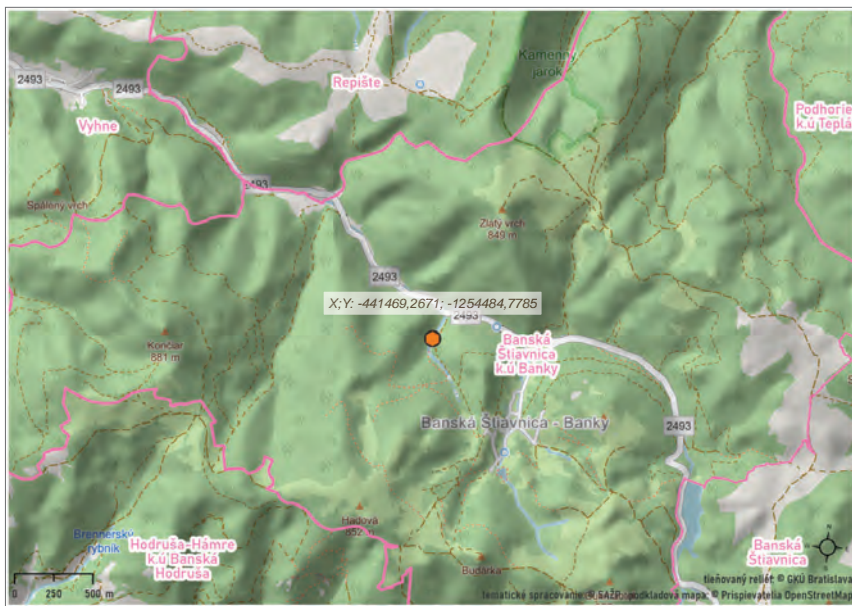
V období ku koncu bádenu sa v podloží Štiavnického stratovulkánu sformoval intruzívny komplex granodioritu a dioritu – hodruško-štiavnický intruzívny komplex. Intruzívny komplex odhalený hlbokým denudačným zrezom vystupuje na povrch v centrálnej až západnej časti hodruško-štiavnickej hraste. Centrálnejšiu časť tvorí rozsiahla granodioritová intrúzia zaberajúca plochu okolo 80 km<sup>2</sup>. Jej pokračovanie, v podloží vulkanického komplexu východným smerom do štiavnickej časti hraste, potvrdzujú banské práce a štruktúrne vrty.



Foto 1. Skalné bralo dioritu s nepravidelne hruboblokovou odlučnosťou (© P. Pachinger).



Obr. 1. Skalné bralo v oblasti chrbta nad bočnou dolinou (dolina Pivná), odbočujúcou z hlavnej Vyhnianskej doliny. Diorit sa vyznačuje hruboblokovou nepravidelnou odlučnosťou (© V. Konečný).



Dioritová intrúzia vystupuje pri severnom okraji granodioritovej intrúzie v dĺžke cca 2,5 km (Spálený vrch – Vyhnianska dolina – Banky – Šobov) s orientáciou v smere SZZ-JVV.

Sformovanie intruzívneho komplexu granodioritu a dioritu sa uskutočnilo, ako predpokladajú V. Konečný a J. Lexa (2001), poklesom bloku podložia do vrchných úrovní magmatického rezervoáru s následným obsadením uvoľneného priestoru v nadloží bloku granodioritovou magmou. Dioritová intrúzia využila pri jej výstupe a umiestnení zlomové pásmo pri severnom okraji granodioritovej intrúzie, zhruba v smere východ – západ.

Malé dioritové telesá ojedinele vystupujú aj v strope granodioritovej intrúzie (Pivovarský vrch, južne od



Foto 2. Dioritové skalné bralo s nepravidelne blokovou odlučnosťou (© P. Pachinger).

Hodruše), pri západnom okraji granodioritu (Horná Kostolná) a pri jeho južnom okraji (Richňavská dolina). Tieto výskyty poukazujú na pôvodne väčší počet dioritových telies, ktoré boli deštruované výstupom hlavnej dioritovej intrúzie.

Skalné bralo dioritu tvorí chrbát nad dolinou Pivná, odbočujúcej od hlavnej Vyhnianskej doliny poniže od odbočky na Banky (obr. 1.).

Skalné bralo tvorí diorit s nepravidelne blokovou odlučnosťou (foto 1., 2.). Diorit je tmavá, sivočierna, rovnomerne zrnitá hornina (v dôsledku premeny – propylitizácie nadobúda modrozelený odtieň). Z minerálov je prítomný plagioklas bázického zloženia (An55-72), augit, amfibol, biotit a kremeň, ktorý tvorí výplň medzi zrnami minerálov. Štruktúra je všesmerne zrnitá, ofitická.

Pri okrajoch dioritovej intrúzie sú prechody do porfyrického dioritu s hypidiomorfne až alotriomorfne zrnitou základnou hmotou.

Hydrotermálne premeny sa prejavujú najmä v chloritizácii a aktinolitizácii pyroxénov a aktinolitizácii biotitu a amfibolu.

## Geotop č. 37

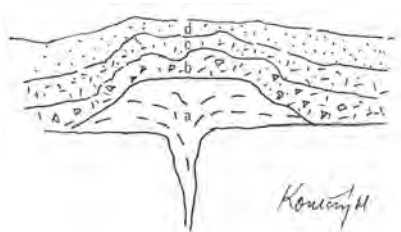
### Vyhne Kamenné more

V období vrchného sarmatu, zhruba pred 11 miliónmi rokov, bol v rámci stredoslovenského neovulkanického areálu aktívny rhyolitový vulkanizmus. Nasledoval po andezitovom vulkanizme, v priebehu ktorého v oblasti stredného Slovenska vznikol rad andezitových stratovulkánov. Najmohutnejším z nich bol Štiavnický stratovulkán, produkty jeho vulkanickej aktivity zaberajú viac ako 2 200 km<sup>2</sup>.

Pri severnom okraji stratovulkánu a pri južnom až východnom okraji Žiarskej kotliny prebiehal rhyolitový vulkanizmus explozívno-extruzívneho typu. Výstup rhyolitových magiem časovo koincidoval s výzdvihovým pohybom rozsiahleho bloku v centrálnej časti štiavnickej kalde-



Obr. 2. Kamenné more (blokovisko) na juhozápadnom svahu kóty Kamenná pri obci Vyhne vzniklo v dôsledku rozpadu rhyolitového telesa (© V. Konečný).



Obr. 1. Schéma lakolitovej intrúzie umiestnenej v prostredí ryolitových tufov (© V. Konečný):

a) – lakolitová intrúzia, b) – ryolitové tufo-breccie, c) – popolovo-pemzové tufy, d) – jemnozrnné ryolitové tufy. Sedimenty v nadloží lakolitovej intrúzie sú v dôsledku jej umiestnenia deformované.

ry s formovaním hodruško-štiavnickej hraste a súčasne s poklesmi (subsidiou) Žiarskej kotliny. Výstup ryolitových magiem na povrch využil zlomovú zónu pri západnom okraji hodruško-štiavnickej hraste s pokračovaním pri juhovýchodnom okraji Žiarskej kotliny (kde predsta-



Foto 1. Kamenné more na JZ svahu kóty Kamenná je tvorené ostrohrannými úlomkami až blokmi ryolitov (© P. Pachinger).



vovala rozhranie medzi vystupujúcim blokom hraste a klesajúcim blokom Žiarskej kotliny), ďalej pri východnom okraji Žiarskej kotliny v smere na sever do Kremnických vrchov. Uvedený zlomový systém, aktívny v období vrchného sarmatu, je označený ako vyhniansko-ihráčska vulkanotektonická zóna.

Po úvodných explozívnych erupciách popolovo-pemzových tufov nasledovali extrúzie viskózných ryolitových láv formujúcich prevažne kupolovité formy typu extrúzií dómov s prechodmi do krátkych, mocných lávových prúdov. V prostredí ryolitových tufov vznikali formy ložného typu, sily a lakolity.







Foto 2. Chaotické nakopenie ostrohranných blokov ryolitu sa uskutočnilo gravitačnou energiou (© P. Pachinger).

Teleso ložného typu, ktoré odpovedá ryolitovému lakolitu (obr. 1.), vystupuje na južnom až východnom svahu kóty 495 Kamenná. Teleso tvorí ryolit, postihnutý hydrotermálne-metasomatickými procesmi so vznikom adularu (draselný živec). Základná hmota je rekryštalizovaná, alotriomorfne zrnitá.

Vo vrcholovej oblasti kóty Kamenná a na západnom svahu prevláda sanidinovo – plagioklasový ryolit. Výrastlice sanidinu (draselný živec) prevládajú nad plagioklasom. Ojedinelý je biotit a kremeň.

V dôsledku fyzikálneho rozpadu ryolitového telesa a nasledujúcimi gravitačnými pohybmi vzniklo na juhovýchodnom svahu, pod kótou Kamenná, blokovisko tvorené veľkými neopracovanými blokmi až drobnejšími ostrohrannými úlomkami ryolitu, poeticky označené ako „vyhnianské kamenné more“ (obr. 2., foto 1., 2., 3.). Blokovisko periglaciálneho pôvodu vzniklo najmä v období posledného zaľadnenia, kedy procesy fyzikálneho rozpadu hornín boli najintenzívnejšie. Blokovisko vznikalo po rozpade skalných brál, najmä gravitačnými pohybmi jednotlivých blokov a úlomkov.



Foto 3. Detail veľkých neopracovaných blokov ryolitu (© P. Pachinger).

## Geotop č. 38

### Hliník nad Hronom – Štátna hora ryolitový lakolit

V období vrchného sarmatu, kedy sa už andezitový vulkanizmus blížil ku svojmu koncu, začala vulkanická aktivita ryolitového vulkanizmu. V počiatočnom období prevládali explozívne erupcie, ktoré vyprodukovali veľké objemy vulkanického popola a pemz, neskôr nasledovali extrúzie ryolitových láv, ktoré v dôsledku vysokej viskozity (malej schopnosti tiecť) sa hromadili v oblasti výstupu a vytvárali kupolovité telesá – extrúziálne dómy, prípadne bochníkovité telesá lakolitov v prostredí tufov. Zriedkavejšie sú krátke a mocné lávové prúdy a protrúzie (resp. tholoidy).

Produkty ryolitového vulkanizmu (tufy, brekie, lávové telesá), vystupujúce najmä v oblasti Žiarskej kotliny, reprezentujú jastrabskú formáciu. Vulkanické horniny jastrabskej formácie sú koncentrované najmä pri južnom, východnom až severovýchodnom okraji Žiarskej kotliny. Ryolitové masy vystupovali k povrchu pozdĺž mohutných zlomov, vymedzujúcich Žiarskú kotlinu. Táto v období vrchného sarmatu intenzívne poklesávala a jej vnútorný priestor sa zaplňal systémom jazier a močiarov, do ktorých od severu a východu vyústovali rieky.



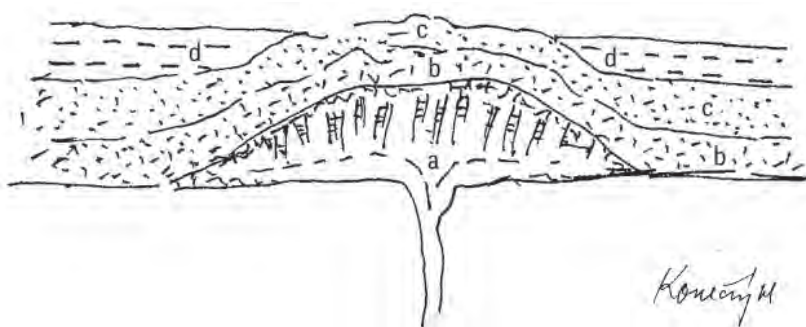
Obr. 1. V opustenom lome na východnom svahu pod kótou 451 Štátna hora je odkrytá vnútorná stavba ryolitového lakolitového telesa s výraznou stĺpcovou odľučnosťou (© V. Konečný).



Foto 1. Opustený lom pod kótou Štátna hora s hrubostĺpcovou odlučnosťou ryolitu (© P. Pachinger).

Jedno z mnohých ryolitových telies odкрývajú lomy na severnom svahu kóty 451 Štátna hora. V minulých obdobiach tu prebiehala veľkotožba ryolitu, po ktorej zostali rozsiahle lomy a haldy odpadového materiálu.

Lomové steny odкрývajú vnútornú stavbu ryolitového telesa v niekoľkých etážach (obr. 1., foto 1., 2.).



Obr. 2. Schéma typu lakolitovej intrúzie v oblasti Žiarskej kotliny, umiestnenej v prostredí ryolitových tufov (© V. Konečný):

a) – lakolitová intrúzia so stĺpcovou odlučnosťou, b) – popolovo-pemzové ryolitové tufy, c) – redeponované tufy (polohy a, b sú v nadloží intrúzie deformované), d) – mladšie sedimenty Žiarskej kotliny.



Foto 2. Spodná etáž lomu pod kótou Štátna hora (© P. Pachinger).

Odlučnosť ryolitu je hrubostĺpcová v rámci celej odhalenej hrúbky telesa jednotlivými etážami. Lokálne je prechod až do nepravidelne blokovej odlučnosti. V strednej etáži je v ľavej časti pozorovaný úklon stĺpcovej odlučnosti od vertikálnej orientácie.

Ryolit je sivobiely, naružovelý, prípadne až okrovo-žltý, výrazne pórovitý (foto 3.).

Lokálne je pozorované striedanie tmavších (sklovitejších) a svetlejších pásikov, reprezentujúcich textúry fluidality (prúdenia lávy). Tieto textúry sú orientované subhorizontálne až s výraznými úklonmi, lokálne je priebeh vlnovitý, až nepravidelný.



Ryolit sa vyznačuje variabilným obsahom plagioklasu, biotitu a ojedinelým amfibolom. Akcesorické minerály tvoria apatit, zirkón a magnetit. Ryolitové teleso Štátnej hory je postihnuté draselnou metasomatózou so vznikom draselného živca – adularu. Pôvodná základná hmota (felzitická) je metasomatically prekryštalizovaná a nadobúda sekundárnu mikrogranitickú, resp. mikroalotriomorfne zrnitú štruktúru základnej hmoty.

Teleso Štátnej hory umiestnené v prostredí ryolitových tufov pred-

stavuje pravdepodobne rozsiahlu plytko intruzívnu formu lakolitového typu (obr. 2.). Ryolitové lomy sú situované v blízkosti západného okraja lakolitovej intrúzie.

V minulosti prebiehala na tejto lokalite ťažba ryolitu, najmä na stavebné účely, na obrubníky pri stavbe ciest, na obkladový kameň a pod. Ryolity boli v minulosti využívané tiež na mlynské kamene, ako o tom svedčia nedokončené alebo rozdrobené časti mlynských kameňov.



Foto 3. Rôzne typy textúr ryolitu (© P. Pachinger).

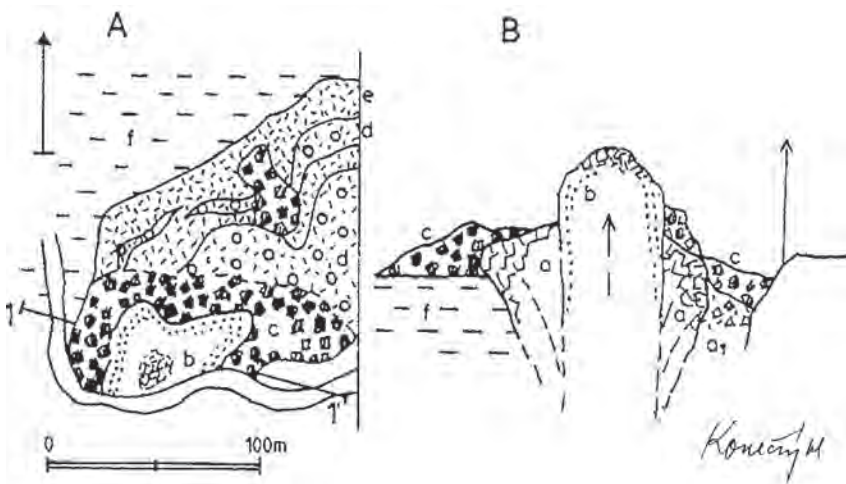
## Geotop č. 39

### Hliník – Szabóova skala ryolitová extrúzia

Produkty ryolitového vulkanizmu vrchno sarmatského veku reprezentuje jastrabská formácia (pomenovanie formácie podľa obce Jastrabá na južnom svahu Kremnických vrchov). Ryolitový vulkanizmus prebiehal koncom sarmatu súbežne s mohutnými tektonickými pohybmi, pri ktorých došlo k výzdvihu hodruško-štiavnickej hraste a súčasne k poklesom Žiarskej kotliny. Ryolitové masy vystupovali na povrch pozdĺž zlomovej zóny označenej ako vyhniansko-ihráčska vulkanotektonická zóna, ktorá zo západnej strany obmedzuje hodruško-štiavnicú hrast'. Zóna pokračuje pri juhovýchodnom okraji Žiarskej kotliny (kde predstavuje rozhranie medzi vyzdvihovaným blokom hraste a klesajú-



Foto 1. Pohľad na skalné bralo Szabóova skala z cesty na Štátnu horu (© P. Pachinger).



Obr. 1. Rhyolitová extrúzia Szabóva skála (V. Konečný, J. Lexa, 2001):

A – plošná schéma, B – geologický rez

1 – 1' a) – staršia deštruovaná rhyolitová extrúzia, a1) – extrúzivne brekcie, b) – mladšia extrúzia – Szabóva skála s perlitickým okrajom, c) – hyaloklastitové brekcie, d) – epiklastické vulkanické konglomeráty, pieskovce a redeponované tufy, e) – pemzové tufy a tufy, f) – sedimenty Žiarskej kotliny.

cim blokom Žiarskej kotliny) a ďalej v smere na sever pri východnom okraji kotliny do Kremnických vrchov.

Oblasť Žiarskej kotliny bola kom sarmatu okupovaná početnými jazerami a močiarimi zásobovanými riekami pritekajúcimi od severu a východu.

Rhyolitový vulkanizmus sa v oblasti Žiarskej kotliny vyznačuje širokou škálou vulkanických foriem a pestrťou litologického zloženia vulkanoklastických hornín.

Lávové telesá reprezentujú dajky, extrúzivne dómy, protrúzie (tholoidy), lávové prúdy, ložné intrúzie typu sillo a lakolitov, freatomagmatické kužele. V rámci vulkanoklastických hornín sú to polohy popolovo-pemzových tufov, brekcií, redeponovaných tufov a epiklastických vulkanických pieskoviec a konglomerátov. Vulkanoklastický materiál splavovaný do západnej, rýchlejšie klesajúcej Žiarskej kotliny, bol ukladaný v podobe sedimentárnych súvrství.

Rhyolitové telesá extrúzivných dómov, mocných lávových prúdov a tholoidov, ktoré prišli do kontaktu s vodným prostredím jazier v oblasti Žiarskej kotliny podliehali v okrajovej časti hyaloklastitovej brekciácii a ich okraje nadobúdali sklovitý charakter so vznikom rhyolitových skiel – obsidiánov. Pri okrajoch extrúzivných dómov sa hromadil úlomkový materiál hyaloklastitových brekcií, ako aj materiál pochádzajúci s rozpadu a dezintegrácie povrchovej chladnúcej kôry extrúzivných dómov počas ich rastu, ako aj z procesov ich explozívnej deštrukcie. Primárne uloženy hruboúlomkového materiálu podliehali ďalšej deštrukcii a jeho premiestnením vznikali epiklastické vulkanické konglomeráty, pieskovce a redeponované tufy a vo väčšej vzdialenosti sa uložili tufy a pemzové tufy, ktoré prechádzajú do sedimentov Žiarskej kotliny.





Foto 2. Textúry strmej fluidality a dutiny po unikajúcich plynch (litofýzy) s vertikálnou orientáciou svedčia o výstupnom pohybe viskóznejs rýolitovej lávy – v smere šípky (© P. Pachinger).

Szabóova skala tvorí výrazné skalné bralo pri juhovýchodnom okraji Žiarskej kotliny pri vstupe do Sklenoteplíckej doliny s potokom Teplá (foto 1.).

Rýolitové teleso Szabóovej skaly predstavuje záverečný výstup silne viskóznejs lávy – protrúzie, prenikajúcej cez starší extrúzívny dóm, ktorý podľahol deštrukcii (obr. 1.).

Pri vonkajšom okraji staršieho extrúzívneho dómu je pásmo hyaloklastitových brekcií. Bloky týchto brekcií vystupujú v blízkej vzdialenosti, severne cca 150 m od Szabóovej skaly v lesíku.

Pri okraji rýolitového telesa Szabóovej skaly je pásmo sklovitého perlitického rýolitu, resp. obsidiánu (rýolitové sklo). Hyaloklastitové brekcie staršieho extrúzívneho dómu, ako aj vznik sklovitého okraja telesa Szabóovej skaly, svedčia o kontakte uvedených telies počas ich vývoja s vodným prostredím predpokladaného jazera, alebo vodného toku v južnej časti Žiarskej kotliny v tomto období.

Vertikálne orientované dutiny po unikajúcich plynch (litofýzy) a textúry fluidality, v podobe striedania svetlejších a tmavších pásiem, dokumentujú vertikálny výstup lávy formujúcej teleso protrúzie (foto 2.).



Foto 3. Brekcia vo vrcholovej časti Szabóovej skaly je zvyškom pôvodnej zbrekčovanej kôry, vyzdvihnutejs výstupným pohybom protrúzie (© P. Pachinger).

Na vrchole sa zachoval relikť autoklastickej brekcie, ktorý predstavuje zvyšok pôvodnej zbrekčovanej kôry na povrchu telesa, vyzdvihnutejs pri výstupnom pohybe viskóznejs lávy (foto 3.).



Foto 4. Vpravo perlitický rýolit – obsidián (rýolitové sklo), vľavo rýolitová brekcia hyaloklastitového typu (© P. Pachinger).



Foto 6. V spodnej časti tufového kužela je uložená chaotická tufová brekcia s masovým pyroklastickým prúdom. Vo vrchnej časti odkryvu sú polohy tufov s textúrami typu pyroklastických príválov (base surge) striedajúcich sa s pyroklastickými prúdmi (© P. Pachinger).

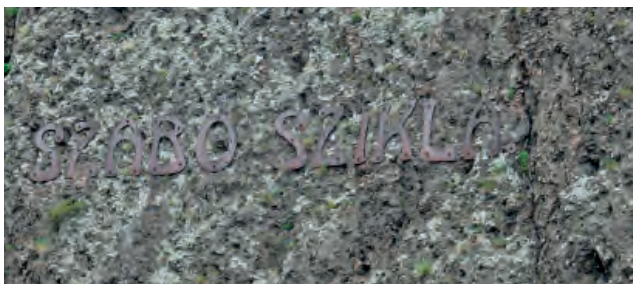


Foto 5. Nápis na Szabóovej skale (© P. Pachinger).

Teleso Szabóovej skaly, podobne ako lakolitové teleso Štátnej hory (Geotop č. 38. Hliník nad Hronom – Štátna hora), tvorí plagioklasový ryolit s obsahom výrastlíc plagioklasu, biotitu a zriedkavého amfibolu.

Sklovitá základná hmota je často rekryštalizovaná do sférolitov s radiálne lúčovitou stavbou (sferolitická štruktúra). Ryolitové sklo – obsidián je na foto 4. vpravo, vľavo je textúra ryolitovej brekcie hyaloklastitového typu.

Szabóova skala je prírodná pamiatka, pomenovaná na počesť vynikajúceho vedca – petrografa J. Szabóoa, profesora budapeštianskej univerzity, ktorý pracoval v banskoštiavnickej oblasti. Autor prvej geologickej mapy banskoštiavnického rudného revíru sa významným spôsobom zaslúžil o pokrok v geológii a petrografii vulkanických hornín. Na jeho počesť bola skala pomenová jeho menom (foto 5.).

Východne od Szabóovej skaly, pri okraji obce Lehôtka pod Brehmi, je odkrytá časť freatopyroklastického kužela, tvorená striedaním ryolitových tufov a popolovo-pemzových tufov (foto 6., 7.).



Foto 7. Detail chaotickej brekcie uloženej pyroklastickým prúdom (© P. Pachinger).

## Geotop č. 40

**Pustý hrad****extrúzia ryolitu so sklovitými okrajmi**

Oblasť vrchu s kótou 629,2 Pustý hrad, západne od Sklených Teplíc, je budovaná skalným bralom ryolitovej extrúzie typu tholoidu. Lokalita je prístupná turistickým chodníkom z obce Repište s dĺžkou cca 1,7 km v smere na sever s miernym stúpaním na východnom svahu chrbta Vrchháje a v závere výstupom na kótu 629 Pustý hrad.

Pri južnom okraji svahu pod k. 629 je skalné bralo ryolitu. V okrajovej časti brala je ryolit sklovitý s prechodmi



Obr. 1. Skalné bralo Pustý hrad budované ryolitovým telesom typu protrúzie (tholoid). Pri okraji je ryolit sklovitý s prechodom do ryolitových skiel – obsidiánu. Litofýzy (dutiny po unikajúcich plynoch) orientované vertikálne (v smere šípky) poukazujú na strmý až vertikálny výstup ryolitovej lávy (© V. Konečný).

do ryolitových skiel – obsidiánov – sivočiernych až čiernych s rozpadom na angulárne fragmenty (obr. 1., foto 1.).

Ryolit je silne napenený, póry a dutiny v okrajových častiach brala sú vyplnené sekundárnymi minerálmi. Plochy fluidality, zvyraznené pásikmi, reprezentujú smery výstupu lávy. Sú pomerne strmé, podľa plôch 35 EN/smer sklonu, s úklonom 70° na sever. V smere plôch fluidality sú orientované dutiny po plynoch (litofýzy). Vo vrcholovej časti ryolitového telesa je prechod do stĺpcovej odlučnosti podľa plôch so strmým priebehom (foto 2.).

V smere do vnútornejších častí telesa je prechod do ryolitu sivobielej farby so strmšími úklonmi podľa plôch 50 EN/75 – 80°. Priebeh plôch fluidality s pomerne strmým úklonom v centrálnejšej časti telesa, s náznakmi vejárovitej stavby pri okrajoch, poukazuje na prechodnú formu z tholoidu do extruzívneho dómu (obr. 2.). Vrchná časť ryolitového telesa, vrátane okolia sedimentov bola odstránená denudáciou.

V oblasti vrcholu sú skalné odkryvy a bloky sivobieleho pórovitého ryolitu.

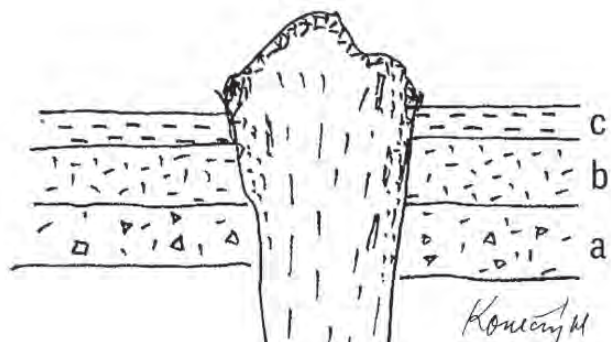
Pri južnom okraji vrcholu sú zvyšky muriva a základov pôvodnej strážnej veže (obr. 3.).



Foto 1. Skalné bralá pri južnom okraji ryolitového telesa. Bralá v popredí tvorené sklovitým ryolitom s prechodom do obsidiánu s textúrami strmej fluidality (© P. Pachinger).



Foto 2. Stúpcová odlučnosť vo vrchnej časti ryolitového telesa podľa strmých plôch (© P. Pachinger).



Obr. 2. Ryolitové teleso Pustý hrad typu tholoidu preniká cez vulkanoklastické horniny, pemzové tuffy (protrúzie) a sedimenty Žiarskej kotliny (© V. Konečný):

- a) ryolitové vulkanoklastiká,
- b) pemzové tuffy,
- c) sedimenty Žiarskej kotliny.



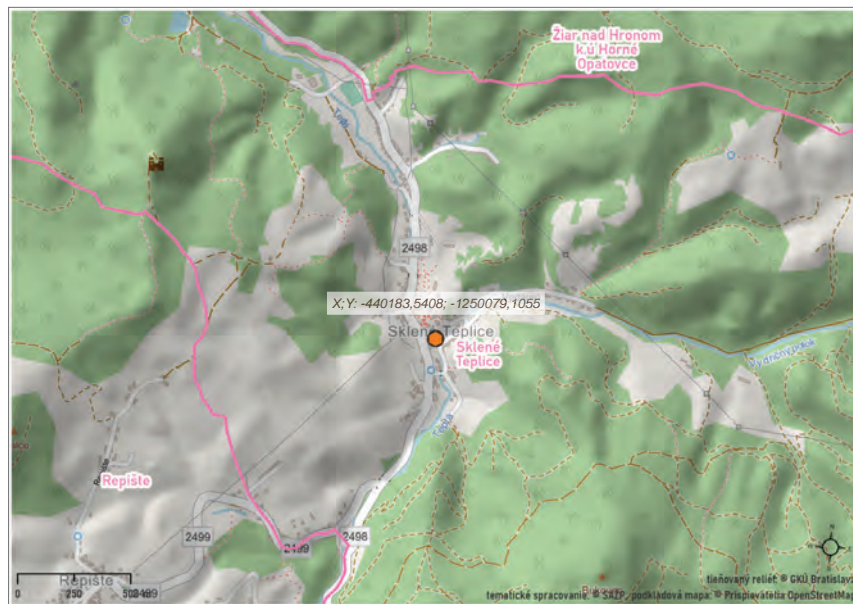
Obr. 3. Základy strážnej veže v oblasti vrcholu kóty Pustý hrad (© V. Konečný).



## Geotop č. 41

**Sklené Teplice –  
kúpele s termálnou  
vodou****travertínové kopy**

Sklené Teplice sú v oblasti Štiavnických vrchov najznámejšou hydrotermálnou štruktúrou s prirodzeným výverom. Termálna voda s teplotou 51 – 57 °C je Ca-Mg-SO<sub>4</sub> typu s mineralizáciou okolo 2,5 g.l<sup>-1</sup>. Zdrojom termálnych prameňov sú triasové karbonátové horniny (vápence a dolomity stredného až vrchného triasu), čo vyplýva z ich chemického zloženia a potvrdzujú to aj hydrogeologické vrty ST-4 a ST-5. Výstup termálnych vôd sa uskutočnil v oblasti križovania sklenoteplického zlomu smeru SSV-JJZ (ktorý vymedzuje hodruško-štiavnickú hrast na jej západnom okraji) s priečnym zlomom, ohraničujúcim vyzdvihnutý blok mezozoických hornín zo severnej časti. Zo štruktúrneho hľadiska ide o otvorenú hydrotermálnu štruktúru, t. j. štruktúru s infiltračnou oblasťou dopĺňanou infiltráciou, ako aj o štruktúru s akumuláčno-tranzitnou oblasťou, v ktorej sa formuje základné chemické zloženie vody a s výverovou oblasťou. Táto je odvodňovaná prirodzenými prameň-



mi priamo v Sklených Tepliciach (A. Remšík a kol., 2001).

V blízkosti prameňov, pri koryte potoka, sú travertínové kopy, ktoré sú výsledkom starších už neaktívnych výverov (foto 1.).

*Geotermálne vody centrálnej časti Štiavnických vrchov vo vzťahu ku geologickej stavbe podložia*

V centrálnej časti Štiavnických vrchov sú historicky známe početné výverky termálnych vôd, niektoré



Foto 2. Výver termálneho prameňa pred hotelom Park v kúpeľoch Sklené Teplice (© P. Pachinger).

z nich boli pre balneologické účely využívané v minulosti (Vyhne), iné sú využívané aj v súčasnosti (Sklené Teplice) foto 2.

Preukázalo sa, že zdroje geotermálnej vody sa viažu najmä na karbonátové horniny mezozoického veku, ktoré budujú podložie vulkanických hornín Štiavnického stratovulkánu. V centrálnej časti Štiavnických vrchov sú to najmä dve jednotky.

Spodnú jednotku reprezentuje séria *Veľkého boku* uložená v nadloží veporického kryštalinika a predstavuje jeho obal. V úplnejšom vývoji je rozšírená v severovýchodnej časti hodruško-štiavnickej hraste (v širšej oblasti Sklených Teplic), v strednej časti hraste je zastúpená len útržkovite a nesúvisle, a to len niektorými členmi.



Foto 1. Travertínova kopa v koryte potoka Teplá v Sklených Tepliciach (© P. Pachinger).

Sériu Veľkého boku tvoria odspodu nahor: a) kvarcity spodného triasu; b) verfénske bridlice (spodný trias); c) vápence a dolomity (stredný a vrchný trias); d) bridlice, pieskovce, dolomity, evapority – karpatský keuper (vrchný trias); e) ružové vápence, radiolarity, kremité a radiolariové vápence (stredná – vrchná jura); d) slienité vápence a sliene (vrchná jura – spodná krieda); g) tmavé bridlice, piesčité bridlice, pieskovce – alb (stredná krieda).

Mezozoické horniny série Veľkého boku sú tektonicky intenzívne deformované (budinované), niektoré členy boli silne redukované a nadobúdali šošovkovitý charakter a v rôznej miere boli metamorfované. Procesy tektonickej deformácie, metamorfózy a denudácie značnej hrúbky mezozoických sedimentov, sa odohrali pred násunom vyššej tektonickej jednotky hronika reprezentovanej štúreckým príkrovom.

Vyššia jednotka – štúrecký príkrov vystupuje na povrch medzi Hodrušou a strednou časťou doliny Richňava, ako aj v oblasti Suchá Voznica a doliny Zlatno. Jeho podložím sú horniny série Veľkého boku.

Horninový komplex v smere odspodu nahor tvorí:

- nižnobocianské súvrstvie vrchnokarbónskeho veku v podobe tmavých bridlíc, pieskovcov a zlepcov;
- malužinské súvrstvie (perm) pestré pieskovce, bridlice, zlepence s polohami paleobazaltov;
- benkovské súvrstvie (spodný trias) kremité pieskovce s vložkami piesčitých bridlíc;
- vápence, dolomity (stredný až vrchný trias);
- lunzské vrstvy v podobe piesčitých bridlíc a pieskovcov (vrchný trias).

Zdroje geotermálnej vody sa viažu najmä na karbonátové horniny. Tieto sa vo väčšej hrúbke nachádzajú najmä v okrajových častiach hodruško-štiavnickej hraste, najmä v jej severnej, resp. severovýchodnej časti.

Ďalším významným faktorom sú zlomy a zlomové pásma využívané pri výstupe termálnych vôd na povrch. Najvýznamnejšou štruktúrou je zlomový systém pri západnom okraji hodruško-štiavnickej hraste, podľa ktorého došlo k najintenzívnejším výzdvihovým pohybom pri formovaní hraste. Uvedený zlomový systém, označený ako vyhniansko-ihráčska vulkanotektonická zóna (V. Konečný a kol., 1998 a), bol využitý v období vrchného sarmatu pri výstupe ryolitových magiem k povrchu. V smere tohto zlomového systému a na subparalelné zlomy je viazaný výstup termálnych vôd. V smere od juhu na sever sú to:

- oblasť Lukavice, kde termálnu vodu  $\text{Ca-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4$  s teplotou 35 °C overil vrt LKC-4;
- dolina Zlatno, vrt R-3, overil termálnu vodu  $\text{Ca-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4$  s teplotou 35 °C;
- na lokalite Vyhne je v štólňi aj vrtom zachytená termálna voda  $\text{Ca-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4$  s teplotou 33 – 36 °C;
- v oblasti Sklených Teplíc termálna voda vyvierá na povrch a je zachytená aj vrtmi s teplotou 51 – 57 °C.

## Geotop č. 42

### Vyhne – vodný raj travertínová kopa

Termálna voda, zachytená v štólňi a vrtom s povrchovou teplotou 33 – 36 °C, je  $\text{Ca-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4$  typu s mineralizáciou okolo 1,1 g.l<sup>-1</sup>. Jej zdrojom sú karbonátové horniny vyššej tektonickej jednotky, t. j. hronika (štúrecký príkrov), v nadloží série Veľkého boku (A. Remšík a kol., 2001). Genetická väzba na túto mezozoickú jednotku vyplýva z jej chemického zloženia s podstatne nižším obsahom sulfátov (absencia anhydritu a sádrovca je typická pre štúrecký príkrov).

Výstup geotermálnej vody je viazaný na priebeh zlomového systému vyhniansko-ihráčskej zóny obmedzujúcej zo západnej strany hodruško-štiavnickej hraste (v tejto časti územia označenej ako považanská porucha). Uvedený zlomový systém s veľkou amplitúdou výzdvihu, ktorý predstavuje rozhranie bloku paleozoicko-mezozoických hornín voči neovulkanickým horninám (ktoré vystupujú západne od zlomu), pokračuje v smere na juh do oblasti obce Uhliská.

Na zlomovú zónu a sprievodné zlomy sú južnejšie viazané geotermálne vody overené vrtmi na lokalite Lukavica a Zlatno.



Foto 1. Travertínová kopa po zaniknutom vývere termálnej vody (© P. Pachinger).

V oblasti Vyhni v súčasnosti ide o poloťvorenú hydrotermálnu štruktúru s infiltračnou a tranzitno-akumulačnou oblasťou, ale bez výverovej oblasti (A. Remšík a kol., 2001). V súčasnosti prirodzené geotermálne pramene nie sú známe, v minulosti zrejme existovali, poukazuje na to travertínová kopa pri vstupe do doliny Klokočského potoka, pri južnom okraji obce Vyhne (foto 1., 2.).

Geotermálna voda bola zachytená v podzemí pri razení štôlne, ako aj vrtom, a vyvedená na povrch, kde je využívaná v podobe kúpaliska s termálnou vodou. V minulom období, do 2. svetovej vojny, boli vo Vyhniach liečebné kúpele, ktoré boli koncom vojny zničené požiarom.

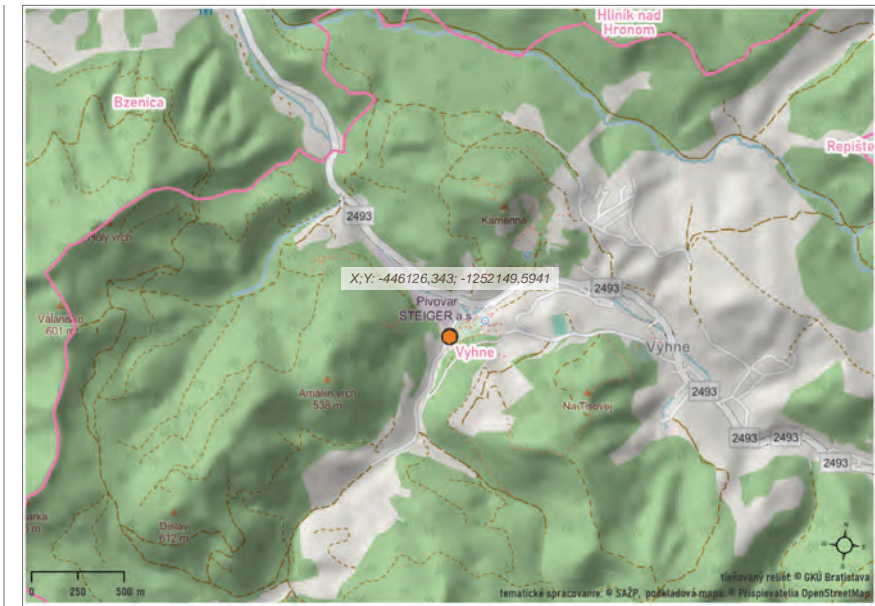


Foto 2. Travertínová kopa je tiež označovaná ako slonia hlava (© P. Pachinger).

# 7. Územný celok turizmu

## Pukanec



Foto 1. V záreze štátnej cesty Pukanec – Brehy je odkrytý intruzívny komplex Tatiar, t. j. kremito-dioritové porfýry a ryolitové porfýry, ktoré v podobe dajok prenikajú cez horniny spodnej stratovulkanickej stavby (© P. Pachinger).

### Geotop č. 43

#### **Tatiar – Obecný potok**

#### **dajky kremito-dioritových porfýrov intruzívneho komplexu Tatiar**

Intruzívny komplex Tatiar (podľa kóty 734 Tatiar) tvorí dajkový roj dioritových, kremito-dioritových až granodioritových porfýrov v oblasti pukanskej hraste (západne od štiavnickej kaldery). Dajkový roj v šírke cca 2 – 3 km a dĺžke cca 7 km je orientovaný v smere sever – juh, v oblasti medzi Rudnom nad Hronom a Pukancom preráža cez komplexy spodnej stratovulkanickej stavby. V severnej časti je pokračovanie dajkového systému utínané kalderovým zlomom.

V súčasnej úrovni denudačného zrezu má intruzívny komplex charakter dajkového roja. V nižších úrovniach prechádza do masívnych telies štokového typu (ako to potvrdzujú štruktúrne vrty). Pri rozhraní spodnej strato-

vulkanickej stavby a podložia je časté uzatváranie úlomkov až blokov zrohovcovatených a skarnizovaných podložných sedimentov v intruzívnych telesách.

V spodných úrovniach prechádzajú dajky do masívneho granodioritového porfýru až porfýrického granodioritu. S intruzívnym komplexom je spätá mineralizácia Cu – porfýrového typu.

V záreze cesty severne od kóty 734 Tatiar (južne od obce Brehy) je odkrytá severná časť intruzívneho komplexu Tatiar (foto 1.).

Intruzívny komplex v tejto časti zastupujú dajky *hruboporfýrických kremito-monzodioritových porfýrov* s výrastlicami plagioklasu (1 – 4 mm), pyroxénu (1 – 2 mm), amfibolu (do 4 – 6 mm), ojedinele je prítomný biotit a kremeň. Základná hmota je mikrohypidiomorfne zrnitá, tvorená zrnami plagioklasu, draselného živca a kremeňa.



Foto 2. Kontakt hornín spodnej stratovulkanickej stavby – vľavo od kladiva, s hrubo porfyrickým kremito-dioritovým porfýrom – vpravo od kladiva (© P. Pachinger).



Foto 3. Detail styku spodnej stratovulkanickej stavby s kremito-dioritovým porfýrom. Spodná stavba je intenzívne drvená, kontaktná zóna je vyhladená – vpravo od kladiva (© P. Pachinger).

Okrem uvedeného typu sú prítomné dajky kremito-dioritových porfýrov s jemnozrnnejšou základnou hmotou.

Dajkové telesá orientované v smere sever – juh prenikajú cez spodnú stratovulkanickú stavbu, ktorú reprezentujú pyroxenické a amfibolicko-pyroxenické andezity v podobe lávových prúdov (foto 2., 3.).



Foto 4. V pravej časti zárezu štátnej cesty je odkrytá dajková intrúzia hruboporfyrického kremito-dioritového porfýru – ľavá horná časť, ktorý preráža cez spodnú stratovulkanickú stavbu – pravá spodná časť. Na ich styku preniká dajka ryolitového porfýru – smer šípky (© P. Pachinger).

Horniny spodnej stavby sú intenzívne propylitizované (hydrotermálne premenené), pričom nadobúdajú tmavozelené sfarbenie od sekundárneho minerálu – chloritu. Spodná stavba je v tejto oblasti výrazne tektonicky porušená, prenikaná početnými pásmami tektonického drvenia. V dôsledku zvetrávania andezit nadobúda svetlozelený odtieň. Andezity sú prevažne drobno porfýrické.

Cez spodnú stavbu prerážajú dajkové telesá hruboporfýrických kremito-dioritových porfýrov tmavozelenej farby s výraznými výrastlicami plagioklasu do 6 mm a amfibolu do 5 mm (foto 4.). Okrem týchto telies je prítomný aj jemnozrnný kremito-dioritový porfýr. Pásma drvenia prenikajú cez spodnú stavbu v smere 160 SE s úklonom cca 60° na juhovýchod.

Mladšie intrúzie reprezentujú dajky ryolitových až ryodacitových porfýrov, ktoré využívajú podobné zóny tektonického porušenia smeru S-J. Ryolitové porfýry sú svetlosivé až nazelenalé, výrastlice tvorí plagioklas,



drobný biotit a amfibol, zriedkavejší kremeň.

Vyššie v záreze štátnej cesty v smere na Pukanec je ďalší východ dajky ryodacitového porfýru. Dajka preni-

ká na rozhraní spodnej stavby a kremito-dioritového porfýru (foto 5.)



Foto 5. Dajka ryodacitového porfýru – smer šípky, preniká na styku dajky kremito-dioritového porfýru – ľavá časť a spodnej stratovulkanickej stavby – vpravo od dajky ryodacitového porfýru (© P. Pachinger).

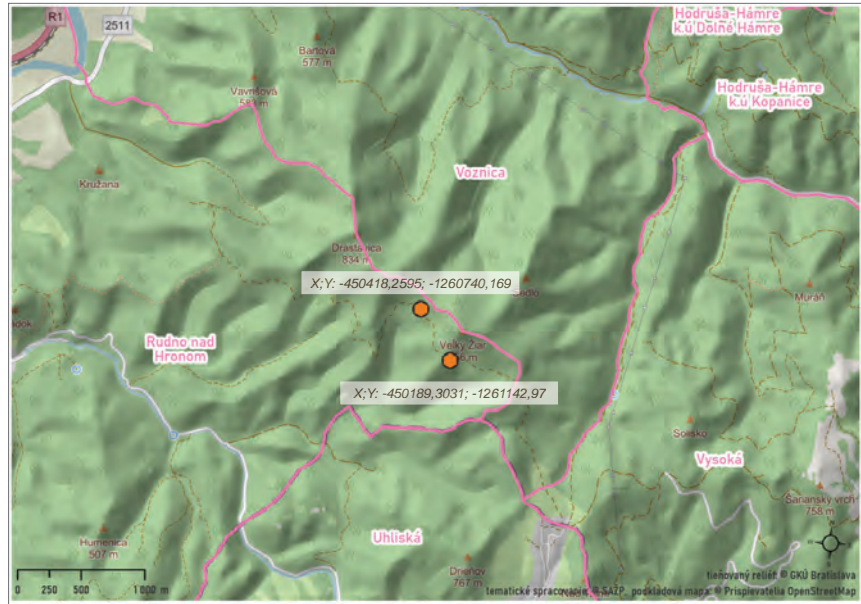
## Geotop č. 44

## Veľký Žiar

zvárané popolovo-pemzové tufy – ignimbrity drastvickej formácie

V období sarmatu, bezprostredne po efúziách láv sitnianskeho vulkánu, ktoré zaplnili západnú a južnú časť kaldery a pokračovali ďalej v rámci paleodolín na stratovulkanickom svahu k jeho úpätiu, nasledovali mohutné erupcie popola, pemz a vulkanických plynov. V priebehu opakujúcich sa erupcií plínijského typu boli vyvrhnuté obrovské masvy popolovo-pemzového materiálu v podobe eruptívnych stĺpov stúpajúcich až do vrchných úrovní atmosféry, kde sa rozšírili do strán v podobe vulkanických mračien. Nasledujúce, nespočetné kolapsy eruptívnych stĺpov boli príčinou vzniku horúcich turbulentných pyroklastických prúdov, ktoré sa pohybovali z vulkanického svahu do nižších úrovní a transportovali v prostredí prudko expandujúcich vulkanických plynov horúcu zmes popola a pemz dezintegrovanej magmy (obr. 1).

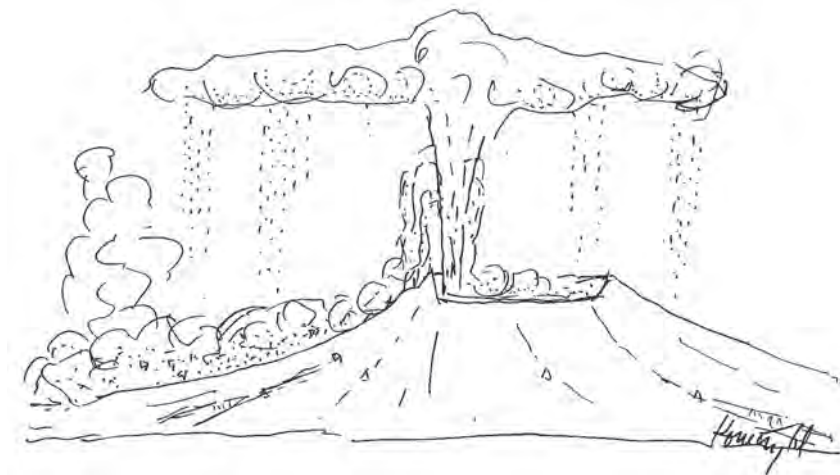
V rýchlej sukcesii za sebou nasledujúcich pyroklastických prúdov bol zaplnený západný priestor kaldery (ktorý opäť klesal) a popolovo-pemzové prúdy po prekonaní bariéry kalderového zlomu pokračovali v pohybe na západné a juhozápadné



svahy stratovulkánu, sledujúc hlboké zárezy paleodolín až k jeho úpätiu.

V rámci paleodoliny, smerujúcej na západ, dosahovali popolovo-pemzové prúdy vzdialenosť viac ako 25 km (oblasť Obýc, Geotop č. 50. Obýce). Popolovo-pemzové prúdy, ktoré sa pohybovali paleodolínami smerujúcimi na juhozápad až JJZ, sú indikované zvyškami ignimbritov v oblasti vrchu s kótou 437, južne od Brehov – na západnom svahu Priesilu – na svahoch pod Starou Horou k. 471. Ďalšia paleodolina, vyplnená ignimbritmi a pemzovými prúdmi, sme-

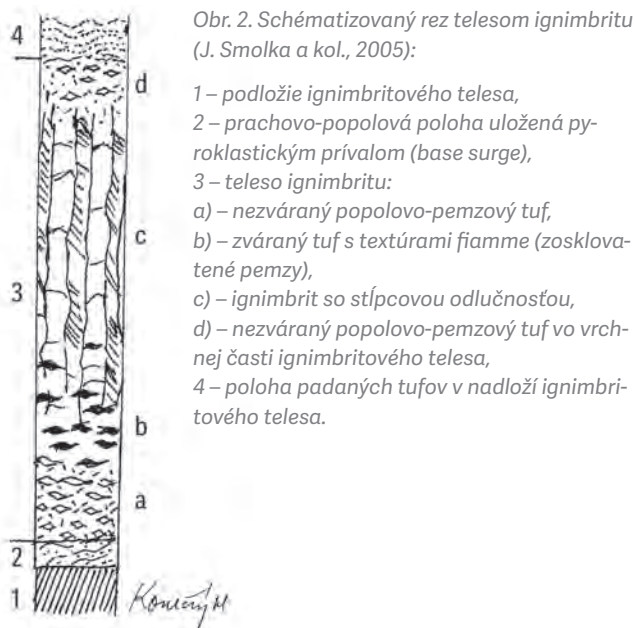
rovala do priestoru Čajkova. Tieto popolovo-pemzové tufy skončili v pobrežnom pásme Sarmatského mora, kde zložili svoj náklad. V dôsledku prudkého ochladenia u nich



Obr. 1. Schéma vzniku popolovo-pemzových prúdov v dôsledku kolapsu eruptívneho stĺpu plínijskej erupcie. Vulkanické mračno je zdrojom padaných tufov (© V. Konečný).



Obr. 3. Doskovitá až hrubostĺpcová odlučnosť ignimbrity na južnom svahu kóty Žiar (© V. Konečný).



Obr. 2. Schématicovaný rez telesom ignimbritu (J. Smolka a kol., 2005):

- 1 – podložie ignimbritého telesa,
- 2 – prachovo-popolová poloha uložená pyroklastickým prívalom (base surge),
- 3 – teleso ignimbritu:
  - a) – nezávaný popolovo-pemzový tuf,
  - b) – zvaný tuf s textúrami fiamme (zosklované pemzy),
  - c) – ignimbrit so stĺpcovou odlučnosťou,
  - d) – nezávaný popolovo-pemzový tuf vo vrchnej časti ignimbritého telesa,
- 4 – poloha padaných tufov v nadloží ignimbritého telesa.

nedošlo k procesu zvrárania pyroklastického materiálu (nezvárané popolovo-pemzové tufy Geotopu č. 100. Čajkov). Popolovo-pemzový materiál pyroklastických prúdov po uložení ešte horúci podliehal v dôsledku zvyškovej magmatickej teploty zvráraníu so vznikom zvráraných tufov – ignimbrítov.



V procese zvrárania popolovo-pemzového materiálu dochádza k deformáciám a zosklovaníu pemzových úlomkov (v dôsledku váhy nadložnej masy), ktoré nadobúdajú šošovkovité formy so subparalelným usmernením, označované ako „fiamme“ (taliánsky – plamienok). Pri chladnutí pyroklastickej masy, z ktorej unikajú plyny v podobe fumarol, dochádza pri znižovaní objemu ku vzniku hrubostĺpcovej odlučnosti podobne, ako pri chladnutí a kryštalizácii lávového prúdu.

Poloha popolovo-pemzového materiálu, transportovaná a uložená jedným pyroklastickým prúdom (s hrúbkou do niekoľko metrov až do prvých desiatok metrov), sa označuje ako *prúdová jednotka* (flow unit). Vo vertikálnom reze sa vyznačuje charakteristickými zmenami litologického zloženia (obr. 2.).

V bezprostrednom podloží (1) polohy popolovo-pemzového prúdu je tenká vrstvička prachovo-popolového materiálu (2) so zvlnenou textúrou, ktorá je uložená bazálnym prívalom (base surge), ktorý sa pohybuje pred pyroklastickým prúdom vysokou rýchlosťou a v horúcom plyne unáša prachovo-populový materiál (táto vrstvička nie je vždy prítomná).



Foto 1. Hrubostĺpcová a doskovitá odlučnosť ignimbrítov skalných brál na južnom svahu kóty Žiar (© P. Pachinger).

V rámci polohy uloženej popolovo-pemzovým prúdom sa v spodnej časti nachádza poloha nezávaného popola a pemz (3a), ktorá je výsledkom ochladenia pri styku s podložím. Vyššie je postupný prechod do zvaného popolovo-pemzového tufu – ignimbritu s prítomnosťou charakteristických šošovkovitých fiamme (3b) so subhorizontálnou orientáciou. V strednej až vyššej časti je vyvinutá hrubostĺpcová až stĺpcová odlučnosť s vertikálnou orientáciou (3c). Vrchnú časť ignimbritého telesa tvorí mierne zvaný až nezávaný popolovo-pemzový tuf (3d). V nadloží ignimbritého telesa je na jeho povrchu často uložená poloha padaných tufov. Vrstvičky sledujú topografický reliéf podložja (4).





Obr. 4. Skalné bralá ignimbitu na južnom svahu kóty Žiar s hrubostĺpcovou odlučnosťou (© V. Konečný).

V prípade, že ide o sukcesiu rýchlo za sebou nasledujúcich horúcich pyroklastických prúdov (väčší počet prúdových jednotiek), proces zvarania postihuje celú masu uloženého pyroklastického materiálu. Rozdiely v litologickom zložení jednotlivých prúdov sa stierajú a sú nerozlišiteľné, a táto masa spoločne zvaraného tufu sa označuje ako jednotka chladnutia (cooling unit).



Foto 2. Nezvárané popolovo-pemzové tufy v podloží ignimbitov na južnom svahu kóty Žiar (© P. Pachinger).

V západnej časti kaldery sa v priebehu plínijských erupcií, s následným vznikom popolovo-pemzových prúdov, uložil mocný komplex ignimbitov. Zvyšky ignimbitov, ktoré sú uložené v nadloží lávových prúdov sitnianskeho komplexu v oblasti Drastavica (k. 834) – Veľký Žiar (k. 852) – Sedlo (k. 685) – Vavrišová (k. 583) a severnejšie, v oblasti Kojatina (k. 509), dosahujú hrúbku 250 až 300 m. Mocný ignimbitový komplex západne od Hrona (ohraničený zo západnej strany výstupom novobanského ryolitového telesa) je za kalderovým zlomom sčasti uložený na horninách spodnej stratovulkanickej stavby (južná časť) a severnejšie na sitnianskom komplexe.

Na južnom svahu kóty 834 Žiar vystupujú skalné bralá ignimbitov s výraznou hrubo stĺpcovou až doskovitou odlučnosťou podľa subvertikálnych plôch (obr. 3., 4.).

Menej zreteľná je naznačená hrubo doskovitá odlučnosť priečne k stĺpcovej zvýraznená zvetrávaním (obr. 4., foto 1.).

V záreze lesnej cesty na južnom svahu kóty Žiar, v podloží ignimbitov sú ojedinelé odkryvy nezváraných popolovo-pemzových tufov (foto 2., 3.).

Zvárané popolovo-pemzové tufy – ignimbitry sú tmavosivé až sivočierne, pri zvetrávaní nadobúdajú hnedé odtiene. Na lome je možné pozorovať sklovité šošovkovité útvary „fiamme“ so subparalelným usmernením. Popolovo-kryštálický matrix je silne zváraný, sú rozlišiteľné kryštály plagioklasu, amfibolu a biotitu. Ojedinele sú prítomné úlomky starších andezitov.

Pri mikroskopickom štúdiu je možné pozorovať zosklovanie matrixu so znakmi „obtekania“ úlomkov kryštálov a andezitových fragmentov, ako aj šošovkovito deformované zosklované pemzové úlomky.

Petrograficky odpovedá hornina biotiticko-amfibolicko-pyroxenickému andezitu.



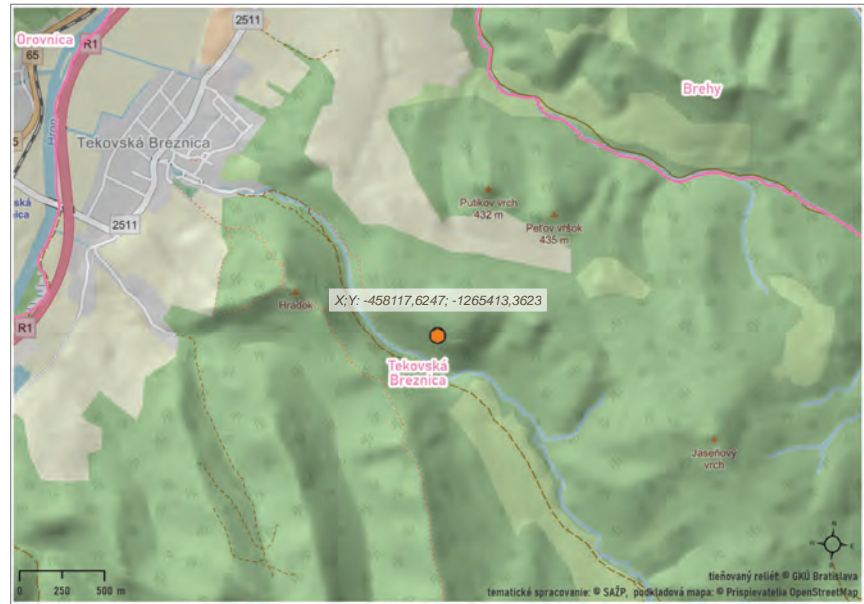
Foto 3. Detail nezváraných popolovo-pemzových tufov. Svetlé úlomky pemz sú uložené v jemnozrnnejšom popolovo-pemzovom matrixe (© P. Pachinger).

## Geotop č. 45

**Pútikov vršok**  
**bazaltový troskový kužel'**

Po ukončení andezitového vulkanizmu alkalicko-vápenatého typu nasledoval v oblasti stredoslovenských neovulkanitov vulkanizmus alkalických bazaltov. Relikty tohto vulkanizmu, aktívneho v období panónu až pontu (pred 6 – 8 mil. r.), reprezentujú bazaltový príkrov Dobrá Niva – Ostrá Lúka (JJZ od Zvolena), relikť lávového prúdu pri obci Devičie (juhovýchodne od Krupiny) a lávový nek Kalvária pri Banskej Štiavnici a tiež v záreze železnice pri osade Kysihýbel' (východne od Banskej Štiavnice).

Po dlhšej časovej prestávke vznikol v období kvartéru troskový kužel' Pútikov vršok, južne od Novej Bane. Troskový kužel' sa nachádza juhovýchodne od Tekovskej Breznice v oblasti hrebeňa s kótou 477 nad Chválenskou dolinou, južne od vrchu s kótou 432. Vulkán menších rozmerov bol vybudovaný v priebehu aktivity strombolského a havajského typu, erupciami bazaltových trosiek, bômb a lapillových tufov. V pokročil-



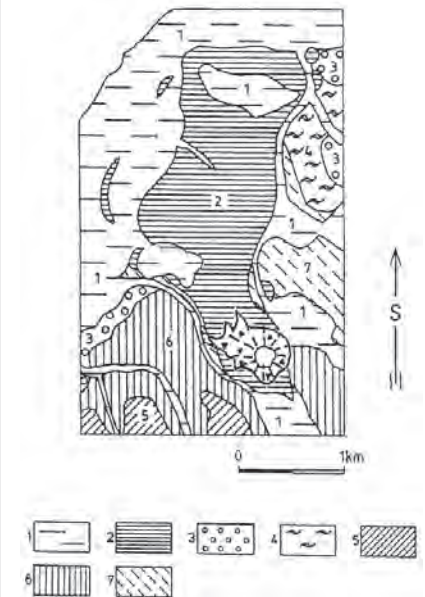
lejšom období vývoja vulkanickej aktivity vznikol bazaltový prúd, ktorý sa pohyboval od troskového kužela na sever a prehradil tok Starého Hrona (obr. 1.).

Stavbu kužela a litologický charakter sopečných vyvrhnutí je možné pozorovať v odkryvoch na západnom svahu troskového kužela.

Vlastný kužel' tvoria polohy bazaltových trosiek a bômb striedané vložkami až polohami lapillových tufov



Foto 1. Skalné bralo na západnom svahu troskového kužela Pútikov vršok tvoria spekané bazaltové trosky – aglutináty s polohami bazaltových bômb – vpravo od kladiva (© P. Pachinger).



Obr. 1. Schéma geologickej stavby v okolí vulkánu Pútikov vršok (L. Šimon, 2000):

1 – sedimenty nečleneného kvartéru, 2 – vulkán Pútikov vršok: a) troskový kužel', b) lávové prúdy, 3 – sedimenty panónu – pontu, 4 – pyroklastiká drastvickej formácie, 5 – lávové prúdy sitnianskeho komplexu, 6 – lávové prúdy a epiklastiká spodnej stavby Štiavnického stratovulkánu, 7 – nečlenené lávové prúdy spodnej stavby Štiavnického stratovulkánu.



Foto 2. Detail vnútornej stavby bazaltovej bomby (nad kladivom). Pri okrajoch s náznakom radiálnej odlučnosti (© P. Pachinger).



Foto 4. Detail stavby troskového kužeľa. Troskovo-lapilový materiál uklonený v smere primárneho svahu je sčasti spekaný. V spodnej časti sú nahromadené bazaltové bomby (© P. Pachinger).

(útržky bazaltovej lávy do veľkosti 2 – 3 cm), uložené pod úklonmi 25 – 30° v smere od krátera (periklinálne uloženie) foto 1., 2., 4.

Bazaltové trosky, vyvrhované ako žeravé útržky lávy, sa po dopade na vulkanický svah často spekali v podobe aglutinátov. Pre útržky fluidálnej lávy, utuhnutej v pod-



Foto 3. Vo vrchnej časti troskového kužeľa je jaskyňa (tunel) v spekaných aglomeratických pyroklastikách. Na stenách tunela sú svetlé povlaky tvorené sublimátmi fumarolovej aktivity – výronov plynov (© P. Pachinger).

be nepravidelných útvarov, navrhuje L. Šimon, R. Halouzka (1996) názov „plieskance“.

Na vulkanickom svahu je možné nájsť bazaltové bomby až bombičky variabilných rozmerov (od niekoľko cm do niekoľko dcm až do 0,5 m) a typov foriem (bomby sférické, cylindrické, vretenovité, hruškovité, unipolárne a bipolárne). Časté sú aj útržky bazaltovej lávy, ktoré boli dostatočne tekuté (fluidálne) a po dopade na zem sa deformovali v charakteristické útvary podobné kravskému lajnu, sa označujú ako formy typu (cow dug).



Foto 5. Interiér „tunela“ vzniknutého v spekaných pyroklastických produktoch (© P. Pachinger).

V rámci polôh tvorených troskami, bombami a lapillovými tufmi spekanými v aglutináty sú často prítomné veľké bloky bazaltu do veľkosti až 1,2 m, ktoré predstavujú časti telies prírodného systému, deštruované a vyvrhované v priebehu erupcií.

Vulkanické bomby, sférických až nepravidelne eliptických tvarov, tvorené silne napenenou bazaltovou lávou sa rozpadajú podľa radiálnych trhlín (foto 2.). Vo vyššej úrovni svahu kužela je jaskyňa (tunel) v pyroklastických produktoch (foto 3, 5).

Troskový kužel Pútikov vršok je našim najmladším vulkánom. Jeho vek sa predpokladá na 140 – 130 tisíc rokov. Podstatne väčší areál bazaltového vulkanizmu sa nachádza v oblasti južného Slovenska (okolie Filakova a oblasť Cerovej vrchoviny).

## Geotop č. 46

### Brehy

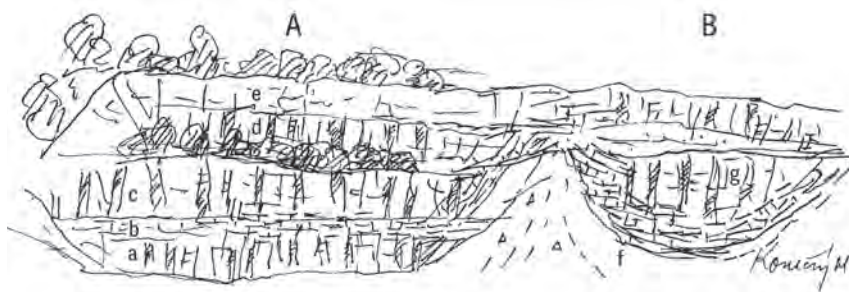
#### bazaltové prúdy vulkánu Pútikov vršok

V pokročilejšom období vývoja troskového kužela Pútikov vršok došlo k efúziám lávových prúdov, ktoré sa pohybovali od okraja kužela na sever do doliny Starého Hrona a prehradili jeho tok. Lávové prúdy sa vyznačujú variabilnou hrúbkou a dĺžkou. Na svahu kužela a pri jeho úpätí sú lávové prúdy s dĺžkou do

niekoľko desiatok metrov intenzívne zbrekčovatené. S narastajúcou vzdialenosťou od kužela v smere pôvodného svahu ich hrúbka narastá do 15 m, pričom maximálne dosahujú dĺžku do 3,2 km.

V stenách občas ťaženého kameňolomu, na svahu nad Hronom (západne od obce Brehy) je odkrytá sukcesia niekoľkých lávových prúdov (obr. 1.).

V ľavej (severnej) časti lomovej steny (A, foto 1.) je v najnižšej úrovni lávový prúd so subvertikálnou stĺpcovou odlučnosťou (a). V jeho nadloží je



Obr. 1. Schématický obrázok ľavej časti bazaltového lomu pri obci Brehy (© V. Konečný):

A – ľavá časť lomu: a) – spodný lávový prúd so stĺpcovou odlučnosťou, b) – doskovitá odlučnosť stredného lávového prúdu, c) – hrubostĺpcová odlučnosť stredného lávového prúdu, d) – hrubostĺpcová odlučnosť vyššieho lávového prúdu, e) – nepravidelne blokovaná odlučnosť vrchného lávového prúdu.

Pri pravom okraji lávového prúdu doskovitá odlučnosť sleduje úklon podložného reliéfu: B – lávový prúd v pravej časti lomovej steny tvorí výplň lokálnej doliny: f) – doskovitá odlučnosť spodnej časti sleduje morfológiu doliny, g) – v strednej až vyššej časti je prechod do hrubostĺpcovej odlučnosti so subvertikálnou orientáciou.





Foto 1. Celkový pohľad na ľavú časť bazaltového lomu (© P. Pachinger).



Foto 2. Stredná časť lomovej steny, lávový prúd tvorí výplň korytovej depresie (© P. Pachinger).

lávový prúd s doskovitou subhorizontálnou odlučnosťou podľa laminačných plôch (b). Táto odlučnosť je vyššie vystriedaná hrubostĺpcovou odlučnosťou (c), vo vyššej úrovni je lávový prúd so stĺpcovou odlučnosťou (d) a vo vrchnej časti lomovej steny (vyššia etáž) je odlučnosť až nepravidelne blokovaná (e). Pri pravom okraji je lávový prúd obmedzený lokálnou vyvýšeninou, tvorenou brek-



Foto 3. Detail okraja stredného lávového prúdu vo výplni lokálnej depresie. Úklon doskovitej odlučnosti pri ľavom okraji sleduje úklon svahu lokálnej depresie, vyššie v strednej časti je prechod do stĺpcovej odlučnosti so subvertikálnou orientáciou (© P. Pachinger).

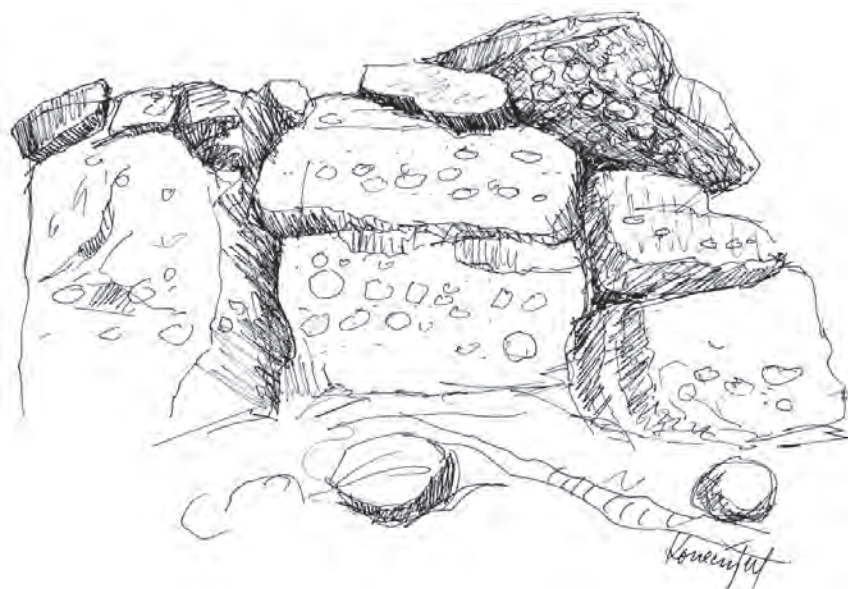
ciami, ktoré ho oddeľujú od lávového prúdu v strednej časti.

V strednej časti lomovej steny (B, foto 2., 3.) je lávový prúd uložený v korytovej depresii. Morfológiu tejto depresie zvyrazňuje doskovitá odlučnosť v spodnej časti lávového prúdu, ktorá je v strednej časti subhorizontálna (f) a pri okrajoch sa postupne zostrmuje a nadobúda až subvertikálny priebeh. Vyššie nad doskovitou odlučnosťou je prechod do hrubostĺpcovej odlučnosti (g, foto 4.).

V pravej (južnej) časti kameňolomu je niekoľko lávových prúdov s nepravidelnou blokovou odlučnosťou. Vo vrchnej časti lávových prúdov je možné pozorovať prechod do pásma napnenia a brekciácie s nepravidelným až troskovým povrchom „typu Aa láv“. Lávový prúd je uložený na terasových štrkoch Hrona (3. stredná terasa), ktoré zodpovedajú obdobiu mladšieho rissu. V nadloží lávových prúdov sú uložené sprašové hliny, ktoré odpovedajú würmskej sérii. Z uvedenej pozície lávového prúdu vyplýva, že jeho vek, a tým aj vek vulkanickej aktivity v oblasti Púťikov vršok spadá na koniec glaciálu – mladší riss, až na rozhranie s interglaciálom riss/würm, čo zodpovedá geologickému odhadu veku 140 – 130 tisíc rokov (L. Šimon, R. Halouzka, 1996).



Foto 4. Detail prechodu lávového prúdu z doskovitej odlučnosti do hrubostĺpcovej (© P. Pachinger).



Obr. 1. Hrubé konglomeráty so železitým tmelom v oblasti vrcholu kóty 437 Krahulčie, južne od Novej Bane. V uložení konglomerátového materiálu je naznačené hrubé triedenie a zvrstvenie v subhorizontálnom smere (© V. Konečný).

### Geotop č. 47

## Brehy – Krahulčie

### konglomeráty so železitým tmelom

Južne od Novej Bane pri obci Brehy (južne od Hrona), v oblasti vrcholu s kótou 437 Krahulčie vystupujú skalné bralá konglomerátov so železitým tmelom (obr. 1.).

Obliaky, balvany vo veľkosti 5 – 35 cm až bloky do 0,5 m, dobre až dokonale opracované patria ryolitom, ktoré sú v rôznej miere argilitizované a silicifikované (prekremenelé). V menšej miere sú prítomné balvany ignimbritov drastvickej formácie a ojedinele obliaky andezitov.

Matrix tvorí netriedený hrubopiesčitý až drobno-úlomkový materiál s nižším stupňom opracovania, vý-



razne spevnený železitým (limonitovým) tmelom, ktorý dodáva konglomerátu vysokú pevnosť (táto skutočnosť vysvetľuje ich zachovanie pred denudáciou). Lokálne je pozorované hrubé triedenie s náznakmi subhorizontálneho uloženia (foto 1., 2., 3.).

Ryolitový materiál konglomerátov, postihnutý hydrotermálnymi premenami, poukazuje na jeho pôvod z novobanského ryolitového telesa, z oblasti postihnutej okolo žilnými hydrotermálnymi premenami, v oblasti výstupu rudných žíl novobanského rudného poľa.

Horniny, postihnuté týmito premenami, tvoria blokvisko na chrbte, západne od Kohútova v blízkosti trasy lesného chodníka na lokalitu Štamproch.



Foto 1. Skalný odkryv hrubých konglomerátov so železitým tmelom v oblasti vrcholu Krahulčie (© P. Pachinger).



Foto 2. V detailnom zábere vidieť svetlé ryolitové obliaky často s napenenou stavbou (vľavo od kladiva). Zriedkavejšie tmavé fragmenty patria andezitu (© P. Pachinger).



Foto 3. V ďalšom detailnom zábere v spodnej časti je hrubý až blokový konglomerát s prevahou ryolitových blokov a ojedinele obliakov andezitu (tmavý fragment pri ľavom okraji). Vo vrchnej časti je drobnejší triedený konglomerát – štrková terasa. Tmavé dutiny vznikajú po vypadnutí obliakov – pri hrote kladiva (© P. Pachinger).

Konglomeráty uložené v úrovni vrcholu Krahulčie, v nadmorskej úrovni 437 m n. m., reprezentujú riečny sediment – terasu Starého Hrona. Ku vzniku týchto uloženín došlo s najväčšou pravdepodobnosťou v období panónu (pred 8 – 9 mil. r.), kedy sa Hron v tejto úrovni prebíjal cez bariéru tvorenú novobanským ryolitovým telesom a uložil balvanitý až blokový materiál na dno svojho koryta. Prítomnosť železitého tmelu poukazuje na vývery termálnych vôd v blízkom okolí s vysokým obsahom Fe hydroxidov, čo pravdepodobne poukazuje na doznievanie hydrotermálnej aktivity spätjej so vznikom rudných žíl.

V podobnej pozícii sa nachádzajú blokové konglomeráty na svahu východne od Hrona, na hrebene v úrovni okolo 400 m n. m. (južne od Tekovskej Breznice). Podobne, oproti na svahu západne od Hrona, v oblasti vrcholu Klíča k. 430 pri Hronskom Beňadiku sa nachádzajú bloky ryolitu s veľkosťou až 3 – 4 m a hruboblokové zlepenice s dobre až dokonale opracovaným ryolitovým a andezitovým materiálom.



Foto 4. Jeden z početných meandrov rieky Hron pri Novej Bani. V pozadí vrchol Krahulčie s uloženiami hrubých konglomerátov so železitým tmelom reprezentuje pôvodnú úroveň terasových uloženín Hrona (© P. Pachinger).

Hrubé až blokové konglomeráty uložené v oblasti vrcholov pri Hrone v úrovni 400 – 430 m predstavujú najrannejšie uloženiny Hrona, vtedy ešte veľmi mladého v období, kedy si s veľkou energiou prerážal cestu k juhozápadu cez vulkanické masívy, valiac pred sebou ozrutné bloky skál. Dnes je Hron pokojnou riekou v zrelom veku bez náhlenia sa klukatiacou dolinou a s bezpočetnými meandrami sa zarezáva do svojich náplavov, akoby si chcela spomaliť svoju cestu pred stretnutím s morom, ktoré pohltí navždy jeho vody (foto 4.).



## 8. Územný celok turizmu Nová Baňa



Obr. 1. Starohutský vodopád vznikol zárezom potoka v lávovom prúde pyroxenického andezitu spodnej stratovulkanickej stavby. Andezit sa vyznačuje doskovitou odlučnosťou podľa plôch laminácie so subhorizontálnym priebehom (© V. Konečný).

### Geotop č. 48

#### **Starohutský vodopád výplň paleodoliny v smere Nová Baňa – Stará Huta, pyroxenický andezit spodnej stavby**

Hlboký erozívny zárez doliny Starohutského potoka prenikol v priestore Nová Baňa – Stará Huta do hornín spodnej stratovulkanickej stavby Štiavnického stratovulkánu. V ich nadloží odkryl litologickú stavbu výplne paleodoliny, tvorenú v spodnej úrovni produktmi vulkanizmu biotiticko-amfibolických andezitov studenskej formácie (z obdobia formovania kaldery). V podobe redeponovaných pemzových tufov a pies-

kovcov uložených na báze výplne bezprostredne na horninách spodnej stavby. Vyššie nasledujú vo výplni paleodoliny hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie. V blízkosti Starej Huty sú na báze paleodoliny uložené hrubé až blokové konglomeráty a laharové brekcie s materiálom biotiticko-amfibolických andezitov. Pôvodná hrúbka výplne v tomto období dosahovala okolo 500 m (južne pod k. 779 Sedlová Skala).

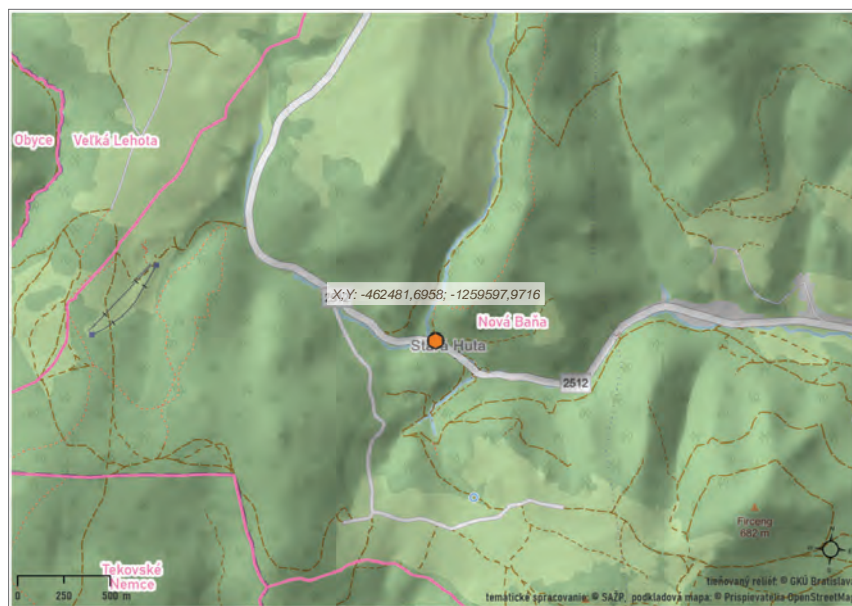
V nasledujúcom období, počas spodného sarmatu, došlo opäť k obnoveniu erozívneho zárezu, ktorý bol v spodnej úrovni zaplňovaný lávovými prúdmi sitnianskeho komplexu. V pokračovaní paleodoliny na zá-



pad, v nadloží lávových prúdov sitnianskeho komplexu, boli uložené produkty explozívnej aktivity v podobe popolovo-pemzových zväraných tufov – ignimbritov *drastvickej formácie*, vyššie lávové prúdy a vulkanoklastiká *priesilskej formácie*, a v závere lávové prúdy *inoveckej formácie*, ktoré definitívne zaplnili priestor paleodoliny.

Z obce Stará Huta po lesnom chodníku je výstup po svahu cca 150 m do bočnej doliny k Starohutskému vodopádu. Zárezom potoka v lávovom prúde pyroxenického andezitu vzniká vodopád s výškou 6 – 8 m (obr. 1., foto 1.).

Andezit je sivočierny, drobnoporfyrický, výrastlice tvorí plagioklas do 1 – 2 mm, pyroxény (augit, hyperstén do 1 – 2 mm). Doskovitá odľučnosť laminačného typu so subhorizon-



tálnym priebehom poukazuje na pomerne plochý reliéf podložja, po ktorom sa lávový prúd pohyboval.



Foto 1. Starohutský vodopád je príjemným miestom k oddychu v romantickom prostredí (© P. Pachinger).

## Geotop č. 49

## Vojšín

lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu ( $\pm$  biotit) sitnianskeho komplexu

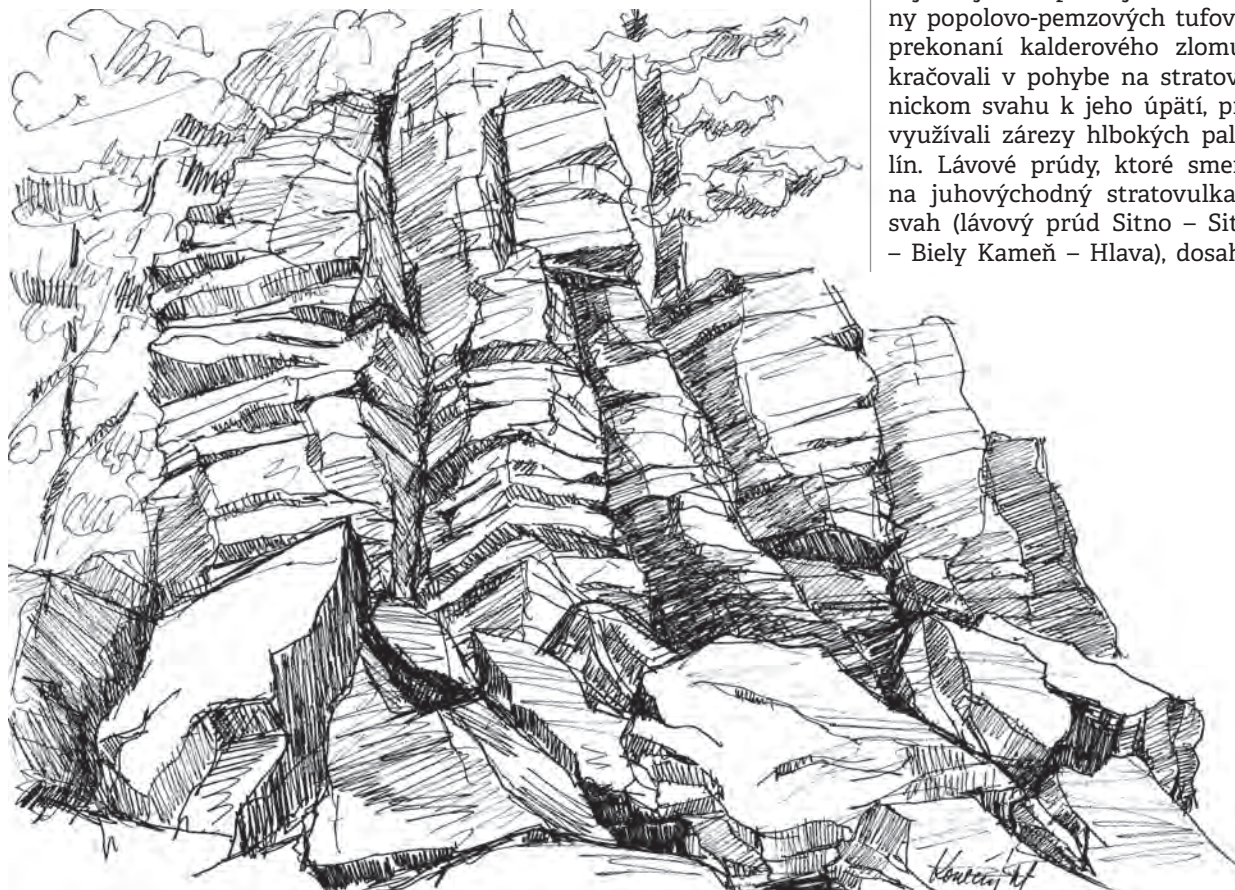
Vznik kaldery vo vrcholovej oblasti rozsiahleho andezitového stratovulkánu bádenského veku neznamená ukončenie vulkanickej aktivity, predstavoval len dovŕšenie jedného vulkanicko-magmatického cyklu. Po obnovenom výstupe magiem z hlbokých úrovní do podpovrchového magmatického rezervoáru boli splnené podmienky pre začatie vulkanickej aktivity v období sarmatu.

V priebehu explozívno-efúzívnej aktivity vznikol v oblasti kaldery a na stratovulkanickom svahu rad satelitných vulkánov menších rozmerov. Jedným z nich bol aj *sitnianský vulkán* situovaný v juhovýchodnej časti kaldery.



Po explozívnych erupciách v podobe popolovo-pemzových tufov, ktoré sa uložili v južnom priestore kaldery

a na stratovulkanickom svahu (bielokamenské súvrstvie), nasledovali efúzie láv. Lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov pokryli v južnej až západnej časti uloženíny popolovo-pemzových tufov a po prekonaní kalderového zlomu pokračovali v pohybe na stratovulkanickom svahu k jeho úpäti, pričom využívali zárezy hlbokých paleodolín. Lávové prúdy, ktoré smerovali na juhovýchodný stratovulkanický svah (lávový prúd Sitno – Sitience – Biely Kameň – Hlava), dosahovali



Obr. 1. Skalné bralo andezitu sitnianskeho komplexu na južnom svahu kóty 819 Vojšín. Andezit sa vyznačuje výraznou doskovitou odlučnosťou podľa plôch laminácie s úklonom na sever. Hrubostpvcový rozpad je naznačený podľa subvertikálnych plôch (© V. Konečný).



Foto 1. Doskovitá odlučnosť andezitu skalného brala pod kótou 819 Vojšín (© P. Pachinger).

vzdialenosti až 17 km. Obzvlášť mocný komplex zbrekčovateľných a silne pórovitých lávových prúdov sa uložil v západnej časti kaldery. Po prekonaní kalderového zlomu pokračovali lávové prúdy v rámci širokej paleodoliny v smere na západ až severozápad (oblasť osady Kostivrch), až dosiahli úpätie stratovulkánu (severovýchodne od Veľkej Lehoty). V tejto oblasti vytvorili mocný komplex lávových prúdov uklonený na severozápad (kóty 754 Bujakov vrch a 819 Vojšín). Obmedzenie lávového komplexu na severozápadnej strane je tektonické. Vulkanický komplex je voči horninám predvulkanického podložja poklesnutý podľa zlomu SV-JZ smeru. V podloží niektorých lávových prúdov sa vo výplni paleodolín na severozápadnom svahu stratovulkánu zachovali polohy popolovo-pemzových tufov, ktoré sa uložili pri explozívnych erupciách, bezprostredne predchádzajúcich efúziám lávových prúdov (severné okraje lávového komplexu severne od osady Kostivrch).

V nadloží lávových prúdov v okolí Veľkej Lehoty sa uložili produkty nasledujúcich erupcií popolovo-pemzových prúdov drastvickej formácie), následne zvaraných v podobe ignimbritov.

Na južnom svahu pod kótou 819 Vojšín vystupujú skalné bralá andezitu sitnianskeho komplexu (obr. 1., foto 1.).

Podľa subvertikálnych plôch je naznačený hrubostĺpcový rozpad andezitu. Výraznejšia je doskovitá odlučnosť podľa laminačných plôch (paralelne s povrchom, po ktorom sa lávový prúd pohyboval) s úklonmi 20 – 25° na sever.

Andezit je stredne až hruboporfyrický, svetlosivý, výrastlice tvorí plagioklas (1 – 4 mm), pyroxény (augit, hyperstén 1 – 2 mm), amfibol (1 – 3 mm), ojedinelý biotit (1 – 3 mm), sčasti až úplne rezorbovaný. Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická, tvorená drobnými ihličkami mikrolitov, plagioklasu, pyroxénov, amfibolu a vulkanickým sklom. Ojedinele sa zistil olivín a kremeň.

## Geotop č. 50

### Obyce

#### zvárané popolovo-pemzové tufy – ignimbrity drastvickej formácie

V období sarmatu, po vzniku sitnianskeho vulkánu v juhozápadnej časti kaldery, prebiehali mohutné erupcie popolovo-pemzových tufov amfibolicko-pyroxenických andezitov ( $\pm$  biotit). Pri erupciách plínijského typu v podobe erupčných stĺpov bol vysoko do atmosféry vynášaný popolovo-pemzový materiál, ktorý sa vo vyšších úrovniach atmosféry rozšíril do strán v podobe vulkanického mračna a následne bol zdrojom padaných tufov, ktoré pokrývali oblasť kaldery stratovulkanického svahu a široké okolie (obr. 1.).

V dôsledku opakujúcich sa kolapsov erupčných stĺpov, sa po dopade na zemský povrch formovali popolovo-pemzové prúdy, ktoré zaplnili priestor kaldery a po prekročení kalderového zlomu pokračovali v pohybe ďalej na stratovulkanickom svahu, pričom sledovali najmä morfológiu erozívnych paleodolín. V dôsledku rýchleho sledu erupcií s následným transportom žeravej masy plynov, popola a pemz došlo ku spekaniu až zváraniu pyroklastického materiálu



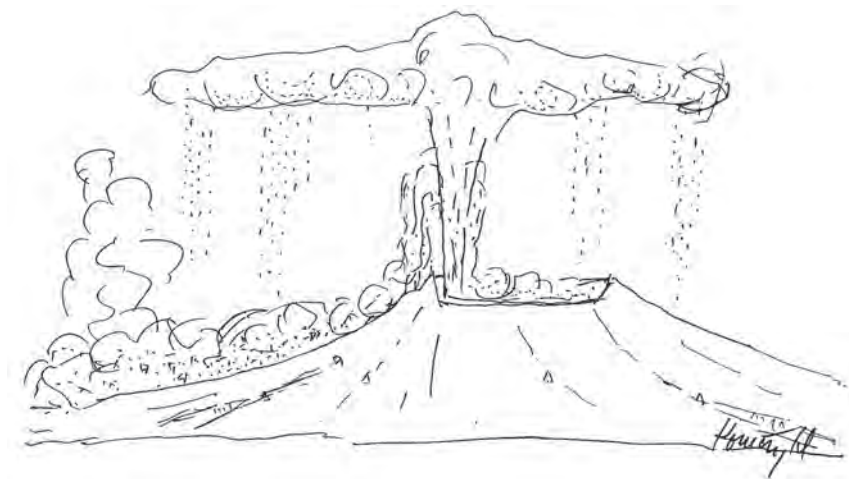
a vzniku **zváraných tufov – ignimbrítov**. V západnej časti kaldery vznikol mocný pokrov ignimbrítov v hrúbke 250 – 300 m (ignimbrity v oblasti kaldery sú predmetom Geotopu č. 26. Kojatín v ÚCT Hodruša – Hámre a Geotopu č. 44. Veľký Žiar v ÚCT Pukanec).

Zvárané popolovo-pemzové tufy – ignimbrity tvorili na stratovulkanickom svahu výplne niekoľkých paleodolín. Na základe zachovaných zvyškov ignimbrítov je možné rekonštruovať priebeh týchto paleodolín.

Najvýraznejšou je paleodolina na západnom svahu stratovulkánu s orientáciou východ – západ, ktorá začínala pri západnom okraji kalderového zlomu (oblasť Nová Baňa) a pokračovala na západ až do oblasti Obyce – Hostie, kde sa rozšírila na šírku cca 4 km. Popolovo-pemzové prúdy pohybujúce sa touto paleodolínou dosiahli dĺžku viac ako 25 km. Hrúbka zváraných tufov – ignimbrítov dosahuje v priestore Nová Lehota cca 150 m (vrt GK-5 overuje hrúbku cca 750 m južne od Veľkej Lehoty).

Ďalšiu paleodolínou smerujúcu na juhozápad indikujú zvyšky ignimbrítov a pemzových tufov na svahoch južne od Hrona (vrch s kótou 437, južne od Brehov – západný svah pod Priesilom – západný svah pod Starou Horou, k. 471).

Tretia paleodolina bola orientovaná viac na juhozápad, ako to naznačujú reliktové pemzových tufov a ignimbrítov na juhovýchodných svahoch Starej Hory v doline Bukovinská, severozápadne od Čajkova. U popolovo-pemzových prúdov, ktoré v tejto oblasti dosiahli okraj morského pobrežia, nedošlo v dôsledku ich styku s vodným prostredím a následným ochladením ku ich zváraniu. Popolovo-pemzové tufy tejto oblasti sú predmetom Geotopu č. 100. Čajkov v ÚCT Levice.



Obr. 1. Schéma erupcie plínijského typu v západnej časti štiavnickej kaldery. V dôsledku opakovaných kolapsov erupčného stĺpu vznikajú popolovo-pemzové prúdy, ktoré transportujú žeravý popolovo-pemzový materiál na stratovulkanický svah. Následným zváraním popolovo-pemzového materiálu vznikajú ignimbrity. Vulkanické mračno je zdrojom padaných tufov (© V. Konečný).

Na priebeh ďalšej štvrtej paleodoliny, orientovanej viac na juhozápad, poukazujú zvyšky ignimbritov na južnom svahu kóty 616 Varta a v doline potoka Podlužianska SSV od Čajkova.

V dôsledku zvárania dochádza v rámci horúcej a pozvoľne chladnúcej tufovo-pemzovej mase k deformáciám úlomkov pemz a zosklovataniu, pričom nadobúdajú šošovkovité, resp. plamienkovité formy nazývané „fiamme“. Činnosťou fumarol vystupujúcich zo spodných častí horúceho komplexu je pyroklastický materiál často silne premenený a homogenizovaný v dôsledku vzniku sekundárnych minerálov, a hornina nadobúda masívny až celistvý charakter.

Zvárané tufy – ignimbrity sú pri západnom okraji neovulkanického areálu odkryté v opustenom lome pri západnom okraji Obýc (obr. 2., foto 1., 2.). Prístup do opusteného lomu je z obce Obyce cca 60 – 80 m po poľnej ceste.

Steny opusteného lomu tvoria zvárané popolovo-pemzové tufy svetlých sivozelených až žltozelených odtieňov s náznakmi nehomogénnej štruktúry. Odľučnosť ignimbritov je nepravidelne blokovaná až naznačená hrubostĺpcová.



Obr. 2. Opustený lom pri SZ okraji obce Obyce odkrýva zvárané tufy – ignimbrity s nepravidelne blokovou odľučnosťou (© V. Konečný).

Následkom vysokého stupňa zvárania a homogenizácie činnosťou fumarol je hornina silne homogenizovaná. Textúry typu fiamme sú málo zreteľné až nezreteľné.

Pôvodné výrastlice amfibolu a biotitu o veľkosti do 3 – 4 mm sú sčasti až úplne premenené (chloritizované a limonitizované). Ojedinele sú prítomné fragmenty starších andezitov,



Foto 2. Detail ľavej časti lomovej steny. Hornina je masívna, celistvá s nepravidelne blokovou odľučnosťou (© P. Pachinger).



Foto 1. Celkový pohľad na steny opusteného lomu ignimbritov pri obci Obyce (© P. Pachinger).

strhnuté z podkladu, po ktorom sa popolovo-pemzový prúd pohyboval. Pôvodný pyroklastický charakter materiálu (úlomky pemz a kryštálov) je možné určiť len s použitím mikroskopu.

Západný okraj ignimbritov, zasahujúcich do okolia obce Hostie, je denudačný. Pôvodne bol plošný rozsah popolovo-pemzových prúdov – ignimbritov v smere na západ pravdepodobne podstatne väčší.



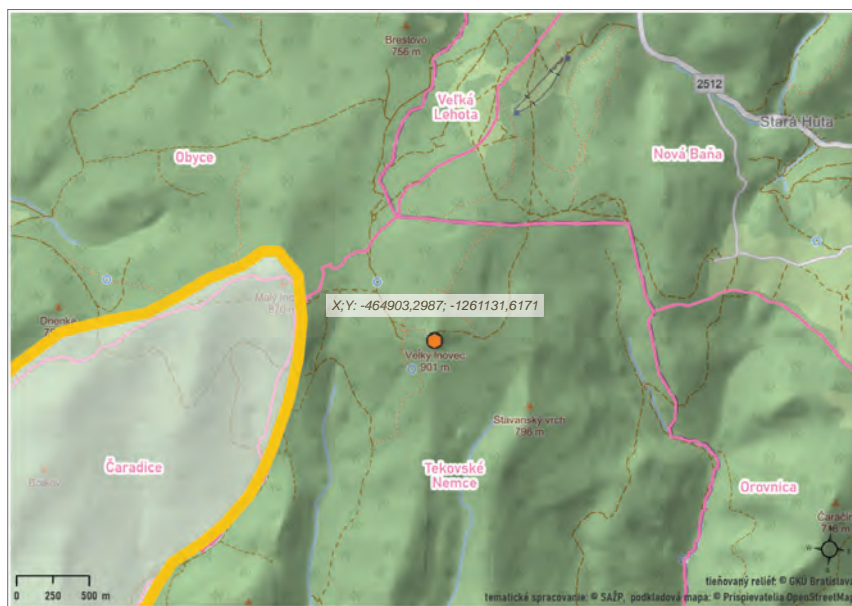
Foto 1. Pohľad na skalné bralá andezitu inoveckej formácie na južnej strane svahu pod kótou 981 Veľký Inovec (© P. Pachinger).

## Geotop č. 51

### Veľký Inovec

#### lávový prúd pyroxenického andezitu inoveckej formácie

Opakovanými efúziami láv pyroxenických andezitov v pokročilejšom období aktivity sarmatského vulkanizmu (4. etapa vývoja Štiavnického stratovulkánu) bol na západnom svahu stratovulkánu a pri jeho úpätí sformovaný lávový komplex, ktorý v rozsiahlom meradle pokrýval vulkanické horniny starších období sarmatského vulkanizmu. Mohutný a plošne rozsiahly lávový komplex, resp. pokrov tvorí výplň paleodoliny, ktorá sa v nižších úrovniach svahu podstatne rozšírila s prechodom do plochého reliéfu pri úpätí stratovulkánu.





Obr. 1. Skalné bralo pyroxenického andezitu inoveckej formácie pod vrcholom kóty 981 Veľký Inovec. Andezit sa vyznačuje doskovitou odlučnosťou podľa laminačných plôch s úklonom na SZ (© V. Konečný).

V strednej až severnej časti je lávový pokrov uložený v nadloží zvaraných tufov – ignimbritov drastvickej formácie, prípadne na starších lávových prúdoch sitnianskeho komplexu (severozápadne od Veľkej Lehoty). Pri južnom okraji je komplex lávových prúdov uložený na vulkanoklastických horninách a lávových prúdoch amfibolicko-pyroxenických andezitov priesilskej formácie.

Lávové prúdy tvoria pri južnom okraji lávového komplexu ploché doskovité telesá s úklonom 10 až 20° (prípadne viac) na severozápad v smere do vnútornej časti komplexu, čo súčasne indikuje južné svahy pôvodnej paleodoliny, ktorou sa lávové prúdy pohybovali a kde postupne utuhli.

Súčasný okraje rozšírenia lávového pokrovu sú denudačné, denudáciou došlo k jeho úplnému odstráneniu z oblasti vyšších svahov stratovulkánu. Jeho prítomnosť sa predpokladá až po okraje kaldery vymedzenej kalderovým zlomom (širšia oblasť Rudna nad Hronom). Pri juhovýchodnom až východnom denudačnom okraji je báza lávového pokrovu v nadmorskej výške cca 750 až 775 m n. m., pri západnom okraji klesá pod úroveň 350 m n. m.

V nižších úrovniach stratovulkanického svahu a pri jeho úpätí podliehali lávové prúdy pri vníkaní do vodného prostredia brekciácii hyaloklastitového typu (Geotop č. 52. Machulince).

Lávový komplex tvoria v oblasti Veľkého Inovca v nižšej úrovni lávové prúdy leukokrátneho sklovitého pyroxenického andezitu (znížený obsah pyroxénov do 0,5 až 1 %). V nadloží leukokrátneho andezitu, v oblasti vrcholu s kótotou 901, je uložený lávový prúd pyroxenického andezitu.

Lávový prúd tvorí skalné steny s výškou cca 18 – 20 m, na južnom okraji vrcholu (obr. 1., foto 1., 2.). Výrazná doskovitá odlučnosť v smere plôch laminácie s úklonom 10 – 15° na severozápad (súhlasne s úklonom podložia) poukazuje na južný okraj svahu pôvodnej paleodoliny s úklonom na sever až severozápad do jej stredu.

V dôsledku denudácie s úplným odstránením menej odolných hornín, ktoré tvorili svahy pôvodnej paleodoliny sa viac odolné andezitové prúdy postupne ocitli v pozícii vrcholov. Uvedený proces sa nazýva inverzia reliéfu.

Andezit je tmavosivý až sivočierny, výrastlice tvorí plagioklas (2 – 3 mm), pyroxény (augit, hyperstén do 1 – 2 mm) s obsahom do 4 až 6 %. Základná hmota je mikrolitická, sivočierna od rozptýleného magnetitu, prípadne je mikroliticko-hyalinná s fluidálnymi textúrami.



Foto 2. Rozpad lávového prúdu andezitu inoveckej formácie na dielčie bloky v oblasti vrcholu kóty 981 Veľký Inovec (© P. Pachinger).

## Geotop č. 52

**Machulince****lávové prúdy a hyaloklastitové brekcie pyroxenických andezitov inoveckej formácie**

V období sarmatu prebiehali na západnom svahu Štiavnického stratovulkánu mohutné efúzie láv pyroxenických andezitov inoveckej formácie, ktoré pri úpätí stratovulkanického svahu sformovali plošne rozsiahly lávový pokrov. Lávové prúdy sledovali pri pohybe zo stratovulkanického svahu rozširujúcu sa paleodolinu, ktorá pri úpätí prešla do prolúviálnej roviny. Lávový pokrov sa v tejto oblasti podstatne rozšíril a zaberá priestor od Machuliniec (na južnom okraji) až po oblasť Šibeničného vrchu s kótou 627, severozápadne od Novej Lehoty. Začiatok paleodoliny, ktorou sa lávové prúdy pohybovali, je možné s najväčšou pravdepodobnosťou situovať do priestoru Novej Bane. Mohutné efú-



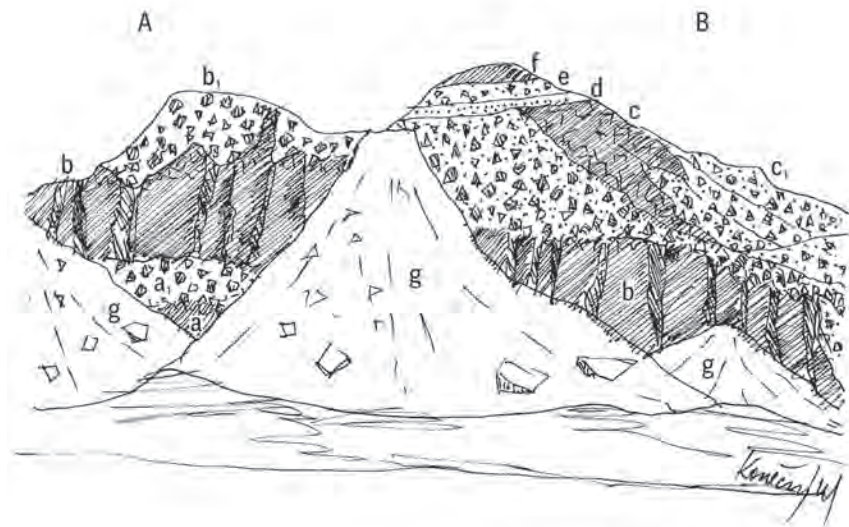
zie láv pochádzajúce pravdepodobne z trhlín na západnom svahu stratovulkánu, smerujúce na západné úpätie stratovulkánu, využili staršiu paleodolinu, v ktorej boli predtým

uložené zvárané popolovo-pemzové tufy – ignimbrity *drastvickej formácie*.

Lávové prúdy sledovali a postupne zaplnili hlboké erozívne zárezy na povrchu menej odolných ignimbritov, pričom dochádzalo k obtekaniu izolovaných nepokrytých „ostrovčekov“ v rámci lávového pokrovu. Hlboké erozívne zárezy v podložných menej odolných ignimbritoch je možné dokumentovať na svahoch doliny rieky Žitavy, severne od Obyč.

Lávové prúdy, ktoré dosiahli úpätie stratovulkánu, sa stretali s vodným prostredím a podliehali brekciácii so vznikom hyaloklastitových brekcií. Procesy hyaloklastitovej brekciácie je možné pozorovať v stenách opusteného lomu južne od obce Machulince. Lomová stena odкрýva striedanie lávových prúdov a hyaloklastitových brekcií. Sutinový kužel ju v strednej časti lomovej steny člení na západnú a východnú časť (obr. 1.).

V západnej časti (A) je v najnižšej úrovni odkrytá vrchná časť lávového prúdu (a), ktorý do nadložia prechádza do hyaloklastitovej brekcie (a<sub>1</sub>) tvorenej ostrohrannými (angulárnymi) úlomkami až blokmi andezitu a zrnitým pestrofarebným matricom.



Obr. 1. Opustený andezitový lom v bočnej doline pri južnom okraji obce Machulince odкрýva striedanie lávových prúdov a hyaloklastitových brekcií. Sutinový kužel v strednej časti delí lomovú stenu na západnú – A a východnú časť – B (© V. Konečný):

- a) – spodný lávový prúd, a<sub>1</sub>) – hyaloklastitová brekcia v nadloží spodného lávového prúdu,
- b) – stredný lávový prúd, b<sub>1</sub>) – hyaloklastitová brekcia v nadloží stredného lávového prúdu,
- c) – vrchný lávový prúd, c<sub>1</sub>) – hyaloklastitové brekcie vrchného lávového prúdu,
- d) – sedimenty v podloží hyaloklastitovej brekcie, sčervenale v dôsledku termického účinku,
- e) – hyaloklastitová brekcia – zbrekciovaný lávový prúd,
- f) – lávový prúd vo vrchnej časti lomovej steny,
- g) – sutinový kužel.





Foto 1. Východná časť lomovej steny dokumentuje situáciu na obr. 1. B. V spodnej časti steny je lávový prúd, v jeho nadloží je hyaloklastitová brekcía, vo vrchnej časti lomovej steny zbrekčovatený lávový prúd a hyaloklastitová brekcía. V ľavej vrchnej časti je sčervenalá poloha sedimentu a v jej nadloží hyaloklastitová brekcía – zbrekčovatený prúd (© P. Pachinger).

Na podložnú brekciu ostro nasadá lávový prúd (b) s členitým nerovným povrchom, s postupným prechodom do hyaloklastitovej brekcie v jeho nadloží (b.). Z lávového prúdu vybiehajú dohora do brekcie krátke lávové výbežky „apofýzy“. V strednej časti trhlínu v brekcii zaplňuje lávová dajka.

Pozorované skutočnosti v západnej časti lomovej steny názorne dokumentujú proces hyaloklastitovej brekciácie. Hyaloklastitová brekcía (rozpad na úlomky a zrnitý matrix) v dôsledku prudkého ochladenia pri styku s vodou postihuje najmä vrchnú časť lávového prúdu. Hyaloklastitová brekcía unášaná lávovým prúdom predstavuje ochrannú protekčnú vrstvu, ktorá zabraňuje úplnej brekciácii lávového prúdu. Z lávového prúdu prenikajú nahor do vznikajúcich trhlín krátke injekcie lávy (apofýzy).

Východná stena lomu (B) poskytuje komplikovaný obraz postupného vývoja hyaloklastitového komplexu a brekciácie lávového prúdu (obr. 1., foto 1., 2.). Po vniknutí spodného lávového prúdu (b) do vodného prostredia došlo k hyaloklastitovej brekciácii jeho vrchnej časti a vzniku polohy hyaloklastitovej brekciácie na jeho povrchu (b.). Následne došlo k erózii hyaloklastitovej brekcie a vzniku erozívneho korytovitého zárezu (kanála). Ďalší vyšší lávový prúd (c) vni-

ká do erozívneho zárezu a podlieha úplnej brekciácii s premenou v masu hyaloklastitovej brekcie (c.), ktorá zaplňuje korytovitý zárez (resp. kanál).

Ďalšou udalosťou bola erózia vo vrchnej časti steny so vznikom ukloneného svahu. Na tomto povrchu je uložený sediment – redeponovaná hyaloklastitová brekcía (d), ktorá je termickým účinkom nadložného zbrekčovateného lávového prúdu v jej nadloží sfarbená do tehlovo-červena (oxidácia Fe zložky) (e). Najvrchnejšiu časť odkryvu tvorí andezit s blokovou odlučnosťou (f).

Andezit je na lome čierny, sklovitý, s výraznými výrastlicami plagioklasu 2 – 4 mm. Pyroxény sú makroskopicky nezreteľné, pod mikroskopom je zistený hyperstén, augit, do 0,5 – 1 mm s nízkym obsahom (do 0,5 %). Základná hmota je mikroliticko-hyalinná (sklovitá) s výraznými fluidálnymi štruktúrami, často sfarbená do hnedo alebo zastieraná rozptýleným magnetitom do sivočierna.



Foto 2. Detail vrchnej ľavej časti lomovej steny. V nadloží sčervenelej polohy je hyaloklastitová brekcía – zbrekčovatený prúd. Sčervenanie je výsledkom termického účinku lávového prúdu na jeho podložie (© P. Pachinger).

## Geotop č. 53

**Benát –  
Kamenné vráta**

*lávové prúdy pyroxenického andezitu inoveckej formácie, štruktúry lávových prúdov*

Lávové prúdy pyroxenického andezitu inoveckej formácie tvoria na západnom svahu Štiavnického stratovulkánu a na jeho úpätí plošne rozsiahly lávový pokrov, uložený na starších produktoch sarmatského vulkanizmu. Predstavujú výplň pôvodnej paleodoliny postupne sa rozširujúcej v smere k úpätiu stratovulkánu, kde lávové prúdy nadobúdajú maximálnu hrúbku (30 – 50 m) a plošné rozšírenie. Pri úpäti stratovulká-



Foto 1. Skalné bralo vo vrcholovej časti hrebeňa Benát tvorí andezit s doskovitou odľučnosťou subhorizontálneho priebehu s miernym úklonom na SZ (© P. Pachinger).

nu sa lávové prúdy stretali s vodným prostredím ustupujúceho sarmatského mora a podliehali brekciácii hyaloklastitového typu. Procesy hyaloklastitovej brekciácie je možné pozorovať v stenách opusteného lomu (t. č. neťaženého) pri južnom okraji obce Machulince (Geotop č. 52.).

Lávové prúdy tejto nižšej úrovne efuzívneho komplexu reprezentujú prevažne leukokrátne pyroxenické andezity, často so sklovitou základnou hmotou a s výrazne nižším obsahom pyroxénov (do 0,5 %).

Naproti tomu lávové prúdy vyšších úrovní efuzívneho komplexu tvoria pyroxenické andezity s vyšším obsahom pyroxénov (augit, hyperstén do 6,5 %). Neprítomnosť brekciácie hyaloklastitového typu svedčí o uložení lávových prúdov mimo dosah vodného prostredia.

Lávové prúdy vyšších úrovní efuzívneho komplexu tvoria ploché doskovité telesá generálne uklonené na juhozápad, západ a severozápad. Na báze niektorých lávových prúdov je pásmo brekciácie variabilnej hrúbky (od niekoľko dcm do 1 – 2 m), tvorené silne napenenou (pórovitou) štruktúrou s rozpadom na troskovité fragmenty nepravidelných tvarov. V dôsledku oxidácie je lávová brekcia sfarbená do hnedočervena a fialovočervena.

V spodnej časti lávového prúdu (nad bazálnou lávovou brekciou) je v andezitovom telese spravidla vyvinutá doskovitá odlučnosť (paralelná s povrchom, po ktorom sa lávový prúd pohyboval). Vyššie je prechod do masívneho andezitu alebo andezitu s nepravidelne blokovou odlučnosťou (rozpad na ostrohranné bloky, podľa hladkých plôch odlučnosti). Zriedkavejšie je u andezitových lávových prúdov pozorovaný vznik stĺpcovej odlučnosti podľa polygonálnych plôch. Orientácia stĺpcov je spravidla subvertikálna až vertikálna. Táto odlučnosť vzniká vo fáze tuhnutia a kryštalizácie, kedy v dôsledku zmenšovania objemu tela dochádza k vnútorným pnutiam a napätiam. Vo vrchnej časti lávových prúdov je možné často pozorovať prechod cez pásmo napenenia a brekciácie až do lávovej brekcie.



Foto 2. Lomová stena opusteného lomu pod vrcholom Benát odkrýva andezit s hrubostĺpcovou odlučnosťou (© P. Pachinger).

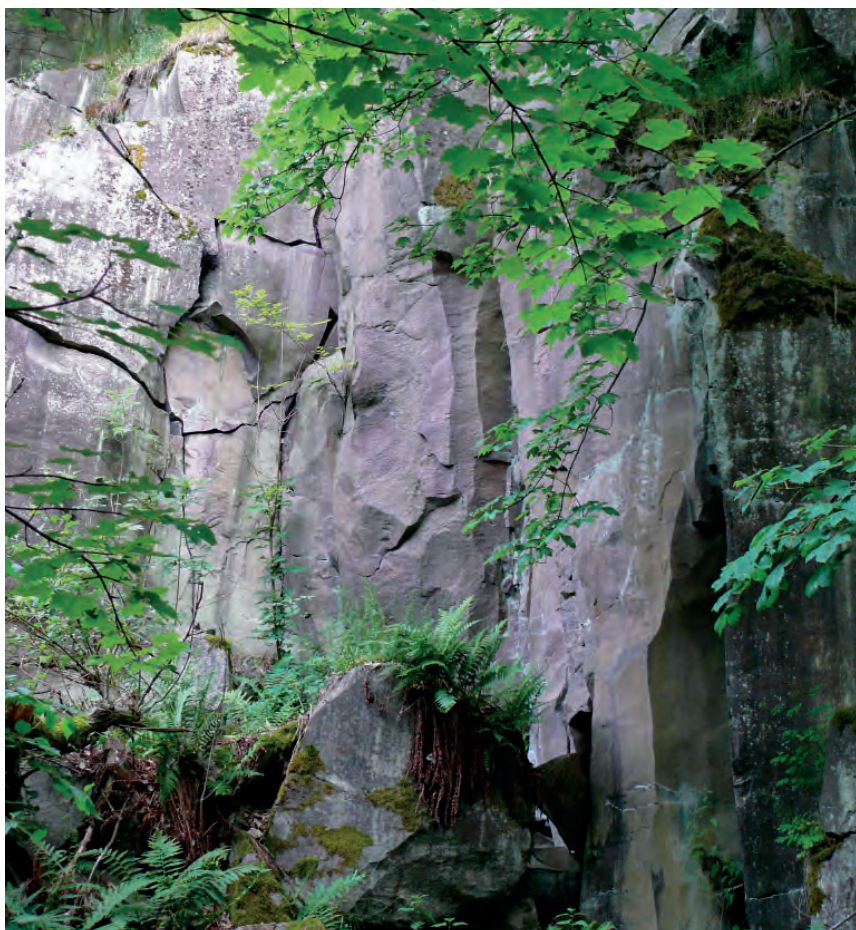


Foto 3. Detail nepravidelnej stĺpcovej odlučnosti v pravej časti lomovej steny. Priebeh odlučnosti je podľa subvertikálnych (často konkávnych) odlučných plôch (© P. Pachinger).



Obr. 1. Stena pri vstupe do opusteného lomu. V dôsledku fyzikálneho zvetrávania vzniká na pôvodnej stĺpcovej odlučnosti sekundárna guľovitá odlučnosť (© V. Konečný).



Foto 4. Vznik guľovitej odľučnosti v dôsledku zvetrávania andezitu s pôvodnou stĺpcovitou odľučnosťou (© P. Pachinger).



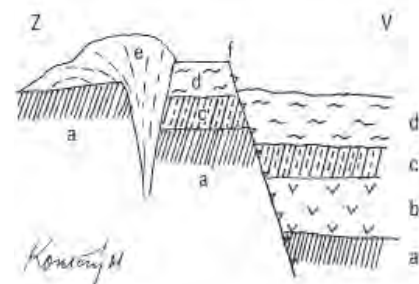
Oblasť chrbta Benát – Kamenné vráta, východne od Machuliniec, je budovaná lávovými prúdmi pyroxenických andezitov inoveckej formácie, uložených vo vyššej úrovni efuzívneho komplexu. Na západnom svahu pod kótou 712 Krivá je skalné bralo pyroxenického andezitu s výraznou doskovitou odľučnosťou podľa plôch 240 SW/5 – 10° (smer sklonu) s miernym úklonom na juhozápad (foto 1.). Subhorizontálny priebeh doskovitej odľučnosti svedčí o pomerne plochom reliéfe, po ktorom sa lávový prúd pohyboval.

Nižšie na svahu v opustenom lome (foto 2.) je odkrytá vnútorná stavba nižšieho lávového prúdu so stĺpcovou odľučnosťou so subvertikálnym až vertikálnym priebehom (foto 3.). V pravej spodnej časti lomovej steny je možné pozorovať náznaky doskovitej subhorizontálnej odľučnosti, ktorá svedčí o plochom podloží lávového prúdu.

V priebehu zvetrávania dochádza ku vzniku guľovitej odľučnosti iniciovanej podľa vertikálnych a horizontálnych puklín. Túto druhotnú odľučnosť je možné pozorovať v skalnej stene pri vstupe do lomu (obr. 1., foto 4.).

## Geotop č. 54 Štamproch okraj ryolitovej extrúzie

V období vrchného sarmatu bol aktívny ryolitový vulkanizmus explozívno-extruzívneho typu jastrabskej formácie. Produkty explozívnej aktivity v podobe popolovo-pemzových tufov a extruzívnych telies (reprezentované extruzívnymi dómami) sú rozšírené prevažne pri južnom, východnom až severnom okraji Žiarskej kotliny s pokračovaním do Kremnických vrchov. Ryolitové telesá využívali počas svojho výstupu k povrchu zlomy a zlomové pásma, ako cesty najmenšieho odporu. Je to najmä zlomová zóna pri západnom okraji hodruško-štiavnickej hraste, ktorá pokračuje pri južnom až východnom okraji Žiarskej kotliny na sever do Kremnických vrchov, pomenovaná ako vyhniansko-ihráčska vulkanotektonická zóna. V priebehu ryolitového vulkanizmu prebiehal výstup centrálného bloku štíavnickej kaldery a formovanie hrastovej štruktúry. V tomto období súčasne klesal blok Žiarskej kotliny a zlomová zóna medzi vystupujúcim a klesajúcim blokom bola využitá pri výstupe ryolitových hmôt k povrchu a nasledujúcich prejavoch búrlivej vulkanickej aktivity na povrchu.



Obr. 1. Schéma pozície novobanského ryolitového telesa (J. Smolka a kol., 2005):

- a) – spodná stratovulkanická stavba,
- b) – výplň štíavnickej kaldery,
- c) – sitniarsky efuzívny komplex,
- d) – ignimbrity drastvickej formácie,
- e) – novobanské ryolitové teleso,
- f) – kalderový zlom.

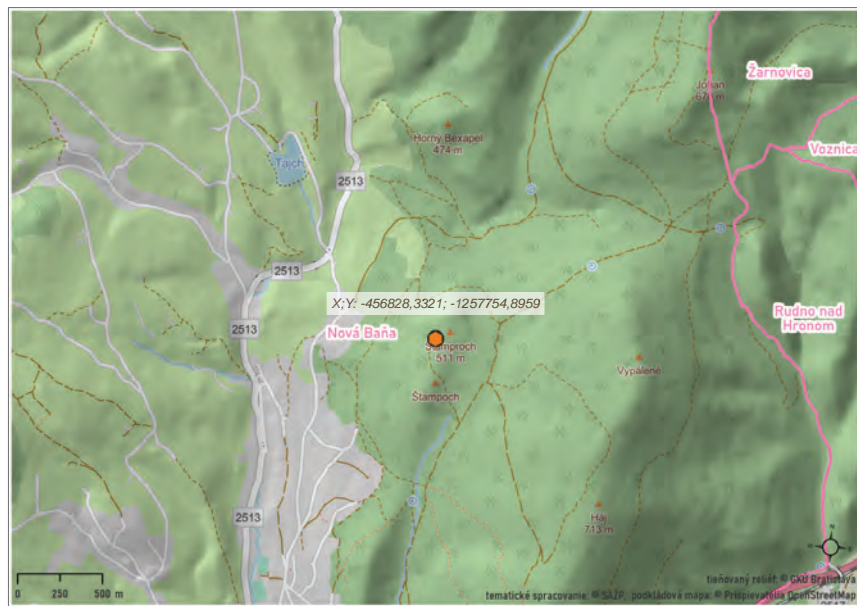


Obr. 2. Steny opusteného lomu Štamproch tvorí ryolit s nepravidelne blokovou odlučnosťou až naznačenou hrubostí/pcovou odlučnosťou. V ľavej vrchnej časti lomovej steny je nedokončený mlynský kameň – smer šípky (© V. Konečný).

Ryolitové magmy pri svojom výstupe na povrch využili tiež zlomovú zónu

severo-južného priebehu západne od Žiarskej kotliny – novobansko-kl-

kovskú vulkanotektonickú zónu, a podľa nej vystúpilo mohutné ryolitové teleso, orientované v smere sever – juh, ktoré predstavuje lineárnu extrúziu sformovanú výstupným pohybom ryolitovej lávy.



Na vertikálny výstup ryolitovej lávy poukazujú textúry fluidality pri východnom okraji telesa. Zatiaľ čo v smere na západ dochádza k preklápaniu textúr fluidality do subhorizontálneho smeru odpovedajúceho prechodu do krátkeho mocného lávového prúdu (obr. 1.).

Novobanské ryolitové teleso preniklo pri výstupe pozdĺž tektonickej zóny cez horniny spodnej stratovulkanickej stavby (odkryté pri západnom okraji telesa), ako aj cez horniny mladšieho sarmatského vulkanizmu, cez lávové prúdy sitnianskeho andezitu a cez zvárané tufy – ignimbrity

drastvickej formácie (pri východnom okraji telesa). Novobanské ryolitové teleso je odkryté v opustenom lome na severozápadnom svahu chrbta s kótou 511 Štamproch pri Novej Bani. Prístup k opustenému lomu je z východného okraja mesta, po lesnej ceste dolinou pri osade Kohútov, a ďalej po chrbte na sever k opustenému lomu na severozápadnom svahu kóty 511 Štamproch.

V blízkosti lesnej cesty severne od Kohútova je na západnom hrebeni ryolitové blokovisko. V tejto oblasti dochádza k vykľňovaniu a ukončeniu rudných žíl novobanského rudného revíru. Pôvodné ryolity v tejto oblasti sú v okolí rudných žíl postihnuté intenzívnou adularizáciou (draselná metasomatóza späť so vznikom draselných živcov – adulárov) a silnou silicifikáciou (prekremením). Táto premena je sprevádzaná vznikom drobných žiliek chalce-

dónu, jaspisu a opálu. Lokálne sú v rámci ryolitových blokov prítomné brekciové textúry, ktoré poukazujú na hydrotermálne – explozívnu aktivitu vriaceho hydrotermálneho systému (J. Lexa, 2005).

V lomovej stene opusteného lomu (obr. 2. foto 1.) je odkrytý ryolit, svetlý až ružový, miestami hrdzavočervený až hnedý, alebo sivý. Ryolit je pórovitý, prenikaný žilkami jaspisu. Miestami je možné pozorovať zóny brekciácie s nepravidelným až subvertikálnym priebehom. Drobný úlomkovitý materiál je tmelený silicitom – jaspisom. Odlučnosť ryolitu je nepravidelne blokova až naznačená hrubostlpcová.

Textúry fluidality sú málo výrazné, reprezentujú ich striedania tmavších (hnedých) pásikov so svetlejšími a striedanie pórovitosti. V rámci lomovej steny je možné pozorovať po-

stupné zmeny fluidálnych textúr od strmších úklonov na juhovýchod, vo východnej časti lomu je pozorovaný prechod do mierneho úklonu v severozápadnom smere. Tieto zmeny naznačujú preklápanie okraja telesa severozápadným smerom s pravdepodobným prechodom do krátkeho lávového prúdu (obr. 1.).

Ryolit bol v minulosti využívaný najmä pre stavebné účely, hlavne pri budovaní ciest. V nedávnom období tiež pri stavbe diaľničného privádzača v Novej Bani.

V dávnejších dobách bol ryolit využívaný pri zhotovovaní mlynských kameňov, svedčí o tom opracovaný blok takmer do finálnej podoby mlynskeho kameňa, zachovaný vo vrchnej časti lomovej steny (ľavá vrchná časť na obr. 2., foto 1.).



Foto 1. Celkový pohľad na stenu opusteného ryolitového lomu Štamproch. Ryolit s nepravidelne blokovou odlučnosťou s náznakmi stĺpcovej odlučnosti podľa subvertikálnych plôch. V ľavej hornej časti je nedokončený mlynský kameň (© P. Pachinger).

## Geotop č. 55

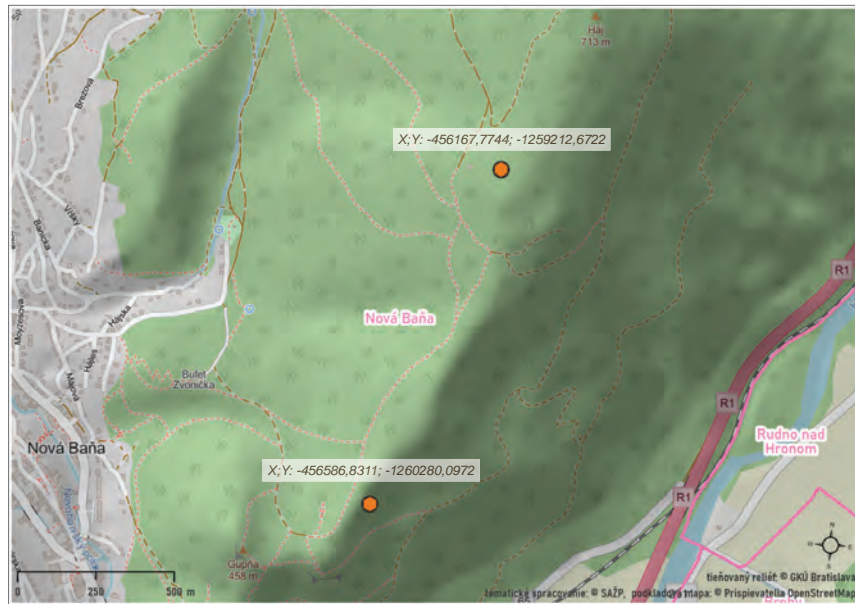
**Nová Baňa****ryolitový lom Na Háj, ryolitové bralo Červená skala**

V oblasti hlavného hrebeňa, na jeho južnom okraji (lokality Na Háj), sú rozsiahle ryolitové lomy a v ich blízkosti haldy odpadového materiálu.

V stenách opusteného lomu je odkrytý ryolit prevažne svetlých odtieňov (svetloružový, žltobiely a svetlosivý) s nepravidelne blokovou odľučnosťou (obr. 1., foto 1.).

Ryolit je pórovitý, miestami až bublinatý. Textúry fluidality sú málo zvetrané, vyznačujú sa striedaním svetlejších a tmavších pásov, prevažne so subvertikálnou orientáciou. Textúry fluidality poukazujú na výstupný pohyb vysoko viskózneho lávy formujúcej teleso extruzívneho typu. V porovnaní s lokalitou Štamproch ide o centrálnejšiu časť ryolitového telesa.

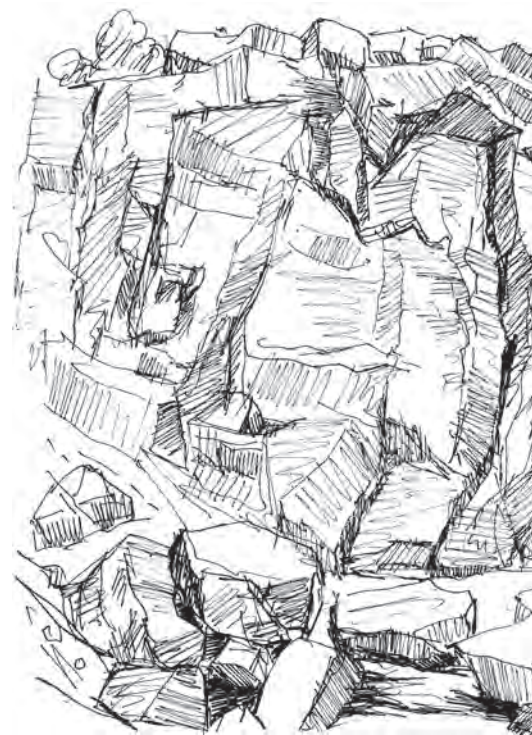
Po zostupe hrebeňom v smere na JJZ sa dostanete ku skalným bralám Červená skala (foto 2.).



Zo skalného brala je impozantný pohľad do doliny Hrona a na horské chrbty a vrcholy Štiavnických vrchov, juhovýchodne od Hrona na masív Chlm (k. 726) a v pozadí vrcholy masívov Tatiar (k. 734) a Agraš (k. 734, foto 3.).



Foto 1. Celkový pohľad na stenu ryolitového lomu s hruboblokovou až nepravidelne blokovo odľučnosťou ryolitového telesa (© P. Pachinger).



Obr. 1. Opustený lom pod vrcholom hrebeňa Na Háj odkrýva ryolit s nepravidelne blokovo odľučnosťou (© V. Konečný).



Foto 3. Pohľad z vrcholu Červená skala na dolinu Hrona a severné svahy Štiavnických vrchov. V popredí masív Chlm, v pozadí hrebeň s vrcholmi Agraš a Tatiar (© P. Pachinger).

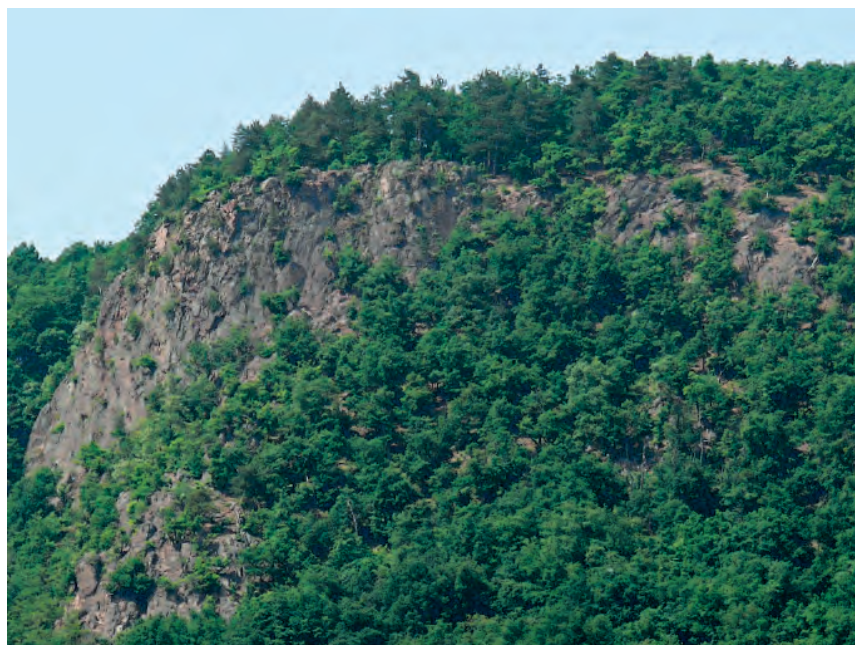


Foto 2. Pohľad od Hrona na ryolitové bralo Červená skala pri Novej Bani (© P. Pachinger).





## Geotop č. 56

### Kopanica

#### *kamenné more (blokovisko)*

Po ukončení vulkanickej aktivity prebiehali na povrchu Štiavnického

stratovulkánu procesy zvetrávania a denudácie za účasti exogénnych činiteľov (vetra, dažďa, vodných tokov), ktoré zapríčinili rozpad vulkanických telies. Úlomkový až blokový materiál bol hromadený pri úpätí skalných brál a účinkom gravitácie

Obr. 1. „Kamenné more“ v doline potoka Žitava, južne od obce Malá Lehota (© V. Konečný).

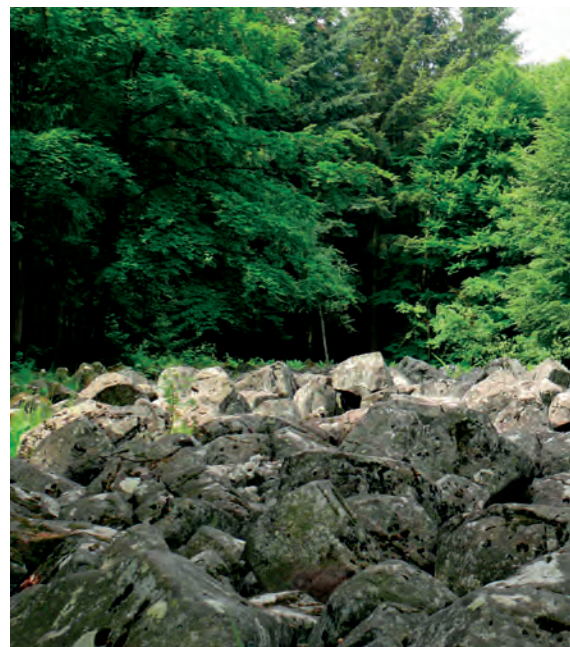


Foto 1. Pohľad na „kamenné more“ v doline potoka Žitava, južne od obce Malá Lehota (© P. Pachinger).

bol transportovaný ďalej do nižších úrovní stratovulkanického svahu. Obzvlášť intenzívne procesy fyzikálneho rozpadu vulkanických telies (vrátane lávových prúdov) prebiehali v období posledných zaľadnení (glaciálov), najmä pri ich konci, kedy sa striedali obdobia silných mrazov s obdobiami topenia ľadu a snehu. Tieto striedania teplôt efektívne napomáhali rozpadu lávových telies a pri vytváraní blokovísk na úpätí skalných bráľ.

Výsledkom deštrukcie lávových telies pri severozápadnom okraji Štiavnického stratovulkánu a nahromadením blokového materiálu je „kamenné more“ (blokovisko) lokality Kopanica, v doline potoka Žitava, južne od Malej Lehoty (obr. 1., foto 1.).

Blokový materiál pochádzajúci z deštrukcie blízkych lávových prúdov pyroxenických andezitov bol transportovaný do doliny najmä gravitačnou energiou za spoluúčasti dočasných vodných tokov, vznikajúcich pri masovom topení snehu a ľadu. Na vznik dočasných vodných tokov poukazuje relatívne nízky stupeň opracovanosti blokového materiálu a jeho chaotické nakopenie.



Foto 1. Skalné bralo pyroxenického andezitu s doskovitou odlučnosťou a kulisovitým rozpadom podľa subvertikálnych plôch odlučnosti. V pozadí je silueta ruiny veže Tureň (© P. Pachinger).



## Geotop č. 57

### Dolina Žitavy

#### skalné bralo pyroxenického andezitu pod zrúcaninou Tureň

V období sarmatu, v pokročilejšom štádiu vývoja vrchnej stavby Štiavnického stratovulkánu sa uskutočnili mohutné efúzie láv pyroxenických andezitov inoveckej formácie na západnom svahu Štiavnického stratovulkánu. Eruptívne centrá tejto vulkanickej aktivity nie sú známe, predpokladá sa, že išlo o lávové efú-

zie z trhlín v blízkosti kalderového zlomu. Explozívne produkty (pemzové tuffy, pyroklastické brekcie) tohto vulkanizmu neboli identifikované.

Lávové prúdy, ktoré sa pohybovali z vulkanického svahu v smere na západ, sledovali paleodolinu, ktorej počiatok je možné s veľkou pravdepodobnosťou situovať do priestoru Novej Bane. V smere na západ sa paleodolina rozšírila a lávové prúdy po jej opustení vytvorili pri západnom úpätí stratovulkánu rozsiahly lávový pokrov. Jeho súčasný západný okraj (redukovaný denudáciou) sa rozkla-

dá od oblasti južne od Machuliniec po oblasť kóty 627 Šibeničný vrch SZ od Veľkej Lehoty.

Lávové prúdy tvoria ploché doskovité telesá generálne uklonené na SZ – Z (v smere sklonu stratovulkánického svahu). Lávové prúdy, ktoré sa pri úpätí stratovulkánu stretali s vodným prostredím, podliehali brekciácii hyaloklastitového typu (Geotop č. 52. Machuliniec). Podložie lávových prúdov v širšom okolí Obýc a západne od Veľkej Lehoty tvorili ignimbrity (zvárané tufy) drastvickej formácie (Geotop č. 50. Obyce).



Obr. 1. Skalné bralo pyroxenického andezitu s výrazne doskovitou odlučnosťou. V pozadí je ruina hradnej veže Tureň (© V. Konečný).

Povrch ignimbritého pokrovu bol rozčlenený početnými hlbokými erozívnymi zárezmi a dolinami, ktoré pri svojom pohybe na západ sledovali a zaplnili jednotlivé lávové prúdy inoveckej formácie. Výplň hlbokých erozívnych dolín lávovými prúdmi je možné dokumentovať najmä na svahoch doliny Žitavy, v priestore medzi Machulincami, Obýcami a Osnou dolinou.

Pri SZ okraji je komplex lávových prúdov obmedzený tektonicky, pozdĺž zlomovej zóny smeru SV – JZ (severne od kóty 490 Hradište po kótu 616 Háj). Pozdĺž tejto zlomovej zóny je vulkanický komplex poklesnutý voči horninám predvulkanického podložja.

Na severnom svahu doliny Žitavy v oblasti chrbta nad dolinou vystupuje skalné bralo pyroxenického andezitu pod zrúcaninou veže Tureň (obr. 1., foto 1.).

Andezit je sivočierny až čierny, sklovitý s výraznými výrastlicami plagioklasu 2 – 4 mm, pyroxénov (augit, hyperstén) do 1,2 mm. Základná hmota je mikrolitická až mikroliticko-hyalinná (sklovitá), zastretá rozptýleným magnetitom do sivočierna. Výrazná je doskovitá odlučnosť podľa laminačných plôch (obr. 1.).

# 9. Územný celok turizmu

## Žarnovica



Obr. 5. Hrubá až bloková epiklastická vulkanická brekcia severne od okraja extruzívneho dómu (© V. Konečný).

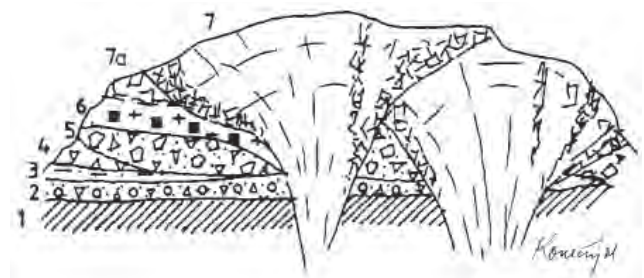
### Geotop č. 58

#### Hrabičov

#### extruzívny dóm a pásmo extruzívnych brekcií na jeho okraji

Na severozápadnom svahu Štiavnického stratovulkánu v priestore medzi Župkovom, Ostrým Grúňom a Klakom, vystupuje skupina extruzívnych telies hyperstenicko-amfibolických andezitov *plešinskej formácie* (podľa vrchu Plešina). Extruzívne telesá, prevažne typu extruzívnych dómov, sa vyznačujú izometrickým, eliptickým až nepravidelným prierezom a variabilnými rozmermi (obr. 1).

Okrem najrozsiahlejšieho telesa v oblasti vrchu Plešina (kóta 1 061 m n. m.) o priemere 4 000 x 6 000 m, sa rozmery ostatných telies pohybujú zhruba od 200 do 1 000 m. Extruzívne telesá dómatického typu, formované výstupným pohybom viskózne lávy (s nízkou pohyblivosťou)



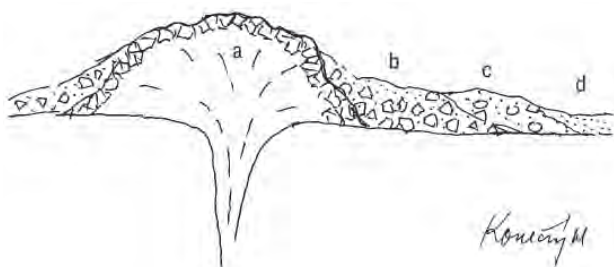
Obr. 1. Schematický rez plešinskou formáciou pri západnom okraji extruzívneho telesa kóty Plešina (J. Smolka a kol., 2005):

1 – lávový prúd spodnej stavby Štiavnického stratovulkánu, 2 – epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, 3 – pieskovce, siltovce a redeponované tufy, 4 – drobné epiklastické vulkanické brekcie, 5 – hrubé epiklastické vulkanické brekcie, 6 – chaotická brekcia pyroklastického prúdu, 7 – extruzívne teleso dómatického typu hyperstenicko-amfibolického andezitu, 7a – extruzívna brekcia.

a jej hromadením nad prívodovým ústím, sa vyznačujú strmým, vertikálnym až vejárovitým usporiadaním plôch fluidality, ktoré indikujú výstupný pohyb lávy bezprostredne pred jej utužnutím. Vejárovitý priebeh plôch fluidality je charakteristický pre formy *extruzívnych dómov*. Telesá formované vertikálnym výstupom vysokoviskózne lávy reprezentujú protrúzie alebo tholoidy, vyznačujúce sa vertikálnym priebehom plôch fluidality.

V priebehu vývoja extruzívnych dómov vzniká na ich povrchu rýchlejšie chladnúca polopevná až pevná povrchová kôra, ktorá je počas rastu extruzívneho dómu v dôsledku jeho priestorového rozšírenia podrobená napätiam a podlieha triešteniu a brekciácii. Povrchová, rýchlejšie solidifikovaná kôra udržuje kupolovitú formu telesa a zabraňuje jeho roztekaniu do strán (obr. 2.).

V prípade kritického nárastu vnútorného napätia (vyvolaného tlakom magmatických plynov), pri ktorom je prekonaná pevnosť povrchu kôry, dochádza k jej explozívnej deštrukcii a ku kolapsu extruzívneho dómu (obr. 3. A). Kolapsový proces nastáva tiež v prípade rastu extruzívneho dómu na uklonenom svahu v dôsledku straty gravitačnej stability (obr. 3. B).



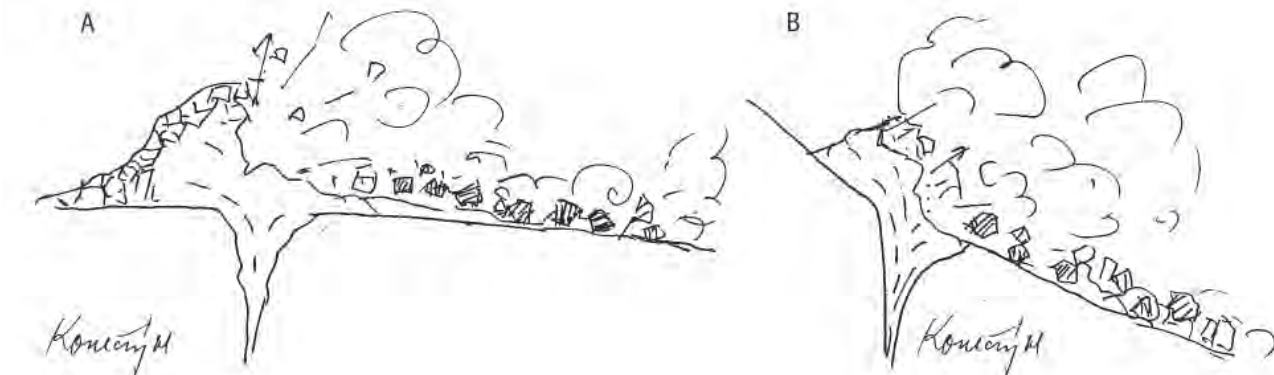
Obr. 2. Schéma extruzívneho dómu s povrchovou zbrekciatou kôrou (J. Smolka a kol., 2005):

Pri okraji extruzívneho dómu (a) sú uložené hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie (b), vo väčšej vzdialenosti epiklastické vulkanické konglomeráty (c) a epiklastické vulkanické pieskovce (d).

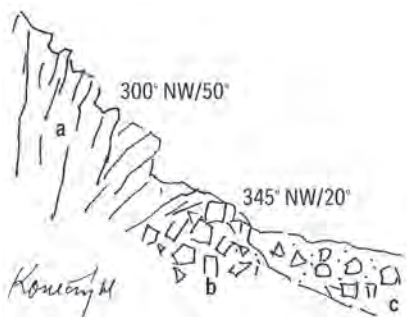


Foto 1. Strmý priebeh fluidality u extruzívneho dómu, zvýraznený zvetrávaním (© P. Pachinger).

S kolapsami extruzívnych dómov je spätý vznik pyroklastických blokovo-populových prúdov typu „žeravých lavín“ (glowing avalanches), ktoré sa pohybujú dolu po vulkanickom svahu vysokou rýchlosťou a ich pohyb je riadený gravitačnou energiou. Vyznačujú sa mimoriadne ničivými účinkami na ľudské osídlenia pri úpätí vulkánov, ako sú známe mnohé príklady z oblasti Indonézie (sopky Merapi, Kelud a ďalšie).

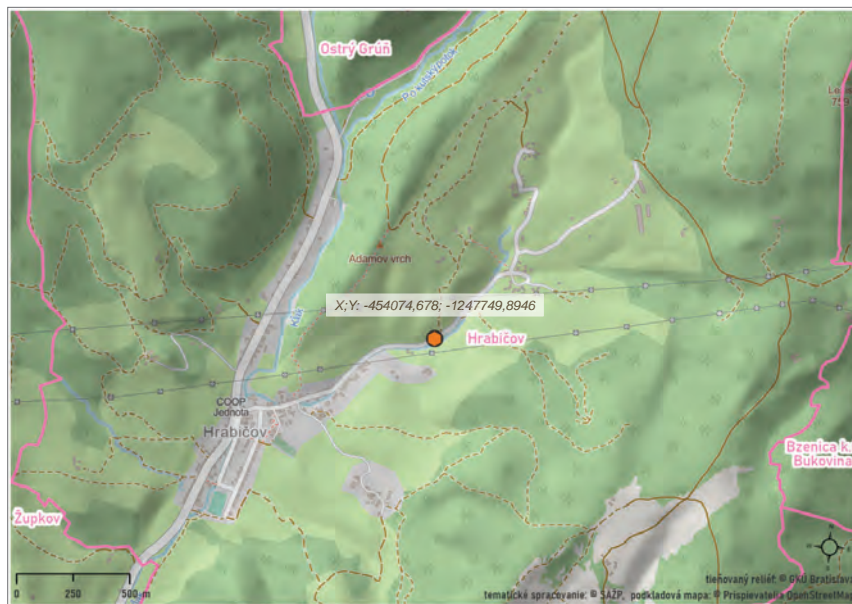


Obr. 3. A – explozívna deštrukcia a kolaps extruzívneho dómu so vznikom blokovo-populového pyroklastického prúdu. B – kolaps extruzívneho dómu na uklonenom svahu v dôsledku straty gravitačnej stability (J. Smolka a kol., 2005).



Obr. 4. Schéma okraja extruzívneho dómu severne od obce Hradičov (J. Smolka a kol., 2005):

a) – hyperstenicko-amfibolický andezit s doskovitou odlučnosťou v smere plôch fluidality, b) – extruzívna breccia pri okraji extruzívneho dómu, c) – hrubé až blokové epiklastické vulkanické breccie.



V záverečnom štádiu, kedy extruzívny dóm je až v pokročilejšom štádiu tuhnutia a solidifikácie (v prechode do pevného stavu), sa celkový výstupný pohyb rozpadá na pohyby jednotlivých častí (segmentov). Výsledkom tohto procesu je vznik pásiem drvenia a brekciácie so strmým priebehom medzi jednotlivými segmentmi.

V typickom reze extruzívnym komplexom v oblasti vrchu Plešina (obr. 1.) sú zobrazené extruzívne dómy s vejárovitou stavbou plôch fluidality a vzájomným preklápaním. V okrajovej časti extrémne dómy prechádzajú do pásma extruzívnych brekcií. Externe od okrajov extruzívnych dómov sú uložené hrubé až blokové breccie a chaotické breccie blokovo-popolových prúdov. Extruzívne dómy sú prestúpené pri okra-

joch pásmami brekciácie so strmým priebehom, ktoré zvyrazňujú pohyby jednotlivých častí (segmentov) extruzívneho dómu.

Na lokalite severne od obce Hradičov, na svahoch v záreze cesty a bočnej doliny až po vrchol chrpta sú odkryté okrajovej časti extruzívneho dómu s prechodom do pásma extruzívnych brekcií, a externe až do uložení hrubých epiklastických vulkanických brekcií (obr. 4.).



Foto 2. Detail extruzívnej breccie pri okraji extruzívneho dómu. Fragmenty až bloky sú tmelené svetlou silne napenenou lávou – lávovým matrixom (© P. Pachinger).

Zvetrávaním je zvyraznená hrubodokovitá odlučnosť v smere plôch fluidality 300° NW (smer sklonu) s úklonom 50° na SZ vo vyššej úrovni a nižšie 345° NW s úklonom 20° na SZ. Vo vrcholovej oblasti chrpta je priebeh plôch fluidality strmý až subvertikálny s úklonom 70 až 85° na západ (vnútornejšie časti extruzívneho dómu) foto 1.

V pásme extruzívnych brekcií je v záreze bočnej doliny a vo svahu pozorovaný postupný prechod od celistvého andezitu (obr. 4. a) cez pásmo frakturácie až do pásma brekciácie s izolovaním fragmentov až blokov uzatváraných v pórovitej, napenenej láve (obr. 4.b). Rozpadom pórovitej lávy vzniká zrnitý detritický matrix. Ohraničenie fragmentov voči pórovitému lávovému matrixu je často neostre a splývavé (foto 2.).



Foto 3. Zárez cesty severne od okraja extruzívneho dómu a obce Hradičovo (© P. Pachinger).

Externejšie, vo väčšej vzdialenosti od okraja extruzívneho dómu, v záreze cesty je odkryv hruboúlomkovej až blokovej brekcie s chaotickým uložením úlomkového materiálu a zrnitým detritickým matrixom (obr. 4.c, 5., foto 3., 4.).

Andezit je svetlosivý, pórovitý, stredne až hruboporfyrický, výrastlice tvorí plagioklas (do 3 – 4 mm), amfibol do 6 mm až 1 cm, pyroxén/hyperstén do 2 – 3 mm. Základná hmota je hyalopilitická až mikrolitická, tvorená drobnými mikrolitmi plagioklasu, amfibolu, hypersténu a vulkanickým sklom. Andezit a extruzívne brekcie sú postihnuté autometamorfnými premenami (slabou chloritizáciou).

Výstup extruzívnych telies plešinskej formácie sa uskutočnil v období blízko rozhrania bádenu a sarmatu, zhruba pred 13 miliónmi rokov.



Foto 4. Hrubo až bloková epiklastická brekcia so zrnitým až zrnitým piesčitým matrixom, vo väčšej vzdialenosti od extruzívneho dómu (© P. Pachinger).

## Geotop č. 59

### Markov vrch

#### profil andezitového vulkánom

Pri severozápadnom okraji neovulkanického areálu sa nachádzajú zvyšky andezitového vulkánu Markov vrch (stratovulkán menších rozmerov), uloženého na severozápadnom svahu Štiavnického stratovulkánu, južne od andezitového stratovulkánu Vtáčnik. Z pôvodného vulkánu je zachovaná len jeho východná časť, západná bola odstránená denudáciou. Hlbokým erozívnym zárezom je odkrytý zvyšok pyroklastického kužela a vyššie komplex lávových prúdov uklonených v smere na východ, severovýchod a juhovýchod. Úklon lávových prúdov zodpovedá periklinálnemu uloženiu v smere od pôvodného krátera (obr. 1).

Pyroklastický kužeľ odkrytý denudačným zrezom v nižších úrovniach je budovaný autochtónnymi pyroklastickými



Foto 1. Tmavé sivočierne bridlice karbónu (© P. Pachinger).

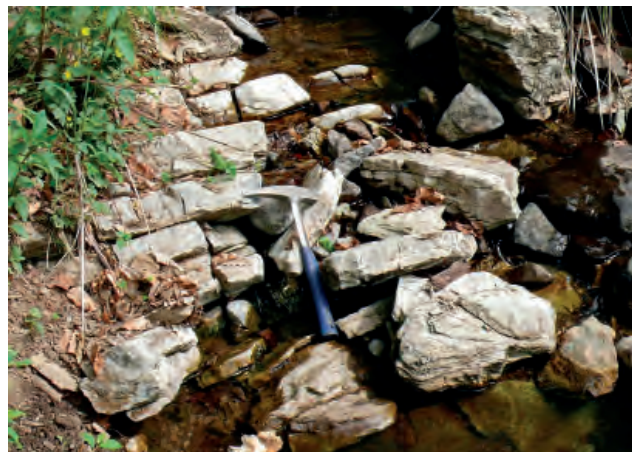
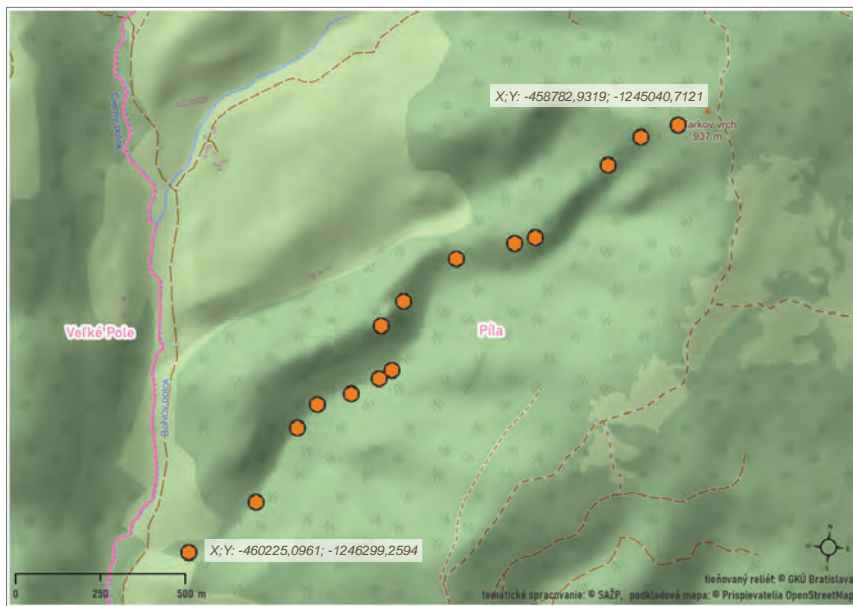


Foto 2. Vložky kremitých bridlíc v sedimentoch karbónu (© P. Pachinger).



kými brekciami striedanými polohami tenkých silno zbrekčovatených lávových prúdov. Vyššie pribúdajú lávové prúdy oddelované nesúvislými vložkami tufov, ktoré vo vrchnej úrovni tvoria súvislejší lávový komplex pokrývajúci východné a juhovýchodné svahy vulkánu. V oblasti centrálnej zóny sú sčasti odkryté te-

lesá prírodných systémov v podobe dajok a prienikov.

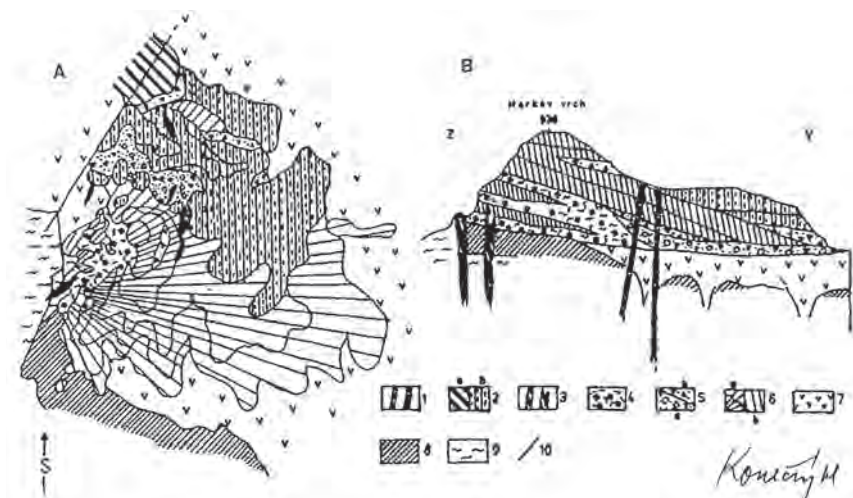
Stavba stratovulkánu Markov vrch je uložená v juhozápadnej časti na horninách spodnej stratovulkanickej stavby Štiavnického stratovulkánu. V juhovýchodnej, východnej a severovýchodnej časti prechádza

do nadložia staršej plešinskej formácie budovanej prevažne extrúziívnymi telesami hyperstenicko-amfibolických andezitov.

Stavbu vnútornej časti stratovulkánu dokumentuje profil, ktorý začína v záreze doliny Čierneho potoka pri odkryve hornín predvulkanického podložia, tvorených čiernymi bridlicami karbónskeho veku, na ktorých sú uložené tufy a brekcie bazálnej úrovne vulkánu. Profil pokračuje vyššie na východný chrbát nad dolinou Čierneho potoka a v smere výstupu pod vrchol Markov vrch postupne križuje a prechádza cez vulkanické telesá (aglomeráty, brekcie, lávové prúdy, dajky), ktoré reprezentujú vnútornú stavbu vulkánu.



Foto 3. Epiklastické vulkanické pieskovce s úlomkami pemz a fragmentmi kryštalinika a kremitých bridlíc podložných hornín, na báze vulkanickej stavby Markov vrch (© P. Pachinger).



Obr. 1. Vulkán Markov vrch.

A – plošná schéma, B – geologický rez (J. Smolka a kol., 2005):

1 – dajky bazaltických pyroxenických andezitov komplexu Šibeničný vrch, 2 – lávové prúdy vtáčnickej formácie (a), žiarskeho komplexu (b), 3 – zbrekčovatené dajky andezitu, 4 – hrubé až blokové pyroklastické brekcie vulkanického kužela, 5a – epiklastické vulkanické brekcie, 5b – redeponované pyroklastické brekcie, 6 – lávové prúdy pyroxenických andezitov v plošnej schéme (A) a v reze (B), 7 – extrúzie plešinskej formácie, 8 – spodná stratovulkanická stavba Štiavnického stratovulkánu, 9 – nečlenené horniny predvulkanického podložia, 10 – zlomy.

Jednotlivé úseky tejto stavby reprezentuje profil touto stavbou, dokumentovaný fotografickými zábermi. V doline Čierneho potoka v závere potoka vo svahu vystupujú v odkryve čierne bridlice karbónu s doštičkovitou subhorizontálnou odlučnosťou (foto 1.), vyššie na dne potoka sú odkryté kremité bridlice (foto 2.).

V boku potoka a vo svahu je odkryv v dĺžke cca 15 m epiklastických pieskovcov a tufov s úlomkami pemz (veľkosti 0,5 – 3 cm) a s často opracovanými fragmentmi kryštalinika a kremitých bridlíc predvulkanického podložia (foto 3.). Pieskovce a tufy predstavujú bazálnu polohu vulkanickej stavby.





Foto 4. Autochtónna pyroklastická brekcia v záreze doliny potoka (© P. Pachinger).

V záreze potoka sú v tejto úrovni na oboch stranách skalné odkryvy chaotických pyroklastických brekcií, tvorených úlomkami až blokmi andezitov s pórovitou stavbou a sklovitým okrajom variabilných rozmerov (5 – 30 cm), ojedinele až bloky do 0,8 m. Matrix je načervenalý s drobnými pórovitými fragmentmi – autochtónna pyroklastická brekcia (foto 4.).

Vyššie na dne potoka a vo svahu je odkrytá dajka bazického andezitu v šírke 15 – 25 m prenikajúca cez chaotickú pyroklastickú brekciu. Odlučnosť andezitu je strmá, podľa plôch fluidality (175 SW/85 – 90° SOW), smeru sklonu. Pri okrajoch dajky je pásno brekciácie a drvenia. Andezit je sivočierny, pórovitý, drobnoporfyrický (foto 5).



Foto 6. Lávový prúd bazaltického pyroxenického andezitu s doskovitou odlučnosťou (© P. Pachinger).

Vyššie v boku potoka je odkrytý silne napenený (pórovitý) bazaltický andezit s doskovitou subhorizontálnou odlučnosťou (foto 6.).

Vyššie v boku potoka tvorí odkryv v dĺžke cca 6 m pyroklastická brekcia s drobnými fragmentmi drobnoporfyrického andezitu s pórovitou stavbou a tufovým matrixom s vysokým stupňom spekania, s pórovitými úlomkami (foto 7.). Odlučnosť je doskovitá, pozdĺž strmých plôch. Vyššie v smere potoka, vo vzdialenosti cca 50 m v boku potoka sú odkryvy chaotickej brekcie s úlomkami až blokmi do 20 – 35 cm a silne spekaným červeným tufovým matrixom.



Foto 5. Prienik andezitovej dajky cez autochtónne pyroklastiká (© P. Pachinger).

Je pozorovaná dezintegrácia blokov na angulárne úlomky (kráterová brekcia). Vyššie na svahu preniká andezitová dajka (foto 8.).

Výstup po strmom svahu na chrbát. Na južnom okraji chrbta sú skalné bralá zbrekčovateného andezitu s odlučnosťou podľa strmých plôch. Brekciu autoklastického typu tvoria pórovité, napenené fragmenty a zrnitý matrix s prevládajúcou orientáciou podľa strmých plôch. Vyššie je prechod do andezitovej dajky so zbrekčovateným okrajom (foto 9.).

V smere výstupu po chrbte nasledujú skalné bralá tvorené chaotickou brekciou s fragmentmi až blokmi do 0,5 až 1 m a zrnitým matrixom sivobielej farby. Ohraničenie fragmentov



Foto 7. Chaotická pyroklastická brekcia s vysokým stupňom spekania tufového matrixu s fragmentmi andezitu (© P. Pachinger).



Foto 8. Andezitová dajka s blokovou odlučnosťou (© P. Pachinger).



Foto 9. Andezitová dajka so zbrekčovateľným okrajom (© P. Pachinger).

je voči matrixu často neostré. Vyššie je prechod do dajky (foto 10.).

Na chrbte pokračujú skalné bralá s výškou 30 – 40 m. V popredí je andezitová dajka, ktorá preráža cez hrubo-zvrstvené pyroklastiká (foto 11.). Rozpad dajky je nepravidelne blokový (foto 12.). Polohy hrubých až blokových brekcií s naznačenou až hrubou gradáciou sú uklonené na západ cca 10° (foto 13. ).

Vyššie v smere chrbta sú skalné bralá s výškou cca 8 m, tvorené aglomeratickými pyroklastikami s naznačenou gradáciou úlomkov až blokov do veľkosti až 0,8 m a úklonov 20 – 25° na západ (foto 14.). Bloky sú prevažne sférické až subsférické, u časti blokov je pozorovaný rozpad podľa radiálnych trhlín pri okrajoch „typ ochladených okrajov“



Foto 10. Chaotická pyroklastická brekcia na vrchole chrbta v smere výstupu pod Markov vrch (© P. Pachinger).



Foto 11. V popredí andezitová dajka preráža cez pyroklastické brekcie – v pozadí (© P. Pachinger).



Foto 12. Nepravidelne hruboblokový rozpad andezitovej dajky prerážajúcej cez pyroklastické brekcie (© P. Pachinger).



Foto 14. Aglomeratické pyroklastiká s naznačenou gradáciou s úklonom na západ. Matrix je tufový, výrazne spekaný s drobnými napenenými fragmentmi (© P. Pachinger).

(chilled margins). Vyššie na chrbte nasleduje skalný odkryv andezitu s blokovou odľučnosťou podľa subvertikálnych plôch (dajka), foto 15. A, B.

Skalné odkryvy tvorí v tejto úrovni hruboblokový aglomerát s blokmi do 2,5 m a tufovým matrixom, so znakmi spekania s drobnými pórovitými fragmentmi (foto 16.).

V tejto úrovni pokračuje blokový aglomerát s chaotickými blokmi do 1,5 m a spekaným tufovým matrixom. Uloženie blokov je chaotické (foto 17.).

Nad blokovým aglomerátom sú skalné bralká bázického andezitu s výraznými výrastlicami pyroxénov (augitu) do 0,5 – 1 cm, ktoré reprezentujú lávový prúd. Odľučnosť je hrubobloková až hrubodoskovitá, subhorizontálna (foto 18.).

Bezprostredne pod vrcholom Markov vrch je v skalnom brale odkrytá hruboúlomková až blokovaná brekcia. Bloky do 30 cm až 0,5 m (ojedinele do 1 m) sú výrazne angulárne. Uloženie je chaotické. Úlomkový až blokový materiál pochádza z deštrukcie telies prírodného systému (foto 19.).



Foto 15 A. Skalný odkryv andezitu s blokovo odlučnosťou podľa subvertikálnych plôch (© P. Pachinger).



Foto 15 B. Cez aglomeratické pyroklastiká preráža andezitová dajka (© P. Pachinger).



Foto 16. Hruboblokový aglomerát so znakmi spekania matrixu s drobnými fragmentmi. Naznačený úklon veľkých blokov na západ, v smere pôvodného vulkanického svahu (© P. Pachinger).



Foto 17. Chaotický blokový aglomerát v pokračovaní chrbta vyššie na Markov vrch (© P. Pachinger).



Foto 13. Autochtónne pyroklastické brekcie s naznačenou gradáciou a úklonom na severozápad. Matrix je tufový, výrazne spekaný s drobnými fragmentmi. Na ľavej strane je styk s andezitovou dajkou (© P. Pachinger).



Foto 18. Skalné bralo bázického pyroxenického andezitu s hruboblokovým až hrubodoskovitým rozpadom (© P. Pachinger).



Foto 19. Skalné bralo s hruboušlomkovou až blokovo brekciou pod vrcholom Markov vrch (© P. Pachinger).



Obr. 1. Ruiny hradu Revištie sú postavené na skalnom brale sitnianskeho andezitu (© V. Konečný).

## Geotop č. 60

### **Revištské Podzámčie** **skalné bralá andezitu sitnianskeho typu vo vrcholovej časti hradného vrchu**

Pri severnom okraji obce Revištské Podzámčie, na strmom skalnom úbočí nad Hronom sa týčia ruiny hradu Revištie. Skalné bralo, na ktorom je postavený hrad, tvorí relikv lávového prúdu andezitu sitnianskeho typu, uložený na horninách kalderovej výplne.

Kalderovú výplň v severozápadnej časti kaldery tvoria prevažne produkty extruzívno-efuzívneho vulkanizmu biotiticko-amfibolických andezitov studenskej formácie. Biotiticko-amfibolický andezit vystupuje v spodnej úrovni skalného svahu pri južnom okraji.

Andezit je hruboporfyrický, s nepravidelne blokovou odlučnosťou. Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 4 mm), amfibol (do 4 – 6 mm), zriedkavý biotit (do 2 – 4 mm). Tmavé minerály sú sčasti až úplne premenené (chloritizované). Andezit v blízkosti kalderového zlomu je hydrotermálne premenený a sčasti drvený.

V nadloží kalderovej výplne sú v západnej až severozápadnej časti kaldery (západne od Hrona) uložené zvyšky lávových prúdov sitnianskeho komplexu (západne od Žarnovice).

Cez kalderovú výplň prenikajú extruzívne telesá amfibolicko-hyperstenických andezitov ( $\pm$  biotit,  $\pm$  kremeň) v širšej oblasti Peťov vrch (východne od osady Michalovci). Mladšie teleso rylitu preniká cez kalderovú výplň severne od Žarnovice. V blízkosti kalderového zlomu severne od Žarnovickej Huty je

vo vrchnej časti kalderovej výplne uložené súvrstvie pieskocov a konglomerátov.

Relikty lávových prúdov andezitu sitnianskeho typu pokračujú na severozápadnom svahu stratovulkánu až po okraj neovulkanitov (severne od Veľkej Lehoty), kde je komplex ukončený zlomom, podľa ktorého je poklesnutý, vrátane jeho podložia.

Lávové prúdy boli späté s vývojom sitnianskeho vulkánu s predpokladaným centrom v juhozápadnej až západnej časti kaldery (oblasť predpokladaného centra sa v súčasnosti nachádza v priestore vyzdvihnutého a denudovaného bloku hraste). Lávové prúdy po vyplnení južnej a juhozápadnej až západnej časti kalderovej depresie pokračovali na vonkajšie svahy stratovulkánu, pričom sledovali morfológiu hlbokých paleodolín smerujúcich na úpätie

stratovulkánu. Výraznú paleodolinu smerujúcu na západ dokumentujú lávové prúdy západne od Žarnovice, kde sú prerušené výstupom ryolitovej extrúzie v oblasti Drienčie (k. 711). Po prerušení vyzdvihnutým blokom spodnej stavby (širšia oblasť Štále – Štepnica) pokračujú lávové prúdy na západ až severozápad do priestoru Vojšín (k. 819).

Lávové prúdy smerujúce paleodolinou na severozápad vytvorili lávový komplex severne od Horných Hámrov v nadloží hornín spodnej stratovulkanickej stavby. V oblasti Čierny vrch (k. 758), Poľana (k. 754), v nadloží sitnianskeho komplexu sú uložené lávové prúdy mladších pyroxenických andezitov.

Lávové prúdy sitnianskeho komplexu tvoria v oblasti kaldery ploché, doskovité telesá s úklonmi k okrajom kaldery. V západnej časti kaldery tvoria mocný efuzívny komplex, dosahujúci hrúbku až 200 m. Komplex tvoria prevažne silne napenné a zbrekciovatené lávové prúdy. V oblasti stratovulkanického svahu tvoria lávové prúdy orientované jazykovité telesá s úklonom na západ až severozápad.



Foto 1. Kruhovú baštu hradu Revište (© P. Pachinger).



Na báze niektorých lávových prúdov je zóna lávových brekcií, vyššie je vyvinutá doskovitá odlučnosť, paralelna s povrchom, po ktorom sa prúd pohyboval, strednú až vyššiu časť prúdov tvorí andezit s hrubostĺpcovou až nepravidelne blokovou odlučnosťou. Vo vrcholovej časti lávových prúdov je prechod do pásma napennosti a brekciácie.

Vo vrcholovej časti hradného vrchu je pod ruinami hradu skalné bralo andezitu sitnianskeho typu (obr. 1).

Andezit je strednoporfyrický, sivočierny, odlučnosť je hrubodoskovitá až bloková. Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 3 mm), ojedinele do 5 mm, amfibol do 2 – 4 mm, pyroxény do 1 – 2 mm.

Na vrchole brala sú ruiny stredovekého hradu Revište, ku ktorému sa viaže viacero povestí. Hradné ruiny a jeho okolie sú vyhľadávanou turistickou lokalitou.

Hrad postavili v druhej polovici 13. storočia, pravdepodobne okolo roku 1253 spolu so Šášovským hradom situovaným o 15 km ďalej na SV na druhej strane Hrona. Oba hrady strážili priechod úzkou dolinou cez Hronský úval - prístupovú cestu do stredoslovenskej banskej oblasti. V listinách sa Revište spomína v r. 1265, neskôr r. 1331. Spočiatku hrad patrilo ostrihomskému arcibiskupovi. Začiatkom 14. storočia ho dobyl Matúš Čák. Po jeho smrti ho spravovali kráľom poverení kasteláni. Po smrti Ľudovíta I., prenajímал hrad najmä Žigmund, a napokon ho daroval spolu s banskými mestami v roku 1424, ako súčasť vena, kráľovnej Barbore. Hrad bol ďalej kráľovským majetkom. V roku 1447 sa ho zmocnil Ján Jiskra a od neho ho výhodne získal nastupujúci kráľ Matej Korvín pre svoju manželku kráľovnú Beatrix. Tá ho v roku 1490 darovala spolu s hradom Šášov Dóciomcom za verné služby. Vlastnili ho až do roku 1647, podobne ako viacero ďalších hradov na strednom Slovensku. Popravením posledného Dóciho prešiel hrad pod správu hlavného komornogrofskeho úradu v Banskej Štiavnici. Hrad bol tak ponechaný napospas Thökölyho kurucom. Keď boli v bitke pri Svätom Kríži povstalci porazení, hrad ťažko poškodili. Neskôr hrad sčasti opravili, v rokoch 1790 – 92 tu boli ešte ubytovne pre úradníkov banskej komory. Postupom času hrad pustol a v 19. storočí bol už iba ruinou (foto 1., 2.).

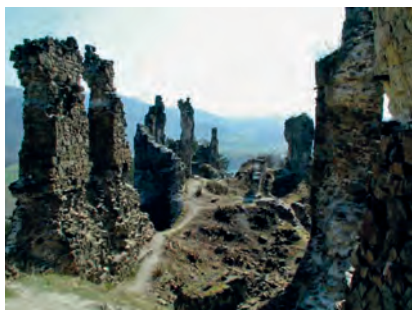


Foto 2. Horný hrad, pohľad z veže (© P. Pachinger).

## Geotop č. 61

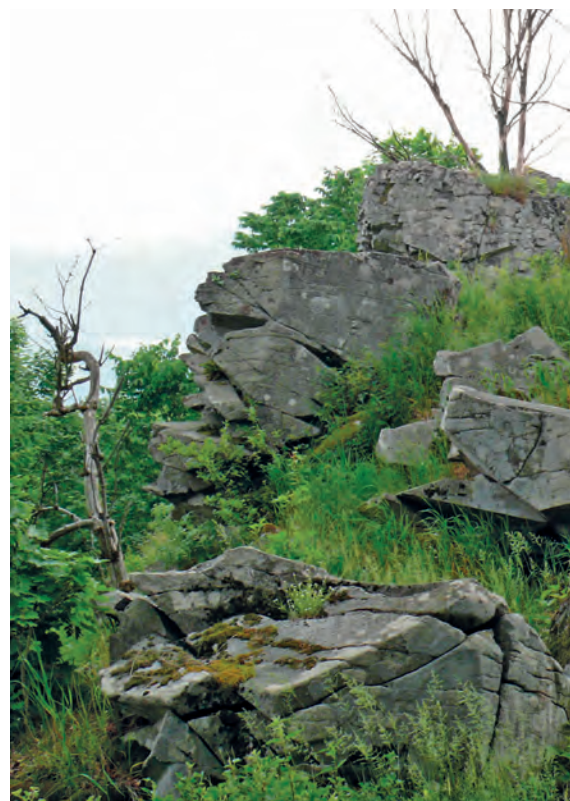
### Víglaš

#### skalné bralá amfibolicko-pyroxenického andezitu žiarskeho efuzívneho komplexu

Žiarsky efuzívny komplex, uložený na severozápadnom svahu Štiavnického stratovulkánu (západne od Ostrého Grúňa), reprezentuje produkty efuzívnej aktivity v období sarmatu. Efuzívny komplex tvorený väčším počtom lávových prúdov sa ukláňa na severovýchod. Báza efuzívneho komplexu pri jeho východnom okraji, pod kótou Víglaš (kóta 911 m) je v úrovni cca 850 m n. m., v smere na severozápad klesá pod Klenovým vrchom na úroveň cca 700 m n. m. Lávové prúdy evidentne sledovali paleodolinu s úklonom na severozápad.

Podložie lávového komplexu tvoria pri jeho severnom okraji extruzívne telesá hyperstenicko-amfibolického andezitu, staršej plešinskej formácie, v južnej časti sú lávové prúdy uložené v nadloží lávových prúdov pyroxenických andezitov stratovulkánu Markov vrch. Západné ohraňenie komplexu je voči horninám predvulkanického podložja tektonické podľa zlomu SSV-JJZ priebehu.

Lávový komplex tvoria jednotlivé lávové prúdy dosahujúce hrúbku



50 až 100 m. Na báze niektorých prúdov je pásma lávovej brekcie s výrazným napenením lávy a jej oxidáciou v hrúbke 1 m a viac. Vyššie je prechod do andezitu s doskovitou odlučnosťou (laminačná odlučnosť), ktorá je zhruba paralelná s podloží, po ktorom sa lávový prúd pohyboval. Strednú a vyššiu časť lávového prúdu tvorí andezit s hrubostĺpcovou

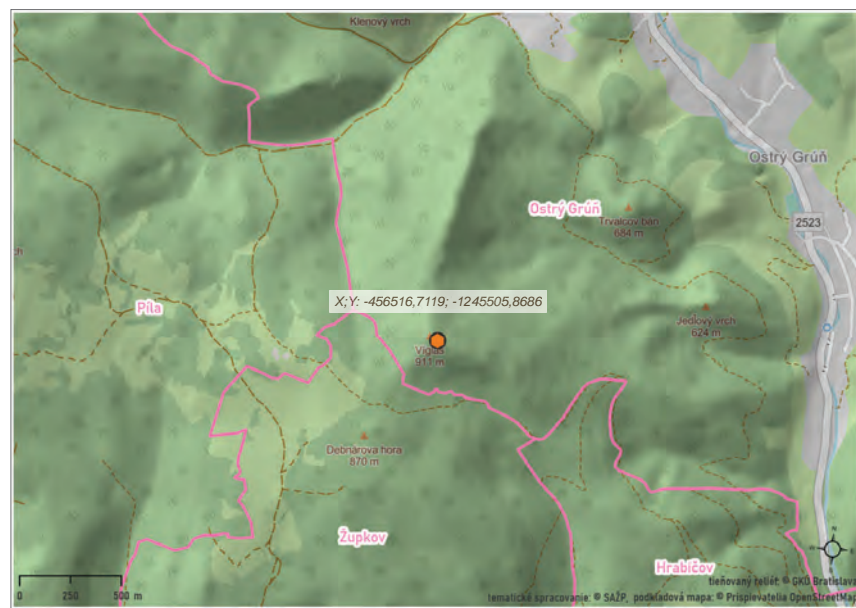




Foto 1. Rozpad skalného brala amfibolicko-pyroxenického andezitu na bloky v oblasti vrcholu Víglaš (© P. Pachinger).

až nepravidelne blokovou odľučnosťou. Vo vrchnej časti je opäť prechod do pásma svetlých pórovitých lávových brekcií.

Vo vrcholovej oblasti kóty 911 Víglaš, na ostrom chrbte vystupuje skalné bralo andezitu s doskovitou odľučnosťou podľa plôch laminácie s úklonom cca 10° na juh a náznakom hrubostípcovej odľučnosti podľa subvertikálnych plôch (obr. 1., foto 1.).

Andezit je tmavosivý, hruboporfyrický, výrastlice tvorí plagioklas (4 – 6 mm), hojný je amfibol do 2 – 4 mm (ojedinele až 6 mm), hyperstén (1 – 2 mm). Ojedinele je prítomný olivín. Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická.

Z vrcholovej oblasti Víglaš je panoramatický výhľad na oblasť Kľaku a na južné svahy Vtáčnika (foto 2.).



Foto 2. Pohľad z vrcholu Víglaš na sever, na južné svahy Vtáčnika, dolinu Kľaku a Kremnické vrchy vpravo (© P. Pachinger).



Obr. 1. Skalné bralo amfibolicko-pyroxenického andezitu žiarskeho komplexu vo vrcholovej oblasti kóty 911 Víglaš. Andezit sa vyznačuje doskovitou odľučnosťou s úklonom na juh a menej výraznou odľučnosťou podľa subvertikálnych plôch (© V. Konečný).



## Geotop č. 62

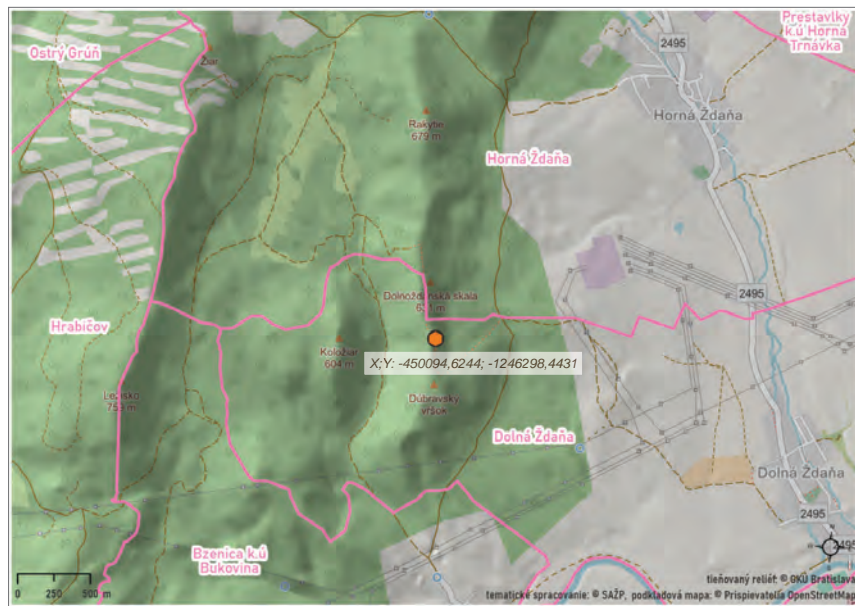
**Rakytie**

**lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu v oblasti chrbta Rakytie (kóta 679) – žiarsky efuzívny komplex**

Po vzniku štiavnickej kaldery došlo v období sarmatu k obnoveniu vulkanickej aktivity z viacerých erupčných centier situovaných v oblasti kaldery a na stratovulkanickom svahu. Výsledkom obnovennej explozívno-efuzívnej aktivity bol vznik viacerých satelitných vulkánov menších rozmerov. Mohutnými efúziami láv boli sformované rozsiahle lávové pokrovy, najmä pri juhozápadnom a západnom úpätí stratovulkánu.

Po denudácii týchto vulkánov sa zachovali len ich zvyšky v podobe vulkanoklastických hornín a lávových prúdov, ktoré na severozápadnom svahu Štiavnického stratovulkánu pokrývajú produkty starších etáp vulkanickej aktivity. Denudačným zvyškom je aj lávový prúd v oblasti chrbta Rakytie, kóta 679.

Žiarsky efuzívny komplex reprezentujú denudačné zvyšky lávových



prúdov amfibolicko-pyroxenických andezitov, uložené na severozápadnom svahu stratovulkánu (východne od Žiarskej kotliny), obr. 1.

Vulkanoklastické horniny sa nezachovali, boli denudáciou odstránené. Erupčné centrum pôvodného vulkánu nie je známe, z priestorového rozloženia zvyškov lávových prúdov sa predpokladá, že sa nachádzalo v severozápadnej časti štiavnickej

kaldery (v súčasnom období sa táto oblasť nachádza v poklesnutej pozícii v rámci Žiarskej kotliny- grabenovej depresie) zakrytá pod mladšími sedimentmi.

Denudačné zvyšky lávových prúdov tvoria v dôsledku ich vyššej odolnosti voči zvetrávaniu pokryvy súčasných vrcholov a chrbtov (menej odolné okolité horniny, reprezentované hlavne vulkanoklastikami, boli denudáciou odstránené). Sú to najmä Žiar (kóta 845), Koložiar (k. 606), Rakytie (k. 679) a Ležisko (k. 759). Západnejšiu skupinu tvoria Viglaš (k. 911), Klenový vrch (k. 766) a západne od Ostrého Grúňa. Pôvodne tvorili lávové prúdy výplne paleodolín na severozápadnom svahu stratovulkánu.

Lávové prúdy prvej skupiny (bližšie ku okraju Žiarskej kotliny) sú v rámci poklesnutého bloku uložené priamo na horninách spodnej stratovulkanickej stavby Štiavnického stratovulkánu (Koložiar) a severnejšie na horninách výplne kremnického grabenu (Rakytie).

Západne od poklesnutého bloku sú zvyšky lávových prúdov uložené na produktoch extruzívneho vulkanizmu plešinskej formácie (lávové prúdy vrcholov Žiar – Ležisko). Nachádzajú sa vo vyššej pozícii (cca o 150 – 200 m) voči poklesnutému bloku pri západnom okraji Žiarskej kotliny).



Obr. 1. Skalné bralá amfibolicko-pyroxenického andezitu vo vrcholovej oblasti chrbta Rakytie. Odušnosť andezitu je hrubodoskovitá subhorizontálna až s miernym úklonom na severozápad (© V. Konečný).

Západnejšia skupina lávových prúdov (Víglaš, Klenový vrch) je podobne uložená na produktoch extruzívneho vulkanizmu plešinskej formácie a súčasne aj v nadloží lávových prúdov vulkánu Markov vrch.

Z priestorového rozloženia lávových prúdov vyplýva, že lávové prúdy pôvodne tvorili výplne dvoch výrazných paleodolín: a) východnejšia paleodolina smeru SSV-JJZ s reliktnými lávových prúdov Koložiar, Žiar; b) západnejšia paleodolina smeru SZ-JV lávové prúdy Víglaš – Klenový vrch).

Lávové telesá sú prevažne uklonené na západ 5 – 10° a sledovali pôvodný reliéf dna širokých paleodolín. Po denudácii okolitých, menej odolných hornín sa ocitli v pozícii vrcholov. Uvedený proces sa označuje ako inverzia reliéfu.

Lávové prúdy sú pomerne mocné, dosahujú hrúbku 50 – 100 m. Na báze lávových prúdov je pásmo brekciácie do 1 m, s výrazným napenením a oxidáciou zbrekčovanej lávy. Nad touto bazálnou lávovou brekciou je vyvinutá výrazná laminačná odlučnosť, ktorá je subparalelná s povrchom podložia, po ktorom sa lávový prúd pohyboval. Vyššie, v strednej časti prúdov je odlučnosť nepravidelne blokovaná, lokálne s prechodmi do hrubostĺpcovej. Vrchnú časť lávových prúdov tvorí pomerne hrubé pásmo svetlých pórovitých lávových brekcií.

Andezit je tmavosivý, hruboporfyrický, výrastlice tvorí plagioklas (4 – 6 mm, ojedinele až 8 mm), amfibol (2 – 4 mm), zriedkavo hyperstén (do 1 – 2 mm), ojedinele olivín, základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická, odlučnosť andezitu je doskovitá, podľa laminácie až nepravidelne blokovaná.

Z vrcholovej oblasti chrbta Rakytie je imponantný panoramatický výhľad na Žiarsku kotlinu, uzavretú medzi vulkanickými pohoriami (obr. 2., foto 1.).

Kotlina bola formovaná v období sarmatu až panónu mohutnými poklesmi podľa subparalelných zlomov SSV-JJZ



Obr. 2. Skalné bralá v južnej časti chrbta Rakytie. Zo skalných brál je imponantný pohľad v smere na východ, na oblasť Žiarskej kotliny (© V. Konečný).

smeru v rámci kremnického grabenu (jeho južnej časti). Kotlina je vo vrchnej časti vyplnená sedimentmi panónskeho až pliocénneho veku. Pri východnom a južnom okraji kotliny bol v období vrchného sarmatu aktívny ryolitový vulkanizmus, jeho produkty tvoria lávové telesá v podobe extruzívnych dómov, ložných intrúzií (silly, lakolity) vystupujúcich v prostredí tufov a brekcií. Jemnozrnný tufový materiál bol splavovaný do centrálnej až západnej časti kotliny, kde je súčasťou sedimentačných súvrství.

V období panónu prebiehal pri juhovýchodnom a východnom okraji vulkanizmus bazaltických andezitov. Denudačné zvyšky tohto vulkanizmu tvoria telesá bazaltických andezitov v podobe dajok, nekov, prienikov, ložných intrúzií a lávových prúdov a produkty explozívnej aktivity reprezentované zvyškom tufového kužela pri východnom okraji mesta Žiar nad Hronom (Geotop č. 70. Šibeničný vrch).



Foto 1. Pohľad na južnú časť Žiarskej kotliny a severné svahy Štiavnických vrchov z oblasti chrbta Rakytie (© P. Pachinger).

# 10. Územný celok turizmu Žiar nad Hronom



Obr. 1. Skalné bralo pri obci Šášovské Podhradie je tvorené sklovitým leukokrátym pyroxenickým andezitom turčeckej formácie. Andezit s nepravidelne blokovou odlučnosťou je sčasti zbrekciovaný. Na vrchole sú ruiny hradu Šášov (© V. Konečný).

## Geotop č. 63

### Šášovské Podhradie

#### skalné bralo andezitu turčeckej formácie

Do severných okrajov Štiavnických vrchov zasahuje od severu mohutný kremnický graben (depressia formovaná poklesom pozdĺž subparalelných zlomov). Východný okraj depresie, reprezentovaný zlomovou zónou, prebieha od juhozápadného okraja obce Šášovské Podhradie na juhozápad, pričom oddeľuje poklesnutý západný blok s produktmi ryolitového vulkanizmu od relatívne vyzdvihnutého bloku Farskej hory na východnej strane zlomovej zóny. Zlomová zóna pokračuje severne od Hrona, východne od Pitelovej a Jastrabej, do severnej časti Kremnických vrchov.

Pri severnom okraji obce Šášovské Podhradie, pri zlome, vystupuje skalné bralo tvorené sklovitým leukokrátym andezitom (obr. 1., foto 1., 2.).

Na základe analógie petrografického zloženia je andezit začlenený do *turčeckej formácie* (J. Lexa, 1998).

*Turčeckú formáciu* bádenského veku tvorí litologicky pestrý súbor lávových prúdov, hyaloklastitových brekcií, pyroklastických brekcií a epiklastických bazaltických andezitov, pyroxenických andezitov a leukokrátym andezitov, ktoré tvoria spodnú časť výplne kremnického grabenu v hrúbke okolo 500 m. Turčecká formácia vystupuje na povrch severne od Hrona v priestore Kremnických vrchov. Horniny analogického zloženia a geologickej pozície vystupujúce západne od okraja Žiarskej kotliny, označené



ako *klakovská formácia* sú považované za súveké s turčeckou formáciou Kremnických vrchov.

Skalné bralo tvorí pri obci Šášovské Podhradie sivočierny sklovitý a leukokrátny andezit, ktorý je totožný s hradnou skalou pod ruinami šášovského hradu.

Andezit je riedko porfyrický, mierne pórovitý, s nepravidelne blokovou až brekciovitou odlučnosťou. Lávový prúd nie je vo svojej pôvodnej pozícii, ale je vztýčený v dôsledku poklesu na okrajovom zlome kremnického grabenu.

Oproti skalnému bralu cez cestu je možné v záreze cesty pozorovať tektonicky porušené pásmo v smere okrajového zlomu kremnického grabenu prebiehajúcim v smere SV-JZ. Pásmo tektonického porušenia je reprezentované tektonickými brekciami a tektonicky drvenými horninami andezitových porfýrov s prejavmi miernej argilitizácie.

Na vrchole skalného brala sú ruiny stredovekého hradu Šášov (foto 3.). Kráľovský hrad sa spomína v roku 1253 ako majetok bratov de Vancha, z nich Štefan bol ostrihomským arcibiskupom. Spolu s hradom Revište, situovaným južnejšie na druhom brehu Hrona, chránil priechod a cestu do banskej oblasti, predovšet-



Foto 1. Skalné bralo pyroxenického andezitu turčeckej formácie. V pozadí sú ruiny hradu Šášov (© P. Pachinger).



Foto 2. Detail skalnej steny silne zbrekciovatého andezitu s prechodom do hyaloklastitovej brekcie (© P. Pachinger).

kým do Banskej Štiavnice, a asi aj preto ho získal v roku 1320 štiavnický komorský gróf. Hrad sa stal strediskom panstva Šášov. V čase gotiky a renesancie často menil majiteľov. Kráľ Žigmund ho daroval v roku 1424 kráľovnej Barbore, v 1447 ho mal v rukách Ján Jiskra. Kráľovná Beatrix, manželka kráľa Mateja Korvína,

ho v roku 1490 darovala Dóczyovcom, ktorí ho vlastnili do vymretia rodu v roku 1647. V roku 1650 získal hradné panstvo kúpou Gašpar Lippay. Za thökölyovského povstania v roku 1677 sa povstalci zmocnili hradu a vyplienili ho. Odvtedy bol v správe eráru a keďže už stratil svoju obrannú funkciu od 18. storočia pustol.



Foto 3. Detail interiéru budov ruiny hradu Šášov (© V. Konečný).

## Geotop č. 64

### Močiar

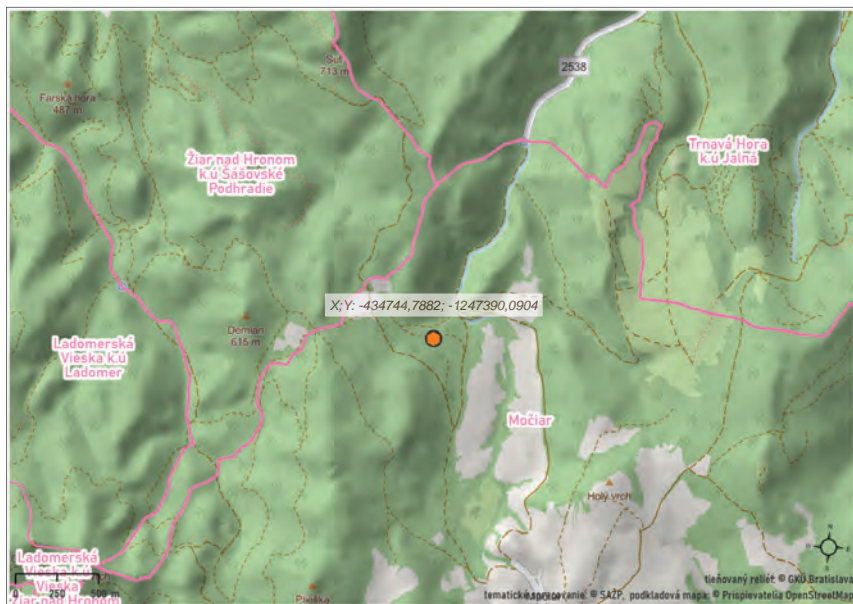
*siltovce, ílovce, diatomity – sedimenty intrakalderovej panvičky*

V období po vzniku štiavnickej kaldery, počas spodného sarmatu sa v rôznych častiach kaldery tvorili lokálne jazerá a močiare, v ktorých prebiehala jemnozrnná sedimentácia siltovcov a ílovcov s diatomitmi. V okolí jazier a močiarov bola rozšírená vegetácia a lesné porasty listnatých a ihličnatých stromov, ako o tom svedčia odtlačky listov v jazerných sedimentoch.

O existencii jedného s týchto jazier svedčia sedimenty diatomitických ílov a freatopyroklastických tufov severne od obce Močiar v severovýchodnej časti kalderovej výplne. V zahlienenom svahu opusteného jamového lomu sú sčasti odkryté sedimenty jazerného typu (foto 1.).



Foto 1. Celkový pohľad na jamový lom diatomitických ílov severozápadne od obce Močiar (© P. Pachinger).

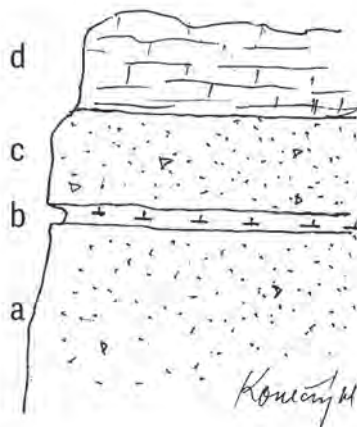


V spodných úrovniach sedimentárneho komplexu sú polohy ílovcov striedajúce sa s vulkanickými pieskvcami s obsahom drobných úlomkov andezitov (obr. 1). V nadloží tufo-pieskvcov sú uložené diatomi-



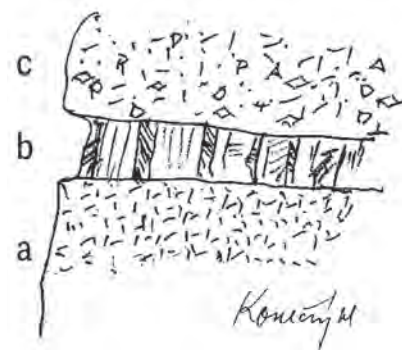
tické íly a diatomity svetlosivých až sivobielych odtieňov.

Vyššie, nad polohou diatomitov (občas v minulosti ťažených) sú uložené popolovo-pemzové tufy s obsahom amfibolu. V ich nadloží je vrstvička sivomodrých až modrozelených siltovcov s častými odtlačkami listov (obr. 2., 3., foto 1.).



Obr. 1. Sedimenty spodnej časti opusteného jamového lomu (J. Smolka a kol., 2005):

- a) – netriedené pieskovce s úlomkami andezitov do 5 – 8 cm,
- b) – svetložlté ílovce,
- c) – netriedené pieskovce s ojedinelými úlomkami andezitu,
- d) – diatomitické íly, diatomity.

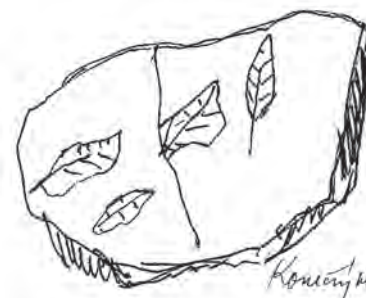


Obr. 2. Popolovo-pemzové tufy v nadloží diatomitov (J. Smolka a kol., 2005):

- a) – tmavý popolový tuf,
- b) – sivomodrý až modrozelený siltovec s odtlačkami listov,
- c) – popolovo-pemzový tuf.

V nadloží vrstvy siltovcov sú uložené popolovo-pemzové tufy s výrazným obsahom amfibolu, ktoré predstavujú produkty freatopyroklastických erupcií. Uloženie freato-pyroklastickej aktivity tvoria popolovo-pemzové tufy. Úlomky svetlosivých až okrových pemz do veľkosti 1 – 3 cm sú rozptýlené v jemnozrnnejšom popolovo-pemzovom matrice. Časté sú drobné úlomky andezitov, prevažne angulárne. Zvrstvenie je málo zreteľné, prípadne chýba. Polohy freatopyroklastík sú často striedané drobnými vložkami až polohami siltovcov (obr. 4.).

Celková hrúbka freatopyroklastických uloženín v nadloží diatomitov je 8 – 10 mm. Tufitické íly s diatomitmi dosahujú hrúbku cca 5 m. Uvedený vulkanosedimentárny komplex, uložený v jazernom prostredí, umožňuje nasledujúcu rekonštrukciu:



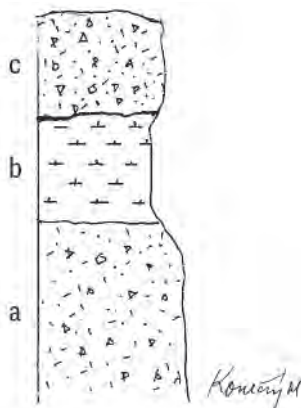
Obr. 3. Odtlačky listov v polohe siltovca (© V. Konečný).



Foto 2. Zachované listy v polohe siltovca (© P. Pachinger).

V období dočasného vulkanického pokoja prebiehala sedimentácia v izolovanom prostredí močiarno-jazerného typu priaznivom pre rozvoj rozsievok s kremitou schránkou – *Diatomacei* a jazernej flóry. Pokojná sedimentácia jazerno-močiarného prostredia bola prerušená náhlým uložením popolovo-pemzového materiálu (pádcom z vulkanického mračna) začínajúcej explozívnej aktivity amfibolicko-pyroxenických andezitov. Na krátku dobu je obnovená sedimentácia usadením polohy sivomodrých siltovcov. Nasledujú erupcie freatopyroklastického typu, vyvolané stykom vystupujúcej magmy s vodným prostredím, a do jazerného sedimentačného priestoru je transportovaný popolovo-pemzový materiál prostredníctvom pyroklastických prúdov typu „bazálnych prúdov“ (base surge). V období prestávky vulkanickej činnosti, v obnovenom jazernom prostredí pokračuje sedimentácia jazerných ílov. Nové erupcie freatomagmatického typu definitívne ukončili sedimentáciu a život jazerného prostredia uložením vulkanického popola a pemz, reprezentujúcich vrchnú časť výplne lokálnej sedimentárnej panvičky.

V širšom okolí sú v severnej časti kaldery zvyšky popolovo-pemzových



Obr. 4. Polohy freatopyroklastických tufov v nadloží diatomitov, striedané vložkami siltovcov (J. Smolka a kol., 2005):

- a) – popolovo-pemzový tuf s drobnými úlomkami andezitu,
- b) – svetlosivý ílovec,
- c) – popolovo-pemzový tuf s úlomkami andezitu.

tufov – bielokamenského súvrstvia, vyššie prekryté lávovými prúdmi amfibolicko-pyroxenických andezitov sitniarskeho efuzívneho komplexu.

Na základe zhodnotenia odtlačkov listov a zvyškov makrofauny v sedimentoch močiarnnej panvičky dospel V. Sitár (1970) k záveru o jej spodno-sarmatskom veku.

## Geotop č. 65

### Suť

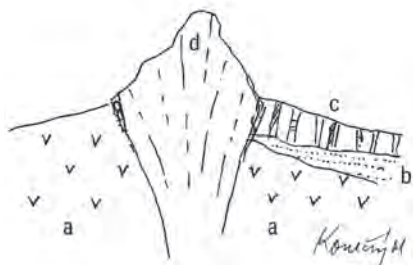
*prienik (protrúzia) amfibolicko-pyroxenického andezitu*

Okrem denudačných zvyškov produktov sarmatského vulkánu, v podobe lávových prúdov a vulkanoklastických hornín, uložených na povrchu staršieho bádenského stratovulkánu v oblasti stratovulkanického svahu a v oblasti kaldery, boli geologickým mapovaním zistené tiež telesá vulkanických prírodných systémov, ako sú dajky, neky a prieniky, resp. protrúzie. Pozícia týchto telies ako prírodných systémov poukazuje na pravdepodobnú existenciu parazitických (satelitných) vulkánov na stratovulkanickom svahu a v oblasti kaldery, ktoré padli za obeť denudácie a boli z povrchu stratovulkánu úplne odstránené.

Suť (kóta 718) predstavuje na severnom svahu stratovulkánu dominantný vrch so strmými svahmi týčiacimi sa vysoko nad okolité vrchy a hrebene (foto 1.).



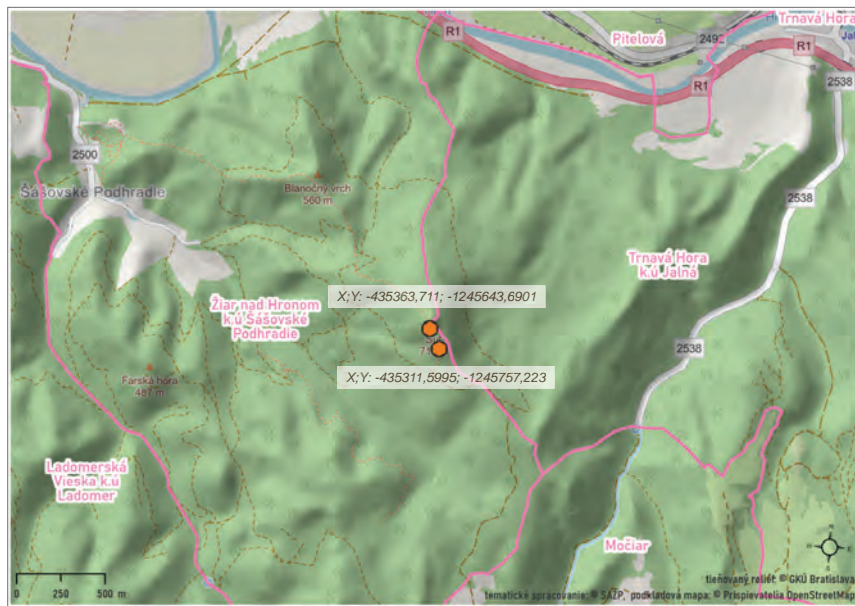
Foto 1. Krajina severne od obce Močiar v pozadí vrchol kóty Suť 718 (© P. Pachinger).



Obr. 1. Schéma andezitového prieniku (protrúzie) v oblasti vrcholu Suť (J. Smolka a kol., 2005):

- a) – amfibolicko-biotitický andezit,
- b) – redeponované tufy a epiklastiká bielo-kamenského súvrstvia,
- c) – lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu,
- d) – prienik (protrúzia) amfibolicko-pyroxenického andezitu v oblasti vrcholu Suť.

Vrcholová oblasť kóty Suť predstavuje mohutný prienik stredne až hruboporfyrického amfibolicko-pyroxenického andezitu s eliptickým prierezom s rozmermi 500 x 200 m s orientáciou v smere SSZ-JJV. Prienik (protrúzia) preráža cez hrubý lávový prúd podobného zloženia. V podloží lávového prúdu je uložený horizont epiklastík a redeponovaných tufov bielokamenského súvrstvia (obr. 1.).



Táto skutočnosť je príčinou mohutných zosuvov pokračujúcich v smere na sever až do doliny Hrona.

Andezit v oblasti vrcholu Suť je tmavosivý až sivočierny, výrazné výrastle tvoria plagioklas (do 3 – 4 mm), amfibol (do 4 – 6 mm), pyroxény do 2 – 3 mm. Odlučnosť je nepravidelne bloková (obr. 2, foto 2.).

Na južnom chrbte je pod vrcholom naznačená hrubostĺpcová odlučnosť subhorizontálneho priebehu (rozpad stĺpcov), ktorá naznačuje prechod tela južným smerom do dajky.

Na západnom svahu kóty Suť je rozsiahle blokvisko periglaciálneho pôvodu, ktoré vzniklo pravdepodobne v závere poslednej doby ľadovej (obr. 3., foto 2.).



Obr. 2. Andezit s blokovo nepravidelnou odlučnosťou z oblasti vrcholu Suť (© V. Konečný).





Obr. 3. Blokovisko na západnom svahu pod kótou Suť (© V. Konečný).

Z vrcholu kóty Suť je panoramatický výhľad smerujúci k juhu na Banskú Štiavnicu, kalderovú výplň v okolí Močiara (foto 3.), priebeh okraja kaldery, dajkový roj od Močiara, a vrchy pokryté zvyškami lávových prúdov sar-

matského vulkanizmu (4 etapy vývoja Štiavnického stratovulkánu), a v diaľke na vyzdvihnutú hrastovú stavbu – hodruško-štiavnickú hrast.



Foto 2. Blokovisko na západnom svahu pod kótou Suť (© P. Pachinger).



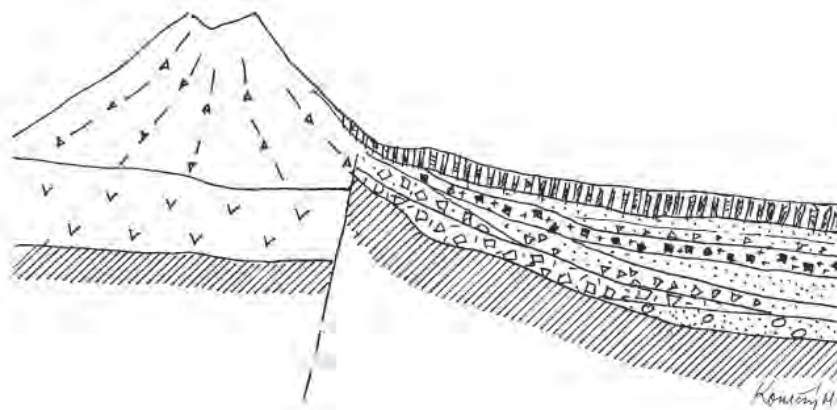
Foto 3. Pohľad na vrchy okolo obce Močiar, vpravo na horizonte sú vrchy okolo Banskej Štiavnice (© P. Pachinger).

## Geotop č. 66

**Hronská Breznica**

*úlomkové prúdy, laharové brekcie, epiklastické vulkanické brekcie a pieskovec*

V období sarmatu došlo v oblasti kaldery a na stratovulkanickom svahu, v dôsledku obnovenia vulkanickej aktivity z väčšieho počtu eruptívnych centier, k vývoju viacerých vulkánov menších rozmerov – *satelitných vulkánov* (v staršej vulkanickej terminológii označovaných tiež ako parazitické vulkány). Denudačné zvyšky týchto vulkánov, v podobe lávových prúdov a vulkanoklastík (napr. lávový prúd Sitna), sú uložené v oblasti kaldery, najmä sú však rozšírené na stratovulkanickom svahu.



Obr. 1. Schéma stavby breznického vulkánu v severnej časti štiavnickej kaldery a jeho vulkanických produktov, uložených v paleodoline, smerujúcej na sever do Kremnických vrchov (J. Smolka a kol., 2005).

Jeden z týchto vulkánov – *breznický vulkán* sa nachádzal v severnej časti

kaldery v blízkosti kalderového zlomu (obr. 1).

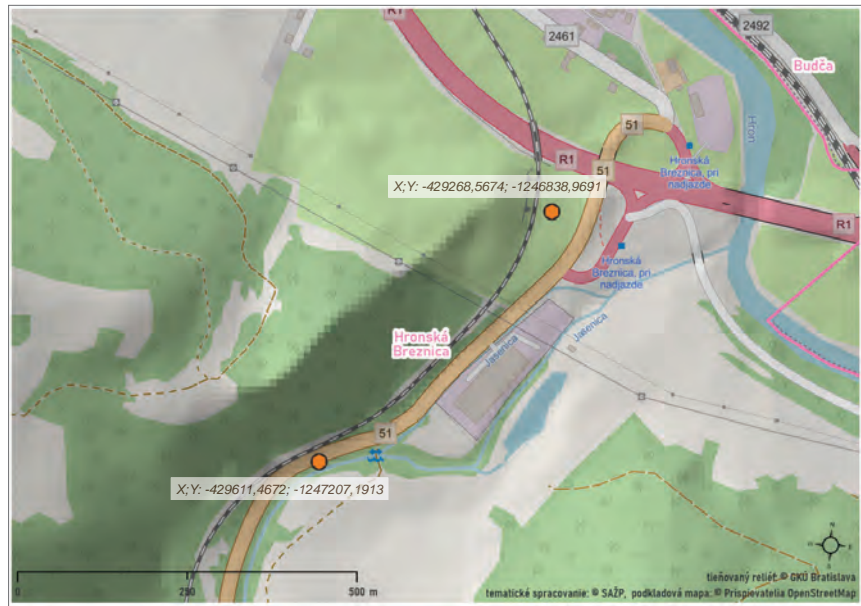


Obr. 2. Chaotická laharova brekcia v záreze štátnej cesty pri Hronskej Breznici (© V. Konečný):

a) – v spodnej časti odkryvu je uložená epiklastická vulkanická brekcia s tufovo-piesčitým matrixom, b) – v jej nadloží je nesúvislá poloha tufovo-piesčitého sedimentu, c) – chaotická hruboulomková až hrubobloková laharová brekcia vo vrchnej časti odkryvu. V pravej vrchnej časti bloky andezitu s radiálnou odlučnosťou. Nižšie v pravej časti je skĺznutý blok z vyššej pozície tvorený hruboblokovou chaotickou brekciou.

Svedčia o tom zvyšky lávových prúdov a vulkanoklastík pokrývajúcich mnohé vrcholy uložené v nadloží hornín vo výplni kaldery. Vo väčšom meradle sa produkty tohto vulkánu nachádzajú na severnom stratovulkanickom svahu, kde tvoria výplne hlbokých paleodolín, zarezaných na povrchu staršieho bádenského stratovulkánu. Hĺbka týchto paleodolín, vyplnených produktmi mladšieho sarmatského vulkanizmu, je podľa výsledkov vrtu JF-1 (južne od Jalnej) až okolo 500 m. Táto skutočnosť svedčí o veľmi vysokom reliéfe breznického vulkánu, čo odpovedá aj vysokej gravitačnej energii transportu úlomkových prúdov a laharov. Produkty *breznického vulkánu* pokračujú v smere na sever do južných okrajov Kremnických vrchov (severne od Hrona), pričom nadobúdajú väčšiu hrúbku a rozširujú sa do strán s prechodom do výplavových kuželov (obr. 1.).

V spodnej úrovni sa vo výplni paleodolín vyskytuje zmiešaný vulkanoklastický materiál. Popri produktoch novej etapy vulkanickej aktivity (pyroxenické a amfibolicko-pyroxenické andezity) je prítomný aj starší



úlomkový materiál biotiticko-amfibolických andezitov, pochádzajúci z deštrukcie a denudácie telies vo výplni kaldery.

V stredných a vyšších úrovniach výplne paleodolín na severnom a severovýchodnom svahu sú okrem epiklastického vulkanického materiálu prítomné aj brekcie blokovo-po-

polových prúdov (Hronská Breznica – nadjazd) a vo vrchnej časti výplne paleodoliny sú uložené lávové prúdy, ktoré tvorí vrcholová oblasť chrbta Boky (severne od Hrona).

Spodná úroveň výplne paleodoliny, narezanej dolinou potoka Jasenica, je odkrytá v zárezoch štátnej cesty pri Hronskej Breznici (pred mostom cez Hron pod železničnou traťou) obr. 2., foto 1., 2.

V spodnej úrovni vystupuje epiklastická vulkanická brekcia s úlomkami andezitu, prevažne vo veľkosti 5 – 30 cm a s tufovo-piesčitým matrixom s obsahom rozptýlenej pemzy (obr. 2. a). Na povrchu spodnej epiklastickej vulkanickej brekcie je nesúvislá poloha tufovo-piesčitého sedimentu malej hrúbky (obr. 2. b).

V nadloží nasleduje chaotická laharová brekcia s ostrým diskordantným stykom bázy na podložný sediment (obr. 2. c). Laharovú brekciu tvoria úlomky až bloky premenlivej veľkosti od 5 cm do 40 cm. Ojedinele sú prítomné bloky do veľkosti 2 m a viac, ktoré sa vyznačujú charakteristickou radiálnou odlučnosťou a sklovitejším okrajom. Bloky sú izometrické až eliptické. Úlomkový materiál je prevažne ostrohranný (angulárny až subangulárny). Matrix je tufovo-piesčitý s drobnými angulárnymi úlomkami andezitu do



Foto 1. Chaotická hrubobloková brekcia lahary uložená diskordantne na polohe drobnoulomkovej brekcie. Na báze lahary je nesúvislá poloha piesčitého sedimentu. V pravej spodnej časti je skľznutý blok hruboblokovej laharovkej brekcie. V laharovkej brekcii je blok s radiálnou odlučnosťou – pravá horná časť (© P. Pachinger).



Foto 2. Detail hruboblokovej chaotickej laharovej brekcie uloženej na polohe drobnoušľomkovej epiklastickej vulkanickej brekcie. Na báze laharovej brekcie je nesúvislá poloha piesčitého sedimentu (© P. Pachinger).

3 – 5 cm a s variabilným obsahom pemzy (foto 2). Okrem úlomkov amfibolicko-pyroxenického andezitu sú v premenlivom obsahu (5 – 15 %) prítomné úlomky až bloky biotitic-

ko-amfibolického andezitu, pochádzajúce z deštrukcie hornín vo výplni kaldery. Uloženie je chaotické a odpovedá jednorázovému masovému transportu úlomkového materiá-



Obr. 3. Zárez nad železničnou traťou odokrýva výplň paleodoliny tvorený súvrstvom epiklastických vulkanických hornín. V strednej časti je erozívny zárez na povrchu zvrstvených a triedených epiklastík, laharových brekcií a epiklastických pieskovcov vyplnený chaotickou laharovou brekciou. Vo vrchnej časti odokrýva je opäť striedanie epiklastických vulkanických pieskovcov, laharových brekcií a epiklastických vulkanických brekcií (© V. Konečný).

lu v podobe prúdu riadeného gravitáciou – laharu. V pravej časti odokrýva je blok chaotickej laharovej brekcie v sklznutej pozícii.

Bloky s radiálnou odlučnosťou a sklovitým ochladeným okrajom sú produktom dezintegrácie extruzívneho telesa – (extruzívny dóm) alebo lávového prúdu pri styku s vodným prostredím (snehom alebo ľadom) vo vrcholovej oblasti vulkánu. Dezintegrácia lávového telesa bola pravdepodobne aj príčinou vzniku nestability materiálu na vulkanickom svahu a jej následného pohybu v podobe masového prúdu – laharu. Pohyb chaotickej zmesi úlomkov, popola a piesku, nasýteného vodou, bol riadený gravitačnou energiou a smeroval v rámci paleodoliny na sever k úpätiu stratovulkánu.



Foto 3. V záreze nad železničnou traťou, bližšie ku Hronu, je rozsiahly odkryv s výplňou paleodoliny tvorenej polohami epiklastických vulkanických hornín (© P. Pachinger).



Foto 4. V strednej časti odkryvu je erozívny zárez vyplnený chaotickou laharovou brekciou. Okraj erozívneho zárezu je zvýraznený čiernou líniou. Vo vrchnej ľavej časti sú zvrstvené epiklastické vulkanické pieskovce s polohami drobných epiklastických vulkanických brekcií (© P. Pachinger).

V záreze nad železničnou traťou, bližšie ku Hronu, je rozsiahly odkryv s výplňou uvedenej paleodoliny smerujúcej na sever (obr. 3., foto 3., 4.).

Vo vyššej úrovni je v strednej časti (obr. 3., foto 4.) zreteľný korytovitý zárez vyplnený chaotickou hruboúlomkovou brekciou. Vyššie v jej nadloží sú polohy drobnoulomkových až hruboúlomkových brekcií s chaotickým uložením, reprezentujúce úlomkové prúdy. Polohy drobných brekcií so znakmi triedenia a zvrstvenia sú striedané drobnými vložkami až polohami epiklastických vulkanických pieskvcov. Predstavujú uloženiny hyperkoncentrovaných prúdov a sú výsledkom činnosti dočasných tokov na severných svahoch Štiavnického stratovulkánu transportujúcich úlomkový a piesčitý materiál k úpätiu stratovulkánu, kde vyústovali do uloženín výplavových kužeľov a prolúviálnej roviny.

V spodnej časti sa striedajú polohy chaotických brekcií (úlomkové prúdy, lahary) a epiklastických vulkanických brekcií s naznačeným triedením a zvrstvením, oddelované tenkými nepravidelnými vložkami až polohami pieskvcov (foto 5.).



Foto 5. Detail chaotickej hruboblokovej laharevej brekcie v spodnej časti odkryvu nad železničnou traťou, uloženej vo výplni erozívneho zárezu v epiklastickom vulkanickom pieskenci – spodná časť (© P. Pachinger).

## Geotop č. 67 Hronská Breznica – nadjazd

### chaotická brekcia pyroklastického prúdu

Vo výplni paleodoliny, smerujúcej zo severného svahu Štiavnického stratovulkánu na sever, sú okrem epiklastických vulkanických brekcií, laharových brekcií, úlomkových prúdov a pieskvcov uložené v stred-

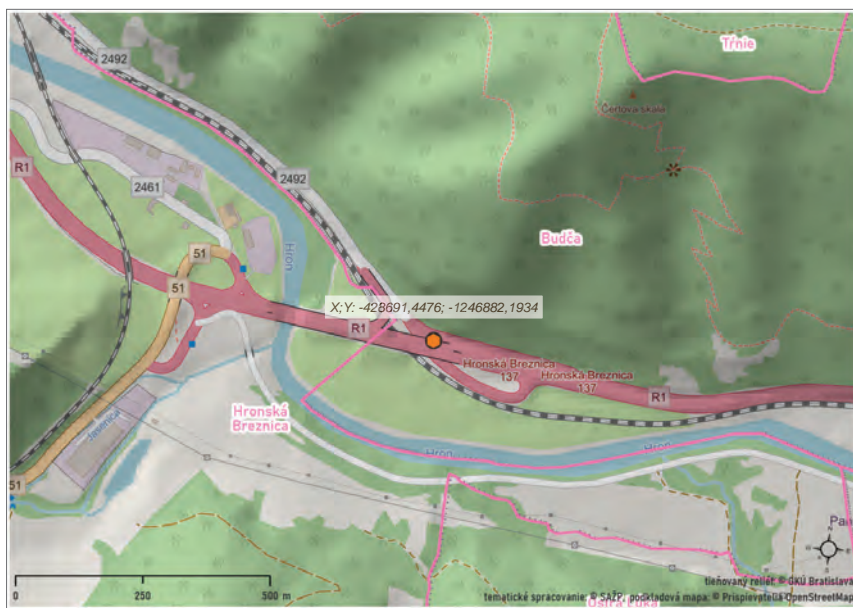
ných úrovniach chaotické brekcie blokovo popolových prúdov.

Chaotická brekcia blokovo popolového prúdu tvorí skalné bralo na južnom svahu pod Čertovou skalou (pod nadjazdom pri Hrone) obr. 1., foto 1.

Brekciu tvoria úlomky andezitu o veľkosti 5 – 30 cm (cca 30 %), v menšom zastúpení sú bloky do 0,6 – 1,5 m (cca 20 %), s ostrohranným (angulárnym) obmedzením. Často sa vy-



Obr. 1. Chaotická hrubobloková brekcia blokovo-popolového pyroklastického prúdu v skalnom brale pri nadjazde štátnej cesty smerom do obce Hronská Breznica (© V. Konečný).



lade s morfológiou paleodoliny podstatne rozšíril (cca na 3 km) a pokračuje do priestoru juhovýchodných okrajov Kremnických vrchov, kde je prekrytý mladšími litofaciálnymi jednotkami breznického komplexu. Priebeh bázy pyroklastického prúdu kopíruje zhruba kotlovitý reliéf paleodoliny (obr. 2).

Prítomnosť uloženín blokovo popolových pyroklastických prúdov v stredných až vyšších úrovniach vo výplni paleodoliny svedčí o zvýšenej vulkanickej aktivite explozívneho typu s priestorovým nárastom a rozširovaním vulkanickej stavby. V pokročilejšom až záverečnom období vývoja vulkanickej aktivity prevládali efúzie lávových prúdov,

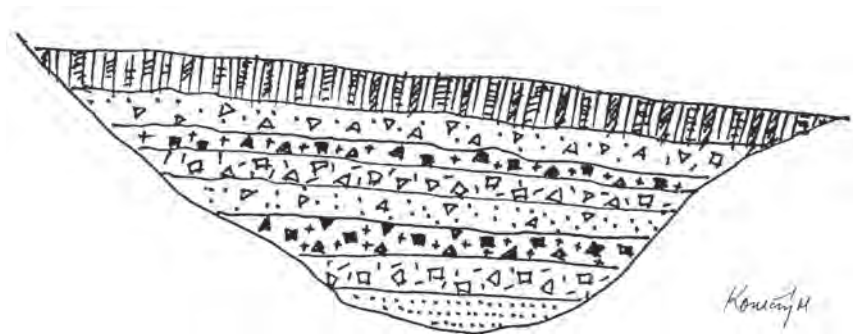
skytujú bloky s odlučnosťou podľa radiálnych trhlín (prejavy autoexplozivnosti) a ojedinele sú prítomné úlomky až bloky hornín staršej vulkanickej stavby. Drobnejší úlomkový materiál je sčasti subsférický a vyznačuje sa pórovitou stavbou. Matrix je tufový, silne konsolidovaný až spekaný, tmavosivý až načervenalý. Uloženie je chaotické.

Petrografické zloženie úlomkového materiálu odpovedá amfibolicko-pyroksenickému andezitu ( $\pm$  biotit).

Pyroklastický blokovo popolový prúd začína na chrpte, južne od Hronskej Breznice vo vonkajšej úrovni a pokračuje na sever pod Čertovu skalu (severne od Hrona), kde sa v sú-



Foto 1. Chaotická hrubobloková breccia pyroklastického prúdu s prevahou ostrohranných (angulárnych) úlomkov až blokov. Tufovovo-popolový matrix vykazuje známky vysokého stupňa konsolidácie až spekania s drobnými fragmentmi (© P. Pachinger).



Obr. 2. Schéma výplne paleodoliny na severnom svahu Štiavnického stratovulkánu. V spodnej úrovni výplne prevláda epiklastický vulkanický materiál, vyššie sú uložené chaotické breccie pyroklastických prúdov striedané polohami laharových breccií a sekvenciu uzatvára lávový prúd vo vrchnej časti výplne paleodoliny (J. Smolka a kol., 2005).

ktoré smerovali od vrcholového krátera k úpätiu stratovulkánu, pričom sa pohybovali v rámci rozširujúcej sa paleodoliny a pokrýli vulkanoklastické horniny. Denudačné zvyšky lávových prúdov pokrývajú v súčasnom období vrcholové oblasti chrbtov Črangalov grúň – Bučan – Čertova skala – Boky.



Foto 2. Detail hruboblokovej brekcie pyroklastického prúdu s prevahou ostrohranných úlomkov až blokov (© P. Pachinger).

Chaotické blokovo popolové prúdy sú výsledkom erupcií vulkánskeho typu a sú späté so vznikom erupčívneho stĺpu, kedy je do atmosféry vyvrhovaná žeravá zmes plynov, popola a polopevných až pevných útržkov lávy až blokov, vrátane úlomkov a blokov staršej vulkanickej stavby. V dôsledku kolapsu erupčívneho stĺpu a po jeho dopade na uklonný svah vzniká turbulentný prúd vysokej teploty, ktorý roluje od krátera dolu zo svahu.

Ďalším procesom vzniku pyroklastického prúdu je explozívna deštrukcia lávového dómu (kupoly) vystupujúceho z oblasti krátera, alebo z trhliny na svahu vulkánu. Zmes vysoko stlačených expandujúcich žeravých plynov, popola, pevných a polopevných až plastických častí lávy (z vnútornej časti extruzívneho dómu) pohybujúca sa dolu po svahu je často označovaná ako *žeravá lavína* (glowing avalanche). Na uvedený proces vzniku poukazujú bloky s radiálnou odlučnosťou a sklovitejším ochladeným okrajom v pyroklastickom prúde predmetnej lokality (foto 2.).

## Geotop č. 68 Stará Kremnička ryolitový extruzívny dóm

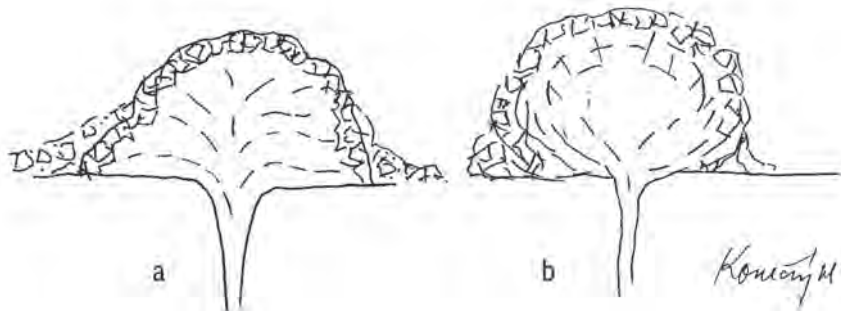
V záverečnom období andezitového vulkanizmu bol v oblasti stredoslovenského neovulkanického areálu aktívny ryolitový vulkanizmus. Prejav explózie vulkanizmu v podobe erupcií popolovo-pemzových tufov, lávových extrúzií (extruzívne dómy) a lávových prúdov boli v období vrchného sarmatu koncentrované prevažne na oblasť južných, východných a severovýchodných okrajov Žiarskej kotliny (depresie grabenového typu), ktorá v tomto období intenzívne poklesávala. Extrúzie a efúzie ryolitových láv prebiehali najmä pozdĺž mohutnej zlomovej zóny pri východnom okraji Žiarskej kotliny, po-

kračujúcej na sever do Kremnických vrchov. Produkty vulkanickej aktivity, „najmä“ popolovo-pemzové tufy a brekcie, boli splachom a vodnými tokmi premiestňované a ukladané v strednej až západnej časti Žiarskej kotliny v podobe sedimentárnych súvrství značných hrúbok.

Ryolitové lávy sa po výstupe na povrch, v dôsledku ich vysokej viskozity (zníženej schopnosti tiecť v podobe prúdov), hromadili v okolí prívodových ciest a vytvárali kopovité útvary, označované ako extruzívne dómy alebo kupoly.

### V rámci extruzívnych dómov sa rozlišujú dva hlavné typy:

a – exogénne extruzívne dómy – vznikajúce roztekaním ryolitovej lávy do strán,



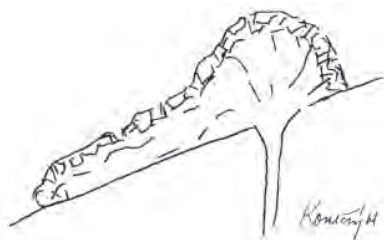
Obr. 1. Schéma dvoch typov extruzívnych dómov (J. Smolka a kol., 2005):

a) – exogénny extruzívny dóm, b) – endogénny extruzívny dóm.





Obr. 4. Opustený ryolitový lom na južnom svahu kóty Skalka (južne od obce Stará Kremnička). Výrazná je subvertikálna stĺpcová odlučnosť ryolitu (© V. Konečný).



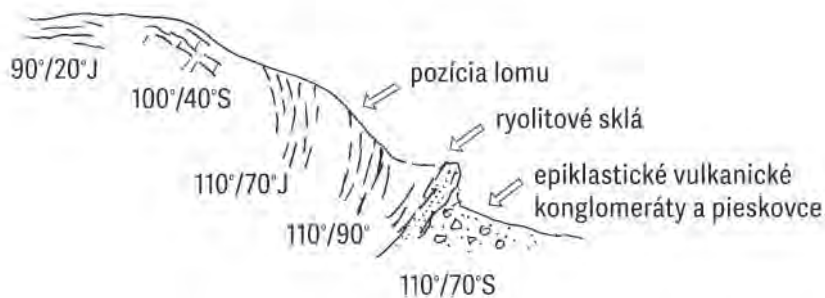
Obr. 2. Extrúziívny dóm s prechodom do lávového prúdu (J. Smolka a kol., 2005).

b – endogénne extrúziívne dómy – formované expanziou (rozpínaním) zvnútra, v dôsledku prítoku lávy (obr. 1.).

Na uklonennom svahu dochádza často k prechodu do krátkeho a mocného lávového prúdu. Uvedená forma sa označuje ako *dómový prúd* (dome flow) obr. 2.

Príkladom extrúziívneho dómu (typu 2) je teleso v oblasti hrebeňa Skalka (kóta 412), južne od Starej Kremničky. Extrúziívny dóm s nepravidelne eliptickým prierezom s rozmermi 1 000 x 500 m, orientovaný dlhším rozmerom v smere SV-JZ, je prerušený dolinou Kremnického potoka (jeho pokračovanie severovýchodným smerom je v záreze železnice). Okolité prostredie extrúziívneho telesa tvoria epiklastické ryolitové pieskovce, konglomeráty, brekcie a tufy, cez ktoré preráža. Priebeh doskovitej odlučnosti pri okrajoch, v smere výraznej fluidality, indikujú vertikálny styk s okolitými vulkanoklastikami (obr. 3.).

Okraje extrúziívneho telesa tvoria sklovitý ryolit až ryolitové sklá (obsidián) v hrúbke do 5 – 8 m. V smere dovnútra prechádza sklovitý ryolit do sferolitického ryolitu (ryolit so sferolitickou základnou hmotou) až do sivobieleho ryolitu (s felzitickou základnou hmotou tvorenou ihličkami živcov).



Obr. 3. Priebeh plôch fluidality (smer pohybu lávy) extrúziívneho dómu v oblasti Skalka (J. Lexa, 2005).





Foto 1. Celkový pohľad na stenu ryolitového lomu. Subvertikálna stĺpcová odlučnosť ryolitu, vo vrchnej časti je prechod do ryolitovej brekcie (© P. Pachinger).

V opustenom lome, na východnom svahu pod kótou 412 Skalka je odkrytá okrajová časť extruzívneho dómu, tvorená svetlým až bielym ryolitom s hrubostĺpcovou subvertikálnou odlučnosťou (obr. 4., foto 1.). Dutiny po unikajúcich plynch – litofýzy sú nepravidelné až strmo orientované (foto 2).

Ryolit je riedkoporfyrický kremeň-sanidinový s výrastlicami sanidínu (draselný živec), kremeňa, biotitu a ojedinele plagioklasu vo felzitickej základnej hmote. Textúry fluidality sú v podobe striedania tmavých a svetlých pásikov. Orientácie pórov a dutín po unikajúcich plynch sú nevýrazné.

V južnej časti lomu, v blízkosti kontaktu s epiklastickými vulkanickými konglomerátmi, ktoré sú odkryté v prístupovej ceste ku kameňolomu, je prechod do sklovitého ryolitu. Sklovitý ryolit je sčasti postihnutý argilitizáciou s premenou na sekundárny ílový minerál – smektit.

Z celkového zhodnotenia priebehu odlučnosti a fluidality vyplýva prechod medzi vejárovitou a cibulovitou

stavbou plôch fluidality; vejárovitá stavba prevláda na okrajoch a cibulovitá v centrálnej časti telesa.



Foto 2. Dutina po unikajúcich plynch – litofýza v strede (© P. Pachinger).

## Geotop č. 69

### Ladomer

#### lávový prúd bazaltického andezitu a freatopyroklastické uloženiny

V období panónu nasledoval bezprostredne po ryolitovom vulkanizme vulkanizmus bazaltických andezitov koncentrovaný pri východnom okraji Žiarskej kotliny (freatopyroklastiká, lávové prieniky, dajky, ložné intrúzie a lávové prúdy). Vulkanické telesá sú zahrnuté v tejto oblasti do komplexu Šibeničný vrch (podľa lokality pri východnom okraji mesta Žiar nad Hronom). Vulkanizmus prebiehal v riečno-jazernom prostredí, čo bolo príčinou freatopyroklastických erupcií pri styku vystupujúcej lávy s vodou nasýtenými sedimentmi, prípadne priamo s jazernou vodou.

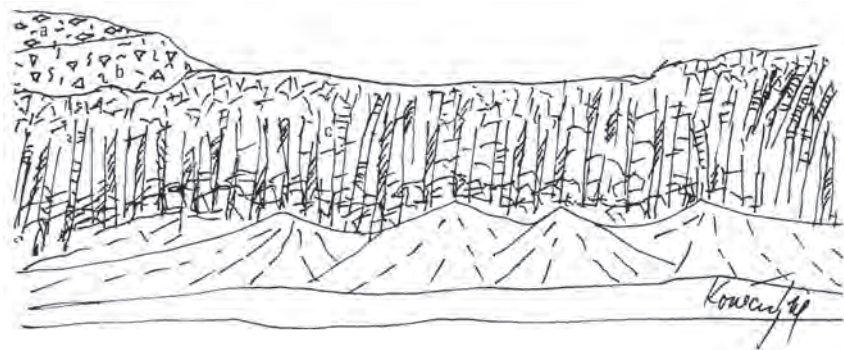
Severozápadne od Šášovského Podhradia je v opustenom lome odkrytý lávový prúd bazaltického pyroxenického andezitu leukokrátneho typu (s nízkym obsahom pyroxénu) obr. 1., foto 1., 2.

Andezit je tmavosivý, drobnoporfyrický, výrastlice tvorí plagioklas (do 2 – 3 mm), zriedkavé výrastlice pyroxénov tvorí hyperstén a augit. Základná hmota hyalopiliticko-pilotaxitická je tvorená drobnými ihličkovitými mikrolitmi plagioklasu, ojedinele pyroxénmi a vulkanickým sklom.

Odlučnosť andezitu je hrubostĺpcová, subvertikálna s prechodom vo vrchnej časti do troskovo-blokových lávových brekcií. V severnej časti lomovej steny je vyvinutá stĺpcová



Foto 1. V stene opusteného lomu Ladomer pri obci Šášovské Podhradie je odkrytý lávový prúd bazaltického andezitu. Odlučnosť je nepravidelne bloková, vo vrchnej časti je odlučnosť prevažne podľa subvertikálnych plôch (© P. Pachinger).



Obr. 1. Opustený kameňolom Ladomer pri Šášovskom Podhradí (© V. Konečný):

a) – svetlé pemzové tufy, b) – tmavé tufy s prechodmi do troskových brekcií, c) – lávový prúd s blokovo stĺpcovou odlučnosťou vo vrchnej časti s prechodom do lávovej brekcie.



Obr. 2. V pravej časti lomovej steny je vyvinutá stĺpcová odľučnosť podľa polygonálnych plôch so subvertikálnym priebehom, lokálne nadobúda odľučnosť radiálnu orientáciu – ľavá vrchná časť (© V. Konečný).

polygonálna odľučnosť so subvertikálnou orientáciou (foto 3., 4.). Lokálna orientácia stĺpcovej odľučnosti nadobúda vejárovitý až radiálny charakter (obr. 2.).

Stĺpcová odľučnosť vzniká vo fáze tuhnutia a kryštalizácie lávového telesa. V dôsledku zmenšovania objemu telesa v ňom dochádza k vnútorným napätiam, vyrovnávaných

vznikom odľučnosti podľa plôch kolmých na povrch chladnutia. V prípade plochého rovinatého reliéfu, po ktorom sa lávový prúd pohybuje, vzniká subvertikálna až vertikálna stĺpcová odľučnosť. Radiálna odľučnosť je výsledkom lokálnych tepelných anomálií v lávovom telese. Lávový prúd je uložený na ryolitových tufoch s úlomkami ryolitov, čo svedčí o jeho mladšom veku vo vzťahu k ryolitovému vulkanizmu.

V nadloží lávového prúdu sú uložené produkty freatickej a freatomagmatickej aktivity tvorené úlomkami pórovitého až troskovitého andezitu (úlomky sú nazelenalé, palagonitizované). Značný objem cudzorodých úlomkov bol vynesenej pri freatických erupciách z podložia lávového prúdu na povrch. Úlomkový materiál pochádza hlavne z ryolitových tufov, časté sú aj obliaky andezitov. Vo vyššej úrovni uloženín freatických erupcií narastá objem pemzového tufu podobného zloženia, ako je lávový prúd, čo svedčí o prechode freatických erupcií (sú to erupcie vodných pár) do freatomagmatických erupcií, kedy sú erupované aj častice explozívne roztrhanej lávy.



Foto 2. V nadloží lávového prúdu je uložená trosková breccia – ľavý vrchný okraj a vyššie svetlé pemzové tufy – pravý vrchný okraj (© P. Pachinger).



Foto 3. Pohľad na stĺpcovú odľučnosť v pravej časti lomovej steny (bližšie k Hronu). Stĺpce polygonálneho typu sú orientované subvertikálne (© P. Pachinger).



Foto 4. Detail stĺpcovej odľučnosti podľa 5–6 bokých plôch. Stĺpce sú mierne sprehybané s vlnkovitým drsným povrchom (© P. Pachinger).

## Geotop č. 70

## Šibeničný vrch

## freatický kužeľ a prienik bazaltického andezitu

Vulkanizmus bazaltických andezitov v období panónu (zhruba pred 9 miliónmi rokov) nasledoval po ryolitovom vulkanizme. Denudačné zvyšky tohto vulkanizmu, nahromadené pri východnom okraji Žiarskej kotliny, reprezentujú dajky, prieniky, neky, ložné intrúzie, lávové prúdy a zvyšky freatopyroklastického kužeľa a freatopyroklastík. Tieto telesá vystupujú v prostredí starších ryolitových tufov a ryolitov jastrabskej formácie alebo ich pokrývajú. Relikty telies bazaltických andezitov sú podľa typovej lokality zahrnuté do komplexu Šibeničný vrch.

Časť tufového kužeľa, ktorý bol vybudovaný v priebehu freatických a freato-magmatických erupcií, je odkrytá pri východnom okraji mesta Žiar nad Hronom (obr. 1., foto 1., 2.).

Pyroklastický materiál tvorí polohy s úklonom na juhozápad a juh, ktoré vznikli opakujúcimi sa erupciami freato-magmatického typu (erupcie vyvolané stykom vystupujúcej magmy s vodným prostredím, alebo vodou nasýtenými sedimentmi). Vulkanický popolovo-lapillový materiál bol na svahy kužeľa transportovaný prostredníctvom bazál-

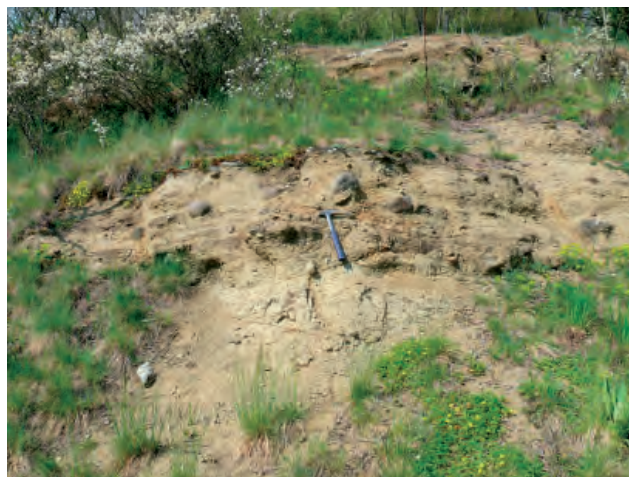
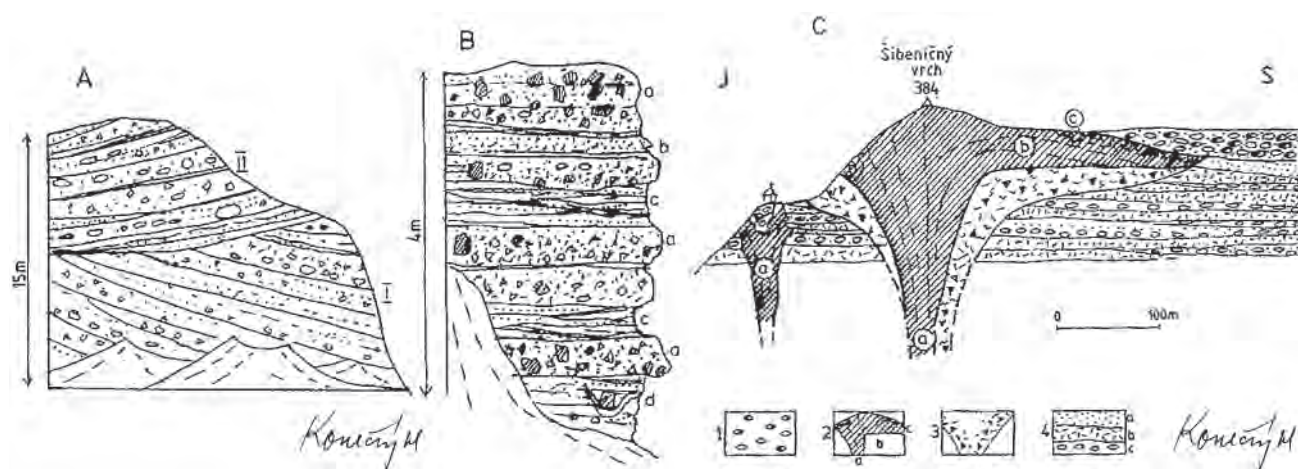


Foto 1. Spodná časť tufového kužeľa tvorená striedaním hrubozrnných a jemnozrnných palagonitizovaných tufov s obliakmi ryolitov a andezitov vnesených pri erupciách z podložja (© P. Pachinger).

ných prívalov (base surge), ako aj pádom z atmosféry. Väčšie úlomky a drobné vulkanické bomby a trosky vyvrhované z krátera sa pohybovali po balistických dráhach a padali na svah tufového kužeľa.



Obr. 1. Produkty vulkanizmu bazaltického andezitu formácie Šibeničný vrch pri východnom okraji Žiarskej kotliny (J. Smolka a kol., 2005):

A – freatopyroklastický kužeľ na juhozápadnom svahu pod kótou 384 Šibeničný vrch východne od Žiaru nad Hronom. I – starší pyroklastický kužeľ s úklonmi 25 – 30 stupňov na juh tvoria striedajúce polohy jemnozrnných a hrubozrnných palagonitizovaných tufov s úlomkami bazaltov a obliakmi ryolitov a andezitov pochádzajúcich z podložja, II – mladší freatopyroklastický kužeľ s úklonmi vrstiev 15 – 20 stupňov na severozápad tvorený podobne striedaním jemnozrnných a hrubozrnných palagonitizovaných tufov s časťami obliakmi andezitov a ryolitov;

B – detail stavby pyroklastického kužeľa: a) – drobnoulomkové brekie s fragmentmi bazaltického andezitu a obliakmi hornín podložja (ryolity, andezity, kremence, kryštalínium), b) – palagonitizovaný strednozrnný až hrubozrnný tuf, c) – jemnozrnný tuf s textúrou typu basse surge (pyroklastických prívalov), d) – impaktné štruktúry po dopade fragmentov bazaltických andezitov a úlomkov hornín podložja s deformáciou podložných vrstiev;

C – prienik bazaltického andezitu cez súvrstvie jastrabskej formácie východne od Žiaru nad Hronom: a) – bazaltický andezit s blokovou odlučnosťou, b) – epiklastické vulkanické pieskovce, tufy a konglomeráty jastrabskej formácie, c) – sutina. 1. terasové štrky tvorené obliakmi ryolitov a andezitov, 2. prienik bazaltického andezitu s prechodom do lávového prúdu, 3. brekie a tufy vo výplni diatrémy (vulkanického prívodu), 4. ryolitové štrky, hrubozrnné a jemnozrnné tufy jastrabskej formácie.



Foto 2. Detail zvrstvených tufov vrchného kužeľa s obliakmi ryolitov, andezitov a kremencov (© P. Pachinger).



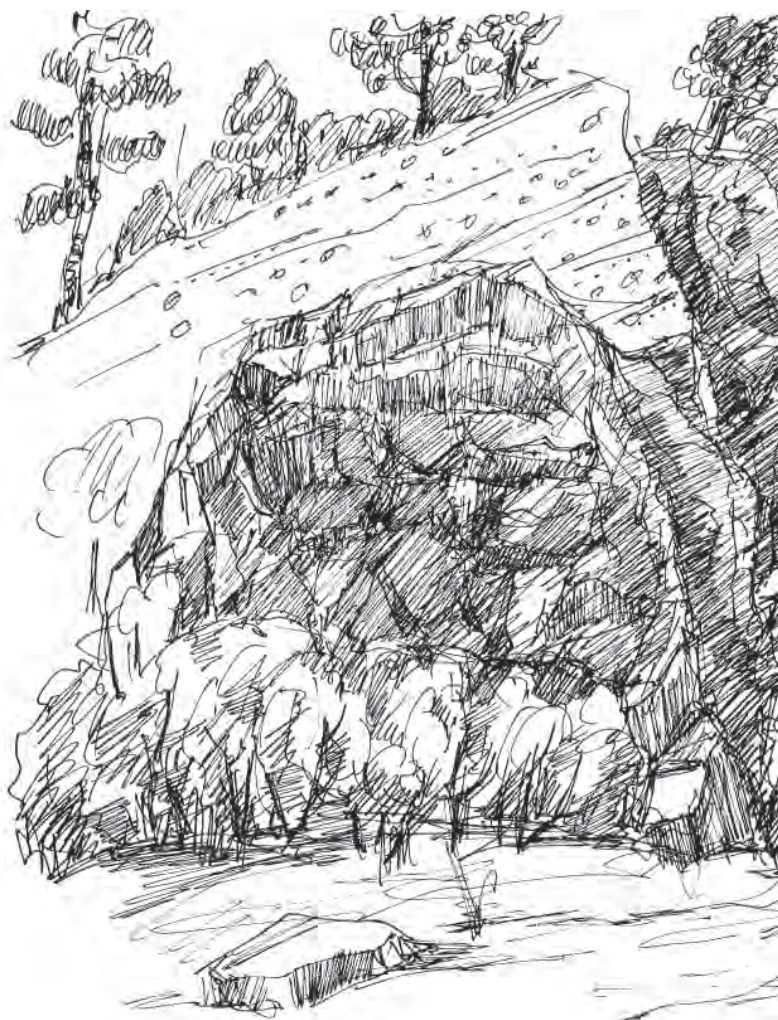
Foto 3. V spodnej časti sú uloženiny jemnozrnného tufu s textúrami typu basse surge (bazálny prívál). Vyššie sú polohy hrubozrnejších tufov s úlomkami bazaltu a obliakmi hornín z podložia, striedajúce sa s jemnozrnnými tufmi (© P. Pachinger).

Zvrstvený pyroklastický materiál s textúrami typickými pre bazálne prívály (base surge) tvoria útržky svetlozeleného palagonitizovaného bazaltu, pemz a materiál pochádzajúci z podložínych terasových sedimentov (andezitové a ryolitové obliaky), ktorý bol vyvrhnutý na povrch pri freatických explóziách, pri ktorých hlavnú úlohu zohrali explózie plynov a vodných pár (obr. 1. A, foto 3).

Ojedinelé fragmenty bazaltického andezitu a bomby tvoria po dopade na tufové uloženiny výrazné impaktné štruktúry (obr. 1. B).

Cez freatomagmatický kužeľ preniká teleso bazaltického andezitu, ktoré v smere na sever prechádza do hrubého a krátkeho lávového prúdu (obr. 1. C).

Na juhovýchodnom okraji Šibeničného vrchu preniká teleso bazaltického andezitu cez konglomeráty a pieskovce s materiálom ryolitov, ktoré predstavujú terasové uloženiny Starého Hrona (obr. 2., foto 4.).



Obr. 2. Prienik bazaltického andezitu cez štrkovo-piesčité terasové sedimenty. Účinkom intrúzie sú sedimenty vyzdvižené a deformované (© V. Konečný).



Bazaltický andezit je tmavý, sivočierny, výrastlice tvorí plagioklas, pyroxény (augit, hyperstén) a ojedinelý olivín. Základná hmota je doleriticko-trachytická, tvorená drobnými zrnami plagioklasu, pyroxénov, olivínu a magnetitu.

Radiometrickým datovaním K/Ar metódou telies bazaltického andezitu bol v širšom okolí zistený vekový interval  $11,0 - 8,2 \pm 0,5$  mil. r., ktorý odpovedá obdobiu vulkanickej aktivity v období panónu (K. Balogh, V. Konečný, J. Lexa, 1998).



Foto 5. Detail vrchnej časti lomu odкрýva terasové sedimenty, ktoré sú uklonené vzhľadom na výzdvihom intrúzie. V pravej časti sú sedimenty strmou uklonené v opačnom smere (© P. Pachinger).

Terasové sedimenty sú účinkom vystupujúcej intrúzie vyzdvihnuté, deformované a rozlamané (foto 5).

V strednej časti lomovej steny preráža intrúzia cez uvedené sedimenty. Intruzívne teleso predstavovalo jeden z prírodných systémov k lávovému prúdu, ktorý na povrchu pokrýva freatopyroklastiká tufového kužeľa.

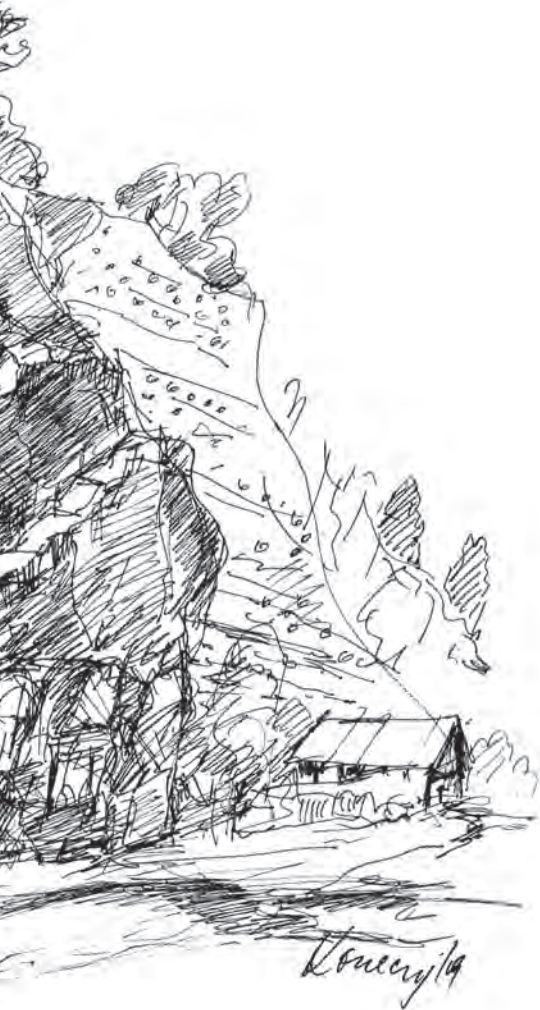
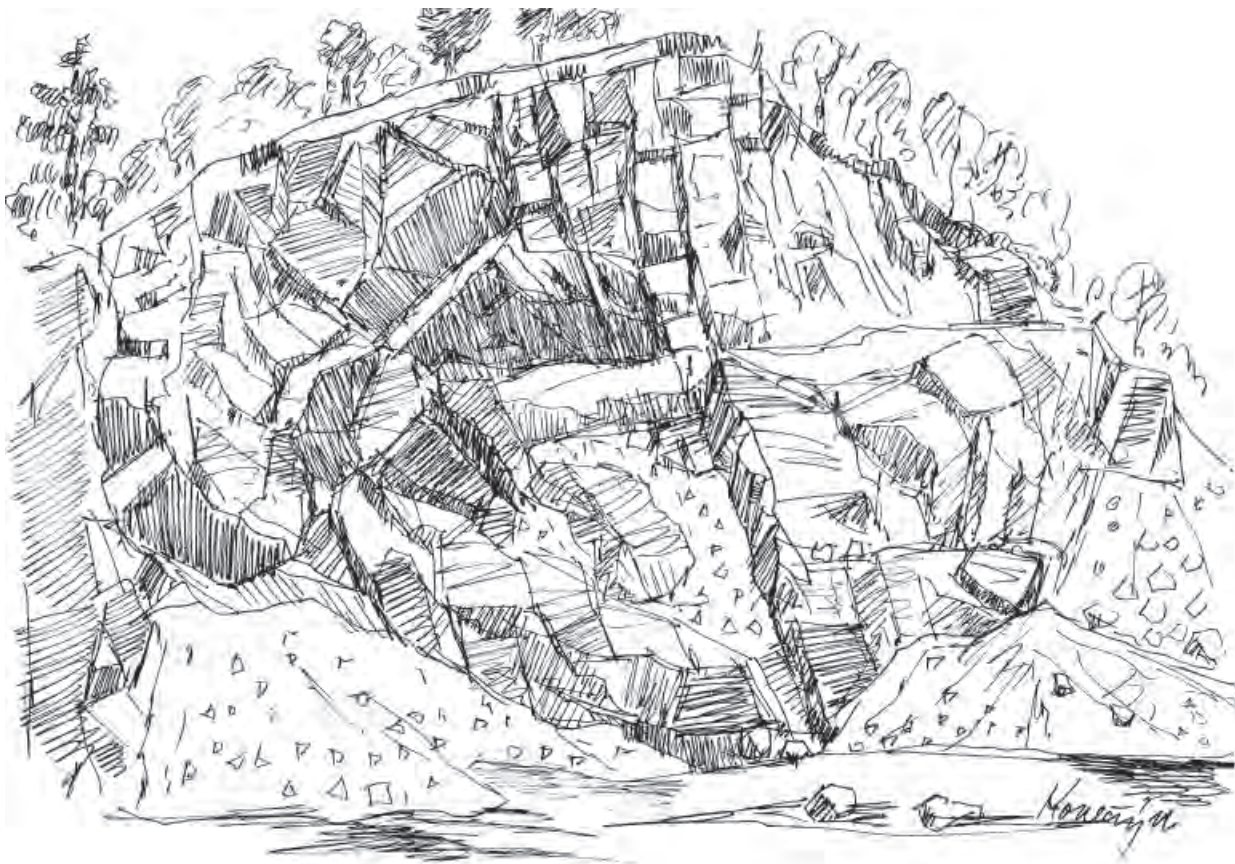


Foto 4. Celkový pohľad na prienik bazaltického andezitu cez piesčito-štrkové terasové sedimenty (© P. Pachinger).

# 11. Územný celok turizmu Zvolen



Obr. 2. Andezitový lom na južnom svahu kóty 502,6 Homolka v doline rieky Neresnica pri osade Breziny. Andezit s hruboblokovou odlučnosťou s náznakmi hrubostĺpcovej odlučnosti podľa subverikálnych plôch – stredná časť lomovej steny (© V. Konečný).

## Geotop č. 71

### Breziny – Široká Homolka extruzívny dóm andezitu s granátom

Aktivita andezitového vulkanizmu v oblasti stredného Slovenska začala v období spodného bádenu, výstupom extruzívnych telies hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom. Výstup týchto telies bol spätý s rozpadom územia na systém hrastí a depresí (grabenov) v dôsledku extenzných procesov (procesy roztahovania), ktoré v období mladšieho neogénu panovali na vnútornej strane karpatského oblúka. Extruzívne telesá vystupovali najmä pozdĺž zlomov a zlomových zón, ktoré ohraničovali vznikajúce grabenové depresie a hraste (vystupujúce bloky). Grabenové depresie boli v južnej časti územia zaplavované morom, ktoré v smere na sever prenikalo do

grabenových depresí v oblasti stredného Slovenska (zvolenská, žiarska a handlovska depresia), a tieto sa neskôr následkom ich izolácie v dôsledku vulkanickej činnosti menili na jazerá.

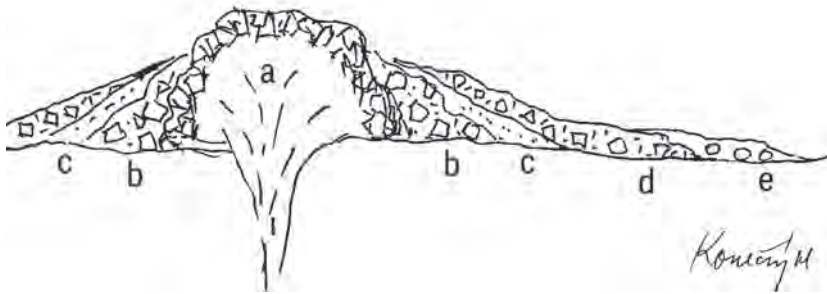
Extruzívne telesá andezitov s granátom, v dôsledku ich viskozity (zníženej schopnosti tečenia), nevytvárali typické lávové prúdy, ale naopak sa lávové masy vystupujúce pozdĺž zlomov hromadili v okolí výstupových ciest a vytvárali kupulovité formy označené ako *extruzívne dómy* (obr. 1).

Povrchové, rýchlejšie tuhnúce časti pri raste a rozširovaní dômov podliehali brekciácii a explozívnej deštrukcii, pričom úlomkový až blokový materiál bol hromadený v ich bezprostrednom okolí, prípadne bol transportovaný do väčšej vzdialenosti prostredníctvom pyroklastických prúdov, úlomkových prúdov a laharov.

Extruzívne telesá andezitov s granátom a ich vulkanoklastiká, vystupujúce na povrch v rôznych častiach stredoslovenského neovulkanického areálu (Kremnické vrchy, Vtáčnik), sú podľa ich typického výskytu na svahu doliny rieky Neresnica, začlenené do *neresnickej formácie*.

Na južnom svahu Široká Homolka (k. 502,6), pri osade Breziny (dolina rieky Neresnica, južne od Zvolena) je lomom otvorené extruzívne teleso andezitu s granátom (obr. 2., foto 1.).

Andezit sa vyznačuje hruboblokovou odlučnosťou (ľavá časť lomu), v strednej časti lomu podľa strmých subvertikálnych plôch. Lokálne je možné pozorovať striedanie svetlejších a tmavších (sklovitejších) pásikov



Obr. 1. Schéma extruzívneho dómu a hruboblokového materiálu uloženého v jeho okolí (J. Smolka a kol., 2005):

a – etruzívny dóm s povrchovou zbrekčovatenou kôrou, b – hrubé blokové brekcie uložené pri úpätí extruzívneho dómu, c – epiklastické vulkanické pieskovce, d – chaotická laharová brekcia, e – hruboblokový až blokový epiklastický vulkanický konglomerát.

so strmým priebehom, ktoré vznikli počas výstupného pohybu (prúdenia) lávy, reprezentujúcich textúry fluidality. V ich smere sú často orientované dlhším rozmerom stĺpčiky amfibolu.

Andezit je hruboporfyrický, sivý až sivozelený, výrastlice tvorí plagioklas (3 – 5 mm), amfibol (5 – 6 mm až 1 cm), pyroxény, hyperstén, augit), ojedinele kremeň a granát (almandin) do 0,5 až 1 cm. Základná hmota je mikroliticko-skrytokryštalická (pri okrajoch telesa), v strednej časti telesa prechádza do mikroalotriomorfne zrnitej. Andezit je postihnutý autometamorfnými premenami, najmä chloritizáciou.

V andezite sú často uzatvárané úlomky starších hornín, najmä kryštalínika (granitoidy a kryštalické bridlice).

Pri okrajoch je extruzívne teleso lemované pásmami extruzívnych brekcií a ďalej od okrajov sú uložené hrubé až blokové brekcie.

Radiometrickým datovaním andezitu K/Ar metódou bol získaný údaj  $15,9 \pm 1,2$  mil. r. (V. Konečný, G. P. Bag-

dasarjan, D. Vass, 1969), ktorý odpovedá spodnému bádenu.



Foto 1. Celkový pohľad na lomovú stenu v etruzívnom dóme hypersténicko-amfibolického andezitu s granátom (© P. Pachinger).



## Geotop č. 72

**Breziny – Podzámčok**

*hrubé až blokové brekcie,  
konglomeráty, laharové  
brekcie*

Na strmých svahoch, západne nad riekou Neresnica (v oblasti medzi osadou Breziny a obcou Podzámčok) sú odkryvy hrubých až blokových brekcií, konglomerátov, laharových brekcií a epiklastických vulkanických brekcií patriacich k neresnickej formácii.

Laharové brekcie, vystupujúce v skalných odkryvoch, sú tvorené hrubým až blokovým andezitovým materiálom variabilných rozmerov, od úlomkov niekoľko cm až do blokov 0,5 – 2,5 m, ojedinele až do 5 m, (obr. 1., foto 1.).

Bloky sú prevažne ostrohranné (angulárne) až subangulárne, ojedinele suboválne. Uloženie je chaotické. Matrix tvorí výplň medzi blokmi je zrnitý, piesčitý s drobnými ostrohrannými úlomkami. Občas sú prítomné úlomky pemz. Styk bázy s podložím je ostrý, diskordantný.



Brekcie predstavujú uloženiny masových gravitačných prúdov, ktorými bol transportovaný úlomkový materiál po uklonenom svahu do nižších úrovní vulkanického svahu.

Hrubé až blokové konglomeráty tvoria nepravidelné polohy, oddeľujúce telesá chaotických brekcií. Vyznačujú sa vysokým stupňom opracovania a triedenia materiálu. Matrix je piesčitý zrnitý s drobnými opracovanými úlomkami (obr. 2., foto 2.).



Foto 1. Chaotická laharová brekcia, tvorená úlomkovým až blokovým andezitovým materiálom s nízkym stupňom opracovania (© P. Pachinger).



Obr. 1. Laharovú brekciu tvorí v skalnom odkryve na svahu doliny nad riekou Neresnica hruboúlomkový až blokový andezitový materiál s chaotickým uložením (© V. Konečný).

Polohy epiklastických vulkanických brekcií, tvorené drobnou až hruboúlomkovým andezitovým materiálom, sa na rozdiel od laharových brekcií vyznačujú triedením úlomkového materiálu a jeho zvrstvením a vyšším opracovaním. Matrix je piesčitý s podielom ílovitej zložky.



Foto 2. Detail hruboblokového epiklastického vulkanického konglomerátu dokumentuje vysoký stupeň opracovania blokového materiálu, uloženého s výrazným triedením. Matrix je piesčitý, svetlosivý (© P. Pachinger).



Obr. 2. Hruboblokový epiklastický vulkanický konglomerát s čiastočne až dobre opracovanými blokmi andezitu do veľkosti 0,6 m až 1,0 m (© V. Konečný).

Brezinami a Podzámčokom, predstavujú produkty deštrukcie andezitových telies a následného transportu

prostredníctvom gravitácie, masových úlomkových prúdov (laharov), fluvialných tokov a splachov.



Obr. 3. V skalnom odkryvie, pri úpätí svahu doliny rieky Neresnica pod kótou 387,1 Vršok, pri Mlyne západne od obce Podzámčok je striedanie polôh drobnoulomkových brekcií (uloženie úlomkových prúdov) a hruboulomkových až blokových laharových brekcií (vo vrchnej časti skalného odkryvu). Polohy brekcií sú oddeľované vložkami až tenkými polohami epiklastických vulkanických pieskvcov (© V. Konečný).

Epiklastické vulkanické brekcie sa striedajú s polohami laharových brekcií, konglomerátov a pieskvcov. Vo väčšej vzdialenosti od extruzívnych telies, svahy pod Vršok (k. 387,1 pri Mlyne, západne od obce Podzámčok) sa striedajú polohy chaotických brekcií tvorených hruboulomkovým až blokovým materiálom s polohami s drobnoulomkovým materiálom, oddelovaným polohami pieskvcov (obr. 3., foto 3.).

Vulkanoklastické horniny variabilného litologického zloženia, vystupujúce v odkryvoch na svahu medzi

Foto 3. dokumentuje pravú časť obr. 3. V spodnej časti je drobnoulomková brekcia úlomkového prúdu, vo vrchnej časti nasadá hruboulomková až laharova brekcia (© P. Pachinger).



## Geotop č. 73

**Dobrá Niva – Žigovci**  
**extrúzia pyroxenicko-amfibolického andezitu**

Extruzívne teleso pyroxenicko-amfibolického andezitu, otvorené lomom na svahu západne od vodnej nádrže v blízkosti samoty Žigovci (severozápadne od obce Dobrá Niva), predstavuje jedno z radu telies v rámci neresnickej formácie v jej južnom pokračovaní (obr. 1., foto 1.).

Andezit extruzívneho telesa je tmavosivý, stredne až hruboporfyrický, výrastlice tvorí plagioklas (2 – 3 mm), pyroxény (1 – 2 mm), amfibol do 3 – 4 mm (ojedinele do 8 mm až 1 cm). Odlučnosť andezitu je nepravidelne blokovaná s prevahou plôch so subvertikálnou odlučnosťou podľa 115 SE/70° (foto 2.).

V pravej časti lomovej steny je výrazné páskovanie so striedaním svetlých a tmavších pásov s orientáciou v smere 118 SW/43 – 45°.

Časté sú uzavreniny hornín z podložia, prevažne kryštalických bridlíc.

Andezitové teleso odpovedá na základe uvedených znakov forme extruzívneho typu (extruzívny dóm), formovanej výstupným pohybom viskózne lávy.



Obr. 1. Opustený lom v blízkosti samoty Žigovci odкрýva vnútornú stavbu extruzívneho telesa. Andezit sa vyznačuje nepravidelnou hruboblokovou odlučnosťou, vo vrchnej časti skálnej steny prevláda odlučnosť podľa subvertikálnych plôch (© V. Konečný).



Foto 1. Celkový pohľad na stenu opusteného lomu v blízkosti samoty Žigovci (© P. Pachinger).



Foto 2. V stenách lomu je andezit s blokovo odlučnosťou prevažne podľa subvertikálnych plôch (© P. Pachinger).

## Geotop č. 74

**Tri kamene****prechod extrúzie do lávového prúdu**

Opustený lom v oblasti vrchu Tri kamene (kóta 834), západne od obce Dobrá Niva, odкрýva vnútornú stavbu extruzívneho telesa (extruzívneho dómu) so znakmi prechodu do lávového prúdu.

Teleso biotiticko-amfibolického andezitu je súčasťou výplne štíavnickej kaldery v jej východnej časti.

Andezit je sčasti napenený, v dôsledku oxidácie Fe zložky nadobúda hnedočervené odtiene. Miestami je andezit silne pórovitý a sklovitý. Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 4 mm), amfibol (do 4 – 6 mm), biotit (do 2 – 4 mm). Základná hmota je mikroliticko-hyalinná. Časté sú dutiny (litofýzy) po unikajúcich plynoch.

Lom je dvojetážový. V spodnej etáži je andezit s odľučnosťou prevažne podľa strmých plôch (obr. 1., foto 1.).

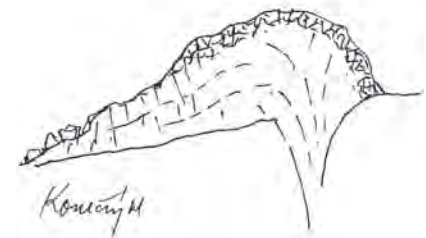
Vo vrchnej etáži je andezit s blokovo až zhruba stĺpcovitou odľučnosťou. Pribeh plôch fluidality sa mení od úklonu 35 – 40° až do subhorizontálneho úklonu (obr. 2., foto 2., 3., 4.).



Obr. 2. Vo vrchnej etáži je odkrytý andezit s blokovo až zhruba stĺpcovitou odľučnosťou. Plochy fluidality sa menia od úklonu 35 – 40° až do subhorizontálneho úklonu (© V. Konečný).



Obr. 1. V spodnej etáži opusteného lomu na lokalite Tri kamene je odkrytý andezit s odľučnosťou prevažne podľa strmých, subvertikálnych plôch (© V. Konečný).



Obr. 3. Schéma extruzívneho dómu s prechodom do lávového prúdu (© V. Konečný).



Foto 1. Andezit spodnej etáže s hrubostřpcovou odlučnosťou, v pravej časti zóna drvenia s vertikálnou orientáciou a rozpadom na drobné ostrohranné úlomky (© P. Pachinger).

Táto skutočnosť poukazuje na teleso s vejárovitým rozložením plôch fluidality (extruzívny dóm) s prechodom do lávového prúdu (obr. 3.).

V minulosti bol andezit ťažený v lome Tri kamene pre potreby stavebníctva (úprava ciest, základový a kresaný kameň).



Foto 3. Detail nepravidelne hruboblokovej odlučnosti v ľavej časti lomovej steny vo vrchnej etáži (© P. Pachinger).



Foto 4. Detail pravej časti lomovej steny hornej etáže, andezit s náznakmi hrubostřpcovej odlučnosti so subvertikálnou orientáciou (© P. Pachinger).



Foto 2. Celkový pohľad na lomovú stenu vrchnej etáže. Andezit s hruboblokovou odlučnosťou – ľavá časť s náznakmi hrubostřpcovej odlučnosti – pravá časť (© P. Pachinger).

## Geotop č. 75

### Čertova skala

#### laharová brekcia

Po vzniku štíavnickej kaldery (pri rozhraní bádenu a sarmatu) došlo počas sarmatu k obnoveniu vulkanickej aktivity z viacerých erupčných centier a k vývoju parazitických (resp. satelitných) vulkánov v oblasti kaldery a na stratovulkanickom svahu. Jedným z týchto vulkánov bol v severnom priestore kaldery *breznický vulkán* menších rozmerov. Relikty vulkanických produktov sa v podobe lávových prúdov a vulkanoklastík nachádzajú v severnej časti kaldery, prevažne však na severnom svahu stratovulkánu, kde tvoria výplň paleodoliny pokračujúcej zo severného svahu Štiavnickeho stratovulkánu do južnej časti Kremnických vrchov. Vulkanoklastické horniny tejto výplne vystupujú v rade skalných odkryvov na južnom svahu Boky – Čertova skala k. 567. Skalné odkryvy sprístupňuje náučný chodník, ktorý začína na východnom okraji chrbita, pri vstupe do bočnej doliny od hlavnej cesty cca 1,5 km západne od obce Budča.



Predmetnú lokalitu reprezentujú skalné odkryvy laharovej brekcie pod k. 567 Čertova skala a bralo s balvanom tzv. viklan.

Chaotická laharová brekcia je uložená v nadloží polohy epiklastickej vulkanickej brekcie – konglomerátu, vyznačujúcej sa vyšším stupňom opracovania a triedenia úlomko-



Foto 1. Skalné bralo tvorí chaotická laharová brekcia uložená na polohe brekcie – konglomerátu a na epiklastickom vulkanickom pieskovci (bezprostredné podložie laharovej brekcie). Vyššie andezitový blok s odlučnosťou podľa radiálnych trhlín (© P. Pachinger).



Obr. 1. Skalné bralo na svahu Čertovej skaly tvorí chaotická hruboúlomková až bloková laharová brekcia, uložená na polohe triedenej brekcie – konglomerátu a epiklastických vulkanických pieskovcov (spodná časť). V brekcii je blok s odlučnosťou podľa radiálnych trhlín – pozri šípku (© V. Konečný).



Foto 2. Detail bloku s radiálnou odlučnosťou pri okrajoch vyvolanej prudkým ochladením žeravého bloku (typ štruktúry chilled margin). Štruktúra vzniká v dôsledku styku žeravej lávy s vodným prostredím a následným rozpadom lávového prúdu alebo extrúzie na bloky (© P. Pachinger).



Foto 3. Skalné bralo tvorí drobnoušlomková chaotická brekcia (úlomkový prúd) uložená na polohe hrobušlomkovej až blokovej brekcie (pri spodnom okraji). Vo vrchnej časti je vložka epiklastického vulkanického pieskovca a vyššie v nadloží je hrubobloková chaotická brekcia laharového prúdu – vrchná časť (© P. Pachinger).



Obr. 2. Takmer izolovaný blok, na polohe chaotickej brekcie, pripomína čertovu hlavu, pozerajúcu sa do doliny rieky Hron (© V. Konečný).

vého materiálu uloženého v tufovo-piesčitom matrixe. Na polohe brekcie – konglomerátu je uložená chaotická laharová brekcia s ostrým diskordantným stykom bázy s podložíom so znakmi erodovania podkladu (obr. 1., foto 1., 2.).

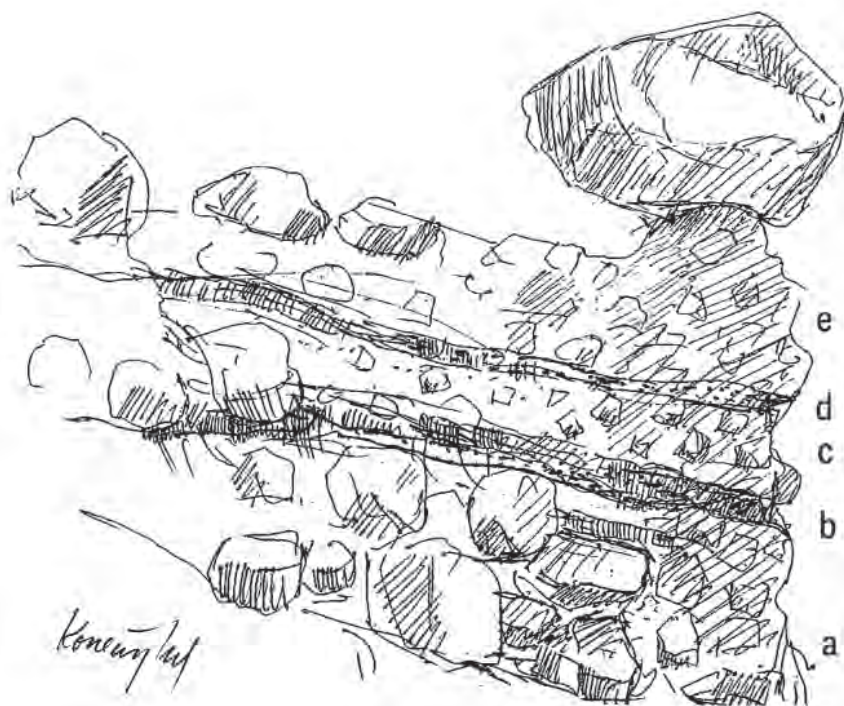
Chaotickú laharovú brekciu tvoria úlomky až bloky andezitu variabilnej veľkosti, väčšinou s rozmermi 5 – 35 cm a podradne až bloky do 2,5 m. Úlomky a bloky sa vyznačujú prevažne angulárnym (ostrohranným) obmedzením, v menšom zastúpení sú bloky s vyšším stupňom opracovania. Matrix je zrnitý, piesčitý s menším obsahom ílovitej zložky. Ojedinele sú prítomné bloky s radiálnou odlučnosťou, ktoré pochádzajú pravdepodobne s dezintegrácie extruzívnych telies alebo lávových prúdov v dôsledku náhleho ochladenia (obr. 1. nad šípku).

V okolí brala laharovej brekcie sú na svahu odkryvy so striedaním laharových brekcií, úlomkových prúdov a konglomerátov s vložkami až polohami epiklastických vulkanických pieskovcov (foto 3.).

Pozoruhodný prírodný útvar predstavuje takmer izolovaný andezitový blok „čertova hlava“, ktorý je len sčasti opretý o svoj podklad. Blok vznikol zvetraním a erozívnym odstránením okolnej horniny (obr. 2.).



Foto 4. Skalné bralo v podloží „čertovej hlavy“ dokumentuje obr. 3. (© P. Pachinger).



Obr. 3. Skalné bralo v podloží „čertovej hlavy“ je budované v smere zdola nahor hruboblokovou laharovou brekciou (a), vyššie nasleduje poloha epiklastického vulkanického pieskovca (b), drobnoušlomková chaotická brekcia (c), nepravidelná poloha epiklastického vulkanického pieskovca (d), a chaotická hruboušlomková až bloková laharová brekcia (e) (© V. Konečný).

V podloží „čertovej hlavy“ je skalné bralo tvorené striedaním hruboblokových a drobnoušlomkovitých chaotických brekcií oddeľovaných vložkami epiklastických vulkanických pieskovcov (obr. 3., foto 4.).

Vulkanoklastický materiál, ktorý tvorí výplň širokej paleodoliny, bol transportovaný splachom gravitačnou energiou prostredníctvom masových prúdov a fluviálnymi tokmi. Vo vrchnej úrovni je výplň paleodoliny prekrytá lávovým prúdom.

## Geotop č. 76

### Pustý hrad

#### chaotické brekcie pyroklastického prúdu

Na severozápadnom svahu chrbta Pustý hrad (k. 571), v nadloží komplexu vulkanoklastík staršej neresnickej formácie (epiklastické vulkanické brekcie pyroxenicko-amfibolického andezitu s granátom), sú uložené chaotické brekcie pyroklastického blokovo-popolového prúdu javorskej formácie.

Chaotická brekcia vystupuje na svahu pri chodníku smerujúceho k ruinám hradu v oblasti vrcholu chrbta v podobe skalného brala s výškou cca 6 – 8 m (obr. 1., foto 1.).

V podloží chaotickej brekcie je silne až extrémne napenená trosko-



Foto 1. Hrubobloková brekcia pyroklastického prúdu na turistickom chodníku k ruinám Pustého hradu. Úlomkový až blokový andezitový materiál je výrazne spekaný s tufovým matrixom (© P. Pachinger).

vá tufobrekcia so znakmi spekania pórovitých fragmentov s matrixom v homogénnu masu. Táto brekcia odpovedá pyroklastickému prúdu s extrémne vysokým stupňom napenenia (vesikulácie) foto 2., 3.



Chaotickú brekciu v nadloží, ktorú tvorí vlastné skalné bralo, tvoria úlomky andezitu s angulárnym až so sférickým až subsférickým omezením (fragmenty s napeneneou stavbou), prevažne vo veľkosti 5 – 25 mm (ojedinele sú prítomné bloky do 30 – 60 cm). Matrix je tufový, tmavosivý a sivohnedý, lokálne načervenalý s hojnými drobnými napenenými fragmentmi. Matrix je tufový, tmavosivý a sivohnedý, lokálne načervenalý s hojnými drobnými napenenými fragmentmi, výrazne konsolidovaný až spekaný (foto 1.).

Fragmenty andezitu chaotickej brekcie pyroklastického prúdu tvorí drobnoporfyrický, pyroxenický andezit s výrazne pórovitou stavbou a vyšším stupňom oxidácie Fe zložky.



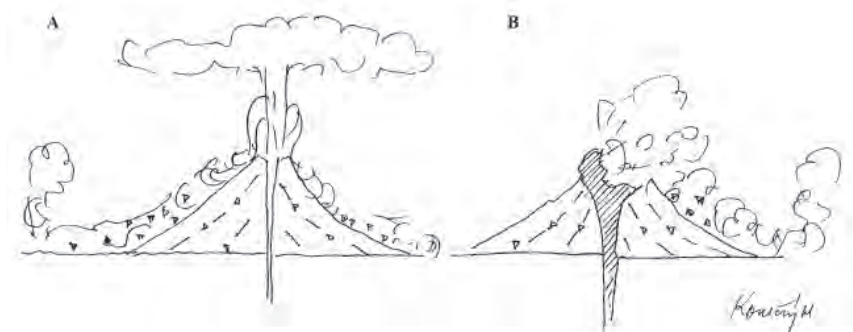
Charakteristické znaky odpovedajú brekcii pyroklastického blokovo-popolového prúdu. Blokovo-popolové prúdy predstavujú horúcu zmes plynov, popola, pemz, fragmentov žeravej lávy v pevnom až polopevnom stave, ktorá sa pohybuje po uklonennom svahu v podobe turbulentného prúdu. Po ukončení pohybu, v dôsledku zvyškovej magmatickej teploty, dochádza ku spekaniu až zváraniu pyroklastického materiálu.

Ku vzniku pyroklastických prúdov dochádzalo v priebehu erupcií vulkánskeho typu, v dôsledku kolapsov erupčívneho stĺpu alebo tiež pri explozívnej deštrukcii extruzívnych dŕmov (obr. 2.).

Výstupom po náučnom chodníku sa dostaneme až na vrchol hrebeňa, kde sa nachádzajú ruiny stredovekého hradu (foto 4.).

Pustý hrad vznikol na mieste staršieho hradiska. Prvá historická zmienka o hrade je v kronike tzv. Anonyma z prelomu 12. a 13. storočia, ktorý uvádza, že Zvolenský hrad bol založený Boršom na prelome 9. a 10. storočia. Hrad bol vojenským a správnym strediskom pravdepodobne už pred

Obr. 1. Chaotická hrubobloková brekcia pyroklastického prúdu na severnom svahu pod Pustým hradom (kóta 571) (© V. Konečný).



Obr. 2. Schéma vzniku dvoch typov pyroklastických prúdov (J. Smolka a kol., 2005):

A – pyroklastický prúd vzniká v priebehu kolapsu erupčívneho stĺpu pri erupciách vulkánskeho typu.  
B – vznik blokovo popolového pyroklastického prúdu je spätý s explozívnu deštrukciou a kolapsom extruzívneho dómu.



Foto 2. Pyroklastický prúd s extrémne vysokým stupňom napenenia – vesikulácie (© P. Pachinger).



Foto 3. Detail bázy pyroklastického prúdu. V podloží je silne až extrémne naplnená brekcia staršieho pyroklastického prúdu (© P. Pachinger).



Foto 4. Zvyšky muriva stredovekého hradu (© P. Pachinger).

začlenením do uhorského štátu, neskôr správnym, vojenským a hospodárskym strediskom kráľovského Zvolenského panstva, obrovského územia od Hontu po Liptov a Oravu, ktoré sa v prvej polovici 13. storočia pretvorilo na Zvolenskú župu. Svojou rozlohou zaberala pôvodne takú veľkú časť stredného Slovenska, že sa z nej v 14. storočí vytvorili ďalšie tri župy – Liptovská, Oravská a Turčianska. Súčasne bol sídlom uhorských kráľov pri ich poľovačkách v tzv. Zvolenskom lese. Postupom času sa hrad dostal mimo dostupných teritórií na trasách diaľkových ciest a prestal tak plniť svoju pôvodnú funkciu správneho, vojenského a hospodárskeho centra. Extrémna poloha sa tak stala jednou z hlavných príčin premiestnenia jeho pôvodných funkcií do nového hradu a jeho postupného zániku. Grafické listy zo začiatku 17. storočia, znázorňujúce mesto Zvolen, označujú tento hrad za ruinu. V roku 1992 začína archeologický výskum, ktorý trvá dodnes. Popri tom sa odkrývajú a konzervujú nadzemné časti murív hradu a hrad tak dostáva novú podobu.



Obr. 1. Celkový pohľad na skalné bralo tvorené brekciou vo výplni vulkanického neku explózívneho typu. V pravej časti neku prevláda hrubobloková brekcia s prevahou ostrohranných (angulárnych) blokov andezitu (© V. Konečný).

## Geotop č. 77

### Turová explózívny nek

Pri obci Turová (cca 200 m severne od kostola) vystupuje nek explózívneho typu v prostredí tufov, pemzových tufov a aglomerátov. Vzhľadom na vyššiu odolnosť voči zvetrávaniu vytvára v súčasnom reliéfe skalné bralo.

Výplň neku tvorí explózívna brekcia so znakmi spekania v podobe chaotickej brekcie s angulárnymi fragmentmi až blokmi celistvého andezitu, veľkosti do 60 – 90 cm (cca 60 %), a sférickými fragmentmi pórovitého andezitu do 40 – 60 cm (cca 20 %) obr. 1., foto 1.

Matrix je tufovo-detritický, spekaný s obsahom drobnej, rozptýlenej pemzy. Fragmenty až bloky vykazujú rôzne stupne dezintegrácie a trieštenia

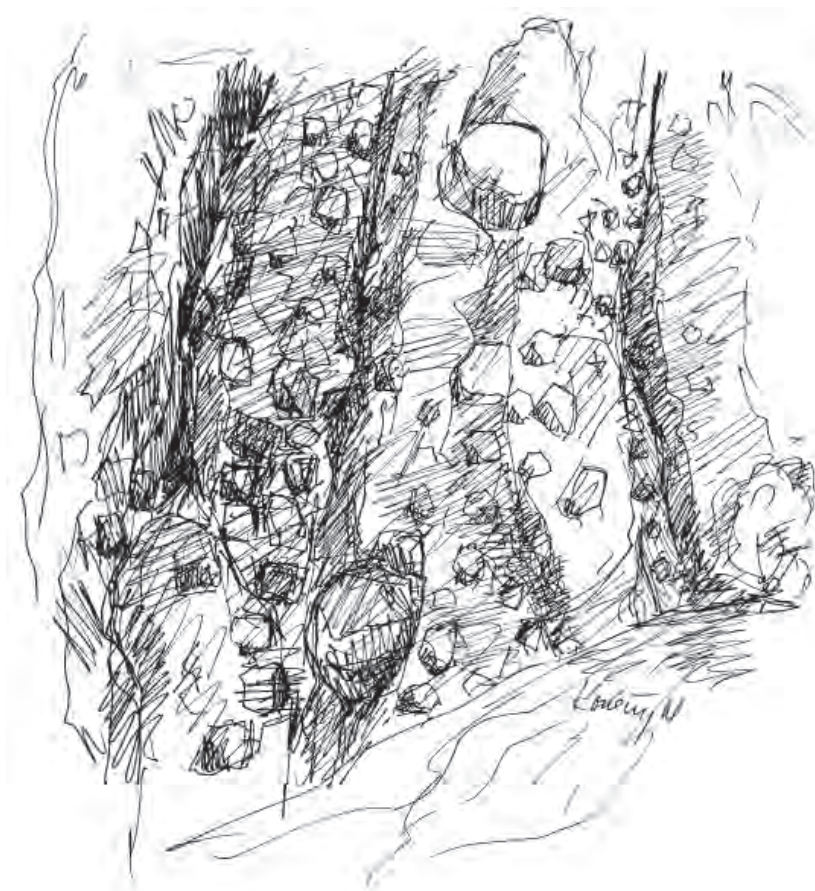


explózívneho typu. V centrálnej časti neku je pri ľavom okraji (obr. 1.) pozorovaný vyšší stupeň spekania a oxidácie matrixu, ktorý je načervenalý a silne konsolidovaný (obr. 2.).

Pri okraji explózívneho neku je stupeň spekania matrixu nižší, prítomné sú väčšie bloky andezitu (foto 2.).



Foto 1. Celkový pohľad na eplozivný nek, v pravej časti je hrubobloková brekcia (© P. Pachinger).



Obr. 2. V centrálnej časti neku (v ľavej časti obr. 1. a foto 1.) je brekcia s drobnejšími fragmentmi vyššieho stupňa pórovitosti a s intenzívnejším spekaním tufovo-detritického matrixu – výrazné sčervenanie (© V. Konečný).

Pri východnom okraji neku sú odkryvy sivomodrých tufov s drobnými úlomkami napeneného andezitu do 2–3 cm (ojedinele do 5–10 cm, foto 3.).

V tufoch sú hojné rozptýlené pemzy veľkosti do 2–3 cm (foto 4.)

Vulkanický nek je považovaný za vulkanické centrum pre erupcie pyroklastických prúdov turovskej formácie sarmatského veku, ktorých relikty vystupujú v okolí.



Foto 2. Hrubobloková chaotická brekcia pri pravom okraji explozívneho neku s nižším stupňom spekania matrixu (© P. Pachinger).



Foto 3. Okryvy pemzových tufov pri pravom okraji explozívneho neku, cez ktoré preniká nekové teleso (© P. Pachinger).



Foto 4. Detail tufu s rozptýlenými úlomkami svetlých pemz (© P. Pachinger).

# 12. Územný celok turizmu Krupina

Geotop č. 78

## Horné Túrovce

### elevácia mezozoicko-paleozoických hornín

V južnej časti morského sedimentačného priestoru vystupovala v období spodného až stredného bádenu elevačná štruktúra predvulkanického podložja, budovaná horninami veporského kryštalinika permu a mezozoika, označená ako *santovsko-turovská elevácia*. Táto elevačná štruktúra limitovala transport hruboúlomkovitého klasického materiálu do priestoru s morskou sedimentáciou južne od elevácie. Pre masové prúdy úlomkovitého materiálu predstavovala neprekonateľnú prekážku, tie končili pri severnom úpätí elevácie (obr. 1.).

Horniny veporského kryštalinika, vystupujú v podobe muskoviticko-chloritických bridlíc s vložkami amfibolitov na povrch v dolinách Olvárskeho a Berinčenského potoka. Fylity s polohami amfibolitov boli zistené vrtom ŠV-8 pri Horných Semerovciach v podloží hornín triasu a permu od hĺbky 1 203,6 m do konca vrtnu.

Horniny permu v podobe metamorfovaných kremitých zlepcov sú odkryté na povrchu severne od Horných Túroviec a boli potvrdené tiež v nadloží hornín kryštalinika vo vrte ŠV-8.

V podobe skalných brál vystupujú horniny permu severne od obce Horné Túrovce na východnom svahu pod Gomboš, pri rieke Krupinica. Skalné bralá tvoria pestrofarebné (červenoľalové, sivozelené) metamorfované kremité zlepence s vyvalcovanými obliakmi kremeňa (obr. 2., foto 1., 2.).



Obr. 2. Skalné bralá na svahu vodného toku Krupinica, severne od obce Horné Túrovce, tvoria metamorfované kremité zlepence permu (© V. Konečný).



Obr. 1. Schéma znázorňuje transport vulkanoklastického materiálu Štiavnického stratovulkánu a jeho uloženie v sedimentačnom bazéne v sublitorálnej zóne. V južnej časti sedimentačného bazénu vystupuje elevácia predvulkanického pobrežia (© V. Konečný).

Morfologická elevácia v južnej časti sedimentačného priestoru, reprezentovaná vystupujúcim chrbtom paleozoicko-mezozoických hornín orientovaným v smere SZZ-JVV, predstavovala výraznú prekážku na morskom dne, ktorá zabraňovala znosu hruboúlomkovitého materiálu do priestoru južne od tejto elevácie (obr. 1).

V nadloží permu sú uložené horniny triasu, ktoré vystupujú na povrch južne od Horných Túroviec, kde sú odkryté t. č. aktívnym lomom. Triasové horniny sú zastúpené svetlosivými kremencomi s polohami kremivými bridlicami (foto 3., 4.).



Foto 1. Skalné bralo na svahu doliny vodného toku Krupinica tvoria metamorfované kremité zlepence permu (© P. Pachinger).



Foto 2. Detail metamorfovaných permských kremitých zlepenčov zobrazuje „valcovanie“ zlepenčov v subhorizontálnom smere účinkom tektonicko-metamorfných procesov (© P. Pachinger).



Foto 3., 4. Svetlosivé až okrovožlté kremenecy a kremité sericitické bridlice sú odkryté v lome južne od obce Horné Túrovce (© P. Pachinger).

## Geotop č. 79

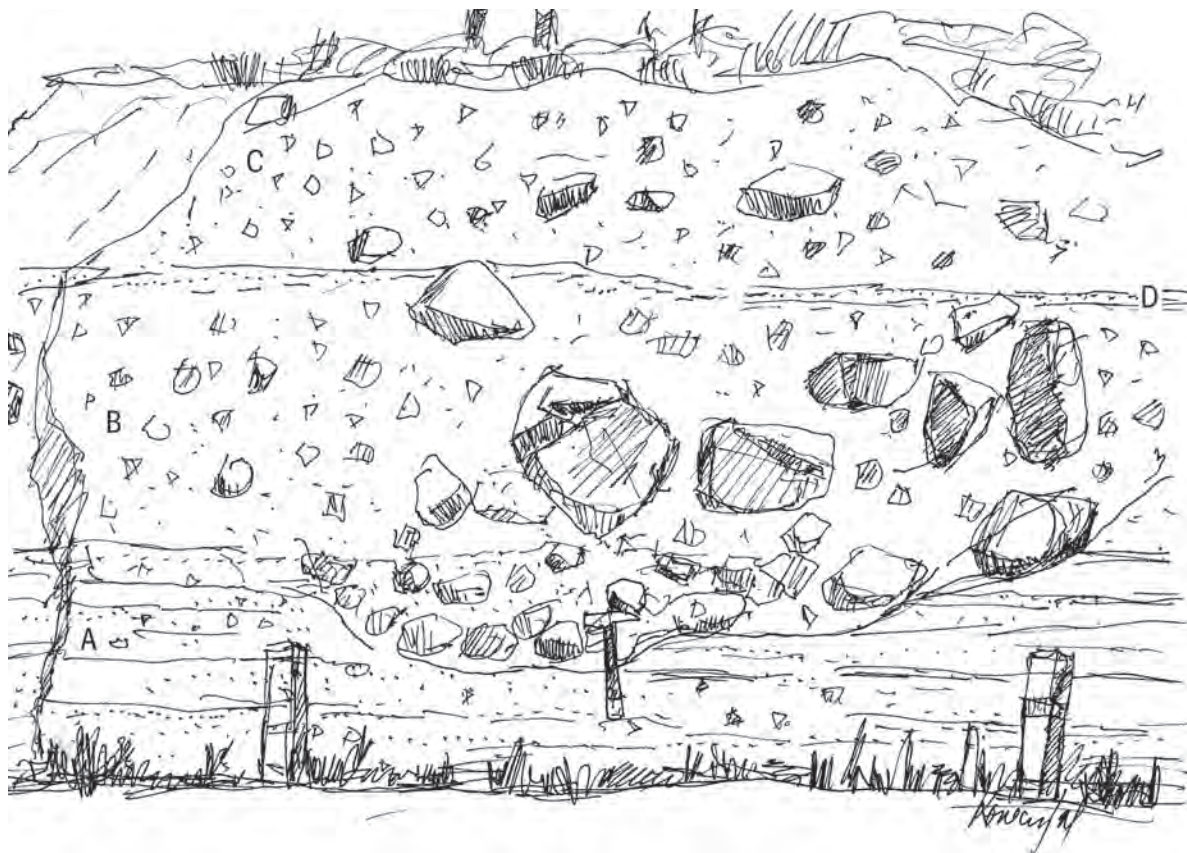
**Hontianské Nemce –  
Dianiš****úlomkové prúdy a lahary  
spodnej stavby Štiavnického  
stratovulkánu**

Južné svahy spodnej stratovulkanickej stavby Štiavnického stratovulkánu budujú v oblasti prechodu do pobrežnej zóny – litorálu prevažne epiklastické vulkanické horniny, zastúpené brekciami, konglomerátmi a pieskovicami, laharovými brekciami a úlomkovými prúdmi, ktoré sú súčasťou prechodnej vulkanickej zóny. Vo vyšších úrovniach stratovulkanického svahu, v nadloží epiklastických súvrství sú uložené chaotické brekcie pyroklastických prúdov a lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických a pyroxenických andezitov.



V záreze štátnej cesty je cca 1 km severne od obce Hontianske Nemce

odkrytý komplex epiklastických vulkanických hornín (obr. 1., foto 1., 2., 3.).



Obr. 1. Odkryv epiklastického súvrstvia v záreze štátnej cesty severne od obce Hontianske Nemce na západnom úpätí kóty Dianiš. Je uložené na južnom svahu Štiavnického stratovulkánu v oblasti prechodu do pobrežnej zóny. Erozívny zárez v epiklastických pieskovicoch (erozívny kanál) je vyplnený chaotickou hruboblokovou laharovou brekciou. V nadloží tenkej polohy pieskovca je uložené teleso vyššieho lahary s drobnouúlomkovým materiálom (© V. Konečný).

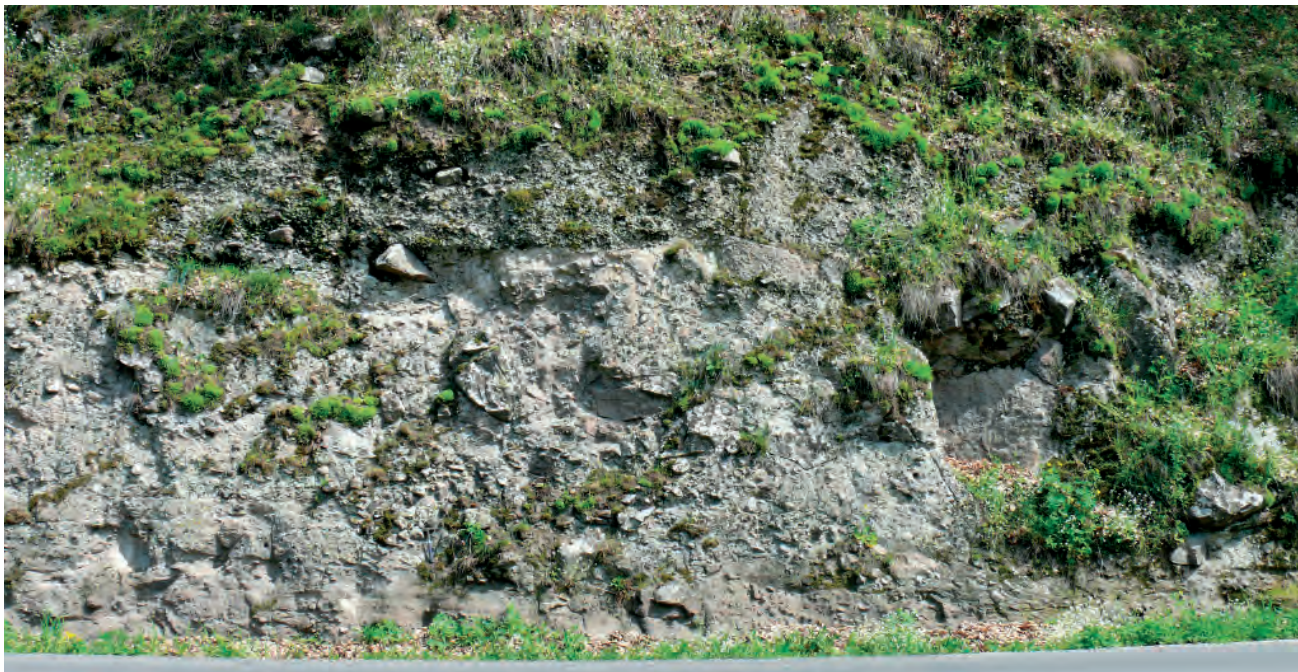


Foto 1. Celkový pohľad na epiklastický komplex v záreze štátnej cesty severne od obce Hontianske Nemce. V ľavej spodnej časti sú epiklastické vulkanické pieskovce s drobnouúlomkovým andezitovým materiálom narušené erozívnym zárezom, ktorý v spodnej časti vyplňuje drobný konglomerát a v jeho nadloží je uložená hrubobloková chaotická laharová brekcia. Vo vrchnej časti odkryvu je v nadloží tenkej polohy pieskovca uložená chaotická laharová brekcia s drobnouúlomkovým andezitovým materiálom (© P. Pachinger).

**A** – V spodnej úrovni odkryvu na obr. 1., v záreze štátnej cesty sú odkryté epiklastické vulkanické pieskovce s náznakmi zvrstvenia a s prítomnosťou drobných klastík. Lokálne sú prítomné dutiny po stromových častiach. Na povrchu plochy strednozrnných pieskovcov je erozívnym zárezom vyplnený drobným konglomerátom.

**B** – Vyššie je uložená chaotická laharová brekcia s prevahou angulárnych

až subangulárnych úlomkov vo frakcii 5 – 30 cm a ojedinele s blokmi do 40 – 80 cm. Matrix je tufový, načervenalý so známkami zvýšenej kompaktie. Úlomkový materiál tvorí cca 30 %, matrix cca 70 %. Uloženie je chaotické. Poloha chaotickej brekcie odpovedá horúcemu laharu. Predpokladáme, že pôvodne mohlo ísť o pyroklastický prúd, ktorý bol zmobilizovaním staršieho materiálu a nasýtením vodou v riečnom koryte

transformovaný na horúci lahar (hot lahar). V spodnej časti je v erozívnom záreze uložený drobný konglomerát.

**C** – Vyššie v nadloží nasleduje menej hrubá poloha chaotickej brekcie s prevahou drobných úlomkov do 5 – 8 cm (ojedinele väčšie bloky) a piesčitým matrixom (fragmenty tvoria cca 60 % a matrix cca 40 %). Brekcia odpovedá úlomkovému prúdu.

**D** – Od podložného laharu je brekcia oddelená nesúvislou vložkou piesčito-ílovitého sedimentu.



Foto 2. Detail spodnej časti erozívného zárezu v epiklastických vulkanických pieskovcoch, ktorý je vyplnený konglomerátom. Vyššie je uložená hrubobloková laharová brekcia (© P. Pachinger).



Foto 3. Detail bázy vrchnej laharovej brekcie s drobnouúlomkovým materiálom, uložená na vložke epiklastického vulkanického pieskovca a na spodnej hruboblokovej laharovej brekcie (© P. Pachinger).

Uvedená sekvencia názorne ilustruje procesy transportu a uloženia úlomkového materiálu pri úpätí stratovulkanického svahu v oblasti prechodu do pro luvialnej roviny. Transport úlomkového materiálu prebiehal prostredníctvom masových gravitačných prúdov (úlomkových prúdov, laharov) a splachov. Prítomnosť dutín po stromových častiach svedčí o tom, že svahy boli v tomto období pokryté lesnou vegetáciou.



## Geotop č. 80

**Domaníky**  
– zárez cesty**epiklastické vulkanické  
pieskovce a konglomeráty  
pobrežnej zóny**

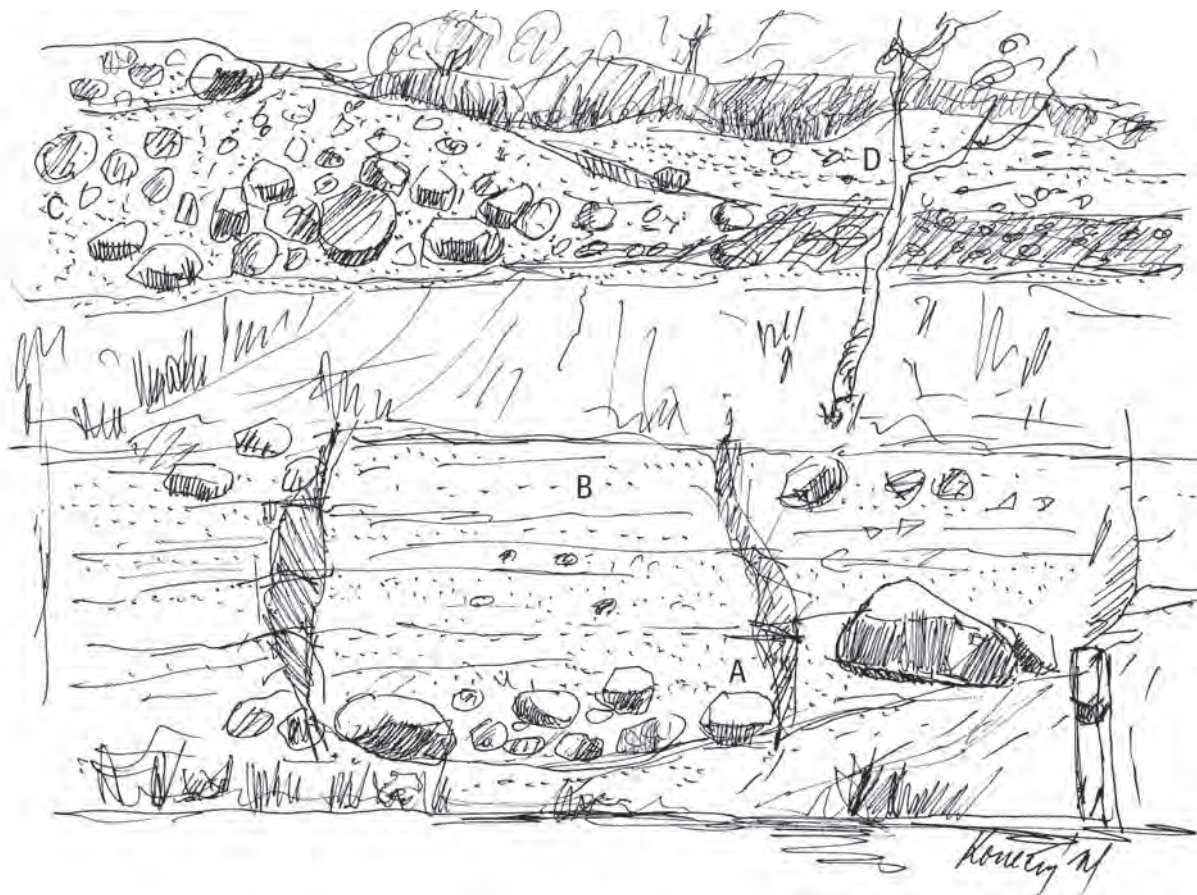
Na južnom svahu Štiavnického stratovulkánu sú súvrstvia epiklastických vulkanických hornín uložené v pobrežnej zóne (litorálu) Bádenského mora. V období stredného bádenu sa v tejto pobrežnej zóne (prebiehajúcej zhruba južne od línie Krupina – Sebechleby – Ladzany) ukladali produkty vulkanickej aktivity a úlomkový materiál transportovaný zo stratovulkanického svahu na juh v plytkovodnom prostredí litorálneho pásma.

Rozrušením a deštrukciou lávových prúdov a účinkom príbojového vli-



enia vznikali úlomkový až blokový materiál. Výsledkom jeho opracovania a uloženia je fácia hrubých až

blokových pobrežných konglomerátov, ktorá vystupuje v odkryvoch v obci Hontianske Nemce a južne



Obr. 1. Zárez štátnej cesty južne od obce Domaníky odкрýva komplex epiklastických vulkanických hornín uložených v pobrežnej zóne (© V. Konečný).



Foto 1. Epiklastické vulkanické pieskovec a konglomeráty v záreze štátnej cesty južne od obce Domaníky. V spodnej časti odkryvu sú opracované bloky andezitu transportované z oblasti litorálu do sedimentačného priestoru gravitačným hustotným prúdom. V hornej časti odkryvu je uložená poloha konglomerátov s hrubým gradačným zvrstvením a v jej nadloží poloha epiklastických vulkanických pieskovcov (© P. Pachinger).

v zárezoch štátnej cesty po obec Domaníky. Južne od pobrežnej zóny rozmery konglomerátového materiálu postupne klesajú súčasne s nárastom objemu pieskovcových súvrství (oblasť Domaník), ktoré sú v južnej časti sedimentačného priestoru prevládajúcou faciou (oblasť južne od Rykynčíc). Do sedimentačného priestoru občas vnikali pyroklastické prúdy pohybujúce sa z vyšších úrovní stratovulkanického svahu, ktoré sa pri styku s morskou vodou menili na lahary a po ukončení transportnej energie sa uložili v podobe telies cha-



Foto 2. Detail hruboblokového konglomerátu v spodnej časti odkryvu, transportovaného masovým gravitačným prúdom z oblasti pobrežnej zóny do hlbšej časti sedimentačného priestoru (© P. Pachinger).

otických lahárových brekcií (oblasť Medovarce – Horné Rykynčice).

V záreze štátnej cesty je južne od obce Domaníky odkryté súvrstvie epiklastických vulkanických pieskovcov a konglomerátov (obr. 1., foto 1., 2., 3.).



Foto 3. Detail bázy vrchnej polohy konglomerátu, ktorý tvorí výplň erozívneho zárezu v podloží epiklastických vulkanických pieskovcov (pravá spodná časť). V nadloží konglomerátov je poloha epiklastického vulkanického pieskovca – vpravo hore (© P. Pachinger).

V spodnej časti odkryvu je poloha masívnych nezvrstvených pieskovcov uložená masovým hustotným prúdom (A). V rámci tejto polohy sú rozptýlené opracované bloky andezitu výraznejšie koncentrované v spodnej časti (foto 2.). K uloženiu polohy došlo pravdepodobne následkom sklzového procesu, ktorý nastal v pobrežnej zóne a pohybom piesčitej masy boli strhnuté aj opracované andezitové bloky.

Vyššie nasledujú stredne až hrubozrnné pieskovce s nejasne naznačeným zvrstvením a ojedinelými rozptýlenými andezitovými obliakmi (B).

Vo vrchnej časti odkryvu je na pieskovcovom súvrství uložená poloha stredných až hrubých andezitových konglomerátov, ktoré lokálne zaplňajú erozívne zárezy v pieskovcoch (C) foto 3. V ich nadloží nasledujú pieskovce s textúrami zvrstvenia a vložkami drobných konglomerátov (D).

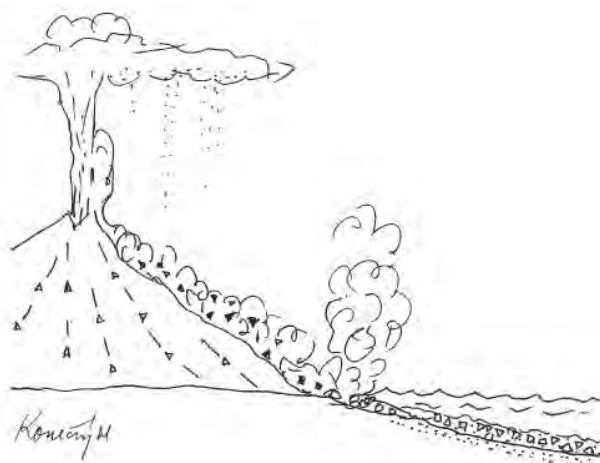
Odkryvy v zárezoch štátnej cesty od Hontianskych Nemiec po Domaníky názorne dokumentujú litologickú stavbu pobrežnej zóny Bádenského mora s uložením hrubých až blokových konglomerátov a pieskovcových súvrství.

## Geotop č. 81

**Medovarce****litologický profil fáciami sublitorálnej (príbrežnej) zóny**

Južne od pobrežnej zóny (oblasť Hontianske Nemce – Domaníky), v zóne plytkého sublitorálu sa v období stredného bádenu ukladal pestrý sled fácií so zastúpením epiklastických vulkanických pieskovcov, konglomerátov, brekcií, úlomkových prúdov a laharov.

Úlomkový a tufovo-piesčité materiál, pokrývajúci južné svahy Štiavnického stratovulkánu, bol v dôsledku porušenia jeho stability (v dôsledku výdatných dažďov, alebo seizmických otrasov) čas od času zmobilizovaný a pohyboval sa dolu z vulkanického svahu v podobe masového úlomkového prúdu, resp. lahuru účinkom gravitácie. Po prekročení pobrežnej zóny pokračovali masové úlomkové prúdy i ďalej na morskom dne a po určitej vzdialenosti uložili svoj obsah v podobe chaotických hruboúlomkových brekcií. Telesá chaotických brekcií uložené v pásme Medovarce – Rykynčice boli v minulom období identifikované a označené ako submarine bahenné prúdy (submarine muds flows), (V. Konečný, M. Marková,



Obr. 1. Schéma vzniku horúceho lahuru. Pri erupcii vulkanskeho typu vznikol následkom kolapsu erupčívneho stĺpu pyroklastický blokovo-populový prúd, ktorý sa pohyboval dolu z vulkanického svahu a po prechode pobrežnej zóny pokračoval ďalej na morskom dne. V dôsledku ochladenia sa pri styku s morskou vodou a zmobilizovanými pobrežnými sedimentmi mení na horúci lahar (© V. Konečný).



Foto 1. Chaotická lahárová brekcia pri úpätí svahu Domanické. Brekciu tvoria z časti opracované bloky andezitu a drobnejšie subangulárne úlomky a tufovo-piesčité matrix (© P. Pachinger).



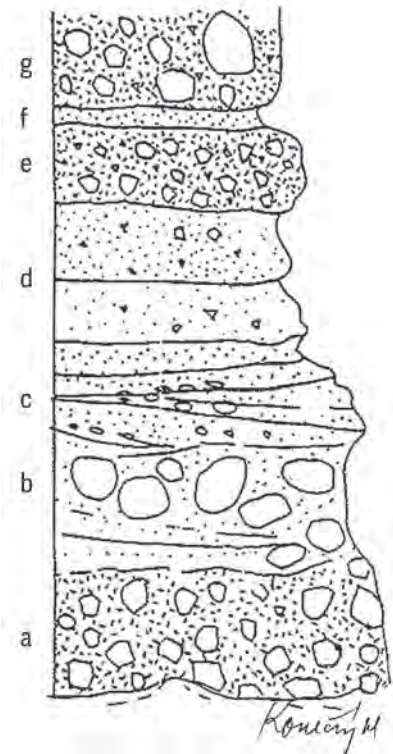
D. Vass, 1965) a odpovedajú laharom špecifického typu. Telesá chaotických brekcií s vyšším stupňom kompaktie tufovo-piesčitého matrixu (poukazujúce na vyššiu teplotú v dobe ich uloženia) predstavovali pravdepodobne pyroklastické prúdy, pohybujúce sa dolu zo stratovulkanického svahu, ktoré sa v priebehu ďalšieho pohybu po morskom dne, strate teploty, zvýšení obsahu vody a zmobilizovaní sedimentov morského dna menili na „horúce lahary“, obr. 1.).

Litologická stavba facií sublitorálnej (príbrežnej) zóny je odkrytá na svahoch doliny rieky Krupinice pod kótou 304 Domanické, západne od obce Medovarce (obr. 2.).



Foto 2. detail (© P. Pachinger).

Pri úpätí svahu, nad štátnou cestou je uložená chaotická hruboúlomková až bloková laharová breccia (bloky do 0,5 – 1 m). Matrix je tufovo-piesčitý s podielom ílovej zložky (studený lahar), foto 1., 2. Prítomné sú dutiny



Obr. 2. Schématický litologický profil na svahu pod kótou 304 Domanické, západne od obce Medovarce (© V. Konečný).



Foto 3. Hrubý až blokový konglomerát uložený v pobrežnej zóne Bádenského mora. Balvany až bloky s vysokým stupňom opracovania sú uložené v polohách hrubozrnných epiklastických, vulkanických pieskocov (© P. Pachinger).

po stromoch, ktoré boli transportované laharom (a). V nadloží je uložený hrubý až blokový konglomerát s dobre až dokonale opracovanými blokmi andezitu do 0,5 až 1,5 m (b), foto 3. Vyššie nasledujú polohy stredne až hrubozrnných epiklastických vulkanických pieskvcov s obsahom drobných, prevažne angulárnych úlomkov a predstavujú uloženi-ny hyperkoncentrovaných prúdov (c). Polohy pieskvcov sa striedajú s polohami drobnoulomkových brekcií s piesčitým matrixom a chaotickým uložením, odpovedajúcim uloženinám úlomkových prúdov (d). Vo vyššej úrovni svahu je pod k. 304 Domanické uložená chaotická brekcia s úlomkami až blokmi 20 – 30 cm až 0,5 m a tufovo-piesčitým matrixom so zvýšenou kompaktiou (e). Brekcia odpovedá horúcemu laharu, foto 4. V nadloží laharovej brekcie je poloha variabilnej hrúbky (do 0,8 až 1 m) jemnozrnného tufu s rozptýlenými pemzami (f). Prítomnosť pemz svedčí o prebiehajúcej explozívnej aktivite vo vrcholovej oblasti stratovulkánu. Litologický sled uzatvára poloha chaotickej laharovej brekcie s hrúbkou 12 – 15 m, s blokmi andezitu do 1,5 až 3 m a tufo-



Foto 4. Chaotická laharová brekcia spodného laharu vo vrchnej časti svahu Domanické. Dobronoúlomkový až strednoúlomkový andezitový materiál, s ojedinělými väčšími blokmi s radiálnou odlučnosťou pri okrajoch (pod kladivom), je uložený chaoticky. Matrix je piesčito-tufový, vykazuje vysoký stupeň konsolidácie – horúci lahar (© P. Pachinger).

vým matrixom so zvýšenou kompaktiou a obsahom drobných pórovitých andezitových fragmentov. Brekcia

odpovedá typu horúceho laharu (g) foto 5., 6. Litologický profil pod k. 304 Domanické je typickou ukázkou stavby faciálneho komplexu v oblasti príbrežnej zóny.



Foto 5. Chaotická laharová brekcia vrchného laharu s blokmi do veľkosti 1 m a viac, uložená vo vrchnej úrovni svahu Domanické. Matrix je tufovo-piesčitý, výrazne konsolidovaný, brekcia odpovedá horúcemu laharu (© P. Pachinger).



Foto 6. Detail laharovej brekcie s veľkými blokmi andezitu (© P. Pachinger).

Litologický sled na svahu Domanické pod kótou 304, názorne dokumentuje dynamické pomery sedimentácie v pobrežnej zóne, prerušované masovým prínosom úlomkového materiálu laharmi a úlomkovými prúdmi.

## Geotop č. 82

### Rykynčice

*siltovce, pieskovce, konglomeráty, sedimenty hlbšej sublitorálnej zóny*

Lokalita je situovaná v severojužnom profile sedimentačným morským bazénom v oblasti hlbšej sublitorálnej zóny vo vzdialenosti cca 14 km, južne od línie pobrežia (Hontianske Nemce).

V pásme hlbšieho litorálu prevláda jemnozrnná sedimentácia v podobe vytriedených epiklastických vulkanických pieskovcov striedaných vložkami až súvislejšími polohami siltovcov (veľmi jemné ilovité sedimenty) s občasnými vložkami až polohami drobných až stredných epiklastických vulkanických konglomerátov.

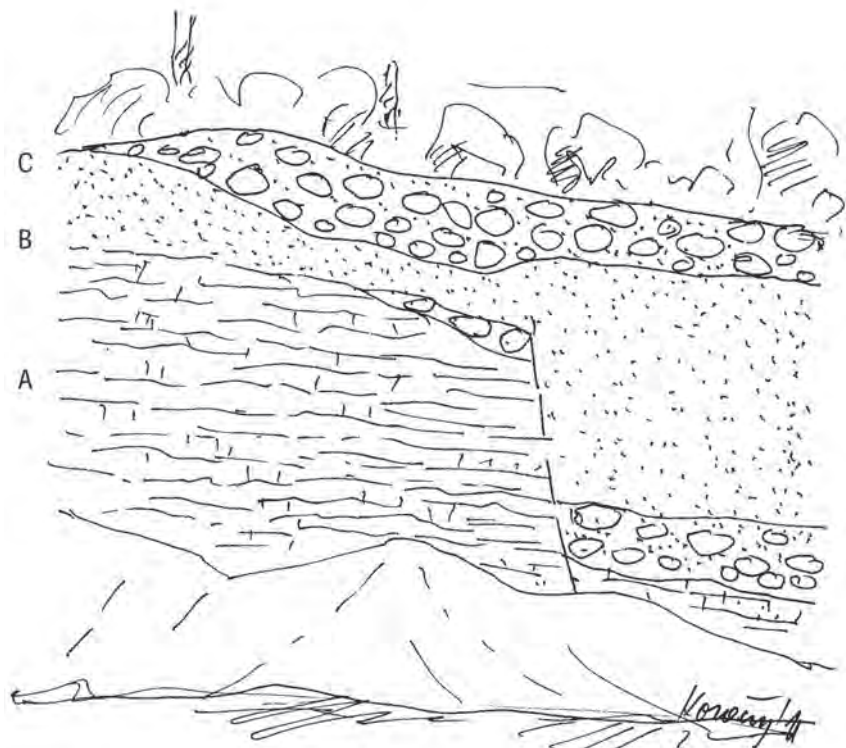
V opustenom lome, pri okraji štátnej cesty cca 0,35 km južne od obce Dolné Rykynčice je odkrytá nasledujúca sekvencia (obr. 1., foto 1.):



A – v spodnej časti steny opusteného lomu vystupujú svetlosivé až okrovožlté siltovce drobnolavcovité s doštičkovitým až nepravidelne kockovitým rozpadom. Na odlučných plochách sú limonitové povlaky a jedinele odtlačky listov.



Foto 1. Opustený lom pri okraji štátnej cesty vedúcej južne od obce Dolné Rykynčice (© P. Pachinger).



Obr. 1. Odkryv v stene opusteného lomu pri štátnej ceste južne od obce Dolné Rykynčice (© V. Konečný).

B – v nadloží siltovcov nasledujú pieskovce, nezvrstvené so šošovkovitými vložkami drobných konglomerátov vo vyššej úrovni.

C – vo vrchnej časti lomovej steny ostro nasadá poloha andezitových konglomerátov a hrubozrnných pieskovcov. Báza polohy je nerovná so znakmi erodovania podkladu. Poloha konglomerátov je považovaná za produkt sklzového procesu a nasledujúceho masového transportu a uloženia v hlbšej úrovni sublitorálnej zóny.

V pravej časti odkryvu je pokles podľa synsedimentárneho zlomu (zlom aktívny v priebehu sedimentácie) kompenzovaný uložením hrubšej polohy vulkanických epiklastických pieskovcov (foto 2.).



Foto 2. V stene opusteného lomu sú v spodnej časti uložené svetlé, okrové siltovce, vyššie v ich nadloží epiklastické vulkanické pieskovce s drobnými obliakmi andezitov (© P. Pachinger).

Litologický profil v stene opusteného lomu dokumentuje pokojnú sedimentáciu hlbšej časti sublitorálnej zóny. Sedimentácia je narušená vznikom synsedimentárneho zlomu s poklesom v smere do centrálnej časti bazénu, čo poukazuje na seizmický nepokoj počas sedimentácie v oblasti sublitorálnej zóny. Sedimentácia je prerušená vo vrchnej časti náhlym masovým prínosom piesčito-konglomerátového materiálu, pochádzajúceho z plytšej úrovne sublitorálnej až litorálnej zóny, transportovaného prostredníctvom masového prúdu (foto 3.).



Foto 3. Vo vrchnej časti steny opusteného lomu ostro nasadá poloha stredných až hrubých epiklastických vulkanických konglomerátov, ktorá reprezentuje uloženie masového prúdu (© P. Pachinger).

## Geotop č. 83

### Kňazova Hora

*lávový prúd spodnej stratovulkanickej stavby na východnom svahu strato-vulkánu*

Lávové prúdy smerujúce na východné svahy stratovulkánu sa v oblasti nižších svahov a pri úpätí stratovulkánu rozšírili a vytvorili súvislejší komplex. Zvyšky tohto komplexu, odkryté hlbokým zárezom doliny rieky Krupinica, vystupujú na svahu pod kótou 521,9 Kňazova hora (cca 4 km severne od Krupiny) v rade impozantných skalných brál (obr. 1., foto 1.).

Andezit skalných brál je drobno až strednoporfyrický, tmavosivý až svetlosivý s výrastlicami plagioklasu (1 – 3 mm), pyroxénov (augit, hyperstén) a mikrolitickou základnou hmotou. Doskovitá odlučnosť laminačného typu (paralelná s bázou lávového prúdu) je subhorizontálna až s miernym úklonom na juhovýchod až východ cca 5 – 20° (v smere stratovulkanického svahu). Lávový prúd je uložený na vulkanoklastických horninách spodnej stratovulkanickej stavby, reprezentovaných epiklastickými vulkanickými brekciami a konglomerátmi.

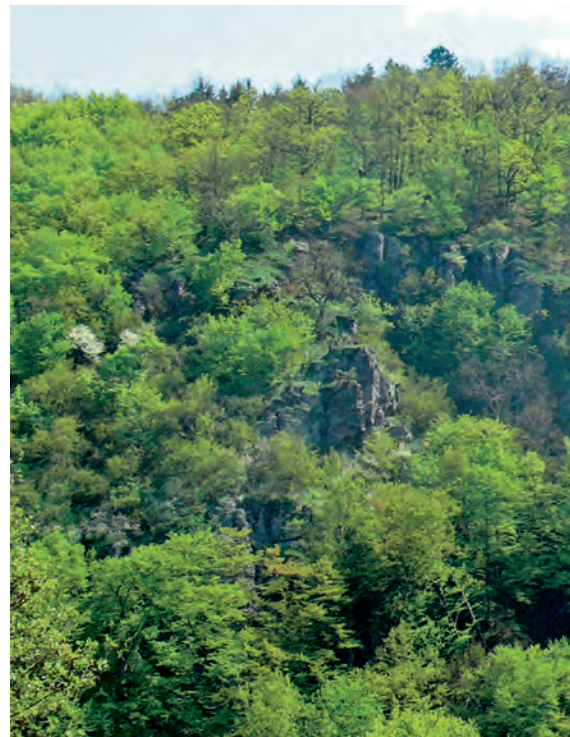
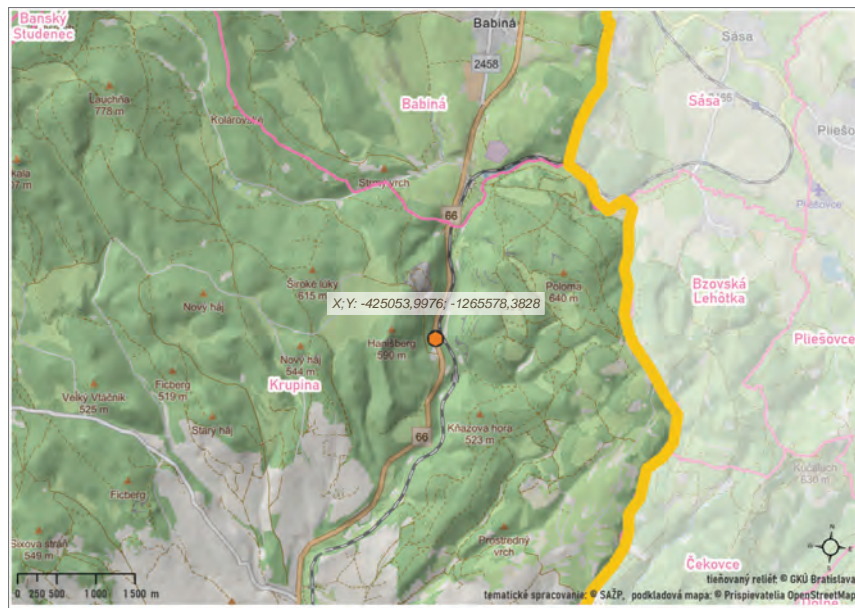
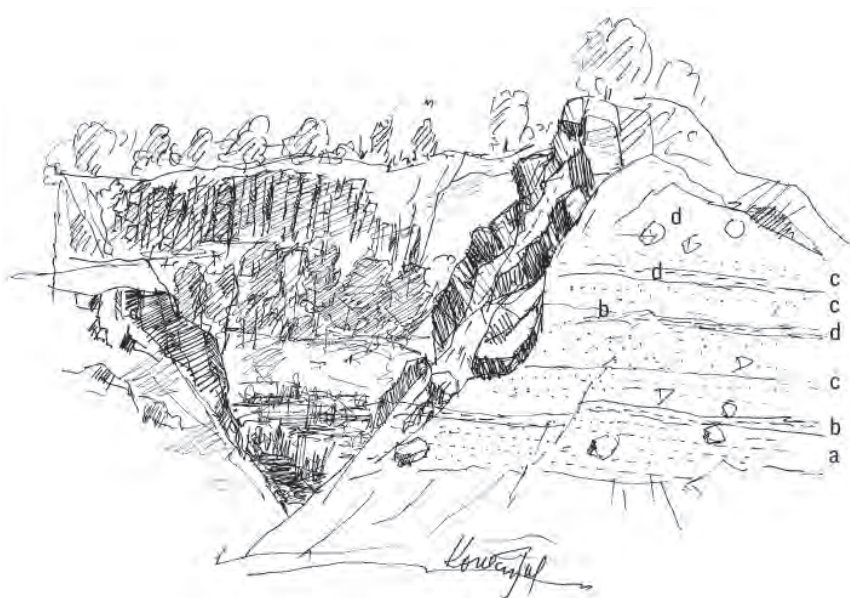


Foto 1. Skalné bralá pyroxenického andezitu na západnom svahu Kňazovej hory (© P. Pachinger).

Vyššie na svahu sa nachádza, po prerušení polohou vulkanoklastík, ďalší komplex lávových prúdov podobného zloženia. Radiometrickým datovaním K/Ar bol metódou lávového prúdu na svahu pod Kňazova hora získaný údaj  $13,4 \pm 0,6$  mil. r., odpovedajúci obdobiu vrchného bádenu.





Obr. 1. Celkový pohľad na lom Ficberg, situovaný severozápadne od mesta Krupina. Pri vstupe do lomu sú na pravej strane svahu odkryté sedimenty, v ktorých je vyhlbený erozívny zárez paleodoliny. Zárez je vyplnený lávovým prúdom pyroxenického andezitu. Na svahu pri pravom okraji je náznak stĺpcovej odlučnosti andezitu s kolmou orientáciou na svah paleodoliny. V pozadí vystupuje lomová stena so subvertikálnou orientáciou stĺpcovej odlučnosti, pričom v ľavej časti je andezit s blokovou odlučnosťou (© V. Konečný).

Vo vrcholovej oblasti hrebeňa s kótou 640, v nadloží komplexu lávových prúdov a vulkanoklastík spodnej stratovulkanickej stavby, sú uložené vulkanoklastické horniny (brekcie, konglomeráty) a lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov ( $\pm$  biotit), ktoré patria do vrchnej stratovulkanickej stavby Štiavnického stratovulkánu vybudovanej v období sarmatu.



Obr. 1. Skalné bralo pyroxenického andezitu na svahu pod Kňazovou horou (© V. Konečný).

## Geotop č. 84

### Ficberg

**lávový prúd pyroxenického andezitu vo výplni paleodoliny (erozívneho zárezu) na JV svahu Štiavnického stratovulkánu**

Na juhovýchodnom svahu stratovulkánu, cca 1,8 km severozápadne od mesta Krupina, je v opustenom lome odkrytý lávový prúd pyroxenického andezitu, ktorý tvorí výplň lokálnej paleodoliny – erozívneho zárezu vyhlbeného v staršom komplexe sedimentov (obr. 1.).

Sedimentárny komplex, odhalený pri pravom okraji vstupe do lomu (obr. 1., foto 1.), tvoria v smere od spodu nahor: a) epiklastické vulkanické brekcie s tufovo-ílovitým matrixom, b) pemzové tufy striedajúce sa s polohami epiklastických vulkanických pieskoviec, c) siltovce s piesčitejšími vložkami a ojedinelými odtlačkami listov vystupujú vo vrchnej časti

odkryvu, d) sedimenty boli uložené v prostredí jazerného typu.

Teleso lávového prúdu vo výplni erozívneho zárezu sa vyznačuje charakteristickou odlučnosťou. Pri pravom okraji telesa je na styku so svahom tvoreným sedimentmi naznačená stĺpcovitá odlučnosť s kolmou orientáciou na uklonený svah (obr. 1.). V strednej až západnej časti lomu je pozorované vztyčovanie stĺpcovej odlučnosti, ktorá nadobúda subvertikálnu až vertikálnu orientáciu (foto 2., 3.), čo naznačuje, že lávový prúd sa západným smerom pohyboval po rovinatome teréne (prípadne po rozšírenej paleodoline s plochým dnom.

Pri ľavom okraji sčasti vyťaženého lomu je odlučnosť andezitového telesa hrubobloková, vo vrchnej časti s prechodom do stĺpcovej so subvertikálnou až vertikálnou orientáciou (obr. 2., foto 4.).

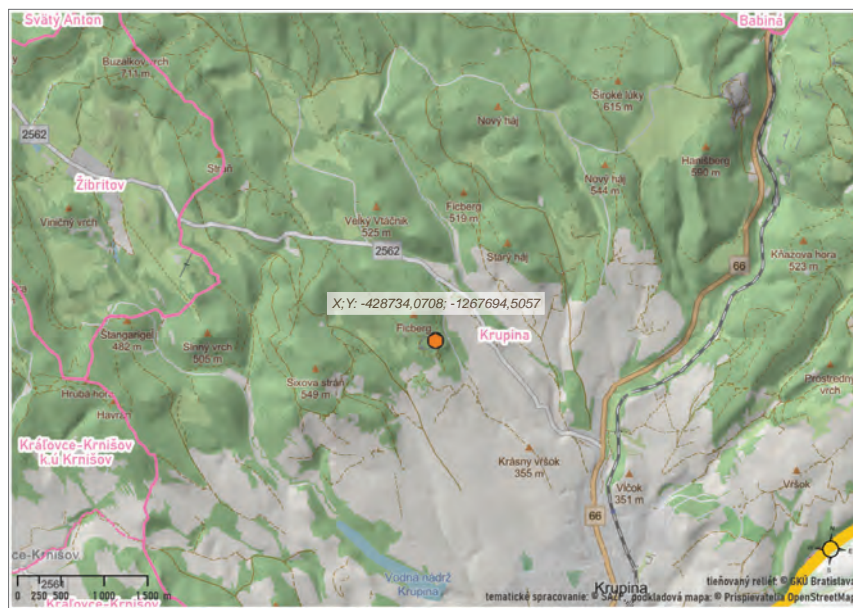
V spodnej ľavej časti lomu vystupujú bloky sedimentov uzatvárané v andezitovom telese, sčasti sú rotované.



Lokálne je pozorované prenikanie lávového telesa do sedimentov, ktoré sú na kontakte načervenalé a spevnené termickým účinkom žeravého lávového prúdu.

Andezit je tmavosivý až sivočierny, drobno až stredne porfyrický. Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 3 mm) a pyroxény (augit, hyperstén). Základná hmota je mikroliticko-hyalinná.

Stĺpcová odlučnosť vzniká v prípade lávových telies v dôsledku chladnutia a nasledujúcej kryštalizácie lávy. Pri zmenšovaní jej objemu (utuhnutá a vykryštalizovaná láva má po strate plynnej fázy menší objem) vznikajú vnútorné napätia, ktoré sa vyrovnávajú vznikom puklín. V prípade pomalého tuhnutia a kryštalizácie sa vyvíja stĺpcová odlučnosť s kolmou orientáciou na povrch chladnutia (plocha styku s okolitým pro-



stredím). Naproti tomu, pri rýchlom chladnutí vzniká odlučnosť bloková

s nepravidelnou orientáciou plôch odlučnosti.



Obr. 2. Hrubostĺpcová odlučnosť andezitu vo vrchnej časti lomovej steny. Nižšie je prechod do hruboblokovej nepravidelnej odlučnosti. V ľavej strane lomovej steny je uzatváraný blok sedimentov a). V spodnej časti odkryvu b), je blok sedimentov vo vztýčenej pozícii (© V. Konečný).



Foto 1. Pri vstupe do lomu, na ľavej strane sú odkryté pôvodné sedimenty, v ktorých bol pred vnikom lávového prúdu vyhlbený erozívny zárez. Vo vrchnej časti sa striedajú polohy pieskovcov s polohami pemzových tufov. Vo vrchnej časti je výraznejšia poloha svetlookrových siltovcov. Vľavo na svahu sú zvyšky nevyťaženej andezitu (© P. Pachinger).

Staršie výsledky radiometrického datovania lávového prúdu K/Ar metódou stanovili vek na  $11,4 \pm 0,3$  mil. r. (G. P. Bagdasarjan, V. Konečný, D. Vass, 1970), a preto ukazovali na jeho vznik v období sarmatu. Naproti tomu, výsledky nového datovania K/Ar metódou stanovili vek na  $13,5 \pm 0,3$  mil. r., a teda odpovedajú v zmysle nového členenia vrchnému bádenu (Černyšev a kol., 2008).



Foto 2. V zadnej strane lomovej steny je pozorované postupné vztyčovanie stĺpcovej odlučnosti do subvertikálneho smeru (© P. Pachinger).



Foto 3. Vertikálna stĺpcová odlučnosť v spodnej a strednej časti lomu, v popredí je mokraď (© P. Pachinger).



Foto 4. Hrubostĺpcová odlučnosť andezitu na ľavej strane lomu. Nižšie je prechod do blokovej odlučnosti. Pri spodnom okraji je blok svetlohnedých sedimentov (© P. Pachinger).

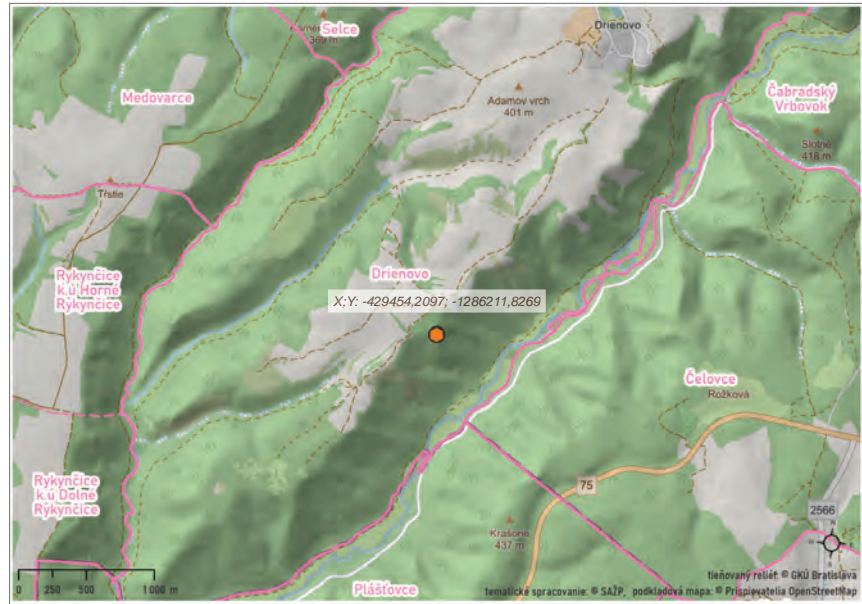
## Geotop č. 85

**Drieňovo – Gašparov vršok****chaotické brekcie pyroklastického prúdu čelovského pyroklastického vulkánu**

Širšia oblasť obce Drieňovo – Čabradský Vrbovok predstavovala v období bádania priestor morskej sedimentácie v prostredí plytkého sublitorálneho až litorálneho pobrežného pásma. Do tejto oblasti bol z východného svahu Štiavnického stratovulkánu a súčasne zo severozápadného svahu čelovského vulkánu splavovaný a transportovaný úlomkovými a pyroklastickými prúdmi úlomkový materiál, ktorý postupne zaplňal priestor klesajúcej bzovickej depresie.

Procesy tohto zaplňania sedimentmi a úlomkovým vulkanickým materiálom dokumentujú litologické profily na svahoch hlbokého zárezu doliny rieky Litavy (obr. 1., 2.).

V spodných úrovniach svahov hlbokého zárezu doliny Litavy vystupuje mocné súvrstvie epiklastických vulkanických pieskvcov s častými tex-

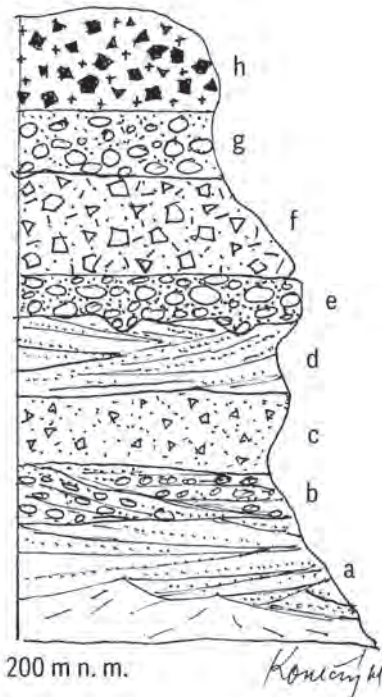


túrami šikmého zvrstvenia (a). Vyššie v ich nadloží je uložená poloha drobných až stredných konglomerátov a epiklastické vulkanické pieskovce so šikmým zvrstvením (b). V nadloží nasleduje mocná poloha drobných epiklastických vulkanických brekcií so znakmi triedenia a zvrstvenia (c). Vyššie v nadloží je uložené súvrstvie epiklastických vulkanických pieskvcov s výraznými textúrami šikmého zvrstvenia (d). Na polohe epiklas-



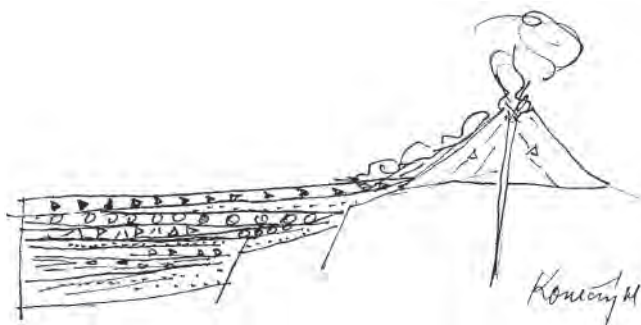
Foto 1. Skalné bralo blokovo-popolového prúdu pod Gašparovým vrškom je na okraji strmého svahu nad dolinou Litavy. Skalné bralo tvoria úlomky až bloky andezitu výrazne spekané s popolovým matrixom. Uloženie úlomkového až blokového materiálu je chaotické (© P. Pachinger).

409 m n. m.



Obr. 1. Schématicovaný profil na svahu doliny Litavy pod Antalov laz dokumentuje postupné zaplňovanie sedimentačného priestoru vulkanickým materiálom (© V. Konečný):

- a – epiklastické vulkanické pieskovce so šikmým zvrstvením,
- b – epiklastické vulkanické pieskovce s polohami drobných až stredných konglomerátov,
- c – drobné triedené epiklastické vulkanické brekcie,
- d – epiklastické vulkanické pieskovce so šikmým zvrstvením,
- e – stredný až hrubý epiklastický vulkanický konglomerát,
- f – hrubá až bloková laharová breccia,
- g – hrubý až blokový epiklastický konglomerát,
- h – chaotická breccia pyroklastického blokovo-popolového prúdu.



Obr. 3. Schématický rez čelovským pyroklastickým vulkánom a bzovickou depresiou, do ktorej bol transportovaný vulkanický materiál (© V. Konečný).

tických vulkanických pieskovcov sú uložené hrubé až blokové epiklastické vulkanické konglomeráty. Konglomerátový materiál zaplňa erozívne zárezy na povrchu podložných epiklastických vulkanických pieskovcov (e). Vo vyššej úrovni je uložená chaotická hrubá až bloko-

vá laharová brekcia (f) a v jej nadloží hrubé až blokové epiklastické vulkanické konglomeráty (g). Litologický sled uzatvára poloha chaotickej pyroklastickej brekcie, ktorá predstavuje uloženiny blokovo-popolového prúdu (h).

Uloženie konglomerátov a brekcií indikuje postupné splytčovanie sedimentačného priestoru v dôsledku jeho zaplňovania.

Čelovský pyroklastický vulkán sa na južných okrajoch Krupinskej planiny vyvíjal v pobrežnej zóne Bádenského mora (zhruba pred 13,5 miliónmi rokov). Eruptívne centrá tohto vulkánu, odkryté erozívnym zrezom (neky a dajky), vystupujú v širšom okolí obce Čelovce. Produkty vulkanických erupcií (pemzovo-popolové tufy) a úlomkový pyroklastický materiál (blokovo-popolové prúdy) bol transportovaný prevažne na sever a severozápad do priestoru klesajúcej bzovickej depresie.

Na lokalite Gašparov vršok (k. 415,9), na okraji strmého svahu nad dolinou Litavy vystupujú skalné bralá tvorené chaotickými brekciami blokovo-popolového pyroklastického prúdu transportovaného z eruptívnych centier čelovského vulkánu (obr. 3., foto 1.).

Brekciu tvoria fragmenty andezitu prevažne 5 – 25 cm. V menšom zastúpení sú bloky do 40 cm a ojedinele do 0,6 až 0,8 m. Úlomky až bloky sú angulárne (ostrohranné) až subangulárne a v menšej miere subsférické (bloky a úlomky s pórovitou stavbou). Ojedinele sú prítomné opracované bloky (boli strhnuté pohybom prúdu z podložných konglomerátov). Matrix je tufový, výrazne konsolidovaný, miestami načervenalý až spekaný s obsahom drobných angulárnych, ale aj sférických napenených fragmentov (foto 2.). Na základe petrografického zloženia



Foto 2. Detail brekcie blokovo-popolového pyroklastického prúdu. Rozpad bloku podľa radiálnych trhlín na ostrohranné úlomky (indikovaný zvislou šípkou). Väčšina blokov pórovitého andezitu má subsférické obmedzenie (vodorovná šíпка). Foto dokumentuje vysoký stupeň konsolidácie a spekania tufového matrixu s fragmentmi andezitu (© P. Pachinger).



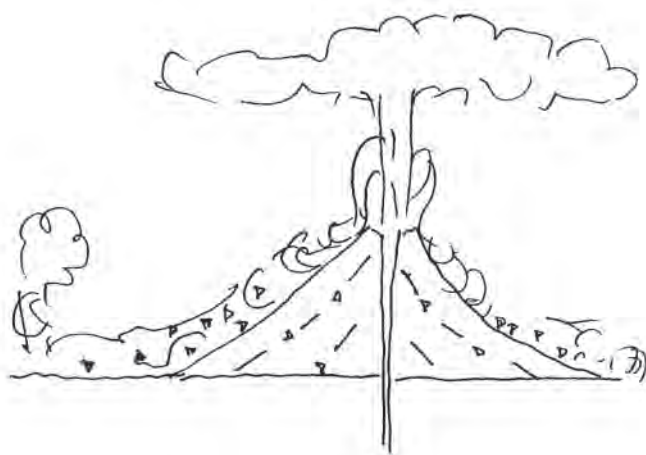
Obr. 2. Skalné bralo pod Gašparov vršok je na okraji vrchného svahu doliny Litavy (© V. Konečný).

úlomkového materiálu a priestorovej situácie je chaotická brekcia považovaná za produkt čelovského pyroklastického vulkánu.

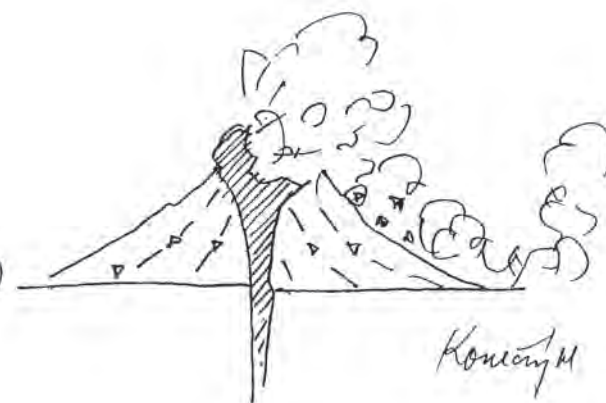
Pohyb žeravej masy pyroklastického materiálu, tvorenej zmesou magmatických plynov, popola, pyroklastických úlomkov až blokov po kolapse erupčívneho stĺpu na vulkanický svah, prebiehal v podobe turbulentného prúdu

s vysokou teplotou. Po vyčerpaní transportnej energie, dochádza k spekaniu až zvráaniu pyroklastického materiálu.

Pôvod blokovo-popolových prúdov je spájaný s erupciami vulkánskeho typu v dôsledku kolapsov erupčívnych stĺpov (obr. 4 a.) alebo s explozívnu deštrukciou extruzívnych dómov (obr. 4 b.).



Obr. 4 a. Znázorňuje erupciu vulkánskeho typu so vznikom erupčívneho stĺpu a po jeho kolapse sa pohybuje po vulkanickom svahu pyroklastický prúd (© V. Konečný).



Obr. 4 b. Pri explozívnej deštrukcii a kolapse extruzívneho dómu vzniká blokovo-popolový prúd „žeravá lavína“, ktorý sa pohybuje dole z vulkanického svahu (© V. Konečný).

## Geotop č. 86

**Dolina Litavy**  
sedimenty sublitorálnej zóny

V spodných úrovniach doliny rieky Litavy sú odkryté nižšie úrovne stavby čelovskej formácie tvorenej sedimentárnymi horninami, prevažne epiklastickými vulkanickými pieskovecami, konglomerátmi a polohami brekcií s vulkanickým materiálom čelovského pyroklastického vulkánu. Hlboký zárez doliny Litavy odкрýva severozápadný segment stavby čelovského vulkánu v priestore periférnej vulkanickej zóny (resp. vzdialenej vulkanickej zóny), kde uloženie vulkanického materiálu prebiehalo v prostredí plynkej sublitorálnej zóny Bádenského mora.

V zárezoch lesnej cesty, na ľavom svahu, v smere toku rieky Litavy je odkryté súvrstvie epiklastických vul-

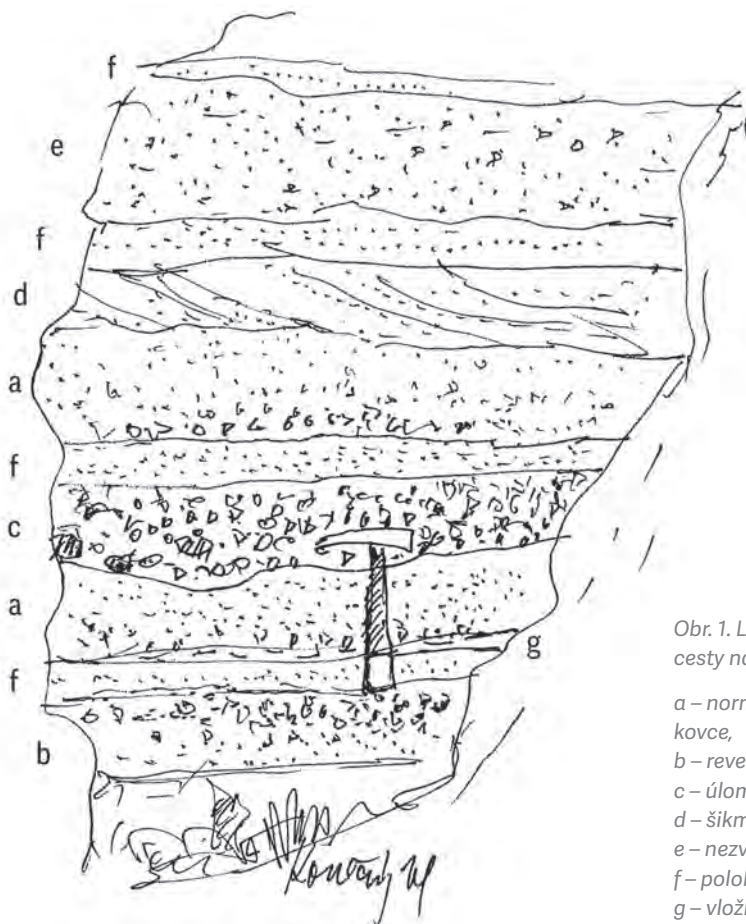


kanických pieskovecov s vložkami až polohami drobných konglomerátov (obr. 1.).

Jemnozrnne až strednozrnne pieskovce sa vyznačujú gradačným zvrstvením (v spodnej časti je uložený hrubozrnnejší materiál, ktorý v smere nahor postupne prechádza do jemnozrnnejšieho materiálu). Uvedený typ zrnitosti odpovedá sedimentom uloženým hyperkoncentrovanými prúdmi. Menej časté sú textúry reverzného gradačného zvrstvenia, kedy je slabnuci prúd dotovaný prínosom hrubšieho materiálu.

Sedimentácia je prerušovaná masovým prínosom drobného klastického materiálu prostredníctvom úlomkových prúdov „debris flows“ (v nižšej až strednej časti, obr. 1.).

Masívne, nezvrstvené teleso pieskovecov vo vrchnej časti odkryvu predstavuje uloženie masového gravitačného prúdu „turbiditu“, resp. „zrnotoku“.



Obr. 1. Litológia sedimentov sublitorálnej zóny v záreze lesnej cesty na svahu doliny Litavy (© V. Konečný):

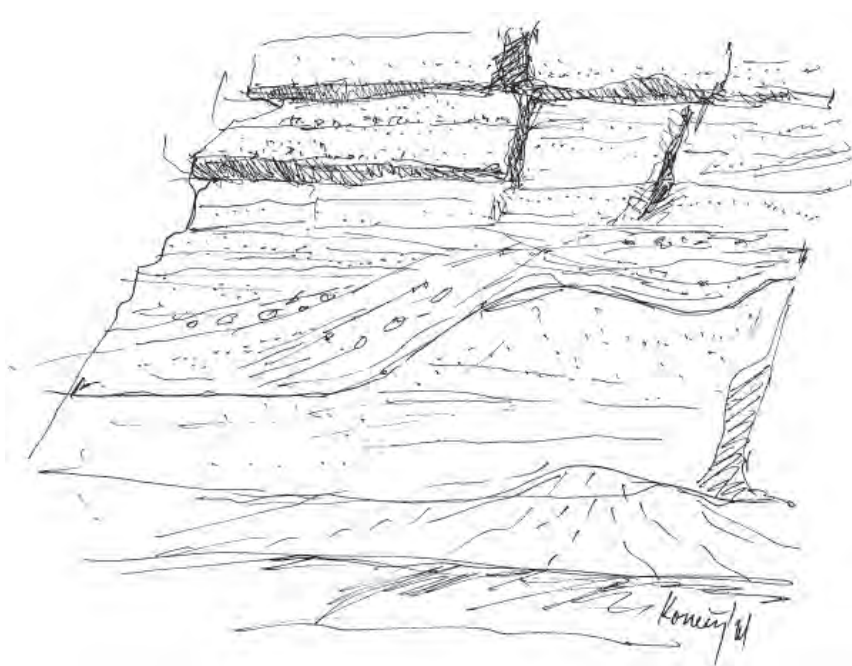
- a – normálne gradačne zvrstvené epiklastické vulkanické pieskovce,
- b – reverzne zvrstvené epiklastické vulkanické pieskovce,
- c – úlomkový prúd,
- d – šikmo zvrstvené epiklastické vulkanické pieskovce,
- e – nezvrstvené masívne pieskovce uložené turbiditom,
- f – polohy jemnozrných pieskovecov,
- g – vložka siltovcov.

Textúry šikmého zvrstvenia (vyššia časť odkryvu) sú výsledkom činnosti prúdov pri odlive a prílive. Lokálne je šikmé zvrstvenie zvýraznené uložením drobných andezitových konglomerátov.

Lokálne sú pozorované erozívne zárezy zaplnované epiklastickými vulkanickými pieskovecami s vložkami drobných epiklastických vulkanických konglomerátov (obr. 2., foto 1., 2.).

Vo vrchnej časti odkryvu sú opracované bloky andezitu strhnuté z pobrežnej zóny a transportované masovým prúdom do hlbšej časti sedimentačného priestoru (foto 3.).

Odkryvy v spodných úrovniach svahov rieky Litavy dokumentujú procesy sedimentácie v pásme plytkého litorálu. Prínos piesčitého materiálu bol sprostredkovaný prostredníctvom hyperkoncentrovaných prúdov, úlomkových prúdov, zrnokov a turbiditov. V splytčenom prostredí sa prejavili účinky prílivového a odlivového prúdenia.



Obr. 2. Erozívny zárez na povrchu polohy epiklastických vulkanických pieskovecov vyplnený a zarovnaný uložením šikmo zvrstvených pieskovecov s vložkami konglomerátov. Vo vrchnej časti sú polohy gradačne zvrstvených epiklastických vulkanických pieskovecov (© V. Konečný).



Foto 2. Detail zaplnenia erozívneho zárezu hrubozrnným pieskovcom s drobnými klastikami. V spodnej časti je poloha nezvrstveného pieskovca s rozptýlenými úlomkami drobných pemz a reprezentuje polohu uloženú masovým prúdom – turbiditom (© P. Pachinger).



Foto 1. Erozívny zárez narúša polohu nezvrstveného epiklastického vulkanického pieskovca (turbidit), je zaplnovaný uložením hrubozrnného pieskovca s úlomkami drobných klastík. Vyššie sú uložené polohy epiklastických vulkanických pieskovecov s gradačným zvrstvením (© P. Pachinger).



Foto 3. Opracované andezitové bloky uložené vo vrchnej časti odkryvu v záreze lesnej cesty v doline Litavy. Nižšie je poloha pieskovecov s úlomkami drobných klastík uložená masovým prúdom. (© P. Pachinger).

## Geotop č. 87

**Čabrad'**

*hradný vrch, pieskovce  
a konglomeráty pobrežnej  
zóny bádenského mora*

Vulkanické horniny Štiavnického stratovulkánu sa pri jeho juhovýchodnom okraji stýkajú a sčasti prekrývajú horniny čelovského pyroklastického vulkánu.

Čelovský pyroklastický vulkán sa vyvíjal v období stredného bádenu (zhruba pred 13,5 mil. r.) na morskom pobreží. V priebehu explozívnych erupcií popolovo-pemzových tufov a erupcií pyroklastických prúdov bola na morskom pobreží vybudovaná stavba pyroklastického vulkánu.



Obr. 1. Skalné bralo hradu Čabrad' budované uloženinami hrubých až blokových epiklastických vulkanických konglomerátov, chaotických laharových brekcií a epiklastických vulkanických pieskovcov (© V. Konečný).





Foto 1. Záběr z výhledu na hradní příkop odhaluje hrubou až blokovou chaotickou lahárovou brekcii (spodní pravá část). Poloha lahárové brekcie je narušena erozivním zářezem, který byl následně vyplněn drobnou erozivní výplně transportovaným úlomkovým prúdom (© P. Pachinger).



Foto 2. Detailní záběr styku lahárové brekcie a výplně erozivního zářezu (© P. Pachinger).

Eruptívne centrá tohto vulkánu (explozivne neky a dajky), odkryté eróziou, vystupujú v širšom okolí obce Čelovce. Vulkanické produkty explozivnych erupcií (tufy a brekcie) boli od eruptívnych centier transportované najmä na sever a severozápad do priestoru bzovíckej depresie, ktorá v tomto období intenzívne poklesávala. Do tohto

priestoru boli okrem vulkanického materiálu čelovského pyroklastického vulkánu súčasne transportované aj produkty vulkanickej aktivity Štiavnického stratovulkánu. Spolu boli ukladané v plytkovodnom prostredí pobrežnej zóny, prevažne v podobe epiklastických vulkanických pieskovcov, konglomerátov a brekcií. Pyroklastické prúdy, smerujúce do tohto priestoru z vynorených svahov vulkánov, sa stretali pri ich úpätí s morským prostredím a menili sa na lahary, úlomkové prúdy a bahenné prúdy.



Foto 3. Pohľad na ruiny hradu Čabrad z doliny rieky Litavy (© P. Pachinger).

Na svahoch strmého chrbta, vytvoreného meandrom rieky Litavy, vystupujú skalné odkryvy, ktoré sú najmä vo vrcholovej oblasti pod ruinami hradu budované striedaním hrubých až blokových epiklastických vulkanických konglomerátov, pieskovcov a brekcií (obr. 1.).

Pod ruinami hradnej veže, v strede spodnej časti, sa uložila chaotická laharová brekcia, tvorená prevažne málo opracovanými až neopracovanými úlomkami až blokmi andezitu, kde tvorí výplň lokálneho erozívneho zárezu. Vľavo od nej je uložený hrubý až blokový konglomerát s prevahou opracovaných blokov.

V nadloží laharovej brekcie, vo výplni erozívneho zárezu, nasledujú zvrstvené epiklastické vulkanické pieskovce a vyššie polohy konglomerátov striedajúce sa s polohou pieskovcov.

V záreze hradného priekopu, v skalnej stene je odkrytá chaotická laharová brekcia (pravá spodná časť foto 1.). Poloha laharovaj brekcie je narušená erozívnym zárezom, ktorý je vyplnený drobnejším úlomkovým materiálom s prevahou ostrohranných úlomkov, transportovaným úlomkovým prúdom (foto 2., detail z foto 1.).



Foto 5. Južná bašta hradu (© P. Pachinger).

Skalné odkryvy názorne dokumentujú dynamické pomery, ktoré panovali v oblasti pobrežnej zóny počas vývoja oboch vulkánov. Sú charakterizované ukladaním piesčitého materiálu, opracovaním hruboúlomkového materiálu v pásme príboja a jeho uložením v podobe blokových epiklastických vulkanických konglomerátov. Sedimentačný proces bol epizodicky prerušovaný náhlým masovým prínosom hruboúlomkového

materiálu, prostredníctvom laharov a úlomkových prúdov.

Na skalnom brale sa týčia ruiny stredovekého hradu Čabrad'. Hrad, známy aj pod menom Litava, vznikol v 13. storočí a doložený je v roku 1276. Mal chrániť cesty k stredoslovenským banským mestám. V 13. a 14. storočí patril Huntovcom a panstvu Čabrad'. V 15. storočí bol kráľovský a jadro hradu tvorila opevnená veža, do nádvorja pristavali neskôr palác a kaplnku. V 15. storočí ho obsadili Jiskrove vojská, ktoré tu zostali dlhší čas. V neskorej gotike bol dobre opevnený, mal 4 bašty. Tomáš Bakócz dal hrad po roku 1513 prestavať, po jeho smrti však spustol natolko, že v roku 1584 bolo navrhnuté jeho zbúranie. Hrozba tureckého nebezpečenstva si však vynútila jeho obnovu, rozšírenie a vybudovanie nového mohutného opevnenia. Tieto práce viedol pravdepodobne známy taliansky fortifikačný staviteľ Giulio Ferrari. Vďaka týmto úpravám Turci hrad nikdy nedobýli. V 16. storočí ho vlastnili Pálffyovci, v 17. storočí Koháryovci. Neskôr, v 17. a 18. storočí sa ho zmocnili vojská stavovských povstalcov. V 18. storočí stratil svoj význam, Koháryovci sa presťahovali do pohodlnejšieho, novopostaveného kaštieľa v Antole a dali hrad v roku 1812 podpáliť (foto 3., 4., 5.).



Foto 4. Vstupná brána do hradu (© P. Pachinger).

# 13. Územný celok turizmu Levice

Geotop č. 88

## Plášťovce sedimenty sublitorálnej zóny

Morské prostredie, rozšírené pri južnom úpätí Štiavnického stratovulkánu v období spodného až stredného báde-  
nu, bolo zo severnej strany obmedzené pobrežnou zónou (zhruba na línii Krupina – Hontianske Nemce – Ladzany) vyznačujúcou sa uložením hrubých až blokových konglomerátov. Južne od pobrežia sa v prehĺbujúcom morskom bazéne ukladal prevažne hrubozrnný až jemnozrnný piesčitý materiál striedajúci sa s polohami konglomerátov. Do príbrežnej zóny epizodicky prenikali úlomkové prúdy a lahary, ktoré uložili telesá chaotických brekcií (oblasť Medovarce – Horné Rykynčice). V smere na juh postupne narastá objem pieskovcových súvrství s vložkami

drobných až stredných konglomerátov a siltovcov. V širšej oblasti Plášťoviec rastie hrúbka jemnozrnných siltovcových sedimentov a ich rozšírenie je súvislejšie. Uloženie siltovcových sedimentov poukazuje na podmienky pokojnej sedimentácie v morskom prostredí vo väčšej vzdialenosti od centier aktívneho vulkanizmu.

V opustenom lome juhozápadne od obce Plášťovce narúša pokojnú sedimentáciu siltovcov náhly masový prínos drobného až hrubého konglomerátového materiálu, ktorý predstavuje niekoľko nad sebou uložených telies, sčasti oddeľovaných polohami siltovcov a pieskovcov (obr. 1).

Siltovce sú jemné sedimenty svetlosivej, svetloružovej až okrovej farby, ktoré sú často striedané jemnými vrstvičkami jemnozrnných pieskovcov. Vyznačujú sa zvetrávaním, doštičkovitým až kockovitým rozpadom. Časté sú vložky až polohy pemz (úlomky pemz do 2 – 3 cm). Sú pro-



Obr. 1. V opustenom lome juhozápadne od obce Plášťovce sú v nadloží siltovcov uložené telesá drobných až hrubých konglomerátov (© V. Konečný).



ktorými došlo k náhlemu premiestneniu konglomerátového materiálu pôvodne uloženého v blízkosti pobrežnej zóny (foto 3.).

Príčinou vzniku pohybov konglomerátového materiálu v smere do hlbších častí sedimentačného priestoru boli pravdepodobne seizmické otrasy späté s vulkanickou aktivitou, prípadne náhle uloženie vulkanických hmôt s následnou stratou stability podložných sedimentov. Pohyb masových prúdov transportujúcich konglomerátový a piesčité materiály v smere na juh bol limitovaný výstupom elevácie predvulkanického podložia (santovsko-túrovská hrast), ktorá pre tieto prúdy predstavovala neprekonateľnú bariéru.

duktom popolovo-pemzových pádov z vulkanických mračien a následnej sedimentácie na morskom dne, ako aj splachu popolového materiálu z vulkanického svahu. Podstatnou zložkou siltovcových sedimentov sú vulkanické popoly. Časté sú odtlačky listov, flóry a drevitých častí splavovaných do sedimentačného priestoru z vyšších vulkanických svahov (foto 1.).

Konglomerátové telesá uložené v nadloží siltovcov (foto 2.) predstavujú produkty masových prúdov,



Foto 2. Konglomerátové teleso je uložené na siltovcoch s ostrým diskordantným stykom – bez postupného prechodu (© P. Pachinger).

Foto 1. V spodnej časti odkvy sú uložené jemné siltovcové sedimenty s nepravidelným až kockovitým rozpadom, po puklinách prenikajú limonitové záteky (© P. Pachinger).



Foto 3. Detail konglomerátového materiálu pôvodne uloženého v blízkosti pobrežnej zóny (© P. Pachinger).

## Geotop č. 89

**Sudince****plytkovodné morské sedimenty**

V priebehu vývoja spodnej stratovulkanickej stavby Štiavnického strato-vulkánu, v období spodného až stredného bádenu (1. vývojová etapa), bol vulkanoklastický materiál transportovaný z južných svahov stratovulkánu v smere na juh, kde bol uložený v pobrežnom (litorálnom) pásme a južnejšie v oblasti sublitorálu. Zatiaľ čo uloženiny pobrežnej zóny sa vyznačujú prevažne hrubým až blokovým materiálom (hrubé až blokové konglomeráty v pásme Hontianske Nemce – Ladzany), v smere na juh a juhozápad, v postupne sa prehĺbujúcom priestore litorálu až plytkého sublitorálu, sa ukladajú piesčité sedimenty v podobe hrubozrnných až jemnozrnných pieskocov s vložkami drobných konglomerátov a siltocov.

Pri juhovýchodnom okraji obce Sudince (cca 5 km severozápadne od Hontianskych Tesárov), v opustenom lome je odkrytý komplex sedimentov plytkovodnej pobrežnej zóny (obr. 1., foto 1.).

V spodnej časti lomovej steny je striedanie jemnozrnných až strednozrnných epiklastických vulkanic-



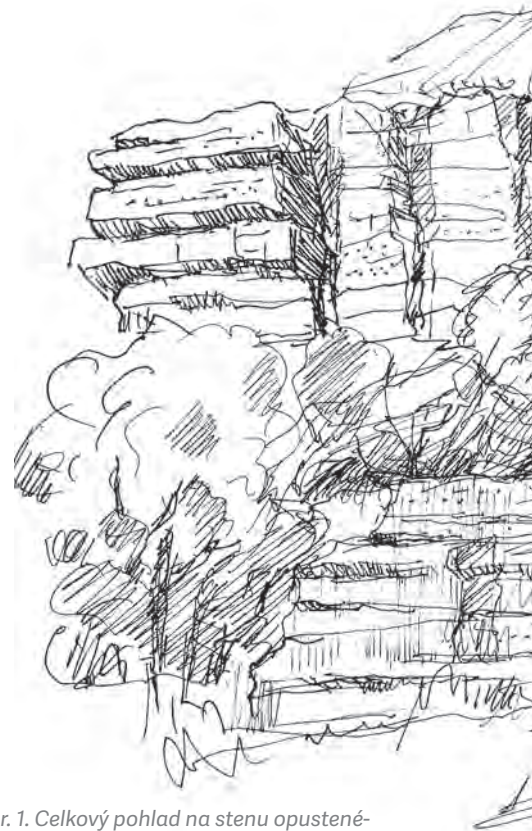
Foto 1. Celkový pohľad na steny opusteného lomu juhovýchodne od obce Sudince (© P. Pachinger).

kých pieskocov s vložkami až súvislejšími polohami siltocov (obr. 2.).

Vyššie pribúdajú vložky drobných konglomerátov, ktoré vo vrchnej časti nadobúdajú povahu súvislejších polôh (foto 2.). Časté je gradačné zvrstvenie, normálne aj reverzné. Vo vrchnej časti lomovej steny je výraznejšie šikmé zvrstvenie (foto 3.).

Textúry zvrstvenia sedimentov vo vrchnej časti svedčia o splytčovaní sedimentačného priestoru. Šikmé zvrstvenie je výsledkom morského

vlnenia v plytkovodnom prostredí litorálnej až sublitorálnej zóny.



Obr. 1. Celkový pohľad na stenu opusteného lomu juhovýchodne od obce Sudince. V lomovej stene je odkryté striedanie epiklastických vulkanických pieskocov s vložkami siltocov a drobných konglomerátov vo vrchnej časti (© V. Konečný).





Foto 2. Poloha drobných konglomerátov vo vrchnej časti pieskovcového súvrstvia (© P. Pachinger).



Obr. 2. V spodnej úrovni lomovej steny sú uložené jemnozrnné pieskovce, striedané polohami siltovcov. V smere nahor pribúdajú vložky až súvislejšie polohy drobných konglomerátov. V pieskovcových vrstvách sú textúry šikmého zvrstvenia spôsobené prílivovými a odlivovými prúdmi (© V. Konečný).



Foto 3. Textúry šikmého zvrstvenia v pieskovcovom súvrství – spodná časť a pri ľavom okraji (© P. Pachinger).

## Geotop č. 90

**Ladzany – Husárka**  
**textúry lávového prúdu**

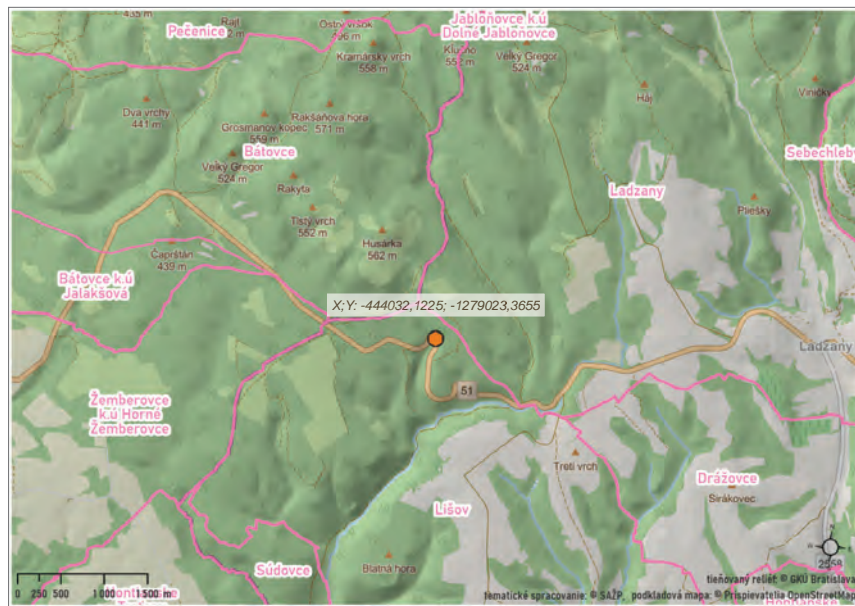
V priebehu mohutných efúzií (výlevov) lávových prúdov pyroxenických andezitov *badanskej formácie* (4. etapa vývoja Štiavnického stratovulkánu) sa v období sarmatu sformoval pri juhozápadnom úpätí stratovulkánu a sčasti v pobrežnej zóne plošne rozsiahly lávový pokrov (plató). Jeho denudačné zvyšky sú v súčasnej dobe rozšírené na ploche cca 80 km<sup>2</sup>. Lávový pokrov je zložený z veľkého počtu lávových prúdov, niektoré z nich, ktoré dosiahli pobrežie pri styku s morským prostredím, podliehali dezintegrácii a brekciácii so vznikom hyaloklastitových brekcií.

V opustenom lome pri štátnej ceste Ladzany – Levice, na južnom svahu pod k. 562 Husárka (cca 4,5 km západne od Ladzian) je odkrytá vnútorná stavba lávového prúdu *badanskej formácie* (obr. 1.).

Lávový prúd tvorí andezit sivočierny až čierny s výraznými výrastlicami plagioklasu (1 – 3 mm) a drobnejšími výrastlicami pyroxénov do 1 – 2 mm.



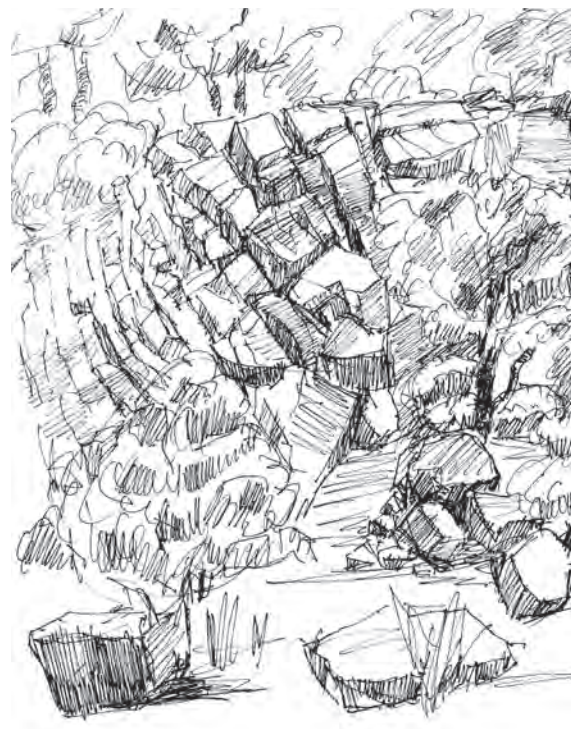
Foto 2. V ľavej časti steny opusteného lomu je pozorované postupné vztyčovanie doskovitej odlučnosti do subvertikálneho úklonu (© P. Pachinger).



Základná hmota je sklovitá. Rozpad andezitu je doštičkovitý podľa laminačných plôch, prípadne až nepravidelný, na ostrohranné úlomky.

Odlučnosť andezitu je podľa plôch fluidality (tečenia) zhruba doskovitá a v pravej časti lomovej steny zhruba subhorizontálna (paralelná s povrchom, po ktorom sa prúd pohyboval, foto 1.). V ľavej strane lomovej

steny je možné pozorovať postupné vztyčovanie doskovitej odlučnosti až do strmého subvertikálneho úklonu (foto 2.).



Obr. 1. V stene opusteného lomu západne od Ladzian je odkrytá vnútorná stavba lávového prúdu pyroxenického andezitu (© V. Konečný).



Foto 1. V stene opusteného lomu západne od obce Ladzany je v pravej časti andezit s naznačenou subhorizontálnou doskovitou odlučnosťou a hrubostĺpcovou až nepravidelňou odlučnosťou podľa subvertikálnych plôch (© P. Pachinger).



Doskovitá odlučnosť uvedeného typu v smere plôch fluidality, resp. tečenia (označovaná tiež ako lamináčňá odlučnosť) vzniká v záverečnom štádiu pohybu lávového prúdu, kedy sa lávový prúd zastavuje a začína tuhnúť. V tomto štádiu dochádza vo viskóznom stave už polotuhej lávy k čiastočným posunom v rámci lávového telesa a tieto pohyby sa realizujú podľa drobných plôch odlučnosti – plochy laminácie. Súbor týchto plôch podmieňuje vznik doskovitej odlučnosti. Táto je zhruba paralelná s reliéfom povrchu, po ktorom sa prúd pohybuje. Ak je reliéf podložia plochý, rovinatý, doskovitá odlučnosť má subhorizontálny priebeh. V prípade, že reliéf je pri okraji prúdu uklonený (lávový prúd sa pohybuje v záreze doliny), priebeh doskovitej odlučnosti rešpektuje tento úklon.

Táto skutočnosť je pravdepodobne dôvodom aj vzniku doskovitej od-

lučnosti, ktorá prechádza pri ľavom okraji lomovej steny do strmého subvertikálneho úklonu (obr. 1).

V strednej až pravej časti lomu je naznačená hrubostĺpcová odlučnosť podľa subvertikálnych plôch, ktorá vzniká v priebehu tuhnutia a kryštalizácie lávového prúdu. V dôsledku zmenšovania objemu dochádza k vnútorným napätiam, ktoré sú vyrovnávané vznikom plôch odlučnosti, v tomto prípade kolmo na smer chladnutia. Orientácia má subvertikálny až vertikálny priebeh (stredná a pravá časť lomovej steny).

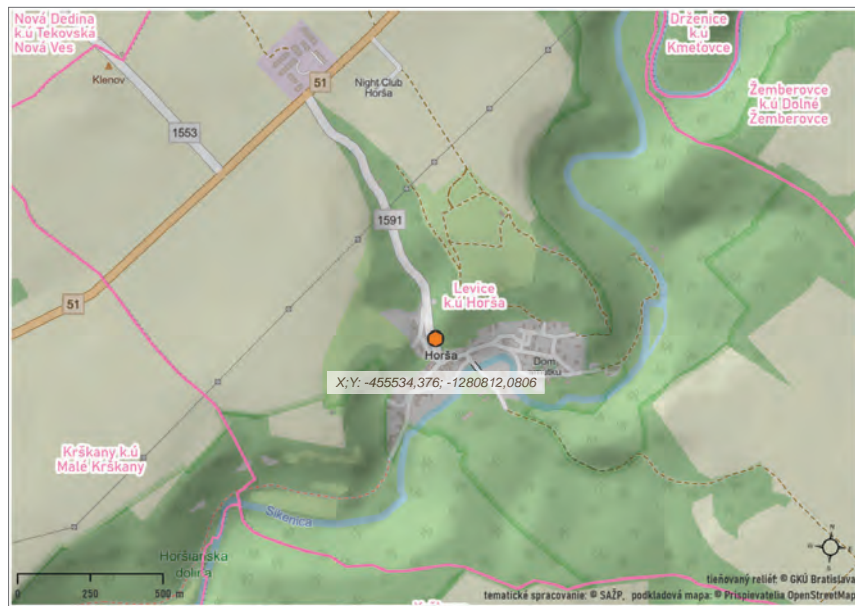


## Geotop č. 91

**Horša****lávový prúd sklovitého pyroxenického andezitu**

Pri hornom konci obce Horša (cca 6,0 km severovýchodne od Levíc) je v opustenom lome odkrytý lávový prúd sklovitého pyroxenického andezitu *badanskej formácie* (4. etapa vývoja Štiavnického stratovulkánu). Prístup k lomu je od štátnej cesty poľnou cestou cca 80 m (obr. 1).

Lávový prúd predstavuje južný okraj rozsiahleho lávového pokrovu (lávového platá), ktorý sa vytvoril na južnom úpätí stratovulkánu v priebehu mnohonásobných výlevov (efúzií) láv pyroxenických andezitov. V súčasnom období zaberajú denudačné zvyšky tohto rozsiahleho pokrovu plochu cca 80 km<sup>2</sup>. Lávové prúdy sa pri pohybe zo stratovulkanického svahu v smere na juh stretali v pobrežnej zóne s morským prostredím a v dôsledku prudkého ochladenia tuhli, nadobúdali sklovitý charakter a s prechodom do pevného stavu



podliehali brekciácii hyaloklastitového typu (hyaloklastitové brekcie sú predmetom ďalšej lokality situovanej severnejšie, v doline nad Vozárovým mlynom).

Mohutným efúziám láv predchádzali erupcie popolovo-pemzových tu-

fov, ktoré sa uložili na južnom svahu stratovulkánu a v pobrežnej zóne v podobe mocných súvrství (lokality Brhlovce a Žemberovce). Lávy vytvorili rozsiahly lávový pokrov (platá) v ich nadloží.



Obr. 1. Lávový prúd pyroxenického andezitu odkrytého lomom pri severnom okraji obce Horša. Rozpad andezitu podľa zvislých subvertikálnych plôch vytvára kulisovitú stavbu. Naznačená doskovitá odlučnosť má subhorizontálny priebeh (© V. Konečný).

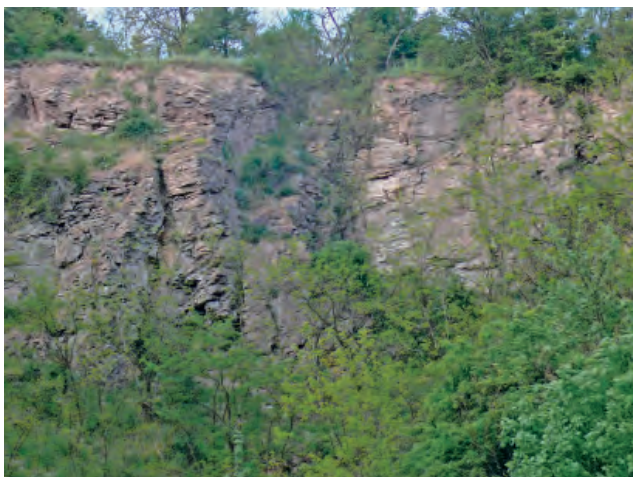


Foto 1. Kulisovitý rozpad andezitu podľa subvertikálnych plôch  
(© P. Pachinger).



Foto 2. Detail doskovitej odľučnosti podľa plôch laminácie  
(© P. Pachinger).

Andezit je na lokalite Horša sivočierny až čierny, s výraznými výrastlicami plagioklasov do 2 – 3 mm. Podľa strmej odľučnosti sa lávový prúd kulisovite rozpadá na rad blokov (foto 1.). Odľučnosť je doskovitá podľa subhorizontálnych až horizontálnych plôch (plochy laminácie), ktoré poukazujú na plochý a rovný povrch, po ktorom sa lávový prúd pohyboval a následne utuhol (foto 2.).

Radiometrickým datovaním K/Ar metódou bol na lokalite Horša zistený vek andezitu  $12,9 \pm 0,5$  mil. r., odpovedajúci spodnému sarmatu.

## Geotop č. 92

### Vozárov mlyn hyaloklastitové brekcie

V období sarmatu, v dôsledku obnovenej vulkanickej aktivity, došlo po úvodných erupciách popolovo-pemzových tufov k mohutným výlevom lávových prúdov pyroxenických andezitov badanskej formácie. Tie sformovali na južnom úpätí Štiavnického stratovulkánu plošne rozsiahly lávový pokrov. Zvyšky tohto pokrovu sú rozšírené južne od obce Baďan v smere na juh, kde zaberajú priestor medzi obcami Tlmače a Gondovo a južnejšie medzi obcami Krškany a Ladzany. Lávový pokrov je v južnej časti územia uložený na mocnom súvrství epiklastických vulkanických pieskovcov s polohami pemz (Geotop č. 95 Brhlovce). Lávové prúdy sa na južnom okraji stratovulkánu pri prechode do pobrežnej zóny stretali s morským prostredím a v širokom meradle podliehali brekciácii hyaloklastitového typu (obr. 1.).



Obr. 1. Schéma hyaloklastitovej brekciácie lávového prúdu pri vniknutí do morského prostredia (© V. Konečný).

K hyaloklastitovej brekciácii dochádza v prípade, ak žeravá láva príde do styku s vodným prostredím. Táto následne začína po prudkom ochladení tuhnúť a prechádza do pevného stavu. V dôsledku vnútorných napätí a pri pokračujúcom pohybe podlieha v polopevnom až pevnom stave rozpadu a brekciácii na úlomky až bloky prevažne s ostrohranným obmedzením. V procese brekciácie a dezintegrácie na úlomky svoju úlohu zohráva tiež prudká expanzia vodných pár, ktoré vznikajú pri styku žeravej lávy (s teplotou 900 – 1 000 °C) s morskou vodou. Táto masa úlomkov sa na uklonenom svahu morského dna pohybuje ďalej na určitú vzdialenosť. Po jej uložení a následnom spevnení vzniká chaotická hyaloklastitová brekcia. Tieto procesy sa odohrávali na južných okrajoch Štiavnického stratovulkánu v pobrežnej zóne mora zhruba pred 12,5 až 13 mil. r.

Na svahu bočnej doliny vyúsťujúcej do hlavnej doliny, v ktorej sa kľukatí rieka Sikenica, sú na svahu rozsiahle odkryvy hyaloklastitových brekcií pri lokalite Vozárov mlyn, severne od obce Horša (obr. 2., foto 1., 2.).



Drobné úlomky od veľkosti do 5 cm až do 30 cm a ojedinele bloky do 1,5 m so sklovitou základnou hmotou sú často silne pórovité, obmedzenie je v prevahe angulárne (ostrohranné) až subangulárne. Matrix medzi fragmentmi je zrnitý, sivý až nahnedlý, prípadne načervenalý s vyšším obsahom drobných ostrohranných úlomkov vo veľkosti 2 – 3 cm, až do 5 cm. Uloženie je výrazne chaotické.

Hyaloklastitové brekie tvoria pri južných okrajoch lávového pokrovu pásмо s variabilnou šírkou od niekoľko metrov do desiatok až stoviek metrov. Južnejšie prechádzajú uloženiny chaotických brekií postupne do redeponovaných hyaloklastitov, ktoré sa vyznačujú striedaním triedeného úlomkového materiálu s polohami pieskovecov.



Foto 1. Celkový pohľad na chaotickú hyaloklastitovú brekiu na svahu bočnej doliny, vyúsťujúcej do hlavnej doliny rieky Sikenica (© P. Pachinger).



Obr. 2. Skalný odkryv hyaloklastitovej brekie na svahu bočnej doliny smerujúcej do hlavnej doliny rieky Sikenica (© V. Konečný).



Foto 2. Detail chaotickej hyaloklastitovej brekie tvorenej prevažne ostrohrannými úlomkami sklovitého pyroxenického andezitu. Subsférické fragmenty sú výrazne pórovité – vľavo od kladiva (© P. Pachinger).



Štiavnického stratovulkánu), ktoré vytvorili rozsiahly lávový pokrov (plató) v pobrežnej zóne pri juhozápadnom úpätí stratovulkánu. Lávové prúdy, ktoré prišli do styku s morským prostredím, podliehali rozpadu a brekciácii. Výsledkom boli masy hyaloklastitových brekcií, ktoré sa hromadili pri južných okrajoch lávového pokrovu.

V dôsledku morského vlnenia bol úlomkový materiál hyaloklastitových brekcií ďalej premiestňovaný morskými prúdmi a ukladaný v pobrežnej zóne. V pásme morského príboja dochádzalo tiež účinkom vlnobitia k rozrušeniu lávových prúdov a k vzniku hrubých až blokových konglomerátov.

## Geotop č. 93

### **Kamenec**

#### **sedimenty pobrežnej zóny sarmatského mora**

V období sarmatu more ustúpilo z východnej časti neovulkanického regiónu v smere na západ v súvislosti s premiestnením centier subsidencie do priestoru Podunajskej nížiny. Morské prostredie bolo v tomto období rozšírené pri juhozápadnom úpätí Štiavnického stratovulkánu (západne od obce Ladzany).

V období spodného sarmatu, zhruba pred 12 – 13 mil. r. prebiehala na juhozápadnom svahu stratovulkánu búrlivá vulkanická aktivita. Po mohutných erupciách popolovo-pemzových tufov nasledovali rozsiahle efúzie láv pyroxenických andezitov badanskej formácie (4. etapa vývoja



Foto 1. Opracované andezitové bloky pochované v pieskovcoch na dne opustenej pieskovne (© P. Pachinger).



Foto 2. Dobre až dokonale opracované bloky dosahujú rozmery viac ako 1 m (© P. Pachinger).

Pri obci Kamenec (cca 9,5 km severovýchodne od Levíc), v opustenej pieskovni sú odkryté epiklastické vulkanické konglomeráty tmavosivých až sivozelených farieb s polohami andezitových štrkov. Na dne pieskovne sú sčasti odkryté opracované bloky andezitov premenlivej veľkosti (až do 1 m), rozptýlené a pochované vo vytriedených vulkanických pieskovochoch (foto 1., 2., 3.).

Opracované bloky pochádzajú z lávových prúdov sklovitých pyroxenických andezitov *badanskej formácie*, ktoré podľahli deštrukcii a rozrušeniu v pásme príboja.



Obr. 1. V stenách opustenej pieskovne sú odkryté pieskovce s výraznými textúrami šikmého zvrstvenia (© V. Konečný).



Foto 4. Sedimentárne textúry šikmého zvrstvenia pieskovcov v stene opustenej pieskovne (© P. Pachinger).



Foto 3. Opracovaný blok vľavo tvorí pyroxenický andezit so sklovitou základnou hmotou a pórovitou stavbou, pochádzajúci z okrajovej časti deštruovaného lávového prúdu (© P. Pachinger).



Vyššie v ich nadloží sú odkryté slabo spevnené vytriedené pieskovce, ktoré okrem vulkanického materiálu v podobe zŕn a úlomkov andezitov a opracovaných pemz (veľkosti do 3 až 8 cm) obsahujú zrná a valúny kremencov (obr. 1.).

Sedimentárne textúry, najmä šikmé zvrstvenie typu „rybej chrbtovej kosti“ (haring bone), vznikali v morskom plytkovodnom prostredí účinkom prílivových a odlivových prúdov (foto 4., 5.).

V smere do vyšších úrovní sa zvyšuje početnosť vrstiev so šikmým zvrstvením, ktoré vznikli pôsobením prílivov a odlivov.

Sedimentárny komplex tvorený pieskovicami, konglomerátmi a štrkami predstavuje deltovú sedimentáciu v plytkovodnom morskom prostredí. V smere na sever, vo výplni delty je uložený pestrý súbor vulkanických hornín zahrňujúci hyaloklastitové brekcie, pemzové tufy, epiklastické brekcie a lávové prúdy.

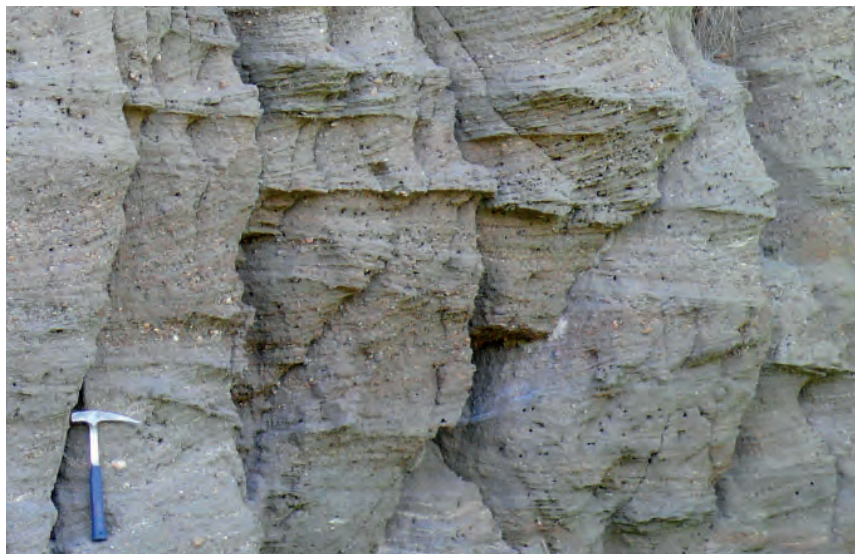


Foto 5. Detail šikmého zvrstvenia pieskovcov typu „rybej chrbtovej kosti“ (© P. Pachinger).

## Geotop č. 94

### Žemberovce

#### epiklastické vulkanické pieskovce s polohami pemzových tufov

Pri juhovýchodnom okraji obce Žemberovce je v opustenom lome odkryté súvrstvie vulkanických pieskovcov a pemzových tufov uložených v pobrežnej zóne na južnom svahu Štiavnického stratovulkánu (foto 1.).

Súvrstvie zaradené do 4. etapy vývoja Štiavnického stratovulkánu v období spodného sarmatu odpovedá *badanskej formácii*. V tomto období bol aktívny vulkanizmus pyroxenických andezitov, ktorý začal mohutnými erupciami popolovo-pemzových tufov, a po nich nasledovali výlevy lávových prúdov. Opakovanými výlevmi sa sformoval na južnom úpätí stratovulkánu rozsiahly lávový pokrov v nadloží pieskovcovo-tufového súvrstvia.

V stenách opusteného lomu sú uložené polohy tmavosivých strednozrnných až hrubozrnných pieskovcov, striedané vložkami až súvislejšími polohami pemzových tufov (foto 2.).

Textúry gradačného zvrstvenia (s uložením hrubozrnniejšieho materiálu v spodnej časti vrstvy a postupným zjemňovaním zrnitosti v smere nahor), ďalej textúry šikmého zvrstvenia svedčia o postupnom ukladaní piesčitého materiálu z hyperkoncentrovaných prúdov v plytkovodnom morskom prostredí. Okrem polôh so znakmi zvrstvenia a triedenia sú v rámci pieskovcových súvrství prítomné polohy pieskovcov bez známok gradačného a šikmého zvrstvenia, obsahujúce často ojedinelé rozptýlené obliaky andezitov (foto 3.).

Telesá nezvrstvených pieskovcov predstavujú uloženiny hustotných prúdov (turbiditov). Tieto vznikali z času na čas severnejšie na svahu morského dna. Nespevnený piesčitý materiál bol prostredníctvom týchto masových prúdov transpor-

tovaný v smere na juh, do hlbších časti sedimentačného priestoru, kde bol uložený. Príčinou vzniku hustotných prúdov – turbiditov, ktorými došlo k pohybu nekonsolidovaného (nespevneného) piesčitého materiálu, boli pravdepodobne seizmické otrasy (späť s vulkanickou činnosťou) alebo náhle uloženie veľkých mas pemzovo-tufového a piesčitého materiálu uloženého na uklonennom morskom dne, čo viedlo k porušeniu jeho stability.

Polohy epiklastických vulkanických pieskocov sa striedajú s polohami popolovo-pemzových tufov bez známk zvrstvenia. Popolovo-pemzové tufy pochádzajú z explozívnych erupcií plínijského typu. Počas týchto erupcií, v dôsledku opakovaných kolapsov eruptívnych stĺpov vznikali popolovo-pemzové horúce prúdy, ktoré sa pohybovali dolu po vulkanickom svahu a vnikali do morského prostredia.

V odkrytých stenách opusteného lomu je možné názorne ilustrovať udalosti prebiehajúce na morskom



dne, južne od pobrežnej zóny. Sedimentácia na uklonennom morskom dne, reprezentovaná ukladaním piesčitých tufov (polohy s gradačným a šikmým zvrstvením), bola epizodicky prerušovaná masovým prínosom piesčitého materiálu transportova-

ného prostredníctvom hustotných prúdov – turbiditov, ako aj uložením popolovo-pemzových prúdov, pochádzajúcich z plínijských erupcií, pádom z popolovo-pemzových vulkanických mračien.



Foto 1. Pohľad na steny opusteného lomu pri juhovýchodnom okraji obce Zemberovce (© P. Pachinger).



Foto 2. V stene opusteného lomu sa striedajú polohy zvrstvených a nezvrstvených tufo-pieskovcov, striedaných polohami pemzových tufov – polohy so sivobielym sfarbením (© P. Pachinger).



Foto 3. Polohy nezvrstveného pieskovca v stene opusteného lomu. V podloží aj nadloží pieskovcových telies sú uložené pemzové tufy. Polohy nezvrstvených pieskovcov predstavujú produkty hustotných prúdov – turbiditov. Na povrchu spodného pieskovcového telesa sú uložené pemzové tufy, úlomky pemz sú rozptýlené v pieskovcovej mase. Vyššie pieskovcové teleso – turbidit (nad kladivom) je uložené podľa ostrého styku na polohe pemzového tufu. Vľavo hore od kladiva je zvrstvená pemzová poloha s rozptýlením pemzových úlomkov v piesčitej mase (© P. Pachinger).

## Geotop č. 95

### Brhlovce

#### *pemzové tufy a skalné obydlia*

Obec Brhlovce sa nachádza na južných svahoch Štiavnického stratovulkánu, cca 9 km východne od mesta Levice. Pri obci a v jej okolí vystupujú polohy pemzových tufov, ktoré sú výsledkom explozívnych erupcií v období sarmatu (zhruba pred 12,8 – 13,0 mil. r.). Obnovená vulkanická aktivita pyroxenických andezitov, začlenená do 4. vývojovej etapy Štiavnického stratovulkánu, začala prudkými erupciami plínijského typu (obr. 1.), ktoré vyprodukovali veľké objemy vulkanického popola a pemz. Eruptívne centrá, ktoré boli zdrojmi popola a pemz sa predpokladajú v južnej časti kaldery, prípadne na JZ a J svahu Štiavnického stratovulkánu, kde postupne vznikali rad menších parazitických (satelitných) vulkánov.

Pri opakovaných explozívnych erupciách, pri ktorých dochádzalo ku kolapsom eruptívnych stĺpov, bol popolovo-pemzový materiál transportovaný v podobe popolovo-pemzových pyroklastických prúdov. Tieto sa pohybovali z vyšších úrovní stratovulkanického svahu v smere na juh, kde končili v plytkovodnom morskom prostredí. Popolovo-pemzový materiál, v podobe eruptívnych stĺpov nasýtených vulkanickými plynmi vystupoval až do vrchných úrovní atmosféry, kde sa rozšíril do strán hnaný veternými prúdmi a sformoval eruptívne mračná. Vulkanický popol a pemza padajúca z eruptívneho mračna vytvárali pokrovy tufov na svahoch stratovulkánu a ukladali sa v plytkom morskom prostredí v podobe tenkých až hrubých vrstiev striedajúcich sa s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov a drobných konglomerátov.

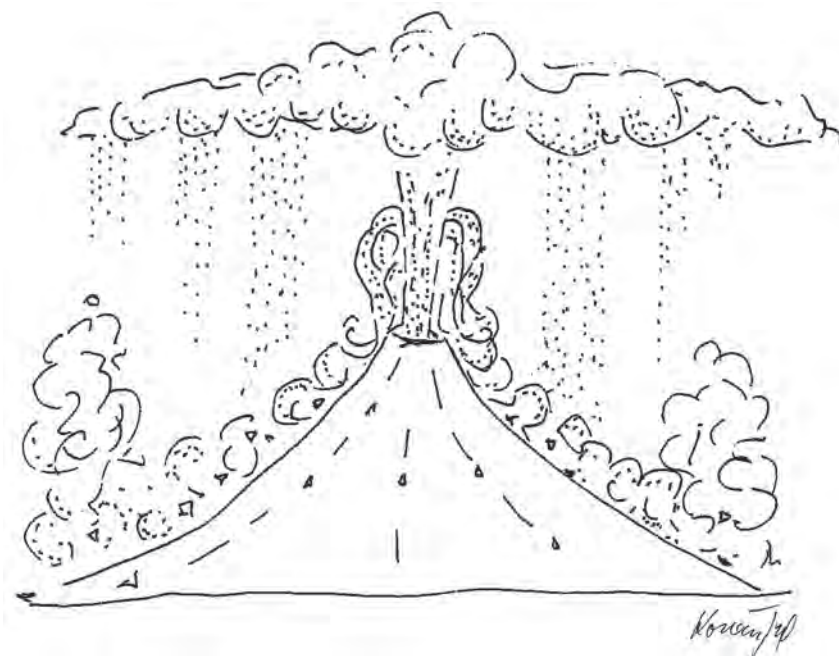
Vrstvy so zaujímavými textúrami popolovo-pemzových tufov, uložených v plytkovodnom morskom prostredí, môže návštevník pozorovať v stenách neďalekého opusteného lomu západne od obce Brhlovce (foto 1).



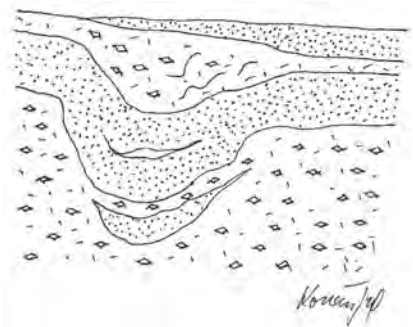


Polohy nezvrstvených pemzových tufov s hrúbkou od niekoľko desiatok cm až do 1 m a viac predstavujú uloženiny popolovo-pemzových prúdov transportovaných zo stratovulkánického svahu a uložených vo vodnom prostredí. Chaotické uloženie pemzových úlomkov, neprítomnosť triedenia a zvrstvenia, svedčia o masovom transporte v podobe prúdu, a o náhlom uložení po ukončení pohybu riadeného gravitáciou.

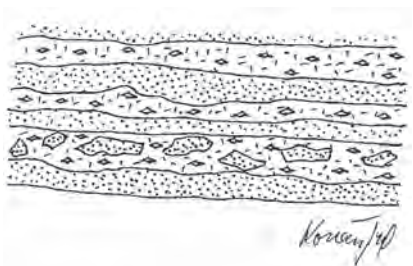
Polohy pemzových tufov, ktoré sú svedectvom prebiehajúcich erupcií sa striedajú s polohami tmavosivých tufových pieskencov a jemnozrnnejších siltovcov. Piesčitý materiál splachovaný zo svahov stratovulkánu a uložený v pobrežnom pásme často podliehal sklzom a bol premiestňovaný v podobe zrnitostných prúdov do hlbších častí morského bazéna, kde bol uložený v podobe polôh nezvrstvených pieskencov.



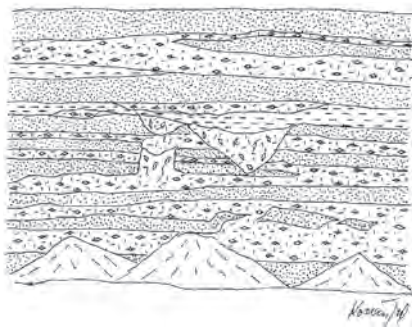
Obr. 1. Schéma erupcie plínijského typu (© V. Konečný).



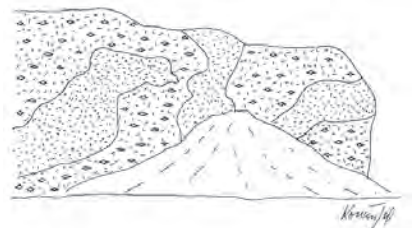
Obr. 2. Deformačná textúra v pieskencovej vrstve vzniknutá v dôsledku zaťaženia, uložením pemzového tufu (© V. Konečný).



Obr. 3. Rozčlenenie pieskencovej vrstvičky, v dôsledku bočného pohybu pri sklze (© V. Konečný).



Obr. 4. Erozívny zárez v pieskencovej vrstve vyplnený pemzovým tuфом – vpravo a textúra vytlačáním pemzového tufu – vľavo (© V. Konečný).



Obr. 5. Deformované útržky pieskencovej vrstvy sú uzatvárané v pemzovom tufe (© V. Konečný).



Foto 1. Pohľad na stenu opusteného lomu západne od obce Brhlovce (© P. Pachinger).

V dôsledku zataženia, uložením nových polôh pemzových tufov a pieskov, dochádzalo vo vrstvách pod nimi k deformáciám a sprehybaniu (obr. 2.). Pri bočnom sklzovom pohybe boli polohy pieskovcov rozčlenené na jednotlivé časti, deformované a rozptýlené v pemzovom tufe (obr. 3.).

Na obr. 4 vidieť eróziu pieskovcových vrstiev a následné zaplnenie erózného zárezu pemzovým tufom (pravá časť). Vľavo, vytlačáním pemzového tufu v smere nahor, došlo k porušeniu pieskovcových vrstiev. Deformované časti pieskovcovej vrstvy sú rozptýlené a uzatvárané v pemzovom tufe (obr. 5).

Uvedené textúry názorne dokumentujú pomery aké panovali v oblasti morského sedimentačného priestoru počas vulkanických erupcií. Polohy so znakmi zvrstvenia svedčia naopak o postupnom ukladaní a triedení piesčitého materiálu.

Rádiometrickým datovaním K/Ar metódou lávového prúdu severne od Brhloviec bol určený vek  $19,9 \pm 0,3$  mil. r. (G. P. Bagdasarjan, D. Vass, V. Konečný, 1968). Odtlačky listov v tufovom súvrství pri Brhlovciach,

ktoré zhodnotil F. Němejc (1967), poukazujú na vrchný bádén až spodný sarmat. Za reálny vek súvrstvia pri Brhlovciach sa považuje spodný sarmat.

V minulých dobách vznikali v pieskovcovo-tufových súvrstviach, v dôsledku ich ľahkej opracovateľnosti,



Obr. 6. Skalné obydlie a pivnica vysekaná v tufo-pieskovcoch (© V. Konečný).

skalné obydlia a priestory pre ustajnenie domácich zvierat, prípadne pivnice, v ktorých boli uložené poľnohospodárske plodiny (obr. 6, foto 2.).

O podmienkach, v ktorých žili ľudia vo vnútri skalných obydlí, sa môže návštevník presvedčiť v skanzene.



Foto 2. Pohľad do hospodárskeho dvora, v pozadí príbytok a hospodárske priestory, vysekané v tufo-pieskovcoch (© P. Pachinger).

## Geotop č. 96

**Hontianska Vrbica**  
deltové sedimenty

V období spodného sarmatu postupne ustupovalo plytké epikontinentálne more v smere na západ do priestoru Podunajskej panvy. Vulkanický materiál splavovaný z južných svahov Štiavnického stratovulkánu riečnymi tokmi bol ukladaný v pobrežnej zóne v podobe výplavového kužela – delty. Výplň tejto delty, siahajúcej od severu z priestoru obce Baďan a obce Počúvadlo, v smere na juh do širšej oblasti Levíc tvoria piesčité sedimenty v podobe epiklastických vulkanických pieskoviec, ku ktorým južnejšie prístupujú polohy konglomerátov a siltovcov.

V období spodného sarmatu došlo k obnoveniu vulkanickej aktivity explozívno-efuzívneho vulkanizmu pyroxenických andezitov badanskej formácie. V úvodných etapách tejto aktivity prevládali erupcie popolovo-pemzových tufov. Popolovo-pemzový materiál pokrýval po páde z erupzívneho mračna svahy stratovulkánu. Následne bol dažďovými zrážkami a vodnými tokmi splavovaný do pobrežnej zóny a ukladaný v rámci deltových sedimentov,



kde tvorí vložky až polohy redeponovaných popolových pemzových tufov. Južnejšie, s prechodom deltových sedimentov do morskej sedimentácie, boli postupne ukladané aj jemnozrnnejšie sedimenty v pokojnejšom prostredí v podobe siltovcov a ílovcov s vložkami diatomických ílov až diatomitov, prípadne machovkových vápencov bohatých na morské fosílie (lokality JV od obce Kukučínov).

Na lokalite severne od obce Hontianska Vrbica, v opustenom jamovom



Obr. 1. V stene jamového lomu severne od obce Hontianska Vrbica sú odkryté tufitické piesky až pieskovce badanskej formácie (© V. Konečný).



Foto 1. Celkový pohľad na stenu jamového lomu. V zábere je v strednej časti korytovitý zárez v spodnom zvrstvenom súvrství tufitických pieskoviec (© P. Pachinger).

lome v blízkosti štátnej cesty je odkryté súvrstvie málo spevnených tuftických pieskov až pieskovec (obr. 1., foto 1.).

V spodnej časti lomovej steny sú odkryté zvrstvené tuftické pieskovce, vo vrchnej časti narušené erozívnym zárezom. Výplň korytového erozívného zárezu tvoria chaoticky uložené pieskovce s obsahom úlomkov siltovcov. Väčšia koncentrácia hrubších úlomkov je najmä v spodnej časti vo výplni korytovitého erozívného zárezu (obr. 2., foto 2.).

Teleso chaoticky uloženého pieskovca, ktoré tvorí výplň erozívného zárezu, predstavuje uloženiny hustého turbiditného prúdu, ktorý počas pohybu rozrušil polohu siltovca a transportoval úlomkový materiál do hlbších úrovní sedimentačného priestoru, kde sa turbiditný prúd uložil. Vznik turbiditných prúdov bol



Obr. 2. Detail výplne korytovitého zárezu s vyššou koncentráciou úlomkov až blokov siltovcov v tuftickom pieskovci, uloženom turbiditným prúdom (© V. Konečný).

pravdepodobne výsledkom náhleho nakopania piesčitého materiálu, čo vyvolalo jeho nestabilitu na uklonennom morskom dne. Impulzom jeho pohybu v podobe masového turbiditného prúdu mohol byť seizmický otras v súvislosti s vulkanickou aktivitou.

Vo vrchnej časti lomovej steny sú opäť uložené zvrstvené tuftické piesky so šikmým zvrstvením. Sigmoidálny ohyb lamín piesku vytvára sigmoidálne zvrstvenie, ktoré je typické pre prostredie so značným účinkom prílivu a odlivu (foto 3.).

Textúry v stenách opusteného lomu názorne dokumentujú pomery sedimentácie v plytkovodnom morskom prostredí v oblasti delty. V nadloží sú deltové sedimenty prekryté lávovými prúdmi pyroxenického andezirtu badanskej formácie, ktoré pri južnom úpätí stratovulkánu a z časti aj v pobrežnej zóne, vytvorili rozsiahly lávový pokrov (Geotop č. 91 Horša).



Foto 2. Detail narušenia spodného súvrstvia korytovitým zárezom a jeho výplň s úlomkami siltovcov (© P. Pachinger).



Foto 3. Textúry šikmého zvrstvenia a sigmoidálny ohyb lamín svedčia o účinkoch prílivu a odlivu v plytkovodnom morskom prostredí (© P. Pachinger).



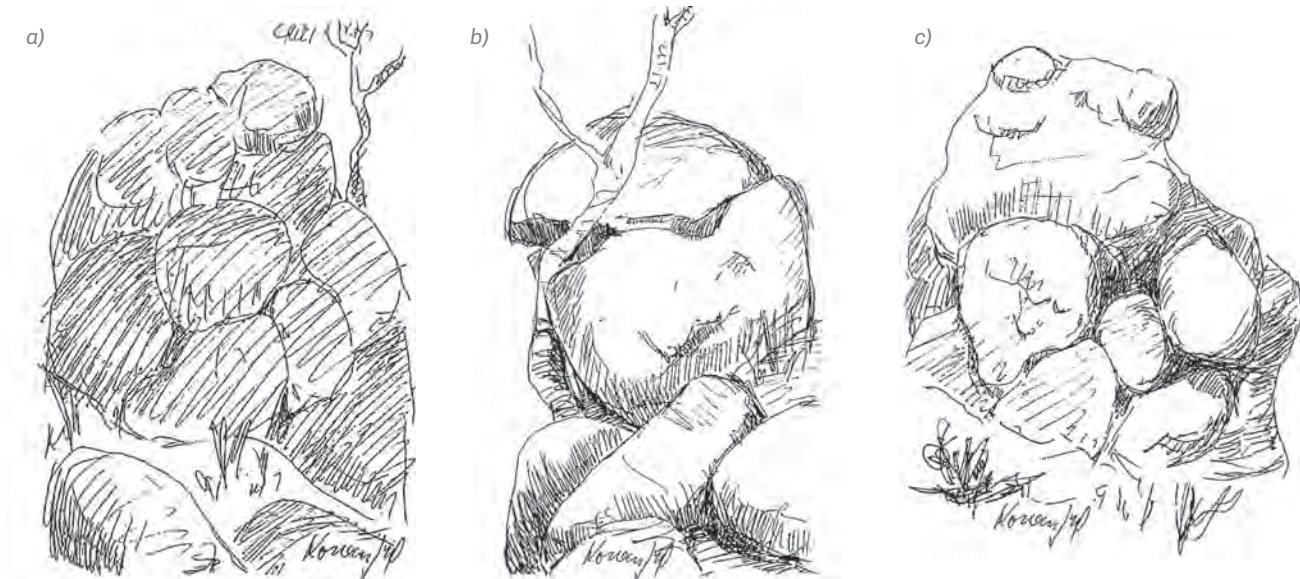
## Geotop č. 97

**Pečenice****formy zvetrávania andezitu**

Na juhozápadnom svahu Štiavnického stratovulkánu, pri severnom okraji obce Pečenice sú v oblasti mierneho chrbta roztrúsené bloky podivuhodných foriem, ktoré vznikali zvetrávaním lávového prúdu. Lávové prúdy pyroxenických andezitov, vyznačujúce sa často sklovitou základnou hmotou, zaradené do *baďanskej formácie* sarmatského veku (4. vývojová etapa Štiavnického stratovulkánu), tvoria súvislejší lávový pokrov pri juhozápadnom úpätí stratovulkánu. Lávový pokrov, zložený z väčšieho počtu lávových prúdov, je uložený na produktoch explozívnej aktivity (prevažne v podobe pemzových tufov), ktorá predchádzala efúziám (výlevom) láv. Lávové prúdy pyroxenických andezitov sú pri severnom okraji sčasti zakryté pod mladšími lávovými prúdmi amfibolicko-pyroxenických andezitov ± biotit, zaradených do sitnianskeho komplexu.

V procese fyzikálneho rozpadu – zvetrávania dochádza v prípade sklo-

Foto 1. Sférická, resp. guľovitá odlučnosť sklovitých pyroxenických andezitov (© P. Pachinger).



Obr. 1. Podivuhodné až bizarné útvary andezitu spôsobené jeho fyzikálnym rozpadom – zvetrávaním (© V. Konečný).

vitých pyroxenických andezitov ku vzniku sférickej, resp. guľovitej odlučnosti, čo podmieňuje vznik podivuhodných, často až bizarných útvarov (obr. 1., foto 1.), ktoré pri troche obrazotvornosti pripomínajú figurálne kompozície geniálneho sochára Henriho Moora (a – rodina, b – hlava bojovníka, c – materstvo, d – hlava ženy, e – súrodenci, f – kamenný trón) napriek tomu, že sú majstrovským výtvarom prírody.

Bloky zaujímavých foriem tvoria malebné zákutia inšpirujúce k úvahám, ako aj k odpočinku v prírodnom prostredí.



## Geotop č. 98

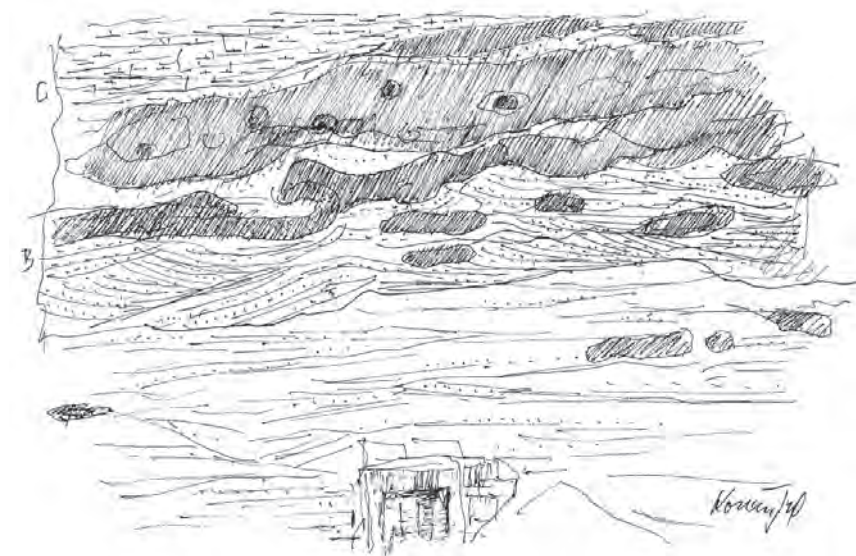
### Kubáňovo deltová sedimentácia

Pri obci Kubáňovo, v najjužnejšej časti uložení Štiavnického stratovulkánu v morskom prostredí vystupuje v prirodzených aj umelých odkryvoch komplex tuftitických pieskoviec a ilovcov (obr. 1.)

V spodnej časti na obr. 1., v hrúbke od 3 – 4 metrov sú uložené svetlo-

zelené jemnozrnné pieskovce s obliakmi pemz sfarbenými lokálne Fe oxidmi (limonit) do svetlohnedá až tmavohnedá. Pieskovce sú gradačne a šikmo zvrstvené (foto 1., 2.). Nad svetlozelenými jemnozrnnými pieskovcami vyššie nasledujú pestro sfarbené, spevnené pieskovce s výraznými textúrami šikmého zvrstvenia (foto 3., 4., 5.).

Nad nimi sú uložené pieskovce v celkovej hrúbke do 5 – 6 m, s poprehýbanými 10 – 20 cm hrubými vrstvami pieskoviec, výrazne sfarbenými



Obr. 1. Odkryv jemnozrnných piesčitých sedimentov a ilovcov pri okraji obce Kubáňovo (© V. Konečný).

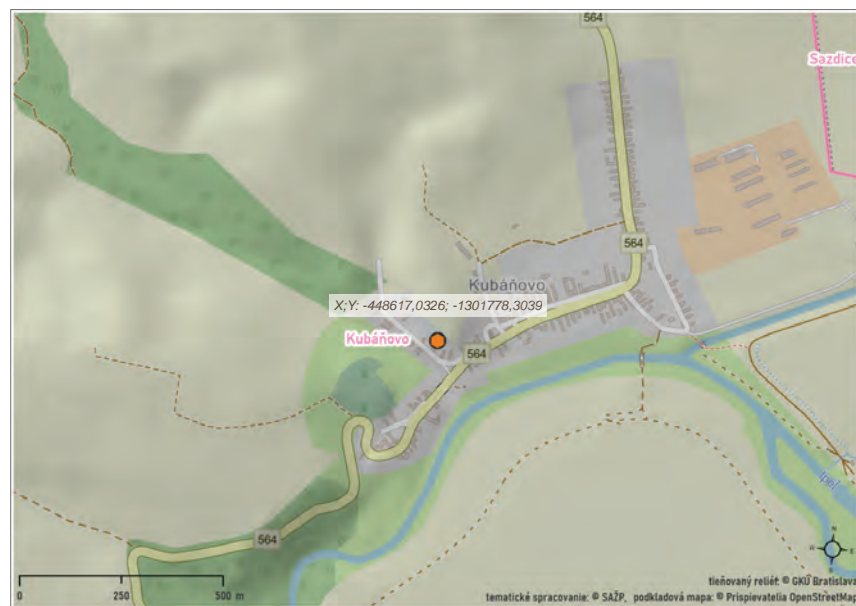




Foto 1. Odkryv jemnozrnných piesčitých sedimentov pri okraji obce Kubáňovo. Sedimenty v nižšej úrovni sa vyznačujú gradačným a šikmým zvrstvením (© P. Pachinger).



Foto 2. Detail šikmého zvrstvenia pieskovcov. Ojedinele sú v pieskovcoch prítomné drobné úlomky opracovanej pemzy – vľavo od kladiva (© P. Pachinger).



Foto 4. Žltozelené spevnené pieskovce s výraznými textúrami šikmého zvrstvenia v podloží deformovaných vrstiev (© P. Pachinger).

oxidmi Fe do hrdzavohneda. Súčasne sú tieto deformované vrstvy spevnené oxidmi Fe a v dôsledku zvetrávania výrazne vystupujú voči okolitým sedimentom (foto 6., 7.).

V nadloží sedimentov s deformačnými textúrami sú uložené sivozelené tufitické íly, dosahujúce hrúbku až 10 m (foto 8., 9.).

Opísané sedimenty interpretuje A. Nagy a kol. (2001) ako terminálne (záverečné časti inverzného údolia). Pri lokálnom znížení hladiny mora



Foto 5. Detail žltozelených spevnených pieskovcov s výraznými textúrami šikmého zvrstvenia (© P. Pachinger).



Foto 3. V nadloží spodných piesčitých sedimentov sú uložené jemnozrnné žltozelené výraznejšie spevnené pieskovce a v ich nadloží hrdzavohnedé limonitizované a deformované sedimenty. Vrchnú časť odkryvu tvoria žltobiele až sivobiele ílovce (© P. Pachinger).

sa vodný tok zarezal do plážových sedimentov a naniesol svoje náplavy v riečnom prostredí (stredná poloha). Následkom opätovného zvýšenia úrovne vodnej hladiny došlo k sedimentácii ílov. V íloch sa našlo množstvo odtlačkov listov a silicifikovaných konárov a kmeňov stromov. Váha nadložných ílov pravdepodobne spôsobila hydroplastické deformácie vrchných vrstiev podložných pieskovcov. Sedimentácia ílov pripomína usadeniny estuária.

V íloch bola zistená mikrofauna zastúpená foraminiferami druhov *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium flexnosum* (Orb.), *Elphidium macellum* (E-M) a *Protelphidium bogdanowiczi* (Volosh.). Z ostrakód sú prítomné najmä *Cytheridea hungarica* (Zal) a *Hemicyprideis dacicg* (Hejjas). Odtlačky listov reprezen-



tujú *Carpinus granodis* Ung., *Betula makrophylla* Heer, *Betula prissa* Ett., *Alnus cecropifolia* (Ett.) Berger, *Pteris palacoarita*, *Salix varians*, *Betula prisce*, *Büttneria tiliaefolis*, *Juglans acuminata*, *Ulmus longifolia* a mnohé ďalšie, pričom ide o chladnomilné druhy charakteristické pre obdobie sarmatu.

Sedimenty tzv. deltovej sedimentácie patria do *badanskej formácie*. Novšie sú sedimenty označené ako *kubáňovské vrstvy* (A. Nagy, 2001). Na základe uvedených paleontologických dôkazov sa sedimenty usadzovali v období spodného až stredného sarmatu cca pred 12 až 13 miliónmi rokov.



Foto 8. V nadloží deformovaných vrstiev sú uložené tufitické íly (© P. Pachinger).



Foto 6. Deformácie v piesčitych vrstvách zvýraznené limonitizáciou (© P. Pachinger).



Foto 7. Detail deformovanej textúry (© P. Pachinger).



Foto 9. Detail bázy uloženia tufitického ílu na podložné piesčité sedimenty. Drobné dutinky sú výsledkom činnosti hmyzu (© P. Pachinger).



## Geotop č. 99

**Levice – hradný vršok  
hyaloklastitové brekcie**

V období sarmatu, po vzniku štiavnickej kaldery, pokračovala intenzívna vulkanická aktivita v oblasti kaldery a na svahoch stratovulkánu (4. etapa vývoja Štiavnického stratovulkánu). Produkty explozívno – efuzívneho vulkanizmu amfibolicko-pyroxenických andezitov začlenené do *priesilskej formácie* zahŕňajú vulkanoklastické horniny (úlomkové horniny) a lávové prúdy. Tieto tvoria výplň mohutnej paleodoliny, ktorá začínala v priestore Novej Bane a pokračovala na juhozápad do oblasti Kozmálovských kopcov. V spodných úrovniach výplne tejto mohutnej paleodoliny prevládajú vulkanoklastické horniny (brekcie pyroklastických prúdov, epiklastické vulkanické brekcie, hyaloklastitové brekcie, pieskovce a konglomeráty), zatiaľ čo vrchnú časť výplne paleodoliny tvoria prevažne lávové prúdy. Zvyšky výplne uvedenej paleodoliny sa nachádzajú vo vrcholovej oblasti masívu Priesil (kóta 748), severne od Čajkova, na južných svahoch veľkého a Malého Inovca, v okolí Kozároviec a v oblasti Kozmálovských kop-



cov (západne od Tlmáč). Relikty tejto výplne, v podobe hyaloklastitových brekcií sa vyskytujú pri severnom okraji Levíc – hradný vršok (obr. 1.) a skalné bralká oproti.

Zvyšky lávových prúdov vystupujú severne od Levíc v okolí Podlužian.

Lávové prúdy, ktoré sa pohybovali v rámci uvedenej paleodoliny v smere na juhozápad sa pri úpätí stratovul-



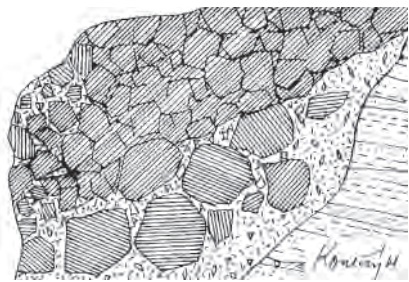
Obr. 1. Celkový pohľad na skalný odkryv hradného brala pod levickým hradom (© V. Konečný).



Foto 2. Celkový pohľad na skalné bralo levického hradu (© P. Pachinger).

kánu stretali s morským prostredím v oblasti pobrežnej zóny a podliehali brekciám hyaloklastitového typu so vznikom hrubo úlomkových až blokových hyaloklastitových brekcií.

Brekciáciu lávového prúdu je možné pozorovať na svahu skalného bralka oproti hradnému vrchu (obr. 2.).



Obr. 2. Skalné bralko oproti levickému hradu ilustruje proces brekciácie lávového prúdu pri styku s morským prostredím. V spodnej pravej časti sú pôvodné sedimenty v podobe pieskoviec a siltovcov, vyššie sú sedimenty narušené zárezom, ktorý je vyplnený pemzovo-tufovým materiálom. Vyššie v záreze je zbrekčovatený lávový prúd s prechodom do hyaloklastitovej brekcie – lavý okraj (© V. Konečný).



Foto 1. Skalné bralko oproti hradnému vrchu. Detail rozpadu a brekciácie lávového prúdu na ostrohranné úlomky (© P. Pachinger).



pätia), rozpadá na úlomky až bloky a mení sa na chaotickú hyaloklastitovú brekciu (foto 1.). Pokračujúcim pohybom chaotickej brekcie v podobe hyaloklastitového prúdu dochádza k rozrušeniu a erodovaniu sedimentov v jeho podloží.

V skalnom odkryve na severnom okraji hradného vršku je hrubouškovú až blokujú hyaloklastitová brekcia, ktorá predstavuje uloženiny hyaloklastitového prúdu (obr. 3.).



Obr. 3. Skalné bralo levického hradu tvoria v spodnej časti triedené a zvrstvené epiklastické brekcie. Vyššie sú uložené polohy chaotických brekcií úlomkových prúdov, striedané polohami pemzových tufov s úlomkami andezitu, ktoré predstavujú produkty masového transportu vo vodnom prostredí. Vo vrchnej časti je chaotická brekcia – hyaloklastitový prúd, tvorený úlomkami až blokmi sklovitého andezitu (© V. Konečný).

Úlomky až bloky do 0,5 m tvorí porfyrický amfibolicko-pyroxenický andezit, obmedzenie úlomkov je prevažne ostrohranné (angulárne). Matrix je zrnitý, pomerne kompaktný. Uloženie materiálu hyaloklastitového prúdu je chaotické bez známkov triedenia a zvrstvenia. V podloží brekcie je poloha pemzového tufu s úlomkami andezitov a nižšie brekcie úlomkových prúdov a triedené hrubozvrstvené epiklastické vulkanické brekcie (foto 2., 3.).

Skalné odkryvy pri okraji mesta Levice názorne ilustrujú procesy v oblasti pobrežia sarmatského mora, do ktorého vnikali lávové prúdy pohybujúce sa zo svahov Štiavnického stratovulkánu a podliehali rozpadu a brekciácii.



Foto 3. Detail chaotickej brekcie hyaloklastitového prúdu (© P. Pachinger).

Lávový prúd sa pohyboval eróznym zárezom vyhlbeným na povrchu v jemnozrnných pieskoviach až siltovciach. Zárez bol v spodnej časti najprv vyplnený pemzovými tufmi. Lávový prúd sa pri styku s vodným prostredím, v dôsledku prudkého ochladenia a následného tuhnutia (v dôsledku vnútorného na-

## Geotop č. 100

## Čajkov

## popolovo-pemzové tufy

Na juhozápadnom svahu Štiavnického stratovulkánu, severne od obce Čajkov sú v stenách opusteného lomu odkryté pemzové tufy *drastvickej formácie* (4. etapa vývoja Štiavnického stratovulkánu).

V lomovej stene, pri ľavom okraji polokruhovitého lomu je v spodnej časti striedanie polôh jemnozrného tufu s polohami bohatšími na pemzu (obr. 1., foto 1.).

Textúry poukazujú na triedenie jemnozrného materiálu ukladaného pádom z vulkanického mračna, ako aj na známky lokálneho transportu (premiestnenie splachom). Poloha jemnozrného popolového tufu s drobnými úlomkami pemz v spodnej časti lomovej steny je na foto 2.



Obr. 1. Popolovo-pemzové tufy odkryté lomom, severne od obce Čajkov. V spodnej časti je poloha jemnozrného tufu, v jej nadloží sú uložené chaotické popolovo-pemzové tufy pyroklastických prúdov (© V. Konečný).

Vyššie v skalnej stene sú uložené polohy svetlosivých až okrových a lokálne načervenaných pemzových tufov, bez známok triedenia a zvrstvenia (foto 3.). Úlomky pemz pestrých svetlých odtieňov (okrová, sivobiela, žltá, hnedá) variabilnej veľ-

kosti (od 0,5 cm do 5 cm a ojedinele do 10 cm) sú rozmiestnené chaoticky v jemnozrnnejšej popolovo-pemzovej základnej hmote – matrice (foto 4., 5.). Ojedinele sú prítomné úlomky andezitov do veľkosti 3 – 5 cm.



Foto 1. Celkový pohľad na lomovú stenu popolovo-pemzových tufov severne od obce Čajkov (© P. Pachinger).

Polohy pemzových tufov s chaoticky uloženým materiálom, s hrúbkou do 3 – 5 m, sú oddelované tenkými polohami jemnozrnnejších triedených tufov obsahujúcich často vložky drobných konglomerátov.

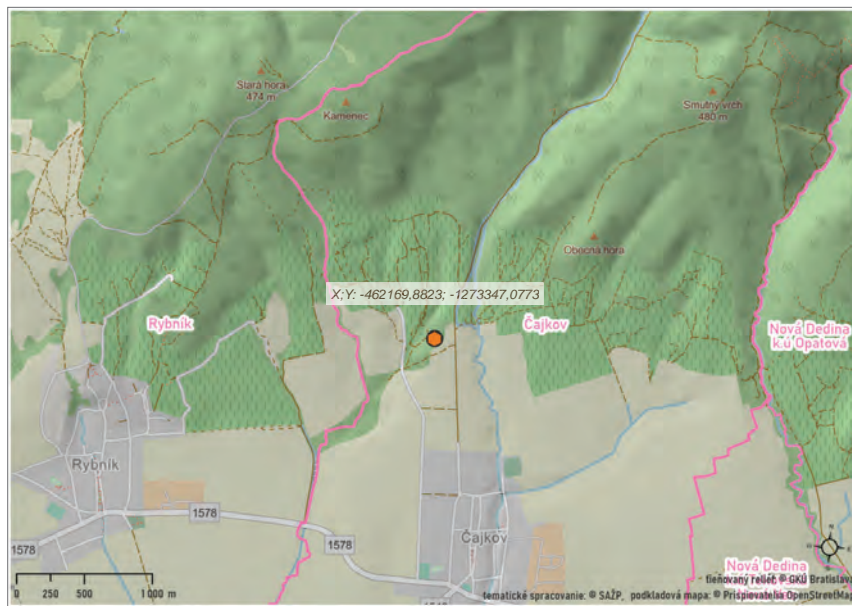
Polohy pemzových tufov reprezentujú uloženiny popolovo-pemzových prúdov, produkovaných počas plínijských erupcií v dôsledku opakujúcich sa kolapsov erupčívneho stĺpu bohatého na žeravé vulkanické plyny, popol a pemzu. Táto zmes vytvára po dopade na uklonený vulkanický svah turbulentný prúd pohybujúci sa z vulkanického svahu vysokou rýchlosťou a ničiaci na svojej ceste všetko živé. Počas pohybu, popolovo-pemzový prúd postupne strácal svoju pôvodnú vysokú magmatickú teplotu (obr. 2.).



Foto 2. Poloha jemnozrného popolového tufu s pemzami (© P. Pachinger).



Foto 3. V nadloží jemnozrného popolového tufu sú uložené chaotické popolovo-pemzové tufy pyroklastického prúdu – vpravo (© P. Pachinger).



Popolovo-pemzové prúdy, pohybujúce sa z oblasti kaldery na južné svahy stratovulkánu, sa pri jeho južnom úpätí stretali s morským prostredím a v dôsledku styku s morskou vodou rapídne strácali svoju vysokú teplotu. Následkom ochladenia nedochádzalo u týchto prúdov k výraznejšiemu spekaniu až zváraniu pyroklastického materiálu (obr. 2.).

Naproti tomu pyroklastické prúdy, ktoré sa uložili vo vyšších úrovniach stratovulkanického svahu a na jeho západnom svahu, mimo dosah vodného prostredia, sa vyznačujú zvaraním popolovo-tufového materiálu a následným vznikom zvaraných tufov – ignimbritov (Geotop č. 26. Kojatín, Geotop č. 44. Veľký Žiar, Geotop č. 50. Obyce).



Obr. 2. Schéma erupcie plínijského typu. Po kolapse erupčívneho stĺpu na stratovulkanický svah vzniká horúci turbulentný prúd, ktorý transportuje popolovo-pemzový materiál od krátera dole po uklonenom svahu stratovulkánu, kde dochádza k stretnutiu s vodným prostredím morského pobrežia (© V. Konečný).



Foto 4., 5. V detailnejšom zábere je vidieť úlomky pemz (svetlosivej až bielej farby) od veľkosti 0,5 cm do 10,0 cm rozmiestnené chaoticky v jemnozrnnejšom popolovom matricke svetloružovej farby (© P. Pachinger).



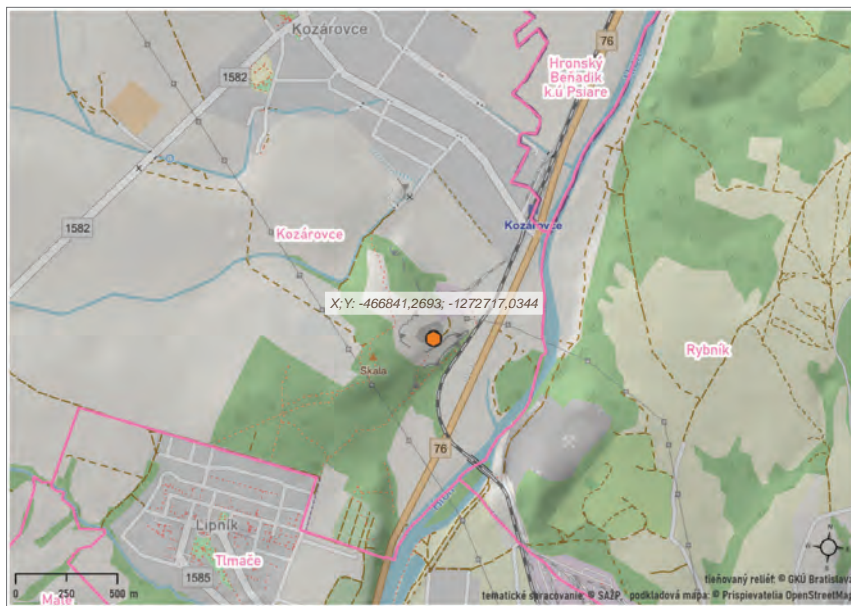
## Geotop č. 101

**Kozárovce****lávový prúd, hyaloklastitové brekcie**

Na lokalite Kozárovce, na juhozápadnom svahu Štiavnického strato-vulkánu, pri východnom okraji obce (pri železničnej trati), na skalnatom svahu sú lomom odkryté dve telesá lávových prúdov, hyaloklastitové brekcie a piesčité tufy *priesilskej formácie* sarmatského veku, patriace do 4. etapy vývoja Štiavnického strato-vulkánu (obr. 1.).

Lávové prúdy *priesilskej formácie*, pohybujúce sa z vyšších úrovní strato-vulkanického svahu na juhozápadné úpätie stratovulkánu, sa stretali s vodným prostredím pobrežnej zóny Sarmatského mora a podliehali brekciácii hyaloklastitového typu.

V opustenom lome, východne od obce Kozárovce sú odkryté lávové prúdy pyroxenického andezitu. V pravej časti lomovej steny je možné pozorovať procesy brekciácie hyaloklastitového typu v dôsledku styku s vodným prostredím (obr. 1., foto 1.).



V ľavej, spodnej časti lomu je odkrytý spodný lávový prúd s naznačenou stĺpcovou odlučnosťou podľa ukloněných subvertikálnych plôch (foto 2.). Andezit je tmavosivý s nazelenaným odtieňom, výrastlice do 2 – 5 mm tvorí plagioklas. Tmavé výrastlice (pyroxény, amfíbol) sú sčasti až silne premenené (chloritizované a limonitizované). V nadloží je uložený vyšší

lávový prúd podobného zloženia, ktorý sa vyznačuje stĺpcovou odlučnosťou podľa nepravidelných subvertikálnych plôch a sčasti naznačenou subhorizontálnou odlučnosťou podľa plôch laminácie – fluidality (foto 3.).



Obr. 1. Opustený andezitový lom východne od obce Kozárovce. V ľavej spodnej časti je spodný lávový prúd so subvertikálnou hrubostĺpcovou odlučnosťou a v jeho nadloží vrchný lávový prúd, podobne so stĺpcovou odlučnosťou. V pravej časti sú v nižšej úrovni odkryté zvrstvené epiklastické pieskovce a v ich nadloží redeponované hyaloklastitové brekcie. Vyššie, v nadloží hyaloklastitovej brekcie je uložený vrchný lávový prúd, ktorý prechádza do pásma brekciácie a hyaloklastitovej brekcie (© V. Konečný).

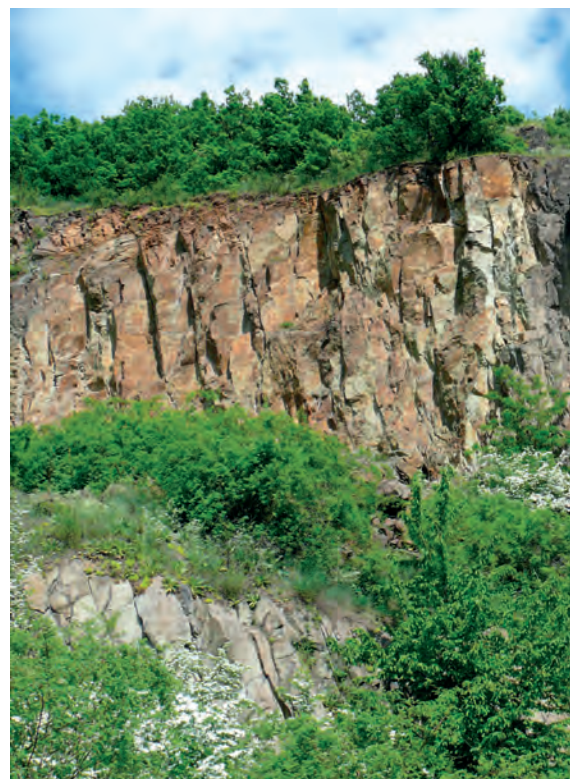


Foto 1. Celkový pohľad na steny opusteného lomu, východne od obce Kozárovce (© P. Pachinger).



Foto 2. Detail hrubostĺpcovej odľučnosti spodného lávového prúdu (© P. Pachinger).



Foto 3. Detail hrubostĺpcovej odľučnosti vrchného lávového prúdu (© P. Pachinger).

V pravej časti, vrchný lávový prúd prechádza do nadložia komplexu redeponovaných (premiestnených) hyaloklastitových brekcií uložených na piesčitých tufoch s obsahom drobných andezitových úlomkov (foto 4.).

Komplex brekcií a piesčitých tufov sa ukláňa južným smerom (foto 5.). Vrchný lávový prúd postupne nadobúda v pravej časti zbrekčovatený charakter a prechádza až do pásma hyaloklastitovej brekcie (foto 6.).

Táto subhorizontálna odľučnosť paralelná s povrchom, po ktorom sa lávový prúd pohybuje, vzniká v závere tečenia lávového prúdu, kedy sa jeho pohyb zastavuje a lávový prúd začína tuhnúť. Stĺpcová odľučnosť (kolmá k plochám laminácie) naproti tomu vzniká až v procese tuhnutia a kryštalizácie lávového prúdu v dôsledku zmenšovania priestoru pri prechode do pevného stavu.



Foto 4. Celkový pohľad na pravú stranu lomovej steny, kde je vrchný lávový prúd uložený na polohe hyaloklastitových brekcií (© P. Pachinger).



Foto 5. Detail pravej časti lomovej steny. V spodnej úrovni sú epiklastické vulkanické pieskovce s naznačeným zvrstvením a s úlomkami andezitu. Vyššie je prechod do hyaloklastitovej brekcie tvorenej angulárnymi (ostrohrannými) úlomkami andezitu a piesčito-zrnitým matrixom. Brekcia vykazuje znaky krátkeho transportu (© P. Pachinger).



Foto 6. Detail brekciácie vrchného lávového prúdu s prechodom do hyaloklastitovej brekcie – pri pravom okraji (© P. Pachinger).

Hyaloklastitová brekciácia je proces, ktorý vzniká v dôsledku rýchleho ochladenia tečúceho lávového prúdu pri styku s vodným prostredím (alebo pri styku so snehom, ľadom). V tomto prípade to bolo morské prostredie pobrežného pásma Sarmatského mora. Rýchlym ochladením a stratou plynnej fázy začína lávový prúd tuhnúť, v dôsledku vnútorných napätí sa pri pokračujúcom pohybe rozpadá na úlomky a podlieha brekciácii.

Brekciácia hyaloklastitového typu u vrchného lávového prúdu súčasne indikuje pásmo prechodu zo stratovulkanického svahu do pobrežnej zóny Sarmatského mora, kde sa lávové prúdy stretali s morským prostredím (foto 7., 8.).



Foto 7. Detail brekciácie vrchného lávového prúdu, ktorý sa rozpadá na ostrohranné úlomky až bloky a zrnitú matrix. Ide o zobrazenie iníciaľného (počiatočného) štádia dezintegrácie lávového prúdu (© P. Pachinger).



Foto 8. V podloží spodnej časti vrchného lávového prúdu je umiestnená hyaloklastitová brekcia so zrnitým matrixom (© P. Pachinger).

## Geotop č. 102

### Dudince

#### sladkovodné vápence – travertíny

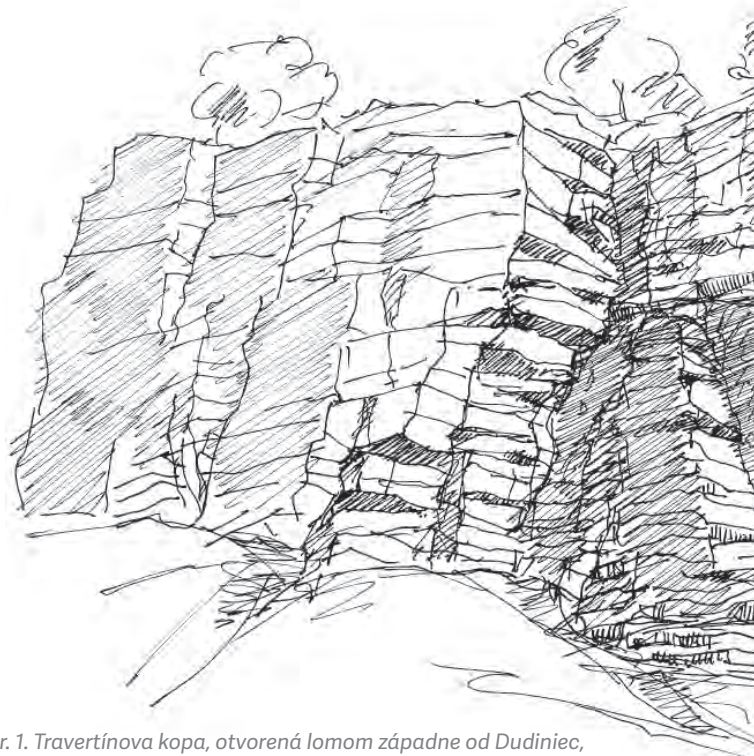
Sčasti odkrytá travertínová kopa sa nachádza pri ceste z Dudiniec do Hontianskych Moraviec, cca 1 200 m na západ. Umelý odkryv vznikol lomovou činnosťou v prvej polovici minulého storočia (obr. 1., foto 1.).

Hlavná masa horniny je tvorená pevnými, výrazne zvrstvenými, sčasti pórovitými svetlými žltó, žltobielo až smotanovožltó sfarbenými travertínmi (foto 2.). Vo vrchnej časti umelého odkryvu sa nachádzajú zvetrané a rozpadnuté kusy travertínov.

Na povrchu travertínu sú lokálne prítomné zvyšky fosílnych pôd sfarbené do červena, označované ako typ „terra rossa“.

Travertínová kopa podobne, ako aj ďalšie travertínové kopy v areáli kúpeľov Dudince, lokality Vápník (Šikláš) pri Leviciach a pri Santovke, sú produktom vyššie teplotných termálnych vôd.

Travertíny sú výrazne zvrstvené. Okrem mäkkších usadenín travertínov sú prítomné vrstvy odolnejšieho aragonitu. Prítomnosťou aragonitu nadobúdajú vrstvičky hrubé od niekoľko mm do 5–7 cm kompaktný, hrubokryštalický a priehľadný vzhľad dúhovite sa striedajúcich mliečno a svetložltých až medovožltých vrstvičiek. Miestami sú vyvinuté veľké priehľadné kryštály kalcitu (foto 3.).



Obr. 1. Travertínová kopa, otvorená lomom západne od Dudiniec, odkrýva výrazne zvrstvené travertíny s hrubodoskovitou odlučnosťou (© V. Konečný).



Foto 1. Celkový pohľad na travertínový lom západne od Dudiniec. Striedanie vrstiev svetložltých a okrových až hnedých travertínov. Vo vrchnej časti je výrazná kôra zvetrávania s prechodom do terra rossy. Vo vrchnej časti sú travertíny rozrušené mrazovým klinom a vyplnené sutinovým materiálom (© P. Pachinger).



Foto 2. Výrazne zvrstvené polohy travertínov s doštičkovitým rozpadom. Rozrušenie travertínu na úlomky – spodná časť – sa uskutočnilo počas vývoja travertínovej kopy, pravdepodobne v dôsledku otrasu alebo pohybu sklznutej masy (© P. Pachinger).



Foto 3. Detail aragonitovej vrstvy s kryštálmi kalcitu v dutinách (© P. Pachinger).

Na rozdiel od levického travertínu na lokalite Vápnik, označeného ako „zlatý ónyx“, sú travertíny tejto opisovanej kopy oveľa viac zvetrané, a preto bola ich ťažba opustená.

Nakoľko podložie travertínovej kopy tvoria staršie ílovité horniny, travertínová kopa v dôsledku svojej váhy sklízavala, vytvorili sa v nej pukliny postupne rozširované účinkom poveternostných činiteľov. Sú to najmä viditeľné mrazové klíny, vznikajúce v zimnom období zamrzaním vody v puklinách, často vyplňované sutinami pochádzajúcimi zo zvetraných travertínov.

Travertínové kopy okolia Dudiniec a Santovky sú vekovo najstaršie, vytvárali sa v období najvrchnejších trefohôr v ponte až pliocéne, čo odpovedá ich veku 2 – 4 milióna rokov.





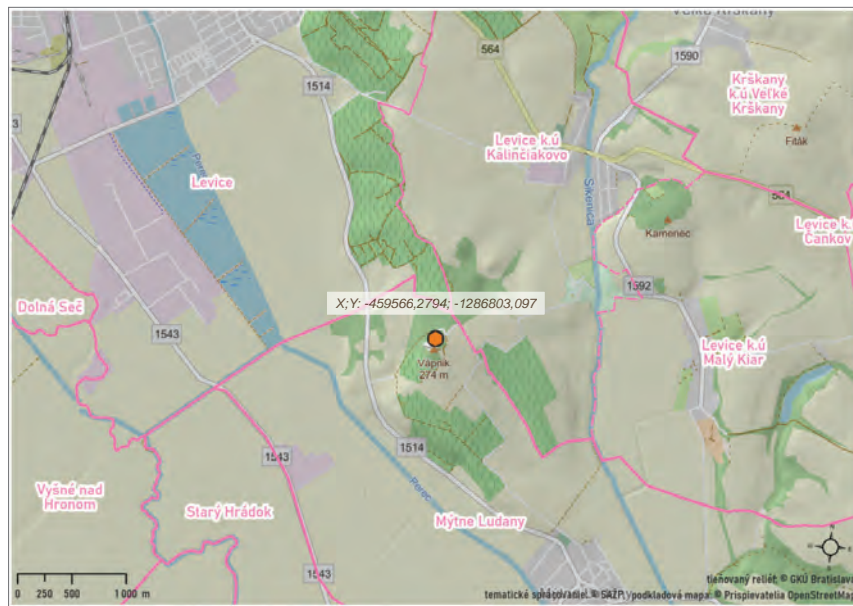
## Geotop č. 103

**Levice – Vápnik  
(Šíklóš)****travertínový lom**

Opustený travertínový lom sa nachádza cca 5 km južne od centra Levice v oblasti vrchu Vápnik (Šíklóš), pod kótou 274 s pamätníkom bojov počas II. svetovej vojny v podobe vyhladkovej veže.

Travertínová kopa je najväčšou v oblasti Podunajskej nížiny. Hlavná masa horniny, tvorená výrazne zvrstvenými, sčasti pórovitými, žlté, žltobiele až smotanovožlté sfarbenými travertínmi, je odkrytá v pravej časti lomovej steny (foto 1., 2.)

V najvyšších travertínových polohách sú typické zväčša súvislé travertínové kôry. Na povrchu travertínu sú prítomné zvyškové vr-



ty fosilných pôd typu „terra rossa“ a spráše so sprášovitými hlinami.

V spodných častiach travertínového

lomu sa nachádzajú bloky kvalitného ónyxového mramoru obklopené červeno sfarbenými hlinami (foto 3.). Ónyxové mramory sú produktom



Foto 1. V opustenom lome na svahu vrchu Vápnik (Šíklóš) sú odkryté zvrstvené travertíny (© P. Pachinger).



Foto 2. Detail zvrstveného travertínu sivožltej, žltobielej farby. Odlučné plochy sú sfarbené limonitom (© P. Pachinger).

Na základe nálezu panciera močiarnej korytnačky *Emis orbicularis* (L.) bol vek travertínov v oblasti vrchu Vápnik určený na pliocén (2 – 4 mil. r.).

V nedávnom období boli kryštalické časti travertínov, tzv. zlatý ónyx, po vybrúsení používané na zhotovovanie upomienkových predmetov (popelníky, tlačítka a pod.). V súčasnom období bola ťažba drahého ónyxu zastavená.



Foto 3. Blok kvalitného ónyxového mramoru (© P. Pachinger).

vyššie teplotných termálnych vôd, ktoré namiesto mäkkších usadenín travertínov vytvorili odolnejší aragonit. Termálne vody pravdepodobne pôsobili aj na staršie travertíny, ako o tom svedčia relikty pôvodných pórovitých travertínov s rôznym stupňom druhotnej rekryštalizácie. Prítomnosťou aragonitu tak travertíny nadobúdajú kompaktný, hrubokryštalický, sčasti priehľadný vzhľad v podobe dúhovite sa striedajúcich mliečno až svetložltých vrstvičiek s hrúbkou od niekoľko mm až do 5 – 7 cm (foto 4.).



Foto 4. Aragonitové vrstvy svetložltých až medovožltých odtieňov v travertínovom bloku (© P. Pachinger).

# Vulkanizmus a stavba Banskoštiavnického geoparku



# 14. Geotektonická pozícia neogénneho vulkanizmu

V období neogénu predstavovali Karpaty ostrovný oblúk s mikrokontinentom Západných Karpát (oblasť Slovenska), ktorý migroval na S, SV až V. V dôsledku subdukcie oceánskej, resp. suboceánskej kôry flyšových bazénov postupne kolidoval s masívnym okrajom európskej platformy. Ústup oblúka uvedeným smerom kompenzovala zaoblúková extenzia (rozťahovanie), ktorá zahŕňala diapirický výstup astenosféry a laterálny únik litosféry z kolíznej zóny Álp (L. H. Royden, P. Dövényi, 1988, Csontos a kol., 1992, J. Lexa, V. Konečný, 1998).

Výsledkom extenzných procesov bol rozpad územia na vnútornej strane karpatského oblúka na systém hrasťí a grabenov. Vulkanická aktivita na vnútornej strane karpatského oblúka bola v období neogénu v príčinnej súvislosti s predchádzajúcou subdukciou (obr. 1).

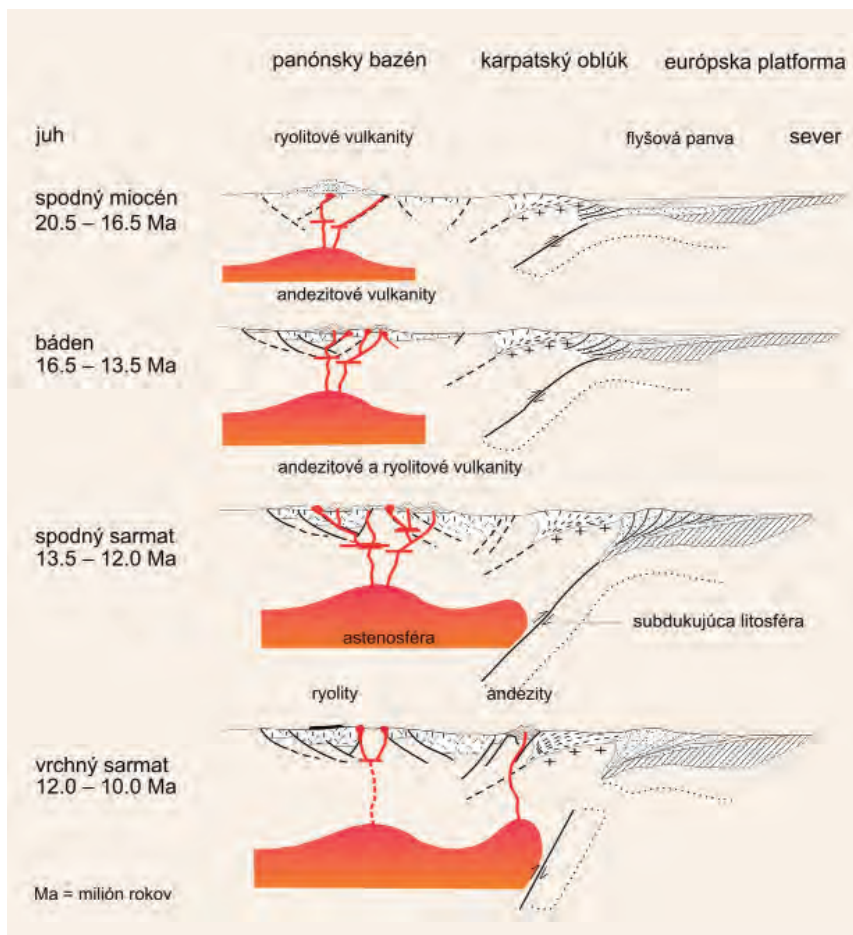
Pohlcovanie kôry oceánického bazénu flyšovej panvy (ktorá sa nachádzala v predpolí karpatského oblúka) pod karpatský oblúk, pri jeho postupe na SV, V až JV, vyvolalo v zemskom plášti procesy vedúce ku vzniku ma-

giem. Pôvod magiem je odvodený z parciálneho tavenia plášťových hmôt (po predchádzajúcej subdukcii kôry magursko-pieninského flyšového bazénu) s následným diapirickým výstupom cez zemskú kôru v podmienkach zaoblúkovvej extenzie.

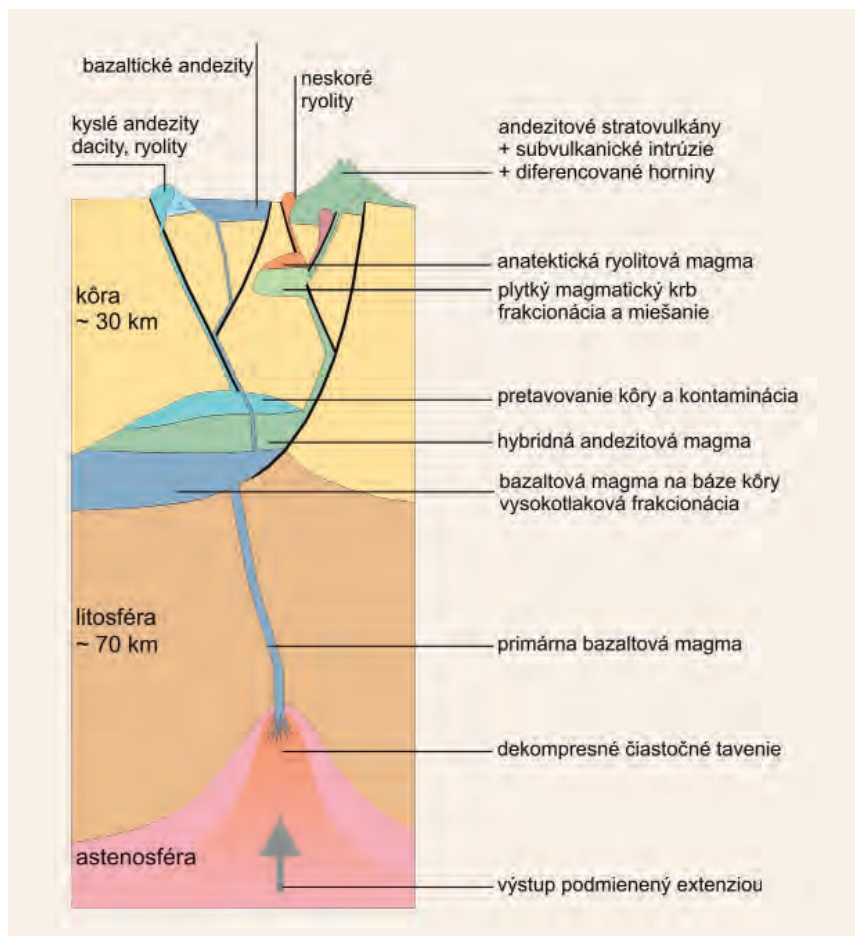
Primárna bazaltová magma, vzniknutá čiastočným tavením v zemskom plášti v oblasti astenosféry, stúpala vďaka nižšej hustote k zemskému povrchu. Jej zloženie sa postupne menilo procesmi frakčnej kryštalizácie (proces oddeľovania kryštálov od taveniny), počas stagnácie v magmatických rezervoároch, ako aj v dôsledku asimilácie kôrového materiálu (rozpúšťania kôrových hornín v magme) a ďalšími procesmi mixingu (miešania) v podpovrchových magmatických rezervoároch. Z pôvodne bazaltovej magmy sa postupne stala magma andezitová a v krajnom prípade pretavením kôrových hmôt až magma ryolitová (obr. 2).

V záverečnej fáze výstupu na zemský povrch využívali magmy zlomy a zlomové pásma pri okrajoch grabenov a hrasťí, vznikajúcich v priebehu extenzných procesov, a následne boli zdrojmi búrlivej vulkanickej činnosti na zemskom povrchu.

V priebehu vulkanickej aktivity andezitového a ryolitového vulkanizmu vzniklo na vnútornej strane karpatského oblúka diskontinuitné pásmo vulkanických pohorí, ktoré okrem areálu stredného Slovenska a východného Rakúska zahŕňalo oblasť severného Maďarska (Börsöny, Visegrad, Czerhát, Mátra). Po prerušení pokračovalo vulkanické pásmo v oblastiach východného Slovenska (Slanské vrchy, Vihorlat) a Maďarska (Zemplény, Tokaj) na Západnú Ukrajinu so stáčaním na JV do Rumunska, kde vulkanický reťaz končí (obr. 3).



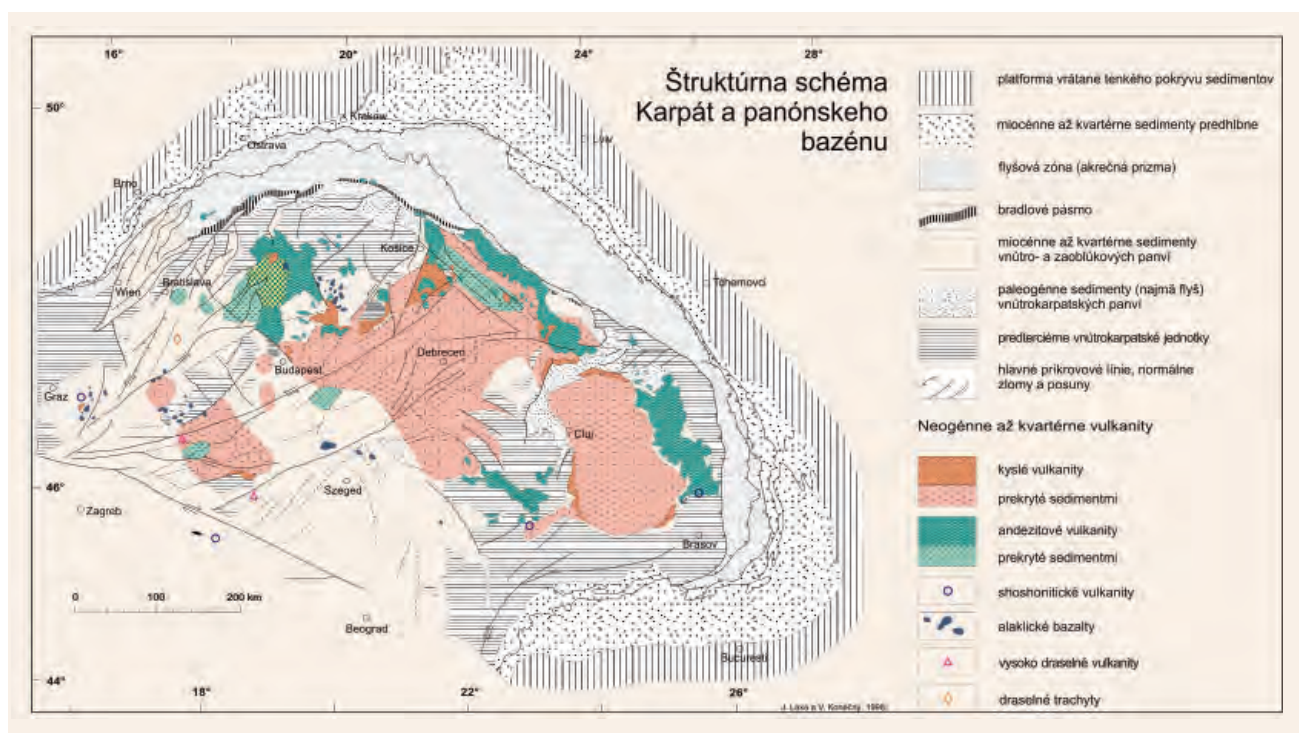
Obr. 1. Model subdukcie oceanickej kôry flyšového bazénu (J. Smolka a kol., 2003).



Obr. 2. Schéma vývoja magmatického rezervoáru pod vulkánom a diferenciálnych procesov magiem (J. Smolka a kol., 2003).

Vulkanická aktivita začala zhruba pred 20,5 mil. r. v období spodného miocénu, na území panónskeho bazéna erupciami rhyolitových magiem a pokračovala na našom území, počas bádenu a sarmatu, v podobe andezitového a rhyolitového vulkanizmu v oblasti stredného a východného Slovenska zhruba do obdobia pred 9 mil. r. (obdobie panónu). Andezitový vulkanizmus východnej vetvy, v závislosti od postupného presunu subdukčných procesov na V až JV, pokračoval do mladších období v oblastiach Ukrajiny a Rumunska, kde končil pred niekoľko stotisíc rokmi.

Po ukončení andezitového a rhyolitového vulkanizmu alkalicko-vápenatého typu pokračoval v oblastiach stredného a južného Slovenska, severného Maďarska (oblasť Šalgotárjánu) a v oblasti Balatónu bazaltový vulkanizmus alkalického typu.



Obr. 3. Schéma rozloženia treťohorných a štvrtohorných sopečných hornín v karpatsko-panónskej oblasti (J. Smolka a kol., 2003).

# 15. Neogénny vulkanizmus v oblasti stredného Slovenska

V oblasti stredného Slovenska bol v období neogénu aktívny andezitový a ryolitový vulkanizmus areálneho typu, vyvolaný subdukčnými procesmi s nasledujúcim diapirickým výstupom v podmienkach extenzie, ktorá v tomto období panovala na vnútornej strane karpatského oblúka.

Vulkanická aktivita andezitového vulkanizmu trvala na strednom Slovensku od 16,5 mil. r. (spodný bádén) do 9,0 mil. r. (panón). Andezitovému vulkanizmu predchádzala v období spodného miocénu aktivita areálneho ryodacit-ryolitového vulkanizmu s predpokladanými centrami v severnom Maďarsku. Na území južného

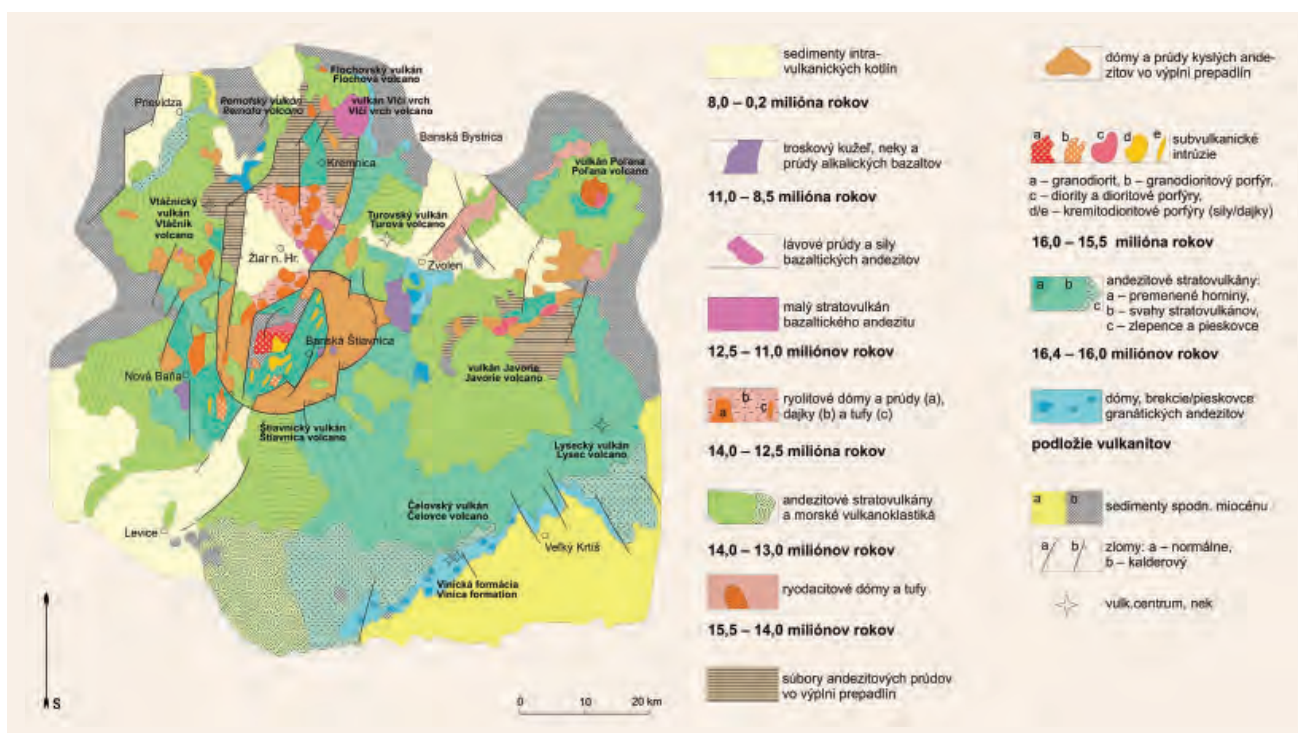
Slovenska predstavujú prejavy tohto vulkanizmu polohy ryodacitových až ryolitových tufov v sedimentoch egenburgu a v menšej miere v sedimentoch karpátu.

V priebehu bádenu až sarmatu vznikol v oblasti stredného Slovenska vulkanický areál, zaberajúci plochu cca 5 000 km<sup>2</sup> (obr. 4).

V južnej časti územia, zaplavenom v období spodného bádenu plytkým epikontinentálnym morom, sa uskutočnil výstup väčšieho počtu extruzívnych telies amfibolicko-pyroxenických andezitov *vinickej formácie* na južnom okraji Krupinskej planiny. Andezitové telesá dómatického typu

podliehali v morskom prostredí dezintegrácii a explozívnej deštrukcii s hromadením úlomkovitého materiálu v ich bezprostrednom okolí. Hruboulomkový až blokový materiál podliehal v morskom prostredí ďalšej redepozícii so vznikom súvrstvi epiklastických vulkanických brekcií, konglomerátov a pieskocov uložených vo vzdialenejších pásmach od extruzívnych telies. Výstup extruzívnych telies bol viazaný na priebeh zlomového pásma smeru SV-JZ – *šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny*.

V centrálnej až severnej časti stredoslovenského neovulkanického areálu sa výstup extruzívnych telies



Obr. 4. Schéma stavby stredoslovenských neovulkanitov (J. Smolka a kol., 2003).

hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom *neresnickej formácie* uskutočnil pozdĺž regionálnych zlomov, resp. zlomových zón pri okrajoch grabenov a hrastí v kontinentálnom prostredí. Vo väčšom merítku sú extruzívne telesá (extruzívne dómy) a vulkanoklastiká odkryté denudačným zrezom JV od Zvolena na svahoch doliny riečky Neresnica. Ďalšie telesá vystupujú na povrch na J a Z svahoch Kremnických vrchov a na severnom okraji Vtáčnika.

V období stredného bádenu vznikol v pobrežnej zóne, na južnom okraji Krupinskej vrchoviny, *čelovský pyroklastický vulkán* (formácia). Produkty explozívnej aktivity (tufy a brekcie pyroklastických prúdov) boli transportované na SZ a S do priestoru Krupinskej a bzovickej depresie, ktoré v tomto období intenzívne subsidovali.

V priebehu stredného a vrchného bádenu vznikol v SV časti šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny ďalší vulkán menších rozmerov *lysecký pyroklastický vulkán*. Vulkán sa vyvíjal v kontinentálnom suchozemskom prostredí a v priebehu explozívnych erupcií vznikol kužel budovaný prevažne pyroklastickým materiálom. Produkty vulkanických erupcií (tufy, brekcie) boli z vulkanického svahu transportované na juh do strhársko-trenčskej depresie, ktorá v tomto území poklesávala a boli tak uložené v jazernom prostredí v podobe epiklastických vulkanických súvrství (pieskovce, konglomeráty, brekcie). V záverečnom období prenikali v oblasti centrálnej vulkanickej zóny (širšia oblasť kráteru) cez vulkanickú stavbu telesá amfibolických andezitov v podobe protrúzií (tholoidov).

V SV časti neovulkanického regiónu sa počas bádenu až sarmatu vyvíjal pomerne rozsiahly andezitový *stratovulkán Javorie*. Vývoj stratovulkánu sprevádzal v období bádenu vznik vulkanotektonických depresí – grabenov zaplňovaných najprv efúziami láv bazaltických až intermediárnych andezitov so vznikom hyaloklastitových brekcií indikujúcich vodné prostredie v grabenovej depresii.

Nasledovali extrúzie láv amfibolicko-pyroxenických andezitov až ryodacitov, ktoré tvoria vrchnú časť výplne grabenových depresí. V období sarmatu, v priebehu explozívno-efuzívnej aktivity, bola vybudovaná vrchná stratovulkanická stavba, ktorej zvyšky budujú vrcholové časti pohoria Javorie. V centrálnej vulkanickej zóne sú denudačným zrezom odkryté štokové intrúzie dioritových až monzodioritových porfýrov, s ktorými sú späté indicie polymetalickej (Pb-Zn-Cu) a Au mineralizácie porfýrového typu.

V SV časti regiónu (severne od stratovulkánu Javorie) je situovaný andezitový *stratovulkán* stredných rozmerov *Polana*. V období vrchného bádenu vznikla spodná stratovulkanická stavba v priebehu explozívno-efuzívnej aktivity vulkanizmu pyroxenických andezitov. V období spodného sarmatu, po mohutných erupciách popolovo-pemzových tufov, došlo k poklesom vrcholovej oblasti stratovulkánu a vzniku kaldery. Poklesové pohyby kaldery boli kompenzované extrúziami a efúziami ryodacitových láv. V období stredného až vrchného sarmatu vznikla v nadloží kalderovej výplne a staršieho vulkánu vrchná stratovulkanická stavba s prevahou lávových prúdov pyroxenických andezitov. V centrálnej vulkanickej zóne sa sformoval intruzívny komplex v podobe štokových telies andezitových až dioritových porfýrov.

Rozmerný *Štiavnický stratovulkán* sa v západnej časti neovulkanického regiónu vyznačuje vývojom kaldery, diferencovaných subvulkanických a intravulkanických intruzívnych komplexov a v závere vznikom hrasťovej stavby. Charakteristike tohto stratovulkánu, ktorý je aj objektom zamýšľaného zariadenia Banskotiavnického geoparku, je venovaná samostatná kapitola.

V severnej časti neovulkanického regiónu vznikla počas bádenu až sarmatu komplikovaná vulkanická stavba, v podobe niekoľkých nad sebou uložených jednotiek. Spodnú štruktúrnú etáž tvoria v oblasti Kremnických vrchov zvyšky stratovulkánu

bádenského veku – *turčecký vulkán* (formácia). V centrálnej vulkanickej zóne tohto vulkánu (v súčasnom období vyzdvihnutej v podobe hraste) vystupujú ložné intrúzie andezitových porfýrov a v nižšej úrovni intrúzie dioritov až gabrodioritov. Pri západnom úpätí stratovulkánu sa v období spodného až stredného bádenu uložilo v jazerno-riečnom prostredí mocné súvrstvie konglomerátov a pieskovcov v hrúbke okolo 200 m. Pokračujúca subsidencia v tejto oblasti podmienila v období vrchného bádenu vznik jazerno-močiarnej sedimentácie s vývojom uhoľných slojov nováčkeho a handlovského ložiska a nadložných ílov v hrúbke okolo 300 m.

Obdobie vrchného bádenu predstavuje významnú zmenu v morfolologickej stavbe územia. Pozdĺž zlomov smeru zhruba S-J dochádza k poklesom a formuje sa *kremnický graben* (priekopová pepadlina) smeru S-J. Vývoj grabenu sprevádzal v iniciálnom štádiu explozívno-extruzívny vulkanizmus hyperstenicko-amfibolických andezitov, nasledovaný efúziami láv bazaltických pyroxenických andezitov so vznikom hyaloklastitových brekcií a freatopyroklastik, ktoré indikujú vodné prostredie v rámci grabenu v tomto období. Vyššiu časť tvorí vo výplni grabenu mocný komplex lávových prúdov amfibolicko-pyroxenických andezitov ( $\pm$  biotit). Celková hrúbka vulkanických hornín výplne kremnického grabenu, ktorá reprezentuje strednú štruktúrnú etáž, presahuje 1 000 m.

Vrchnú štruktúrnú etáž predstavuje niekoľko menších stratovulkánov situovaných pri okrajových zlomoch kremnického grabenu, ktorého vývoj prebiehal v období spodného až vrchného sarmatu. Pri západnom až SZ okraji kremnického grabenu sú to *vulkán Markov vrch* a *vulkán Vtáčnický, rematský a fločovský*. Na JZ svahoch Kremnických vrchov vznikol v období sarmatu *vulkán sielnický* a v jeho nadloží *vulkán turovský*.

# 16. Geologické jednotky v podloží stredoslovenských neovulkanitov

Horniny predneogénneho veku tvoria fundament – podložie, na ktorom sú uložené komplexy vulkanických hornín v oblasti stredoslovenského neovulkanického areálu. Horniny predvulkanického podložia, vystupujúce na povrchu pri východnom okraji neovulkanitov, sa ponárajú pod vulkanické komplexy a pokračujú ďalej na západ v ich podloží.

O geologickej stavbe týchto starších jednotiek v podloží neovulkanitov sú len sporadické údaje z ojedinelých výstupov podložia na povrch v podobe elevačných štruktúr alebo hrastí, ktorých vrcholové časti boli odkryté denudačným zrezom. Vo východnej časti neovulkanického regiónu je to najmä hlboký zárez doliny potoka Madačky (pri Ábelovej), lieskovská hrast' (východne od Zvolena), pliešovská elevácia – hrast' (južne od Zvolena). V južnej časti územia je to najmä santovsko-túrovská elevácia (hrast') severne od Šiah. Najviac informácií o stavbe podložia v západnej časti neovulkanitov však poskytuje rozsiahly odkryv hornín podložia odkrytých v oblasti hodruško-štiavnickej hraste, kde tieto horniny budú komentované podrobnejšie. Cenné informácie o stavbe hornín predvulkanického podložia poskytujú aj štruktúrne vrty, ktoré po preniknutí vulkanickým komplexom dosiahli horniny predvulkanického podložia.

Hlavné štruktúrno-tektonické jednotky v podloží neovulkanitov tvoria: tatrikum, veporikum, gemerikum, hronikum a silicikum. V podloží neovulkanitov vystupujú ďalej

sedimenty paleogénu a spodného miocénu.

**Tatrikum** predstavuje najstaršiu tektonickú jednotku, ktorá vystupuje v povrchových odkryvoch pri SZ okrajoch neovulkanitov. Tvoria ju granitoidy a kryštalické bridlice hercýnskeho veku a vyššie a mezozoické karbonátové horniny raztočnianskej skupiny s časovým rozsahom trias, jura, krieda. Väčšie rozšírenie jednotky tatrika okrem severných okrajov sa nepredpokladá.

**Veporikum** tvorí vyššiu tektonickú jednotku nasunutú na jednotku tatrika. Horniny tejto tektonickej jednotky, vystupujúce v širokom pásme pozdĺž východného okraja neovulkanitov, sa ponárajú pod neovulkanity a pokračujú v pásmach zhruba smeru SV-JZ v podloží neovulkanitov smerom na JZ. Jednotku veporika tvoria v spodnej časti granitoidy a kryštalické bridlice hercýnskeho veku a v ich nadloží zvyšky obalu v podobe paleozoických a mezozoických hornín. Hercýnske granitoidy vystupujú na povrch v rámci neovulkanitov v záreze doliny potoka Madačka (južne od Ábelovej), ďalej v oblasti lieskovskej hraste a v rozsiahlom odkryve v oblasti hodruško-štiavnickej hraste. Kryštalické bridlice sú odkryté vo vrcholovej oblasti elevácie podložia SV od Šiah (dolina Breinčenského potoka).

Horniny obalovej jednotky, reprezentované mezozoickými sedimentmi, vystupujú v rámci neovulkanitov na povrch v oblasti lieskovskej

hraste a pliešovskej elevácií, najmä však v kompletnejšom vývoji v oblasti hodruško-štiavnickej hraste. K detailnejšej charakteristike hornín veporika v tejto oblasti sa vrátíme v nasledujúcej časti.

**Gemerikum** reprezentuje tektonickú jednotku, ktorá zasahuje pod neovulkanity len z časti, a to pri JV okraji neovulkanického regiónu. V tejto oblasti je táto jednotka zastúpená metamorfovanými sedimentmi spodného karbónu.

**Hronikum** predstavuje vyššiu tektonickú jednotku, ktorá je nasunutá na veporické jednotky. Táto jednotka je rozšírená v západnej časti v podloží neovulkanitov, kde je overená vrtmi a v povrchových odkryvoch vystupuje v oblasti hodruško-štiavnickej hraste, kde jej budeme venovať podrobnejší komentár. V spodnej časti túto príkrovovú jednotku tvoria sedimenty karbónu (tmavé bridlice s vložkami pieskoviec a zlepecov) a permu (pestré bridlice, pieskovce a zlepenca). Vyššie nasleduje súbor mezozoických hornín, zastúpený kremíťmi pieskovicami, bridlicami a kremencami spodného triasu, a vyššie v ich nadloží vápence a dolomity stredného až vrchného triasu.

**Silicikum**, resp. silický príkrov je pri severnom okraji neovulkanitov nasunutý na jednotky veporika a hronika. Silický príkrov reprezentujú spodnotriasové pestré bridlice s evaporitmi, pieskovce a kremence s prítomnosťou produktov ryolitového vulkanizmu a vyššie vápence



a dolomity stredného triasu. Horniny silicika boli zistené vo vrtoch aj v oblasti Banskej Štiavnice.

#### Paleogén v podloží vulkanitov.

V priebehu morskej transgresie sa v období eocénu uložili na denudovanom povrchu mezozoických horninových komplexov sedimenty typu pieskovcov, konglomerátov a vápencov.

V oblasti krupinskej depresie je vrtom GK-4 overené hrubé súvrstvie (cca 500 m) tvorené pestrofarebnými pieskovecami (hnedočervené, fialočervené, zelenosivé) s polohami konglomerátov mezozoických hornín, striedaných zložkami vápencov. Súvrstvie je na základe vyhodnotenia peľov flóry považované za vrchnokriedové až spodnopaleogénne (V. Konečný, J. Lexa, E. Planderová,

1983), odpovedajúce gosauskej kriede (M. Polák, 1978). V nadloží sú uložené sivé, hnedé a škvrnité ílovce a slieňovce s peľovým spoločenstvom odpovedajúcim eocénu.

V pokračovaní depresnej štruktúry k severu do oblasti JZ od Zvolena bolo vrtom GK-8 pri Ostrej Lúke potvrdené súvrstvie vápnitých pieskovcov s polohami zlepencov, drobnoulomkových brekcií a numulitových vápencov, ktorých vek odpovedá eocénu (lutét). Súvrstvie dosahuje hrúbku okolo 100 m.

V severnej časti stredoslovenského regiónu, v podloží neovulkanických hornín vystupujú paleogénne sedimenty v hrúbke niekoľko stoviek metrov. Na povrch vychádzajú v oblasti Kordík (SV okraje Kremnických vrchov) a pri Handlovej. Tieto

sedimenty sú súčasťou pásma smeru V-Z s výskytmi paleogénnych sedimentov, tiahnúcim sa od Brezna po Bánovskú kotlinu. Paleogénne sedimenty boli v tomto pásme ochránené pred eróziou v období neogénu vďaka ich poklesnutiu. Paleogénne sedimenty sú v tomto pásme zastúpené bazálnym **borovským** súvrstvom, v podobe zlepencov s materiálom mezozoických a starších hornín, brekcií a vápnitých pieskovcov. Vyššie v ich nadloží je uložené **hutianske a zuberecké súvrstvie** ílovcov a pieskovcov s zložkami brekcií s vekovým rozpätím eocénu až oligocénu.

V nadloží centrálnokarpatského paleogénu vystupuje v tejto oblasti pieskovcové súvrstvie egerského veku, ktoré je výsledkom mladšieho samostatného sedimentačného cyklu.

## 17. Morfológicko-tektonická stavba podložia neovulkanitov stredného Slovenska

Podložie neovulkanitov stredného Slovenska je rozčlenené podľa zlomov na hraste a prepادلín (vyzdvihnuté alebo poklesnuté bloky zemskej kôry). Vývoj tohto hrastovo-prepadlinového systému, znázornený na morfológicko-štruktúrnej schéme podložia neovulkanitov (obr. 5.), prebiehal prevažne v období mladších trefohôr (v miocéne) súčasne s vulkanickou aktivitou. Príčinou vzniku hrastí a prepادلín bolo roztahovanie zemskej kôry na vnútornej strane karpatského oblúka v dôsledku subdukčných procesov prebiehajúcich na jeho vonkajšej strane.

Poklesávajúce grabeny boli zaplňované masami úlomkového vulkanic-

kého materiálu, ktoré kompenzovali ich pokles. Do niektorých prepادلín (grabenov) vnikali v južnej časti regiónu morské zálivy s ukladaním jemnozrnných sedimentov, prípadne sa tieto stali izolovanými depresiami močiarno-jazerného typu s bohatou vegetáciou, ktoré sa neskôr vyvíjali ako uhoľné bazény.

Špeciálnym typom sú depresie vulkanotektonického typu formované poklesom blokov zemskej kôry do vrchných vyprázdnených častí magmatického rezervoáru. Takými to sú štiavnická kaldera zhruba eliptického tvaru, v ktorej vystupuje hrast' vyzdvihnutá v záverečnom období vulkanizmu. Ďalšími príkladmi sú

javorská prepادلina a víglašská prepادلina (grabeny), ktoré sú zaplnené lávovými prúdmi a preniknuté intruzívnymi telesami, a podobne aj prepادلina Poľany s centrálnou kalderou. Na mohutný kremnický graben, ktorý zasiahol do severných častí Štiavnického stratovulkánu, je v južnej časti naložená Žiarska kotlina, ktorá poklesávala až do najmladších období počas pliocénu. Predvulkanické podložie v tejto kotline je poklesnuté viac ako 2 200 m pod úroveň mora. Väčšina týchto depresí v západnej časti regiónu prejavuje väčší pokles pri západnom okraji, čo vytvára ich asymetrický charakter. Sú to Žiarska kotlina, Hornonitrianska kotlina a bátovska prepادلina.

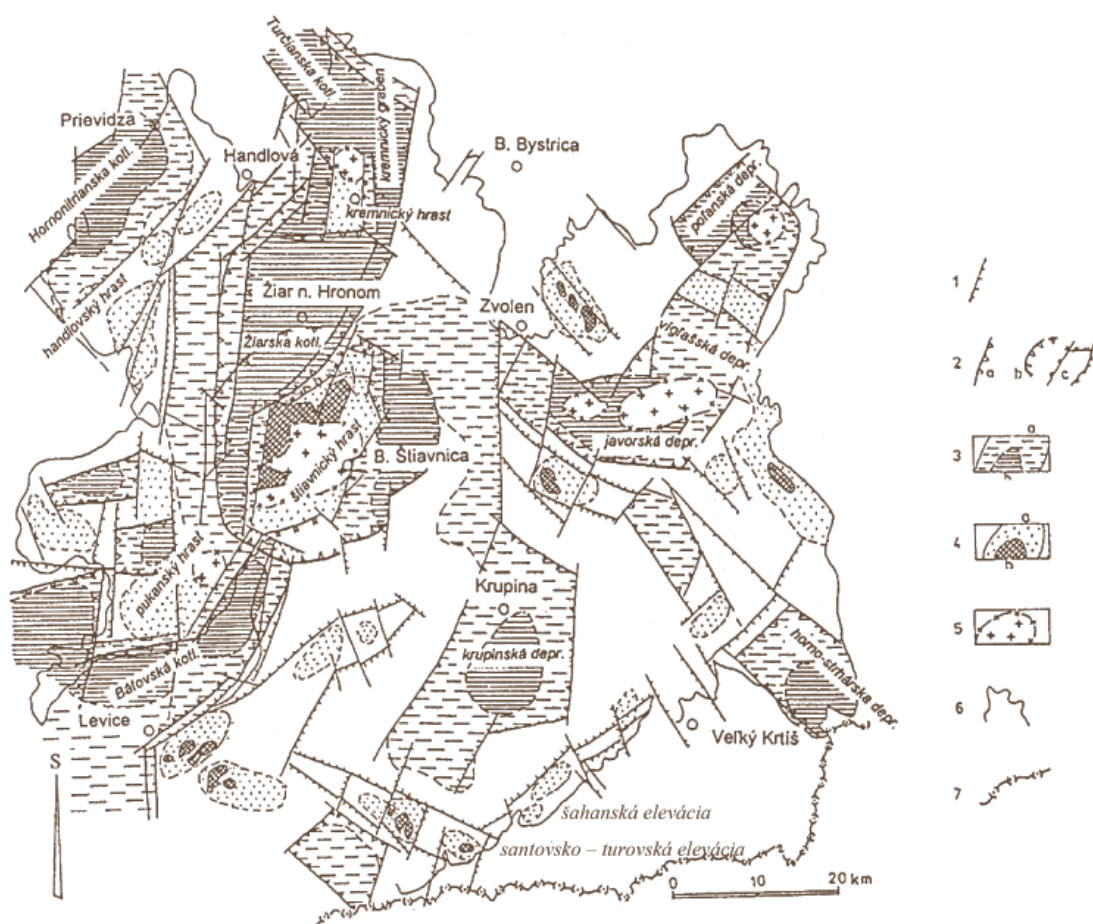
V prepadlinách pri JZ okrajoch Štiavnického stratovulkánu zotrvalo morské prostredie až do obdobia stredného až vrchného sarmatu, kedy bolo postupne vysladzované a vodné prostredie sa stávalo brakickým až jazerno-močiarnym, v ktorom vznikali zo zvyškov vegetácie sloje hnedého uhlia (pukanská panvička v bátovskej prepadline).

Elevačné štruktúry, ktoré sa formovali v priebehu vulkanickej aktivity v paleoreliéfe, často predstavovali bariéry voči šíreniu morských transgresií. Ovpływňovali vývoj sedimentačných bazénov, ako aj transport vulkanických produktov (šahanská elevácia, santovsko – túrovská elevácia).

Najvýraznejší systém hrastí a grabenov smer S – J v západnej časti neovulkanického regiónu, sformovaný v bádene až sarmate, zahŕňa od severu na juh Turčiansku depresiu (gráben), Kremnický gráben s centrálnou hrastou, Žiarsku depresiu (gráben), hodruško-štiavnickú hrast' a Pukansko-bátovskú depresiu (gráben). Bloky hrastí a grabenov na západ od osi symetrie tohto systému vykazujú sklony na západ (handlovský chrbát, Hornonitrianska kotlina), kým bloky na východ od tejto osi sú uklonené východným smerom (Zvolenská kotlina). Rezurgentná hodruško-štiavnická hrast', sformovaná v štiavnickej kaldere v závere vulkanickej aktivity, a subsidencia Žiarskej depresie sú časovo a geneticky späté

s aktivitou rýolitového vulkanizmu. Hrastovo-prepadlinový charakter stavby podložia stredoslovenských neovulkanitov bol definovaný na základe výsledkov vrtovej interpretácie geofyzikálnych údajov, najmä gravimetrie (V. Konečný, J. Lexa, J. Šefara, 1978).

Vznik systému hrastí a grabenov ovplyvnili zmeny orientácie a intenzity napätového poľa. V spodnom bádene kompresia smeru SZ – JV viedla ku vzniku hrastí a grabenov v tomto smere. Vo vrchnom bádene, os maximálneho napätia rotovala do smeru SV – JZ, sa preto formovali grabeny a hraste s orientáciou smeru S – J a SV – JZ (M. Nemčok, J. Lexa, 1990, M. Nemčok a kol., 1993).



Obr. 5. Morfológicko-tektonická stavba predvulkanického podložia stredoslovenských neovulkanitov zostavená na základe interpretácie geofyzikálnych dát a štruktúrnych vrtovej (V. Konečný, J. Lexa, 1995, V. Konečný, J. Lexa, 2001):

1 – zlomy v podloží neovulkanitov, 2 – zlomy vymedzujúce: a) – grabeny, b) – kaldery, c) – vulkanotektonické hraste, 3 – depresie: a) – plytká časť, b) – hlboká časť, 4 – elevácie: a) – svahy elevácie, b) – východ podložia na povrch, 5 – subvulkanický intruzívny komplex vymedzený interpretáciou geofyzikálnych údajov, 6 – hranica neovulkanitov, 7 – štátna hranica.

# 18. Prehľad geologickej stavby podložia Štiavnického stratovulkánu

Horniny predvulkanického podložia vystupujú na povrch odkryté denudačným zrezom v západnej časti hodruško-štiavnickej hraste, sformovanej výzdvihom rozsiahleho bloku v oblasti kaldery v záverečnom období vývoja vulkanizmu (obdobie vrchného sarmatu až panónu). Odstránením hornín vrchnej stavby Štiavnického stratovulkánu vrátane výplne kaldery a spodnej stratovulkanickej stavby, došlo v rozsiahlom merítke k obnaženiu hornín predvulkanického podložia vrátane subvulkanických intruzívnych komplexov Štiavnického stratovulkánu.

## 18.1. Kryštalínikum veporika

Najstaršie horniny predvulkanického podložia v oblasti hodruško-štiavnickej hraste predstavujú horniny hercýnskeho veku, reprezentované kryštalínikom veporika. Horniny veporického kryštalínika vystupujú na povrch v oblasti medzi Sklenými Teplicami a Hodrušou. Plošne najrozsiahlejšie sú odkryvy v Kamennej doline východne od Sklených Teplic. Ďalšie výskyty sú na svahoch Vyhnianskej doliny (pod Ostružkou), v oblasti Klokoča, Rumplovskej, v doline Hodruška a na južnom svahu Zlatého vrchu severne od Bánk.

Kryštalické bridlice reprezentujú *sillimaniticko-biotické ortoruly*, ktoré ako najspodnejší člen kryštalínika vystupujú na južných svahoch Zlatého vrchu (Goldbergu), severne od Bánk. V ich nadloží nasledujú sericiticko-chloritické bridlice a porfyrický granodiorit (vyhnianska drvená žula) s mezozoickým obalom.

Hornina sa často vyznačuje páskovaním, ktoré je výsledkom dynamických procesov, najmä vysokých tlakov, ktorým bola hornina podrobená, čo sa prejavilo čiastočnou rekryštalizáciou a novým usporiadaním minerálov. Podstatnou súčasťou sú živce, kremeň (zrná až do 1 cm), ďalej šupinky biotitu a sillimanit (minerál, ktorý vzniká pri metamorfóze) a ďalšie metamorfne minerály, ako andaluzit, sericit, chlorit. Ojedinele (akcesoricky) je prítomný turmalín a zirkón.

Vo vrchnej časti ortorúl je pri ich styku s vyhnianskou žulou pásmo silne až extrémne drvených – mylonitizovaných hornín.

*Porfyrický granodiorit – vyhnianska drvená žula* – je hrubozrnná až strednozrnná hornina hnedosivej až zelenosivej farby. Hlavnými zložkami sú draselný živec, plagioklas, biotit, chlorit a sericit. V podradnom zastúpení sú minerály apatit, zirkón a titanit. Hornina, ktorá vznikla počas hercýnských horotvorných pochodov je v dôsledku alpínskych tektonických procesov usmernená, drvená a miestami nadobúda porfyroblastickú, pri silnom postihnutí katalastickú (úlomkovitú) až dynamo-fluidálnu, prípadne porfyroblastickú štruktúru.

V blízkosti vyhnianskej drvenej žuly v oblasti Klokoča sa vyskytujú *sericiticko-chloritické bridlice*. Bridlice sú sivozelené až zelené jemnopáskované až lupeňovité. Podstatnou zložkou je chlorit, sericit (živce sú silne sericitizované), ďalej sú prítomné zrná kremeňa, šupinky muskovitu a ojedinele biotit. Horniny sú považované za diafority (horniny postihnuté následne nižším stupňom meta-

morfózy v porovnaní s prvou etapou metamorfnych premien).

Horniny kryštalínika v oblasti hraste sú viacnásobne deformované, uložené v duplexno-šupinovej pozícii s presunmi od SV na JZ. Charakter hornín je podobný ako v kryštalíniku severných zón veporika v oblasti blízkej koreňovým zónam krížňanského príkrovu (V. Konečný, J. Lexa, J. Hók, 1993).

## 18.2. Mezozoikum veporika v podloží vulkanitov

V oblasti hodruško-štiavnickej hraste je na kryštalických horninách veporika, reprezentovaných najmä drvenou vyhnianskou žulou, uložený súbor mezozoických hornín, označený ako **séria Veľkého boku**. V úplnejšom vývoji je táto séria rozšírená v SV časti hraste v širšej oblasti Sklených Teplic. V strednej časti hraste je táto séria zastúpená nesúvisle a to len niektorými svojimi členmi najmä jej spodnejších častí (pozri litostratigrafickú tabuľku podložia v oblasti hodruško-štiavnickej hraste, tab. 1.).

Najnižším členom série Veľkého boku je *lúžňanské súvrstvie* spodnotriasového veku. Hlavnou zložkou súvrstvia sú drobnozrnné až hrubozrnné svetlosivé až tmavosivé a naružovelé kvarcity, často zvrstvené a lavicovité (hrúbka lavíc do 40 až 100 cm), pričom jednotlivé lavice sú oddeľované prekremenými sericitickými bridlicami. Typickými znakmi sú prejavy tlakovej metamorfózy, ktoré sa prejavujú v podobe zbridličnatenia, klastickými textúrami a vznikom novotvorených minerá-

lov: chloritu, sericitu a muskovitu. Vrstvy kremencov sú porušené, po trhlinách prenikajú žilky novovytvoreného kremeňa. Kremence vznikli spevnením pôvodných vytriedených kremetých pieskov plážového typu uložených v plytkovodnom pobrežnom pásme. Kremence predstavujú úvodný (bazálny) člen série.

Ďalším typom spodnotriasových sedimentov je **verfénske súvrstvie**, ktoré predstavujú pestré sfarbené (červenofialové, okrové, žltozelené, sivé) sedimenty. Bridlice sú sludnaté a ílovité s vložkami pieskovcov. Často sú prekremenené. V dôsledku metamorfických premien vzniká novotvorený sericit a chlorit.

Kvarcitty a piesčité verfénske bridlice sú v strednej a južnej časti hraste prítomné len útržkovite, prípadne úplne chýbajú.

**Vápence a dolomity** stredného až vrchného triasu sú vyšším členom stratigrafickej postupnosti. Vápence sú biele až tmavosivé, prípadne až čiernosivé, vrstvovité, často sú v dôsledku metamorfických procesov zbridličnatené a mramorizované (hlavne svetlé typy). Pôvodné sedimentárne textúry sú zriedkavo zachované. Vápence s hubovitou poréznuou štruktúrou a okrových farieb sú označované termínom *rauvaky*. *Dolomity* sú svetlosivé, zrnité až cukrovité a vrstvovité (hrúbka vrstiev

je do 50 cm). Vápence a dolomity sú často skrasovatené.

Pri styku s granodioritom sú vápence jeho tepelným a metasomatickým účinkom premenené na *vápenaté skarny* a dolomity na *horečnaté skarny*. Ďalej od kontaktu sú vápence a dolomity rekryštalizované.

Vyššie vo vrstevnom slede, nad vápencami a dolomitmi, nasledujú vrchnotriasové pestré bridlice, pieskovce, dolomity a polohy evaporitov, označené ako **karpatský keuper**. Pestré bridlice, ako už vyplýva z ich označenia, sa vyznačujú pestrým sfarbením (žltosivé, sivozelené, fialové, až červenofialové). Ílovité bridlice

Oblasť hodruško-štiavnickej hraste

STRATIGRAFIA		VEPORIKUM		HRONIKUM		SILICIKUM				
		SÉRIA VEĽKÉHO BOKU		ŠTURECKÝ PRÍKROV						
		m	LITOLÓGIA	HORNINOVÁ CHARAKTERISTIKA	m	LITOLÓGIA	HORNINOVÁ CHARAKTERISTIKA	m	LITOLÓGIA	HORNINOVÁ CHARAKTERISTIKA
M E Z O Z I K U M	K R I E D A	CENOMAN		tmavé bridlice, piesčité bridlice						
		ALB								
		APT								
		BARÉM								
		HOTERIV								
		VALANGIN		slieňité vápence a slieňe - metamorfované						
		BARIAS								
		TITÓN								
		KIMERIDŽ								
		OXFORD		ružové vápence, rádiolarity, rádioláriové vápence, metamorf.						
	M A L I M	KELOVEJ								
		BAT								
		BAJOK								
		ÁLEN								
		TOARK								
		DOMÉR								
		KARIX								
		LOTARING								
		SINEMÚR								
		HETANŽ								
T R I A S	RÉT									
	NORIK		pestré bridlice, pieskovce, dolomity, evapority - metamorf.							
	KARN									
	LADIN		dolomity vápence rauvaky							
	ANIS		piesčité bridlice - metamorf. LÚŽŇANSKÉ SÚVRSTVIE, metam.							
	SKÝT									
P A L E O Z O I K U M	P E R M									
	K A R B Ó N									

Tab. 1. Litostratigrafická tabuľka hornín v podlaží Štiavnického stratovulkánu v oblasti hodruško-štiavnickej hraste (V. Konečný a kol., 1998 a).

sa často striedajú s piesčitými bridlicami. Sedimenty poukazujú na splytčenie morského prostredia a na znos materiálu z blízkeho kontinentu.

Sedimenty jurského veku (stredná až vrchná jura) predstavujú *ružové vápence, rádiolarity* (kremité sedimenty tvorené zo schránok drobných organizmov – rádiolarií) a *kremité rádiolariové vápence*. Tieto sedimenty sa usadzovali v hlbokom morskom prostredí. V období vrchnej jury až spodnej kriedy sa usadzovali polohy *vápencov a slieňov*. Nasledujúcimi tektonickými pochodmi boli sedimenty zbridličnatené a vápence boli sčasti rekryštalizované – mramorizované.

Najvyššiu časť vrstvového sledu série Veľkého boku predstavujú *tmavé ílovité bridlice striedané polohami piesčitých bridlíc až pieskovcov*, ktoré sa usadzovali v období vrchnej kriedy. V spodnej časti tohto súvrstvia sú prítomné hrubozrnné pieskovce až mikrokonglomeráty tvorené z úlomkov kremeňa, vápencov, koralových vápencov a kryštalických bridlíc. Ílovité bridlice sú sčasti metamorfované a nadobúdajú charakter čiernosivých fylitov.

Horniny série Veľkého boku sú všeobecne postihnuté dynamometamorfnými procesmi v súvislosti s alpínskymi horotvornými pochodmi v období vrchnej kriedy, čo sa prejavilo najmä ich zbridličnatením až slabou metamorfózou. Pre sériu Veľkého boku v oblasti hodruško-štiavnickej hraste je charakteristická tektonická redukcia vrstvového sledu, t. j. chýbanie niektorých litologických členov. Južnejšie vystupuje táto séria v nadloží granodioritu len v podobe útržkov. Kontaktno-metasomatické účinky granodioritu vyvolali rekryštalizáciu vápencov a dolomitov za vzniku mramorov a skarnov.

### 18.3. Paleozoikum a mezozoikum hronika v podloží vulkanitov

Vyššiu tektonickú príkrovovú jednotku v oblasti hodruško-štiavnic-

kej hraste tvorí **hronikum**. Obsah tejto jednotky tvoria sedimenty vrchného paleozoika (karbón, perm) a mezozoika. Horniny hronika vystupujú na povrch v západnej a severnej časti hraste a ojedinele aj v malých východoch podložia na povrch v podobe ostrovov, napr. pri Leviciach. Horniny príkrovovej jednotky hronika ležia buď priamo na kryštaliniku veporika (oblasť Goldbergu), alebo na rôznych členoch série Veľkého boku, prípadne v nadloží granodioritu a dioritu. V tomto prípade sú horniny teplotným a kontaktno-metasomatickým účinkom intrúzií premenené, rekryštalizované (mramorizované) a skarnizované. V južnej časti hraste sú v príkrovovej jednotke zastúpené sedimenty karbónu a permu, v strednej časti hraste sú to kvarcity a bridlice spodného triasu, a v severnej časti hraste vápence a dolomity stredného až vrchného triasu.

Najspodnejším členom príkrovovej jednotky je **nižnobocianske súvrstie** karbónskeho veku (vestfál-stefan). Súvrstvie tvorí mnohonásobné striedanie **pieskovcov a drobných zlepcov s vložkami tmavých bridlíc**. Sedimenty sú dobre vytriedené, tvoria ich v prevahe opracované až dobre opracované úlomky kremeňa pochádzajúce z rozpadu kryštalických bridlíc a granitoidných hornín, prípadne hornín acidných vulkanitov. Základná hmota (tmel) je slabo rekryštalizovaná, kremitá, s ílovými minerálmi. Jemne rozptýlená organická hmota dodáva hornine tmavé sfarbenie. Pri premenách (metamorfóze) sedimentov vznikali novotvorené ílové minerály (illit, kaolinit), ako aj chlorit, kalcit a kremeň.

Sedimenty karbónu sa usadzovali po ukončení hercynských horotvorných pochodov vo vznikajúcich sedimentačných bazénoch na kontinentálnej kôre v deltovo-jazernom až jazernom prostredí. Klíma v tomto období bola humidná vlhká a teplá, priaznivá pre vznik močiarno-jazernej vegetácie, ktorá bola podmienkou vzniku uhoľných ložísk.

V nadloží nižnobocianskeho súvrstvia nasleduje **malužinské sú-**

**vrstvie** permského veku. Tvorí mnohonásobné striedanie pieskovcov (často s vložkami až polohami drobných zlepcov) s piesčitými a ílovitými bridlicami. Charakteristické je pestré sfarbenie (fialové, svetlosivé, sivozelené až fialovočervené). Hlavnými zložkami sedimentov sú zrná kremeňa a živcov pochádzajúcich z rozpadu a zvetrávania kryštalických hornín. Pravidelnou prímiesou je vulkanický materiál v podobe vulkanických minerálov a drobných úlomkov bazalto-andezitov. Z pôvodného ílovitého tmelu vznikali nasledujúcimi procesmi chlorit a illit a kalcitový, prípadne až kremitý tmel. V sedimentoch sa vyskytujú lávové telesá bazalto-andezitov v podobe lávových prúdov, prípadne ložných telies (sillov), ako aj v podobe intruzívnych telies dioritových porfyrítov vo forme dajok a prienikov. Vulkanický materiál je prítomný tiež v podobe vložiek až polôh popolových tufov. Pôvodné vulkanické minerály sú premenené na zmes sekundárnych minerálov (chlorit, kalcit, sericit, zoizit, epidot a ďalšie).

Sedimenty permu sa vyvíjali v medzi-horských depresiách novovzniknutého hercynského horstva v období suchej a horúcej aridnej klímy, kedy do jazerného prostredia bol znášaný piesčitý a drobnouúlomkový materiál z denudovaných pohorí. Vývoj sedimentačných bazénov a vysychajúcich soľných jazier bol sprevádzaný intenzívnou vulkanickou činnosťou.

Vyššie nasleduje **benkovské súvrstvie** spodnotriasového veku, uložené v nadloží malužinského súvrstvia, a tvoria ho lavicovité *kremené pieskovce s vložkami piesčitých bridlíc*. Pieskovce sú svetlosivé, rovnomerne zrnité, lavicovité (hrúbka lavíc je 10 – 30 m), striedané vložkami jemnozrnných bridlíc. V drobných úlomkoch je prítomný vulkanický materiál bázického až acidného typu.

Počas spodného triasu prebiehala sedimentácia najskôr v kontinentálnych podmienkach a neskôr s postupujúcou transgresiou v plytkomorskom prostredí. Hlavnou zložkou pieskovcov a bridlíc bol klastický materiál splavovaný z pevniny.

Vo vyššej časti spodného triasu vznikali slieňovce.

V nadloží benkovského súvrstvia sú uložené **vápence a dolomity** stredného triasu. Vápence sú svetlosivé až biele, masívne, jemnozrnné, často rekryštalizované a prevládajú nad dolomitmi. Obsahujú zvyšky dasykladálnych rias, na základe čoho je možné ich zaradiť do stredného triasu (anisu a ladinu). V oblasti Bukovca a štólne Windischleunten sú prestúpené žilkami kremeňa, pričom vznikajú až kaverózne silicity. Vo vápencoch boli zistené rifotvorné organizmy, na základe čoho sú považované za rífovú wettersteinskú fáciu.

Pre obdobie stredného až vrchného triasu je charakteristická sedimentácia na rozsiahlych plytkomorských platformách. Sporadicky do nich zasahovali sedimenty, ktoré mali pôvod v kontinentálnom prostredí, prípadne predstavovali uloženie lagún.

V nadloží vápencov a dolomitov nasledujú **lunzké vrstvy**, tvorené striedaním stredno až hrubozrnných pieskovcov s polohami bridlíc. Pieskovce sú sivozelené, pri vetraní nadobúdajú hrdzavé odtiene. Ílovité bridlice sú tmavosivé, až svetlosivé. Materiál pieskovcov pochádza z pevniny, kde bol výsledkom zvetrávania a rozpadu hornín. Týmto sa vrstevný sled mezozoických hornín hronika končí.

## 18.4. Mezozoikum silicika v oblasti hodruško-štiavnickej hraste

Horniny príkrovovej jednotky silicika boli potvrdené štruktúrnymi vrtmi v oblastiach Štiavnických Baní (vrt KOV-39) a Podsitnianskej (vrt KOV-40). Vrty overili v spodnej časti súvrstvia **pestré bridlice s evaporitmi a piesčito-ílovité bridlice s polohami pieskovcov, dolomitických brekcií, anhydritov a sádrovcov**, ktoré predstavujú sedimenty vzniknuté v prostredí lagún. V nadloží sú uložené vápence a dolomity priradené k strednému triasu. Uvedené

súvrstvie silicika je v oblasti Štiavnických Baní intenzívne metamorfované a nadobúda až charakter fylitov s mastencom, sericitom, epidotom a kalcitom. Súvrstvie je tiež hydrotermálne premenené a impregnované rozptýlenou sulfidickou mineralizáciou polymetalického typu. Je preniknuté početnými dajkami a prípadne ložnými intrúziami kremíto-dioritových porfýrov. V spodnej časti, na styku s granodioritovou intrúziou, je postihnuté intenzívnymi premenami.

## 18.5. Vývoj mezozoických sedimentačných zón

Mezozoické sedimenty sa usádzovali v sedimentačných zónach tatrika, veporika, hronika a silicika usporiadaných od severu na juh v uvedenom poradí. Najbližšou zónou k európskej platforme, ktorá predstavovala kontinent, bola sedimentačná zóna tatrika. V tejto zóne sa vplyv kontinentu prejavil najvýraznejšie, tvorbou kontinentálnych facií (najmä v období triasu vznikom pestrej faciie keuperu). Naproti tomu, sedimentačný priestor hronika bol bližší k otvorenému oceánu, a preto aj vplyv pevniny bol najslabší. Sedimentárne horniny vznikajúce v sedimentačných bazénoch so šírkou niekoľko sto kilometrov boli v priebehu nasledujúcich horotvorných pochodov (štádium kolízie) vtiesnané do pohoria so šírkou len niekoľko desiatok km, pričom došlo k vrásneniu sedimentov, ku vzniku prešmykov, šupín a príkrovov presúvaných na vzdialenosti desiatok km.

Obdobie horotvorných pochodov (počas strednej a vrchnej kriedy), ktoré je obdobím vrásnivých procesov so vznikom centrálnokarpatských príkrovov, sa vyznačuje neprítomnosťou sedimentačných členov (obdobie vynorenia).

Po skončení horotvorných (orogentických) procesov boli v lokálnych depresiách ukladané sedimenty pestrého zloženia; konglomeráty,

pieskovce, vápence, piesčité vápence a pod. v období vrchnej kriedy až paleogénu.

## 18.6. Sedimenty paleogénu

V oblasti hodruško-štiavnickej hraste nevytvárajú paleogénne sedimenty súvislejšie pokryvy, vystupujú len v podobe denudačných zvyškov s relatívne malou hrúbkou. Sedimenty reprezentujú bazálne súvrstvie eocénneho veku. Sedimenty tvoria prevažne drobné až hrubozrnné zlepenice s vložkami pieskovcov. Zlepenice sú tvorené prevažne obliakmi permských hornín. Tmel je piesčitý až piesčito-ílovitý. Pri Vyhniach sú prítomné vápnité vrstvy s faunou numulitov. Vrtom HDS-1 pri Repišti boli zistené ílovcové sedimenty s morskou faunou eocénneho veku (vrchný lutét).

V mladšom období, koncom paleogénu a počiatkom miocénu (rupel-eger) prenikla nová morská transgresia z juhu do priestoru krupinskej depresie, kde sčasti v izolovanom priestore vznikli lagunárne hypersalinné sedimenty (sádrovce, auhydrity) **krupinského súvrstvia** (vrt GK-4 Bzovík).

# 19. Vývoj Štiavnického stratovulkánu

Štiavnický stratovulkán sa svojim plošným rozsahom vyššie 2 000 km<sup>2</sup> zaraďuje medzi najväčšie vulkány na vnútornej strane karpatského oblúka. Vyznačuje sa komplikovanou stavbou, diferencovanými vulkanickými produktami, viac etapovým vývojom intruzívnych komplexov, vznikom kaldery a v závere vývojom hrasťovej štruktúry s výzdvihom rozsiahleho bloku v oblasti kaldery. Vývoj stratovulkánu sprevádzali metalogenetické procesy produkujúce drahokovovú a polymetalickú mineralizáciu, ktorá založila bohatú tradíciu baníctva a podmienila vznik banských miest Banskej Štiavnice a Banskej Hodruše (dnes obec Hodruša-Hámre).

Vývoj rozsiahleho a zložitého Štiavnického stratovulkánu v období mladšieho miocénu (zhruba medzi 16 až 11 miliónmi rokov) sa uskutočnil v priebehu explozívnych a efuzívnych erupcií, striedaných s obdobiami dočasného vulkanického pokoja a denudácie. V rámci vývoja tohto imponantného stratovulkánu, charakterizovaného vznikom vrcholovej kaldery a intruzívneho subvulkanického komplexu, bolo rozlíšených 6 vývojových etáp, resp. štádií (obr. 6.).

## 19.1. Vývojové etapy Štiavnického stratovulkánu

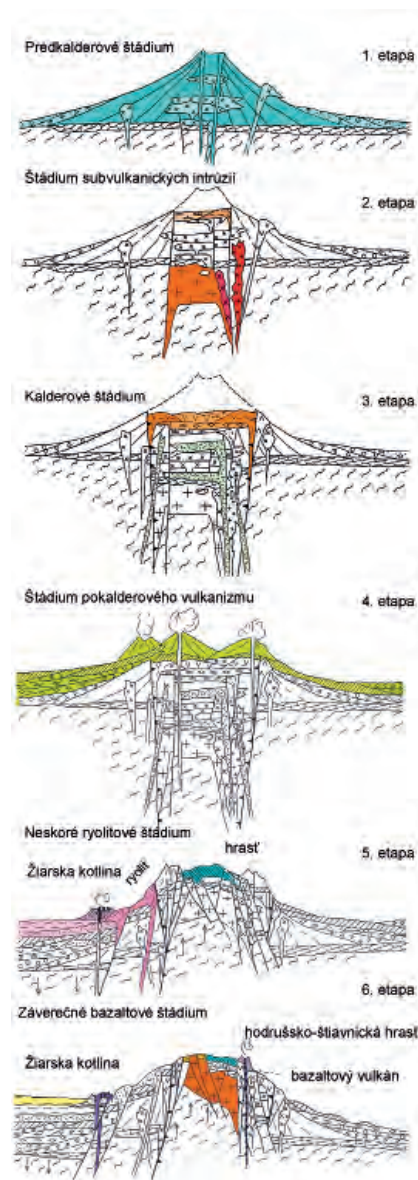
**1. etapa** vývoja Štiavnického stratovulkánu (16-15 mil. r.). V období spodného až stredného bádenu, v priebehu explozívno-efuzívnych erupcií, bol postupne sformovaný rozsiahly stratovulkán tvorený striedaním úlomkovitého vulkanoklastického materiálu a lávových prúdov pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov. V južnej časti zasahoval stratovulkán do plytké-

ho subtropického mora. Vzhľadom k rozšíreniu jeho produktov na ploche viac ako 2 200 km<sup>2</sup> predpokladáme, že stratovulkán dosiahol výšku 3 500 až 4 000 m a jeho vrchol bol pokrytý snehom a ľadom. V závere vývoja sa v centrálnej vulkanickej zóne umiestnili početné ložné intrúzie andezitov a andezitových porfýrov v podobe sillov a lakolitov. V oblasti stratovulkanických svahov vystúpili domatické extrúzie a prenikali početné štokové a dajkové intrúzie (schématický rez). Severne od stratovulkánu vznikol relatívne menší kremnický stratovulkán. Vulkanické produkty uvedených stratovulkánov prekryli extruzívne telesá a hrubo úlomkové brekcie starších granátických andezitov.

**2. etapa** vývoja bola obdobím vulkanického pokoja, sprevádzaného denudáciou stratovulkanickej stavby. V tomto období, v plytkom magmatickom kozube (rezervoáre) prebiehala diferenciácia magiem, ktoré následne pri poklese centrálneho bloku do magmatického rezervoáru vystupujú vyššie a umiestňujú sa v podobe subvulkanických intrúzií granodioritu a dioritu. Na SZ svahu stratovulkánu, v čiastočne izolovanom prostredí močiarného typu, sa vyvíja vegetácia, ktorá sa stane základom ložísk hnedouhoľného revíru Handlová – Nováky. Severne od stratovulkánu sa formuje poklesmi bloku kremnický graben sprevádzaný efúziami láv, ktorý zasahuje do severných svahov Štiavnického stratovulkánu. V závere etapy dochádza vo vrcholovej oblasti stratovulkánu k prvým poklesovým pohybom so vznikom lávového prúdu a jazerno-močiarného prostredia. Poklesové pohyby prechádzajú následne do kalderového štádia.

**3. etapa** v období vrchného bádenu až spodného sarmatu reprezentuje vývoj štiavnickej kaldery spätý s explozívno-efuzívnou aktivitou

biotiticko-amfibolických andezitov. Produkty explozívnej aktivity v podobe pemzových tufov a pyroklastických prúdov, nasledované efúziami a extrúziami láv vyplnia kalderu, a v miestach prerušenia kalderového



Obr. 6. Hlavné vývojové štádiá Štiavnického stratovulkánu (J. Smolka a kol., 2005).

zlomu pokračujú na stratovulkanický svah do radiálne orientovaných paleodolín. V tomto období, v dôsledku pokračujúcich poklesov centrálného bloku do magmatického rezervoáru, sa umiestňujú ložné intrúzie (silly) a dajky kremito-dioritových porfýrov v podpovrchovej (subvulkanickej) úrovni. Pri okrajoch kremnického grabenu vzniká rad menších freatopyroklastických kuželov a menších stratovulkánov.

**4. etapa** (spodný – stredný sarmat) predstavuje obnovenie explozívno-efuzívnej aktivity pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov (často s obsahom biotitu), čo viedlo ku vzniku menších stratovulkánov a stratovulkanických komplexov v rámci kaldery a na stratovulkanickom svahu. Produkty tejto aktivity

zaplnili okrajové časti kaldery a paleodoliny na stratovulkanickom svahu. Lávové prúdy, ktoré pri JZ úpätí vulkánu dosahovali pobrežnú zónu, tu podliehali brekciácii. Južnejšie od pobrežnej zóny boli uložené súvrstvia tufov, epiklastických vulkanických pieskovcov, konglomerátov a jemnozrnnejších sedimentov.

**5. etapa** vývoja (vrchný sarmat – panón) predstavuje dramatický zvrät vo vývoji stratovulkánu. V rámci kaldery došlo počas dlhotrvajúceho výzdvihu centrálného bloku k sfornovaniu hraste (resurgentná hrast) pri súčasnom poklese Žiarskej kotliny. Relatívny pohyb medzi uvedenými blokmi dosiahol až 3 000 m. Zlomová zóna medzi vyzdvihovaným a poklesávajúcim blokom bola využitá pri výstupe ryolitovej magmy a vzniku

explozívno-efuzívnej a extruzívnej vulkanickej aktivity. Produkty tejto aktivity lemujú južné a východné okraje Žiarskej kotliny. Zlomové zóny v rámci hrastového bloku boli využité pre tvorbu rudných žíl.

**6. etapa** (panón – pliocén) zahŕňa pokračujúci výzdvih centrálného bloku s doformovaním hrastovej štruktúry a denudáciu vulkanických komplexov v jej vrcholovej časti. Sporadicky pokračuje vulkanizmus bazaltických andezitov (pri východnom okraji Žiarskej kotliny). Neskoršie je vystriedaný vulkanizmom alkalických bazaltov, ktorého výsledkom je aj najmladší vulkán Pútkov vŕšok pri Novej Bani s odhadovaným vekom 120 – 150 tisíc rokov.

## 20. Stavba Štiavnického stratovulkánu

V období spodného bádenu postúpila nová morská transgresia prichádzajúca od juhu do krupínskej depresie a odtiaľ prenikla ďalej k severu do zvolenskej a Žiarskej depresie, a až do oblasti Handlovej. Bezprostredne po transgresii došlo k aktivite väčšieho počtu eruptívnych centier amfibolicko-pyroxenických andezitov a hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom v podobe extruzívnych telies, vystupujúcich v južnej časti regiónu v morskom prostredí a v severnej časti v kontinentálnom suchozemskom prostredí. A to už bolo obdobie, tesne pred nástupom explozívno-efuzívneho andezitového vulkanizmu, ktoré viedlo ku vzniku Štiavnického stratovulkánu.

Po ukončení vulkanickej aktivity andezitov s granátom, v podobe rozptýlených extruzívnych dómov obklopených hruboúlokovitým ma-

teriálom, došlo v západnej časti neovulkanického regiónu k aktivovaniu eruptívneho centra Štiavnického stratovulkánu.

V priebehu explozívno-efuzívnej aktivity v období bádenu až sarmatu, bol sfornovaný Štiavnický stratovulkán veľkých rozmerov. V rámci stratovulkánu sú rozlíšené **spodná stratovulkanická stavba** (sfornovaná v období spodného až stredného bádenu), **výplň kaldery** (vrchný bádenu, spodný sarmat), **intruzívne komplexy, vrchná stratovulkanická stavba** (spodný, stredný sarmat), **ryolitový vulkanizmus** (vrchný sarmat).

### 20.1. Spodná stratovulkanická stavba

V priebehu prvej vývojovej etapy bola

počas explozívnych erupcií, striedaných výlevmi (efúziami) láv pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov, vybudovaná **spodná stratovulkanická stavba** – Štiavnický stratovulkán, ktorý dosiahol impozantné rozmery. Plytké subtropické more zasahovalo v počiatočnom období z juhu až k okrajom stratovulkánu, čo sa odrazilo v sklovitom charaktere láv a prítomnosťou hyaloklastických brekcií, ktoré vznikali v dôsledku styku lávových prúdov s morským prostredím. Pyroklastické prúdy, ktoré vznikali pri plínijských erupciách sa pohybovali zo stratovulkanického svahu k jeho úpätiu v podobe chaotickej masy žeravého úlomkovitého materiálu. Po dosiahnutí morského pobrežia a ochladení pokračovali ďalej na morskom dne ako podmorské bahenné prúdy (submarinne mudflows), resp. lahary.



V dôsledku rozširovania stratovulkanickej stavby sa línia pobrežia postupne presúvala k juhu, kde sa nakoniec ustálila pri úpätí stratovulkánu. V pobrežnej zóne došlo ku vzniku hrubých až blokových konglomerátov (rozмеры blokov dosahujú 1 – 3 m a viac). Južnejšie od pobrežnej línie (južne od obce Hontianske Nemce), boli okrem hruboúlomkovitého materiálu ukladané jemnozrnnejšie sedimenty v podobe pieskovcov až siltovcov (jemné sedimenty), ktoré v južnej časti sedimentačného bazénu postupne prevládajú. Pri južnom okraji morského bazéna vystupoval nad morskú hladinu chrbát tvorený horninami predvulkanického podložía (santovsko-túrovský chrbát). Predstavoval výraznú bariéru pre podmorské úlomkové prúdy, masové prúdy s jemnozrnnejším materiálom a bahnotoky, ktoré končili pred touto bariérou. Na severných a severovýchodných svahoch stratovulkánu sa ukladali vulkanické produkty v prostredí suchej zeme, prípadne v riečno-jazernom prostredí (pieskovec a konglomeráty pri obci Kamenec pod Vtáčnikom).

V pokročilejšom období vývoja stratovulkánu sa v jeho centrálnej časti umiestnili početné intrúzie andezitových porfýrov v podobe sillov a lakolitov. V oblasti stratovulkanického svahu vystúpili početné dómatické extrúzie a prenikali štokové intrúzie dioritových porfýrov.

Stratovulkán sformovaný v závere 1. etapy sa vyznačoval nezvyčajnou mohutnosťou, jeho produkty sa rozkladali na ploche viac ako 2 000 km<sup>2</sup>. Z plošného rozsahu stratovulkánu je možné usúdiť, že stratovulkán, ktorý vznikol na pobreží subtropického Bádenského mora dosahoval výšku 3 500 – 4 000 m, a jeho vrcholy boli pokryté snehom a ľadom.

**Spodná stavba centrálnej vulkanickej zóny** je odkrytá denudačným zrezom vo východnej časti hodruško-štiavnickej hraste (v západnej časti hraste došlo až k odkrytiu predvulkanického podložía). Mimo hraste je centrálna vulkanická zóna zakrytá pod výplňou kaldery.

Na stavbe centrálnej vulkanickej zóny sa podieľajú zvyšky stratovulkanického komplexu pochádzajúce z počiatočných období vývoja stratovulkánu. Tvoria ich lávové prúdy a ojedinelé polohy vulkanoklastík. Zvyšky stratovulkanického komplexu sú prenikané početnými telesami andezitových porfýrov v podobe sillov a lakolitov. Telesá týchto ložných intrúzií sa vyznačujú zrnitou vykryštalizovanou základnou hmotou, čo nasvedčuje tomu, že tuhli a kryštalizovali pod povrchom v rámci vulkanickej stavby. Telesá sillov a lakolitov ďalej charakterizuje masívny a celistvý charakter a bloková odlučnosť (na rozdiel od lávových prúdov, ktoré sú často porézne a zbrekciovateľé). Telesá andezitových porfýrov v podobe sillov a lakolitov sa umiestnili v spodných úrovniach centrálnej časti stratovulkánu až v záverečných štádiách jeho vývoja (v rámci 1. etapy), t. j. v štádiu, kedy už vystupujúca magma nedosahovala až vrchol stratovulkánu. Z pomedzi ložných intrúzií je najmocnejšia ložná intrúzia amfibolicko-pyroxenického porfýru s biotitom a kremičom (typ Myšia hora), ktorá preniká v podobe zložitého lakolitu až do vyšších úrovní spodnej stavby.

V spodných úrovniach stratovulkanickej stavby, v blízkosti rozhrania s podloží, prenikajú po medzivrstevných plochách tufizitové brekcie. Tieto sú výsledkom prudkej expanzie plynov vo vystupujúcej láve premenenej na útržky, ktoré spolu s úlomkami okolných hornín prenikali v podobe tufizitovej brekcie po medzivrstevných plochách podobne ako ložné intrúzie.

Spodná stavba v oblasti hraste, vrátane ložných intrúzií, je prenikaná mladšími intruzívnymi telesami, sillmi a dajkami kremito-dioritových porfýrov kalderového štádia. Telesá spodnej stavby centrálnej zóny sú uklonené cca 10 – 150 k juhovýchodu v dôsledku celkového úklonu hrastového bloku juhovýchodným smerom.

Horniny spodnej stavby sú plošne hydrotermálne premenené – propylitizované (prezradzajú sa nazelenalou farbou) a v okolí rudných žíl sú často

prekremenelé a argilitizované. V dôsledku hydrotermálnych premení nadobúdajú horniny rôzneho litologického a petrografického zloženia až jednotný homogénny charakter so stieraním hraníc medzi jednotlivými telesami, čo značne sťažuje odhalenie a dešifrovanie ich pôvodného zloženia a celkovej stavby centrálnej vulkanickej zóny.

Propylitizované vulkanické horniny v štiavnickej oblasti boli v minulosti označované pre svoje zelené sfarbenie ako *grünstein*, prípadne *grünstein-trachyt*. Termín propylit zaviedol pre tieto horniny v bansko-štiavnickom regióne F. Richthofen (1860), ktorý sa domnieval, že sú produktom masových erupcií na vodu bohatej magmy. Napriek tomu, že neskôr výskumy dokázali, že ide o mladšie hydrotermálne premeny, ktoré postihli už utužené horniny, slová propylit a propylitizácia, po prvýkrát použité v bansko-štiavnickom regióne, sa rozšírili a stali sa celosvetovo používaným termínom označujúcim hydrotermálnu premenu tohto typu.

## 20.2. Subvulkanické intrúzie

V období dočasného vulkanického pokoja prebiehala vo vrchnom bádene intenzívna denudácia a deštrukcia stratovulkánu (2. vývojová etapa). Počas tohto obdobia došlo k podstatnej redukcii jeho pôvodnej výšky. Nevylučuje sa ani deštrukcia jeho vrcholovej časti pri enormne silných explóziách už v závere prvej vývojovej etapy. Denudácia a deštrukcia vrcholovej časti vulkánu dosiahla až úroveň, v ktorej boli umiestnené plytké intravulkanické intrúzie prvej vývojovej etapy.

Diferencované magmy, ktoré po výstupe z magmatického rezervoára nedosahovali povrch, sa umiestňovali v podpovrchových subvulkanických úrovniach, kde tuhli a kryštalizovali v podobe subvulkanických intrúzií.

Najnižšiu úroveň predstavuje **hodruško-štiavnický intruzívny komplex granodioritu a dioritu** odhalený zrezom v centrálnej časti hrastového

bloku. Granodioritový plutón, ktorý obsadzuje vnútornú časť intruzívneho komplexu, sa javí ako teleso s relatívne plochým stropom a strmšie uklonenými okrajmi. Predpokladáme, že vznik granodioritovej intrúzie sa uskutočnil v súvislosti s poklesom bloku podložia do vrchných častí magmatického rezervoáru. Výstup granodioritovej magmy sa uskutočnil po okrajových zlomoch, ktoré oddelili klesajúci blok podložia a granodioritová magma zaujala vzniknutý priestor nad týmto blokom. Forma intruzívneho telesa odpovedá typu formy obráteného zvona – bell jar (obr. 7).

Celkový plošný rozsah intrúzie presahuje 100 km<sup>2</sup>. Zvyšky mezozoických sedimentov v nadloží intrúzie, ktoré predstavujú jej pôvodný strop,

sú zrohovatené a skarnizované. Dioritová intrúzia pri severnom okraji hlavnej granodioritovej intrúzie, orientovaná v smere V-Z, sa strmo ukláňa na sever.

Druhú fázu intruzívnej aktivity predstavuje vznik väčšieho počtu štokovo-dajkových telies granodioritových až kremito-dioritových porfýrov – **intruzívny komplex Zlatno**, situovaný prevažne externe od hlavnej granodioritovej intrúzie. Intrúzie komplexu Zlatno prenikli vyššie až do spodnej stratovulkanickej stavby (na rozdiel od granodioritovej intrúzie, ktorá sa umiestnila v rámci hornín predvulkanického podložia). S umiestnením štokovo-dajkových intrúzií sú späté intenzívne hydrotermálne premeny okolných vulka-

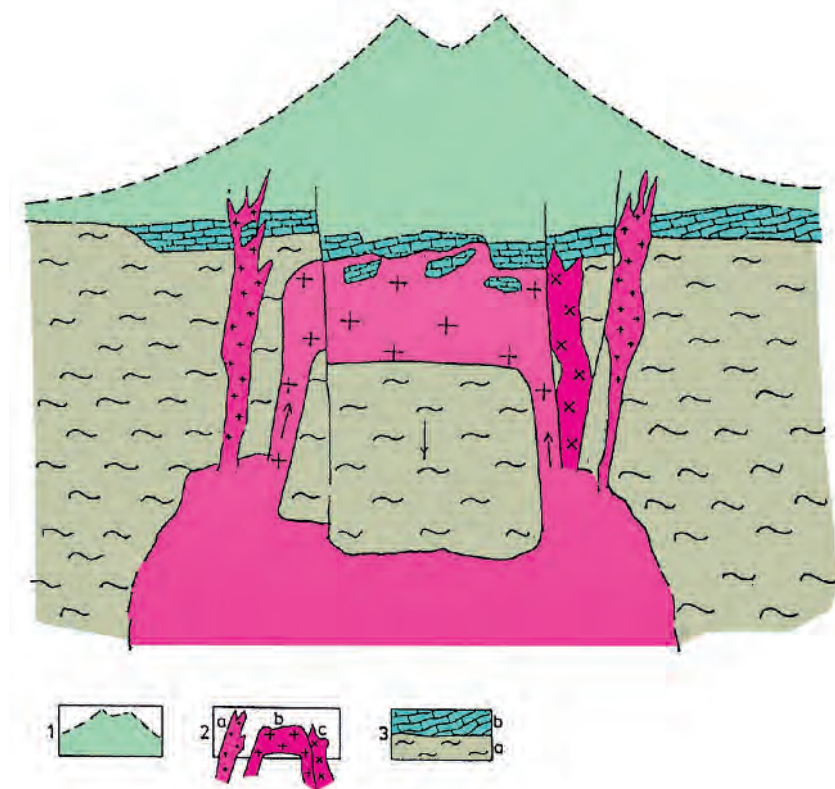
nických hornín a prejavy skarno-vo-porfýrovej rudnej mineralizácie.

V závere druhej etapy v období vrchného bádenu došlo vo vrcholovej časti stratovulkánu k prvým poklesovým pohybom, ktoré viedli ku vzniku depresie s jazerno-močiarnou sedimentáciou s tvorbou lignitov – **červenostudnianske súvrstvie**. Hrúbka sedimentov (pieskovce, siltovce s lignitmi) dosahuje okolo 60 – 80 m. Zlomové pásmo pri južnom okraji depresie bolo využité pre výstup magmy k povrchu a vznik lávového prúdu biotit amfibol pyroxenického andezitu pri JV okraji vznikajúcej kaldery. Lávový prúd sa pohyboval v smere do centrálnej časti klesajúcej depresie.

### 20.3. Výplň štíavnickej kaldery

Subsidiencia kaldery nastala po dlhšom období dočasného vulkanického pokoja (2. etapa), počas ktorého prebiehali v oblasti magmatického rezervoáru diferenciacne procesy, ktoré viedli ku vzniku acidnejšej andezitovej až andezito-dacitovej magmy. Prvé mohutné explozívne erupcie popolovo-pemzových tufov – **studenskej formácie**, ktoré prerušili pokojnú jazerno-močiarnu sedimentáciu v depresii vo vrcholovej časti vulkánu, súviseli s počiatkovými subsidenčnými pohybmi pozdĺž otvárajúceho sa kalderového zlomu. Pokračujúce erupcie plínijského typu produkovali popolovo-pemzové pyroklastické prúdy, ktoré spolu s padanými tufmi z vulkanických mračien zaplňovali klesajúcu kalderu a sčasti boli uložené na stratovulkanickom svahu. V pokročilejšom štádiu vývoja kaldery boli erupované lávy biotiticko-amfibolických andezitov, v podobe lávových prúdov a viskóznejších odplynených extruzívnych dómov, ktoré tvoria vyššie úrovne výplne kaldery (obr. 8., 9.).

Erupcie lát sa aj v tomto období striedajú s erupciami hruboulomkových až blokových pyroklastických prúdov a pemzových tufov. V miestach prerušenia kalderového zlomu došlo



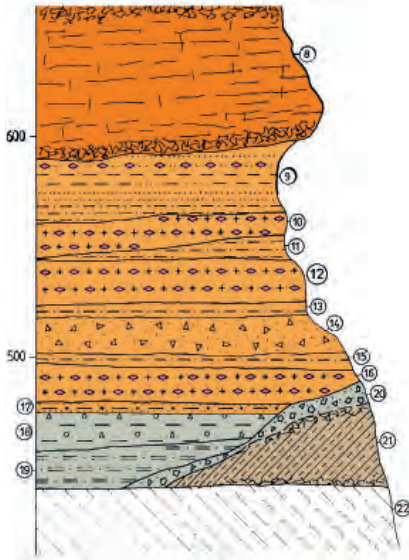
Obr. 7. Procesy vzniku subvulkanických intrúzií, formy intruzívnych telies (J. Smolka a kol., 2005).

Magmatický rezervoár, klesajúci blok podložia, stratovulkán:

1 – stratovulkán,

2 – formy subvulkanických intrúzií Štiavnického stratovulkánu: a) štokovo-dajková intrúzia granodioritového porfýru (komplex Zlatno), b) granodioritová intrúzia typu obráteného zvona, c) štoková intrúzia dioritu,

3 – predvulkanické podložie: a) kryštalinikum, b) mezozoikum.



Obr. 8. Litologický profil spodnej časti výplne štiavnickej kaldery (J. Smolka a kol., 2004):

Studenská formácia:

8 – lávový prúd amfibolicko-biotitického andezitu, vo vrchnej a spodnej časti zbrekčovatený, 9 – jemnozrnné až hrubozrnné epiklastické vulkanické pieskovce s polohami siltovcov a pemzy (odtlačky listov), 10 – popolovo-pemzový prúd, 11 – epiklastické vulkanické pieskovce, siltovce a redeponované pemzové tufy, 12 – popolovo-pemzový prúd, 13 – jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce, siltovce a redeponované tufy, 14 – epiklastické vulkanické brekcie (materiál amfibolicko-biotitických andezitov a starších amfibolicko-pyroxenických andezitov zo spodnej stratovulkanickej stavby, 15 – jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce, siltovce a redeponované tufy, 16 – popolovo-pemzový prúd, 17 – jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce s vložkami vitrokryštálových tufov s amfibolom a biotitom.

Červenostudnianske súvrstvie:

18 – epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce s polohami drobných brekcií a konglomerátov, 19 – epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce s polohami lignitov, 20 – hrubé epiklastické vulkanické brekcie so zmiešaným materiálom starších andezitov spodnej stavby a lávového prúdu v podloží, 21 – lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu.

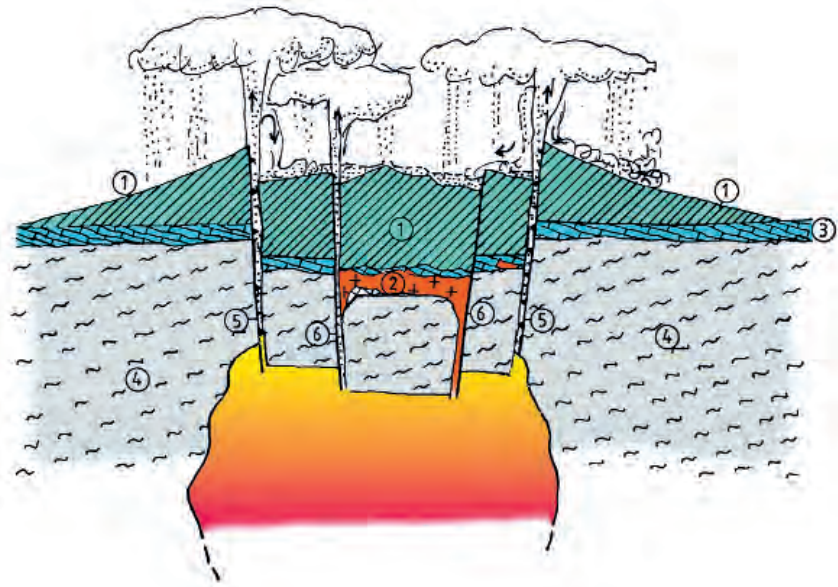
Spodná stratovulkanická stavba:

22 – lávové prúdy a vulkanoklastické horniny pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov nečlenené.

k transportu popolovo-pemzového a hruboúlomkového pyroklastického materiálu a lávových prúdov na stratovulkanický svah, kde sa tieto masy pohybovali v rámci hlbokých paleodolín – kaňonov s radiálnou orientáciou. V záverečnom štádiu vývoja kaldery, formovanej pozdĺž zhruba eliptického kalderového zlomu (s rozmermi 18 x 22 km), bol klesajúci kalderový blok zaplnený produktmi explozívnej a efuzívno-extruzívnej aktivity v hrúbke 300 až 500 m. Po ukončení vývoja kaldery vznikali v rámci kalderovej depresie lokálne jazerné prostredia s vývojom diatomitov a silicítov (pri Močiarí a Podhorí). Hydrotermálne centrá s vývermi horúcich prameňov boli príčinou vzniku argilitov, alunítov a silicítov pri obci Dekýš (obr. 10).

V subvulkanickej úrovni došlo v súvislosti s rozpadom poklesávajúceho bloku kaldery k umiestneniu ložných intrúzií – sillov a dajok kremíto-dioritových porfýrov – **intruzívny komplex Banisko**.

Silly sú situované prevažne v centrálnej časti hrastového bloku, pričom pri svojom umiestnení využili najmä rozhranie medzi podloží a nadložnou vulkanickou stavbou. Zriedkavejšie sú umiestnené aj v rámci spodnej stratovulkanickej stavby.

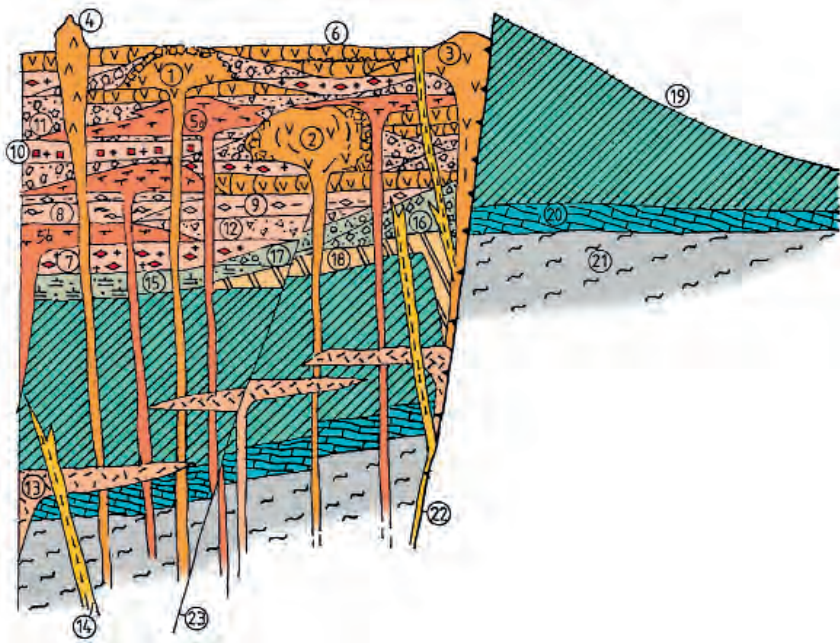


Obr. 9. Kolaps štiavnickej kaldery pred 13 miliónmi rokov sprevádzali mohutné erupcie popolovo-pemzových tufov (J. Smolka a kol., 2005):

1 – spodná stratovulkanická stavba, nečlenená – bádenský stratovulkán, 2 – granodioritový plutón umiestnený v nadloží poklesnutého bloku do magmatického rezervoára, 3 – mezozoicko-paleozoické podložie, 4 – kryštalické horniny, granitoidy, kryštalické bridlice, 5 – kalderový zlom, 6 – zlom.

Dajky vytvárajú dajkové roje s prednostnou orientáciou v smere SV-JZ s úklonmi v smere od centrálneho bloku. V častých prípadoch prenikajú aj cez ložné intrúzie – silly. Vznik tohto najmladšieho intruzívneho

komplexu bol spätý s poklesmi kalderového bloku mechanizmom typu „ring – dyke“ (obr. 11.).



Obr. 10. Schéma výplne štiavnicej kaldery (J. Smolka a kol., 2005):

Výplň kaldery (vrchný bádén – spodný sarmat).

Studenská formácia – vulkanizmus biotiticko-amfibolických andezitov:

1 – extruzívny dóm, 2 – kumulodóm, 3 – extruzívny dóm s prechodom do prúdu, dómový prúd, 4 – protrúzia, 5 – ložná intrúzia: a) lakolít, b) sill, 6 – lávové prúdy, 7 – popolovo-pemzové prúdy, 8 – zvárané tufy – ignimbrity, 9 – redeponované pemzové tufy, pieskovce, siltovce, 10 – chaotické brekcie pyroklastických prúdov, 11 – hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie, 12 – drobné epiklastické vulkanické brekcie.

Intruzívny komplex Banisko – kremito-dioritové porfýry:

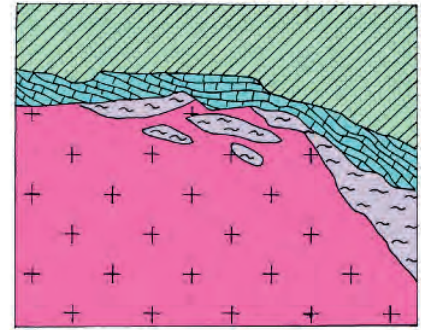
13 – sill, 14 – dajka.

Červenostudnianske súvrstvie:

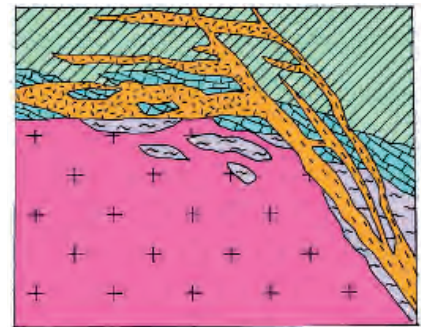
15 – epiklastické vulkanické pieskovce s zložkami siltovcov a lignitov, 16 – hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie, 17 – drobné epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, 18 – lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu, 19 – spodná stratovulkanická stavba, nečlenená.

Predvulkanické podložie:

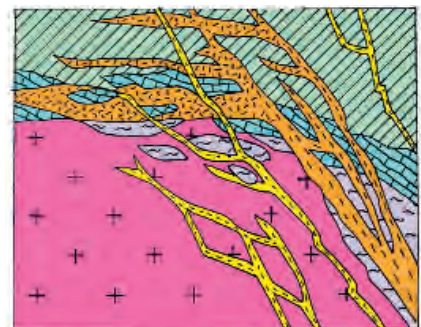
20 – paleozoické a mezozoické sedimenty, 21 – kryštalinikum, 22 – kalderový zlom, 23 – zlom.



A – Situácia pred vznikom komplexu kremito-dioritových porfýrov. Granodioritová intrúzia pri svojom umiestnení deštruovala horniny kryštalinika a mezozoika v jej nadloží.



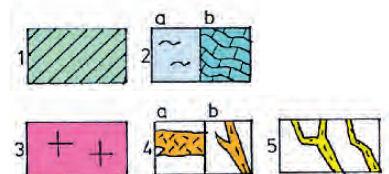
B – Pokles bloku sprevádza výstup magmy a jej umiestnenie v uvoľnenom priestore poklesnutého bloku v podobe sillovo poklesnutého bloku v podobe sillovo poklesnutého bloku v podobe sillovo poklesnutého bloku. Po zlomoch pri okrajoch klesajúceho bloku vystupujú dajkové telesá.



C – Pokračujúci pokles bloku sprevádzaný vznikom zlomov využívaných pri výstupe dajok kremito-dioritových porfýrov mladšej generácie.

Obr. 11. Schéma vzniku intruzívneho komplexu kremito-dioritových porfýrov (J. Smolka a kol., 2005):

1 – andezitový komplex spodnej stavby, 2 – predvulkanické podložie: a) kryštalinikum, b) sedimenty mezozoika, 3 – granodiorit, 4 – intruzívny komplex kremito-dioritových porfýrov Banisko: a) ložná intrúzia (sill), b) dajka, 5 – dajky kremito-dioritových porfýrov mladšej generácie.



## 20.4. Vrchná stavba Štiavnického stratovulkánu

V období sarmatu, následne po subsidencii kaldery, došlo k obnoveniu vulkanizmu pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom z viacerých centier v rámci kaldery a na stravulkanickom svahu. V priebehu explozívno-efúzičných erupcií vznikol rad menších stratovulkánov a stratovulkanických komplexov, ktoré označujeme ako *vrchnú stratovulkanickú stavbu* (obr. 12.).

Produkty tejto obnovennej aktivity boli uložené jednak v rámci kaldery,

kde tvoria vrchnú časť jej výplne, prevažne však pokrývajú stratovulkanický svah, kde tvoria výplň paleodolín a súvislejšie lávové pokrovy, najmä pri juhozápadnom až západnom úpätí stratovulkánu.

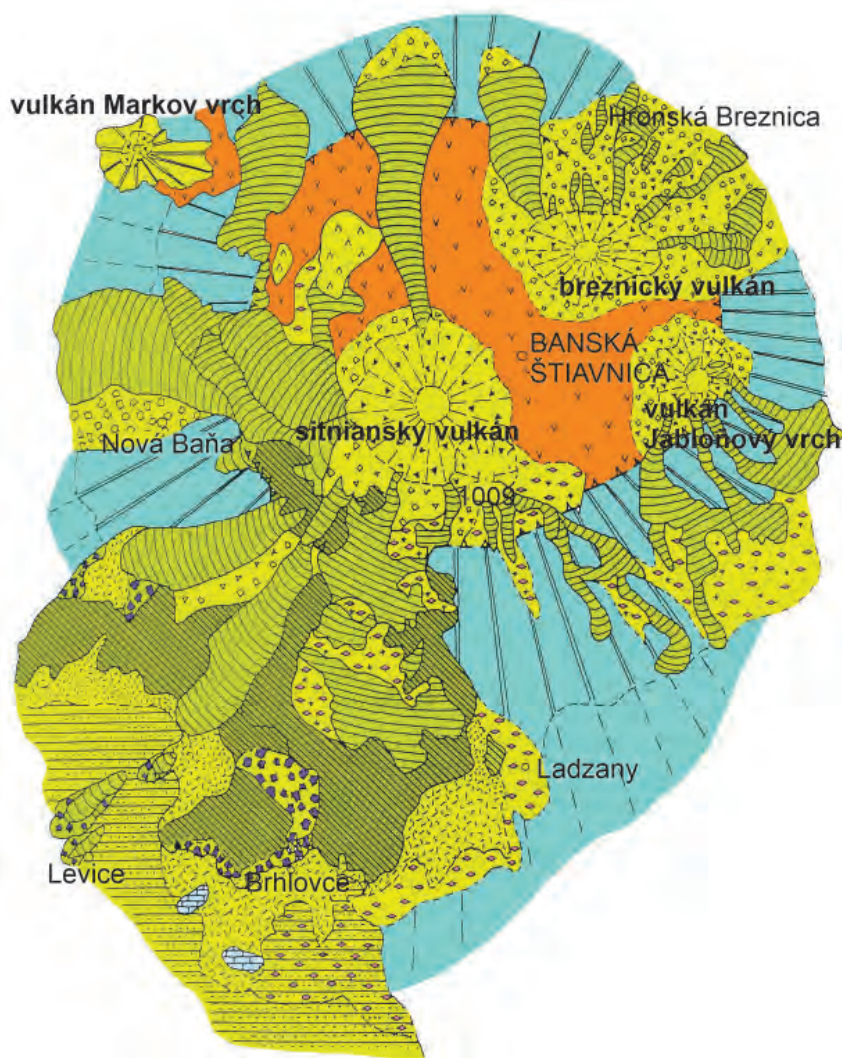
Aktivitu sarmatského vulkanizmu začínajú explozívne erupcie amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom. Popolovo-pemzový materiál, transportovaný prevažne v podobe pyroklastických prúdov a sčasti vzdušnými prúdmi, bol uložený na JZ svahu stratovulkánu v rámci paleodoliny. Táto začínala južne od obce Počúvadlo a pokračovala do delty, ktorá vyúsťovala do morského prostredia litorálnej zóny. Uloženiny

popolovo-pemzových tufov v okolí obce Ladzany – Hontianske Moravce sú označené ako **ladzianské súvrstvie**. Nasledujúce lávové prúdy pyroxenických andezitov **badanskej formácie** tvoria výplne uvedenej paleodoliny a pri JZ úpätí stratovulkánu sformovali rozsiahly lávový pokrov – plató, s plošným rozsahom 80 – 100 km<sup>2</sup>. Lávové prúdy podliehali pri styku s vodným prostredím brekciácii so vznikom hyaloklastitových brekcií a nadobúdali sklovitý charakter. Pri južnom okraji lávového pokrovu boli v plytkom pobrežnom pásme uložené súvrstvia hrubých konglomerátov epiklastických brekcií striedané polohami pieskov. V smere k juhu boli v plytkom morskom prostredí ukladané súvrstvia popolovo-pemzových tufov a jemnozrnnejších tufových sedimentov.

Nasledujúce explozívne erupcie plínijského typu produkovali masy popolovo-pemzových tufov, ktoré boli uložené v južnej časti kaldery a sčasti na stratovulkanickom svahu v podobe výplne paleodolín ako **bielokamenské súvrstvie**. Explozívne erupcie boli nasledované efúziami láv **sitnianskeho komplexu** (amfibolicko-pyroxenické andezity s biotitom) z predpokladaného sitnianskeho vulkánu v južnej časti kaldery. Lávové prúdy pokračovali po zaplnení južnej a juhozápadnej časti kaldery na stratovulkanický svah v rámci paleodolín, kde vytvorili vrchnú časť ich výplne.

Nasledujúce erupcie popolovo-pemzových tufov a amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom **drastvickej formácie** smerovali na západný svah stratovulkánu, pričom sledovali reliéf paleodoliny do priestoru obce Obyce v dĺžke viac ako 25 km. Popolovo-pemzové tufy prekryli lokálnu uholnú panvičku severne od Obýc. Po uložení horúceho popolovo-pemzového materiálu došlo k jeho zvaraniu a vzniku **ignimbritov**. Ďalšie erupcie smerujúce na JZ svahy stratovulkánu uložili popolovo-pemzové tufy v pobrežnej zóne (severne od Rybníka a Čajkova).

Produkty nasledujúcich explozívnych a efúzičných erupcií amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom



Obr. 12. Rekonštrukcia sarmatských vulkánov v oblasti štiavnickej kaldery (J. Smolka a kol., 2004).

licko-pyroxenických andezitov **prieilskej formácie** postupne vyplnili paleodolinu smerujúcu od Novej Bane k JZ do priestoru Kozmálovských kopcov, pričom prekryli tufiticko-ílovcové sedimenty so slojkami uhlia, ktoré sa vytvorili počas spodného sarmatu pri okraji morského zálivu v oblasti Hronského Beňadika a Orovnice. Lávové prúdy pri styku s morským prostredím podliehali aj brekciácii so vznikom hrubých až blokových hyaloklastitových brekcií. V dôsledku priestorového rozširovania vulkanickej stavby sa pobrežná zóna Sarmatského mora postupne presunula až po západne okraje Kozmálovských kopcov. Pobrežie je v tejto oblasti indikované uložením hrubých až blokových konglomerátov, ktoré sú výsledkom deštrukcie lávových prúdov v dôsledku vlnenia v príbojovej zóne.

Na západnom svahu stratovulkánu došlo v pokročilejšom období sarmatu k masovým efúziám sklovitých a leukokrátnych pyroxenických andezitov **inoveckej formácie**, pričom masové efúzie láv pochádzajú pravdepodobne z trhlín vznikajúcich na západnom stratovulkanickom svahu. Počas sarmatu bolo aktívované eruptívne centrum pri východnom okraji kalderového zlomu, kde vznikol menší vulkán pyroxenických andezitov **Jabloňový vrch**.

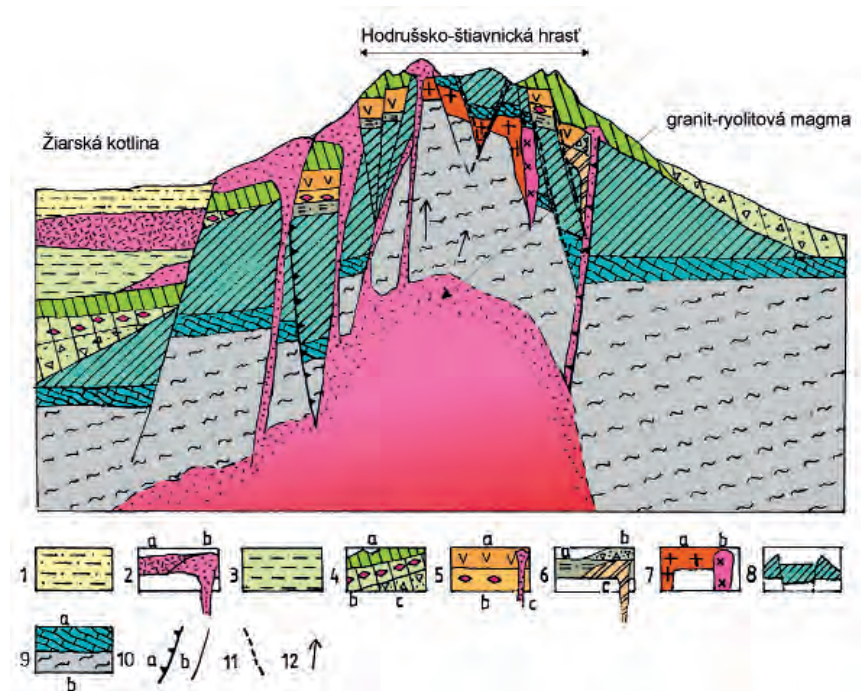
Pri severovýchodnom okraji kaldery vznikol ďalší menší vulkán pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov označený ako **breznická formácia**. Na SV svahoch stratovulkánu, až pri jeho úpätí sa vyvíjali počas sarmatu menšie vulkány **sielnický a turovský** (s centrami pri obci Turová). Na JZ svahoch stratovulkánu vznikol menší stratovulkán **Markov vrch**.

V období stredného až vrchného sarmatu začína subsidencia Žiarskej kotliny, kompenzovaná ukladaním jemnozrnných sedimentov. Podobne pri JZ okrajoch Štiavnického stratovulkánu sa vyvíja rad subsidenčných depresii – grabenov vyplňovaných morskými sedimentmi stredno- až vrchnosarmatského veku.

## 20.5. Ryolitový vulkanizmus a vývoj hrasťovej stavby

Ryolitový vulkanizmus prebiehal koncom sarmatu, zhruba v období medzi 12,5 – 10,5 mil. r. súčasne s výzdvihom štiavnickej kaldery a poklesmi Žiarskej kotliny (obr. 13.). Otváranie extenzných zlomov pri západnom okraji hraste a zlomového systému medzi poklesávajúcim blokom Žiarskej kotliny a vyzdvihovaným blokom hraste boli využité pri

výstupe ryolitových hmôt k povrchu. Amplitúda vertikálneho pohybu medzi uvedenými blokmi dosahuje okolo 3 000 m. Uvedený zlomový systém, pokračujúci pri východnom okraji Žiarskej kotliny k severu do Kremnických vrchov, je označený ako *vynhiansko-ihráčska vulkanotektonická zlomová zóna*. Podobne aj zlomy vznikajúce pri výzdvihu hraste boli využité pri vzniku ryolitových dajok, sprevádzajúcich rudné žily. Západne od okraja Žiarskej kotliny bol aktívny ďalší zlomový systém – *novobansko-klakovská vulkanotektonická zóna* prebiehajúca v smere S-J, podľa ktorej vystúpili extrúzie v podobe extruzívnych dômov s prechodmi



Obr. 13. Pozícia ryolitového vulkanizmu v období výzdvihu hodruško-štiavnickej hraste - 5. etapa (J. Smolka a kol., 2005):

1 – sedimenty pliocénu, 2 – ryolitový vulkanizmus vo vrchnom sarmate – jastrabská formácia: a) ryolitové tufy, b) extrúzia, 3 – sedimenty sarmatu vo výplni Žiarskej kotliny, 4 – andezitový vulkanizmus v období sarmatu: a) stratovulkanický komplex (lávové prúdy, vulkanoklastiká), b) pemzové tufy, c) vulkanoklastické horniny, 5 – výplň štiavnickej kaldery – studenská formácia (vrchný bádén spodný sarmat): a) lávové prúdy, extrúzie a vulkanoklastické horniny biotiticko-amfibolických andezitov, b) pemzové tufy, c) ryolitové a ryodacitové dajky (extrúzie) vo východnej časti kaldery pri kalderovom zlome, 6 – červenostudnianske súvrstvie (spodná časť výplne kaldery): a) epiklastické vulkanické pieskovce s polohami siltovcov a lignitov, b) hrubé epiklastické vulkanické brekcie pri okraji kalderového zlomu, c) lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu, 7 – hodruško-štiavnický intruzívny komplex: a) granodiorit, b) diorit, 8 – spodná stratovulkanická stavba (bádén), lávové prúdy a vulkanoklastické horniny, nečlenené, 9 – predvulkanické podložie: paleozoicko-mezozoické sedimenty, b) kryštalínium, 10 – a) kalderový zlom, b) zlom, 11 – rudná žila, 12 – smer maximálneho výzdvihu.

do lávových prúdov (severná časť novobanského ryolitového telesa).

V severnej časti vulkanotektonickej zóny bol zlomový systém S-J smeru využitý pri vzniku ryolitového extruzívneho telesa Tisové bralo, lemovaného pri okrajoch pásmami extruzívnych brekcií. Produkty povrchovej vulkanickej aktivity sú prevažne sústredené pri južnom, juhovýchodnom až východnom okraji Žiarskej kotliny. Reprezentujú ich extruzívne ryolitové dómy s častými prechodmi do lávových prúdov. Výstup ryolitovej magmy sprevádzali prudké freatické a freatomagmatické erupcie vyvolané stykom ryolitovej lávy s vodným prostredím jazerného typu, ktoré sa v tom čase rozšírilo v poklesávajúcej Žiarskej kotline. Produkty freatických, freatomagmatických a plínijských erupcií hromadené okolo erupčívneho centra vytvárali kruhové prstencové valy tufového materiálu „tuff rings“, prípadne tufové kužele. Tufový materiál bol transportovaný a ukladaný na svahoch tufových valov a kuželov počas rytmicky sa opakujúcich erupcií prostredníctvom pyroklastických príválov, pyroklastických prúdov, ako aj pádom z atmosféry.

Výstup viskóznej (málo pohyblivej) ryolitovej lávy viedol ku vzniku početných extruzívnych dómov, ktoré v oblasti vulkanického svahu často prechádzali do krátkych a hrubých prúdov. V priebehu rastu podliehali okrajové, rýchlejšie tuhnuce časti extruzívnych dómov, brekciácií s hromadením úlomkového materiálu v ich okolí. Pri styku s vodným prostredím jazerného typu vznikali hyaloklastitové brekcie. Extruzívne dómy, rastúce často v centrálnej časti tufových kuželov a prstencových valov, boli podrobené často náhle expozívnej deštrukcii (v dôsledku vnútorného pretlaku magnetických plynov), ktoré mohli viesť až k ich úplnému zničeniu. Pri týchto náhlých expozívnych deštrukciách vznikali masové prúdy sčasti žeravého úlomkovitého materiálu – žeravé lavíny („glowing avalanches“).

Odplynené a silne viskózne lávy vystupovali v záverečnom období

v podobe ihiel, protrúzií, resp. tholidov vyznačujúcich sa vertikálnym pohybom lávy (na rozdiel od extruzívnych dómov a lávových prúdov). Pri okrajoch týchto telies, v dôsledku rýchleho chladnutia, vznikali často pásma sklovitého ryolitu až ryolitových skiel – obsidiánov (Szabova skala, foto 1., Pustý hrad pri Sklených Tepliciach). Lávové telesá, ktoré nedosiahli povrch, sa umiestnili uprostred tufových súvrství a brekcií v podobe ložných telies (silly a lakolity). Umiestnenie týchto plytkých intrúzií sprevádzali hydrotermálne premeny okolitých tufových komplexov so vznikom argilitov a zeolitizovaných tufov. Pemzové tufy, produkované v priebehu plínijských erupcií, ukladané v jazerno-riečnom prostredí, vytvorili mocné tufové horizonty. Riečnymi a občasnými tokmi bol úlomkový a tufový materiál ďalej premiestňovaný najmä do západnej časti Žiarskej depresie, ktorá intenzívnejšie subsidovala, pričom sa vytvárali akumulácie epiklastických vulkanických brekcií, zlepcov, pieskocov a redeponovaných tufov a tufosiltocov.

V dôsledku aktivity horúcich prameňov s výnosom  $\text{SiO}_2$  vznikali silicity označované tiež ako **limnokvarcity**. Aktivitou hydrotermálnych roztokov dochádzalo tiež k rozsiahlej argilitizácii tufových súvrství so vznikom argilitov, tvorených ílovými mine-

rálmi (illit, kaolinit, montmorillonit), označovaných tiež ako bentonity. Argility a argilitizované horniny, limnokvarcity, zeolitizované tufy a perlitity (sklovité ryolity) predstavujú významné nerastné suroviny. Ryolity sú využívané tiež ako stavebný materiál a dekoračný kameň.

Postupnými výzdvihmi centrálného bloku v ráci kaldery, synchronne s ryolitovým vulkanizmom, bola v období vrchného sarmatu až pánonu sformovaná hodruško-štiavnická hrast' asymetrického typu s maximálnym zdvihom pri západnom okraji. Hrast'ová stavba sa ukladá cca 10 – 15 stupňov na JV. V priebehu výzdvihov sa hrast'ová stavba rozpadala na čiastkové bloky prevažne podľa zlomov SSV – JJZ až S – J smeru. Vznikajúce zlomy, najmä pri východnom okraji hraste a v jej centrálnej časti, boli využité pri výstupe hydrotermálnych roztokov, ktoré podmienili vznik epitermálnych polymetalických a drahokovových rudných žíl hodruško-štiavnického rudného obvodu. Ako príčinu výzdvihu hraste predpokladá V. Konečný (1970, 1971) výstup a umiestnenie granito-ryolitovej magmy vo vrchnej časti magmatického rezervoáru v zmysle koncepcie, ktorú navrhli R. L. Smith a R. A. Bailey (1968) pre vykľutú kaldier Creed a Silverto v USA.



Foto 1. Perlitický ryolit – obsidián (ryolitové sklo) zo Szabovej skaly (© P. Pachinger).

# 21. Vulkanizmus bazaltických andezitov

Záverečné štádium andezitového vulkanizmu alkalicko-vápenatého typu v oblasti stredoslovenských neovulkanitov predstavuje vulkanizmus bazaltických andezitov až bazaltov v období spodného panónu (10,5 – 9,0 mil. r.). Denudačné zvyšky tohto vulkanizmu, reprezentované lávovými telesami v podobe prienikov, dajok, lávových prúdov a plytkých ložných intrúzií a vulkanoklastík, vystupujú pri východnom a JV okraji Žiarskej kotliny, kde sú podľa typovej lokality označené ako **komplex Šibeničného vrchu** (Šibeničný vrch, východne od Žiaru nad Hronom, foto 2.).

Pri východnom okraji Žiaru, v oblasti lokality Šibeničný vrch došlo v priebehu freatických a freatomagmatických erupcií k vzniku pyroklastického kužela. Freatické a freatomagmatické erupcie boli vyvolané stykom vystupujúcej magmy so zvodnenými sedimentmi.

V priebehu opakujúcich sa explózií sa okolo erupčívneho centra ukladal vyvrhovaný pyroklastický materiál v podobe tufového valu, zhruba kruhovitej formy. Na jeho stavbe sa v podstatnej miere podieľal materiál vyvrhovaných jazerných a riečnych sedimentov (piesky a štrky), ktorý tvorí sedimentárnu výplň východnej časti Žiarskej kotliny, vynášaný na povrch pri expozívnych erupciách. V priebehu erupcií sa menila pozícia erupčívneho centra, čo sa odrazilo aj v smere úklonov ukladaného materiálu. V priebehu rytmických freatických a freatomagmatických erupcií bol jemnozrnný prachovo-populový až piesčitý materiál transportovaný a uložený prostredníctvom pyroklastických privalov „base surges“. Erupciami bol vyvrhovaný aj hrubozrnný materiál, ktorý pôvodne tvoril štrkové polohy riečnej terasy. Sporadicky boli vyvrhované útržky bazaltovej lávy a drobné bazaltové bomby.



Foto 2. Produkty vulkanizmu bazaltického andezitu formácie Šibeničný vrch z obdobia spodného panónu – 10,5 – 9,0 mil. r. (© P. Pachinger).

Po vybudovaní tufového kruhovitého valu až tufového kužela boli explozívne erupcie vystriedané výstupom andezito-bazaltovej magmy v oblasti erupčívnych centier. Túto skutočnosť dokumentuje bazaltové teleso prenikajúce cez pieskovcovo-konglomerátové súvrstvie s ryolitovým materiálom jastrabskej formácie pri východnom okraji Šibeničného vrchu. Nasledujúce efúzie láv vyplnili centrálnu depresiu tufového kužela – maaru. Denudačné zvyšky tejto lávovej výplne pokrývajú vrcholovú časť hrebeňa Šibeničný vrch k. 384.

Okrem uvedenej lokality je pri východnom okraji Žiarskej kotliny skupina prienikov, dajok a ložných intrúzií (sillov a lakolitov) umiestnených v prostredí ryolitových tufov jastrabskej formácie, ktoré svedčia o rozvinutej vulkanickej aktivite v tejto časti kotliny s budovaním vulkánov menších rozmerov (malé stratovulkány a troskové kužele).

Pri Šášovskom Podhradí je na polohe ryolitových vulkanoklastík jastrab-

skej formácie uložený lávový prúd bazaltického andezitu. V jeho nadloží sú zvyšky palogonitizovaných bazaltových tufov a pyroklastík, ktoré dokumentujú pokračujúce freatomagmatické erupcie po efúzii lávového prúdu. Freatomagmatické erupcie a procesy palogonitizácie opäť svedčia o existencii vodného prostredia riečno-jazerného typu v tomto období vývoja Žiarskej kotliny.

Produkty bazalto-andezitového vulkanizmu vystupujú tiež v západnej časti neovulkanického regiónu v oblasti Vtáčnika v podobe neku Ostrovica k. 855 (západne od Klaku) a sprievodného dajkového roja, ktoré svedčia o tom, že aj v tejto oblasti došlo k vývoju troskových kuželov, prípadne až menších stratovulkánov, ktoré boli odstránené nasledujúcou denudáciou. Podobné vulkanické formy je možné predpokladať aj v oblasti západne od Sklených Teplíc (neky a dajky v oblasti hrebeňa Farkaška) a SZ od Novej Bane (nek v oblasti hrebeňa Struhárka).



# 22. Alkalický bazaltový vulkanizmus

V mladšom období neogénu (panón-pont) a v pliocéne bol aktívny vulkanizmus alkalických bazaltov, ktorý sformoval rozsiahlejší vulkanický areál v oblasti južného Slovenska (oblasť Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny) pokračujúci do priestoru severného Maďarska do oblasti Šalgotárjánu.

Produkty tohto vulkanizmu sa vyskytujú aj v oblasti stredoslovenského neovulkanického regiónu, avšak v porovnateľne menšom rozsahu. Relikty tohto vulkanizmu predstavujú lávové prúdy, vypreparované lávové neky a troskový kužeľ s lávovými prúdmi pri Novej Bani.

Na JV svahu Štiavnického stratovulkánu pri obci Devičie (JZ od Krupiny) vystupuje denudačný relikť lávového prúdu, ktorý vyplnil paleodolinu JZZ-SVV smeru. Predpokladaný troskový kužeľ sa nezachoval. Lávový prúd vznikol podľa výsledkov rádiometrického datovania v období panónu ( $8,5 \pm 0,5$  mil. r.).

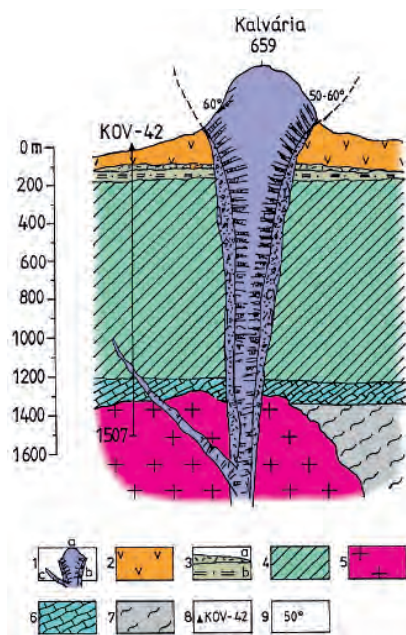
V období pri rozhraní panónu a pontu sa na východnom svahu Štiavnického stratovulkánu sformoval v priebehu efuzívnej aktivity lávový pokrov – lávové plató. Lávové prúdy zaplnili širokú paleodolinu smerujúcu k severu (oblasť Bacúrov – Dobrá Niva – Ostrá Lúka). Predpokladaný troskový kužeľ pri JZ okraji lávového pokrovu sa ako pravdepodobný zdroj lávového prúdu nezachoval, bol odstránený následnou denudáciou. Prehradením paleodoliny vzniklo južne od lávového pokrovu (južne od Dobrej Nivy) menšie jazero, v ktorom sa uložili jazerné sedimenty v hrúbke niekoľko desiatok metrov. Rádiometrickým datovaním lávového pokrovu bol získaný vek  $6,59 \pm 0,28$  mil. r. (K. Balogh, A. Miháliková, D. Vass, 1981), čo zodpovedá zhruba časovému rozhraniu medzi panónom a pontom.

Štúdium peľového spoločenstva, získaného z jazerných sedimentov, potvrdilo ich vek o niečo mladší než je toto rozhranie, čo je v súlade so skutočnosťou, že vývoj lokálnej panvičky s jazerným prostredím sa uskutočnil až po ukončení efuzívnej aktivity.

Pri Banskej Štiavnici predstavuje vrch Kalvária (k. 749) vypreparovaný bazaltový nek, ktorý tvorí výraznú dominantu nad mestom. Na jeho vrchole je významná historická pamiatka v podobe barokového kostolíka s krížovou cestou na jeho západnom svahu. Bazaltový nek predstavuje utuhnuté lávové teleso v oblasti vulkanického prívodu k povrchovej vulkanickej forme odstránenej nasledujúcou denudáciou. Predpokladáme, že išlo o formu maarového typu. Pri okrajoch bazaltového neku sú sporadicky zachované brekcie, ktoré tvorili staršiu časť výplne vulkanického komína – diatrémy (obr. 14).

Stĺpcová odlučnosť bazaltového telesa (ktorá je výsledkom chladnutia a kryštalizácie) má podobu obráteného vejára. Naznačuje rozširovanie pôvodného lávového telesa vo vrchnej časti a pravdepodobne prechod do lávového jazera, ktoré vyplňovalo vnútornú depresiu pôvodného maaru. Táto výplň, ako aj predpokladaný povrchový maár boli denudáciou odstránené, pričom došlo k odkrytiu výplne prívodného kanála v podpovrchovej úrovni v podobe bazaltového neku.

Petrografickým zložením odpovedá bazaltový nek nefelinickému bazaltu s výrastlicami plagioklasu, olivínu, augitu s mikrodoleritickou základnou hmotou obsahujúcou okrem uvedených minerálov aj nefelín. Rádiometrickým datovaním K/Ar metódou bol u neku Kalvária zistený vek  $7,1 \pm 0,42$  mil. r. (K. Balogh, A. Miháliková, D. Vass, 1981).



Obr. 14. Bazaltový nek Kalvária – geologický rez (J. Smolka a kol., 2005):

1 – bazaltový nek: a) bazalt so stĺpcovou odlučnosťou, b) brekcia vo výplni diatrémy, c) bazaltová dajka, 2 – lávové prúdy, extrúzie a vulkanoklastiká biotiticko-amfibolického andezitu vo výplni kaldery, 3 – spodná časť výplne kaldery: a) tufy, b) epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce s lignitmi (červenostudnianske súvrstvie), 4 – spodná stavba vcelku, 5 – granodiorit, 6 – paleozoicko-mezozoické sedimenty, 7 – kryštalikum, 8 – štruktúrny vrt, 9 – úklon stĺpcovej odlučnosti.

Bazaltový nek Kalvária vošiel do histórie európskej geológie zásluhou F. S. Beudanta, ktorý ho opísal v roku 1822 a obhájil jeho plutonistický (vulkanický) pôvod na pôde Francúzskej kráľovskej akadémie vied proti neptunistickým názorom E. J. Esmarka (1798), ktorý predpokladal pôvod hornín procesmi sedimentácie z vodného prostredia.

Ďalší bazaltový nek bol náhodne odkrytý pri stavbe železničnej trate pri osade Kysihýbel východne od Banskej Štiavnice (obr. 15.). Bazaltový nek, ktorý preráža cez biotiticko-amfibolický andezit vo výplni kaldery, sa vyznačuje eliptickým prierezom s dlhšou osou v smere SZ-JV. Pri jeho južnom okraji je menší satelitný nek oddelený od hlavného telesa bazaltovou brekciou. Pri okrajoch neku je vyvinutá stĺpcová odlučnosť kontrakčného pôvodu s kolmou orientáciou na steny prírodného kanála. Táto odlučnosť vznikla podobne ako v prípade neku Kalvária v záverečnom štádiu chladnutia a kryštalizácie bazaltového telesa.

Brekcia oddeľujúca bazaltové neky predstavuje výplň staršej diatrémy (prírodného komína). V záverečnom období bola táto náplň preniknutá lávovými telesami bazaltového neku. Brekciu tvoria fragmenty pórovitého bazaltu a zrnitý tufový matrix. V brekcii sú uzatvárané úlomky až bloky biotiticko-amfibolického andezitu odtrhnuté zo stien prírodného kanála. Bloky sú výrazne zaoblené, čo je možné objasniť ich opracovaním v priebehu ich pohybu k povrchu počas erupcie vo vysokostlačenej plynnopopulovej mase. Po ukončení ex-

plozivných erupcií s vybudovaním povrchovej stavby v podobe maaru alebo pyroklastického kužela došlo v prírodnom kanáli k výstupu bazaltovej lávy a k lávovým efúziám na povrchu. Utuhnutie bazaltovej lávy v prírodnom kanáli predstavovalo utesnenie prírodného systému a súčasne aj ukončenie vulkanickej aktivity.

Petrografické zloženie bazaltového neku Kysihýbel je podobné ako v prípade neku Kalvária a odpovedá nefelinickému bazanitu. Bazalt obsahuje početné dutiny po unikajúcich plynch. V dutinách sa vyskytujú minerály ako aragonit, kalcit a zeolity. Radiometrickým datovaním K/Ar metódou bol potvrdený vek  $6,88 \pm 0,48$  mil. r.

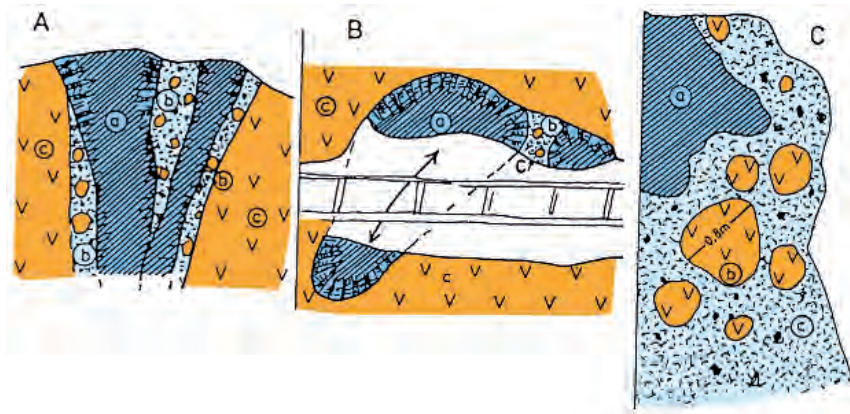
Eruptívne centrá, v podobe bazaltových nekov, sú situované v zlomových zónach, ktoré vymedzujú východné okraje hodruško-štiavnickej hraste.

Po výraznej časovej prestávke došlo v období kvartéru k aktivovaniu centra bazaltového vulkanizmu na západnom svahu Štiavnického stratovulkánu a ku vzniku najmladšieho **bazaltového vulkánu Pútikov vršok**



Obr. 16. Schéma geologickej stavby v okolí vulkánu Pútikov vršok (L. Šimon, 2000):

- 1 – sedimenty nečleneného kvartéru,
- 2 – vulkán Pútikov vršok: a) troskový kužel, b) lávové prúdy,
- 3 – sedimenty panonu – pontu,
- 4 – pyroklastiká drastvickej formácie,
- 5 – lávové prúdy sitnianskeho komplexu,
- 6 – lávové prúdy a epiklastiká spodnej stavby Štiavnického stratovulkánu,
- 7 – nečlenené lávové prúdy spodnej stavby Štiavnického stratovulkánu.



Obr. 15. Bazaltový nek odkrytý zárezom železnice pri osade Kysihýbel (J. Smolka a kol., 2005):

- A – bazaltový nek v profile,
- B – bazaltový nek v priereze. a) bazalt so stĺpcovou odlučnosťou, b) brekcia vo výplni diatrémy, c) pyroxenicko-biotiticko-amfibolický andezit,
- C – detail brekcie vo výplni diatrémy: a) bazalt, b) zaoblené bloky pyroxenicko-biotiticko-amfibolického andezitu pochádzajúce zo stien vulkanického prívodu, c) brekcia vo výplni diatrémy s úlomkami pórovitého bazaltu a tufovo-zrnitým matrixom.

pri Novej Bani (obr. 16.). Vulkanické centrum je situované v južnej časti vulkanotektonickej zóny – novobanskoklakovskej (ktorá v období vrchného sarmatu bola využitá pri výstupe ryolitových más k povrchu).

V priebehu explozívnych erupcií sa sformoval troskový kužel menších rozmerov – Pútikov vršok. V pokračujúcom období došlo k efúziám lávových prúdov smerujúcich k severu do doliny Paleohrona.

V počiatočnom období prevládali freatomagnetické explózie, ktorých výsledkom bolo uloženie palagonitizovaných tufov na báze kužela (L. Šimon, 2000). Nasledujúcimi erupciami strombolského a havajského typu bol vybudovaný vulkanický kužel tvorený polohami lapilových tufov, bazaltových trosiek, aglutinátov

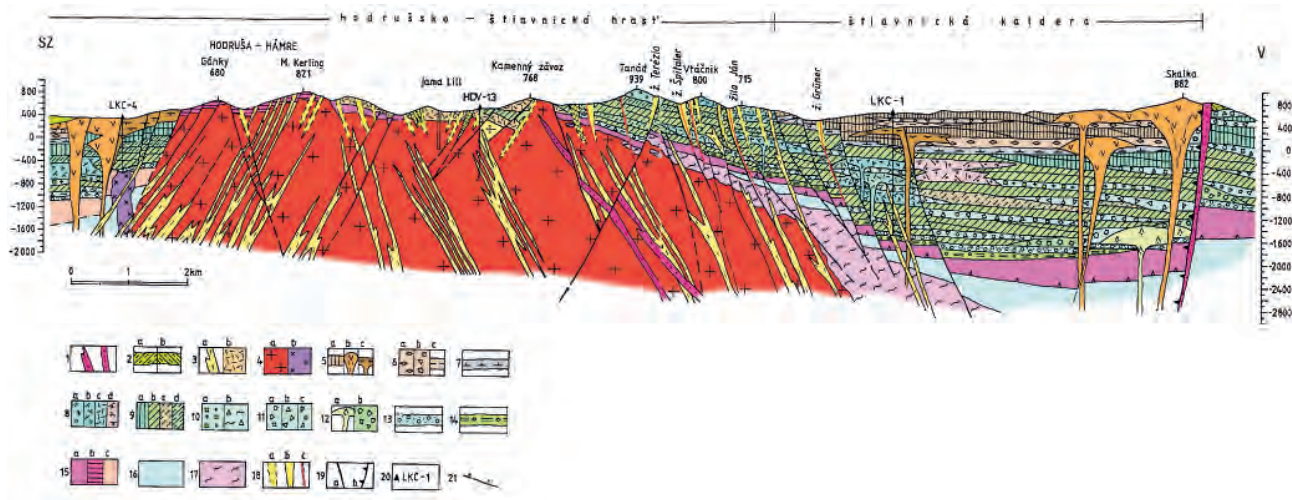
(spečené trosky) a bazaltových bômb uložených pod úklonom do 30°.

V pokročilejšom období vulkanickej aktivity došlo k efúziám bazaltových prúdov smerujúcich od troskového kužela k severu do doliny Paleohrona, kde prekryli riečnu terasu. Pri styku lávových prúdov s vodným prostredím dochádzalo k hydrovulkanickým explóziám, ktorých výsledkom bol vznik menších troskových kuželov na povrchu lávových prúdov

a vznik hyaloklastitových brekcií. Lávové prúdy s najväčšou pravdepodobnosťou prehradili na určitú dobu tok Paleohrona.

Na základe pozície lávových prúdov v nadloží riečnej terasy risského veku je predpokladaný vek lávových prúdov 130 – 140 tisíc rokov (L. Šimon, R. Halouzka, 1996). Rádiometrický údaj získaný K/Ar metódou poskytuje vek  $0,25 \pm 0,12$  mil. r. (K. Balogh, A. Miháliková, D. Vass, 1981).

Po ukončení vulkanickej aktivity došlo v oblasti Štiavnického stratovulkánu, v dôsledku intenzívnych denudačných procesov vo vrchnej časti hrasťovej stavby, k postupnému odstráneniu vulkanických hornín s obnažením hornín predvulkanického podložja vrátane subvulkanického intruzívneho komplexu granodioritu a dioritu v západnej časti hraste (obr. 17, 18.).



Obr. 17. Geologický rez centrálnou vulkanickou zónou v oblasti hodruško-štiavnickej hraste a kaldery (J. Smolka a kol., 2005).

1 – dajky ryolitu a ryolitového porfýru (vrchný sarmat).

Vrchná stavba Štiavnického stratovulkánu (sarmat):

2 – lávové prúdy: a) amfibolicko-pyroxenický andezit s biotitom (sitniansky komplex), b) pyroxenický andezit ± amfibol (efuzívny komplex Jablonoňového vrchu).

Intruzívne komplexy:

3 – intruzívny komplex kremito-dioritových porfýrov (komplex Banisko): a) dajky, b) ložná intrúzia,

4 – hodruško-štiavnický intruzívny komplex: a) granodiorit, b) diorit.

Výplň štíavnickej kaldery (vrchný báden spodný sarmat):

Produkty vulkanizmu biotiticko-amfibolických andezitov (studenská formácia):

5 – a) lávový prúd, b) extruzívny dóm, c) ložná intrúzia sill,

6 – a) pemzové tufy, b) epiklastické vulkanické brekcie, c) siltovce a ílovce s zložkami lignitu,

7 – epiklastické vulkanické pieskovce s polohami siltovcov a lignitu (červenostudnianske súvrstvie).

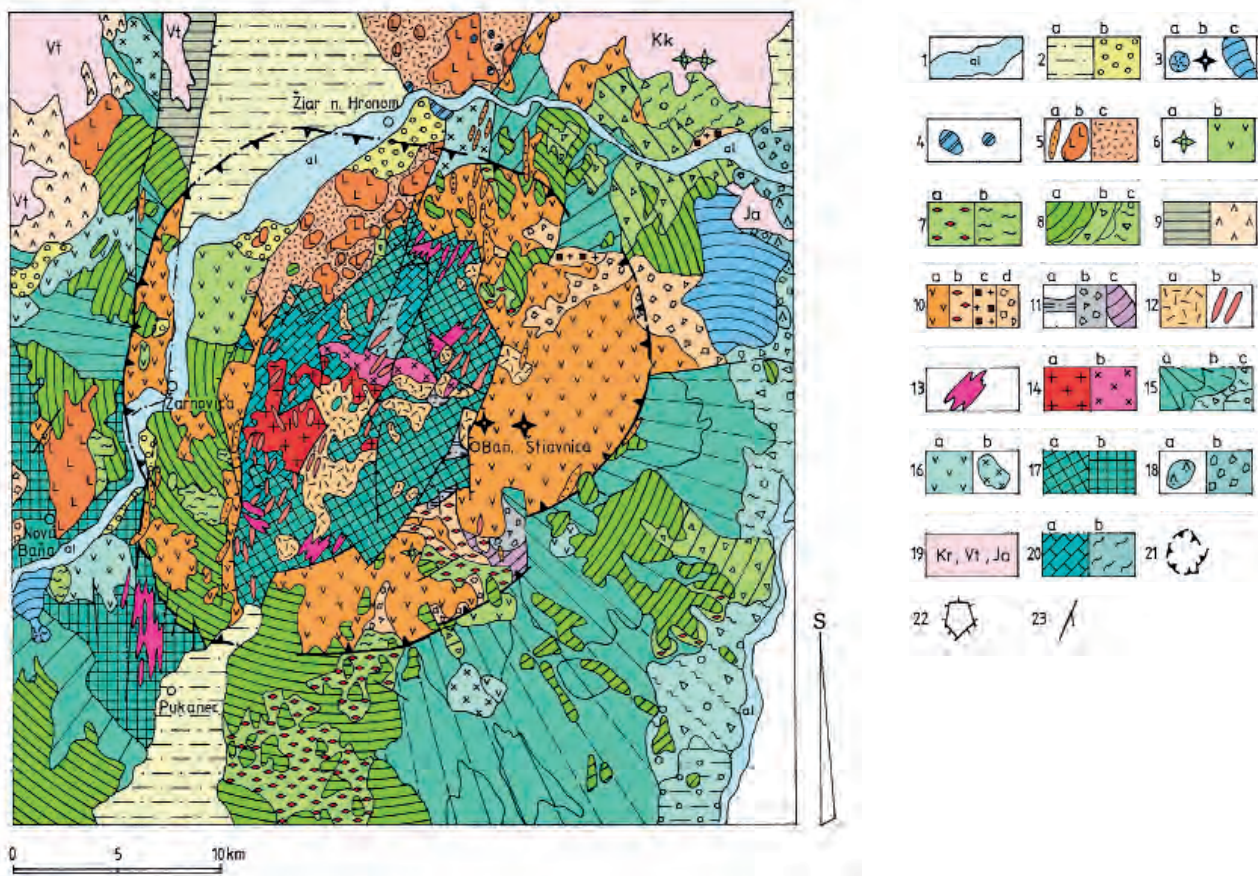
Spodná stratovulkanická stavba (báden):

8 – ložné intrúzie (silly, lakolity) andezitových porfýrov: a) pyroxenický andezitový porfýr bohatý na augit typ Tanáď, b) pyroxenický andezitový porfýr ± amfibol, c) pyroxenický andezitový porfýr, d) amfibolicko-pyroxenický andezitový porfýr ± kremeň ± granát typ Myšia hora, 9 – lávové prúdy: a) bazický pyroxenický andezit ± olivín, b) pyroxenický andezit, c) pyroxenický andezit ± amfibol, d) amfibolicko-pyroxenický andezit,

10 – vulkanoklastické horniny: a) chaotické brekcie pyroklastických prúdov, b) tufizitové brekcie,

11 – a) hrubé epiklastické vulkanické brekcie, b) drobné epiklastické vulkanické brekcie, c) epiklastické vulkanické brekcie konglomeráty, 12 – produkty extruzívneho vulkanizmu hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom: a) extrúzia, b) hrubá až bloková epiklastická brekcia,

13 – bazálne súvrstvie, epiklastické vulkanické pieskovce, konglomeráty.



Obr. 18. Schéma stavby Štiavnického stratovulkánu (J. Smolka a kol., 2005).

Kvartér:

1 – riečne (aluviálne) sedimenty, štrky, piesky,

Neogén – Kvartér:

2 – a) sedimenty v Žiarskej kotline a pukanskej depresii, íly, štrky, piesky, b) fluviálne štrky a piesky hronskej terasy,

Bazaltový vulkanizmus alkalického typu (panón, kvartér):

3 – a) troskový kužeľ Pútikov vršok, b) lávový nek, c) lávový prúd,

Bazalto-andezitový vulkanizmus pri východnom okraji Žiarskej kotliny (panón):

4 – lávové prúdy, neky, dajky, ložné intrúzie, pyroklastiká,

Ryolitový vulkanizmus (vrchný sarmat):

5 – a) dajka, b) extrúzia a lávový prúd, c) pyroklastiká,

Štiavnický stratovulkán:

I. Vrchná stratovulkanická stavba

6 – a) andezitový nek, b) extrúzia, 7 – a) pemzové tufy, b) zvané pemzové tufy – ignimbrity, 8 – stratovulkanický komplex: a) lávové prúdy, b) pyroklastické brekcie a tufy, c) epiklastické vulkanické brekcie, konglomeráty a pieskovce, 9 – a) výplň kremnického grabenu (lávové prúdy a vulkanoklastiká), b) extrúzie hyperstenicko-amfibolických andezitov,

II. Výplň štiavnickej kaldery

10 – produkty vulkanizmu biotiticko-amfibolických andezitov, studenskej formácie: a) lávové prúdy, extrúzie, b) pemzové tufy, c) pyroklastické prúdy, d) epiklastické brekcie, 11 – červenostudnianske súvrstvie: a) pieskovce a siltovce s vložkami lignitov, b) hrubé epiklastické brekcie, c) lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu, intruzívne horniny: 12 – kremito-dioritové porfýry: a) ložné intrúzie, b) dajky (intruzívny komplex Banisko), 13 – granodioritové porfýry (intruzívny komplex Zlatno), 14 – a) granodiorit, b) diorit (hodruško-štiavnický intruzívny komplex),

III. Spodná stratovulkanická stavba

15 – stratovulkanický komplex: a) prevažne lávové prúdy, b) lávové prúdy a pyroklastiká, c) epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty, d) konglomeráty a pieskovce, 16 – oblasť stratovulkanického svahu: a) andezitové extrúzie b) intrúzie andezitových až dioritových porfýrov, 17 – propylitizované komplexy (lávové prúdy a ložné intrúzie): a) centrálna vulkanická zóna v oblasti hodruško-štiavnickej hraste, b) oblasť Nová Baňa – Pukanec, 18 – produkty extruzívneho vulkanizmu hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom: a) extrúzie, b) hrubé epiklastické brekcie, 19 – vulkanické komplexy: Kr Kremnické vrchy, Vt Vtáčnik, Ja Javorie,

Predvulkanické podložie:

20 – a) mezozoické horniny, b) kryštalikum, 21 – kalderový zlom, 22 – zlomy vymedzujúce hodruško-štiavnickú hrast, 23 – zlom.

# 23. Metalogenetické procesy a rudné ložiská vo vzťahu k štruktúre Štiavnického stratovulkánu

Drahokovová zlato-strieborná mineralizácia, ťažená najmä v období stredoveku, podmienila rozkvet a rozvoj Banskej Štiavnice a Banskej Hodruše. O súčasnú úroveň poznania sa v procesoch metalogenézy v centrálnej zóne Štiavnického stratovulkánu (Banskoštiavnicko – hodrušského rudného poľa) zaslúžilo niekoľko generácii geológov. Dnešné poznatky o metalogenéze nadväzujú na geologický výskum a prieskum v rokoch 1950 – 1995, najmä na výsledky komplexného bádania kolektívu Štátného geologického ústavu D. Štúra (J. Štohl a kol., 1990, D. Onačila a kol., 1995, J. Lexa, 2000, J. Lexa, P. Konečný, 2001, P. Koděra, A. H. Rankin, A. E. Fallick, 2001 a M. Háber a kol., 2001), ktorý vypracoval súčasný metalogenetický model Štiavnického stratovulkánu.

Rozsiahly Štiavnický stratovulkán bol prostredím vzniku významných ložísk drahokovových a polymetalických rúd a viacerých typov mineralizácií. Ich vznik úzko nadväzuje na vývoj stratovulkánu, najmä na vývoj subvulkanického intruzívneho komplexu a samotného plytkého magmatického kozuba. Andezitový vulkanizmus predkalderového štádia nemá prejavy mineralizácie. S umiestnením intrúzie dioritu spája vývoj hydrotermálneho systému Šobova s nevýraznými prejavmi Au a polymetalickej mineralizácie. Na rozsiahlu intrúziu granodioritu sa viažu ložiská a výskyt magnetitových skarnov (Vyhne – Klokoč, Hodruška, Hodruša – Včelín) a ložisko prežilkovo-impregnačných polymet-

talických rúd bane Rozália v Hodruši. Umiestnenie dajkových rojov a štokov granodioritových porfýrov vyvolalo vývoj skarnovo-porfýrovej  $\text{Cu} \pm \text{Mo}$ , Au mineralizácie (Zlatno, Šementlov, Sklené Teplice – Vydričná dolina). S počiatočným štádiom subsidencie kalderu spájame hydrotermálne systémy typu horúcich prameňov (Dekýš, Červená studňa), hydrotermálny systém Varty pri Banskej Belej a netypické epitermálne žilné ložisko zlata bane Rozália v Hodruši. Andezitové vulkanity pokalderového štádia sú bez prejavov mineralizácie. Rozsiahle systémy polymetalických a drahokovových epitermálnych žíl (Banská Štiavnica, Banská Belá, Banky, Hodruša, Pukanec, Rudno nad Hronom, Nová Baňa) sa viažu na výzdvih resurgentnej hodruško-štiavnickej hraste (a iných hrastových štruktúr) a ryolitový magmatizmus pokalderového štádia.

## 23.1. Mineralizácia predkalderového a kalderového štádia

### 1 – Hydrotermálny systém Šobov

Hydrotermálny systém Šobova, severne od Banskej Štiavnice, je najstarším prejavom hydrotermálnych procesov v centrálnej zóne Štiavnického stratovulkánu. Jeho vývoj vyvolalo umiestnenie intruzívneho telesa dioritu s následným únikom magmatických plynov  $\text{SO}_2$ , Cl a  $\text{CO}_2$ , ktoré pri kondenzácii v podzemných vodách nadložného andezitového

komplexu spôsobili vznik silných kyselín a  $\text{H}_2\text{S}$ . Kyseliny reagovali s andezitmi a premieňali ich na argility (odnos Fe, Mg, Ca, Na a K za vzniku ílových minerálov), respektíve v centre systému až na kvarcity (odnos aj Al a prínos  $\text{SiO}_2$ ). Reakcia  $\text{H}_2\text{S}$  s uvoľneným Fe bola príčinou intenzívnej pyritizácie v okrajových častiach hydrotermálneho systému.

Hydrotermálny systém je v súčasnosti otvorený rozsiahlym kameňolomom. Kvarcit v jeho centrálnej časti sa ťažil ako surovina na výrobu dinasových tehál v Banskej Belej, ktoré sa využívali ako ohňovzdorná výstelka vysokých pecí.

### 2 – Magnetitové skarny

Magnetitové skarny boli v 14. až 19. storočí zdrojom rudy pre významné železiarne vo Vyhniach. Ťažilo sa najmä ložisko Klokoč, južne od Vyhni.

Vznik skarnov bol spojený s umiestnením rozsiahlej intrúzie granodioritu. V miestach, kde magma prenikla vo forme výbežkov do prostredia vápencov a dolomitov série Veľkého boku, nastala najprv ich tepelná rekryštalizácia na mramory a následne interakcia uvoľňovaných magmatických roztokov za vzniku skarnov. Charakteristická je asociácia minerálov Ca-Fe granát, Ca-Fe pyroxény a wollastonit, v prostredí dolomitov aj forsterit a flogopit. Pri klesajúcej teplote a zmiešavaní roztokov s cirkulujúcimi vodami meteorického pôvodu následne vznikali magnetit, epidot, aktinolit, tremolit, chlorit a serpentin. Ojedinelé vtrúsené sul-

fidy (najmä pyrit) vznikli v poslednom hydrotermálnom štádiu mineralizácie.

### 3 – Skarnovo-porfýrová Cu(Au) mineralizácia typu Zlatno

Ložiská a prejavy tejto mineralizácie sa viažu na dajkové roje a štoky granodioritových porfýrov intruzívneho komplexu Zlatno v tých miestach, kde intrúzie sú v prostredí vápencov a dolomitov. Na povrchu sa mineralizácia prejavuje intenzívnou premenou andezitov (kremeň, sericit a pyrit) a zvýšeným obsahom medi. Produktívnu zónu predstavujú exo- a endoskarny s asociáciou minerálov granát, diopsid, wollastonit, forsterit, flogopit, serpentinit, aktinolit, tremolit a epidot. Z rudných minerálov sú prítomné najmä pyrit, pyrotín a chalkopyrit. Vývoj mineralizácie prebehol v dvoch štádiách.

### 4 – Prežilkovo-impregnačná polymetalická mineralizácia

Táto mineralizácia, v priestore medzi žilami Rozália a Bakali, sa zistila pri prieskumných prácach v 70. rokoch. Jej najbohatšie časti boli vyťažené v rokoch 1990 – 1991.

Galenit, sfalerit, chalkopyrit, epidot a chlorit vystupujú v hustej sieti puklín v strope intrúzie granodioritu, v menšej miere ako masívne rudy v reliktoch druhohorných vápencov. V nadloží mineralizácie je rozsiahla zóna premien kyslého lúhovania (kvarcity, argility), oddelená mladším sillom kremito-dioritového porfýru.

Hydrotermálny systém tu iniciovalo umiestnenie granodioritovej intrúzie. Z nej sa oddeľovali para a plyny obohatené o  $\text{SO}_2$ , ktoré v nadložných andezitoch vyvolali premeny s prejavmi pyritizácie. Následný vývoj siete trhlín pri chladnutí intrúzie umožnil cirkuláciu vôd meteorického pôvodu. Tie pri miešaní s magmatickými fluidami, prichádzajúcimi z kryštalizujúceho granodioritu v hĺbke, spôsobili kryštalizáciu sulfidov.

### 5 – Prejavy mineralizácie typu horúcich prameňov

Poznáme len z okolia Dekýša a Červej studne. Vystupovanie v prostredí

výplne kaldery ich zaraďuje do kaldеровého štádia stratovulkánu. Charakteristický je povrchový výskyt opálovo-chalcedonových silicítov a intenzívne kaolinizovaných a pyritizovaných hornín (niekedy s alunitom). Premeny sú výsledkom kyslého vylúhovania v dôsledku oxidácie  $\text{H}_2\text{S}$  na kyselinu sírovú v podpovrchovej časti výverov horúcich prameňov.

### 6 – Au mineralizácia hydrotermálneho typu

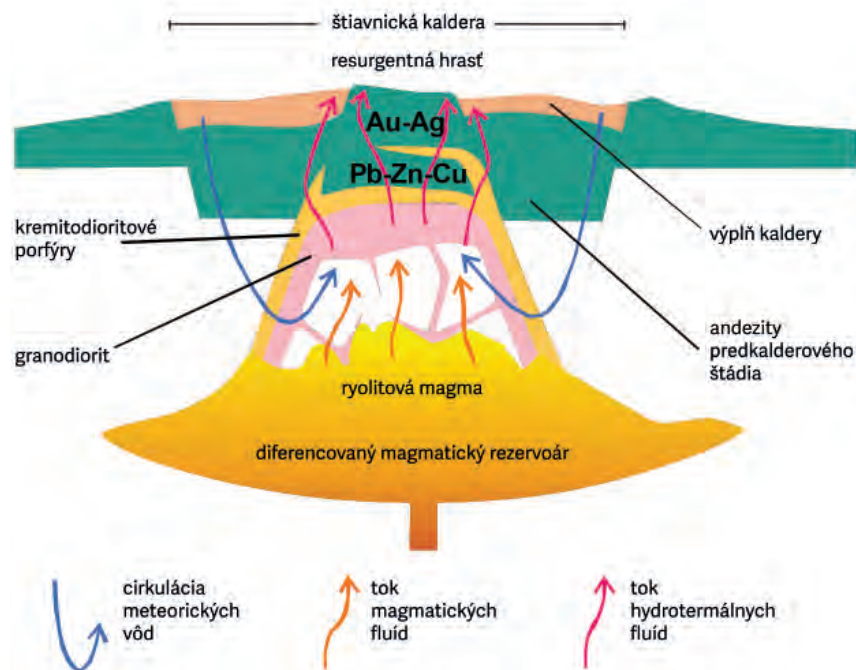
Bola nečakane objavená na ložisku zlata Hodruša v bani Rozália v roku 1988 pri prieskume severného pokračovania žily Bakali. Do predbežného uzavretia bane v roku 2003 sa na ložisku vyťažilo okolo 4 ton zlata. Neskôr došlo k obnoveniu ťažby a bola aktívna aj v roku 2020. Mineralizácia vystupuje v prostredí intenzívne porušených a premenených andezitov v tesnom nadloží granodioritu. Mineralizované zóny sú rozčlenené mladšími zlommi a sillmi kremito-dioritových porfýrov. Mineralizácia vznikla v dvoch štádiách. V prvom štádiu sa uskutočnila silicifikácia, sericitizácia a pyritizácia andezitov a vyvinuli sa subhorizontálne jalové kremenné žily, miestami so zlatom vyššej rý-

dzosti. V druhom štádiu sa vyvinuli páskované kremenno-karbonátové žily s Cu, Pb a Zn sulfidmi a hojným zlatom nižšej rýdzosti. Vývoj mineralizácie spájame s hydrotermálnym systémom iniciovaným prepadaním kaldery v centre Štiavnického stratovulkánu. Vyzrážanie zlata spôsobilo var roztokov v zóne nižšieho tlaku.

## 23.2. Mineralizácia pokalderového štádia

### Drahokovové a polymetalické epitermálne rudné žily

Zdrojom tepelnej energie a kovov je plytko uložená intrúzia alebo magmatický kozub andezitovej alebo ryolitovej magmy. Unikajúce magmatické fluídy s teplotou 400 – 500 °C so zvýšeným obsahom chloridov a kovov (prenášaných vo forme komplexov s chlóróm a sírou) využívajú k dovrchnému pohybu najprv sieť kontrakčných trhlín, vyššie potom extenzné zlomové štruktúry. V extenzných štruktúrach následne dochádza k postupnému riedeniu fluíd miešaním s vodami meteorického pôvodu a ich teplota klesá na 300 – 350 °C.



Obr. 19. Schéma prúdenia fluíd v centrálnej zóne Štiavnického stratovulkánu v období vzniku epitermálnych žíl (P. Koděra a kol., 2005).

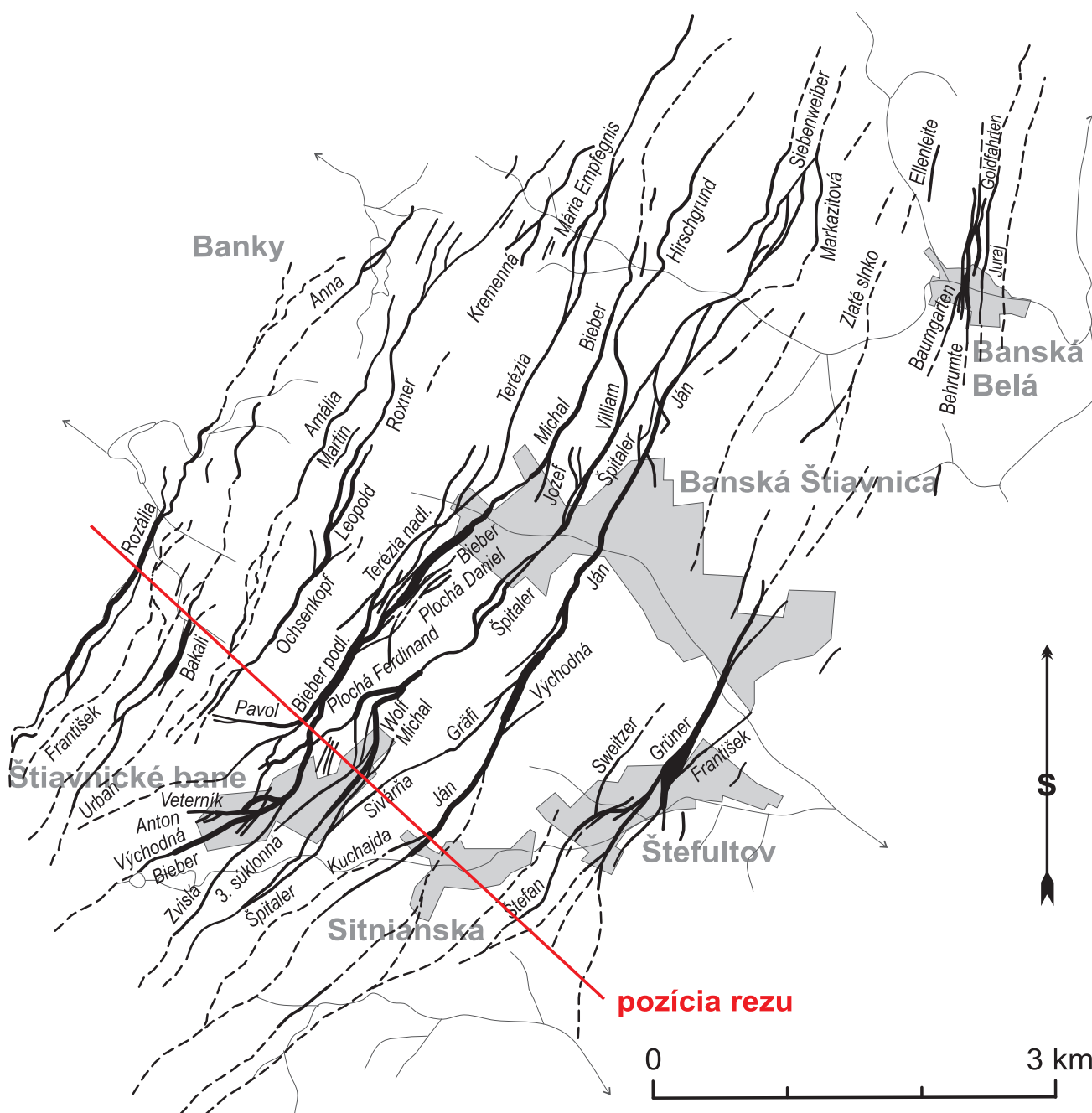
V dôsledku miešania a chladnutia z fluíd eventuálne precipitujú kremeň, karbonáty a polymetalické sulfidy, ktoré postupne vytvárajú rudnú žilu. Túto úroveň predstavujú **polymetalické žily štiavnického typu** (obr. 19.).

Fluidy dosiahnu v dôsledku znižujúceho sa tlaku pri postupe k povrchu, v hĺbke niekoľko sto metrov pod povrchom, podmienky varu. Var fluid

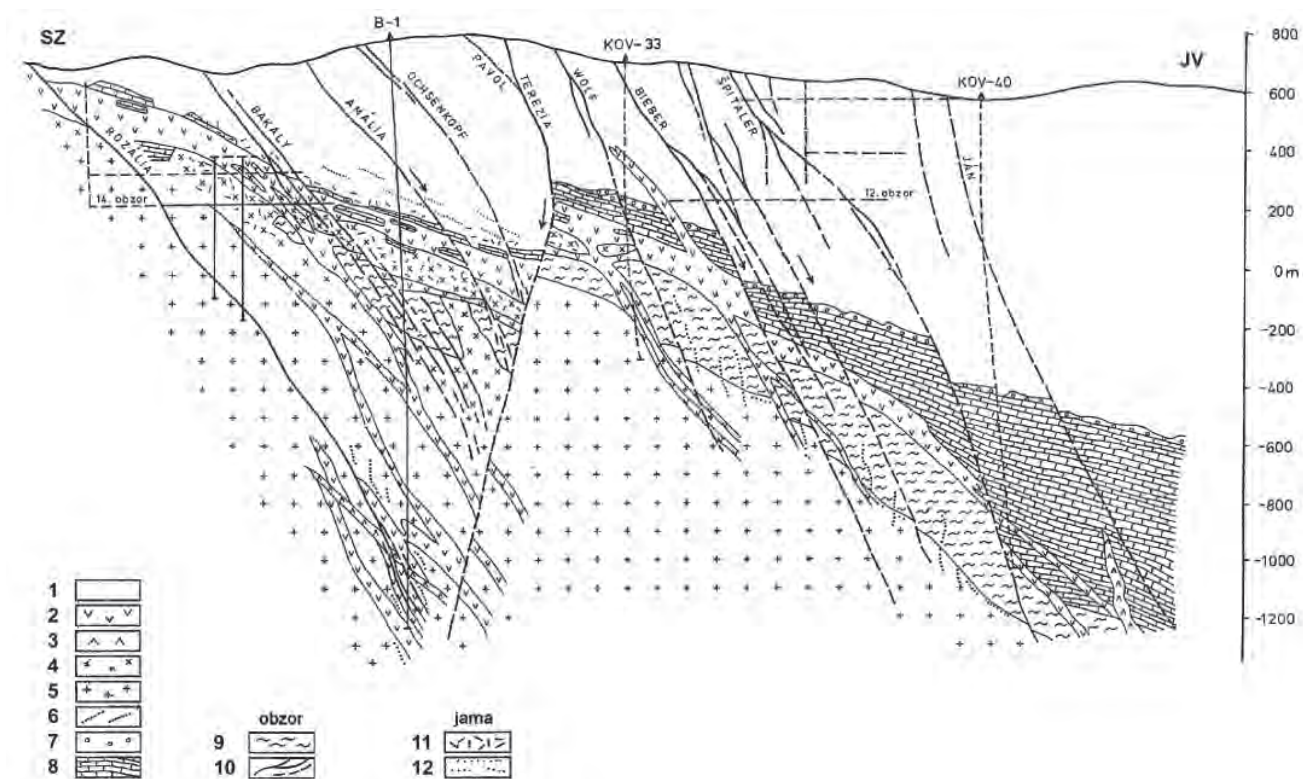
podmieňuje intenzívnu precipitáciu kremeňa, kalcitu, sulfidov aj zlata. V tejto úrovni vznikali **strieborné žily hodrušského typu a typické drahokovové rudy kremnického typu**. Zóna varu fluíd v hydrotermálnom systéme siaha až po povrch, kde sa prejavuje horúcimi prameňmi a gejzírmí sprevádzanými intenzívnou precipitáciou kremičitých sintrov. Tieto sa u nás nezachovali. Súčasný erozívny zrez našich hydrotermál-

nych systémov je 100 – 300 m pod pôvodným povrchom.

Rudné žily sa delia podľa zloženia rudnej výplne na polymetalické (olovo, zinok, meď) a drahokovové (zlato, striebro). Zastúpenie úžitkových zložiek býva spoločné, v rôznych pomeroch v závislosti od procesov vzniku a hĺbky uloženia. Žily sú ložiskovými telesami, do ktorých sa skoncentrovala mineralizácia v dôsledku pre-



Obr. 20. Schéma systému polymetalických epitermálnych žíl štiavnického typu (J. Smolka, J. Lexa, 2002).



Obr. 21. Rez systémom polymetalických epitermálnych žíl štiavnického typu v oblasti Štiavnických baní (J. Štohl a kol., 1990):

1 – andezity predkalderového štádia (I. etapy), 2 – kremito-dioritové porfýry, 3 – granitové (ryolitové) porfýry, 4 – porfyrikový granodiorit, 5 – rovnomerne zrnitý granodiorit, 6 – tenké apilitové žily, 7 – paleogénne zlepence, 8 – sedimentárne horniny triasu, 9 – kryštalické bridlice, 10 – polymetalické epitermálne žily, 11 – prežilkovo-impregnačná, polymetalická mineralizácia, 12 – subhorizontálne polymetalické žily a žilkovy.

nikania hydrotermálnych roztokov a plynov, z ktorých mohli vykryštalizovať rudné (galenit, sfalerit, chalkopyrit atď.) a nerudné minerály (kremeň, kalcit atď.). Žily vznikali v dôsledku intenzívnych tektonických pohybov hornín a následnej hydrotermálnej a tektonickej aktivity. Vznikali mohutné, ale aj drobné pukliny v horninách, v ktorých sa zachytávala mineralizácia. Zloženie rudných výplní býva, podľa rôznosti a množstva užitočných zložiek, veľmi premenlivé, ale najviac sa mení v závislosti od hĺbky vzniku uloženia.

Najčastejšie sú žily vyvinuté na poklesových zlomoch s úklonom k východu, menej k západu. Ich sklony sa pohybujú najčastejšie v intervale  $30^\circ - 70^\circ$ . Smerný priebeh je odrazom severovýchodne-juhozápadnej orientácie tektonického plánu Západných Karpát. Žily dosahujú rôzne mocnosti, od niekoľko cm až po desiatky metrov. Charakteristickým

znakom žíl sú „rudné stĺpy, (nadeneniny žily), ktorých býva na žile niekoľko. Sú to najbohatšie miesta s dostatkom zásob rúd.

V západnej časti banskoštiavnicko-hodrušského rudného poľa tvoria v podstatnej miere rudný potenciál **strieborné epitermálne žily hodrušského typu**. Ide o väčšinu žíl v tejto časti rudného poľa, ktorých spoločným znakom je jednotný vývoj mineralizácie okoložilných premien hornín a dominantne strieborný charakter s pomerom zlata a striebra 1:100. Vďaka druhotnému minerálnemu obohateniu v prírodných častiach žíl boli lokálne známe až extrémne vysoké obsahy zlata a striebra. Žily sú vyvinuté na zlomoch západnej časti hodruško-štiavnického hrastového systému a majú prevažne severovýchodo-juhozápadný smer s úklonom  $40^\circ - 50^\circ$  k východu. V určitých častiach rudného poľa sú kombinované

s protiklonnými žilami so sklonom  $70^\circ - 80^\circ$  k západu. V dôsledku zložitých tektonických pohybov hornín vznikli rudné stĺpy. Výplň žíl tvoria kompaktné, brekciovité a drúzovité kremeň-karbonátové rudy s obsahom rýdzeho zlata a ušľachtilých striebrosných (sulfosoli striebra) a ostatných minerálov (polybázit, pearceit, pyrargyrit, pyrostilbnit, akantit, stefanit, wurtzit, pyrit, sfalerit, galenit, chalkopyrit). V menšej miere sú v rudnom poli zastúpené drahokovové epitermálne žily kremnického typu (žily Móderštölnianska, Zlatá a Trojkráľová), polymetalické epitermálne žily štiavnického typu (žily Amália, Bakali, Rozália a Medená), ako aj iné nízkotermálne zlato-strieborné mineralizácie mineralogického významu, ktoré netvoria žilné štruktúry.

Vo východnej časti banskoštiavnicko-hodrušského rudného poľa tvoria v podstatnej miere rudný poten-



ciál **polymetalické epitermálne žily štíavnického typu** (obr. 20., 21.).

Ide o väčšinu žíl v tejto časti rudného poľa, ktorých spoločným znakom je jednotný vývoj mineralizačných periód, okoložilných premien hornín a dominantne polymetalický charakter s hlavnými minerálmi (chalkopyrit, galenit, sfalerit, sulfosoli striebra a rýdze zlato) v kremeň-karbonátovej žilovine. Zonálnosť epitermálneho systému sa prejavuje pri znižovaní obsahov zlata a striebra zvyšovaním obsahov medi s narastajúcou hĺbkou a naopak, zvyšovaním obsahov zlata a striebra v podpovrchových a okrajových častiach systému žíl. Žily sú vyvinuté na zlomoch východnej časti hodruško-štiavnického hrastového systému a majú prevažne severovýchodo-juhozápadný smer s úklonom  $40^\circ - 80^\circ$  k východu, s výnimkou protiklonnej žily Terézia (a niektorých diagonálnych odžilkov). Žily sa vetvia do podložných a nadložných odžilkov a vetiev, vyvinuté sú rudné stĺpy a štruktúry typu „konského chvosta“ na ich severnom a južnom ukončení. Vystupujú v prostredí hydrotermálne premenených (propylitizovaných) andezitov, andezitových a kremito-dioritových porfýrov a v hĺbke prechádzajú sedimentárnymi horninami podložia.



Foto 3. Povrchová dobývka na štruktúrnej zóne Chlm (© P. Pachinger).



Foto 4. Portál Graner – Neufang dedičnej štólne (© P. Pachinger).

U týchto žíl bolo zistených 6 period postupnej mineralizácie, ktoré sa síce vzájomne obsahovo odlišujú, avšak spolu tvoria prevažne brekciovitú a často kavernóznu výplň predmineralizačných, ako aj intermineralizačných štruktúr. Výplň žíl tvoria kompaktné brekciovito-kavernózne a drúzovité kremeň-karbonátové rudy s obsahom rýdzeho zlata a ušľachtilých striebrosných (sulfosoli striebra) a ostatných rudných (argentit, stefanit, polybazit, pearceit, Ag-tetraédrit, pyrargyrit, akantit, schelit, hematit, matildit, pyrit, pyrotín, markazit, bornit, covellín, sfalerit, galenit, chalkopyrit a sulfosoli bizmutu) a nerudných minerálov (kremeň, kremeň s ihličkami hematitu – „cinopel“, kremeň-ametyst, rodonit, rodochrozit, kalcit, ankerit, dolomit, sideroplezit). Hĺbkový dosah mineralizácie je podstatne väčší ako u strieborných epitermálnych žíl hodruškého typu v západnej časti rudného poľa. Bolo zistené, že pod úrovňou 100 m n. m. začínajú niektoré žily vykliňovať. V menšej miere sú v rudnom poli zastúpené drahokovové epitermálne žily kremnického typu (banskobelianske žily Goldfahrten, Baumgarten a Juraj), ako aj metasomatické rudy (galenit, sfalerit, chalkopyrit, pyrit), vyvinuté v okolí žíl Bieber a Špitalér, a ich odžilkov Viliam a Michal v prostredí kontaktno-metamorfne premenených sedimentárných hornín v podloží vulkanitov. Žilné štruktúry v okolí obcí Pukanec, Brehy a Rudno nad Hronom predstavujú východnú časť **pukaneco-novobanského rudného poľa**. Tieto sú viazané na viaceré štruktúrne zóny (Agraš, Biela baňa, Zlatá studňa, Chlm atď., foto 3.) alebo puklinové systémy, kto-

ré v oblasti ložiska Pukanec vznikli v období formovania sa „parazitného“ vulkanicko-intruzívneho centra v externej zóne Štiavnického stratovulkánu. Na významnú metalogenetickú aktivitu v tomto priestore nasvedčujú aj iné overené typy rudnej mineralizácie (polymetalická, medeno-porfýrová). Väčšina žíl v tejto časti rudného poľa má sklony  $40^\circ - 70^\circ$  k východu a v štruktúrnych zónach ich doprevádzajú početné nadložné a podložné vetvy. Sú tvorené kremeň-karbonátovou, často brekciovitou žilovinou s obsahom rýdzeho zlata a sulfosolí striebra (menej argentit, galenit a sfalerit).

**Žilné štruktúry ložiska Nová Baňa** predstavujú západnú časť pukaneco-novobanského rudného poľa. Okrem viacerých menších žíl sú na ložisku vyvinuté dve hlavné žilné pásma severojužných smerov, viazané na žily Jakub a Laurenz. Žily v tejto časti rudného poľa majú kombinované sklony  $40^\circ - 70^\circ$  k východu a k západu a sú vyvinuté prevažne v ryolitoch a v ich tufoch, menej v andezitoch a v kremito-dioritových porfýroch.

Sú tvorené kremennou, menej kremeň-karbonátovou žilovinou s obsahom rýdzeho zlata, viazaného na pyrit a arzenopyrit. Nositeľmi striebra boli jeho sulfidy a sulfosoli (argentit, polybazit, proustit, pyrargyrit, stefanit). Na ložisku sa nachádzali aj zóny druhotného minerálneho obohatenia. Žily na ložisku sa rozprestierajú v dĺžke 2 – 2,5 km. Sledované boli do hĺbky 240 m pod povrchom a 50 m pod úrovňou dedičnej štólne Graner – Neufang (foto 4.).

# 24. História geologického výskumu a prieskumu v bansko-štiavnickom regióne

**Banská Štiavnica zaujala** vďaka drakohokovovému zrudneniu popredné miesto medzi európskymi mestami s baníckou tradíciou. Zrodil sa tu celý rad unikátnych vynálezov a postupov pri dobývaní a spracovávaní rúd, ktoré priťahovali pozornosť a záujem učencov celej Európy. V priebehu dlhodobých a systematických výskumov geologickej stavby a zloženia vulkanických hornín tu boli položené základy k poznaniu stavby a vývoja jedinečného Štiavnického stratovulkánu.

## I. etapa výskumu

Technologický pokrok dobývacích metód si vynútil aj dôslednejšie štúdiá horninového prostredia a mineralogicko-montanistické výskumy, ktoré boli zhrnuté v monografických prácach obsahujúcich aj náčrty prvých geologických máp. Významnú úlohu v tomto procese zohralo založenie Banskej akadémie v Banskej Štiavnici v roku 1762, na ktorej postupne prednášali významné vedecké autority vtedajšej Európy. Banská Štiavnica sa stala jedným z významných bádateľských centier, v ktorom boli na základe štúdia magmatických hornín riešené otázky ich vzniku, petrografického zloženia, terminológie a boli navrhnuté aj riešenia niektorých vulkanologických procesov, ktoré prispeli k pokroku v celosvetovom merítke.

Poznatky o mineralogicko-geologických a montanistických pomeroch širšieho okolia Banskej Štiavnice sú zhrnuté v prácach Chr. Tr. Deliusa (1770) a v monografii G. A. Scopoli-

ho (1776). Významný bádateľ E. J. Esmark (1798), ktorý bol popredným obhajcom sedimentárneho pôvodu hornín (škola neptunistov nazvaná podľa vládcu morí Neptúna), opísal hodruško-štiavnický granodiorit pod označením syenit-porfýr. Ostatné vulkanické horniny v okolí Banskej Štiavnice považoval za jeho modifikácie.

Francúzska akadémia vied vyslala v roku 1818 do Uhorska špeciálnu expedíciu pod vedením F. S. Beudanta s úlohou mapovať vulkanické pohoria. Jedným z jej cieľov bolo zozbieranie dôkazov pre obhájenie vulkanického pôvodu hornín, ktorý zastávala škola plutonistov (podľa gréckeho boha ohňa Pluta). Výsledky expedície uverejnil F. S. Beudant v roku 1822 vo štvorzväzkovom diele „Voyage mineralogique, geologique en Hongrie pendant l'année 1818 I. – IV.“ spolu s geologickou mapou Uhorska a Transylvánie v mierke 1:1 milión. Presvedčivo obhájil plutonistický (vulkanický) pôvod bazaltového telesa Kalvária pri Banskej Štiavnici. Opísal tiež bazaltové tufy a bomby pri Novej Bani (terajší vulkán Pútikov vršok). Podrobnejšie sa zaoberal geologickou stavbou okolia Banskej Štiavnice, ktorú zobrazil na geologickej mape 1:100 000. Pre vulkanické horniny zaviedol názov „trachyt“ a použil tiež označenie „grünstein pyroxénique“ pre terajší propylitizovaný pyroxenický andezit.

Založenie katedry geológie, paleontológie a mineralógie na Banskej akadémii v roku 1840, na ktorej pred-

nášali významní učenci tej doby, ako S. Winkler, H. Böck, I. Vitalis a ďalší, prispelo k významnému pokroku vo výskume hornín a geologickej stavby Štiavnických vrchov.

Pozoruhodnú prácu o geologických pomeroch v oblasti Banskej Štiavnice, o petrografických typoch hornín a o ich zoraďení podľa postupnosti vzniku, predložil A. David v roku 1829 (práca nebola publikovaná).

J. Pettko opísal horninové typy v okolí Banskej Štiavnice a zostavil geologickú mapu jej okolia, ktorú uverejnil v roku 1853. Stanovil treťohorný vek vulkanických hornín na základe ich uloženia nad sedimentmi paleogénu so schránkami treťohorných numulitov. Vyslovil tiež názor, že oblasť Banskej Štiavnice a Kremnice predstavovala veľké krátery obklopené vencom trachytov. F. Richthofen, v obsiahlej monografickej práci publikovanej v roku 1860, opísal vulkanické horniny na základe ich mineralogického zloženia a zaviedol termín „propylit“ pre horniny označované predtým ako „grünstein trachyt“ (zelené sfarbenie horniny nadobudli v dôsledku hydrotermálnej premeny). Predpokladal, že vznikli v dôsledku masového vyliatia magiem bohatých na vodu. Hoci táto teória bola pozdejšie korigovaná, termíny „propylit“ a „propylitizácia“ použité pre horniny v banskoštiavnickom regióne nadobudli svetové rozšírenie a v súčasnej dobe sú to termíny všeobecne používané pre horniny postihnuté hydrotermálnymi premenami.

V histórii geologických výskumov bola nezvyčajne plodná druhá polovica 18. storočia, kedy takmer celé územie Rakúsko-Uhorskej monarchie bolo geologicky zmapované v mierke 1:75 000. Západnú časť stredoslovenských neovulkanitov (západná časť Štiavnických vrchov, Pohronský Inovec, Vtáčnik) zmapoval F. Andrian (1866), východnú časť neovulkanitov (vrátane východnej časti Štiavnických vrchov, Javoria a Polany) zmapoval K. M. Paul (1866), zatiaľ čo južnú časť neovulkanitov po Lučenec a Karanč spracovali F. Fötterle (1866), M. Raczkiewicz (1866), O. Hinterhuber (1866).

Poznatky o geologickej stavbe v oblasti Banskej Hodruše a Banskej Štiavnice, spolu s geologickou mapou publikoval M. V. Lipold (1867). Práca je doplnená dvomi geologickými rezmi zostavenými na základe podzemných prác.

Vynikajúci anglický bádateľ N. J. Judd, ktorý navštívil banskoštiavnický región, dospel k záveru o spolupatričnosti intrúzií granodioritu a dioritu s povrchovou vulkanickou stavbou. Výsledky publikoval v prácach z roku 1876 „On the Ancient volcano of the district of Schemnitz“.

J. Szabó, profesor budapeštianskej univerzity a jeho spolupracovníci E. Hussak, L. Czech a S. Gezell zozbierali a spracovali okolo 7 000 horninových vzoriek a pri ich petrografickom vyhodnotení použili i mikroskopickú analýzu a mikrochemické farbivacie skúšky na určovanie živcov. Výsledky tohto výskumu boli publikované v obsiahlej monografickej práci v roku 1885, doplnenej geologickou mapou v mierke 1:14 400 širšieho okolia Banskej Štiavnice. Geologická mapa získala prvú cenu na medzinárodnom kongrese v Bologni.

Vo výskumných prácach pokračoval Hugo von Böck, ktorý bol od roku 1899 riadnym profesorom katedry geológie na Banskej akadémii. Nadviazal na výsledky svojich predchodcov, upresnil terminológiu vulkanických hornín, horninové typy doplnil chemickými analýzami a stanovil postupnosť vzniku vulkanických hornín.

Táto staršia etapa výskumov bola ukončená zrušením Banskej akadémie v roku 1918.

## II. etapa výskumu

Počiatok novej etapy výskumov po prvej svetovej vojne, organizovanej odborníkmi spoločného štátu Čechov a Slovákov, predstavovalo založenie Banského múzea Dionýza Štúra v Banskej Štiavnici. Český geológ F. Fiala, poverený vedením múzea, pokračoval v petrografickom štúdiu vulkanických hornín s použitím moderných analytických metód. Opísal rad vulkanických foriem najmä bazaltového vulkanizmu a priniesol nové poznatky o zložení intruzívnych hornín zistených podzemnými prácami. Sľubne začínajúce geologické výskumy boli prerušené vojnovými udalosťami.

## III. etapa výskumu

Po druhej svetovej vojne boli výskumné práce prednostne orientované na objasnenie geologickej stavby v oblasti stredoslovenských neovulkanitov, nádejných z hľadiska výskytu nerastných surovín, medzi ktorými mal popredné miesto banskoštiavnický región. Kolektív Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave pod vedením prof. R. Lukáča (E. Krist, M. Harman, M. Šímová) vykonával geologické mapovanie v širšej oblasti Banskej Štiavnice. Ďalší kolektív z Baníckej fakulty Vysokej školy technickej v Košiciach pod vedením prof. J. Šaláta (L. Rozložník, F. Zábranský, 1971) sa orientoval na výskum geologickej stavby v oblasti Novej Bane a Hodruše so zameraním na granodioritovú a dioritovú intrúziu a jej kontaktné účinky na okolité horniny (J. Šalát, 1955, L. Rozložník, J. Šalát a kol., 1956).

Oddelenie neovulkanitov na ŠGÚDŠ v Bratislave pod vedením prof. M. Kuthana (K. Karolus, E. Karolusová, A. Miháliková, J. Forgáč) bolo poverené mapovaním neovulkanických pohorí a zostavením geologickej mapy v mierke 1:200 000 s vysvetlivkami (M. Kuthan a kol., 1963). Vývoj neogénneho vulkanizmu bol rozčlenený na vulkanické fázy (3. fázy andezitové, 3. fázy ryolitové a 1. fáza finálneho

bazaltového vulkanizmu) a bol stanovený stratovulkanický typ stavby pohorí.

Geologická mapa 1:200 000 poskytla jednotný náhľad na geologickú stavbu vulkanických pohorí a integrovala poznatky širokého okruhu pracovníkov vysokých škôl, akadémií, geologického prieskumu a výskumu, ako aj poznatky výskumníkov starších generácií.

## IV. etapa výskumu

Nasledujúci výskum bol realizovaný mapovaním v podrobnejších merítkach 1:25 000 až 1:10 000 s využitím hlbokých štruktúrnych vrto v geofyzikálnych prác. Uskutočnilo sa geologické mapovanie v mierke 1:25 000 južne od Sitna (J. Burian, 1964), v západnej časti Štiavnických vrchov (K. Karolus a kol., 1967) a v hodrušskej oblasti (L. Rozložník, 1966).

Požiadavky na získanie surovinného potenciálu v podloží neovulkanitov riešil projekt zameraný na výskum stavby a štruktúr hlbokého podložia neovulkanitov (M. Kuthan, 1962), ktorý zahrňoval geofyzikálne práce a realizáciu hlbokých štruktúrnych vrto v oblasti stredoslovenských neovulkanitov vrátane banskoštiavnického regiónu.

## Geologický ústav Dionýza Štúra

v tejto etape prevzal hlavnú iniciatívu vo výskume banskoštiavnického regiónu, pričom spolupracoval s odborníkmi Univerzity Komenského v Bratislave a Vysokej školy technickej v Košiciach. V priebehu ložiskovo-geologického výskumu v centrálnej časti Štiavnických vrchov sa študovala litológia a rozšírenie sedimentárnej panvičky (M. Koděra, J. Kováčik, 1968). S použitím štruktúrnych vrto bola objasnená stavba predvulkanického podložia a spodných úrovní vulkanického komplexu a tiež zhodnotený metalogenetický štruktúry (J. Burian a kol., 1968). Jedným z výsledkov riešenia tejto úlohy bola nová koncepcia stavby a vývoja Štiavnického stratovulkánu, ktorú predložil V. Konečný (1970, 1971). Vývoj stratovulkánu bol rozčlenený na päť etáp, bola definovaná kaldera a v závere vznik hrastovej

štruktúry. Táto koncepcia predstavuje nový prelomový názor na stavbu a vývoj Štiavnických vrchov.

Pri petrografickom a petrologickom vyhodnocovaní štruktúrnych vrtoŧ boli určené jednotlivé typy intruzívnych hornín a riešený ich vzťah k vulkanickej stavbe a metalogenetickým procesom (A. Miháliková, V. Konečný, 1977). Hydrotermálne premeny hornín, v podobe propylitizácie a okoložilných premien, predstavujú sprievodné procesy a indikátory rudnej mineralizácie (J. Forgáč, 1966). Niektoré typy premien, späté s umiestnením plytkých intrúzií, sú zdrojmi nerastných surovín v podobe argilitov, alunítov a zeolitizovaných tufov (E. Źáková, V. Hojstričová, J. Lexa, 1995, V. Hojstričová, D. Vass, E. Źáková, 1995).

Pri výskume v hodruškej oblasti L. Rozložník zistil s použitím štruktúrnych vrtoŧ, vrtom HDŠ-3 na lokalite Zlatno, prítomnosť polymetalického zrudnenia (L. Rozložník a kol., 1970). Pozitívny výsledok tohto vrtu vyvolal sústredený ložiskovo-geologický výskum a prieskum s použitím väčšieho počtu štruktúrnych a prieskumných vrtoŧ, ktorý bol zavŕšený overením polymetalického zrudnenia skarnovo-porfýrového typu na lokalite Zlatno (J. Burian, J. Smolka, 1982) a na lokalite Šementlov (J. Daubner a kol., 1992).

Vzťah medzi zrudnením banskoštiavnického a kremnického rudného rajónu k centrálnu-karpatskému lineamentu (hrastovo-prepadlinový systém v západnej časti neovulkanitov) riešil J. Štohl (1976). Poukázal na spätosť rudotvorných procesov so subvulkanickými intrúziami, vymedzil niekoľko fáz rudnej mineralizácie a prispel k objasneniu zonality epitermálnych rudných žíl (J. Štohl, 1960, 1962).

V priebehu systematického mapovania povrchovej stavby v mierke 1:25 000 boli zostavené geologické mapy na listoch Uhliská, Banská Štiavnica, Prenčov (V. Konečný, J. Šefara, L. Zbořil, 1973, V. Konečný, 1977), ktoré boli využité pre zostavenie geologickej mapy stredoslovenských

neovulkanitov v mierke 1:100 000 (V. Konečný, J. Lexa, 1979, V. Konečný, E. Planderová, J. Lexa, 1983). Namiesto vulkanických fáz boli vulkanické horniny rozčlenené na formácie a komplexy a ich pozícia bola doložená biostratigrafickými údajmi a radiometrickým datovaním.

Pokračujúcim ložiskovo-geologickým výskumom (J. Štohl, 1955) centrálnu časti Štiavnického stratovulkánu bol vypracovaný geochemický model skarnovo-porfýrovej mineralizácie a jeho prognózne zhodnotenie (K. Marsina a kol., 1993, 1995). Zmapovaním centrálnu časti Štiavnických vrchov bola zostavená geologická mapa 1:10 000 (V. Konečný, J. Lexa, J. Hók, 1993), zahŕňajúca oblasť hodruško-štiavnickej hraste a priľahlé časti kaldery. Táto mapa poskytla základ pre zostavenie metalogenetického modelu a prognózne zhodnotenie nerastných surovín centrálnu časti Štiavnického stratovulkánu (J. Štohl a kol., 1990, D. Onačila a kol., 1994, 1995, J. Lexa a kol., 1997).

Po ukončení systematického mapovania celého pohoria Štiavnických vrchov vrátane južných svahov a Pohronského Inovca v mierke 1:25 000, bola zostavená regionálna geologická mapa Štiavnických vrchov v mierke 1:50 000 s vysvetlivkami (V. Konečný a kol., 1998) a doplnená geologickými rezmami, ktorá zhrňa poznatky o geologickej stavbe, litológii, stratigrafii, tektonike, nerastných surovinách a predstavuje poslednú syntézu o vývoji Štiavnického stratovulkánu s potvrdením kalderovej štruktúry a resurgentnej hraste.

**Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves** začal svoju činnosť v banskoštiavnickom regióne vyhladávacím prieskumom overovaním žilných štruktúr (S. Polák, 1955) a magnetitového ložiska Klokoč (S. Gavora, 1961 až 1969). Realizoval sa prieskum metasomatických rúd (J. Klubert a kol., 1970) a prieskum severného poľa ložiska Banská Štiavnica (P. Moško, 1983) s použitím hlbokých ložiskových vrtoŧ (J. Klubert a kol., 1976). Súbežne prebiehal prieskum žilných polymetalických rúd v širšej oblasti Hodruše, na ži-

lách Bakali a Rozálie (J. Klubert a kol., 1973, S. Gavora a kol., 1983) a na žile Ján Benedikti (J. Slovák a kol., 1992). Uskutočnil sa aj hydrogeologický prieskum centrálnu časti Štiavnického stratovulkánu (M. Lukaj a kol., 1983).

V 80. rokoch sa na ložisku Banská Štiavnica riešilo nielen hĺbkové pokračovanie rudných žíl (J. Smolka, J. Daubner, 1992, K. Petr a kol., 1992), ale aj ich smerné pokračovanie (M. Schmidt a kol., 1994).

So zámerom vyhľadávať rudy Au-Ag boli realizované práce v oblasti Banky (J. Šály a kol., 1993), v podpovrchových úrovniach žily Terézia (J. Smolka a kol., 1993) a na novoobjavených žilách Svätozár, v dobývacom priestore žily Rozálie v Hodruši (J. Šály a M. Kámen, 1992, J. Šály a kol., 1993). Zhodnotenie prognózných zdrojov nerastných surovín vykonali (J. Smolka a kol., 1993) a geologické zhodnotenie novej odvodňovacej štólne (P. Moško a kol., 1990, J. Smolka a kol., 1994).

**Fakulta baníctva, ekológie, riadenia a geotechnológií TU Košice** bola zapojená do základného ložiskového výskumu na úlohách ŠGÚDŠ v rokoch 1960 – 1970, kedy riešila niektoré špecifické problémy geologickej stavby, metalogenézy a metamorfických procesov v oblasti Hodruša-Vyhne-Zlatno (L. Rozložník, 1966, 1968, 1969, L. Rozložník, F. Zábranský, 1971, L. Rozložník a kol., 1970, 1991, K. Jakabská, G. M. Tirnčák, 1987, K. Jakabská, 1992). Výsledky výskumných prác prispeli k objaveniu skarnovo-porfýrovej mineralizácie v oblasti Zlatna a k poznaniu procesov kontaktno-metasomatických premien na styku intrúzií s okolnými horninami.

**Geologicko-geografická fakulta UK v Bratislave** prispela najmä k objasneniu procesov metalogenézy, hlavne fundamentálnymi prácami prof. M. Koděru (M. Koděra, 1963, 1965, M. Koděra, J. Michalenko, J. Pastor, 1966, M. Koděra, J. Kováčik, 1968, M. Koděra, F. Mrákava, 1968). Boli získané tiež poznatky o petrografii hornín (E. Krist, 1969, E. Krist, J. Burian, 1971), ďalej o postvulkanickej mine-

ralizácii (J. Miškovic, V. Miškovcová, 1977) a o netradičných zdrojoch Au mineralizácie (V. Oružinský, L. Sombathy, 1986).

**Geofyzika, n. p., Brno, závod Bratislava** prispel tiež významnou mierou k poznaniu geologickej stavby podložia neovulkanitov a vulkanických komplexov, najmä plošným gravimetrickým mapovaním (J. Šefara, 1986), aeromagnetickými meraniami (K. Šalanský, 1970) a neskôr detailnejšími aeromagnetickými, aerogamaspektrometrickými meraniami (T. Gnojek, F. Janák, 1986). Poslednými boli identifikované zóny hydrotermálnych premien. V 80. rokoch bol vykonaný detailnejší komplexný geofyzikálny výskum v širšej oblasti banskoštiavnicko-hodrušského rudného poľa a geoelektrické a magnetické profilové sondovanie (M. Filo a kol., 1990, 1997, A. Panáček a kol., 1991).

**Rudné bane, n. p., Banská Bystrica, závod Banská Štiavnica** riešil predovšetkým problematiku zásob na ťažených ložiskách, čo je prezentované viacerými základnými výpočtami zásob, tak na ložisku Banská Štiavnica (J. Michalenko, J. Pástor, 1965, R. Gazdík a kol., 1986), ako aj na ložisku Hodruša (S. Harazím, 1955, J. Štohl, 1955, F. Mrákava, 1967, L. Sombathy a kol., 1986, J. Michalenko, J. Mitáček, 1987).

**Slovenská banská spoločnosť, s. r. o., Hodruša – Hámre** uskutočnila v rokoch 1994 – 2000 na ložisku novoobjavených Au-Ag rúd v priestore ťažených žíl Svätozár rozsiahle prieskumné práce, ktoré prispeli značnou mierou k lepšiemu poznaniu tohto nového typu mineralizácie (J. Šály, 1994, J. Šály, M. Veselý, 1997, J. Prcúch, 1997).

**Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, pobočka Banská Bystrica** riešil od roku 1985 špecifické problémy Au-Ag a polymetalickej mineralizácie na ložisku Banská Štiavnica a Hodruša v spolupráci so zahraničnými špecialistami a s použitím špeciálnej prístrojovej techniky. V roku 1987 bola spracovaná žila Terézia a v roku 1991 bol predložený fyzikálno-chemický model formovania zlatostriebornej a polymetalickej mineralizácie pre celé ložisko Banská Štiavnica (V. A. Kovalenker a kol., 1991). V oblasti Hodruše, na žilách Svätozár a Rozália, boli uskutočnené podobné, významné mineralogické výskumy (L. Maťo a kol., 1996).

# 25. Literatúra

## Starší autori

- Andrian, F., 1866: Das süd-westliche Ende des Schemnitz-Kremnitzer Trachytstockes. *Jb. Geol. R.-A.*, 16, Wien, s. 355 – 417.
- Beudant, F. S., 1822: *Voyage min. géol. En Hongrie pendant l' année 1818. I-IV.* Paris.
- Delius, Chr. Tr., 1770: *Abhandlung über den Ursprung der Gebirge und der darin betinlichen Erzadern etc.* Leipzig.
- Esmark, E. J., 1798: *Kurze Beschreibung einer mineralogischen Reise durch Ungarn, Siebenburgen und das Banat.* Freiberg.
- Fötterle, F., 1866: *Geologische Karte der Markgrafschaft Mahren und des Herzogthumes Schlesien.* Werner Vereine zur Durchforschung von Mahren und Schlesien in Brunn.
- Hinterhuber, O., 1866: *Geologische Karte der Umgebungen von Losoncz, Szokal und Ludany.* In: *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt* 16, p. 58 – 59.
- Lipold, M. V., 1867: *Der Goldbergbau von Königsberg in Ungarn.* *Jhb. D. k. u. Geol. Reichsanstalt*, Wien.
- Paul, K. M., 1866: *Der östliche Theil des Schemnitzer Trachytgebirges.* *Jb. k. k. geol. Reichsanst.*, p. 171 – 182.
- Pettko, J., 1853: *Geologische Karte der Gegend von Schemnitz.* *Abhandl. der K.-kön. Geol. Reichsanstalt*, Wien, II.
- Raczkiewicz, M., 1866: *Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Littava, Sebechleb, Palást und Čelovce im Honter-Comitate.* *Jb. k. k. geol. Reichsanst.* p. 345 – 358.
- Richthofen, F., 1860: *Tertiäre Eruptivgesteine v. Ungarn u. Siebenbürgen.* *Jb*, XI.
- Scopoli, G. A., 1776: *Crystalographia Hungarica.* Wolfgang Gerle, Pragae, p. 1 – 139.
- Vitalis, I., 1916: *Bélabánya aranybányászatának felújítása.* *Bányászati kohászati Lap.*, 49, 62, Budapest, p. 225 – 237.

## Novší autori

- Bagdasarjan, G. P., Vass, D., Konečný, V., 1968: *Results of Absolute Age determination of rocks in Central and Eastern Slovakia.* In: *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, XIX, č.2, p. 419 – 425.
- Bagdasarjan, G. P., Konečný, V., Vass, D., 1970: *Príspevok absolútnych vekov k vývojovej schéme neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska.* *Geol. práce, Spr.*, Bratislava, 51 s.
- Balogh, K., Miháliková, A., Vass, D., 1981: *Radiometric dating of basalts In Southern and Central Slovakia.* *Západné Karpaty*, 7, Bratislava, p. 113 – 126.
- Balogh, K., Konečný, V., Lexa, J., 1998: *K/Ar dating of the youngest calc-alkali rocks in the Central Slovakia volcanic field.* *Abstract, XVI congress CBGA, Vienna*, p. 1 – 59.
- Biely, A., Bystrický, J., 1964: *Die Dasycladaceen in der Trias der Westkarpaten.* *Geol. Slov.* Bratislava, 15 p.
- Biely, A., Fusán, O., 1967: *Zum Problem der Wurzelzonen der subatrische decken.* *Geol. Práce, Spr.*, 42, Bratislava, p. 51 – 64.
- Brlay, A., Lexa, J., Rojkovičová, L., Štohl, J., 1989: *Atypická Bi-mineralizácia na Au-Ag žilách v Banskej Belej.* *Správy o výskumoch GÚDŠ*, Bratislava, s. 233 – 237.
- Burian, J., 1964: *Geologická stavba vulkanogenného komplexu južne od Sitna.* *Geol. práce, Zprávy* 33, Bratislava.
- Burian, J., Konečný, V., Krist, E., Lexa, J., Vozár, J., 1968: *Regionálny ložiskový výskum neovulkanitov, oblasť Banská Štiavnica.* *Záverečná správa. Manuskript – archív GS SR*, Bratislava.
- Burian, J., Smolka, J., 1982: *Geology of the porphyry copper deposit Zlatno.* *Miner. Slov.*, 14, p. 517 – 538.
- Daubner, J., Mihálik, F., Novák, P., Petr, K., Martuševová, I., Jurenka, S., Sovíček, S., Tarhanič, L., Mjartanová, H., Stupák, I., 1992: *Vysoká - Šementlov, Cu rudy. stav k 31. 7. 1992.* *Záverečná správa. Manuskript.* Bratislava, SGÚDŠ, archív.
- Fiala, F., 1938: *Niekoľko petrochemických poznámok k čadiču Kalvárie pri B. Štiavnici.* *Sbor. ŠBM.* II.
- Filo, M., Ardová, M., Bujáková, M., Halmešová, S., Kučera, I., Marušiak, I., Piovarčí, M., 1990: *Štiavnica-Hodruša ore district, Cu-Pb-Zn-Au-Ag, geophysical exploration.* *Open file rep. No. 76 100, Archive State Geol. Inst. D. Štúr*, Bratislava.
- Filo, M., Ardová, M., Alföldi, R., Alföldiová, A., Gretschi, J., Husák, L., Szalaiová, V., Konečný, V., 1997: *Pohronský Inovec – Štiavnické vrchy. Geofyzikálna interpretácia geologickej stavby sedimentárno-vulkanického komplexu a jeho podlažia.* *Manuskript, Archív GS SR*, Bratislava.

- Forgáč, J., 1966: Petrografia a geochémia premenených hornín v Štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. Zbor. Geol. Vied, ZK, Bratislava, 5, s. 103 – 154.
- Gavora, S., 1961: Magnetitové ložisko vo Vyhniach. Geol. Práce, Bratislava, 62, s. 305 – 308.
- Gavora, S., 1962: Vyhne Fe (Klokoč). Záverečná správa o prieskume s výpočtom zásob so stavom k 31. XII. 1961. Rukopis. Archív GP Žilina.
- Gavora, S., Hruškovič, S., 1963: Skarnové ložiská vo vulkanitoch Štiavnického pohoria v oblasti Hodruše – Vyhne. Geologické práce, Zprávy 29, Bratislava, s. 133-142.
- Gavora, S. a kol., 1969: Záverečná správa z vyhladávacieho prieskumu Vyhne - Fe (Treibolc).
- Gavora, S. a kol., 1983: Final report and calculation of reserv of precious and base metal stockwork deposit Hodruša. Manuscript, archive Geofond, Bratislava, p. 1 – 136.
- Gazdík, R. a kol., 1986: Základný výpočet zásob ložiska Banská Štiavnica-východ. Pb-Zn-Cu-Au-Ag, so stavom k 1. 1. 1986. Manuskript, Bratislava, ŠGÚDŠ - archív.
- Gnojek, T., Janák, F., 1986: Overall processing airborne measured physical fields the Inner Western Carpathians into scale 1: 50 000. Geofond, Bratislava.
- Harazím, S., 1955: Záverečná správa a výpočet zásob Hodruša Au-Ag, stav k 1. 1. 1955. (Final report and reserve calculation in Hodruša Au-Ag as of January 1, 1955). Unpublished manuscript, Geofond Bratislava.
- Háber, M., Jeleň, S., Kovalenker, V., Černyšev, I., 2001: Model epitermálneho zrudnenia Banskoštiavnického rudného poľa. Miner. Slov., 33, 3, s. 215 – 224.
- Hojstříčová, V., Vass, D., Žáková, E., 1995: Kontaktné a hydrotermálne účinky šiatorskej intrúzie na sedimenty filakovského súvrstvia (Cerová vrchovina). Miner. Slov., 27, 1, Bratislava, s. 20 – 28.
- Jakabská, K., Tirňák, G. M., 1987: Príspevok k chemickému zloženiu zirkónov z granitických hornín hodrušského intruzívneho komplexu. Geol. Práce, Spr., 86, s.101 – 110.
- Jakabská, K., 1992: Zirkóny hodrušského intruzívneho komplexu. Miner. Slov., 24, s. 413 – 425.
- Karolus, K. a kol., 1967: Záverečná zpráva k listu 1:50 000 Nová Baňa a príľahlej časti listu 1:50 000 Zlaté Moravce. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.
- Klubert, J. a kol., 1970: Banská Štiavnica – Pb, Zn, Cu (S, Au, Ag). Záverečná správa o vyhladávacom prieskume I. a II. etapy so stavom k 1.7.1970. Manuskript, Geofond, Bratislava, 195 s.
- Klubert, J. a kol., 1973: Hodruša, Rozália-Bakali, Cu-Pb-Zn-Au-Ag rudy. Záverečná správa s výpočtom zásob so stavom k 1. 4. 1973. Manuscript, Archive GS SR, Bratislava.
- Klubert, J., Kúšik, R., Hurtík, Š., Smolková, A., Smrek, J., 1976: Banská Štiavnica - severné pole, surovina: polymetalické rudy Pb, Zn, Cu, dielčia závěrečná správa z vrtu KOV - 44, vyhladávací prieskum, stav k 1. 7. 1974, Geofond, Bratislava, 154 s.
- Koděra, M., 1963: Gesetzmässigkeiten der zonalen Verteilung der Mineralization an der subvulkanischen polymetalischen Lagerstätte Banská Štiavnica. In: Problems of postmagmatic ore deposition. Prague, 1, p. 184 – 189.
- Koděra, M., 1965: Zur Frage der Tiefenfortsetzung der Gande des Stiaavnica-Erzreviers. Carpatho- Balkan Geol. Assoc., VII Congress, reports III , part IT, Sofia, p. 319 – 322.
- Koděra, M., Michalenko, J., Pastor, J., 1966: Nové poznatky o metasomatickom zrudnení a jeho perspektívach na polymetalickom ložisku Banská Štiavnica. Geol. Práce, Zpr., Bratislava, 39, s. 5 – 30.
- Koděra, M., Kováčik, J., 1968: Bazálna séria III. andezitovej fázy v oblasti B. Štiavnice. Acta geol, et geogr. Univ. Com., Bratislava, 13, p. 91 – 110.
- Koděra, M., Mrákava, F., 1968: Metasomatické zrudnenie na Rozália bani v Banskej Hodruši. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Bratislava, 13, s. 249 – 257.
- Koděra, P., Rankin A. H., Fallick, A. E., 2001: Štúdium fluíd spojených so subvulkanickým granodioritovým plutónom Štiavnického stratovulkánu. Miner. Slov., 33, 3, 28 s.
- Koděra, P., Lexa, J., Rankin, A. H., Fallick, A. E., 2005: Epithermal gold veins in a caldera setting: Banská Hodruša, Slovakia. Miner. Depos., 39, p. 921 – 943.
- Kollárova, V., Ivan, P., 2003: Zoned clinopyroxenes from Miocene basanite, Banská Štiavnica – Kalvária (Central Slovakia): Indicators of complex magma evolution. Slovak Geol. Mag., 9, 4, p. 217 – 232.
- Konečný, V., Marková, M., Vass, D., 1965: Predbežná správa o náleze síranov vo vrte GK-IV (Bzovník). 7 s.
- Konečný, V., 1966: O mechanizme transportu pyroklastických hornín v subkválnych podmienkach. In: Geol. Práce, Spr., Bratislava, 40, s. 111 – 125.
- Konečný, V., Bagdasarjan, G. P., Vass, D., 1969: Evolution of Neogene volcanism in Central Slovakia and its Confrontation with Absolute Ages. Acta geol. Acad. Sci. Hung. Budapest, 13, p. 248 – 258.

- Konečný, V., Dublan, L., 1969: The analysis of cumulodome forms of acid andesite volcanism in the area of Banská Štiavnica. *Geol. Práce, Správy*, 48, p. 5 – 27.
- Konečný, V., 1970: Príspevok ku metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť B. Štiavnice). *Miner. Slov., Bratislava*, 1, 3-4, s. 177 – 196.
- Konečný, V., 1970: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. *Geol. Práce, Spr.*, Bratislava, 51, s. 5 – 43.
- Konečný, V., 1971: Evolutionary stages of the Banská Štiavnica Caldera and its postvolcanic structures. In: *Bull. Volcanol.* 35, Napoli, Italy, XXXV-1, p. 95 – 116.
- Konečný, V., Šefara, J., Zbořil, L., 1973: Investigation of deep Structures in the basement of Central Slovakia young volcanic region respect to neogene volcanism. *Proc. Of the X-th Congr. CB Gt. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, p. 209 – 227.
- Konečný, V., 1977: Mechanizmus erupčných procesov submarinného vulkanizmu južných okrajov Krupinskej vrchoviny. *Geol. Práce, Správy* 68, s. 113 – 140.
- Konečný, V., Lexa, J., Šefara, J., 1978: Vzťah vulkanizmu k morfoloģickým štruktúram predvulkanického podložia. Manuskript, Archív GS SR, Bratislava.
- Konečný, V., Lexa, J., 1979: Relationship of the Carpathian volcanic arc to the Geodynamic evolution of the Pannonian basin. In: *Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied*, p. 231 – 235.
- Konečný, V., Lexa, J., Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Monografia. Bratislava. Západ. Karpaty, Sér. Geol., Geol. Úst. D. Štúra, 205 s.
- Konečný, V., Lexa, J., Hók, J., 1993: Geologická mapa centrálnej zóny Štiavnického stratovulkánu v mierke 1: 10 000. Vysvetlivky. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava. ŠGÚDŠ – archív.
- Konečný, V., Lexa, J., 1995: Structure of the Neogene stratovolcanoes in Central Slovakia. In: *Geol. Soc. Greece, Spec. Publ.*, 4, Proceedings of the XV. Congres of the CBGA, Athenes.
- Konečný, V., (ed.), Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Miháliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P., Žáková, E., 1998 a: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (Štiavnický stratovulkán) I. diel. ŠGÚDŠ, Bratislava, s. 248.
- Konečný, V., (ed.), Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Miháliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P., Žáková, E., 1998 b: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (Štiavnický stratovulkán) II. diel. ŠGÚDŠ, Bratislava, 249 – 473 s.
- Konečný, V., Lexa, J., 2001: Stavba a vývoj Štiavnického stratovulkánu. *Materiály zo zjazdu SGS, B. Štiavnica*, 27. - 29. 6. 2001, *Miner. Slov., Bratislava*, 33, 3., s. 179 – 196.
- Kovalenker, V. A., Jeleň, S., Levin, K. A., Naumov, V. B., Prokofjev, V. J., Rusinov, V. L., 1991: Mineral assemblages and physical-chemical model of the formation of gold-silver-polymetallic mineralization on the deposit Banská Štiavnica (Central Slovakia). *Geologica Carpathica*, 42, p. 291 – 302.
- Krist, E., 1969: Správa o petrografickom výskume kryštálických bridlíc Štiavnického ostrova z vrtu VŠ-1 a z profilu Voznickou dedičnou štôľňou. Manuskript (č. 22589), Archív GÚDŠ, Bratislava, 51 s.
- Krist, E., Burian, J., 1971: Contribution to the diorite-granodiorite intrusion in the area of Banská Štiavnica. *Acta Geol. Geogr. Univ. Comen., Bratislava*, 21, p. 149 – 161.
- Kuthan, M., 1962: Tektonické deformácie stredoslovenských neovulkanitov a vzťah vulkanizmu k tektonike. *Názov úlohy: Výskum hlbokého podložia neovulkanitov a megaštruktúr neovulkanitov stredného Slovenska (úloha č.: 02-G-III). Geofond, Bratislava*, 22 s.
- Kuthan, M., Biely, A., Bóhm, V., Čechovič, V., Fusán, O., Hovorka, D., Mazúr, E., Regásek, F., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Zvolen, Bratislava, GÚDŠ, 32 s.
- Lexa, J., Štohl, J., Brlay, A., 1989: Vyhodnotenie vrtu B-2 a prognózne zhodnotenie okolia Banskej Belej, doba riešenia: 1987-1989. 175 s.
- Lexa, J., Konečný, P., Hojstričová, V., Konečný, V., Köhlerová, M., 1997: Petrologický model Štiavnického stratovulkánu. Manuskript, Archív GS SR, Bratislava.
- Lexa, J., 1998: Metalogenetické hodnotenie územia SR. Projekt geologickej úlohy. ŠGÚDŠ Bratislava.
- Lexa, J., Konečný, V., 1998: Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. In: *Geodynamic development of the Western Carpathians. Rakús, M. (ed.), Bratislava, GS SR, Vyd. GÚDŠ*, p. 219 – 240.
- Lexa, J., 2000: Metallogeny of the Central Slovakia Volcanic Field. *Geology and Prospecting in the Carpathians. Miner. Slov.*, 32, p. 251 – 256.



- Lexa, J., Konečný, P., 2001: Vzťah metalogenézy k magmatickým procesom Štiavnického stratovulkánu. *Miner. Slov.*, 33, 3, 279 s.
- Lexa, J., 2005: Epithermal Au-Ag and Pb-Zn-Cu-Ag-Au deposits of the Central Slovakia Neogene volcanic field: Kremnica and Banská Štiavnica–Hodruša mining districts: Lat. 48°28' N, long. 19°00' E. *Ore Geol. Rev.*, 27, p. 50 – 51.
- Lukaj, M., Burian, J., Kámen, M., Petr, K., Šuchová, M., Januš, J., Daubner, J., 1983: Štiavnicko-hodrušský rudný obvod - hydrogeológia, vyhladávací HGP, stav k 28. 2. 1982. Geofond, Bratislava, 239 s.
- Marsina, K., Lexa, J., Konečný, V., Žáková, E., Hojstričová, V., Konečný, P., Káčer, Š., Orlický, O., 1993: Geochemický model Cu-porfýrových zrudnení v centrálnej zóne Štiavnického stratovulkánu. Manuskript, Archív GS SR, Bratislava.
- Marsina, K., Lexa, J., Rojkovičová, L., Konečný, V., Žáková, E., Hojstričová, V., Konečný, P., Káčer, Š., 1995: Porovnanie skarnovo-medenoporfýrových objektov v centrálnej zóne Štiavnického stratovulkánu a ich prognózne zhodnotenie. Manuskript, Archív GS SR, Bratislava.
- Maťo, L., Sasvari, T., Bebej, J., Kraus, I., Schmidt, R., Kalinaj, M., 1996: Štruktúrne kontrolovaná žilná mezotermálna zlato-kremeňová a epithermálna drahokovovo-polimetalická mineralizácia v Hodrušskom rudnom poli, Stredoslovenské neovulkanity. *Miner. Slov.*, 28, s. 455 – 494.
- Miháliková, A., Konečný, V., 1977: Petrografia a petrológia intruzívneho komplexu kremito-dioritových porfýrov v hodruško-štiavnickej oblasti. Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen., Bratislava, 3, s. 57 – 86.
- Miháliková, A., Šimová, M., 1989: Geochémia a petrológia miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 12, s. 7 – 142.
- Michalenko, J., Pástor, J., 1965: Nové poznatky o geologickej stavbe polymetalického ložiska Banská Štiavnica. Zpr. Geol. Výsk. v roku 1964, časť 2., Bratislava, s. 122 – 125.
- Michalenko, J., Mítáček, J., 1987: Hodruša – žilnikovo-impregnačné a žilné Cu, Pb, Zn (Au, Ag) zrudnenie v priestore žíl Rozália a Bakaly na 14. obzore. Záverečná správa a výpočet zásob. Manuskript, Geofond, Bratislava.
- Miškovic, J., Miškovcová, V., 1977: Postvulkanická mineralizácia na lokalite Sitnianska Lehôtka. Zborník referátov konferencie Ložiskotvorné procesy Západných Karpát, Bratislava, s. 150 – 154.
- Moško, P., 1983: NOŠ - Banská Štiavnica - overovacie vrty, stav k 31. 3. 1983, IGP, 25 s.
- Moško, P., Mikula, P., Skaviniak, M., Martuševová, I., Jurenka, S. a kol., 1990: NOŠ (Nová odvodňovacia štôlna) - Banská Štiavnica, stav k 30. 6. 1990, číslo úlohy: 11 80 0305, záverečná správa. 189 s.
- Mrákava, F., 1967: Výskyt magnetitu na bani Rozália v Banskej Hodruši. Zborník Slovenského banského múzea, 3, s. 187 – 188.
- Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Dublan, L., Havrila, M., Lexa, J., Pristaš, J., 2001: Geologická mapa Podunajskej nížiny - východná časť. *Mineralia Slovaca*, 33, 3, s. 296 – 297. Materiály zo zjazdu Slovenskej geologickej spoločnosti, Banská Štiavnica, 27. - 29. júna 2001. Banská Štiavnica - mesto na vulkáne. ISSN 0369-2086.
- Nemčok, M., Lexa, J., 1990: Evolution of the basin and range structure around the Žiar mountain range. *Zbor. Geol. Carpath.*, 41, 3, p. 229 – 258.
- Nemčok, M., Hók, J., Kováč, P., Marko, F., Madarás, J., Bezák, V., 1993: Tectonics of Western Carpathians during Tertiary. In: Rakús, M., Vozár, J. (eds.): Geodynamic model and deep structure of the Western Carpathians, D. Štúr Institute of Geology, Bratislava, p. 263 – 268.
- Němjec, F., 1967: Palaeofloristical studies in the Neogene of Slovakia. Paleofloristické studie v neogénu Slovenska. Fossil Imprint / Acta Musei Nationalis Pragae, Series B – Historia Naturalis Praha, Národní muzeum, 23, 1, p. 1 – 32.
- Onačila, D., Hojstričová, V., Havrila, M., Káčer, Š., Marsina, K., Rojkovičová, L., Žáková, E., Repčok, I., Eliáš, K., Ferenčíková, E., Harčová, M., Kováčová, A., Růčka, I., Sládková, M., Filo, M., Arđová, M., Gretsche, J., Stercz, M., Daniel, J., Lajčák, Š., 1994: Metalogenetický model Bukoveckého hrastu (vyhodnotenie vrtovej A-22, A-23, A-26, A-27). Manuskript, Bratislava, Archív ŠGÚDŠ.
- Onačila, D., Lexa, J., Marsina, K., Rojkovičová, L., Káčer, Š., Hojstričová, V., Žáková, E., Štohl, J., Konečný, V., Nemčok, M., Kódera, P., Konečný, P., Repčok, I., Hurai, V., Háber, M., Jeleň, S., Maťo, L., Sasvári, T., Schmidt, R., Zvara, I., Grant, T., 1995: Metalogenetický model a prognózne zhodnotenie centrálnej zóny Štiavnického stratovulkánu. Manuskript, Bratislava, Archív ŠGÚDŠ, 231 s.
- Oružinský, V., Sombathy, L., 1986: Distribúcia Au a Ag v stredoslovenských dinasových kremencoch. *Miner. Slov.*, 18, 6, s. 525 – 533.
- Panáček, A., Šefara, J., Filo, M., Stránska, M., Filo, M., Kubeš, P., Halmešová, S., Novák, J., Muška, P., Steiner, A., Gašparík, J., Gorek, J., Miko, O., Rakús, M., Havrila, M., Polák, M., Bujnovský, A., Halouzka, R., Pivko, D., Medo, S., Vrábľová, D., Rosová, M., Kandrik, M., 1991: Map of geophysical indications and interpretations (Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií). MS, Geofond, Bratislava.

- Polák, S., 1955: Vozokany, okr. Topolčany, záverečná správa o výsledkoch prospekcie limonitického zrudnenia, prevedenej v r. 1955. Manuskript, Archív Geologického prieskumu, Spišská Nová Ves, 7 s.
- Polák, M., 1978: Jura tatríd Malej Magury, Malej a Veľkej Fatry (litológia a paleogeografia). Geol. Práce, Správy, Bratislava, 70, s. 91 – 114.
- Prcúch, J., 1997: Mineralogický výskum Au ložiska v bani Rozália. Spravodaj, 37, 3-5, Banský výskum Prievidza, s. 216 – 220.
- Remšík, A., Maďar, D., Konečný, V., Král, M., Šefara, J., Grand, T. & Weis, K., 2001: Geotermálne vody Banskštiavnického regiónu a možnosti ich získavania. Miner. Slov., 33, 3, 243 s.
- Royden, L. H., Dövényi, P., 1988: Variations in extencional styles at depth across the Pannonian basin system. In: Royden, L. a Horváth, F. (Eds.): The Pannonian basin a study in basin evolution AAPG Memoirs 45, p. 235 – 253.
- Rozložník, L., Šalát, J. a kol., 1956: Bericht über geologische Kartierung in der Umgebung der Teiche Hodrušské rybníky, westlich von Banská Štiavnica. Geol. Práce, Zprávy 7, Bratislava.
- Rozložník, L., 1966: Výskum hornín Štiavnického ostrova. Záverečná správa. Manuskript, Archív GS SR, Bratislava.
- Rozložník, L., 1968: Fault tectonics of the Štiavnica horst. Geol. Práce, Spr., Bratislava, 45, p. 129 – 135.
- Rozložník, L., 1969: Nové poznatky o štruktúre Banskštiavnického-hodrušského rudného obvodu. Miner. Slov., Bratislava, 1, s. 167 – 176.
- Rozložník, L., Burian, J., Brlay, A., Konečný, V., Štohl, J., Koděra, M., Tomášek, B., Zábranský, F., 1970: Záverečná správa. Regionálny ložiskový výskum stredoslovenských neovulkanitov. Manuskript, Archív GS SR, Bratislava.
- Rozložník, L., Zábranský, F., 1971: O výskyte žilnikovo-impregnačného zrudnenia medzi obcami Banská Hodruša, Vysoká a Uhliská. Miner. Slov., 10, s. 85 – 94.
- Rozložník, L., Jakabská, K., Dauteenil, D., Kosztoányi, C., Kovách, A., 1991: Petrogenesis and age determination of the Hodruša granodiorite (Hodruša, Hámre, Štiavnické vrchy). Geol. Carpath., Bratislava, 42, p. 77 – 83.
- Sitár, V., 1970: Výskum terciérnej flóry Západných Karpát - sarmatská flóra z okolia Močiara na strednom Slovensku. Geofond, Bratislava, 165 s.
- Slovák, L., Sýkorová, E., Jurenka, S., Schmidt, M., Martuševová, I., Čarňanský, M., Komoň, J., 1992: Nová Baňa I (Háj) - záverečná správa, surovina: dekoračný kameň, VP, stav k 31. 3. 1992, Geofond, Bratislava, 107 s.
- Smith, R. L., Bailey, R. A., 1968: Resurgent Cauldrons. Geol. Soc. America Mem., 116, p. 613 – 662.
- Smolka, J., Daubner, J., 1992: Doterajšie výsledky prieskumu Au, Ag rúd v centrálnom a južnom banskom revíre ložiska Banská Štiavnica. Zborník referátov zo seminára o možnostiach záchranu banskštiavnického a hodrušského bantva. Banský Studenec 1992, Slovenské Banské Múzeum Banská Štiavnica, s. 127 – 136.
- Smolka, J. a kol., 1993: Mineral resource assessment of Slovak Republic - Central Slovakia Volcanic Field. Open file report, D. Štúr Institute of Geology, Bratislava.
- Smolka, J., Štohl, J., Moško, P., Martuševová, I., Daubner, J., Lexa, J., Konečný, V., Žáková, E., Hojstričová, V., Skaviniak, M., Mikula, P., Jurenka, S., Schmidt, M., 1994: NOŠ – spracovanie geologických poznatkov – polymetalické rudy, - vyhľadávaci prieskum, stav k 30. 9. 1994. Slovenská geológia, Spišská Nová Ves, 142 s.
- Smolka, J., Lexa, J., 2002: Reinterpretation of ore veins within Štiavnica-Hodruša ore district. In: Lexa, J. a kol., (eds.): Metallogenetic evaluation of the territory of Slovak Republic. Open file report, D. Štúr Institute of Geology, Bratislava.
- Smolka, J., Konečný, V., Lexa, J., 2003: Záverečná správa geologickej úlohy Zriadenie Náučného geologického chodníka a Náučnej geologickej expozície. Ministerstvo životného prostredia, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 19 s.
- Smolka, J., Konečný, V., Lexa, J., Bezák, V., Ivanička, J., Olšovský, M., Polák, M., Mello, J., Havrila, M., Boorová, D., Potfaj, M., Buček, S., Elečko, M., Vass, D., Nagy, A., Fordinál, K., Töröková, I., Baráth, I., Zlínka, A., Maglay, J., Pristaš, J., Kernátsová, J., Zuberec, J., Tréger, M., Baláž, P., Zerola, J., Čajka, R., 2003: Originál sprievodcu pre náučno-geologickú expozíciu. Ministerstvo životného prostredia, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 66 s.
- Smolka, J., Konečný, V., Lexa, J., Hók, J., Hurtík, Š., Koděra, P., Havrila, M., Buček, S., Šimon, L., Marsina, K., Zerola, J., Čajka, R., 2003: Originál sprievodcu pre náučný geologický chodník. Ministerstvo životného prostredia, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 60 s.
- Smolka, J., 2004: Čiastková záverečná správa geologickej úlohy Zriadenie Banskštiavnického geoparku. Ministerstvo životného prostredia, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 45 s.
- Smolka, J., Konečný, V., Hurtík, Š., Šinský, M., Tončík, M., 2004: Originál sprievodcu pre územný celok turizmu Štiavnické Bane. Ministerstvo životného prostredia, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 193 s.
- Smolka, J., Konečný, V., Lexa, J., Šesták, P., Čišovský, J., Bystrická, G., Martinský, L., Hurtík, Š., Lužina L., Károlyová, E., Smolková A., Labuda, J., Šinský, M., Tončík M., Diviaková, A., Kočícká, E., Kaň, a R., Murgaš, R., 2005: Záverečná správa geologickej úlohy Zriadenie Banskštiavnického geoparku. Ministerstvo životného prostredia, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 60 s.

- Smolka, J., Konečný V., Lexa, J., Hurtík, Š., Lužina, L., Károlyová, E., Smolková, A., Sásiková, K., Labuda, J., Šinský, M., Tončík, M., Diviaková, A., Kočická, E., Novikmec, M., Veverka, M., Čajka, R., 2005: Originál sprievodcu pre územný celok turizmu Banská Štiavnica. Ministerstvo životného prostredia, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 316 s.
- Šalanský, K., 1970: Letecké geofyzikálne meranie v stredoslovenských neovulkanitoch. Technická správa za rok 1969. Geofond, Bratislava, 26 s.
- Šalát, J., 1955: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša-Vyhne. Geol. práce, 39, Bratislava, s. 55 – 59.
- Šály, J., Mihálik, F., Novák, P., Stupák, J., Slovák, L., Marťuševová, I., Petr, K., Jurenka, S., Lepeň, I., 1993: Hodruša - Bakaližila, ZS, surovina: Pb, Zn, Cu ruda, vyhľadávací prieskum, stav k 31. 9. 1992. Geofond, Bratislava, 69 s.
- Šály, J., 1994: Záverečná správa úlohy: Štiavnicko-hodrušský rudný obvod - okolie, Cu, Pb, Zn, Au, Ag. Manuskript - archív GP Spiš. Nová Ves, 143 s.
- Šály, J., Veselý, M., 1997: Najnovšie výsledky ložiskového geologického prieskumu v hodruško-vyhnianskom rudnom revíre v oblasti Vyhne-Klokoč a Hodruša Baňa Rozália, zameraného na Au mineralizáciu. Spravodaj, Banský výsk. Prievdza, 3-5, s. 221 – 232.
- Šefara, J., 1986: Various aspects of lithosphere interfaces modelling. Sbor. Geolog. Věd, Užitá geofyzika, p. 9 – 2.
- Šimon, L., Halouzka, R., 1996: Pútkov vršok volcano. The youngest volcano in the Western Carpathians. Slovak Geol. Mag., Bratislava, 2, 96, Geol. Survey of Slovak Republic, p. 103 – 123.
- Šimon, L., 2000: Volcanic structure of the youngest volcano in the Western Carpathians – the Putikov vršok volcano. Miner. Slov., 32, p. 241 – 242.
- Šimová, M., 1965: Finálny bazaltový vulkanizmus Slovenského Stredohoria. Acta geol et geogr. Univ. Com. Geol., 9, Bratislava.
- Štohl, J., 1955: Základný výpočet zásob Hodruša – Cu, stav k 1. 1. 1955. Archív Rudných Baní Banská Bystrica.
- Štohl, J., 1960: Nové názory na zonálnosť štiavnicko-hodrušských rudných ložísk. Manuscript, Archív GS SR, Bratislava.
- Štohl, J., 1962: Štruktúrne pomery banskoštiavnického rudného obvodu. Geol. práce, Zprávy, 25-26, Bratislava.
- Štohl, J., 1976: Space and age of the Pb-Zn-Cu-Au-Ag ore forming processes in the Middle Slovakia neovolcanites associated with the Central Carpathian Lineament. Západ. Karpaty, Ser. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 2, p. 7 – 40.
- Štohl, J., Lexa, J., Konečný, V., Marsina, K., Hojstričová, V., Žáková, E., Rojkovičová, L., Miháliková, A., Hók, J., Káčer, Š., Vozár, J., Konečný, P., 1990: Zhodnotenie prognózných zdrojov Cu, Pb-Zn a Au-Ag rúd centrálnej zóny Štiavnického stratovulkánu. Manuskript, Archív GS SR, Bratislava.
- Štohl, J., Lexa, J., Foldessy, J., Konečný, P., Konečný, V., Kollárová, V., Onačila, D., Rojkovičová, L., Žáková, E., 2000: High sulfidation of epithermal gold mineralization at Podpolom, Javorie Mts., Slovakia. Miner. Slov., 32, p. 257 – 262.
- Vozár, J., 1977: Permian magmatic rocks of tholeiite serie in the Choč Nappe, Western Carpathians. Miner. Slov., 9, 4, p. 241 – 258.
- Vozár, J., 1980: A study on Permian volcanics of the West Carpathians. IGCP No 5, Newsletter 2, F. P., Sassi (Ed.). Padova, p. 79 – 81.
- Žáková, E., Hojstričová, V., Lexa, J., 1995: Evolution of hydrothermal alteration processes in the Banská Štiavnica-Hodruša ore district: spatial, temporal and genetic aspects. Geol. Carpathica, Ser. Clays, 4, 122 p.

Publikácia vznikla spoluprácou autorov zo Slovenskej agentúry životného prostredia a Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra. Prostredníctvom prehľadných popisov, doplnených názornými grafickými a mapovými ilustráciami, predstavuje geotopy Banskoštiavnického geoparku, ktoré vzbudzujú u čitateľa túžbu navštíviť danú lokalitu. Záverečná časť publikácie obsahuje zhrnutie poznatkov o stavbe výnimočného, impozantného Štiavnického stratovulkánu. To umožňuje pochopiť zložitosť geologickej stavby dotknutého územia z pohľadu vývoja v dávnej minulosti, ako aj stavu v súčasnosti.

*Aktivita je realizovaná v rámci národného projektu*

*Zlepšovanie informovanosti a poskytovanie poradenstva v oblasti zlepšovania kvality životného prostredia na Slovensku.*

*Projekt je spolufinancovaný z Kohézneho fondu v rámci Operačného programu Kvalita životného prostredia.*



ISBN 978-80-8213-095-2

