

geography, British landscaping, Central European landscape planning), which are being introduced by different authors, and are not the definite landmarks for defining its nature.

As seen from the environmental practice, where landscape ecology is its scientific basis, its nature is determined by its goal - environmental protection. According to the ecologist Naveh (1995) its mission is the contribution to the realization of urgently needed environmental revolution, and lies in resolving the critical land use conflicts between human society and its landscape. A similar opinions were published by geographers, e. g. Leser (1976): the goal of landscape ecology lies in investigation of the Earth's spaces as ecosystems, nevertheless not for science, but in regard to the land use (sustainability) and their maintaining by the society. It prepares information on practical dimensions of landscape ecosystems. Similar statements were presented by Bastian, Schreiber (1994), Opp (1994), Miklós (1996), Drdoš (1996), etc.

The perspectives of landscape ecology are promising, because more and more scientists dealing with the environmental issues - sustainability, biodiversity, land use, etc. are interested in it. The indicator of its rapid and extensive development is also a series of workshops, publications and growing numbers of research institutions both at the universities and environmental practice.

**Recenzovali:** Prof. Ing. Rudolf Midriak, DrSc.

Prof. RNDr. Florin Žigrai, CSc.

## VÝVOJ RELIÉFU STRATOVULKÁNOV VÝCHODNÉHO SLOVENSKA

*Ladislav DZUROVČIN*

**Abstract:** *We may divided relief evolution into several stages - by the knowledges of the origin and the age of single morphostructures, by the knowledges of the denudation processes and by the knowledges of the age of correlation sediments of the relief-creating processes, which are characterized by specific processes which formed the region. Volcanic activity was manifested by the more independet generation. The processes of erosion and planation alternated here. These take over the advancing or stable development of region. Contemporary relief are the result as influence the specific tectonic processes, as climatic oscillations in time and space.*

**Key words:** *neogene volcanoes, pelegeographical evolution in the Neogene*

### ÚVOD

Vznik a vývoj vulkanického reliéfu dosiaľ v publikáciách analyzovaný nebol. Bol však zahrnutý v súbornejších štúdiách o vývoji reliéfu Západných Karpát - Mazúr (1963, 1964, 1965,

**RNDr. Ladislav Dzurovčín, CSc.**

*Katedra geografie a geokológie Fakulty humanitných a prírodných vied Prešovskej univerzity, Ul. 17. novembra 1, 081 16 Prešov.*

1979), Lukniš (1964, 1972), Kvitkovič a Plančár (1975). Lukniš et al. (1964) v hrubých rysoch charakterizuje vývoj západnej časti Slanských vrchov.

**Geomorfologický vývoj** sledovaného územia je odrazom celkových paleogeografických zmien počas neogénu a kvartéru. Poukazuje na to vek hornín tvoriacich litologický obsah jednotlivých foriem.

Analýzu geomorfologického vývoja reliéfu som uskutočnil na základe poznania základných črt paleogeografického vývoja územia, súčasných poznatkov o stratigrafii neogénu a vulkanizme Západných Karpát, ako aj veku jednotlivých foriem.

**Základnými faktormi** formovania reliéfu vulkanických oblastí sú aktívne tektonické pohyby, spojené s vulkanizmom a denudačnými procesmi. Intenzita, časový priebeh a trvanie týchto procesov v konečnom dôsledku podmieňujú aj charakter súčasného reliéfu. Významnú úlohu tu hrá aj paleoreliéf, fungujúci ako báza vulkanických výlevov, ktorý podmieňuje formovanie hrubej geologickej štruktúry oblasti. Aktívne tektonické pohyby spojené s vulkanizmom formovali morfoštruktúru územia, denudačné procesy jeho morfoskulptúru. Geomorfologický vývoj územia predstavuje teda výsledok neustáleho, veľmi zložitého pôsobenia endogénnych a exogénnych síl. Zatiaľ čo formovanie morfoštruktúry bolo podmienené nerovnakým priebehom vulkanickej a tektonickej aktivity, formovanie morfoskulptúry tiež paleoklimatickými pomermi, ovplyvňujúcimi denudačný proces v danom území.

#### GEOLOGICKÁ STAVBA NEOGÉNNYCH VULKANICKÝCH POHORÍ A ICH FORMOVANIE

**Vulkanická činnosť** sa na východnom Slovensku 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 a Repčok (1987), Kaličiak a Žec (1995). V závislosti od veku sa menilo aj minerálne zloženie vulkanitov (Lexa et al., 1993). Ryolitovo-ryodacitový, kyslý vulkanizmus areálového 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 platne. 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 vzd'ľovania dochádzalo k intrabazénovému rozpínaniu (spreading), čo bolo doprevádzané intenzívnou zlomovou tektonikou, a diapírovou anatexiou plášťa. 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 synvulkanická a postvul-

kanická 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. Synvulkanická a postvulkanická tektonika rozčlenila územie na 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 štruktúrálnej 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).

**Magmatické masy** prenikajúce na zemský povrch utuhli buď blízko pod povrchom, a vytvorili telesá doskovitých tvarov reprezentujúce pravé či nepravé žily, a mohutné telesá lalokovitých, alebo sa vyliali vo vodnom resp. suchozemskom prostredí. Lávy utuhnúť 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 – planinovú roveň (Dzurovčin 1994) 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 Popriechneho. Keďže deštrukčné procesy tu neboli tak intenzívne, pôvodné vulkanické štruktúry si i v súčasnosti zachovali svoje primárne kužeľovité tvary. 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.

## ETAPY TEKTONICKÉHO VÝVOJA

Tektonické pohyby mali vplyv tak na priestorové rozmiestnenie a časový vývoj jednotlivých vulkanických aparátov, ako aj na ústupové fázy a vysladzovanie neogénneho mora. V sledovanom území sa prejavili predovšetkým vo forme etapovitého výzdvihu Karpatskej sústavy a zaklesnutia Panónskej panvy. Tieto pohyby prebiehali pozdĺž hornádskeho zlomového systé-

mu a peripieninského lineamentu. Hlavná masa vulkanitov Slanských vrchov sa nakopila na križovaní disjunktívnych porúch, pozdĺž ktorých došlo k rozlámaniu územia na dielčie kryhy. Vulkanity Vihorlatu sú na lineárnych zlomoch smeru SV-JZ a SZ-JV. V priebehu tektonického vývoja územia môžeme rozlíšiť:

- a. Obdobie vulkanicko-tektonickej aktivity *bádeno až spodného sarmatu*. Vulkanická činnosť prebiehala v morskom až brakickom prostredí, vo forme prevažne kyslého vulkanizmu - Seneš (1980), Kaličiak a Repčok (1987). Vulkanické štruktúry sa viazali na križovanie zlomov, pozdĺž ktorých dochádzalo k rozpadu neogénnej panvy - Slávik a Konečný (1972). Abrazívnymi procesmi boli tieto štruktúry intenzívne zarovnávané.
- b. Obdobie vulkanicko-tektonickej aktivity *stredného a vrchného sarmatu*. Vulkanická činnosť prebiehala v brakickom, ale prevažne terestickom prostredí - Seneš (1980). Jej výsledkom sú andezitové stratovulkány. Tie na severe nasadajú na relatívne ploché predsarmatský reliéf, na juhu vystupujú z plytkých lagún. V centrálnej časti neogénnej panvy pokračuje subsidencia.
- c. Obdobie vulkanickej aktivity *panónu*. V spodnom panóne dochádza k záverečným fázam vulkanickej aktivity a jej postupnému vyznievaniu - Kaličiak a Repčok (1987), Kaličiak a Žec (1995). Vulkanická aktivita prebiehala v terestickom prostredí - Seneš (1980).
- d. Obdobie tektonickej mobility - *atická fáza* horotvorných pohybov. Pre atickú fázu udávajú Mazúr (1964), Mazúr a Činčura (1975) v oblasti Západných Karpát vykľutie en bloc. Tento pohyb bol však vnútorne diferencovaný. V tom istom období je pozorovaný pokles Panónskej panvy oproti Karpatom - Janáček (1959), Kvitkovič (1961) a iní. Tento pokles je badateľný v priebehu celého neogénu. Baňacký (1987) poukazuje na znižovanie tektonickej aktivity od konca sarmatu. Podobne ako v oblasti Západných Karpát, aj v Panónskej panve boli tektonické pohyby vnútorne diferencované.
- e. Obdobie tektonického kl'udu medzi *atickou a rodanskou fázou*. Mazúr (1964), Mazúr a Činčura (1975) kladú do tohoto obdobia vznik stredohorskej rovne, ktorá sa formovala v priebehu panónu. Podľa súčasnej stratigrafie neogénu - Chlupáč (1978) je toto obdobie radené do pontu. Vzhľadom na krátke obdobie tektonického pokoja (1,5 mil. rokov) sa tu vytvoril len nešíroký pediment - svahová roveň (Dzurovčin 1994).
- f. Obdobie tektonickej aktivity - *rodanská fáza* horotvorných pohybov. Pre rodanskú fázu udáva Mazúr (1964) nové celkové vykľutie Západných Karpát, s oveľa významnejšou vnútornou diferenciáciou. V panónskej panve pokračuje subsidencia.
- g. Obdobie tektonického kl'udu - *vrchný pliocén*. Podľa Baňackého (1987) došlo v priebehu pliocénu k čiastočnému upokojeniu tektonickej aktivity na okrajoch neogénnej panvy. V relatívne stabilných územiach Západných Karpát došlo k zjednoteniu pozdĺžnych profilov riek, čím sa ich dna začali rozširovať za vzniku rôzne širokých pedimentov - Lukniš (1964), Mazúr (1964).
- h. Obdobie tektonickej aktivity - *valašská fáza* horotvorných pohybov (vrchný pliocén - kvartér). Táto fáza predstavuje podľa Mazúra (1964) už len slabšie vykľutie a slabšiu vnútornú diferenciáciu Západných Karpát. Kvartérna tektonika Východoslovenskej nížiny sa prejavila jej pokračujúcou diferencovanou subsidenciou, ktorá len lokálne naväzuje na sieť neogénnych zlomov - Baňacký (1968, 1987).

### ETAPY PALEOKLIMATICKÉHO VÝVOJA

V období neogénu a kvartéru sa menil tiež paleoklimatický režim oblasti, podmieňujúc tak vývoj morfoskulptúry:

- A. V období *bádenu* prevláda tropická klíma, počas ktorej dochádzalo k zmenám jej humidity od humidných, cez semiaridne až po aridne podmienky - Činčura (1970). Počas tohoto obdobia sa v území akumulujú vrstvy solí a sádrovca - Seneš (1980).
- B. V období *sarmatu* prevládala klíma charakteristická pre savany a stepi. V rámci humidity badať výkyvy od humidných po aridne podmienky - Činčura (1970).
- C. V období *vrchného sarmatu a panónu* prevláda subtropická, stredne humidná, až humidná klíma. V tomto období dochádza k hlavnej fáze kaolinického zvetrávania na Slovensku - Kraus a Hano (1976). Vo vysladených jazerných panvách vznikajú polohy lignitov a uhlia - Seneš (1980).
- D. V období *pontu* predpokladá Činčura (1970) pokles teplôt pri ešte pomerne vysokej humidite tohoto obdobia. Proces zvetrávania sa oproti panónu zoslabil. Vo Východoslovenskej nížine sa na báze panónu nachádzajú kaolinové íly, ktoré sa radia do rumanu - Kraus a Šamajová (1978). Existencia pontu je tu však stále diskutovaná.
- E. V období *daku a rumanu* prevládala mierna semiaridná klíma - Činčura (1970). Oproti panónu a pontu sú ílové formácie oveľa zriedkavejšie. V *pleistocéne* dochádza k postupnému ochladzovaniu klímy, ktoré prerušovali teplé periódy. Na studené výkyvy sa vo všeobecnosti viažu suché a na teplé výkyvy vlhké obdobia - Ložek (1973). Holocén je charakteristický otepľovaním, ktoré vrcholí v boreáli teplou, mierne humidnou kontinentálnou klímou - Ložek (1973).

### GENÉZA KARPATSKÉHO VULKANIZMU

Zákonnosťami genézy a pozície karpatského vulkanizmu sa venovali viacerí autori. Jeho vznik odvodzovali od tektonickej mobility a morfotektonického stvárnenia Západných Karpát, respektíve sa pokúšali aplikovať všeobecné teórie vývoja orogénnych oblastí.

- Podľa starších prác (Kuthan 1948) sa vulkanická činnosť v Karpatoch viaže na záverečné štádium vývoja karpatskej geosynklinály, na dobu vyznievania orogenetických fáz. Takýto vulkanizmus sa z hľadiska vývojových etáp nazýva vulkanizmom subsekventným, jeho záverečná etapa vulkanizmom finálnym. Rittman (1942), Bemmelen (1935) nazývajú takýto vulkanizmus undačným.
- Slávik et al. (1968), Ďuratný et al. (1968), Slávik a Konečný (1972), Mahel' (1978) konštatujú, že vývoj subsekventného vulkanizmu prebiehal v období relatívnej horizontálnej stabilizácie pohybov kôry v oblasti západokarpatskej geosynklinály, t.j. v období, keď sa orogénne zázemie rozpadávalo na bloky so samostatnými vertikálnymi pohybmi izostatického rázu. Vývoj a rozšírenie vulkanizmu, jeho migrácia logicky sledujú tektonické rozhranie týchto blokov.
- Začiatkom sedemdesiatych rokov sa urobili prvé pokusy aplikovať teóriu novej globálnej tektoniky na vývoj karpatského oblúka v kontexte celej mediteránnej oblasti.
- Radulescu a Sandulescu (1973), Slávik (1974), Balla (1981) vysvetľujú vznik karpatského vulkanizmu ako výsledok subdukcie typu ostrovného oblúka pozdĺž línie peripieninského

lineamentu. Andezitová magma sa generovala anatexiou ponárajúcej sa oceánskej kôry. Výstup magmatických hmôt prebiehal pozdĺž šikmej seizmickej Benioffovej zóny.

- Stegena et al. (1973), Stegena (1975), Póka (1988) vysvetľujú vývoj karpatského oblúka intrabazénovým rozpínaním (spreading). Pohyb bol vyvolaný diapírovým mechanizmom vrchného plášťa. Celkový proces bol v styku s orogénnym oblúkom doprevádzaný vulkanizmom.
- Lexa a Konečný (1974) poukazujú na tesný vzťah karpatského vulkanizmu k tektonickému a štruktúrnemu vývoju panónskeho bazénu, ktorý toho času reprezentuje povrchový prejav diapirického výzdvihu plášťa (astenoféry). Pôvod andezitovej magmy odvodzujú parciálnym natavením a diapírovým výzdvihom kontaminovaného plášťa. Kontamináciu plášťa a začiatok diapirizmu spájajú s dočasnou subdukciou na rozhraní paleogénu a neogénu. Jedným z hlavných podnetov vzniku teórie diapírového výzdvihu je rozdielna mocnosť kôry medzi bazénom a okrajovými orogénnymi pásmami. Mocnosť kôry v bazéne varíruje medzi 22 až 35 km, kým pod flyšovým pásmom je 40 až 60 km - Burian et al. (1985). Mocnosť kôry je teda v opačnom pomere voči súčasným morfológickým depresiám a eleváciám. Najmenšia je pod rovinami panónskeho bazénu. Nepriamym dôkazom je aj anomálny tepelný tok vo východoslovenskej panve.

#### ETAPY VÝVOJA RELIÉFU

Jednotlivé obdobia vulkanickej a tektonickej aktivity, obdobia s rôznym paleoklimatickým režimom som porovnal s vekom jednotlivých foriem a korelátami sedimentami reliéfortvorných procesov. Výsledkom tohoto porovnania sú nasledujúce etapy vývoja reliéfu:

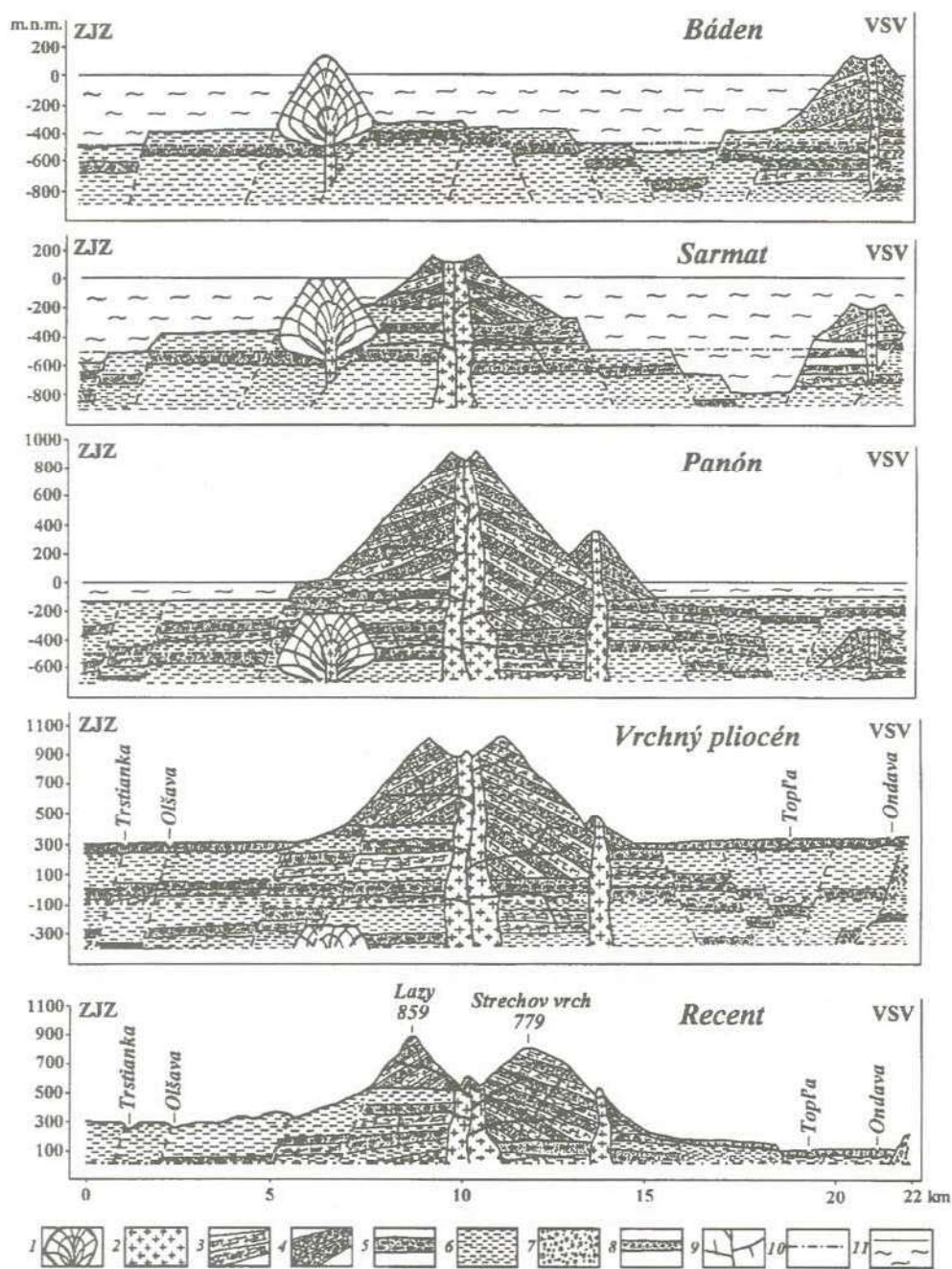
1. V období **bádenu** bola sledovaná oblasť súčasťou neogénneho mora, ktoré zaplavovalo subsidujúci bazén Panónskej panvy. Územia Karpát, ktoré boli pozdĺž peripieninského lineamentu a hornádskeho zlomového systému relatívne vyzdvižené, sú intenzívne rozrušované denudačnými procesmi panujúcimi v tropickej vlhkej klíme. Korelátami sedimentami denudácie sú až cez 1 000 metrov mocné polohy bádenu, zastúpené detritickými sedimentami, ale i pelitmi. Detritické sedimenty sa usadzovali v okrajových častiach bádenského mora vo forme podmorských delít, respektíve ako výplň priekopových prepádlin. Pelity sú charakteristické pre hlbšie časti panvy. Bádenský vulkanizmus vzniklý na križovaní hlbinných zlomov, produkoval predovšetkým ryolity a ich vulkanoklastiká. Jeho výslednou formou boli ryolitové vulkány rozmiestnené v priestore panvy - Zamutov, Žipov, Ptrukša (Slávik 1968), ale aj dómy a subvulkanické telesá. Tie boli prevažne v morskem, na severe tiež v terestickom prostredí. Svedčia o tom polohy ryolitových tufov a tufitov v nižnohrabovskom, vranovskom a lastomírskom súvrství, tiež valúny vulkanických hornín v klčovskom súvrství. Bádenský vulkanizmus Slanských vrchov sa prejavil ryolitovými vulkánmi v oblasti Zlatej Bane, Šťavice, Zamutova, Ošvárskej. Tie sú súčasťou spodnej vulkanickej etáže Slanských vrchov - Slávik a Tözsér (1973), Kaličiak (1980). Koncom bádenu a začiatkom sarmatu bol už reliéf vynorených častí územia značne nivalizovaný. Zarovnávanie prebiehalo tak procesmi abrázie a sedimentácie na okraji neogénneho mora, ako aj procesmi zvetrávania, laterálnej erózie a pedimentácie v kontinentálnych podmienkach. Jeho výsledkom je plochý reliéf spodnej vulkanickej etáže Slanských vrchov. Je súčasťou planinovej rovne (Dzurovčin 1994) - v staršej literatúre opisovanej ako

stredohorská roveň. Korelátym sedimentom zarovňavania sú kaolínové íly vzniklé v tropickej suchej klíme. Patria k hlavnej etape kaolinizácie Západných Karpát, ktorú Kraus a Hano (1976) kladú do sarmatu až panónu, Kraus (1989) bádenu až pontu. Brakickým vývojom vrchného bádenu začína vysladzovanie Panónskej panvy.

2. **V spodnom sarmate** pokračuje subsidencia centrálnych častí Panónskej panvy, postupné vysladzovanie neogénneho mora, a zarovňavanie vynorených území. V tomto období dochádza tiež k ďalšiemu rozčleneniu panvy v sústavu krýh. Pozdĺž hlbinných zlomov dochádza k výlevu vulkanických hmôt. Tie v priebehu stredného a vrchného sarmatu nakopili hlavnú masu andezitových stratovulkánov. Vulkanické uloženiны sú na juhu najprv v subakválnom, neskôr terestickom prostredí, na severe sú terestické. Súvislá reťaz vulkánov vytvára v tomto období bariéru, ktorá rozdeľuje pôvodne jednotný sedimentačný priestor severnej časti Panónskej panvy na sedimentačné priestory Košickej kotliny a Východoslovenskej nížiny. Poukazuje na to tiež rozdielne petrografické zloženie košickej štrkovej formácie (tvorí súčasť stretavského súvrstvia) a pozdišovských štrkov, kde pozdišovské štrky vykazujú absenciu produktov paleozoika a mezozoika Slovenského rudohoria - Matějka et al. (1964). Rozlúpaním pôvodného sedimentačného priestoru Panónskej panvy sa začína aj špecifický geomorfologický vývoj západnej a východnej časti Slanských vrchov, ktorý je priamo závislý od tektonického režimu oblasti. Zatiaľ čo západné časti územia ostali relatívne stabilné s lokálnymi depresiami nevelkých rozmerov, oblasť Východoslovenskej nížiny aj naďalej intenzívne poklesáva. Poklesávajúce časti na východnom úpätí pohoria zaliate morom, boli vyplňané mocnými polohami pelitov s vložkami vulkanoklastík (1 800 m - stretavské súvrstvie, 800 m - kochanovské súvrstvie). Poklesávajúce časti Košickej kotliny sú vyplňané detritmi košickej štrkovej formácie. Tá bola uložená riekami stekajúcimi zo Slovenského rudohoria - Švagrovský (1956). Krížové zvrstvenie štrkov tejto formácie poukazujú na sedimentáciu v rozsiahlej delte. Zarovňavanie vynorených území pokračuje v sarmate rovnakými procesmi ako aj v bádene. I pri znížení priemernej teplôt je klíma stále arídna. Prevláda intenzívne zvetrávanie. Zvetralé masы sú ukladané v príhorských depresiách vo forme mocných pelitických súvrství. Povrch je značne nivelizovaný. Štrky akumulované krátkymi svahovými tokmi pochádzajú takme výlučne z andezitov a ryolitov, ktoré budujú rôzne veľké stratovulkány po okrajoch Východoslovenskej nížiny.
3. **V spodnom panóne** dochádza k záverečným prejavom vulkanickej aktivity Slanských vrchov a jej postupnému vyznievaniu. Vulkanické štruktúry sú dotvorené, a týčia sa niekoľko sto metrov ponad svoje okolie. Svahy vulkánov sú rozbrázdnené početnými barancos. Na okrajoch vystupujú parazitické vulkány a dómatické telesá. Okolie vulkánov sa nachádza v pokročilom štádiu zarovňania. Zarovnané povrchy naväzujú na hladinu neogénneho mora, ktoré sa vo forme zvyškov zachovalo v juhovýchodnej časti Východoslovenskej nížiny a juhozápadnej časti Košickej kotliny. Sú prekryté mocnými pokrovmi zvetralinových kôr. Koncom sarmatu, prevažne však v panóne, dochádza k zvýšeniu humidity klímy. Za jej pričinenia, ale aj pričinenia následných neotektonických pohybov, sa začína formovať riečna sieť a boli položené základy dnešných tokov - Mazúr (1964). Novovzniknuté toky erodovali mocné zvetralinové kôry, pričom ich akumulovali v neogénnom mori (pestré série sečovského súvrstvia, senianskeho súvrstvia, pozdišovských štrkov). Zvetralinové kôry tohoto obdobia zachované in situ, sa na andezitoch Slanských vrchov nevyskytujú, nakoľko

Obr. 1. Paleogeografická rekonštrukcia vzniku vulkanického aparátu Strechov vrch.

Fig. 1. Paleogeographic reconstruction of origin the Strechov vrch stratovolcano.



Popis obr. č. 1

1. Extruzívne telesá, 2. Centrálna intrúzia, 3. Andezity lávových prúdov, 4. Andezitové vulkanoklastiká, 5. Tufity, tufobrekcie, 6. Neogénne sedimenty - íly, piesky, 7. Neogénne sedimenty - štrkové formácie, 8. Kvartérne sedimenty - hlinité a piesčité štrky, 9. Žily, apofýzy, 10. Úroveň súčasnej hladiny mora, 11. Vodné prostredie.

1. Extrusion domes, 2. Central intrusion, 3. Lava flows andesites, 4. Andesite volcanoclastics, 5. Tuffits, tuffobrecia, 6. Neogene sediments - clays and sands, 7. Neogene sediments - gravel formations, 8. Quaternary sediments - loamy and sand gravels, 9. Dykes, 10. Contemporaneous sea level, 11. Water environment.

počas celého obdobia zarovňavania sa reliéf andezitových vulkánov intenzívne vyvíjal. V centrálnych častiach vulkanických aparátov, ale aj na svahoch, sa vytvorili hydrotermálne premenené kôry.

4. **Koncom panónu** dochádza k najvýznamnejším zdvihom Karpát a ich formovaniu do tvaru klenby - Matějka a kol. (1961), Lukniš (1972). Uvedení autori tieto pohyby kladú do rodanskej fázy. Podľa súčasného stratigrafického zaradenia (Chlupáč 1978), vrchnopanónske tektonické pohyby sú zaradené do atickej fázy. Pohyby jednotlivých krýh a zdvihy čiastkových klenieb či hrásti sa diali pozdĺž starších poruchových línií. V sledovanom území sa tento pohyb prejavil celkovým úklonom Slanských vrchov smerom k juhu (v rámci klenbovitého výzdvihu Karpát a okrajových častí Panónskej panvy) a pokračujúcou subsidenciou centrálnych častí Východoslovenskej nížiny (Centrálna depresia). Tieto pohyby zapríčinili zmenu eróznej bázy, čo zapríčinilo vlnu hlbkovej erózie hlavných, ale i vedľajších tokov. Pôvodný zarovnaný povrch bol tak husto rozčlenený dolinnou sieťou.
5. V **priebehu pontu** dochádza k ukludneniu tektonickej aktivity atickej horotvorej fázy. Zníženie tektonickej aktivity doprevádza laterálna erózia tokov. Predovšetkým v blízkom okolí hlavnej eróznej bázy (neogénneho jazera) bolo územie zarovňávané pedimentáciou. Vznikla tzv. svahová roveň (Dzurovčin 1994) - tiež opisovaná ako podstredohorská roveň. Obdobie tektonického kl'udu medzi atickou a rodanskou fázou trvalo len krátko (vrchný pont - spodný dak) a preto zarovnanie postihlo len malé plochy. Obdobie pontu je oproti panónu charakteristické znížením teplôt pri ešte stále vysokej humidite. V tejto klíme sa na plochých formách reliéfu vytvorili málo mocné polohy kaolínových ílov typu fire clay, charakteristické pre najmladšiu fázu kaolinizácie Západných Karpát. Tie sa ako korelátne sedimenty nachádzajú vo vrstvách pontu až rumanu (I. Kraus 1989) Východoslovenskej nížiny.
6. Subsidencia centrálnych častí Východoslovenskej nížiny, ako aj výzdvih Karpát pokračuje aj v **spodnom pliocéne (daku)**. Spodnopliocénne tektonické pohyby radí Samuel (1980) k rodanskej fáze. Ich výsledkom je nová vlna spätnej erózie a ďalšie rozčlenenie územia systémom erózných foriem. Rozrušené masy hornín boli uložené ako čečehovské súvrstvie v hlbších, intenzívnejšie poklesávajúcich častiach panvy. Okraje pohoria sú okrem erózných a denudačných procesov postihnuté intenzívnym zosúvaním, kde sa po plastických vrstvách zosúvajú rôzne veľké bloky a kryhy vulkanických hornín.
7. V **priebehu pliocénu** dochádza k postupnému upokojeniu tektonických pohybov. Hlbkovú eróziu tokov nahradila erózia laterálna, čím sa dná karpatských riek začali rozširovať.

Tento proces prebiehal v sledovanom území predovšetkým v oblasti Košickej kotliny, kedy sa vytvorilo jej vrchnopliocénne dno - Karniš a Kvitkovič (1970). Relatívne stabilné územia na okrajoch Východoslovenskej nížiny boli zarovnávané procesmi pediplanácie. Výsledný pediplén naväzoval na hladinu vrchnopliocénneho jazera. Tento zčasti preformoval aj staršie zarovnané povrchy na okrajoch nížiny - Kvitkovič (1964, 1968, 1995). Vrchnopliocénne obdobie tektonického kl'udu trvalo podobne ako predchádzajúce len krátko, čím nemohlo dôjsť k celkovému zarovnaniu územia. Zarovnané povrchy sa preto vyskytujú len ako rôzne veľké stupne a plošiny na svahoch jednotlivých vulkanických a vulkanotektonických štruktúr. Proces zarovnávanía prebiehal v podmienkach miernej semiarídnej klímy. Výsledné zarovnané povrchy sú ekvivalentom poriečnej rovne opísanej Mazúrom (1964) pre oblasť Západných Karpát. V priebehu pliocénu už bola dotvorená riečna sieť, ktorá sa oproti predchádzajúcim humídnejším obdobiam vyvíjala menej intenzívne. Výrazne sa individualizovali visuté „V“ doliny, nenaväzujúce na popanónsku riečnu sieť.

8. V **staršom pleistocéne** bolo formovanie poriečnej rovne prerušené novými pohybmi valašskej fázy. Tá sa v Karpatoch prejavila len miernym vykľutím a slabšou vnútornou diferenciáciou - Mazúr (1964). Kvartérny vývoj silne ovplyvnený klimatickými osciláciami dotvoril v detailoch formy zdedené z pliocénu. Klimatické oscilácie sa prejavili zmenami teploty a humidity klímy, za prispenia ktorých sa menilo zastúpenie a intenzita dielčích geomorfologických procesov prebiehajúcich v území. Vo vlhkej a teplej klíme interglaciálov prevláda hĺbková erózia, v suchej a chladnej klíme pleniglaciálov je riečna erózia prerušená akumuláciou štrkov. Výsledkom erózných a akumulčných procesov je sústava zložených riečnych terás, vystupujúcich v niekoľkých generáciách ako terasy vysoké, stredné a nízke. Tie sú lokálne deformované kvartérnou tektonikou. Územia mimo dosahu riečnej erózie sú modelované svahovými procesmi. Tak bolo predovšetkým východné úpätie pohoria premodelované procesmi pedimentácie, za vzniku úpätných glacis. Nakoľko sa tieto vyvíjali v periglaciálnych podmienkach za spoluúčasti soliflukcie, sú charakterizované ako kryoglacis. Erózne povrchy terás boli v glaciáloch prekryté akumuláciami náplavových kužel'ov, ktoré podobne ako riečne terasy sú vyvinuté vo viacerých generáciách. Na ukľonených povrchoch kryoglacis sa prívalovými vodami uložili náplavové suťové kužele v 3 až 4 generáciách. Pokračujúca hĺbková erózia naďalej obnažuje plastické vrstvy, po ktorých sa zosúvajú nadložné horniny za vzniku zosuvov blokového typu, a kombinovaných rotačnoplanárných zosuvov. Pri pokračujúcej laterálnej erózii sa pozdĺž tokov rozvíjajú rotačnokryhové zosuvy. Procesmi mrazového zvetrávania boli intenzívne modelované skalné zrubý. Tie sa viažu na odlučné hrany zosuvov, alebo čelá lávových prúdov. Produkty mrazového zvetrávania boli akumulované pod mrazovými zrubmi ako sutinové kužele, osypy, zlomiská a blokoviská. Veľký význam pri modelácii územia v pleistocéne mali procesy soliflukcie. Týmito procesmi boli premodelované depresné formy reliéfu v sústavu úvalín a úvalinovitých dolín. Elevačné formy reliéfu boli premodelované v periglaciálne hôrky a sedlá. Za spoluúčasti soliflukcie sa vytvárali svahové delúviá, v dnách dolín sa akumulovali kamenné prúdy. Mocné deluviálne plášte na úpätí pohoria boli ďalej premiestňované za vzniku soliflukčných úpätných delúvií. Produkty mrazového zvetrávania a soliflukcie vystupujúce v dnešnom reliéfe sa formovali predovšetkým vo würmskom glaciáli, pričom sa čiastočne formujú aj v súčasnosti. Vo würme sa akumulovali tiež sprašové hliny prekrývajúce väčšinu foriem na úpätí pohoria.

9. **Obdobie holocénu** je poslednou etapou formovania sa reliéfu, pretrvávajúcou do súčasnosti. Táto etapa je charakteristická dielčimi neotektonickými pohybmi, t.j. relatívnym zdvihom oblasti, pri ktorom sa v dnách starších dolín tvorili holocénné zárezy, a na úpätí pohoria výmole. Táto vlna erózie spôsobila vznik rotačno-kryhových zosuvov, ktorých aktivizáciu pozorujeme aj v súčasnosti. Na svahoch s mocnou pokrývkou kvartérnych sedimentov dochádza k vzniku rôzne veľkých plošných zosuvov. V dolinách väčších tokov sa v holocéne formujú údolné nivy. Pri vyústení bočných prítokov na plochý reliéf týchto nív vznikli náplavové kužele, formované prevažne z jemného hlinitého materiálu. Toto obdobie je charakteristické tiež významnou antropogénnou modeláciou za vzniku hald, kameňolomov, násypov, štrkovísk, hlinísk, pieskovní.

*Poznámka:* Práca vznikla v rámci grantového projektu VEGA – 1/6206/99: Podiel endogénnych a exogénnych procesov na formovaní reliéfu a morfoštruktúrneho plánu dukliansko-bukoveckého flyšu. Vedúci projektu: RNDr. Ladislav Dzurovčin, CSc.

#### LITERATÚRA

- BALLA, Z. (1981): Opyt vyjasnenija geodynamiki Karpatskogo regiona na baze izvetskogo vulkanizma neogena. In: *geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny V a Z Karpát. Košice*, 113-114.
- BAŇACKÝ, V. (1968): Geological history of the northern part of the east Slovakian lowland in the Quaternary. *Geol. Práce, Zpr.* 44-45, 241-262.
- BAŇACKÝ, V. et al. (1987): Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Východoslovenskej nížiny 1:50 000. *GÚDŠ, Bratislava*, 117.
- BEMMELEN, R., W. (1935): The Undation Theory of the Development of the Earth's Crust. *Rep. of XVI. Int. Geol. Cong. Washington*.
- BURIAN, J.- SLAVKAY, M.- ŠTOHL, J.- TOZSÉR, J. (1985): Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Alfa, Bratislava*, 269.
- ČECH, F. (1982): Ložiská palív - vzťah k hlbínnej stavbe Panónskej panvy a Karpatského oblúka. *Západné Karpaty - Geológia* 8. *GÚDŠ Bratislava*. 146.
- ČINČURA, (1970): Klimatické aspekty nivelizácie reliéfu slovenských Západných Karpát v neogéne. *Geogr. čas.* 22/2, 148-162.
- ĎURATNÝ, S. et al. (1968): Relation of deep-seated structure to the development of subsequent volcanism in central Slovakia. *Geol práce - Zprávy* 44-45. 73-89.
- DZUROVČIN, L. (1993): Analýza foriem reliéfu vulkanického masívu Bogota v Slanských vrchoch. *Zb. Vsl. múz. v Košiciach XXXIV -Prír. vedy*, 39-49.
- DZUROVČIN, L. (1993): Reliéf vulkanických pohorí východného Slovenska a možnosti jeho využívania a ochrany na príklade Slanských vrchov. *Ochrana prírody* 12, 139-163.
- DZUROVČIN, L. (1994): Príspevok k poznaniu procesov a časového priebehu zarovňávania v slovenských Karpatoch - ich vzťah k neotektonickým fázam a paleogeografickému vývoju v Paratethýde. *Mineralia slovaca* 26, 126-143.
- 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*

- CHLUPÁČ, I. (1978): Zásady československej stratigrafickej komisie (2. Vydanie). *Věst. Ústř. Úst. Geol.* 53/6. Praha. s. 321-331.
- JANÁČEK, J. (1959): Stratigrafie, tektonika a paleogeografie východního Slovenska. *Geol. Práce - Zošit* 52. 73-182.
- KALIČIAK, M. (1980): Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu v oblasti Zlatobanského vulkanického aparátu. *Mineral. slov.* 12/1, 1-25.
- KALIČIAK, M.-REPČOK, I. (1987): Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov severnej časti Slanských vrchov. *Mineralia Slovaca* - 5, 401-416.
- KALIČIAK, I. M., - ŽEC, B., (1995): Review of Neogene volcanism of Eastern Slovakia. *Vulcanologica* - Vol. 7 (2), 87-95.
- KARNIŠ, J., KVIKTOVIČ, J. (1970): Prehľad geomorfologických pomerov východného Slovenska. *SPN, Bratislava*, 222.
- KRAUS, I. (1989): Kaolíny a kaolínové íly Západných Karpát. *Západné Karpaty - Mineral., petrogr., geochem., metalogenéza*, Bratislava, GÚDŠ, 287.
- KRAUS, I., HANO, V. (1976): Genetická klasifikácia a vek ložísk minerálov kaolinitovej skupiny v Západných Karpatoch. *Mineral. Slov.* 8/5, 431-446.
- KRAUS, I., ŠAMAJOVÁ, E. (1978): Ílové minerály v sedimentoch východoslovenskej panvy. *Záp. Karp. - Mineral., petrogr., geochem., metal.* - 5, 29-82.
- KUTHAN, M. (1948): Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanické štádiá v severnej časti Prešovských hôr. *Geol. Práce - Zošit* 17, 87-174.
- KVIKTOVIČ, J. (1961): Príspevok k poznaniu neotektonických pohybov vo Východoslovenskej nížine a prilahlých oblastiach. *Geogr. čas.* 12/3, 176-194.
- KVIKTOVIČ, J. (1964): Concerning the basic geomorphological problems of the east Slovakian lowland. *Geogr. čas.* 15/1, 143-159.
- KVIKTOVIČ, J. (1968): Die geomorphologischen verhältnisse im No-teil des Ostslovakischen Tieflandes. *Würzburger geographische Arbeiten.* 22/III. Würzburg, 1-35.
- KVIKTOVIČ, J., PLANČÁR, J. (1975): Analýza morfoštruktúr a hľadiská súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbinej geologickej stavbe Západných Karpát. *Geografický časopis*, 27/4, Bratislava, 309-325.
- LEXA, J., KONEČNÝ, V. (1974): The Carpathian volcanic arc. A. discussin. *Acta geol. Sci. Hung.* 18/3-4. 279-293.
- 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. 57-69.
- LOŽEK, V. (1973): Příroda ve čtvrtohorách. *Praha*,
- LUKNIŠ, M. (1964): Pozostatky starších povrchov zarovnávania v Československých Karpatoch. *Geogr. čas.* 15/3, 289-298.
- LUKNIŠ, M. (1972): Reliéf. In: *Slovensko II - Příroda. Red. M. Lukniš. Bratislava, Obzor*, 124-202.
- LUKNIŠ, M., MAZÚR, E., KVIKTOVIČ, J. (1964): Geomorfologické pomery v rajóne VSŽ. In: *Ivanička, K. (red.). Geografia rajónu VSŽ. SPN, Bratislava*, 45-64.
- MAHEL, M. (1978): Model vývoja Západných Karpát. *Mineral. slov.* 10/1, 1-16.
- MATĚJKA, A. et al. (1961): Tektonický vývoj Československa. *ÚUG, ČSAV, Praha*, 249.

- MATĚJKA, A., et al. (1964): Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Zborov-Košice. *ÚÚG, Geofond, Bratislava*, 254.
- MAZÚR, E. (1963): Žilinská kotlina. Geomorfológia a kvartér. *SAV, Bratislava*, 184.
- MAZÚR, E. (1964): Intermountain basins - a characteristic element in the relief of Slovakia. *Geogr. čas.* 16/2, 105-126.
- 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*, 9-54.
- MAZÚR, E. (1979): Morfoštruktúry Západných Karpát a ich vývoj. *Act. fac. Un. Com. - Geographica* 17, 21-30.
- MAZÚR, E., ČINČURA, J. (1975): Poverchnosti vyravnivaniya Zapadnykh Karpat. *Stud. geom. Carp. Balc.* IX, 27-36.
- 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. 257-276.
- RADULESCU, D. P., SANDULESCU, H. (1973): The plate - tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics* 16. 155-161.
- RITTMANN, A. (1942): Zur Thermodynamik der Orogenese. *Geol. Rundschau*.
- SAMUEL, O. (1980): Chronostratigrafická a synoptická tabuľka. *GÚDŠ, Bratislava*.
- SENEŠ, J. (1980): Paleogeografia neogénu, in.: *Mazúr E. (ed): Atlas SSR. Slovenská kartografia, Bratislava*. 25.
- SLÁVIK, J. (1968): Chronology and tectonic background of the neogene volcanism in eastern Slovakia. *Geologické práce - Správy* 44-45, 199-215.
- SLÁVIK, J. (1974): Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v neoeurópe. *Manuskript, Geofond, Bratislava*. 341.
- SLÁVIK, J., ČVERČKO, J., RUDINEC, R. (1968): Geology of neogene volcanism in East Slovakia. *Geol. Práce - Zprávy* 44-45,
- SLÁVIK, J., KONEČNÝ V. (1972): Vzťahy tektoniky a subsekventného neovulkanizmu Západných Karpát. *Geol. Práce - Správy* 59. 9-38.
- SLÁVIK, J., TÖZSÉR, J. (1973): Geological structure of the Prešovské pohorie mountains, and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. *Geol. zborník - Geol. Carp.* XXIV/1. 23-52
- STEGENA, L., GÉCZY, B., HORVÁTH, F. (1973): Late cenozoic evolution of the Pannonian basin. *Tectonophysics* 26. 71-90.
- STEGENA, L. (1975): Plattentektonik, Tethys und das Ungarische Becken. in: *Tectonic Problems of the Alpine System (ed. M. Mahel'). Veda, Bratislava*. 87-108.
- ŠVAGROVSKÝ, J. (1956): Neogén širokého okolia Košíc. *Geol. práce - Zprávy* 9, 84-102.

## STAGES OF RELIEF DEVELOPMENT OF STRATOVOLCANOES IN THE EAST SLOVAKIA

*Ladislav DZUROVČIN*

### *Summary*

The extensive vulcanism on the border of the Carpathians and Pannonian basin is a result of Miocene tectonic movements. The region of the Pannonian basin was divided along the faults of Carpathian direction, to the system of neotectonic blocks. The crossing of these faults built up supply canals of volcanic eruptions - the eruptive vents. The layers of volcanic rocks were sedimented both in a marine environment and in a terrestrial one. This resulted in the gradual filling of the Pannonian basin. The vulcanism of Eastern Slovakia was demonstrated by eruptions, intrusions and extrusions. The volcanic activity originated in the Egenburgian and finished in the Pannonian (Slávik 1968, Kaličiak and Repčok 1987). The older volcanic structures were planed in Badenian and Sarmatian, and later were decomposed through the tectonic movements. Younger vulcanism, i.e. the vulcanism of the Upper Sarmatian and Pannonian, built up the powerful stratovolcanic cones. These rise as volcanic relicts in contemporary relief too (Dzurovčin 1993). The original volcanic morphostructures were in the Neogene and Quaternary, destroyed by the processes of exogene modelation. The quaternary evolution of the territory took place under the influence of neotectonic movements and climatic oscillations.

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.

We may divide relief evolution into several stages by the knowledge of the origin and age of single morphostructures, by knowledge of the denudation processes and by knowledge of the age of correlations sediments of the relief-creating processes, which are characterized by specific selection processes which formed the region:

The part of Neogene sea was the region of Slanské vrchy Mts. during **Badenian** stage. The Carpathians territory along the Peripieninean lineament and along the Hornád fault was relatively uplifted. It was intensively destroyed by the denudation processes of tropical humid climate. The Badenian vulcanism, originated on the crossing of deep faults. Produced mainly all rhyolite and its volcanoclastics. The rhyolite volcanoes distributed in the Pannonian basin - Zamutov, Ptruška, Žipov - but also the volcanic domes and laccolithes are its result forms. The layers of volcanic rocks were sedimented both in a marine environment and in the North in a terrestrial one. Within the Slanské vrchy Mts. badenian vulcanism manifested by the rhyolite volcanoes in the territory Zlatá Baňa, Šťavica, Zamutov and Ošvárska. The relief of the emerged parts of territory was planed on the late badenian and young sarmatian. They are parts of a plain level. Kaolin clays, originated in tropical arid climate are the correlate sediments of weathering.

The subsidence the central part of Pannonian basin, gradual desalinity of neogene sea and planation of emerged territory continue in the **lower Sarmatian**. Pannonian basin was again

divided along the faults to the system of neotectonic blocks. There was the volcanic effusion and extrusion along the deep faults. Volcanic materials heap up the main mass of andesite stratovolcanoes during the middle and upper Sarmatian. Volcanic sediments are in the marine environment (the top part are in the terrestrial environment) in the South mainly, and in the North they are terrestrial. The barrier, created by the coherent range of volcanoes, divided originally consistent space of the North part of Pannonian basin to the sedimentary space of Košická kotlina basin and sedimentary space of East Slovakian lowland. The planation of emerged parts continued in the Sarmatian by the same processes as in the Badenian. Average temperature are inferior, but there is still an arid climate.

To the final demonstration and gradual sounding the volcanic activity of Slanské vrchy Mts. came in the **lower Panonian**. Volcanic structures are created and are rising some hundred meters above the surroundings. On the slopes of them, there numbers of barancos. There are adventive volcanoes and volcanic domes on the volcanic borders. The surrounding of volcanoes is the advanced phase of planation. The levelled surfaces link to the level of Neogene sea. The river network started to form, and the basis of contemporaneous streams was established. The hydrothermal altitudinal crusts was created in the central parts of volcanic cones, and some also on the volcanic slopes.

The most important uplift of the Carpathians and then the forming the arch shape occurred at the **end of Panonian**. The central part of East Slovakian lowland general bow of Slanské vrchy Mts. to the South and of continual subsidence is a manifestation of the territory.

During the **Pontian** stage the calm the tectonic activity of the Attic orogenic phase occurred. The lateral stream erosion is the result of lowering the tectonic activity. The territory is planed by the pedimentation. The slope level appeared (Dzurovčin 1994). The period of tectonic calm between the Attic and Rhodanian phase existed only shortly (over Pontian to lower Dacian - 1,5 mil years), the planation therefore affected only small areas. Pontian stage is in the contrary to the Panonian, characterised by the lower temperature and high humidity. In this climate, the caliche clays - fire clay type - were created on the flat relief forms.

The subsidence of the central parts of East Slovakian lowland, and uplifting of Carpathians continue also in the Rhodanian orogenic phase - **lower Pliocene (Dacian)**. The result of these processes is a new wave of backward erosion and following division of territory by the erosion. The mountain borders are stricken not only by erosion and denudation processes, but also by the intensive landsliding, which causes sliding of the block of volcanic rocks on the plastic layers.

During **Pliocene (Romanian)** the gradual calming of tectonic processes occurred. The deep stream erosion was followed by lateral erosion. The bottoms of Carpathian rivers became extended. Relatively stable territories on the borders of East Slovakian lowland were planed by the pediplanation processes. Resulting pediplain linked to the level of the Neogene lake. Upper Pliocene stage of tectonic calm existed only for a short time (1 mil. years), the planation affected only small area. Levelled surfaces therefore occurred only as a steps or platform on the slopes of single volcanic and volcanotectonic structures. Planation process took place in the condition of the middle, semiarid climate. The resulting levelled surfaces are equivalent to the river level.

In the **older Pleistocene**, forming of the river level was interrupted by the new movements of Valachian phase. The forms inherit from Pliocene were created in details by Quaternary de-

velopment, influenced by the climatic oscilation. Deep stream erosion prevail in the humid and warm climate of interglaciales, in the dry and cold climate of pleniglaciales, the stream river erosion was suspended by the accumulation of gravels. The systém of fill-in-fill terraces are the result of erosion and accumulation processes. They got out in different generations, as hight, middle and lower terraces. East foot of mountains was remodeled by the pedimentation processes, giving a rise of the foot glacis. Erosional surfaces of teracces was covered by the accumulation of alluvial fans. These are, as river terraces, developed in more generations. On the bow surfaces kryoglacis debris cones were seltled in 3 or 4 generations by the flood water. Along the streams debris and earth slides were activised by the lateral erosion. Free face was intensively modeled by the frost weatherings. Products of the frost weatherings were accumulated on its foot in the forms of debris cone, block field, stone streams and also as slope deluviums.

The **Holocene** stage is charcterised by the partial neotectonic movements. The debris slides of different size appeared on the slopes which were strongly covered by the Quaternary sediments. In Holocene were riverine plains formed in the valey of biger rivers.

**Recenzovali:** Prof. RNDr. Ján Harčár, CSc.

RNDr. Miloš Stankoviánsky, CSc.

## PODIEL ENDOGÉNNYCH A EXOGÉNNYCH PROCESOV NA FORMOVANÍ GEORELIÉFU NÍZKYCH BESKÝD

Ján HARČÁR

**Abstract:** *In the submitted work is presented new knowledge on the relation between endogenic and exogenetic processes on the evolution and modelling of Čergov - Beskydy flysch in the territory of Nízke Beskydy Mts. in Ondava river basin. A few prodigies did well near these processes – the most importance are original alpine tectonic, lihtic facies character of flysch layres and fault tectonic of neotectonic stage. Additional prodigies directly affected to the relief modelling in the terrestrial stage is the whole collection of exogenetic geomorphological processes, dominate in the these morphoclimatic zone.*

**Key words:** *river basin, exogenic, endogenic processes, neotectonics, flysh zone, relief modelling, terrestrial stage*

### ÚVOD

Na príklade územia v priestore povodia Ondavy sa pokúsim načrtnúť niektoré poznatky vyplývajúce z podrobnej analýzy územia, získané pri jeho geomorfologickom výskume. Úze-

---

*Prof. RNDr. Ján Harčár, CSc.*

*Katedra geografie a geoekológie Fakulty humanitných a prírodných vied Prešovskej univerzity, Ul. 17. novembra 1, 081 16 Prešov.*