

VZNIK A FORMOVANIE RELIÉFU
NEOGÉNNYCH VULKANICKÝCH POHORÍ
VÝCHODNÉHO SLOVENSKA

Ladislav DZUROVČIN

Abstract

In the contemporaneous relief of Eastern Slovakia we may distinguish the active tectonic morphostructures (horsts) from the original stratovolcanoes. These are in different stages of destruction. The volcanic bodies – (volcanic domes and adventive volcanoes) are bound to the important faults. The exogenous modelation began in the time of the creation of the volcanic and tectonic morphostructures. They were exemplified by the processes of weathering, slope processes, processes of planation, slope erosion and landslides. These processes transformed the original volcanic reliefs to the present day forms. The results are the levelled surfaces, valleys, the forms of periglacial modelation, landslides and slope sediments. The quaternary evolution of the territory took place under the influence of neotectonic movements and climatic oscillations. The results of this are the debris cones, terrace steps, alluvial fans, solifluction and rock falls and slope deluviums.

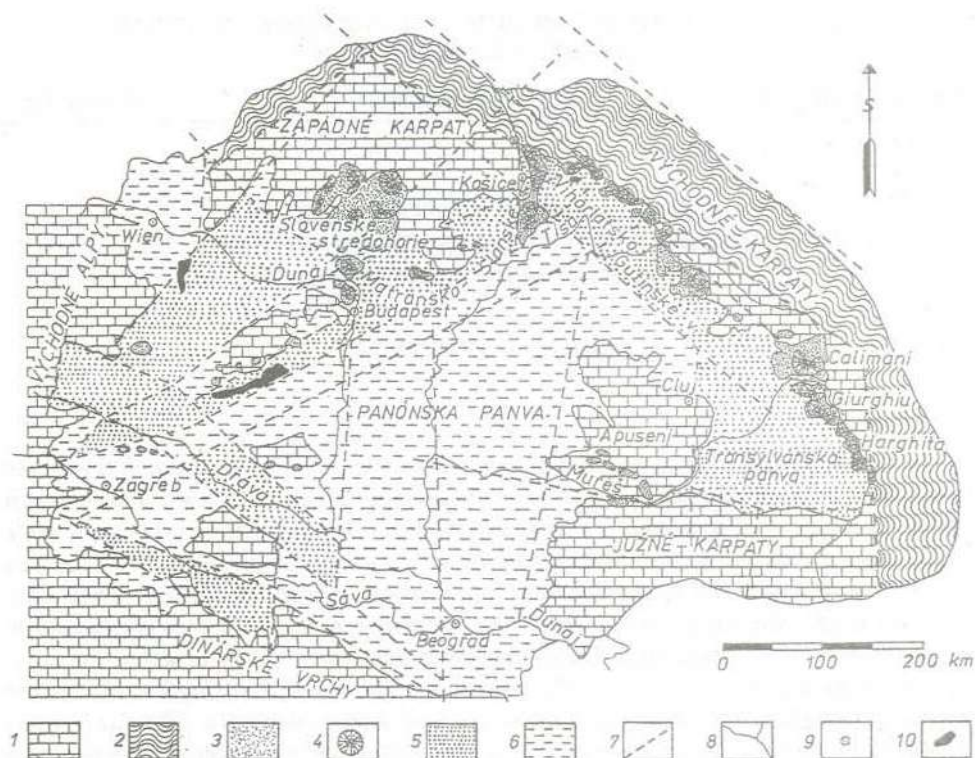
Key words: *neogene volcanoes, morpostructures, planational and erosion processes, paleogeography*

ÚVOD

Vulkanické pohoria Karpát lemujú takmer súvisle ich vnútorný okraj, stýkajúci sa so sedimentárnym bazénom Panónskej panvy. V Západných Karpatoch sú zastúpené vulkanitmi slovenského stredohoria a Matransko-slanským vulkanickým oblúkom. Vulkány Slovenského stredohoria vystupujú výlučne na území Slovenska, prevažná časť Matransko-slanského vulkanického oblúka sa nachádza na území Maďarska. Východokarpatský vulkanický oblúk je zastúpený Vihorlatsko-gutinskými vrchmi a rozsiahlym vulkanickým komplexom Calimani-Giurghiu-Harghita. Prevažná časť východokarpatského vulkanického oblúka sa nachádza v Rumunsku, len jeho najzápadnejšie členy lemujú na Ukrajine a východnom Slovensku južný okraj Polonín (obr. 1).

RNDr. Ladislav DZUROVČIN, CSc.

Katedra geografie a geokológie Fakulty humanitných a prírodných vied Prešovskej univerzity
ul. 17. nov. 1, 081 16 Prešov



Obr. 1. Rozmiestnenie vulkanických pohorí Karpát v rámci tektonického plánu Panónskej panvy. Spracované podľa: Bádea et al. (1976), Čech (1982), Gofštejn (1964), Székely (1982), Maheľ (1986).

1. paleozoické a mezozoické jednotky Alpíd. 2. paleogénne jednotky vonkajších Karpát – flyšové Karpáty. 3. miocénne vulkanity. 4. zvyšky pôvodných sopečných štruktúr. 5. sedimentárne bazény Panónskej panvy poklesávajúce prevažne v miocéne. 6. tektonické kryhy Panónskej panvy s maximálnym režimom subsidencie v pliocéne a v kvartéri. 7. hlbinné zlomy. 8. rieky. 9. mestá. 10. jazerá, vodné nádrže.

Fig. 1. Distribution of volcanic mountains in the tectonic plane of the Pannonian basin. Adapted according to Bádea et al. (1976), Čech (1982), Gofštejn (1964), Székely (1982), Maheľ (1986).

1. Paleozoic and Mesozoic Alpine units. 2. Paleogene units of external Carpathians – Flysch Carpathians. 3. Miocene volcanoes. 4. Remains of original volcanic structures. 5. Sedimentary basins of Pannonian basin sinking prevailing in Miocene. 6. Tectonic blocks of Pannonian basin by the maximum subsidence regime in the Pliocene and Quaternary. 7. Deep established faults. 8. Rivers. 9. Towns. 10. Lakes, dams.

Slanské vrchy sú od severu k juhu zastúpené samostatnými masívmi Šimonka, Makovica, Mošník, Bogota a Milič. Ich južným pokračovaním v Maďarsku sú Tokajské vrchy. Samotné pohorie spolu s Tokajskými vrchmi tvorí výraznú morfológickú bariéru, oddelujúcu Košickú kotlinu od Panónskej panvy.

Súčasťou Vihorlatských vrchov sú na juhu tektonické kryhy Humenských vrchov, ktoré však nemajú vulkanický pôvod. Samotné vulkanity sú zastúpené masívmi Vihorlat, Diel a Popriečny.

Slovenská geomorfológia, až na malé výnimky (Lukniš 1972) popierala existenciu vulkanických štruktúr v reliéfe Slovenska. Pod vplyvom neotektonických koncepcií presadzovala blokovo-kryhovú stavbu v neovulkanických pohoriach (Mazúr 1964, 1965, 1979, Kvitkovič 1961, 1965, 1968, Kvitkovič, Harman 1962, Kvitkovič, Plančár 1975, Kvitkovič, Vanko 1972). Aj napriek tomu že v geologickej literatúre sa existencia vulkanických štruktúr presadzovala už v 50. a 60. rokoch (Švagrovský 1953, 1955, Seneš 1954, 1955, 1957, Slávik 1968, 1974 a iný), ich reálna existencia sa potvrdila až s rozvojom formačnej a faciálnej analýzy vulkanických komplexov, za uplatnenia geofyzikálnych údajov, údajov o stavbe podložia vulkanických akumulácií, ako aj údajov o ich veku. Na východnom Slovensku ich opísal predovšetkým Kaličiak (1980, 1988), Kaličiak et al. (1986, 1987, 1992, 1995). Geologická interpretácia vulkanických štruktúr nezohľadňuje v plnej miere geomorfologické procesy ktorými boli jednotlivé štruktúry formované. Tieto boli v rokoch 1984 až 1994 postupne identifikované a podrobne analyzované (Dzurovčin 1988, 1989, 1990, 1993, 1994, 1995). Cieľom tohoto príspevku je ich stručná charakteristika.

GEOLOGICKÁ STAVBA NEOGÉNNYCH VULKANICKÝCH POHORÍ A ICH FORMOVANIE

Neovulkanická aktivita v Karpatoch trvala od miocénu po kvartér. Starší – miocénny vulkanizmus bol charakteristický vyliatím andezitov a ryolitov. Tie majú v Karpatoch pomerne široké regionálne zastúpenie. Mladší – pliocénny a kvartérny vulkanizmus bol charakteristický vyliatím bazaltov. Jeho produkty majú len malé plošné zastúpenie, a vystupujú ako trosky vo vnútrokarpatských panvách. Starší vulkanizmus je priamym odrazom intenzívnej tektonickej činnosti v orogénnom zázemí vrásnenej miocénnej geosynklinály – subsekventný vulkanizmus. Mladší vulkanizmus sa viaže na doznievajúce tektonické prejavy v Panónskej panve – finálny vulkanizmus.

Vulkanická činnosť na východnom Slovensku sa prejavila výstupom andezitov, ryolitov a ich vulkanoklastík. Tie budujú hlavnú masu vulkanických hornín východoslovenských neovulkanitov. V menšej miere sú zastúpené ako súčasť sedimentárnej výplne Východoslovenskej nížiny. Prvé prejavy vulkanizmu sú staré vyše 19 miliónov rokov. Vulkanická činnosť na východnom Slovensku sa skončila v panóne, pred 9 miliónmi rokov – Slávik (1968), Kaličiak, Repčok (1987), Kaličiak, Žec (1995). V závislosti od veku sa menilo aj minerálne zloženie vulkanitov (Lexa et al., 1993). Ryolitovo-ryodacitový, kyslý vulkanizmus areáloveho

typu je najstarší (eggenburg-báden). Stredný báden až sarmat sú charakteristické andezitovým vulkanizmom areálového typu. Najmladší je andezito-bazaltový vulkanizmus typu ostrovných oblúkov (sarmat-panón).

Vznik karpatského vulkanizmu súvisí s celkovou mobilitou dvoch veľkých litosférických platní – Euroázijskej a Africkej platformy. Sedimentačné priestory tvoriace oblasti ich vzájomného kontaktu predstavovali a aj v súčasnosti predstavujú takmer uzavreté morské bazény. V geologickej histórii Európy sa rozlišuje niekoľko etáp vývoja a vzájomného kontaktu týchto litosférických platní. V procese ich približovania dochádzalo k stláčaniu dielčích sedimentačných priestorov, k vrásneniu a presúvaniu morských sedimentov vo forme príkrovov. V procese ich vzdalovania dochádzalo k intrabazénovému rozpínaniu (spreading), čo bolo doprevádzané intenzívnou zlomovou tektonikou, a diapírovou anatexiou plášťa. – Stegena (1975), Póka (1988). Na okrajoch sedimentačných bazénov sa vyliali vulkanity vo viacerých generáciách.

Rozmiestnenie vulkanických pohorí prevažne na vnútornom okraji Karpát odráža celkové časové a priestorové pôsobenie tektonických procesov v oblasti alpínskej orogenézy. Na formovaní týchto pohorí sa zúčastnili tak procesy vulkanizmu, ako aj syn a postvulkanická tektonika. Vulkanizmus sa prejavil vo forme erupzívnej, intruzívnej a extruzívnej činnosti. Výslednou formou vulkanických procesov boli andezitové stratovulkány, parazitické vulkány, intruzívne telesá a extruzívne vulkanické dómy. Syn a postvulkanická tektonika rozčlenila územie v dielčie poklesávajúce, respektíve dvíhajúce sa kryhy.

Vulkanická činnosť prebiehala v čase formovania sa karpatských morfoštruktúr. Výstup magmatických hmôt na južných okrajoch Karpát bol kompenzovaný rozsiahlymi poklesmi v bezprostrednej blízkosti vulkanických pohorí. Ich výsledkom je vznik rozsiahlych depresí v okrajových častiach Panónskej panvy – Čech (1982). Koncom miocénu došlo k štrukturálnej prestavbe tektonického plánu Panónskej panvy, a k presunu tektonickej aktivity z okrajových častí do jej centra. Rozsiahle poklesy v centrálnych častiach panvy boli kompenzované postupným klenbovým výzdvihom Karpát (Dzurovčin 1993, 1994, 1995).

MORFOŠTRUKTÚRY NEOGÉNNYCH VULKANICKÝCH POHORÍ VÝCHODNÉHO SLOVENSKA

Magmatické masy prenikajúce na zemský povrch utuhli buď blízko pod povrchom, a vytvorili telesá doskovitých tvarov reprezentujúce pravé či nepravé žily, a mohutné telesá lakolitov, alebo sa vyliali vo vodnom respektíve suchozemskom prostredí. Lávy utuhnuté na zemskom povrchu vytvorili vulkanické kužele, respektíve kupolovité telesá vulkanických dómov. Vytvorený sopečný reliéf bol už v čase svojho vzniku intenzívne rozrušovaný procesmi exogénnej modelácie. Prvotné vulkanické štruktúry vytvorené v karpate a bádene boli postupne rozrušené, a pred dvanástimi miliónmi rokov sa na ich mieste začali vytvárať rôzne široké pobrežné roviny (Dzurovčin 1994). Nová vlna tektonickej aktivity sarmatu a panónu však opäť oživila vulkanickú činnosť. V tomto období sa vytvorili

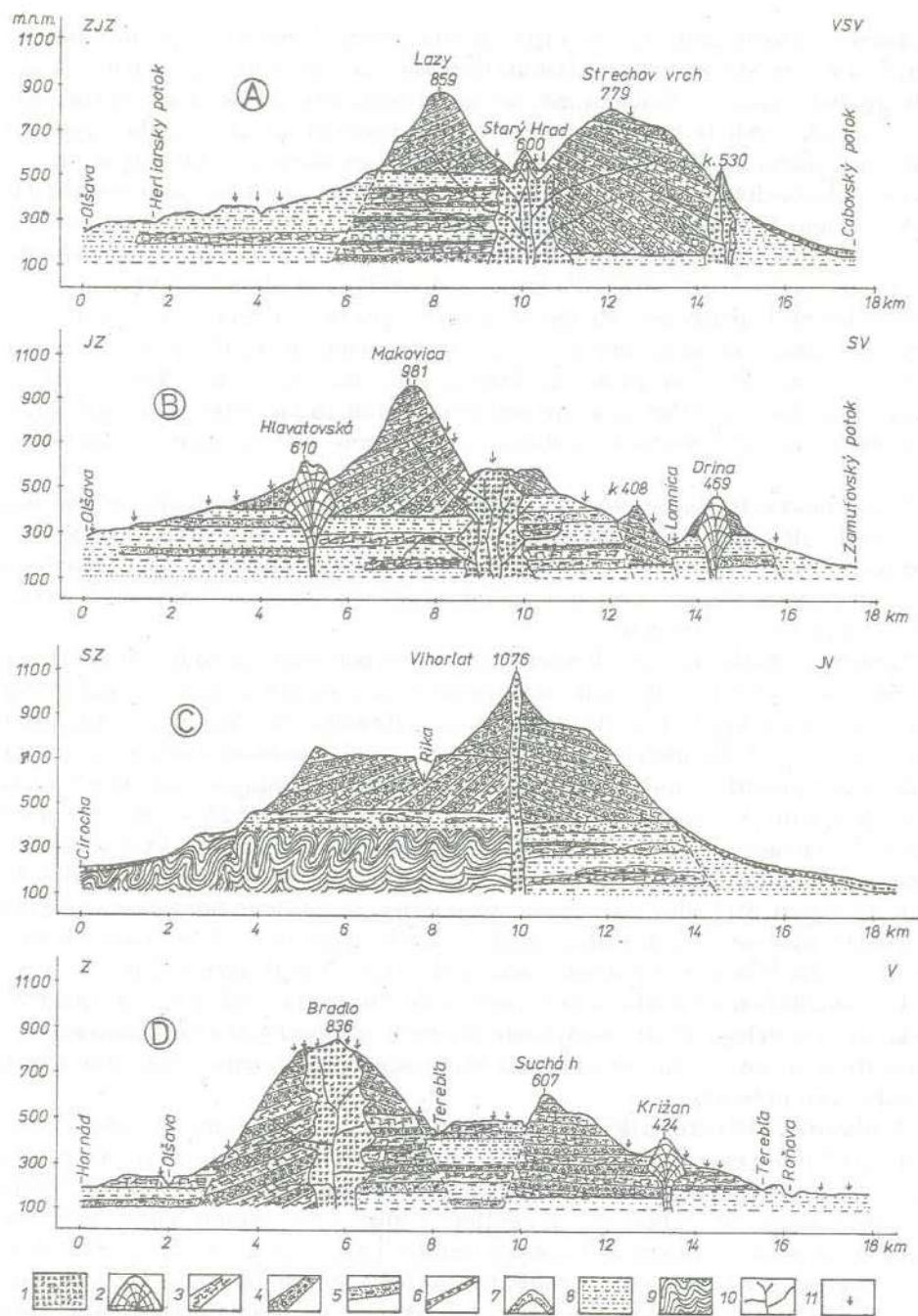
mohutné stratovulkány. Tie vystupovali buď priamo z mora, alebo nasadali na starší, už zarovnaný povrch zrezávajúci produkty starších vulkanických fáz. I tieto vulkány boli exogénne modelované, no nie sú rozrušené úplne, a aj v súčasnosti sa prejavujú v reliéfe východného Slovenska. Koncom miocénu došlo v procese diferencovaného klenbovitého výzdvihu Západných Karpát k intenzívnemu výzdvihu tektonických kryh Vihorlatu, ale aj severnej a južnej časti Slanských vrchov. Tieto si dodnes zachovávajú morfológickú formu hrastí, kde pôvodné vulkanické štruktúry sa nachádzajú len ako zvyšky v ich vrcholových častiach. Relatívne stabilné boli tektonické kryhy v strednej časti Slanských vrchov a tektonické kryhy Popriečného. Keďže deštruktívne procesy tu neboli tak intenzívne, pôvodné vulkanické štruktúry si i v súčasnosti zachovali svoje primárne kužeľovité tvary (obr. 2). Vulkanické štruktúry spočívajúce na tektonických kryhách severovýchodnej časti Panónskej panvy boli vplyvom intenzívnych poklesov zanášané mladšími sedimentami, a dnes sú pochované pod vrstvami neogénnych uloženín.

V morfoštruktúrnej stavbe neovulkanických pohorí východného Slovenska môžeme rozlíšiť aktívne vulkanické a vulkanotektonické morfoštruktúrne formy, zastúpené andezitovými stratovulkánmi, hrastami a grabenami, ako aj pasívne morfoštruktúrne formy, zastúpené vulkanickými telesami v rôznom štádiu exhumácie respektíve deštrukcie.

Hrasty a grabeny vznikli neotektonickými pohybmi na konci miocénu a v pliocéne. Rozrušili pôvodne jednotný povrch v sústavu dvíhajúcich sa respektíve poklesávajúcich kryh. Ten slúžil ako báza vulkanických akumulácií mladších erupčných fáz. Vulkanotektonické štruktúry vo Východoslovenskej panve sú budované v prevažnej miere sedimentami neogénu, s lokálnym výskytom vulkanických hornín. V súčasnosti predstavujú poklesávajúce kryhy – grabeny, a sú zväčša pochované pod mocnými nánosmi kvartérnych sedimentov. Vulkanotektonické štruktúry na okrajoch panvy predstavujú typické hrasty v rôznej morfostruktonickej pozícii. Sú budované v prevažnej miere vulkanickými horninami starších erupčných fáz, so zvyškami stratovulkanických štruktúr v ich vrcholových častiach – kryha Šimonky, Vihorlatu, tektonické kryhy Tokajských vrchov.

Intravulkanické kotliny sa vytvorili ešte v priebehu vulkanickej respektíve vulkanotektonickej aktivity medzi jednotlivými vulkanickými a vulkanotektonickými štruktúrami. V ďalšom priebehu boli modelované eróznou činnosťou tokov a svahovými procesmi.

Andezitové stratovulkány (obr. 2) sú budované zvyškami stratovulkanických plášťov a centrálnymi intrúziami. Plášte tvoria andezitové lávové prúdy mocnosti do 30 metrov, lokálne striedané s pyroklastikami. Sú periklinálne uložené v smere od vulkanických centier. V smere ich úklonu badať triedenie pyroklastík a nárast mocnosti lávových prúdov. Lávové prúdy dosahujú mocnosti do 30 metrov a v reliéfe sú len veľmi ťažko sledovateľné. Morfológicky výrazne, vo forme múrov z nich vystupujú žily andezitových porfýrov – dajky. Centrálné intrúzie predstavujú hlboko zakorenené, masívne telesá – plug, vyplňajúce pôvodné kanály vulkanických erupcií. Sú budované andezitovými dioritovými por-



Obr. 2. Schématické priečne profily vulkanickými a tektonickými morfoštruktúrami.

Fig. 2. Schematic cross-sections of the volcanic and tectonic morfostructures.

Legenda k obr. 2:

A. Relikt andezitového stratovulkánu – Mošník. B. Polkruhovitá morfoštruktúra stratovulkánu Makovica. C. Vihorlatský asymetrický hrast so zvyškami malého stratovulkánu vo vrcholovej časti. D. Rozrušený vulkán Bradlo.

1. andezitové dioritové porfýry centrálnej intrúzie. 2. masívne andezity extruzívnych telies. 3. laminované andezity lávových prúdov. 4. vulkanoklastiká andezitov, ryolitov. 5. andezitové, ryolitové tufy, tufity. 6. Hlinité štrky náplavových kužeľov. 7. Hydrotermálne premenené vulkanické horniny. 8. Vulkanosedimentárne súvrstvie – íly, piesky, štrky. 9. Flyšové vrstvy – pieskovce, ílovce. 10. Žily. 11. Vrtý.

~ ~ ~

A. Relict of stratovolcano Mošník. B. Semicircular morphostructure of stratovolcano Makovica. C. Assymetric horst Vihorlat with the remains of the small stratovolcano on high part. D. Destroyed volcano Bradlo.

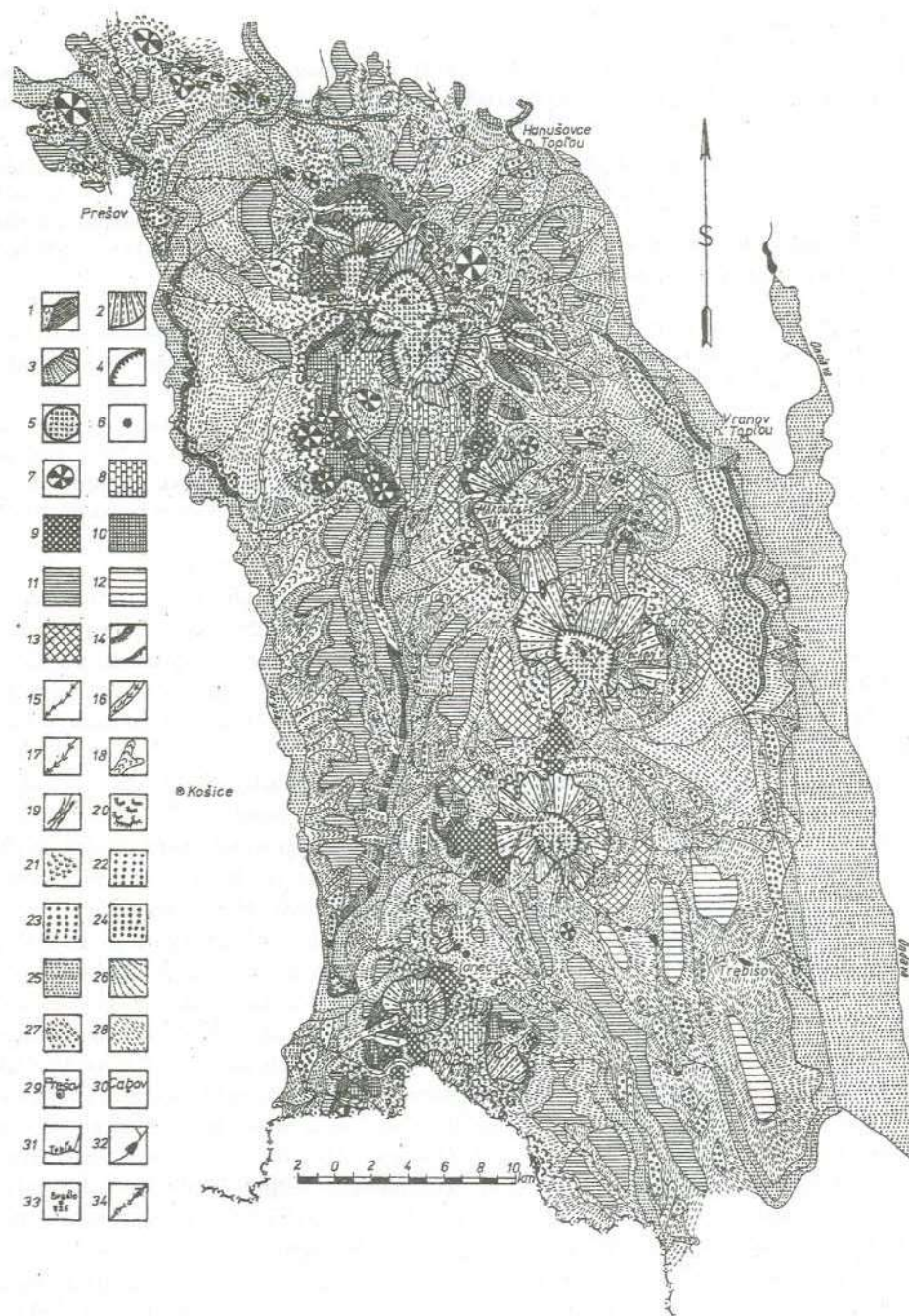
1. andesite diorite porphyres of central intrusion. 2. massive acid andesites of extrusion domes. 3. laminated andesites of lava flows. 4. andesite volcanoclastics. 5. tuffs, tuffits, tuffobreccia. 6. loamy gravels of alluvial fans. 7. hydrothermal alternated volcanic rocks. 8. volcano-sedimentary complex – clays, sands, gravels. 9. flysch layers – sandstones, claystones. 10. dykes. 11. boreholes

fýrmi. Sú tu časté hydrotermálne premeny. Centrálne intrúzie vystupujú prevažne v jadrách erodovaných kaldier. U vulkanických štruktúr v pokročilom štádiu deštrukcie sú centrálne intrúzie exhumované a vystupujú nad zvyškami plášťov. Erodované kaldery dosahujú rozmery od 2 do 6 kilometrov. Ich svahy sú strmé. Sú rozrušené blokovými zosuvmi. Z geomorfologického hľadiska sú identifikovateľné koncentrickou dolinnou sieťou.

Parazitické vulkány vystupujú na úpätiach mohutných stratovulkánov. Sú budované prevažne pyroklastikami, menej lávovými prúdmi. V súčasnosti sú z veľkej miery rozrušené. V reliéfe sú zastúpené nekom a zvyškom plášťa. Nek tvorí nápadné kužeľovité teleso andezitového zloženia. Andezity majú stĺpovitú vnútornú stavbu. Plášť sa zachoval len sporadicky na okrajoch nekov.

Extruzívne vulkanické dómy (obr. 3) sú budované kyslými andezitmi, andezitodacitmi a ryolitmi. Tie majú masívnu, kužeľovitú, vejárovitú a cibulovitú vnútornú stavbu. V území tvoria jednoduché alebo zložené vulkanické extrúzie (Dzurovčin 1989). Jednoduché vulkanické dómy majú tvary kužeľa alebo bochníka, a väčšinou vystupujú v líniiach pozdĺž významnejších zlomov. Na križovaní hlavných zlomov sú zložené vulkanické dómy. Vytvárajú extruzívne komplexy s viacerými vrcholmi. Rozmery jednoduchých vulkanických dómov sú okolo 500 metrov, maximálne do 2 kilometrov. Zložené vulkanické dómy sa rozprestierajú na ploche i niekoľko štvorcových kilometrov. Vulkanické dómy sú buď symetrické alebo asymetrické. Bázu symetrických extrúzií tvorí horizontálne podložie, bázu asymetrických extrúzií podložie naklonené.

V súčasnom reliéfe Slanských vrchov môžeme identifikovať tak vulkanické ako i vulkanotektonické morfoštruktúry, ktoré sú charakteristické svojimi špecifickými formami, i nerovnakým pôsobením následných geomorfologických procesov (mapa 1).



Mapa 1. Geomorfologická mapa Slanských vrchov.

Mape 1. Geomorphological map of Slanské vrchy Mts.

Legenda k mape 1:

A. Morfoštruktúrne formy:

1. Zlomové svahy, fazety. 2. Relikty stratovulkanických plášťov. 3. Relikty vulkanických plášťov. 4. Okraje erózných kaldier. 5. Centrálna intrúzia – plug. 6. Neki. 7. Extruzívne telesá. 8. Intravulkanické kotliny.

B. Eróžno-denudačné formy:

9. Zarovnaný povrch – peneplén (báden – panón). 10. Zarovnaný povrch – pediment (pont). 11. Zarovnaný povrch – poriečna roveň (vrchný pliocén). 12. Poklesávajúce kryhy poriečnej rovne. 13. Zarovnaný povrch – glaciis (starší pleistocén). 14. Erózne svahy dolín, erózne stupne riečnych terás. 15. Doliny tvaru „V“. 16. Visuté doliny. 17. Úvalinové doliny. 18. Úvaliny. 19. Riečne prelomy.

C. Eróžno-akulačné formy

20. Blokové rozpadliny a blokové polia. 21. Rotačné a planárne zosuvy. 22. Vysoké riečne terasy (starší pleistocén). 23. Riečne terasy – stredné (Riss). 24. Riečne terasy – nízke (Würm). 25. Riečne nivy a nivné terasy.

D. Akumulačné formy:

26. Náplavové kužele. 27. Suťové kužele. 28. Svahové delúviá.

E. Iné:

29. Mestá. 30. Osady. 31. Rieky, potoky. 32. Vodné nádrže. 33. Elevácie. 34. Štátne hranice.

~ ~ ~

A. Forms of the morphostructure

1. fault slides, facets, 2. relicts of stratovolcanic mantles, 3. relict of volcanic mantles, 4. borders of erosion calderas, 5. central intrusion – plug, 6. necks, 7. extrusion domes, 8. intravolcanic basins.

B. Denudational-erosion forms

9. planational surfaces – peneplain (Badenian – Pannonian), 10. planational surfaces – pediment (Pontian), 11. planational surfaces – river level (Upper Pliocene), 12. sunken blocks of river level, 13. planational surfaces – glaciis (Older Pleistocene), 14. erosional slopes of valleys, erosional steeps of river terraces, 15. „V“ shaped valleys, 16. hanging valleys, 17. dell-like periglacial valleys, 18. dellen, 19. river gaps.

C. Erosional-accumulation forms

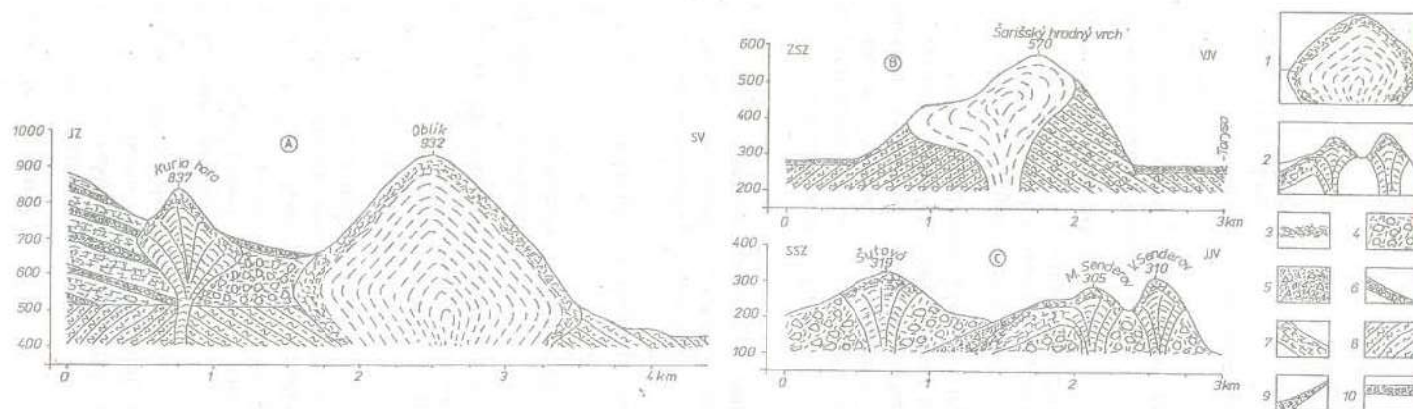
20. block glides, 21. rotation and planar slides, 22. river terraces – high (Older Pleistocene), 23. river terraces – middle (Riss), 24. river terraces – low (Würm), 25. riverine plains and riverine plain terraces.

D. Accumulation forms

26. alluvial cones, 27. debris cones, 28. slope deluviums,

E. Others

29. towns, citys, 30. settlements, 31. rivers, streams, 32. water basins, 33. elevation points, 34. state boundary.



Obr. 3. Schématické priečne profily vulkanickými telesami. Spracované s použitím Kaličiak et al. (1992, 1995), Kaličiak, Žec (1995).

A. Symetrické dómatické telesá Oblik a Kuria hora. B. Asymetrické dómatické teleso Šarišský hradný vrch.

C. Zložená extrúzia Vinianskeho komplexu – súbor vulkanických dómov Šutová, Malý a Veľký Senderov.

U telesa Malý Senderov s prechodom do dome flow.

1. Extruzívne dómy. 2. Malé dómatické telesá. 3. Extruzívne brekcie. 4. Hrubé extruzívne brekcie s klastickým materiálom. 5. Redeponované vulkanoklastiká. 6. Vulkanoklastiká stratovulkanického komplexu. 7. Andezity lávových prúdov. 8. Ílovce a pieskovce (paleogén). 9. Svahové sedimenty. 10. Štrky, piesky a hliny aluviálnych sedimentov.

Fig. 3. Schematic cross-sections of the volcanic domes. Adapted by the application Kaličiak et al. (1992, 1995), Kaličiak, Žec (1995).

A. Symmetry volcanic domes Oblik and Kuria hora. B. Assymetry volcanic dome Šarišský hradný vrch.

C. Compounded volcanic domes – Vinné extrusive complexes. The volcanic dome Šutová, Malý and Veľký Senderov. Malý Senderov with dome flow too.

1. Extrusive domes. 2. Shallow endogenous dome. 3. Extrusive breccia. 4. Rough extrusive breccia with coarse waste. 5. Redeposited volcanoclastics. 6. Volcanoclastics of stratovolcanic complex. 7. Lava flow andesites. 8. Claystones and sandstones (Paleogene). 9. Slope deluviums. 10. Gravels, sands and loams of alluvial sediments.

Šimonka predstavuje kombinovanú morfoštruktúru. V jej stavbe môžeme rozlíšiť dielčie morfoštruktúrne elementy:

- kombinované hrasty so zvyškami vulkanických štruktúr vo vrcholových častiach
- vulkanické dómy a dómatické komplexy.

Kombinovaný hrast predstavuje samotný masív Šimonky, vystupujúci medzi Zamutovom a Podhradíkom. Je budovaný stratovulkanickými formáciami vulkánov Zlatá Baňa, Ošvárska, Šťavica a Šebastovka. Pôvodné vulkanické morfoštruktúry boli exogénnymi procesmi silne deštruované a rozčlenené postvulkanickou tektonikou. Ich zvyšky v súčasnosti nachádzame len v nadmorských výškach nad 800 metrov, kde vystupujú nad svahovými plošinami najstaršieho zarovnaného povrchu. Sú tu zachované relikty vulkanických plášťov vulkánov Zlatá Baňa a Šťavica. Extrémne strmé svahy ohraničujúce takmer celú morfoštruktúru poukazujú na jej tektonický pôvod. Sledujú významnejšie zlomy Močaransko-topľanského, Hornádskeho a Varhaňovského zlomového systému. Na tieto zlomy sa vo vlastnom pohorí viažu priamočiare doliny, ktoré sa subsekventne zarezávajú do svahov hrastov. Významnejšie doliny sú charakteristické výskytom minerálnych vôd (Sigord, Malá Delňa). Nakoľko stratovulkanický komplex spočíva na pelitických sedimentoch bádenu, styk týchto dvoch komplexov vytvára priaznivú štruktúru pre vznik blokových zosuvov. Tie lemujú takmer súvisle tektonické svahy hrastov, pričom pozdĺž významnejších tokov (Delňa, Hermanovský potok) zasahujú priamo do pohoria. V centrálnej časti masívu Šimonky bola eróznymi procesmi Olšavky a Delne permanentne rozrušovaná zdvojená kaldera Zlatobanského stratovulkánu. Jej okraje sú aj v súčasnosti modelované svahovými procesmi – zosuvmi. V jej centrálnych častiach sú v rámci hydrotermálne premeneného komplexu centrálnej vulkanickej zóny eróziou vypreparované kužeľovité telesá prírodných kanálov vulkanických erupcií – neky. Medzi najväčšie a morfológicky najvýraznejšie patria kóta 679 nad Zlatou Baňou a Nozger (715 m.n.m.) v olšavskej časti kotliny.

Vulkanické dómy a dómatické komplexy lemujú zo severu a juhu kombinovaný hrast masívu Šimonka. Najväčšie a najznámejšie dómatické teleso v oblasti je Oblík (932 m.n.m.). Jeho prevýšenie nad okolitým terénom je vyše 500 metrov. Pri základni dosahuje priemer okolo 2 kilometrov. Teleso vytvára morfológicky nápadný kužeľ na severovýchodnom okraji masívu. Jedná sa o symetrickú extrúziu. Podobnú morfológiu má tiež Šarišský vrch a Kapušiansky hradný vrch v Spišsko – šarišskom medzihorí, ktoré však už predstavujú asymetrické dómatické telesá. Erózna plošina na vrchole Šarišského vrchu svedčí o dodatočnej exhumácii telesa z prostredia neogénnych sedimentov. Prevažná väčšina extrúzií lemujúcich masív Šimonky sú zložené extruzívne dómy. Patria tu extruzívne komplexy Brestovskej formácie, Maglovca a Stráží. Vytvárajú morfológicky nápadné telesá s viacerými kužeľovitými vrcholmi. Najrozsiahlejším extruzívnym komplexom je komplex dómatických telies Brestovskej formácie. Rozprestiera sa na ploche takmer 20 štvorcových kilometrov. V reliéfe sa prejavuje ako kompaktné teleso, so strmými svahmi výrazne ohraničené voči svojmu okoliu. Je čiastočne

prekryté vulkanickými formáciami Zlatobanského stratovulkánu, ale aj sedimentárnymi horninami neogénu. Jej vrcholy tvoria viaceré samostatné kužele – Dubová (655 m.n.m.), Vrátna (626 m.n.m.), Zobraná (610 m.n.m.), Kalejová (536 m.n.m.), ale aj celý rad menších kužeľov severne a východne od Bunetíc. Časť extruzívneho komplexu je vo vrcholovej oblasti zarovnaná. Svedčia o tom početné plošiny v nadmorských výškach 500 až 550 metrov. Východne od extruzívneho komplexu je masívmi Šimonka a Makovica uzavretá Lučinská kotlina. Je vyplnená vulkanosedimentárnym komplexom. Maglovec vytvára zloženú extrúziu na severozápadnom okraji masívu Šimonka. Spolu s telesom Oblík a dómatickým komplexom Stráži sa viaže na Močaransko – topľanské zlomy. Na styku dómatických telies so sedimentami neogénu sa rozvíjajú početné zosuvy. Na rozdiel od blokových zosuvov okrajov vulkanických masívov, zosúvaniu podliehajú málo spevnené neogénne sedimenty.

Makovica tvorí ruinu sarmatského stratovulkánu. Jeho severovýchodná časť (Banské predhorie) bola ešte v priebehu sarmatu zarovnaná. Stratovulkán je v súčasnosti zastúpený zvyškom plášťa, ktorý vytvára polkruhovitú, k severovýchodu otvorenú morfoštruktúru. Periklinálne uloženie vulkanických formácií je sledovateľné v početných skalných útvaroch po vnútornom obvode plášťa. Severozápadné svahy masívu ohraničujú Lučinskú kotlinu. Na juhu masív ohraničuje intravulkanickú Banskú kotlinu, uzatvorenú lávovými prúdmi Strechovského stratovulkánu a stratovulkánu Vechec. Tá je odvodňovaná potokom Olšava, ktorý sa na severe kaňónovite prelamuje cez vulkanický komplex. Po obvode kotliny sú zachované početné erózne stupne, poukazujúce na jej postupné prehĺbovanie. Po obvode masívu vystupuje celý rad symetrických dómatických telies, ktoré sú poväčšine radené v líniiach. Patria tu predovšetkým Cham, Kamenná, Čachov, Drina. Najväčším telesom v území sú Oblazy (667 m.n.m.). Na tektonické línie západného okraja masívu sa viaže extruzívny komplex Hlavatovskej a Rankovský parazitický vulkán. Ten je zastúpený nekom a zvyškom plášťa. Formácia vulkanického plášťa je sledovateľná v 60 metrov vysokej skalnej stene Rankovských skál. Na jej úpätí sú vyvinuté početné suťové kužele, ale aj mohutné blokoviská. Vznik skalnej steny je podmienený zosuvmi, ktoré lemujú skoro celý západný okraj masívu.

Mošník tvorí ruinu Strechovského stratovulkánu, s dobre zachovanou eróznou kalderou a nekom. Stratovulkanický plášť spočíva na vulkanosedimentárnom súvrství. To je rozlámané v sústavu krýh. Rozlámanie podložia sa prejavuje v morfoštruktúre masívu – zaklesnutím jeho východných častí a vyliatím parazitického Cabovského vulkánu. Ten je zastúpený andezitovým nekom a zvyškami plášťa. Plášť tvorený vulkanskými brekciami je z veľkej časti denudovaný, a vystupuje vo forme tenkých pokrovov v okolí neku. Na severozápadnom okraji stratovulkánu vystupujú malé, kužeľovité telesá andezitových extrúzií. Vhodné litologicko – štruktúrne podmienky podmienili vznik rozsiahlych zosuvov, ktoré lemujú takmer súvisle okraje masívu, a pozdĺž Bačkovského potoka zasahujú aj hlboko do jeho vnútra. Najväčšie sú v okolí Bordy, kde Holubia hora (706 m.n.m.) predstavuje kryhu o rozmeroch niekoľko sto metrov, odtrhnutú od kóty Lazy

(859 m.n.m.). Dolinná sieť často kopíruje radiálne zlomy rozrušujúce vulkanický plášť. Medzi Cabovom a Kravanmi bola kochanovským západným zlomom amputovaná časť stratovulkanického plášťa. V reliéfe sa to prejavuje založením priečnych – resekventných dolín.

Bogota tvorí ruinu stratovulkánu s veľmi dobre zachovanými zvyškami plášťa a eróznou kalderou. Na jeho okrajoch sú veľmi dobre zachované zvyšky zarovnaných povrchov viacerých generácií. Najstarší z povrchov vystupuje v nadmorskej výške 450-500 metrov v oblasti Črepníka a Dargovského sedla. Zrezáva horniny sedimentárno – vulkanického súvrstvia. Bol tvorený akumuláciou a následnou abráziou na okraji sarmatského jazera. Je prekrytý stratovulkanickým plášťom masívu Bogota. Pod týmto povrchom sa nachádzajú pedimenty vo výškach 390 a 350 m.n.m. Nižší z týchto stupňov tvorí nížinný ekvivalent poriečnej rovne. Samotný vulkanický plášť je len slabo rozčlenený blokovými zosuvmi. Najväčšie sa nachádzajú nad Košickým Klečenovom. Východné úpätie pohoria postupne prechádza v erózne glacis. To je uklonené pod uhlom 2-5 stupňov smerom od pohoria. Je prekryté 5-7 metrov mocnými pokrovmi kvartérnych sedimentov. Tie sa často zosúvajú po ílovitých vrstvách v podloží. Erodovanú kalderu odvodňuje potok Roňava. Ten sa v centrálnych častiach vulkánu dendriticky rozvetvuje, čím vytvára kotlovitú depresiu. Jadro kaldery je tvorené centrálnou intrúziou. Tá je silne hydrotermálne premenená a z veľkej časti prekrytá horninami plášťa. Je budovaná dioritovým porfyrítom so žilkami kremeňa a karbonátmi. V morfológii masívu je kaldera sledovateľná strmými svahmi po svojom obvode. Tie dosahujú sklony okolo 30 stupňov. Po okrajoch vulkanického plášťa vystupujú bochnikovité a kužeľovité telesá budované kyslými andezitmi a dacitmi. V súčasnom reliéfe sa najviac prejavujú Ploská (602 m.n.m.) na severnom okraji Bogoty, a Nomša (422 m.n.m.) v okolí Zemplínskej Teplice. Tieto dosahujú relatívne výšky 150 a 120 metrov, a priemer okolo 1 000 metrov. Vrania hora a Hrad na severozápadnom okraji masívu prevyšujú svoje okolie len o niekoľko desiatok metrov.

Milič predstavuje kombinovanú morfoštruktúru, ktorej spodné členy sa začali tvoriť ešte v priebehu bádenu. Vulkanická aktivita sarmatu nakopila hlavnú masu andezitových hornín. Tie prekrywajú nivelizovaný a neskôr tektonicky rozčlenený predsarmatský reliéf vo forme nerovnakou mierou rozrušených stratovulkánov Hradisko, Bradlo a Milič.

Vulkán Hradisko je zastúpený zvyškom plášťa, ktorý tvorí polkruhovitú k východu otvorenú morfoštruktúru. Vulkanické centrum (okolie Hroznovej hory) je spolu s vulkanosedimentárnym súvrstvom zarovnané. Na okraji plášťa v okolí Slanca nápadne vystupuje nek parazitického vulkánu. Západné okraje masívu sú intenzívne rozrušené zosuvmi.

Vulkán Bradlo je zastúpený centrálnou intrúziou a zvyškom plášťa. Centrálna intrúzia – plug je v súčasnosti čiastočne vypreparovaná a plášť vystupuje len ako troska po jej okrajoch. Jeho ruiny sú čiastočne zarovnané. Zarovnané povrchy vystupujú predovšetkým na jeho severovýchodnom okraji (Kľučiarová). Okraje masívu sú čiastočne rozrušené blokovými zosuvmi. Najväčšie a najrozsiahlejšie sú nad Novým Salašom.

Stratovulkán Milič je najrozsiahlejším vulkánom v Slanských vrchoch. Jeho prevažná časť sa nachádza na území Maďarska. Tu sa nachádza tiež erodovaná kaldera a centrálna intrúzia v okolí Füžera. Na našom území je stratovulkán zastúpený zvyškom pláštá s viacerými extrúziami po jeho obvode. Veľká časť stratovulkánu v okolí Garaboša a Domašky je zarovnaná. Na tektonické poklesy v okolí Slanskej Huty sa viaže intravulkanická Salašská brázda. Je vyplnená vulkánosedimentárnym súvrstvom neogénu. Okraje vulkánu sú na styku s vulkanosedimentárnym súvrstvom intenzívne rozrušené zosuvmi blokového typu. Najväčší z nich rozrušujúci severovýchodné svahy Veľkého Miliča podmienil i vznik zosuvných jazier – Izra a Malá Izra.

Vihorlat predstavuje kombinovanú morfoštruktúru (mapa 2). V jeho stavbe môžeme rozlíšiť nasledujúce štruktúrne elementy:

- vulkanické dómy a dómatické komplexy,
- kombinovaný hrast,
- andezitové stratovulkány.

Vulkanické dómy a dómatické komplexy vystupujú na JV úpätí Vihorlatu medzi obcami Trnava pri Laborci a Kaluža vo forme Vinianskeho extrúziálneho komplexu, ako aj tvoria menšie telesá na východnom úpätí masívu Diel, a SZ úpätí masívu Popriečny. Vulkanické dómy predstavujú morfológicky výrazné telesá amfibolicko-pyroxenických andezitov. Sú to prevažne zložené extrúzie strednosarmatského veku. Viniansky komplex je na severe zčasti prekrytý lávovými prúdmi mladšej efúziívnej fázy. Vulkanické dómy dosahujú v priemere 500 až 1 000 metrov – Viniansky hradný vrch (325 m.n.m.), Šutová (319 m.n.m.), Marečková (402 m.n.m.), Nad Čiernou studňou (345 m.n.m.), Veľký Osojík (526 m.n.m.), Hôrka (599 m.n.m.), Hôrka (661 m.n.m.), dómatické komplexy okolo 2 000 metrov – Senderov (310 m.n.m.). Vytvárajú prevažne asymetrické extrúzie a v reliéfe sú dobre sledovateľné.

Kombinovaný hrast predstavuje samotná tektonická kryha Vihorlatu. Tá je diferencovane tektonicky rozlámaná a uklonená smerom k JZ. Kryha sa individualizovala pozdĺž michalovsko – vrbnických zlomov (SV-JZ), ktoré sú v priečnej pozícii voči morfoštruktúram podložia. Kým výška skoku popanónskej denivelácie činí voči flyšovým morfoštruktúram len okolo 100 až 200 metrov, voči poklesávajúcim kryhám neogénnej molasy to je cez 1 000 metrov. Kryha je budovaná striedaním lávových prúdov s vulkanoklastikami starších erupčných fáz. V podloží sú často epiklastiká. Podložie vulkanickej akumulácie tvoria na severe a východe pieskovce a ílovce vonkajšieho flyšu. V priestore medzi Kamenicou nad Cirochou a Beňatinou vystupujú zvyšky bradlového pásma, ktoré je pri Beňatinej zastúpené najvýchodnejšie položenými bradlami. Na juhu tvoria podložie ílovité a piesčité polohy neogénnej molasy. Tie čiastočne vystupujú aj na severnom okraji pri Modrej nad Cirochou. Medzi Kamienskou a Porúbkou nasadajú severné okraje vulkanitov na bazálne súvrstvia centrálno-karpatského paleogénu. Západná časť vulkanitov pokrýva vápence a dolomity humenského mezozoika, ktoré je súčasťou Humensko-užhorodského hrastu. Tektonické okraje budované prevažne andezitmi na báze paleogénu, neogénu ale aj na báze epiklastík sú silne rozrušené

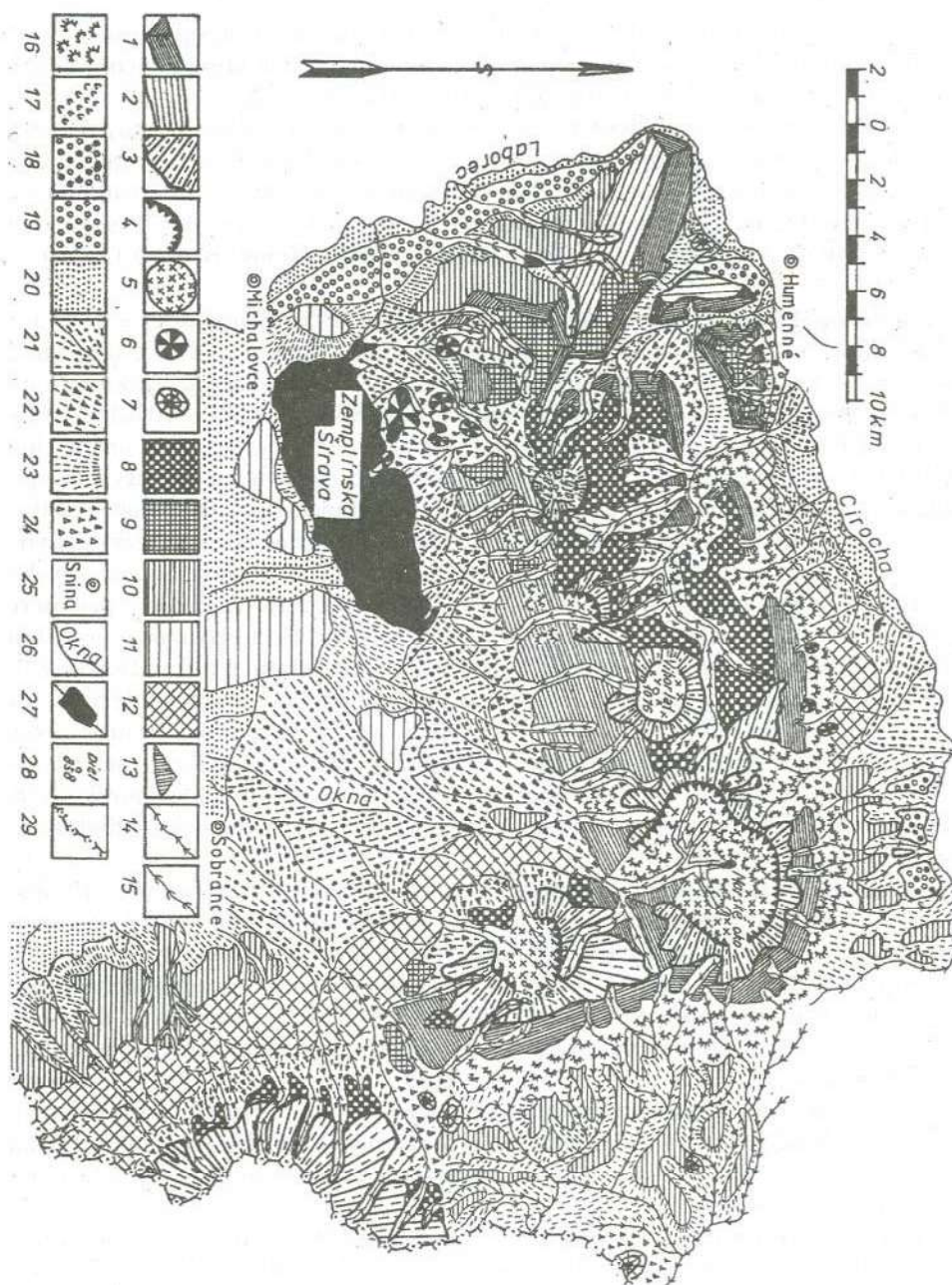
zosúvaním. Vrcholová časť hrastu je silne zarovnaná (Kyjovská planina, Valaškovská planina). Zarovnané povrchy vystupujú prevažne v nadmorských výškach 600 m.n.m., ale aj vo výškach 400-450 m.n.m., resp. 800 m.n.m..

Andezitové stratovulkány tvoria prevažne ruiny či relikty stratovulkanických štruktúr, ktoré pokrývajú nivelizovaný povrch Vihorlatského hrastu. Primárnym vulkanickým aparátom celej Vihorlatskej štruktúry je stratovulkán Morské oko. Od neho v priamej návaznosti na vrbnický zlom SV- JZ sa vyliali menšie vulkanické aparáty Vihorlat, Sokolský potok a Kyjov (Bacsó 1979, 1986, Kaličiak et al. 1986).

Stratovulkán Morské oko je najväčším a najstarším stratovulkánom Vihorlatského hrastu. Je zastúpený zvyškami stratovulkanického plášťa a erodovanou kalderou. Ruiny vulkanického plášťa vystupujú v nadmorských výškach 600-1 000 metrov po obvodě erodovanej kaldery – Roh (858), Nežiabec (1023) Sninský kameň (1005), Motrogoň (1018). Tvoria ho prevažne andezity lávových prúdov len zriedkavo vulkanoklastické horniny. Plášť na juhu spočíva na súvrstviach epiklastík, na severe a východe na vulkanických horninách starších erupčných fáz, tvoriacich svahy Vihorlatského hrastu. Zosuvy porušujúce svahy Vihorlatského hrastu tu často zasahujú až do vrcholových častí, pričom deštruuju aj zvyšky stratovulkanického plášťa (Podstavka). Erodovaná kaldera dosahuje v priemere 5 000 metrov. Tvoria ju vnútorné okraje plášťa a centrálna intrúzia. Centrálna intrúzia je tvorená strednoporfyrickými andezitmi, brekciami a tufmi. Horniny sú silne hydrotermálne premenené. Prevláda propylitizácia. Okraje kaldery sú intenzívne premodelované zosúvaním. Najväčší je veľký vihorlatský zosuv (Leško 1954), ktorý zahradil dolinu Okny za vzniku jazera Morské oko. Ten je aj v súčasnosti aktívny a v jeho lokálnej depresii je založené jazero Malé morské oko. V kaldere nápadne vystupuje viacero telies, ktoré predstavujú neky individualizované v rámci centrálnej intrúzie.

Stratovulkán Vihorlat je tvorený lávovými prúdmi, ktoré sú periklinálne uložené okolo centrálnej protrúzie – plug. Lávové prúdy tvoria zvyšky vulkanického plášťa, ktorý vytvára nápadný kužeľ vystupujúci vo vrcholových polohách Vihorlatského hrastu. Lávové prúdy sú tvorené drobno až strednoporfyrickým andezitom a sú uklonené pod uhlom 15-20°. Úklon prúdov je identický s úklonom plášťa. Znamená to že je tu veľmi dobre zachovaná morfológia pôvodného kužeľa (Kaličiak et al. 1995). Zvyšky vytlačenej kopy – plug sa nachádzajú vo forme andezitových brál vo vrcholových častiach kóty Vihorlat (1076 m.n.m.). Vek vulkanických hornín je 9,2 až 9,8 miliónov rokov, čo odpovedá spodnému panónu. Bázu stratovulkánu Vihorlat tvoria zvyšky bádensko-panónskeho povrchu zarovnania – planinového povrchu.

Stratovulkán Sokolský potok je tvorený reliktom vulkanického kužeľa a centrálnej vulkanickej zóny. Má asymetrickú stavbu. Vulkanický kužeľ je tvorený andezitovými lávovými prúdmi a autochtónnymi pyroklastikami. Tie majú periklinálnu vnútornú stavbu. Záver Sokolského potoka je zarezaný v centrálnej časti vulkanického aparátu. Erodovaná kaldera ohraničená kótami Rázdielna (785 m.n.m.), Ostrý vrch (666 m.n.m.), Štok (708 m.n.m.) je tvorená hydroter-



Mapa 2. Geomorfologická mapa Vihorlatských vrchov.

Mape 2. Geomorphological map of Vihorlatské vrchy Mts.

Legenda k mape 2:

A. Morfoštruktúrne formy:

1. Zlomové svahy, fazety. 2. Mierne svahy asymetrických tektonických štruktúr. 3. Relikty vulkanických plášťov. 4. Okraje erózných kaldier. 5. Centrálna intrúzia – plug. 6. Extruzívne dómy. 7. Tvrdoše.

B. Eróžno-denudačné formy:

8. Zarovnaný povrch – peneplén (báden-panón). 9. Zarovnaný povrch – pediment (pont). 10. Zarovnaný povrch – poriečna roveň (vrchný pliocén). 11. Poklesávajúce kryhy poriečnej rovne. 12. Zarovnaný povrch – glacis (starší pleistocén). 13. Erózne svahy dolín. 14. Doliny tvaru „V“. 15. Úvalinovitité doliny a úvaliny.

C. Eróžno-akumulačné formy:

16. Blokové rozpadliny a blokové polia. 17. Rotačné a planárne zosuvy. 18. Zložené terasy. 19. Akumulačné terasy. 20. Riečne nivy a nivné terasy.

D. Akumulačné formy:

21. Náplavové kužele. 22. Suťové kužele. 23. Svahové delúviá – hlinité. 24. Svahové delúviá hlinito-kamenité.

E. Iné:

25. Mestá, osady. 26. Rieky, potoky. 27. Vodné nádrže. 28. Elevácie. 29. Štátne hranice.

~ ~ ~

A. Morphostructure forms

1. faults slides, facets, 2. gentle slopes of the assymetric tectonic structures, 3. relicts of volcanic mantles, 4. borders of erosion calderas, 5. central intrusion – plug, 6. extrusion domes, 7. hardness.

B. Denudational-erosion forms

8. planational surfaces – peneplain (Badenian – Pannonian), 9. planational surfaces – pediment (Pontian), 10. planational surfaces – river level (Upper Pliocene), 11. sunken blocks of river level, 12. planational surfaces – glacis (Older Pleistocene), 13. erosional slopes of valleys, 14. „V“ shaped valleys, 15. dell-like periglacial valleys + dellen.

C. Erosional-accumulation forms

16. block glides, 17. rotational and planar slides, 18. fill-in-fill terraces, 19. fill terraces, 20. riverine plains and riverine plain terraces.

D. Accumulation forms

21. alluvial cones, 22. debris cones, 23. loamy slope deluviums, 24. loamy-rocky slope deluviums.

E. Others

25. towns, citys, 26. river, streams, 27. water basins, 28. elevation points, 29. state boundary.

málne premenenou centrálnou intrúziou. Zvyšky kužeľa sú len slabo morfológicky identifikovateľné a vystupujú vo vrcholových polohách Vihorlatského hrastu. Po obvode stratovulkánu vystupujú zvyšky planinového povrchu vo výškach okolo 650 metrov.

Stratovulkán Kyjov je tvorený reliktom vulkanického kužeľa a centrálnej vulkanickej zóny. Vulkanický kužeľ je zachovaný vo vrcholových polohách Vihorlatského hrastu. Morfológicky je len slabo identifikovateľný. Je budovaný prevažne lávovými prúdmi pyroxenických andezitov. Andezity majú periklinálnu stavbu. Ich úklon je 25 až 30° a kopírujú svahy stratovulkánu. Centrálna vulkanická zóna sa nachádza v závere Skalného potoka, kde sú zachované zvyšky erodovanej kaldery o priemere cez 1 000 metrov. Horniny centrálnej zóny sú hydrotermálne premenené propylitizáciou. Na severnej strane stratovulkánu sa v nadmorských výškach 550-600 metrov nachádzajú zvyšky planinového povrchu – Kyjovská planina. Sú bádensko-panónskeho veku.

Diel tvorí ruinu sarmatsko-panónskeho stratovulkánu s dobre zachovanými zvyškami pláštá a erodovanou kalderou. Vulkán je na východnej strane predisponovaný zlomovou líniou, pozdĺž ktorej je mierne vyzdvihnutý a uklonený smerom k nížine. Plášť má stratovulkanický charakter s prevahou andezitových lávových prúdov nad pyroklastickými uloženinami. Erodovaná kaldera predstavuje kotlovitú depresiu v závere potoka Levková. Je zastúpená hydrotermálne premenenou centrálnou intrúziou. Tá je členená na dielčie intrúzie, dajky a sily tvorené dioritovými porfýrmi. Na južných a západných svahoch sú zachované zarovnané povrchy viacerých generácií. Východné (zlomové) svahy sú strmé a nasadajú na zarovnaný povrch Ublianskej pahorkaniny zachovaný vo výške okolo 500 metrov (svahový povrch). Na týchto svahoch sú však vo výške okolo 570 metrov zachované zvyšky povrchu staršieho – planinového povrchu. Na zlomoch vystupujú viaceré intrúzie o priemere od 0,5 do 1 km.

Popriečny tvorí ruinu najväčšieho stratovulkánu na východnom Slovensku, ktorého hlavná časť sa však už nachádza na Ukrajine. Jeho vek je sarmat až panón. Má dobre zachované zvyšky pláštá a rozsiahlu erodovanú kalderu. Plášť je zastúpený periklinálne uloženými andezitovými lávovými prúdmi striedanými s vulkanoklastikami. Smerom k úpätiu vulkanoklastík pribúda. Na báze vystupujú epiklastiká. Erodovaná kaldera nachádzajúca sa na Ukrajine je na slovenskej strane zachovaná len vo forme jej okraja v oblasti pohraničného hrebeňa. Stratovulkán Popriečny má výrazne asymetrickú stavbu, keď lávové prúdy vyliate na sever sú kratšie ako lávové prúdy vyliate do nížiny. Svedčí to o diferenciálnych pohyboch medzi Karpatským a Panónskym blokom v čase vulkanickej aktivity. Na tieto zlomy sa viažu aj výstupy andezitových intrúzií na jeho severnom okraji. Vulkanický plášť po obvode celého vulkánu ostro nasadá na zvyšky zarovnaných povrchov, ktoré sú tu vytvorené vo viacerých generáciách. Najrozsiahlejšie z nich sa nachádzajú na styku s východoslovenskou nížinou v okolí Koromle a Petroviec, kde sú vo výške okolo 250 m zachované zvyšky poriečnej rovne.

MORFOSKULPTÚRA NEOGÉNNYCH VULKANICKÝCH POHORÍ VÝCHODNÉHO SLOVENSKA

Už v čase formovania sa vulkanických a tektonických morfoštruktúr nastúpila exogénna modelácia. Prejavila sa procesmi zvetrávania, premiestňovania zvetralinových pokrovov, procesmi zarovňovania, erózie svahov, procesmi zosúvania. Tieto procesy pretvorili originálny sopečný reliéf do jeho dnešných foriem (obr. 4). Časť vulkanických hornín budujúcich jednotlivé morfoštruktúry bola odnesená a akumulovala buď na ich upätí, alebo v poklesávajúcich oblastiach Panónskej panvy. Intenzita denudačných procesov priamo závisela od štrukturálneho usporiadania hornín v jednotlivých pohoriach, a od ich geomorfologickej odolnosti. Najväčšia bola v málo odolných horninách budujúcich vulkanické centrá. Tieto pretvorila následná erózia tokov v erodované kaldery. Obdobne boli premodelované intravulkanické kotliny, budované málo odolnými neogénnymi sedimentami. Dolinná sieť na svahoch vulkánov a hrastov sa viazala predovšetkým na zlomové línie porušujúce horninové komplexy. V hrastových morfoštruktúrach sa výrazne uplatnili priečne doliny, hlboko prerezávajúce pôvodné formy. Na svahoch vulkánov sa vytvorila radiálna riečna sieť, často kopírujúca pôvodné svahy vulkanických plášťov. Nakoľko staršie vulkány akumulovali svoje produkty vo vodnom prostredí, ich spodné členy sú budované tiež sedimentárnymi horninami – ílmi, pieskami, štrkami. Tektonický výzdvih územia za posledných osem miliónov rokov podmienil hĺbkovú eróziu tokov, ktorá obnažila styk rigidných vulkanických komplexov s plastickými vrstvami v ich podloží. Vytvorili sa tak priaznivé podmienky pre vznik zosuvov andezitových blokov, ktoré sa kĺzali po plastických íloch. Vulkanické komplexy charakteristické veľkou odolnosťou voči procesom denudácie si prakticky do súčasnosti zachovávajú svoje prvotné tvary – extrúziálne telesá.

Zvetralinový pokrov prekrývajúci v súčasnosti svahy vulkánov a hrastov, sedimenty akumulované v dnách dolín či preplavené vodou a akumulované na úpätí vulkánov, sú pozostatkom najmladšej – štvrtohornej etapy vývoja reliéfu. Tá je charakteristická intenzívnym mrazovým zvetrávaním, typickým pre okrajové oblasti kontinentálneho zaľadnenia. Na eróziou obnažených skalných stenách dochádzalo v tomto období k opadávaní úlomkov. Tie sa hromadili na ich úpätiach ale i na svahoch. Zvetraliny boli na svahoch premiestňované soliflukciou. Zvetraliny transportované vodou akumulovali vo forme náplavových a suťových kužeľov. Kvartérne sedimenty dosahujúce väčšie mocnosti sú v súčasnosti postihované intenzívnou eróziou za vzniku výmoľov, respektíve sú rôznou rýchlosťou premiestňované po svahu za vzniku zvetralinových zosuvov či soliflukčných delúvií.

Morfoskulptúra sledovaného územia bola teda modelovaná viacerými procesmi, ktoré sa na jeho modelácii zúčastnili buď samostatne alebo vo vzájomnej interakcii. Ich výsledkom sú mikroformy reliéfu, ktoré som na základe prevládajúceho procesu zaradil do viacerých genetických skupín.

Zarovnané povrchy – vystupujú vo vrcholových častiach hrastových štruktúr, na svahoch vulkánov, ako aj na ich úpäti. Sú polygenetické, vytvorené tak na

rigidných vulkanických horninách, ako aj na sedimentoch neogénnej molasy. Nakoľko akumulácia neogénnych sedimentov a produktov vulkanizmu prebiehala v rovnakom čase ako tvorba zarovnaných povrchov, toto územie nám slúžilo na prehodnotenie ich doby vzniku a čiastočne aj ich genézy v regióne (Dzurovčin 1990), neskôr aj v oblasti slovenských Karpát (Dzurovčin 1994). Vo vulkanických regiónoch stredného Slovenska opísal povrchy rovnakého veku Lacika (1994, 1995, 1997). V súčasnosti v rámci územia rozlišujeme:

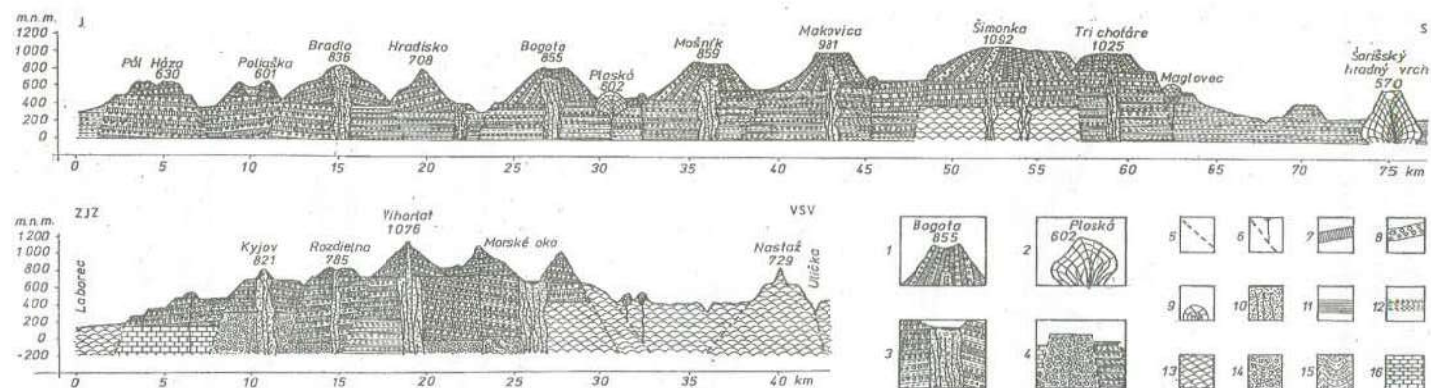
Planinový povrch – Je výsledkom bádensko-panónskeho štádia tektonickej stability. Vystupuje vo forme planín vo vrcholových častiach hrastových štruktúr Vihorlatu a Miliča, respektíve v úpätných častiach vulkanických štruktúr. Nachádza sa v nadmorských výškach od 400 metrov na juhu (Bogota, Milič), do 600 až 800 metrov na severe (Vihorlatsky hrast, hrast Šimonky). Povrch je polygenetický, vytvorný na pevných vulkanických horninách ale aj na sedimentoch neogénu. Na juhu zrezáva staršie neovulkanity. Sám je prekrytý vulkanickými formáciami najmladšieho vulkanizmu. Na báze povrchu sa zčásti zachovali montmorillonitovo-kaolinitové kôry zvetrávania, ktoré vystupujú i medzi vrstvami lávy.

Svahový povrch – Je výsledkom pontského štádia tektonickej stability. Vystupuje vo forme neširokých pruhov na svahoch jednotlivých morfoštruktúr v nadmorských výškach 300 až 550 metrov, respektíve ako plošiny pedimentov na južných okrajoch vulkanických pohorí. Ich relatívne výšky nad súčasnými tokmi sú 200 i viac metrov. Výsledkom zarovnávaní sú i kaolinové íly typu fire clay, uložené predovšetkým v okolitých depresiách.

Poriečny povrch – Je výsledkom vrchnopliocénneho štádia tektonickej stability. Povrch kopíruje zmenu nadmorskej výšky tokov. Vystupuje vo forme pruhov pozdĺž všetkých väčších karpatských riek v relatívnych výškach 70 až 150 metrov. Jeho absolútne výšky na juhu sú okolo 150 m.n.m. a na severe až 400 m.n.m. (Ublianska pahorkatina). Vo Východoslovenskej nížine je postupne pochovaný pod kvartérnymi sedimentami. V horných častiach tokov zálivovite prechádza do pediplény z pontu (Olšava).

Glacis – Je výsledkom svahových procesov (predovšetkým soliflukcie) v periglaciálnych podmienkach staršieho pleistocénu. Je vytvorený na úpätiach vulkanitov, predovšetkým na ich styku s nížinou, a zrezáva málo odolné sedimenty neogénnej molasy. Je uklonený pod uhlom 2-5°. Je prekrytý pokrovmi detritických zvetralín a naplavených štrkov. Ich mocnosť je spravidla 5-7 metrov (východné upätie Slanských vrchov), ale aj okolo 20 m (južné upätie Vihorlatských vrchov).

Vyčlenenie zarovnaných povrchov odlišných od klasického členenia (stredohorská roveň, iníciaľny povrch) nie je samoučelné. Zarovnané povrchy sú stratigraficky zaradené v sústave litostratigrafických jednotiek platných v zmysle Zásad československej stratigrafickej komisie (ed. Chlupáč 1978). Chápanie týchto jednotiek je však často odlišné od prvého vydania Zásad československej stratigrafickej terminológie (Chlupáč 1960). Z tohoto titulu sme vyčlenené zarovnané povrchy pomenovali názvami, ktoré vyjadrujú ich typické postavenie v rámci reliéfu (planinový, svahový, poriečny povrch). Cieľom tohoto kroku bolo ich odlíšenie od povrchov vyčlenených staršími autormi, s ktorými nie sú stále korelovateľné!



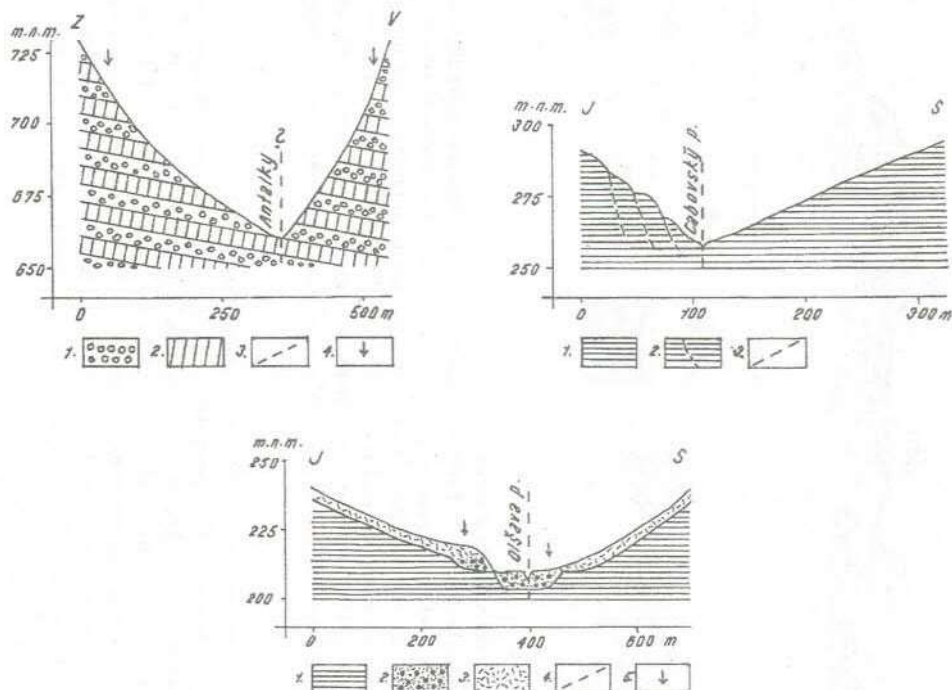
Obr. 4. Schématické priečne profily Slanskými vrchmi (A) a Vihorlatom (B).

1. Andezitové stratovulkány. 2. Vulkanické telesá. 3. Erózne kaldery. 4. Tektonické morfoštruktúry – hrasty a grabeny. 5. Zlomy. 6. Prívodné kanály pod extruzívnymi telesami. 7. Andezitové lávové prúdy. 8. Andezitové vulkanoklastiká. 9. Kyslé vyvreliny extruzívnych telies. 10. Andezitovo-dioritové porfýry centrálnych intrúzií so žilnými telesami. 11. Ílovité sedimenty neogénnej molasy. 12. Piesčité sedimenty neogénnej molasy. 13. Flyšové súvrstvia (ílovce a pieskovce). 14. Sedimenty bazálneho paleogénu – zlepenec. 15. Flyšoidné sedimenty bradlového pásma – piesčité ílovce a pieskovce. 16. Mezozoikum humenskej série (vápence a dolomity).

Fig. 4. Schematic cross-section of the Slanske vrchy (A) and Vihorlat (B) mountains.

1. Andesite stratovolcanoes. 2. Volcanic domes. 3. Erosion calderas. 4. Tectonic morfostructures – horsts and grabens. 5. Faults. 6. Eruptive vents of extrusive domes. 7. Andesite lava flows. 8. Andesite volcano-clastics. 9. Acid lavas of extrusive domes. 10. Andesite-diorite porphyres of plugs, with the dykes. 11. Clay sediments of neogene molase. 12. Sand sediments of neogene molase. 13. Flysch layers (claystones and sandstones). 14. Basic paleogene sediments – conglomerates. 15. Like-flysch sediments of klippen belt – sandy-claystones and sandstones. 16. Mesozoic rocks of Humenné layers (calkstones and dolomites).

Doliny (obr. 5) – Predstavujú typické erózne formy porušujúce existujúcu morfoštruktúru. Dolina sieť sa na svahoch vulkánov rozvíjala už od ich vzniku, t.j. od sarmatu, respektíve panónu. Jej vývoj však neprebíhal rovnomerne. V území sme rozlíšili dolinnú sieť dvoch generácií:



Obr. 5. Priečne profily typickými dolinami (Dzurovčin 1990).

A. Hlboká „V“ dolina – Antalky na svahoch Bogoty: 1. Pyroklastiká andezitov, 2. Pyroxenické andezity lávových prúdov, 3. Predpokladaný zlom, 4. Vrtý.

B. Plytká „V“ dolina – Cabovský potok, Podslánska pahorkatina: 1. Íly a piesky sedimentárneho súvrstvia, 2. Zosuv, 3. Zlom.

C. Dolina s riečnou nivou – Olšava, Podslánska pahorkatina: 1. Íly a piesky sedimentárneho súvrstvia, 2. Hlinité štrky – riečna niva + riečna terasa, 3. Sprášové hliny, 4. Zlom, 5. Vrtý.

Fig. 5. Cross-sections of typically valleys (Dzurovčin 1990).

A. Deep „V“ shaped valley – Antalky on the Bogota slopes: 1. Andesite pyroclastic rocks. 2. Pyroxenic andesite of lava flows. 3. Fault. 4. Boreholes.

B. Shallow „V“ shaped valley – Cabov stream, Podslánska hilly: 1. Clay and sands of sedimentary layers. 2. Landslides. 3. Fault.

C. Valley with riverine plains – Olšava, Podslánska hilly: 1. Clay and sands of sedimentary layers. 2. Loamy gravels – riverine plain and riverine plain terraces. 3. Secondary loes. 4. Fault. 5. Boreholes.

Prvotnú dolinnú sieť rozrušujúcu svahy vulkanických aparátov. Formovala sa v arídnej klíme sarmatu a panónu ešte v priebehu vulkanickej aktivity. Doliny ústia na starých erózných bázach vo forme visutých „V“ dolín. Na svahoch vulkánu sú striedané s hlboko rezanými „V“ dolinami. Tie častočne naviazali na pôvodnú dolinnú sieť a preformovali ju do dnešných podôb. V súčasnosti sú drenované len sústavou nehlbokých erózných rýh.

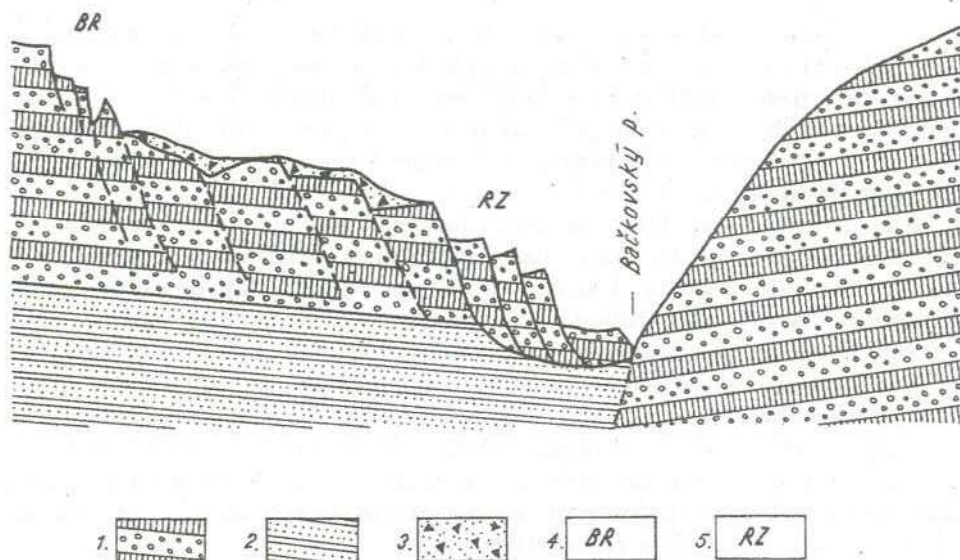
Súčasnú dolinnú sieť ktorá sa začala formovať nástupom humídnej klímy v priebehu panónu. Je zastúpená hlboko rezanými a plytkými „V“ dolinami na svahoch vulkanických pohorí. V úpätných častiach už majú tieto doliny neširoké kamenité riečne nivy. Na podhorskej pahorkatine budovanej neogénnymi sedimentami vytvárajú úvalinovitú doliny a úvaliny. Horské toky sa často prelomujú cez lávové prúdy, respektíve z centrálnych častí pohorí za vzniku početných riečnych prelomov. V území sme rozlíšili riečne prelomy zdedené, odvodňujúce vulkanické centrá a regresné prelomy. Nakoľko súčasná dolinná sieť sa formovala postupným zarezávaním tokov do vyzdvihujúcich sa karpatských morfoštruktúr, kde eróznú bázu tvorila hladina panónskych lagún dá sa predpokladať, že väčšina prelomových dolín v území je regresného pôvodu.

Súčasnú svahy ale aj dná dolín sú narezané až 20 metrov hlbokými výmoľmi a eróznymi zárezmi, ktoré poukazujú na recentný výzdvih územia.

Formy periglaciálnej modelácie – predstavujú špecifické formy reliéfu, vzniklé za spoluúčasti celého radu procesov charakteristických pre periglaciálnu klímu. Dominantnú úlohu tu hrala denudácia. Jej výsledkom sú hladko modelované formy reliéfu, t.j. periglaciálne hôrky a sedlá, ale aj úvalinovitú doliny a úvaliny. Úvalinovitú doliny majú dĺžku niekoľko kilometrov a sú zahĺbené 20-40 metrov. Úvaliny majú dĺžku od 50 metrov do 5 kilometrov, najčastejšie 2 km. V pozdĺžnom i priečnom profile nemajú zálomy. Tvorí bočné odnože úvalinovitých dolín. Periglaciálne hôrky vďaka svojej individualizácii poväčšine úvalinovitým dolinám a úvalinám. Sedlá sa často viažu na menej odolné skupiny hornín.

Zosuvy – Sú výsledkom gravitačných svahových procesov. V teréne sa prejavujú svojimi špecifickými tvarmi. Porušujú nespevnené pelitické vrstvy neogénnej molasy, rigidné vulkanické komplexy, ako aj mocné vrstvy kvartérnych sedimentov. Týmto procesom sú postihnuté najmä okraje východoslovenských vulkanických pohorí, no blokové zosuvy sa vyskytujú aj vo vlastných vulkanických masívoch, kde sa viažu na plastické vrstvy tufov a tufitov. V náväznosti na klasifikačnú schému Nemčoka, Pašeka, Rybára (1971) sme v území rozlíšili produkty plazenia a zosúvania:

Blokové rozpadliny a blokové polia (obr. 6) – vznikajú v čelách mohutnejších skalných zrubov, ktoré sú tvorené rigidným komplexom vulkanických hornín (andezity, andezitové vulkanoklastiká), spočívajúcim na plastických vrstvách vulkanosedimentárneho súvrstvia. Bloky skalných hornín sa odlamujú a posúvajú, pričom sa zabávajú do plastického podložia. Blokové zosuvy takmer súvislo lemujú celý obvod Slanských vrchov ale i Vihorlatských vrchov – Malgot (1975), Nemček (1982). Dosahujú rozmery od niekoľkých desiatok m² (blokové rozpadli-



Obr. 6. Schématický priečný profil zloženým zosuvom v kaldere Strechovského vulkánu (Dzurovčin 1990).

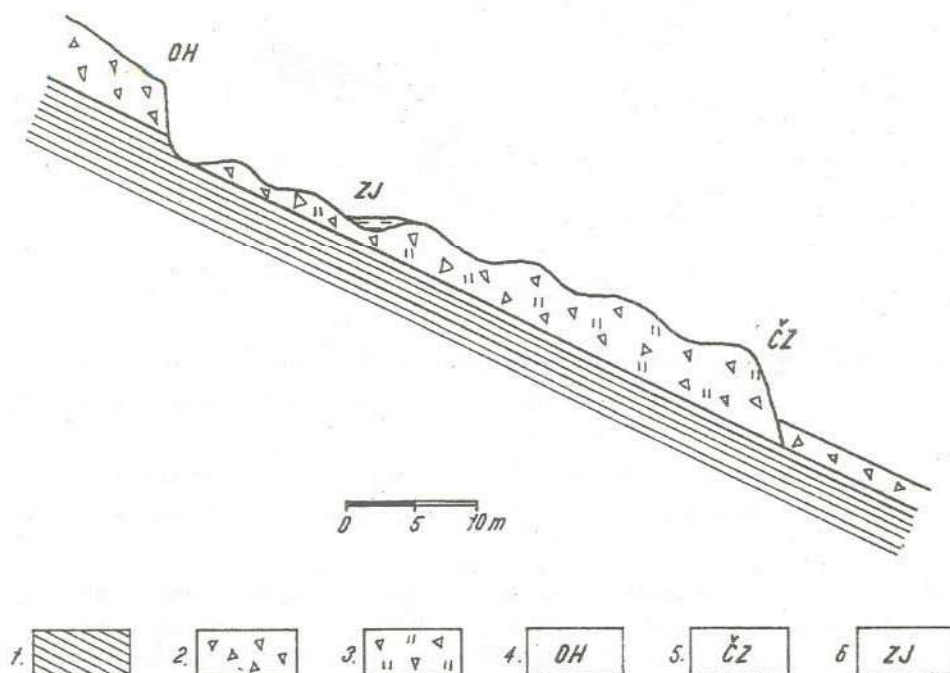
1. Vulkanický plášť – andezity a ich vulkanoklastiká. 2. Íly a piesky vulkanosedimentárneho súvrstvia. 3. Kamenito-hlinité svahové delúviá. 4. Blokové rozpadliny. 5. Rotačný zosuv.

Fig. 6. Schematic cross-sections of landslide in the caldera of stratovolcano Strechov (Dzurovčin 1990).

1. Volcanic mantle – andesites and their vulcanoclastics. 2. Clays and sands of volcanosedimentary layers. 3. Stone-loamy slope deluviums. 4. Block glides. 5. Rotational landslides.

ny), až niekoľko km² (blokové polia). V reliéfe sa prejavujú ako skalné ihly v sústave skalných stien (blokové rozpadliny), respektíve ako morfológicky výrazné pahorky (blokové polia). Depresie v rámci blokových polí sú často zamokrené (Podstavka). Zosuvy blokového typu sa rozvíjajú i na svahoch vulkánov, v prípade že rigidný komplex spočíva na plastických vrstvách tufov.

Planárne zosuvy (obr. 7) – tiež zosuvy konsekventné. Sú založené na rovinnej šmykovej ploche. Zosúvaniu podliehajú kvartérne útvary, prevažne delúviá, zčásti prolúviá, spočívajúce na vrstvách ílov. Zosuvy sú plytko založené, nevelkých rozmerov. Nachádzame ich hlavne na úpäti vulkanických pohorí, kde v podloží kvartérnych sedimentov sa nachádzajú sedimenty molasy. Príčinou zosúvania je porušenie stability pokryvných útvarov vplyvom nasýtenosti vodou. Na svahoch dolín je tento proces kombinovaný s laterálnou eróziou tokov. Zosuvné jazierka medzi jednotlivými kryhami sú zriedkavé, nakoľko je podložie dobre drenované vodou. Depresie sú však často zamokrené. Zosuvy v pokročilejšom štádiu vývoja sú rozrušené sústavou mladších erózných rýh. Odlučné hrany sú vysoké niekoľko metrov.



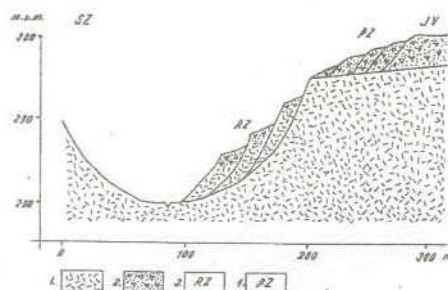
Obr. 7. Schématický pozdĺžny profil planárnym zosuvom pri Slánskom Novom Meste (Dzurovčín 1990).

1. Ílovité horniny vulkanosedimentárneho súvrstvia. 2. Kamenito-hlinité delúvium. 3. Kamenito-hlinité delúvium s obsahom ílov – zosuv. 4. Odľučná hrana zosuvu. 5. Čelo zosuvu. 6. Zosuvné jazero.

Fig. 7. Schematic sections of planar landslides near Slanské Nové Mesto (Dzurovčín 1990).

1. Clay rocks of volcanosedimentary layers. 2. Stone-loamy deluviums. 3. Stone-loamy deluviums with the clays – landslides. 4. Roat area. 5. Front of a thrust. 6. Landslide lake.

Rotačné zosuvy (obr. 8) – tiež zosuvy asekventné. Sú založené pozdĺž rotačnej šmykovej plochy. Je v nich zachovaná postupnosť vrstiev i štruktúra vlastného útvaru. Zosúvaniu podliehajú pelitické horniny vulkanosedimentárneho súvrstvia. Zosuvy sú vytvárané laterálnou eróziou tokov tečúcich z pohorí, narezávajúc uloženiny neogénnych ílov a pieskov. Zosúvaniu napomáha okrem podtínania svahov tokom tiež napučíavanie ílovitých hornín vodou. Výsledným produktom je zosuv s výraznou odľučnou hranou, a s jednou repektíve viacerými zosuvnými kryhami. Jednotlivé kryhy dosahujú rozmery niekoľko metrov spravidla do dvoch metrov.



Obr. 8. Schématický pozdĺžny profil rotačným zosuvom pri Čakanovciach (Dzurovčin 1990).

1. Neogénne sedimenty – piesky a íly. 2. Kamenito-hlinité delúviá. 3. Rotačný kryhový zosuv. 4. Planárny zosuv.

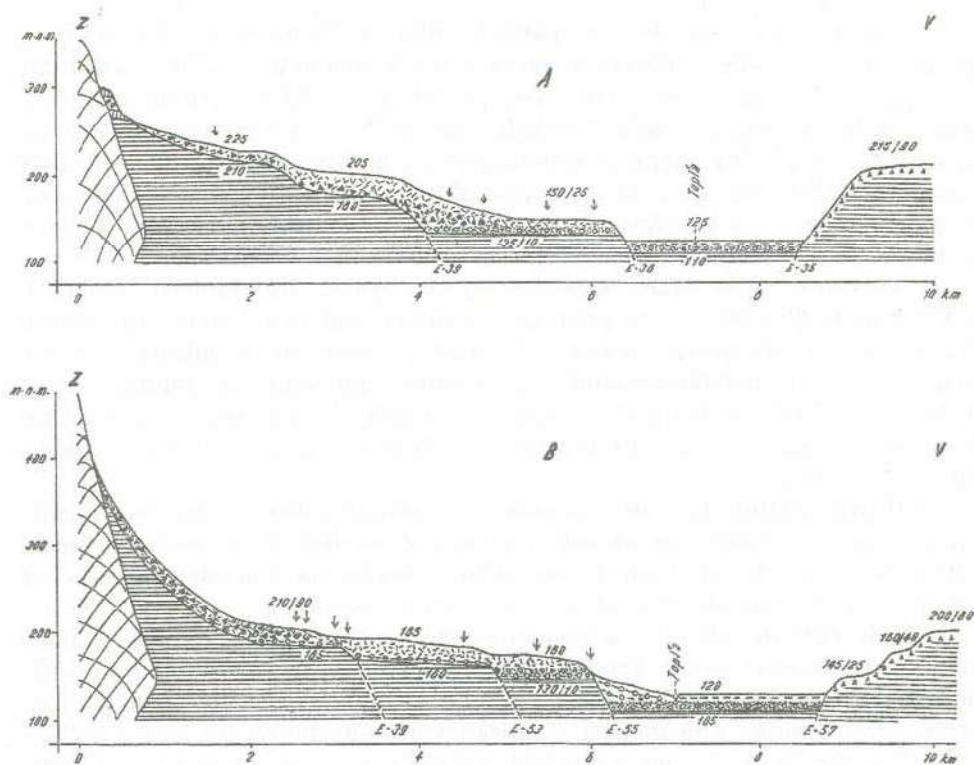
Fig. 8. Schematic sections of rotational landslide near Čakanovce (Dzurovčin 1990).

1. Neogene sediments – sands and clays. 2. Stone-loamy deluviums. 3. Rotational block landslide. 4. Planar landslide.

Rotačno-planárne zosuvy – tiež zosuvy insekventné. Zosúvaniu podliehajú subhorizontálne uložené horniny sedimentárneho a vulkanosedimentárneho súvrstvia. Tieto sú často prekryté až niekoľko desiatok metrov mocnými pokrovmi delúvií. Zosuvy sú prevažne plošné, dosahujú rozmery aj niekoľko desiatok km². Často vznikajú v čelách blokových polí. Ak zosúvaniu podliehajú neogénne sedimenty vyplňajúce paleoúdolia vulkánov majú prúdovité tvary. Výslednou formou zosúvania je súbor kryáh, ktoré sa nachádzajú v rôznej morfolologickej pozícii. Často sú uklonené smerom ku svahu. Kryhy dosahujú rozmery i niekoľko desiatok metrov. Depresie medzi kryhmi sú často zamokrené, respektíve sú v nich založené jazerá (Malá Izra, Malé Morské Oko). Rotačno planárne zosuvy sú aktivizované i v súčasnosti, a ich produkty predstavujú jednu z najmladších foriem reliéfu sledovaného územia. V ich čelách vznikli zahradením údolí jazerá Izra a Morské oko.

Jednotlivé zosuvy sa nachádzajú v nerovnakom stupni vývoja. Podstatná časť svahových porúch je v rozvinutom štádiu.

Formy fluviálnej modelácie – Sú to formy modelované eróznou a akumuláčnou činnosťou riek. Patria tu riečne nivy a níne terasy, riečne terasy (obr. 9). Terasové systémy sú zachované prevažne mimo vlastných pohorí, v dolných úsekoch svahových tokov rozrezávajúcich v podhorí úpätné tabule. Terasové systémy sa rozvíjali v územiach relatívne stabilných (Podslánska a Podvihorlatská pahorkatina, Humenské podolie), respektíve v územiach s mierne stúpajúcou tendenciou (Toryská a Ublianska pahorkatina). Pre tektonicky poklesávajúce oblasti Východoslovenskej nížiny je charakteristický superpozičný vývoj kvartérnych sedimentov. Pre rozvoj riečnych terás mala tiež význam existencia náplavových kužeľov, ktoré zatlačali toky smerom od pohoria. Samotné kužeľové akumulácie pritom nasadajú na staršie erózne úrovne riečnych terás. V území sú zachované tak akumuláčné terasy zaradené k würmu, ako aj terasy zložené



Obr. 9. Priečne profily fluviálnym reliéfom na východnom úpätí Slanských vrchov (Dzuravčin 1990). Spracované s použitím Baňacký (1998).

1. Sedimenty neogénu. 2. Stratovulkanický komplex. 3. Extruzívny komplex. 4. Sedimenty riečnych nív a akumuláčnych terás. 5. Sedimenty proluviálnych kužeľov. 6. Sedimenty suťových kužeľov. 7. Sprašové hliny. 8. Kalové sedimenty. 9. Kame-nito-hlinité delúviá. 10. Interpretované zlomy + ich označenie. 11. Vrty. 12. Absolútne a relatívne výšky interpretovaných povrchov.

Fig. 9. Cross-section of fluvial relief in the East foot of Slanské vrchy Mts.

1. Neogene sediments. 2. Stratovolcanic layers. 3. Extrusive domes. 4. Sediments of riverine plains and riverine terraces. 5. Sediments of alluvial fans. 6. Sediments of debris cone. 7. Secondary loes. 8. Slime sediments. 9. Stone loamy deluviums. 10. Traceable faults + their indicate. 11. Boreholes. 12. Absolute and relative heights of interpreted surfaces.

zastupujúce ostatné glaciály. Najrozšírenejšie zložené terasy sú riské. Nivné terasy a riečne nivy sú najlepšie vyvinuté pozdĺž hlavných tokov. Pozdĺž ich bočných prítokov často zasahujú hlboko do pohoria.

Proluviálne sedimenty akumulovali vo forme náplavových a suťových kužeľov. Produkty náplavových kužeľov boli transportované pravidelnými tokmi. Sú dobre opracované, triedené. Vystupujú vo viacerých generáciách, ktoré odpo-

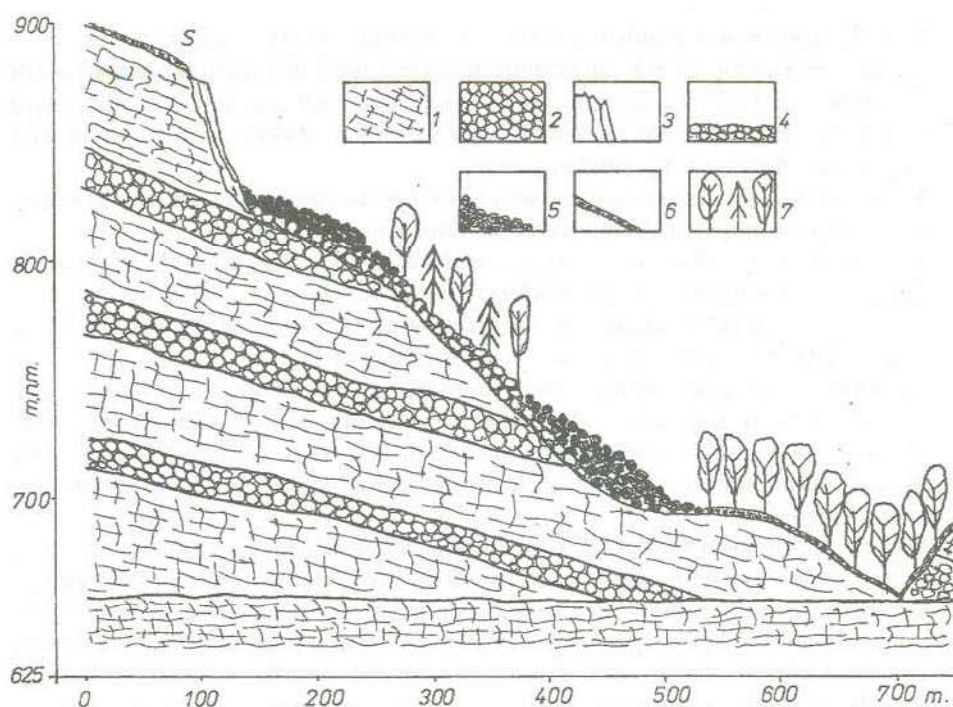
vedajú riečnym terasám tokov na úpätiach vulkánov. Suťové kužele tvoria menej opracované a vytriedené úlomky akumulované občasnými tokmi. Sute sú tvorené zdravými andezitmi v ílovito-hlinitej matrix (obsah cez 50 %). Akumulácie často obsahujú bloky andezitov veľké i niekoľko metrov. Ústia v 3 až 4 generáciách na úpäti vulkánov. Sú uklonené od pohoria pod uhlom 5-80°. Kvarterne sedimenty dosahujúce väčšie mocnosti sú v súčasnosti postihované soliflukciou a zosúvaním. Veľkosť náplavových kužeľov je priamo úmerná tektonickým pohybom. Najmohutnejšie sú v tektonicky poklesávajúcich oblastiach. V tektonicky vyzdvihovaných oblastiach sú len malé, respektíve úplne chýbajú. Na okrajoch Slánskych a Vihorlatských vrchov sa to prejavuje asymetrickým rozložením náplavových kužeľov medzi jednotlivými úpäťami. Kužele v poklesávajúcich oblastiach nížiny majú rozlohu až niekoľko desiatok km². Mocnosť proluviálnej akumulácie dosahuje okolo 20 metrov. Ich plošné rozmery sú i niekoľko kilometrov štvorcových. Náplavové kužele vyzdvihovaných území sú len malé, ich mocnosť len zriedkavo prevyšuje 6 metrov.

Svahové sedimenty – Sú to produkty mrazového a chemického zvetrávania, premiestnené gravitačnými procesmi po svahu. Zo svahových procesov sa v sledovanom území najviac uplatnili skalné rútenie a soliflukcia, ktoré determinujú tak štruktúru a zloženie ako aj morfológiu svahových sedimentov.

Skalné rútenie (obr. 10) sa prejavuje vo forme opadávaní úlomkov, planárneho a odvalového rútenia. Produktom prvého procesu sú sutinové telesá (sutinové kužele, osypy, sutinové polia, sutinové prúdy), produktom nasledujúcich procesov sú zlomiská a blokoviská. Zlomiská tvoria súvisle pokrovy blokov veľkosti cez 1 meter, akumulované v plytkých dolinách vo forme blokových morí. Blokoviská predstavujú samostatné bloky o rozmeroch 1 meter, zriedkavo aj cez 10 metrov, akumulované na svahoch pod skalnými zrubmi. Produkty opadávaní sú na svahoch akumulované vo forme niekoľko desiatok centimetrov veľkých úlomkov prevažne doskovitých tvarov. Ich výsledné formy delúvií dosahujú na svahoch mocnosti do 2 metrov, no v dnách dolín okolo 8 metrov.

Soliflukciou transportované materiály vystupujú v súčasnom reliéfe ako svahové delúviá, soliflukčné úpätné delúviá a kamenné prúdy. V sledovanom území prevládajú hlinito-kamenité delúviá na svahoch a kamenito-hlinité delúviá v podhorí vulkanických masívov. Mocné deluviálne plášte sú na úpäti často premiestňované soliflukciou za vzniku soliflukčných delúvií. Na soliflukciu tu poukazujú tak mikroformy reliéfu, t.j. soliflukčné terasy a vlnky, ako aj prítomnosť blokov andezitov vo veľkej vzdialenosti od svahov. Soliflukciou sú premiestnené tiež mocné pokrovy skalných úlomkov, akumulovaných v dnách svahových dolín. Výsledkom sú kamenné prúdy.

Formy antropogénnej modelácie – Sú to najmladšie formy reliéfu. Patria tu násypy, svahové zárezy, kameňolomy a iné. V reliéfe sa najviac prejavujú pozostatky po ťažobnej činnosti, t.j. kameňolomy, štrkoviská, hliniská a pieskovne. Intenzívna ťažobná činnosť na Dubníku spôsobila v minulosti vznik početných foriem banskej modelácie reliéfu. Sú tu zachované staré štôlne, haldy, pingá.



Obr. 10. Pozdĺžny profil Strihoveckým kamenným morom.

1. Andezitové lávové prúdy. 2. Andezitové vulkanoklastiká. 3. Skalný zrub. 4. Akumulácie balvanov – navetralé. 5. Recentná akumulácia kamených balvanov. 6. Prevažne kamenité delúvium. 7. Stromová vegetácia – buky a jedle.

Fig. 10. Schematic section of block field near Strihovec.

1. Andesite lava flows. 2. Andesite volcanoclastics. 3. Roat area. 4. Boulder accumulations – gentle moulder. 5. Recent accumulation of stone boulder. 6. Prevailing stone deluviums. 7. Tree vegetation – beeches and firs.

ETAPY VÝVOJA RELIÉFU

Na základe poznania veku vzniku jednotlivých morfoštruktúr, poznatkov o denudačných procesoch ako aj poznatkov o korelátnych sedimentoch reliéfortvorných procesov môžeme v území vyčleniť viacero etáp vývoja reliéfu, charakteristických špecifickými reliéfortvornými procesmi.

1. **Báden a spodný sarmat** je charakteristický vznikom primárnych vulkanických štruktúr. Tieto sa formovali predovšetkým vo vodnom prostredí.
2. V **sarmate a panóne** sa formoval na okrajoch mediteránneho mora rozsiahly peneplén – planinový povrch, ktorý zrezal staršie vulkanické morfoštruktúry. Zarovnaný povrch tvoril bázu produktov tropického zvetrávania, ako aj akumulácií mladšieho vulkanizmu.

3. Koncom **panónu** dochádza k zvýšeniu humidity klímy a začína sa formovať riečna sieť. Dochádza aj k najvýznamnejšiemu výzdvihu Karpát en block. Jeho odrazom na styku s Panónskou panvou je zvýšenie vulkanickej činnosti. Výstup magmatických hmôt bol kompenzovaný vznikom intenzívne poklesávajúcich okrajových depresí v Panónskej panve.
4. Medzi atickou a rodanskou fázou existuje v **ponte** obdobie tektonického kľudu. Jeho výsledkom je vznik úpätného povrchu – svahovej rovne.
5. Rodanská tektonická fáza (**dak**) je charakteristická opätovným výzdvihom Karpát. Ten je doprevádzaný poklesom centrálnych častí Panónskej panvy.
6. V období **vrchného pliocénu – rumanu** sa v období tektonického kľudu začína formovať nová riečna sieť – poriečny povrch.
7. **Kvartér** je charakteristický neotektonickým výzdvihom vo valašskej fáze a klimatickými zmenami s dominanciou chladnej klímy. Výsledkom týchto procesov je vznik riečnych terás, kryopedimentov a kryoglacis, svahových delúvií, náplavových a suťových kužeľov, kryoplanačných terás, mrazových zrubov a zosuvov.

V neovulkanických pohoriach východného Slovenska je zachované celé spektrum makroforiem reliéfu. Vystupujú tu tak pôvodné vulkanické morfoštruktúry, ako aj formy vulkanotektonické, predstavujúce pôvodný vulkanický reliéf tektonicky rozčlenený v dielčie hrastové a grabenové morfoštruktúry. Vzniká tu teda možnosť detailne študovať celý rad endogénnych procesov formujúcich vulkanické pohoria Karpát, ako aj procesov exogénnych ktoré podmienili ich následné rozrušenie.

Literatúra:

1. BACSÓ, Z. (1979): Neovulkanické formácie Vihorlatu a ich vzťah k tektonike a epigenetickej mineralizácii. Miner. slov. 11, s. 21-53.
2. BACSÓ, Z. (1986): Geologická stavba a zlomové štruktúry stratovulkánov Vihorlatských vrchov. Miner. slov. 18, s. 97-120.
3. BÁDEA, L.- NICULESCU, G.- SENCU, V. (1976): Harta geomorphologica. Institutul de Geografie.
4. BAŇACKÝ, V. (1988): Geologická mapa severnej časti východoslovenskej nížiny 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava.
5. BAŇACKÝ, V. (1988): Geologická mapa južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava.
6. BURIAN, J.- SLAVKAY, M.- ŠTOHL, J.- TZSÉR, J. (1985): Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. Alfa, Bratislava.
7. ČECH, F. (1982): Ložiská palív – vzťah k hlbínnej stavbe Panónskej panvy a Karpatského oblúka. Západné Karpaty – Geológia 8. GÚDŠ Bratislava.
8. DZUROVČIN, L. (1988): Vulkanické centrá a ich morfológický prejav v strednej časti Slanských vrchov. Geografický časopis 40/3., s. 243-252.

9. DZUROVČIN, L. (1989): Morfológia vulkanických telies v strednej časti Slanských vrchov. *Geografický časopis* 41/2., s. 226-233.
10. DZUROVČIN, L. (1989): Reliéf vulkanického masívu Mošník v Slanských vrchoch. *Zborník referátov z geografického seminára. Prešov.* s. 7-11.
11. DZUROVČIN, L. (1990): Produkty svahovej modelácie v strednej a južnej časti Slanských vrchov. *Geografický časopis* 42/2., s. 172- 188.
12. DZUROVČIN, L. (1990): Geomorfologická analýza strednej časti Slanských vrchov. Kandidátska dizertačná práca. *Archív Geografického ústavu SAV.,* s. 161.
13. DZUROVČIN, L. (1993): Analýza foriem reliéfu vulkanického masívu Bogota v Slanských vrchoch. *Zb. Vsl. múz. v Košiciach XXXIV – Prír. vedy,* s. 39-49.
14. DZUROVČIN, L. (1993): Reliéf vulkanických pohorí východného Slovenska a možnosti jeho využívania a ochrany na príklade Slanských vrchov. *Ochrana prírody* 12, s. 139-163.
15. DZUROVČIN, L. (1994): Príspevok k poznaniu procesov a časového priebehu zarovnávanía v slovenských Karpatoch – ich vzťah k neotektonickým fázam a paleogeografickému vývoju v Paratethýde. *Mineralia slovaca* 26, s. 126-143.
16. DZUROVČIN, L. (1995): Volcanic and tectonic activities and their contribution to the relief of Eastern Slovakia. *Environment and Quality of life. RC IGU. CD-ROM, Albertina Icome Praha.*
17. DZUROVČIN, L. (1997): Morfoštruktúry slovenskej časti Karpát a ich formovanie v rámci Neoeurópy. in.: *Krajina Východného Slovenska v odborných a vedeckých prácach. Zb. ref., Prešov.* s. 137-144.
18. GOFŠTEJN, I. D. (1964): Neotektonika Karpat. *AN. USSR. Kiev.*
19. CHLUPÁČ, I. (1960): Československá stratigrafická terminológia. *Věst. Ústř. Úst. Geol.* 35/2. Praha. s. 95-110.
20. CHLUPÁČ, I. (1978): Zásady československej stratigrafickej komisie (2. Vydanie). *Věst. Ústř. Úst. Geol.* 53/6. Praha. s. 321-331.
21. KALIČIAK, M. (1980): Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu v oblasti Zlatobanského vulkanického aparátu. *Mineral. slov.* 12/1, s. 1-25.
22. KALIČIAK, M. (1988): Geologická stavba stratovulkánu Strechový vrch v Slanských vrchoch. *Mineral. Slov.* 20/5, s. 417-434.
23. KALIČIAK, M. – KONEČNÝ, V. – LEXA, J. (1986): Paleovulkanologická rekonštrukcia stratovulkánov Vihorlatu a Popriečneho. *Regionálna geológia Západných Karpát. Správy o geologických výskumoch GÚDŠ. Bratislava.* s.123-126.
24. KALIČIAK, M. – REPČOK, I. (1987): Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov severnej časti Slanských vrchov. *Mineralia Slovaca – 5.,* s. 401-416.
25. KALIČIAK, M. – KONEČNÝ, V. – LEXA, J., KONEČNÝ, P. (1995): Geologická stavba Vihorlatských vrchov. *Západné Karpaty, sér. Geol.* 18. s. 18-93.

26. KALIČIAK, M., JANOČKO, J., JETEL, J., KAROLI, S., PETRO, L., ŠPIŠÁK, Z. (1992): Geologická mapa severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava.
27. KALIČIAK, I. M. – ŽEC, B., (1995): Review of Neogene volcanism of Eastern Slovakia. *Vulcanologica* – Vol. 7 (2), s. 87-95.
28. KVIŤKOVIČ, J. (1961): Príspevok k poznaniu neotektonických pohybov vo Východoslovenskej nížine a priľahlých oblastiach. *Geogr. čas.* 12/3, s. 176-194.
29. KVIŤKOVIČ, J. (1965): La jeune tectonique et son reflet dans le relief sur l'exemple de l'arc volcanique de Vihorlat-Popričny et la plaine de l'Est. *Geogr. Polon.* – 9,
30. KVIŤKOVIČ, J. (1968): Die geomorphologischen verhältnisse im No-teil des Ostslowakischen Tieflandes. *Würzburger geographische Arbeiten.* 22/III. Würzburg, s. 1-25.
31. KVIŤKOVIČ, J., HARMAN, M. (1962): Niekoľko poznámok o výskyte kôry zvetrávania a jej vzťahu k reliéfu v podhorí sopečného oblúka Vihorlat-Popričný. *Geogr. čas.* 13/3, s. 213-228.
32. KVIŤKOVIČ, J., VANKO, J. (1972): Súčasný pohyby zemskej kôry v oblasti východného Slovenska. *Geogr. čas.*, 24/2, s. 151-163.
33. KVIŤKOVIČ, J., PLANČÁR, J. (1975): Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbínnej geologickej stavbe Západných Karpát. *Geogr. čas.* 27/4, s. 309-325.
34. LACIKA, J. (1993): Morfoštruktúrna analýza Poľany. *Geografický časopis*, 45, 2-3, Bratislava, s. 233-250.
35. LACIKA, J. (1994): Príspevok k poznaniu veku zarovnaných povrchov v Slovenskom stredohorí. *Geographia Slovaca*, 7, Geografický ústav SAV Bratislava, s. 81 – 102.
36. LACIKA, J. (1995): Zarovnané povrchy Kremnických vrchov. *Zborník Reliéf a integrovaný výskum krajiny.* UPJŠ, Prešov, s. 49-57.
37. LACIKA, J. (1997): Neogene Paleosurfaces in the Volcanic Area of Central Slovakia. Paleosurfaces: recognition, reconstruction and environmental interpretation. *Geological Society of London, Special Publication Series*, No. 120, London, s. 203-220.
38. LACIKA, J. (1997): Morfoštruktúry Kremnických vrchov. *Geografický časopis*, 49, 1, Bratislava, s. 19-33.
39. LEXA, J., KONEČNÝ, V., KALIČIAK, M., HOJSTRIČOVÁ, V. (1993): Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu v priestore a čase. In: Rakús, m., Vozár, J., (ed): *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát.* GÚDŠ, Bratislava. s. 57-69.
40. LUKNIŠ, M. (1972): Reliéf. In. *Slovensko II – Príroda.* Red. M. Lukniš. Bratislava, Obzor, s. 124-202.
41. MAHEL, M. (1986): Geologická stavba Československých Karpát. *Paleoalpínske jednotky – 1. Veda*, Bratislava.

42. MALGOT, J. (1975): Gravitačné deformácie svahov na okrajoch vulkanických pohorí Slovenska. *Geografický časopis* 27/3., s. 216-226.
43. MAZÚR, E. (1964): Intermountain basins – a characteristic element in the relief of Slovakia. *Geogr. čas.* 16/2, s. 105-126.
44. MAZÚR, E. (1965): Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements. In: Mazúr, E. (red.): *Geomorphological problems of Carpathians*. SAV, Bratislava, s. 9-54.
45. MAZÚR, E. (1979): Morfoštruktúry Západných Karpát a ich vývoj. *Act. fac. Un. Com. – Geographica* 17, s. 21-30.
46. MAZÚR, E.- ČINČURA, J.- KVITKOVIČ, J. (1980): Geomorfológia. in. *Atlas SSR. Slovenská kartografia*, Bratislava.
47. NEMČOK, A. (1982): Zosuvy v Slovenských Karpatoch. Veda, Bratislava.
48. NEMČOK, A., PAŠEK, J., RYBAŘ, J. (1971): Dělení svahových pohybů. *Sb. geol. věd – Hydrogeologie a inž. geologie*, s. 77-97.
49. PÓKA, T. (1988): Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region: changes in chemical composition and its relationship to basin formation. In: Royden, L., Horváth, F. (ed): *The Pannonian Basin. A study in basin evolution*. Am. Ass. Petroleum. Geol. Mem., 45. s. 257-276.
50. SENEŠ, J. (1954): Geologická stavba územia medzi Hanušovcami a Juskovou Voľou na východnom úpätí Prešovsko-Tokajského pohoria. *Geol. Sborník* V/1-4.
51. SENEŠ, J. (1955): Výsledky geologického výskumu na území medzi Kokošovcami a Rankovcami na západnom úpätí Prešovsko-Tokajského pohoria. *Geol. Práce – Zprávy* 4.
52. SENEŠ, J. (1957): Vzťahy neogénneho vulkanizmu ku geotektonickej stavbe východného Slovenska. *Geol. Sborník* VIII/1.
53. SLÁVIK, J. (1968): Chronology and tectonic background of the neogene volcanism in eastern Slovakia. *Geologické práce – Správy* 44-45, s. 199-215.
54. SLÁVIK, J. (1974): Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v neoeurópe. *Manuskript, Geofond*, Bratislava.
55. STEGENA, L. (1975): Plattentektonik, Tethys und das Ungarische Becken. in. *Tectonic Problems of the Alpine System* (ed. M. Mahef). Veda, Bratislava. s. 87-108.
56. SZÉKELY, A. (1982): Vergleichende vulkanische Mittelgebirgforchung in Ungarn. Ein Beitrag zur morphostrukturellen Gliederung. In: *Ungarn – Deutschland Studien zu Sprache, Kultur, Geographie und Geschichte*. Hamburg, s. 207-238.
57. ŠVAGROVSKÝ, J. (1953): Sladkovodný neogén na úpätí vulkanického masívu Drahov. *Geol. sbor.* 4/1-2, s. 331-352.
58. ŠVAGROVSKÝ, J. (1955): Geologické pomery juhovýchodnej časti Košickej kotliny. *Geol. práce – Zprávy* 4, s. 3-31.

THE ORIGIN AND RELIEF SHAPING OF THE EAST SLOVAKIA NEOGENE VOLCANIC MOUNTAINS

INTRODUCTION

The Neogene volcanic mountains border, predominantly, the northern margin of the Pannonian basin, and, to a smaller extent, created part of its interior. The West Carpathians are formed by the Slovakian middle mountains and by the volcanic arc Matra-Slanské vrch Mts. The volcanoes of the Slovakian middle mountains are in Slovak territory and the main parts of the Matra-Slanské vrchy Mts. volcanic arc are in Hungarian territory. The East Carpathian volcanic ridge built the Vihorlat-Gutinské vrchy Mts. and the powerful volcanoes Calimani-Giurgiu-Harghita. The main parts of the East Carpathian volcanic arc are in Romanian territory, with their northern mountains bordering the Ukraine and Slovakia in the south margin of the flysch zone (Fig. 1).

THE MORPHOSTRUCTURE OF EAST SLOVAKIA NEOVOLCANIC MOUNTAINS

In the contemporaneous relief of Eastern Slovakia we may distinguish the active tectonic morphostructures (horsts) from the original stratovolcanoes. These are in different stages of destruction. The volcanic bodies – (volcanic domes and adventive volcanoes) are bound to the important faults.

– The oldest morphostructures of the territory are the **volcano-tectonic forms**. They exist as *horsts* and as *grabens*. Their origin is the result of neotectonic movements from the Sarmatian and Pannonian when the original peneplain decomposed. Volcano-tectonic structures are made from volcano-sedimentary layers. Typical for these structures is the alternation of thick lava flows and layers of Neogenous clays and sands. In the North – Šimonka and Vihorlat massif, and in the South – Veľký Milič massif, volcano-tectonic structures are built up mostly by the volcanic materials. Clay layers are situated here only rarely on the surface of the peneplain from Badenian and lower Sarmatian.

– **Andesite stratovolcanoes** (Fig. 2) are made up by the rest of the volcanic mantle, and by the central intrusions – plugs also. The mantle is formed from andesite lava flows, which alternate with pyroclasticum. Lava flows are thick, up to 30 metres. They are oriented periclinally in the direction of the volcanic cones. Pyroclastics are more sorted, and lava flows thicker in the direction of inclination of volcanic cones. The central intrusions present deeply ungrained, massive bodies – plugs, which fill up the eruptive vents. Plugs are formed by the andesite diorite porphyres. Hydrothermal alternations are frequent here. Central intrusions are situated mostly in the centres of erosion calderas. If a volcanic mantle is intensively destroyed, the plugs are extensively exhumated, and rise over the rest of the volcanic mantles. The erosion calderas reach dimensions of from 2 to 6 kilometers. Their slopes are steep, and are destroyed by block movements. From the geomorphological aspect they are distinguished by the concentric valley networks.

Adventive volcanoes and extrusive domes are found on the borders of volcanic massifs. They follow significant faults, along which the underlying rocks of volcanic accumulations were destroyed in the independent horsts and grabens.

– **Adventive volcanoes** crop out at the foot of powerful stratovolcanoes. They are built up from pyroclasticum, to a smaller extent from the lava flows, and are mostly destroyed nowadays. In the relief they are represented by necks and by remains of the volcanic mantles. The necks are created by the striking conical bodies from the andesites. The andesites have pillar-like, or fan-shaped internal structures. The mantles were preserved only partly on the border of necks.

– **Extrusion domes** – also volcanic domes (Fig.3) are made up from the acidic andesites, andesitodacites and rhyolites. They have massive, fan-shaped, conical and onion shaped internal structures. The volcanic domes form conical or cupola-shaped bodies which are arranged in a line along the important faults. The compounded extrusion domes originate the crossing of main faults. The average size of simple volcanic domes, i.e. conical or cupola-shaped bodies, is about 500 m, maximum 1.5-2 km. Their relative altitudes are from 80 to 450 m. The compounded volcanic domes (extrusive complexes) extended a few square kilometers.

The Slanské vrchy Mts. are built up by the independent massifs from North to South, which are separated from each other by the gaps. During the volcanic or volcano-tectonic activity arose the intravolcanic basins among the individual volcanic morphostructures, these were modelled by fluvial erosion and slope processes.

THE MORPHOSCULPTURE OF EAST SLOVAKIA NEOVOLCANIC MOUNTAINS

The exogenous modelation began in the time of the creation of the volcanic and tectonic morphostructures. They were exemplified by the processes of weathering, slope processes, processes of planation, slope erosion and landslides. These processes transformed the original volcanic reliefs to the present day forms. The results are the levelled surfaces, valleys, the forms of periglacial modelation, landslides and slope sediments.

The **levelled surfaces** were studied in detail and described in the territory (Dzurovčin 1990, 1994). Three generations of levelled surfaces + foot plain – glacis were distinguished on the basis of their absolute and relative heights. They were created in the neotectonic stage during periods of stable regional development. The levelled surfaces in the West Carpathians are exposed in the top parts of single morphostructures, as outliers on the levelled surfaces of large dimension and to no great degree at the slopes respectively, and as footplains at the borders of the Carpathians (Fig 4). The stages of stable regional development were distinguished by the processes of abrasion, accumulation, weathering, and by the resulting pedimentation. From the heterogeneous milieu, the levelled surfaces of identical stages of regional development were formed by the interaction of multiple processes: in the sea and limnic milieu by accumulation, on their borders by abrasion, at the continent by pedimentation and peneplanation. In the Neoalpine development of the Slovak Carpathians we may distinguish two phases of conti-

mental evolution – the After-Laramide and the Neotectonic. In these phases the geomorphological processes would have applied. In that context there existed more stages of stable regional development than the levelled surfaces could have created. They are the stages of relative tectonic stability between the Laramide and Pyrenean orogenic phase, between Styrian and Attic, Attic and Rhodanian, and between the Rhodanian and Valachian orogenic phases. The single stages of stable regional development are characteristic of specific levelled surfaces. The young Miocene stratovolcanoes covered the oldest planed relief, which in the present day have been built up in the form of a high plain. This fact enables the dating of the formation of the initial relief (peneplain) to Badenian till Pannonian. The last uplift of the Carpathian arc stimulated the formation of the slope and foot plains – slope level (Pontian), -river level (Upper-Pliocene), -glacis (Pleistocene).

Valleys (Fig. 5). The riverine basin was formed in the Pannonian by the assemblage of a humid climate, and by the gradual regression of the Neogene sea. The river valleys drain partly older tectonic valleys, which were formed on the volcanic slopes in the arid climate of the Sarmatian and lower Pannonian. The volcanic mantles are deeply sliced by the single streams, which partly denude the contact area of rigid volcanic rocks with plastic rocks of volcano-sedimentary layers. The intensity of the denudation processes are connected to the external structure of rocks in the individual mountains and by their geomorphological (i.e. erosion and weathering) resistance. These were most prevalent in a few resistant rocks, which built the eruption vents. These were transformed in the erosion calderas by river erosion. Likewise remodeled was the intravolcanic basin, built by a few resistant neogene sediments. The valley networks on the volcanic and horst slopes was predominantly on the fault line. In the horst morphostructures are frequently consequent and resequent valleys, deep slices in the original forms. On the volcanic slopes was formed the radial valley networks, which destroyed the original slopes of the volcanic mantles.

Landslides it was modelled from an investigation of the slope processes, predominantly mass creep, slides and rock fall (Dzurovčin 1990). Geological structures of the area are characterised by two complexes with conspicuous differences in strength characteristics: the lower soft complex and the upper hard complex (Nemčok 1982). The result is an origin of favourable structures for the development of the block movements. The resulting forms border almost continually the margins of the mountains (Malgot 1975) and erosion calderas in the present day. The deep erosion which rivers make, stimulated, first of all, the neotectonic movements, but also, the intense weatherings. The weathering products were also moved by the sliding, falling and solifluction processes.

Práca vznikla v rámci grantového projektu VEGA: Podiel endogénnych a exogénnych procesov na formovanie reliéfu a morfoštruktúrneho plánu čergovsko-beskydského flyšu (Nízke Beskydy, Čergov). Ved. projektu: Doc. RNDr. Ján Harčár, CSc.

Recenzenti: RNDr. Ján Lacika, CSc.

Doc. RNDr. Zdenko Hochmuth, CSc.