GEOGRAFICKÝ ČASOPIS

ROČNÍK 42 1990 ČÍSLO 4

JÁN LACIKA*

TRANSFORMÁCIA VULKANICKÉHO RELIÉFU NA PRÍKLADE CEROVEJ VRCHOVINY

Ján Lacika: Volcanic Relief Transformation Exemplified by the Cerová Vrchovina Bergland. Geogr. Čas., *42*, 1990, 4; 6 figs, 2 tabs, 19 refs.

In the territory of the south-Slovakian mountain range Cerová Vrchovina Bergland we can find volcanic relief forms in different stages of exogenic destruction. Morphologically marked domatic elevations were formed projected by erosion-denudation processes from Sarmatian andesite laccoliths exhumed at the beginning of the Pleistocene. The relative altitudes of their summits counting more than 300 m above the bottoms of present-day valley network is at the same time the value of the Quaternary uplift of the centre of morphostructure for the Quaternary. More variable are relief forms formed up on the Plio-Pleistocene Fiľakovo Basalt Formation. The subsequent development of initial volcanic forms of the relief was in most cases marked with inversion, or also being projected. In this way table mountains, elongated flat ridges, isolated ridges and elevations were formed on lava streams, lava sheets and the sheets of volcanoclastics. Isolated elevations, more or less marked, were formed mostly on rooted bodies, on necks, dykes and diatremes. The most preserved volcanic forms in the territory of the Cerová Vrchovina Bergland are several volcanic cones, the young lava stream of Veľký Bučeň and the youngest medium-Pleistocene volcanic form — the Fiľakovo maar.

Geomorfológ hľadá v reliéfe buď niečo spájajúce a všeobecné, alebo v opačnom prípade skúma to, čo je v ňom jednotlivé a originálne. Vychádzajúc zo špecifickosti záujmového územia Cerovej vrchoviny po stránke geologickej aj geomorfologickej náš príspevok možno zaradiť do druhej skupiny. Analyzuje také vlastnosti reliéfu, ktoré sa nikde inde na Slovensku nevyskytujú.

VÝCHODISKOVÝ STAV POZNANIA

Najviac bielych, dosiaľ neprebádaných miest na detailnej mape reliéfu Slovenska nachádzame v jeho neovulkanických oblastiach. Pri absencii výsledkov podrobného výskumu musíme vychádzať z prameňov všeobecnejšieho charakteru v rovine odvetvovej aj regionálnej. Zaraďujeme medzi ne predovšetkým publikácie M. Lukniša, vysokoškolské skriptá (1954) a časť o reliéfe na neo-

* RNDr. Ján Lacika, CSc., Geografický ústav SAV, Štefánikova 49, 814 73 Bratislava.

génnych sopečných štruktúrach v monografii Slovensko — II, Príroda (1972). Okrem iného sa v nich uvádzajú viaceré príklady špecifických geomorfologických prejavov vulkanických telies na území Cerovej vrchoviny. Autor nimi dokumentuje inverzný vývoj sopečného reliéfu, genézu rôznych foriem reliéfu, sformovaných na deštruovaných vulkanických telesách. Vývojovými aspektmi reliéfu vrchoviny sa zaoberajú M. Lukniš a E. Mazúr (1956). Vyslovujú neskôr potvrdený predpoklad veľkého časového rozdielu medzi začatím a ukončením aktivity bazaltového vulkanizmu. Veľký komparatívny význam má pre nás práca A. Székelyho (1983). Interpretuje rad špecifických foriem reliéfu na vulkanických telesách v maďarskej časti Cerovej vrchoviny a prezentuje zaujímavú klasifikáciu sopečných tvarov podľa stupňa následnej exogénnej deštrukcie.

Na rozdiel od nepočetných a príliš všeobecných geomorfologických prameňov máme o Cerovej vrchovine k dispozícii dostatok východiskových geologických podkladov čo do kvality aj rozsahu. Zo staršej literatúry spomenieme najmä práce L. Jugovicsa, ktorý svoje poznatky zhromaždil zväčša ešte pred r. 1945 a v súhrnnejšej podobe ich publikoval r. 1971. Aj keď boli mnohé z jeho interpretácií novšími výskumami poopravené, môžeme ich považovať za prínos do poznania skúmanej vulkanickej štruktúry. Naším najvýznamnejším prameňom však boli práce mladšieho dáta, zhrnuté do geologickej mapy v mierke 1:50 000 s vysvetlivkami (D. Vass a kol. 1978). Časti mapy aj vysvetľujúceho textu, zaoberajúce sa vulkanickou štruktúrou záujmového územia, sú dielom J. Lexu a V. Konečného. Okrem iného vysvetľujú pôvod jednotlivých telies vulkanického komplexu vrchoviny. Vychádzajú zo spoločného staršieho článku (1976) a prichádzajú s identifikáciou u nás dosiaľ neopísaných vulkanických telies — maarov, tufových kužeľov a diatrém. Veľmi cenné sú ďalšie poznatky o priestorovom rozložení telies a ich nadväznosti na príslušné vulkanické centrá. Za dôležitý pokladáme ich spoločný záver, ktorý vyvracia predpoklad M. Kuthana (in: M. Kuthan a kol. 1963), že súčasná dezintegrovaná vulkanická štruktúra Cerovej vrchoviny je iba erózno-denudačným zvyškom pôvodne súvislého bazaltového pokrovu trapového typu. Podľa J. Lexu a V. Konečného je súčasný plošný rozsah bazaltového komplexu blízky pôvodnému.

Osobitnú skupinu východiskovej literatúry tvoria články O. Fejfara (1964) prinášajúce biostratigrafické vyhodnotenie nálezov cicavčej fauny pri Hajnáčke a výsledky rádiometrických meraní veku bazaltových telies (tab. 1). Poslúžili nám ako porovnávací materiál s vlastnými vekovými analýzami, založenými na geomorfologických indíciách.

METÓDY VÝSKUMU

Riešenie problematiky sme rozložili do troch analytických krokov s odlišnými metodickými postupmi, často veľmi špecifického charakteru, a to do:

a) paleorekonštrukcie iniciálnych foriem sopečného reliéfu,
b) špecifikácie reliéfotvorných procesov deštruujúcich iniciálny sopečný reliéf a
c) geomorfologické zhodnotenie súčasných foriem reliéfu na deštruovaných vulkanických telesách.

Prvý krok analýzy najviac závisí od prevzatých zdrojov informácií a využitia dostupných geologických prameňov. Hlavnou metódou je spracovanie podkla-

Tabuľka 1. Absolútne datovanie niektorých neovulkanitov metódou Ar/K

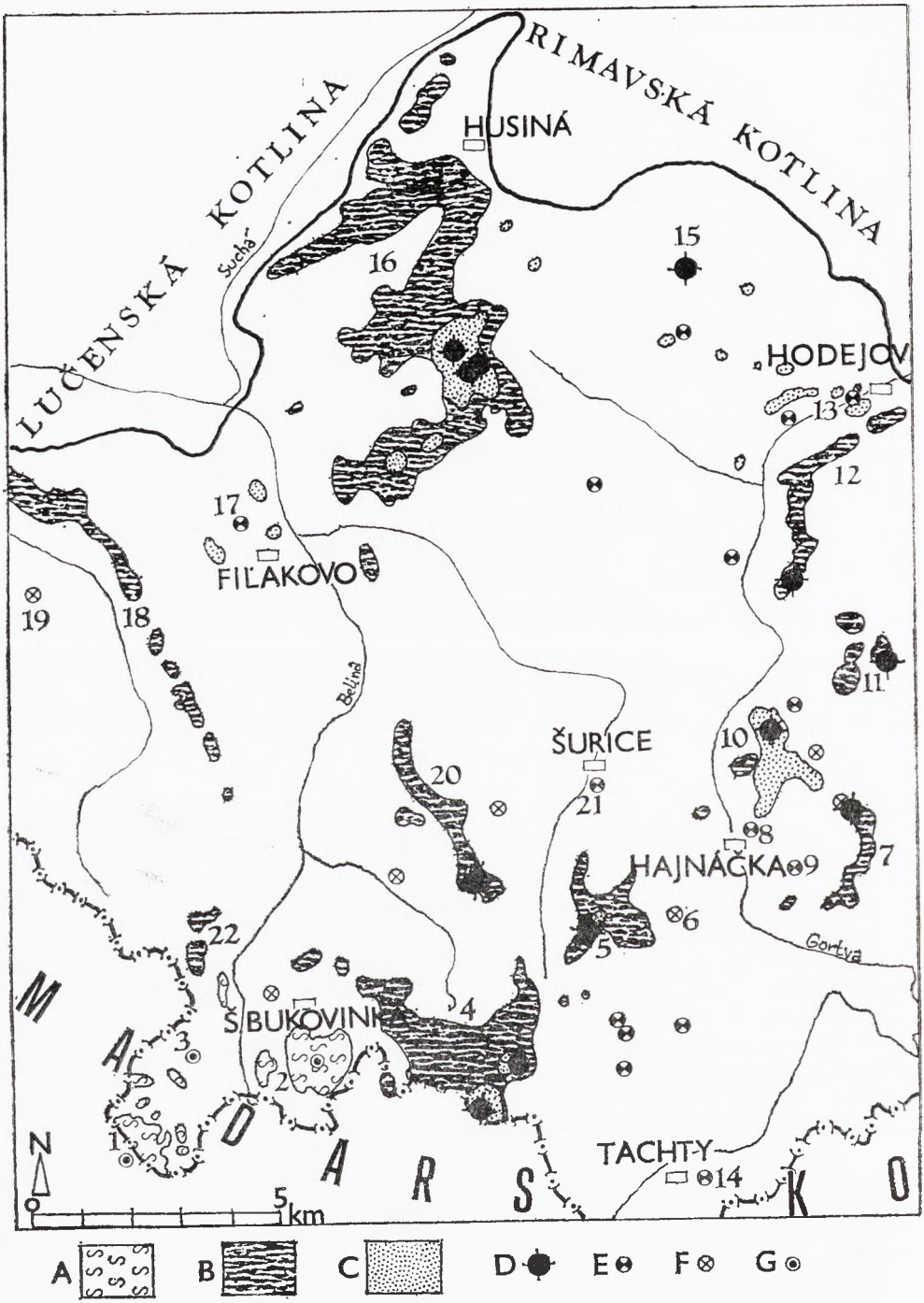
P. č	Lokalita	Hornina	Absolutný vek	Geol. obdobie	Citácia
1	Kalonda Cerová vrchovina	ryodacit. tuf	23 až 25	egenburg	B
2	Šiator Cerová vrchovina	andezit	13,5±1,0	sarmat	A
3	Podrečany Lučenská kotlina	bazalt	7,15±0,23	pont	C
4	Podrečany Lučenská kotlina	bazalt	6,17±0,47	pont	D
5	Medveš Felsö-Tarnai dombság	bazalt	3,81±0,27	vrch. pliocén	E
6	Hajnáčka — hrad Cerová vrchovina	bazalt	2,75±0,44	vrch. pliocén	D
7	Bulhary Cerová vrchovina	bazalt	2,57±0,08	vrch. pliocén	C
8	Somosköujfalu Felsö-Tarnai dombság	bazalt	2,54±0,45	vrch. pliocén	E
9	Veľké dravce Cerová vrchovina	bazalt	1,62±0,32	pleistocén	D
10	Bulhary Cerová vrchovina	bazalt	1,47±0,31	pleistocén	D
11	Ragáč Cerová vrchovina	bazalt	1,35±0,32	pleistocén	D
12	Brehy Štiavnické vrchy	bazalt	0,53±0,16	pleistocén	D

Citácie: A — G. P. Bagdasarjan, D. Vass a V. Konečný 1968, B — G. P. Bagdasarjan, V. Konečný a D. Vass 1970, C — J. Kantor a V. Wiegerová 1981, D — K. Balogh, A. Mihalíková a D. Vass 1981, E — K. Balogh a kol. 1987.

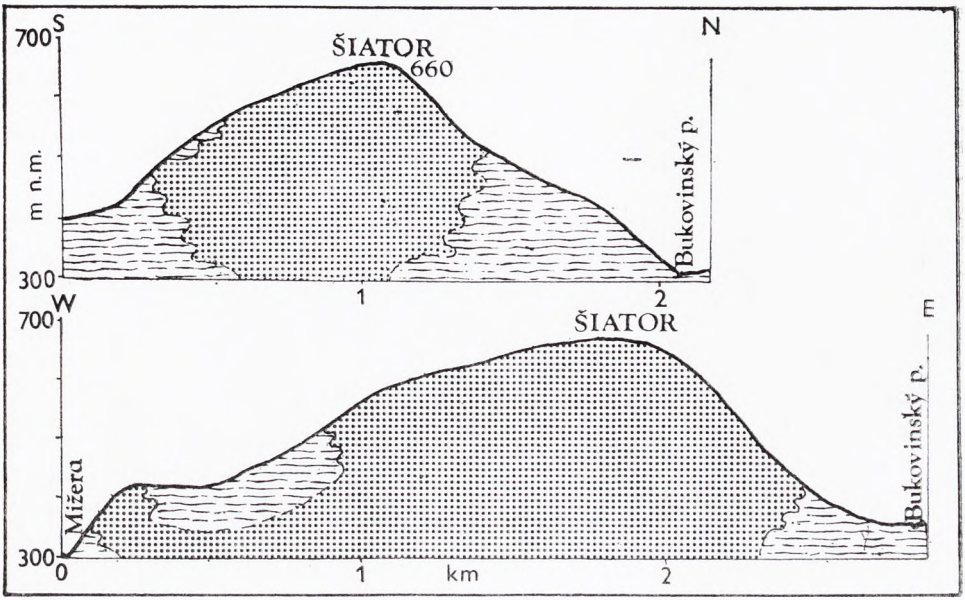
dov o genéze neovulkanického komplexu skúmaného územia a ich geomorfologické prehodnotenie. Paralelne sa používa porovnávacia metóda, ktorá dáva vlastné i prevzaté poznatky do kontextu s jestvujúcimi vývojovými schémami paleoreliéfu, napr. so schémou cyklického vývoja zarovnaných povrchov Západných Karpát.

V druhom kroku analýzy, zameranom na procesy následnej deštrukcie iniciálneho vulkanického reliéfu, je už obsiahnutých viacero vlastných výstupov. Je teda väčšmi geomorfologický. Metódami morfoštruktúrnej analýzy a paleogeomorfologickej rekonštrukcie morfoklimatických prostredí pristupujeme k poznaniu spôsobu a intenzity deštrukcie pôvodných vulkanických foriem. Nemožno pritom zanedbať faktor času, t. j. dĺžku deštrukcie.

Tretí, čisto geomorfologický krok analýzy, smeruje vybranými metódami k interpretácii morfografických a morfometrických vlastností sopečného reliéfu v súčasnom stave. Metódami sú terénny geomorfologický výskum spojený s mapovaním a spracovanie topografických máp na morfometrické analýzy.


LUČENSKÁ KOTLINA
RIMAVSKÁ KOTLINA
Suchá
HUSINÁ
HODEJOV
FIĽAKOVO
Belina
ŠURICE
HAJNÁČKA
Gortva
Š. BUKOVINKA
TACHTY
MADARSKO
N
0
5
km
A
B
C
D
E
F
G
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22

Rez A: Šiator — andezitové teleso.
Mapa 1: Neovulkanické telesá Cerovej vrchoviny. A — andezity, B — bazalty, C — bazaltové vulkanoklastiká, D — extruzívne vulkanické centrá zmiešaného typu (zmiešané sopky), E — extruzívne vulkanické centrá explozívneho typu (explozívne sopky a maary), F — intruzívne prístupové kanály bazaltového vulkanizmu (dajky a necky), G — intruzívne prístupové kanály andezitového vulkanizmu (lokality).



Vulkanické telesá: 1. Karanč, 2. Šiator, 3. Lazy, 4. Medveš, 5. Pohanský vrch, 6. Tilič, 7. Ragáč, 8. Hajnáčska diatréma, 9. Hajnáčsky maar, 10. Ostrá skala, 11. Steblová skala, 12. Buda, 13. Hodejovský maar, 14. Tachtská diatréma, 15. Ostrý vrch, 16. Bučeň, 17. Fiľakovský maar, 18. Babský vrch, 19. Veľké Hradište, 20. Monosa, 21. Šurická diatréma, 22. Tri Chotáre.

Paralelne prebiehajúce analytické kroky kulminujú v záverečnej, syntetizujúcej časti, v klasifikácii foriem reliéfu sformovaných na deštruovanej vulkanickej štruktúre. Morfograficko-morfometrický skelet je napĺňaný morfogenetickými informáciami. Každá forma je takto špecifikovaná tvarom, rozmermi, pôvodom a vývojom.

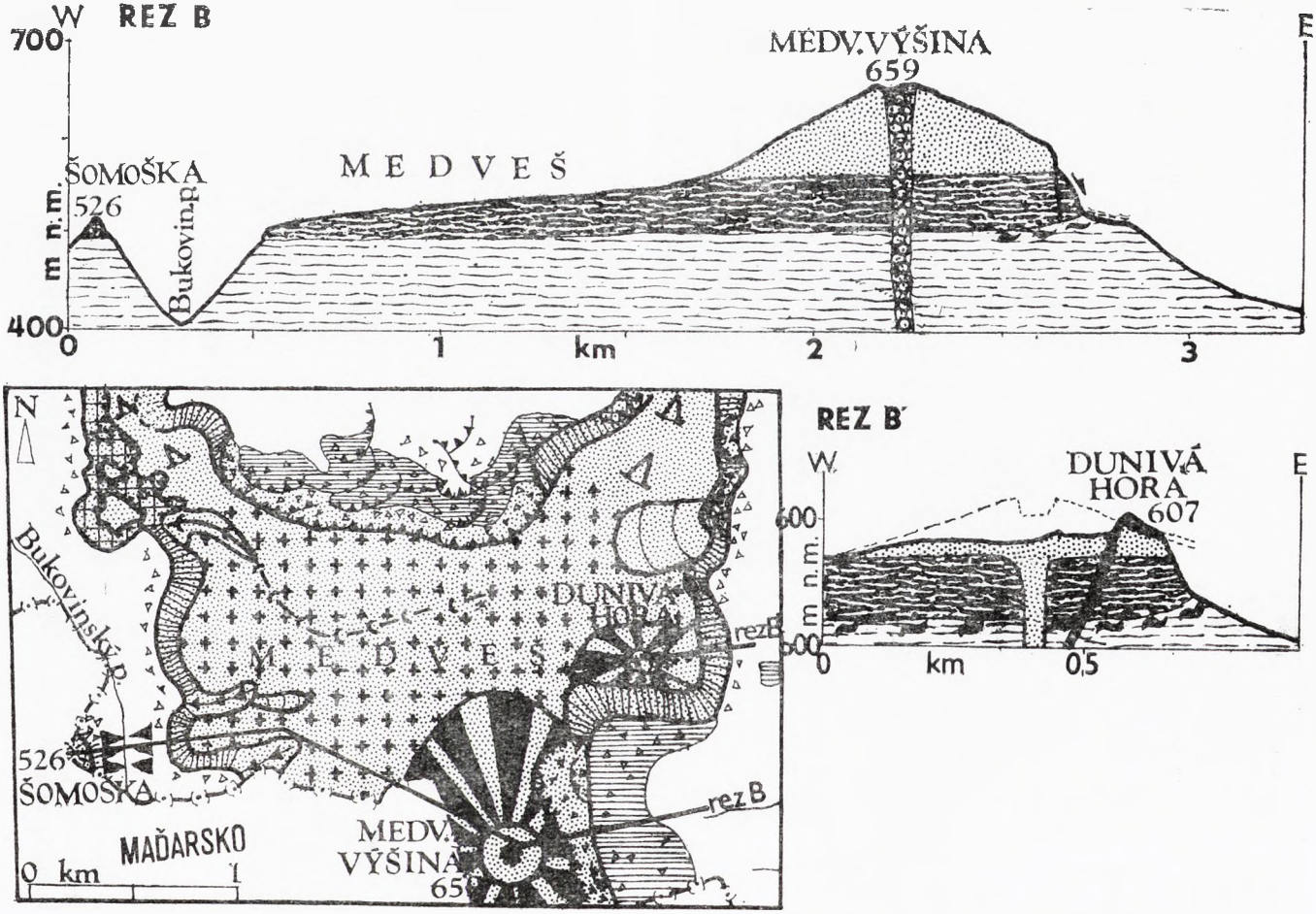
VÝSLEDKY VÝSKUMU

Iniciálny sopečný reliéf

Špecifickosť reliéfu Cerovej vrchoviny je prejavom špecifickej geologickej štruktúry. Cerová vrchovina nie je typickým vulkanickým pohorím. Sopečné horniny zaberajú iba 6,7 % jeho plochy. Zvyšok tvoria oligo-miocénne sedimen-

←

Mapa 1. Neovulkanické telesá Cerovej vrchoviny.


W
REZ B
E
700
400
m n.m.
ŠOMOŠKA
526
Bukovinský p.
MEDVEŠ
MEDV. VÝŠINA
659
0
1
km
2
3
N
Bukovinský p.
526
ŠOMOŠKA
MAĎARSKO
0 km
1
DUNIVÁ HORA
MEDVEŠ
rez B
MEDV. VÝŠINA
REZ B'
W
E
DUNIVÁ HORA
607
600
500
m n.m.
0
km
0,5

tárne horniny. Prítomný neovulkanický komplex pozostáva z troch výrazne odlišných jednotiek — ryolitovej, andezitovej a bazaltovej. Jeho nasledujúca stručná charakteristika vychádza z už citovaných prác J. Lexu a V. Konečného.

Najstaršou jednotkou neovulkanického komplexu Cerovej vrchoviny a pravdepodobne aj na území Slovenska sú polohy ryodacitových tufov a rozptýlený tufitický materiál v spodnomiocénnych súvrstviach výplne juhoslovenskej panvy. Zodpovedajú 1. ryolitovej fáze vulkanizmu. Nemajú miestny pôvod, ale pochádzajú zo vzdialených vulkanických centier pravdepodobne na území dnešného Maďarska. Vytvárali sa ako súčasť panvovej sedimentácie a nevytvárali žiadne formy reliéfu, ktoré by sme mohli nazvať vulkanickými. Keďže polohy tufov sa ani v súčasnom reliéfe nijako osobitne neprejavujú, nebudeme danej jednotke ďalej venovať pozornosť.

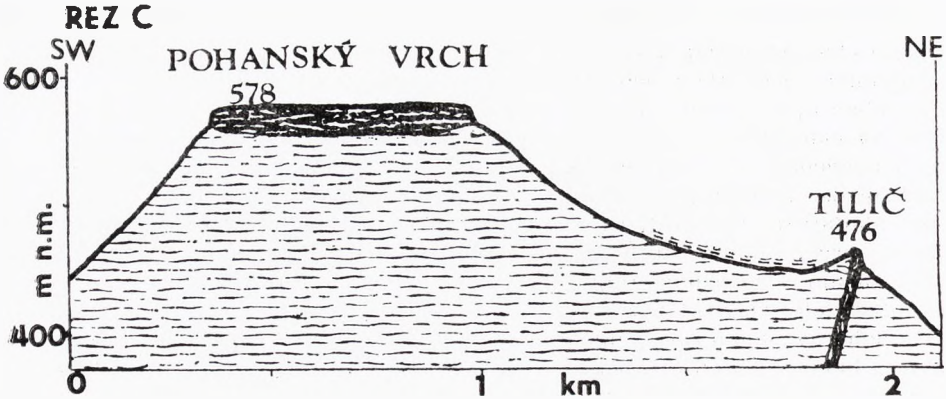
Omnoho významnejšou jednotkou sú pre nás andezitové intrúzie v okolí Šiatorskej Bukoviny. Podľa J. Lexu a V. Konečného (in: D. Vass a kol. 1987) vznikli počas 1. andezitovej fázy vulkanizmu v sarmate. Intrúzie po prieniku do terciérnych sedimentov utuhli bez toho, aby sa dostali na zemský povrch. Preto v čase vzniku nevytvorili žiadne vulkanické formy reliéfu. V nadloží nad intrúziami mohli maximálne spôsobiť mierne vyklenutie reliéfu do nízkej plochej klenby. Intruzívne telesá po utuhnutí nadobudli formu lakolitov s početnými apendixmi. Andezity majú charakter celistvej a masívnej horniny, bez prítomnosti pórovitých variet a extruzívnych brekcií. Na styku so sedimentárnym okolím spôsobili kontaktnú metamorfózu sedimentov. Súčasné geomorfologické vyjadrenie telies je výsledkom následných nevulkanických procesov.

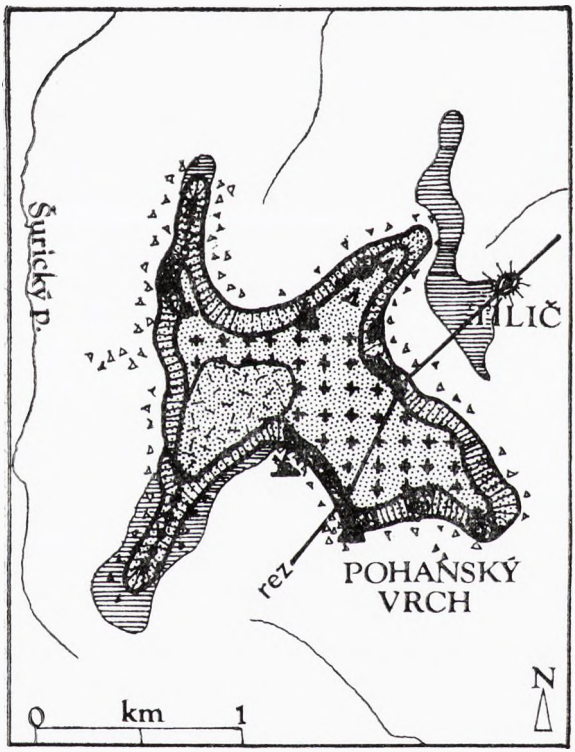
Najmladším a plošne najrozšírenejším pozostatkom vulkanickej aktivity na území Cerovej vrchoviny je výrazne dezintegrovaná jednotka — fiľakovská bazaltová formácia. Jej telesá sú sústredené v strednej tretine pohoria, najmä v Hajnáčskej a Bučeňskej vrchovine. Podľa údajov v tab. 1, ako aj vlastných poznatkov je ich vek plio-pleistocénny. Bazaltové telesá sa sformovali zväčša ako extruzívne, v depresných častiach pomerne plochého reliéfu poriečnej rovne. Aktivizácia tektonických pohybov podmienila vznik novej kryhovo-klenbovitej morfoštruktúry. Oživené zlomové poruchy sa stali prístupovými cestami bazaltových vulkanických hmôt. Sopečné erupcie prinášali z hlbín Zeme rôzny vulkanický materiál, ktorý ešte pod povrchom, ale zväčša až na povrchu utuhol do rôzne veľkých vulkanických telies. Podľa striedajúcich sa polôh bazaltových láv a vulkanoklastík možno usudzovať o striedaní efuzívnych a explozívnych fáz.

Lávové výlevy však prevládali. Erupcie mali epizodický charakter. S rôznym časovým odstupom sa prejavovali buď na mieste staršieho prístupového kanála vulkanizmu, alebo sa aktivizoval úplne nový. Časový interval medzi erupciami bol rôzny, ich vyššia intenzita sa prejavovala v 4 hlavných etapách. Časové rozpätie medzi prvou a poslednou erupciou v Cerovej vrchovine odhadujú geológovia na 2,5—3,5 mil. rokov. Najmohutnejšia bola prvá etapa vulkanizmu prebiehajúca ešte vo vrchnom pliocéne, v ktorej sa sformovali najväčšie telesá vrchoviny: Medveš, Pohanský vrch, Monosa a najstaršia časť Bučeňa. Na rozhraní pliocénu a pleistocénu nastala druhá etapa vulkanickej aktivity, preja-

←

Mapa 2 a rezy B a B': Medveš — bazaltový pokrov so sopečnými kužeľmi.





Mapa 3 a rez C: Pohanský vrch — bazaltový pokrov a Tilič — bazaltová dajka.

vujúca sa najmä na zlomovom systéme doliny Gortvy (Ragáč, Steblová skala, Buda). Intenzita erupcií sa postupne znižovala až po štvrtú, najmladšiu etapu vulkanizmu, ktorú reprezentuje sopečná aktivita jediného centra najmladšej

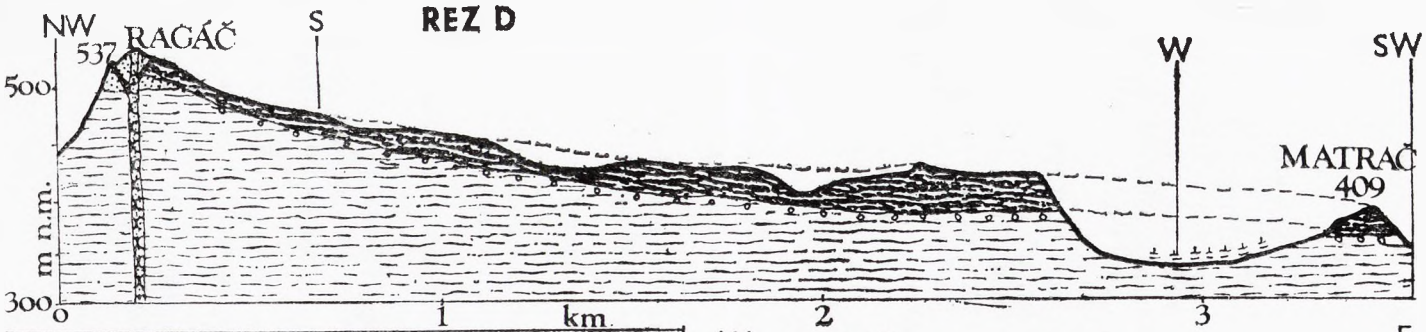
sopky na území vrchoviny — fiľakovského maaru. Podľa pozície tufového valu maaru voči terasám potoka Belina odhadujeme, že k jeho explózii došlo začiatkom rissu.

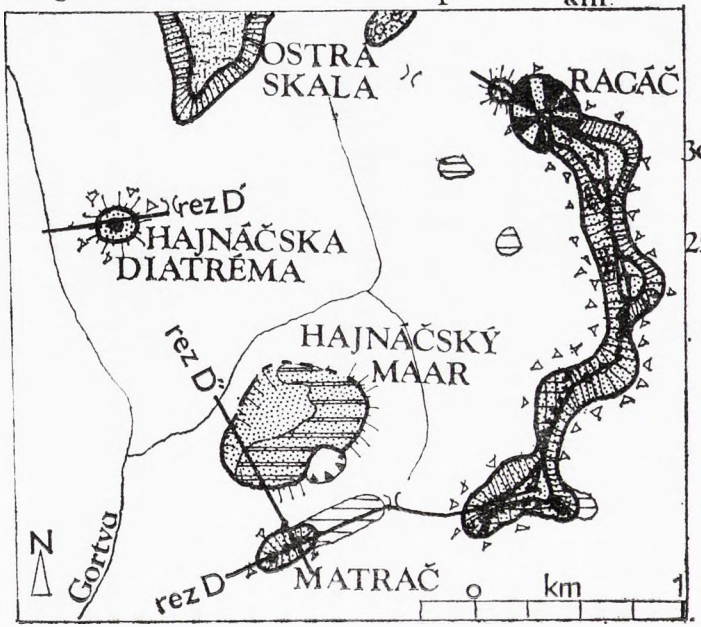
Bazaltový vulkanizmus sa prejavoval vo veľmi rôznorodej podobe a vo väčšine prípadoch sa priamo podieľal na tvorbe vulkanických foriem reliéfu. Vulkanické centrá sa aktivizovali na zlomoch, viažúcich sa na dolinovú sieť. Preto sa ich telesá formovali v depresných častiach reliéfu. V prípade Medveša, Pohanského vrchu a južnej časti Bučeňa sa aa-láva vďaka svojej pomerne nízkej viskozite rozliala plošne, na dná kotliniek alebo rozšírených dolín. Tieto sú ešte aj v súčasnosti najväčšími telesami vrchoviny. Po utuhnutí lávy nadobudli telesá formu pokrovov s plošinatým povrchom, obmedzeným konvexne prehnutými okrajmi. Pôdorys pokrovu zodpovedal zhruba pôdorysu vyplnenej depresie. Mocnosť bazaltových telies bola zväčša menšia — do 30 metrov. V telesách sa vyskytujú polohy tufov, zodpovedajúce explozívnym fázam aktivity materského vulkanického centra. Ak láva natiekla do užšej doliny, teleso nadobudlo pretiahnutý tvar. Špecifické vlastnosti bazaltovej lávy umožnili jej pohyb aj po malých sklonoch dolinových dien a presun do vzdialenosti niekoľkých kilometrov od vulkanického centra. Telesá získali podobu lávových prúdov rôznych rozmerov. Väčšie z nich, napr. prúd Babského vrchu, V. Bučeňa alebo Monosy mali plošinatý povrch s mierne konvexným tvarom v priečnom smere. V pozdĺžnom smere mali subhorizontálny priebeh s malým úklonom po doline. V prípade V. Bučeňa sa prúd v dolinách vetvil a v jednom prípade pri Husinej dokonca natiekol aj do doliny proti jej spádu. Lávový prúd Ragáča dosiahol menšie rozmery aj vďaka tomu, že sa vylial do menšej vedľajšej doliny. Väčšiemu spádu tejto doliny zodpovedá aj väčší spád natečeného prúdu.

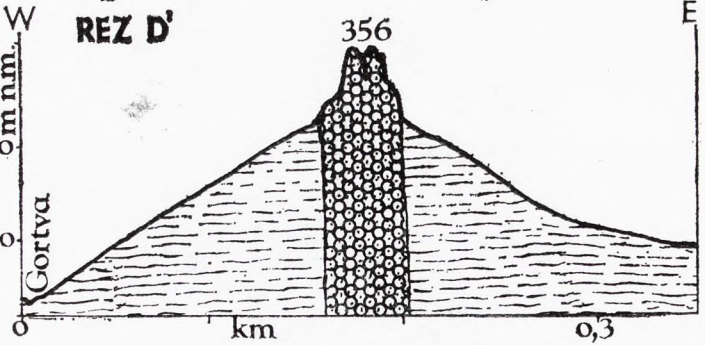
Z telies intruzívneho pôvodu treba ešte spomenúť necky a dajky. Pre túto vlastnosť sa v čase svojho vzniku nezúčastňovali na tvorbe vulkanických povrchových foriem. Súčasťou reliéfu sa stali až neskôr. Príkladmi neckov sú telesá Tilič, Zaboda a V. Hradište. Menšími telesami sú dajky na Ragáči a v doline Monického potoka.

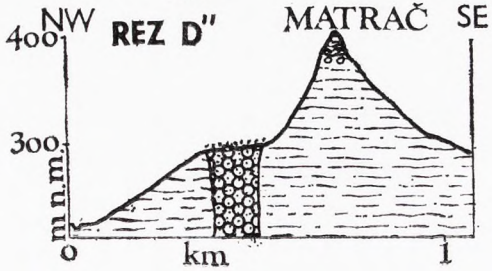
Pestrú škálu iniciálnych vulkanických foriem reliéfu Cerovej vrchoviny, zodpovedajúcu bazaltovému vulkanizmu, dopĺňajú viaceré typy tvarov explozívneho pôvodu. Sú to sopky rôznej genézy, zväčša menších rozmerov. Za malé ich môžeme považovať najmä vtedy, ak ich porovnáme s inými sopkami na území Slovenska. Najväčšie sopečné kužele na území Cerovej vrchoviny — Medvecká výšina, Veľký a Malý Bučeň a Monosa nepresahovali výšku 200 m nad okolie a ich priemer na úpätnici dosahoval hodnotu 1—2 km.

Miestne sopky sa najčastejšie vyskytujú ako súčasť väčšieho zloženého telesa, v kombinácii s lávovým pokrovom alebo prúdom. Sú budované rôznymi typmi vulkanoklastík od hrubých brekcií cez bomby, lapily až po vulkanický popol. Kaliber úlomkov klesá do vulkanického centra k periériu sopky, kde prechádza do jemnozrnného tufového pokrovu. Takýto prechod je badateľný napríklad na zdvojenom kuželi Malého Bučeňa. Príkladom aglutinátového sopečného kužeľa nízkej výšky je Dunivá hora, ktorý je súčasťou zloženého telesa Medveš. Sopky Cerovej vrchoviny boli centrálneho typu. Uprostred kužeľa bol kráter, ktorým sopečné hmoty vystupovali na povrch. V prípade sopky Ostrá skala bol kráter upchatý utuhnutou bazaltovou lávou. Viaceré diatrémy vypĺňal po erupciách vulkanoklastický materiál s početnými xenolitmi, alebo boli postgeneticky vystužené lávovými prienikmi. Zvláštnym typom sopiek v


REZ D
NW
537
RAGÁČ
S
W
SW
500
m n.m.
300
MATRAČ
409
0
1
km
2
3


OSTRÁ
SKALA
RAGÁČ
rez D'
HAJNÁČSKA
DIATRÉMA
HAJNÁČSKÝ
MAAR
rez D''
rez D
MATRAČ
Gortva
N
0
km
1


W
REZ D'
E
356
m n.m.
300
250
Gortva
0
km
0,3


NW
REZ D''
MATRAČ
SE
400
300
m n.m.
0
km
1

Cerovej vrchoviny boli maary. J. Lexa a V. Konečný (1976) identifikovali 3 maarové telesá — Hodejovský, Hajnáčsky a Fiľakovský maar. Prvé dva sú staršie, fiľakovský je najmladším prejavom vulkanickej aktivity na skúmanom území a jeden z najmladších na Slovensku. Pôvodne tvoril oválny kráter, obkolesený nízkym tufovým valom. Chýbajú nám však dôkazy o vyplnení jeho krátera maarovým jazerom. Špecifický sopečný útvar opisuje M. Lukniš (1954) vo vrcholovej časti Ragáča. Klasifikuje ju ako hornitos. Novšie geologické poznatky tento názor nepotvrdzujú. J. Lexa a V. Konečný (in: D. Vass a kol. 1987) ho považujú za silne preplynený struskový kužeľ.

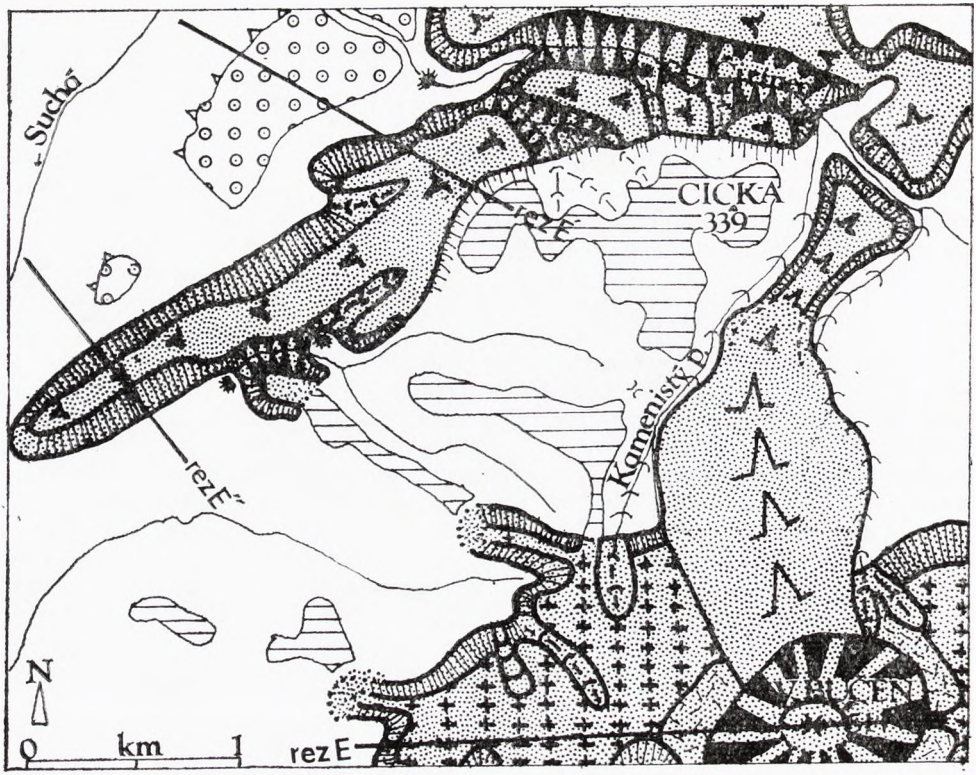
Deštrukcia iniciálneho sopečného reliéfu

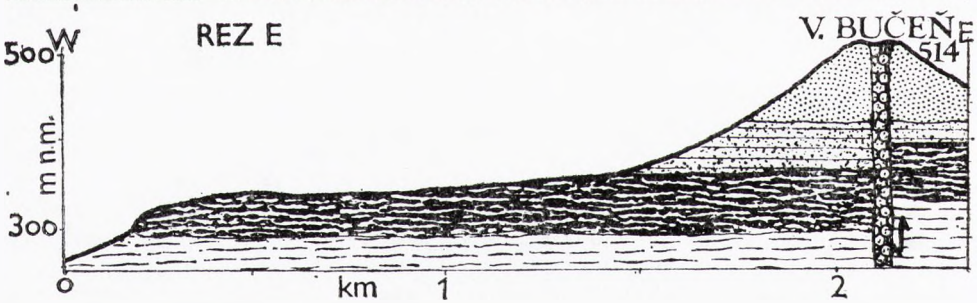
Staršia generácia vulkanických telies — andezitové intrúzie, bola dlhodobo skrytá pod terciérnymi sedimentmi a prakticky až do obdobia vrchného pliocénu sa na území Cerovej vrchoviny nevyskytovali žiadne vulkanické formy reliéfu. Najbližšími prejavmi vulkanickej aktivity v jej okolí sú relikty pontských sopiek podrečianskej bazaltovej formácie na severozápade, zvyšky vulkanických tabúľ na sever od Rimavskej Soboty a rozrušený stratovulkán Mátry na juhu. Podľa M. Lukniša (1972) bola od pontu na území dnešnej vrchoviny nízka rozvodná elevácia. Východiskovým reliéfom pre našu analýzu je vrchnopliocénna poriečna roveň, formovaná intenzívnymi pediplanačnými procesmi. Zlom vo vývoji nastal ešte počas vrchného pliocénu, keď obdobie relatívneho tektonického pokoja bolo vystriedané oživením tektonických pohybov. Túto aktivitu predstavovalo preniknutie bazaltovej vulkanickej hmoty na plochý povrch a sformovanie špecifických vulkanických foriem reliéfu. Druhým dôsledkom tektonických pohybov bol začiatok vykleňovania skúmaného územia a vznik novej pozitívnej morfoštruktúry kryhovo-klenbovitého typu. Na existenciu mladej klenby ako prví poukázali D. Vass, M. Elečko a J. Pristaš (1986). Ich názor na rozsah klenby sa však nezhoduje s naším. Kým uvedení autori do nej začlenili prakticky celú Cerovú vrchovinu, nám sa podľa dosiahnutých výsledkov javí, že klenbovité zdvíhanie sa prejavilo len v jej centrálnej časti s kulmináciou v okolí Šiatorskej Bukoviny.

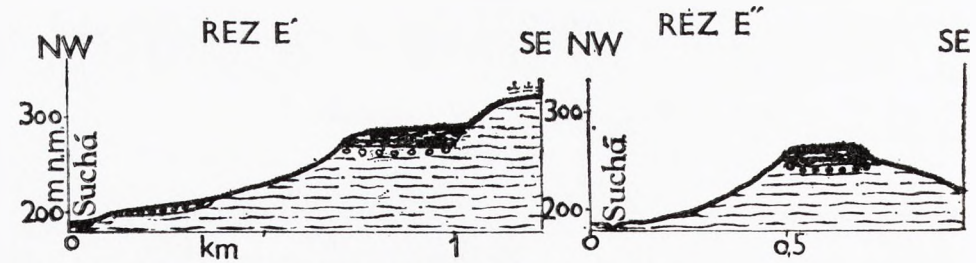
S vývojom skúmaného územia po vrchnom pliocéne je úzko spojený pojem inverzia. Vulkanické telesá prenikli na zemský povrch.Geologická štruktúra sa stala kombinovanou, vulkanicko-sedimentárnou, ktorá obsahuje dve štruktúrno-litologicky veľmi odlišné časti. V dôsledku toho nastali na zdvíhajúcej sa morfoštruktúre priaznivé podmienky pre selekciu erózno-denudačných procesov a inverzné pretváranie pôvodného reliéfu. Tendencia vývoja smerom k inverzii nastala prakticky hneď po sformovaní najstarších bazaltových telies. Sopečná hmota uložená do depresných foriem pôvodného reliéfu poriečnej rovne vytlačila riečnu sieť do strán dolín a kotliniek, kde začala selektívne erodovať v smere nižšieho odporu, v menej odolných sedimentárnych horninách, budujúcich pôvodne rozvodné chrbty. Staré doliny, vyplnené lávami sa tak pomerne rýchlo dostávali do pozície vtedy ešte nízkych medzidolinových chrbtov

←

Mapa 4 a rezy D, D' a D': Regáč — bazaltový prúd so sopečným kužeľom, Hajnáčska diatréma a Hajnáčsky maar.







Mapa 5 a rezy E, E', E': Bučeň — zložené bazaltové teleso.

a izolovaných vyvýšenín. V prvej fáze vulkanickej a tektonickej aktivity sa nová riečna sieť ocitla 20—30 metrov pod bázou najstarších bazaltových pokrovov a prúdov.

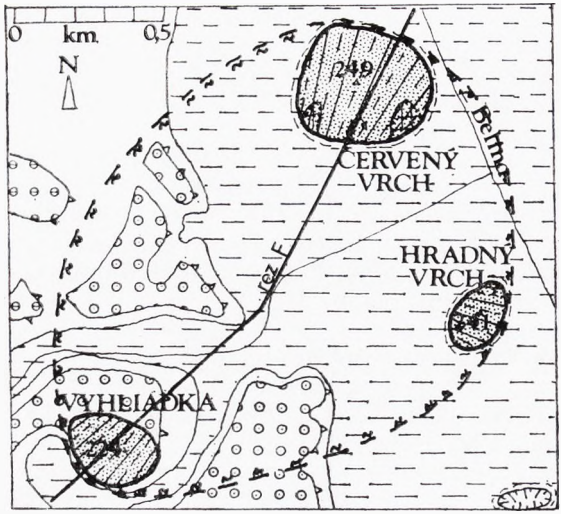
Ešte pred začatím kvartérneho obdobia sa čiastočne ukľudnili tektonické pohyby spolu s vulkanickou aktivitou. Táto zmena opäť vytvorila priaznivé podmienky pre planáciu reliéfu pedimentačným rozširovaním novovzniknutých dolín ústupom strání. Ešte v relatívne teplých morfoklimatických podmienkach sa vytvoril systém, ktorý môžeme nazvať mladšou generáciou poriečnej rovne.

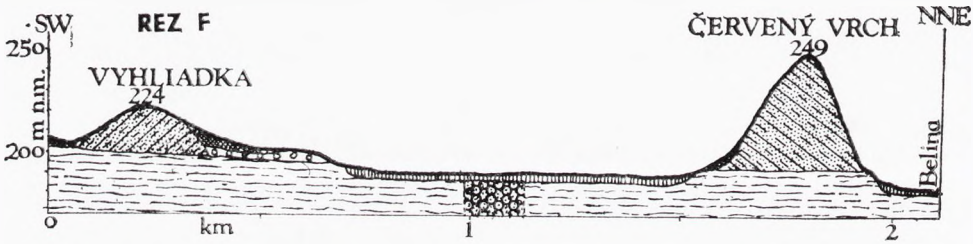
Na rozhraní pliocénu a pleistocénu znova nastala aktivizácia neotektonických pohybov, ktorá vlastne trvá dodnes. Nové oživenie tektoniky prináša nové sopečné erupcie a vznik nových vulkanických foriem reliéfu, a tým aj vznik jeho nových inverzných premien. Objavuje sa nový štruktúrny prvok — exhumované andezitové telesá. Počiatok ich exhumácie kladieme do obdobia starého pleistocénu, usudzujúc podľa výskytu andezitových štrkov v terasovej akumulácii v doline Beliny. Erózno-denudačné procesy, zintenzívnené v centre vyzdvihovanej morfoštruktúry ich od okamžiku exhumácie intrúzií začali postupne stále viac morfologicky zvýrazňovať. Postupne boli vypreparované do mohutných dómatických elevácií. Morfologické zvýrazňovanie sa prejavovalo aj na telesách bazaltového vulkanizmu. Klenbovitosť sa na formovaní danej morfoštruktúry uplatňovala až do günzu, neskôr naše výskumy potvrdzujú iba aktivitu pohybov kryhového charakteru.

Tektonické pohyby využívajúce nepravidelnú a hustú sieť zlomov sa počas celého kvartéru podieľali na stále výraznejšej individualizácii Cerovej vrchoviny voči severným kotlinovým morfoštruktúram a na jej vnútornej morfoštruktúrnej diferenciácii. Nerovnomerným vyzdvihovaním a tektonickým nakláňaním krýh vznikla v rámci vrchoviny mozaika čiastkových elevácií a depresií. Najvýraznejšia depresia vznikla na rozpadnutom východnom krídle centrálnej klenby. Vek Baštianskej kotliny interpretujeme na základe nasmerovania lávového prúdu Ragáča do kotliny (opačne ako ostatné prúdy — do centra pohoria) ako starší ako staropleistocénny. Depresia Fiľakovskej brázdy sa nám naopak javí mladšia. Jej vznik musel nastať až po vyliatí prúdu Babského vrchu, ležiaceho na rozvodnom chrbte západného okraja depresie. Vek prúdu je rádiometricky stanovený ako staropleistocénny.

Priamu tektonickú diferenciáciu niektorého z vulkanických telies sme identifikovali iba v jednom prípade. Zložené teleso Bučeňa je dokázateľne rozčlenené aktívnym zlomom JZ-SV smeru na dve nerovnako vyzdvihnuté časti. Východná je o 20—30 m vyššie. Aktivitu daného zlomu dokazuje, že sa naň viažu vulkanické centrá fiľakovského maaru a V. Bučeňa a v súčasnosti sa na ňom v oblasti Fiľakova vyskytujú minerálne pramene. V ostatných prípadoch môžeme hovoriť iba o nepriamych prejavoch morfoštruktúrnej deštrukcie vulkanických telies. Morfoštruktúrne vlastnosti daného územia sa podieľajú na deštrukcii urýchľovaním alebo utlmovaním exogénnych rozrušujúcich síl. Významným faktorom daného procesu je morfoklimatické prostredie.

Vo vrchnom pliocéne sa na vystriedaní planácie a hĺbkovej erózii väčšmi uplatnila tektonika. Fáze tektonického pokoja zodpovedajú intenzívne pedimentačné procesy, vytvárajúce plochý reliéf poriečnej rovne. Oživením tektonických pohybov narastá prejav zarezávania tokov a denivelácia reliéfu. Pre kvartér je charakteristická klimaticky podmienená cyklickosť planácie a erózie. Počas glaciálov sú priaznivé podmienky pre kryoplanáciu, v interglaciá-

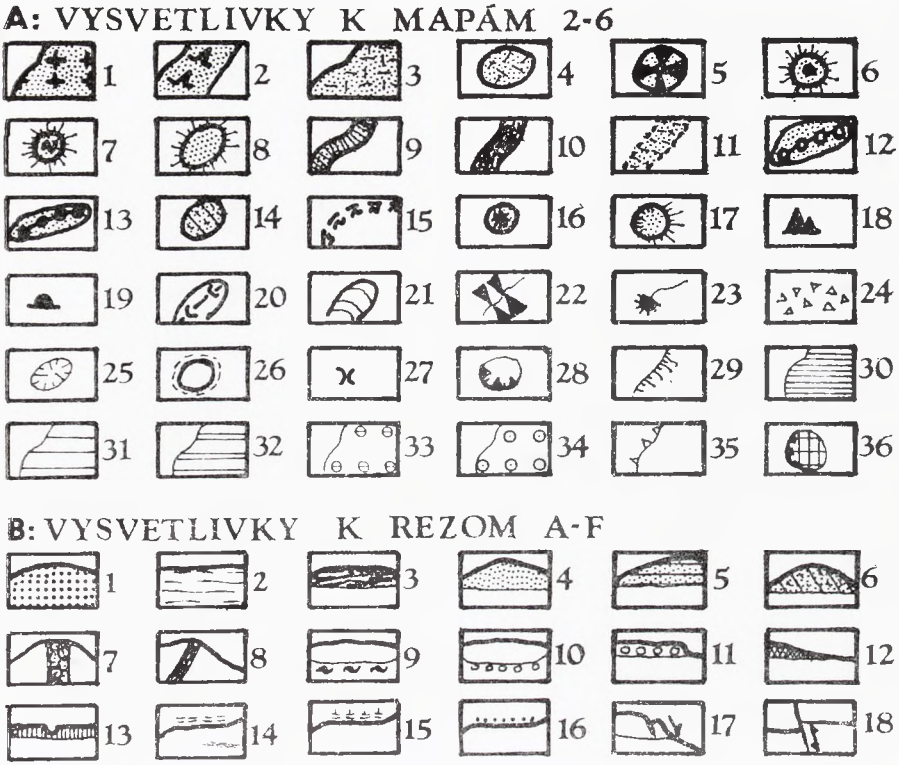




Mapa 6 a rez F: Fiľakovský maar.

Vysvetlivky k mapám 2, 3, 4, 5, 6: Šiator; Medveš; Pohanský vrch a Tilič; Ragáč, Hajnáčska diatréma a maar; Bučeň, Fiľakovský maar. 1 — plošina tabuľového vrchu na lávovom pokrove, 2 — plošina tabuľového vrchu na lávovom prúde, 3 — plošina tabuľového vrchu na vulkanoklastickom pokrove, 4 — stráne a vyvýšeniny na rozčlenených vulkanoklastických pokrovoch a rozrušených sopečných kužeľoch, 5 — sopečný kužeľ, 6 — izolovaná vyvýšenina na bazaltovom necku, 7 — izolovaná vyvýšenina na bazaltovej dajke, 8 — izolovaná vyvýšenina na troske lávového pokrovu alebo prúdu, 9 — strmé okrajové stráne bazaltového telesa, 10 — skalné steny a defilé, 11 — zmiernené okrajové stráne bazaltového telesa, 12 — izolovaný chrbát na lávovom prúde, 13 — izolovaný hrebeň na lávovom prúde, 14 — izolovaná vyvýšenina rozčlenenej tufovej obruby maaru, 15 — predpokladaný rozsah maaru, 16 — relikt pravdepodobného sopečného krátera, 17 — upätná plošina na zrezanej diatréme, 18 — skalná veža, 19 — pseudojaskyňa, 20 — dolina, 21 — úvalina, 22 — prelomový úsek doliny, 23 — stupeň na pozdĺžnom profile doliny (vysuté ústie bočnej doliny), 24 — stráne prekryté blokoviskami a suťoviskami, 25 — erózno-denudačná vyvýšenina, 26 — obtočník, 27 — sedlo, 28 — zosun, 29 — terénna hrana, 30 — plošina vrchnopliocénneho planačného povrchu (pedimentu), 31 — plošina staršieho kryoplanačného povrchu, 32 — plošina mladšieho kryoplanačného povrchu, 33 — vysoká fluviálna terasa, 34 — stredná fluviálna terasa, 35 — erózny okraj terasy, 36 — kameňolom.

Rezy A, B, C, D, E, F: 1 — vypreparovaný lakolit, 2 — súvrstvia oligo-miocénnych sedimentov, 3 — trosky lávových pokrovov a prúdov, 4 — zvyšky opečných kužeľov, 5 —



zvyšky vulkanoklastických pokrokov, 6 — zvyšky valov tufovej obruby maaru, 7 — sopečné komíny a diatrémy, 8 — bazaltové necky a dajky, 9 — plastické íly pod vulkanickými telesami, 10 — fluviálne štrky pod lávovými prúdmi, 11 — fluviálne kvartérne terasy, 12 — pleistocénne sprašové pokrovy, 13 — holocénne dolinové nivy, 14 — plošiny vrchnopliocénneho planačného povrchu, 15 — plošiny staršieho kryoplanačného povrchu, 16 — plošiny mladšieho kryoplanačného povrchu, 17 — zosuny, 18 — zlomové poruchy.

loch rozčleňovali planačné formy reliéfu procesy hĺbkovej erózie. Všetky procesy prebiehali na tektonicky živej, diferencovane vyzdvihovanej morfoštruktúre.

Pôsobenie erózno-denudačných procesov na reliéf malo selektívny charakter. Smerovalo k tomu, o čom sme už hovorili — k inverzii a vypreparovaniu. Deštrukcia vlastného vulkanického telesa prebiehala v omnoho väčšej miere smerom zboku ako v smere zhora. Povrchy lávových pokrokov a prúdov podľahli menšiemu rozrušeniu ako ich okraje. Bočná erózia z nich viac ukrajovala a plošne väčšmi zmenšovala ako znižovala. Najmä v podmienkach chladných periód pleistocénu narušovalo mrazové zvetrávanie kompaktnosť jednotlivých telies a po puklinách a odlučných plochách sa od materského telesa oddeľovali okrajové kryhy. Na tržných stenách sa vytvárali skalné steny a defilé, z odtrhnutých krýh vznikali skalné veže. Postupujúcim rozrušovaním sa rúcali a

rozpadali do blokovísk a suťovísk, lemujúcich obvod jednotlivých telies. Miestami napomáhali dezintegrácii aj gravitačné poruchy. Napríklad severný okraj telesa Medveš bol postihnutý kryhovými zosuvmi okrajových krýh po ílovitom sedimentárnom podloží bazaltového pokrovu.

Dôležitým údajom pre poznanie deštrukčných procesov, prejavujúcich sa na vulkanických telesách, je ich vek, ktorý zároveň vyjadruje dĺžku pôsobenia daných procesov. Ako sme už uviedli, v prípade Cerovej vrchoviny je medzi vznikom jednotlivých telies pomerne dlhý časový interval. Najstaršie telesá bazaltového vulkanizmu boli najdlhšie vystavené účinkom deštrukcie, boli najviac transformované na inverzné. Tým, že zodpovedajú najsilnejšej etape vulkanickej aktivity, dosahujú aj najväčší plošný rozsah a ich deštrukcia nestačila postúpiť hlbšie do ich centra. Naopak, niektoré mladšie, ale plošne veľmi malé telesá boli rozrušené natoľko, že už dnes nemôžeme zistiť ich pôvodný tvar a rozsah. Napríklad po pôvodných sopkách zostali už iba ich zrezané diatrémy.

Najmladšiu, ale ne bezvýznamnú transformáciu iniciálnych vulkanických foriem reliéfu spôsobuje antropogénna činnosť — ťažba kameňa. Ťažobná činnosť zredukovala na viacerých miestach veľkosť vulkanických telies, pričom v najväčších z nich antropogénna deštrukcia pokračuje. Najväčšími kameňolomami s ťažbou bazaltu sú lomy pri Bulharoch, Konradovciach, Veľkých Dravcoch, Beline a Fiľakovských Kľačanoch. Andezit sa ťaží v okolí Šiatorskej Bukovinky.

Súčasný reliéf na vulkanických telesách

Iniciálny sopečný reliéf Cerovej vrchoviny prešiel za relatívne krátky časový interval veľkými premenami. Podstatná časť jeho foriem si ani v hrubých rysoch nezachovala svoje pôvodné morfologické znaky a ich presnejšia rekonštrukcia patrí do oblasti hypotéz. Podľa stupňa následnej exogénnej transformácie členíme jednotlivé formy v súčasnom reliéfe na vypreparované, inverzné a zatiaľ neinverzné.

V súčasnom reliéfe vrchoviny predstavujú najvýraznejšie formy dómatické elevácie Karanča, Šiatora a Lazov. Sú vypreparovanými mohutnými andezitovými lakolitmi s apofýzami. Z pozície exhumácie na začiatku pleistocénu sa erózno-denudačnými procesmi dostali do pozície najvyšších bodov pohoria s relatívnou výškou 300 m nad dnami súčasnej dolinovej siete. Geologické prameme pokladajú za lokality iba Karanč a Šiator. Podľa nášho názoru, ktorý vychádza z geomorfologických indikácií, je andezitová intrúzia zatiaľ skrytá aj pod vrchom Lazy s typickým dómatickým tvarom.

Vypreparovanými sú aj telesá typu neckov, dajok alebo diatrém. V súčasnom reliéfe na nich nachádzame viac-menej výrazné izolované kužeľovité vyvýšeniny. Pravidelný kužeľovitý tvar má vrch Zaboda pri Hajnáčke. Vznikol na mohutnom bazaltovom necku. Nižší a asymetrický tvar má Tilič, vyvýšenina sformovaná na necku pod východným okrajom Pohanského vrchu. Dajka pod vrcholom Ragáča sa morfologicky prejavuje ako 10 m vysoká bazaltová skalná veža, primárne uklonená na západ. Početné diatrémy nachádzajúce sa v Cerovej vrchovine patria k najrozrušenejším vulkanickým telesám. Ich pôvodné vulkanické kužele s krátermi ležali o niekoľko desiatok metrov vyššie. Erózno-denudačné procesy ich prakticky úplne zničili a to, čo v súčasnosti na danom mieste nachádzame, sú už iba zrezané a viac-menej vypreparované prístupové

komíny s rôznou vulkanickou aj nevulkanickou výplňou. Morfologicky najvýraznejšími formami reliéfu, vytvorenými na diatrémach, sú elevácie Hajnáčskeho a Šurického hradného vrchu. Hajnáčsky hradný vrch sa týči do výšky 135 m nad nivu Gortvy. Obvodové stráne pravidelného kužeľa budované pieskovcami majú sklon okolo 35°. 15 m vysoké vrcholové bralo rozoklané do skupiny skalných veží predstavuje výplň diatrémy, ktorá pokračuje kolmo do vnútra kopca. Výplň tvoria rôzne vulkanoklastiká s xenolitmi, vystužené niekoľkými bazaltovými žilami. Rovnako výrazný je aj Šurický hradný vrch. Má však viac asymetrický tvar, ktorý spôsobil zboku erodujúci Šurický potok. Na juhozápadnej strane klesá kolmá bazaltová stena z výšky 90 m až k úpätiu vyvýšeniny. Tachtská diatréma je príkladom často sa vyskytujúcej menej výraznej geomorfologickej formy. Nízky pahorok, fluviálne rozčlenený do dvoch častí, vznikol na vulkanickom telese, budovanom menej odolnými varietami vulkanoklastík bez vystuženia bazaltovými žilami.

Najtypickejším predstaviteľom inverzných foriem reliéfu sú tabuľové vrchy, sformované na zvyškoch lávových alebo tufových pokrovoch alebo prúdoch. Najlepšie vyvinutými sú tabuľové vrchy na najväčších telesách vrchoviny na Medveši, Pohanskom vrchu a Bučeni. Ich pôdorysy sú rozložené najmä plošne, na rozdiel od tabuľkových vrchov s lineárne pretiahnutými pôdorysmi, aké nachádzame na pôvodných lávových prúdoch Babského vrchu, Monosy a Budy. Tabuľové vrchy pozostávajú z vrcholových plošín a strmých obvodových strání. Ohraničenie vrcholových plošín je zväčša veľmi zreteľné a ostré. Druhou výraznou terénnou hranou bývajú spodné okraje telies, na kontakte bázy so sedimentárnym okolím. Tieto sú však často maskované rozsiahlymi pokrovmi blokov a sute, ktoré sa akumulujú pod skalnými stenami, ako aj defilé na obvode tabuľového vrchu. Výška stien zväčša nepresahuje 20 m. Na Pohanskom vrchu a na Ragáči vznikajú na rozšírených puklinách bazaltových stien alebo v medziblokových dutinách pseudojaskyne dĺžky niekoľkých metrov.

Na území nachádzame situácie, keď inverzia pôsobila na dané teleso len jednostranne a pretvorila ho do úpätnej plošiny. Príkladom je dolná časť lávového prúdu Veľkého Bučeňa nad Veľkými Dravcami. Jednostranné pôsobenie deštrukcie pôvodnej formy je výsledkom jej polohy na okraji pohoria. Ak pôsobila bočná deštrukcia veľmi intenzívne z oboch strán na teleso menších rozmerov, zredukovala pôvodné tabuľové vrchy do chrbta až skalnatého úzkeho hrebeňa. Vhodným príkladom je Ragáč. Veľmi často tento proces postúpil tak ďaleko, že pôvodne kompaktné teleso rozčlenil do sústavy izolovaných hrebeňov a vrcholov. Napríklad, lávový prúd Babského vrchu bol segmentovaný do siedmich častí s morfologickými črtami čiastkových tabuľových vrchov, izolovaných chrbtov hrebeňov aj vrcholov.

Iba malá časť iniciálnych foriem reliéfu nepodľahla procesom vypreparovania, resp. inverzie. Stalo sa tak v dvoch prípadoch. Buď dané formy ležia v polohe, kde sú zatiaľ pred deštrukciou chránené, alebo sú také mladé, že ich erózno-denudačné procesy nestačili inverzne rozrušiť. Prvú skupinu reprezentujú početné zvyšky sopečných kužeľov. Ak ležia uprostred plošín tabuľových vrchov, ako napr. kužele Veľkého a Malého Bučeňa a Monosy, deštrukcia postupujúca zboku sa k nim zatiaľ nedostala. Ak sa sopečný kužeľ nachádza na okraji plošiny, ako je to v prípade Medveckej výšiny, býva rozrušený zo strany obrátenej k okraju telesa. Veľmi exponovaná poloha pôvodného kužeľa na východ od Steblovej skaly znamenala jeho úplné rozrušenie a jeho postavenie do

GENÉZA / GEMORFOLOGICKÉ ZNAKY	TELESÁ ANDEZITOVÉHO VULKANIZMU		TELESÁ BAZALTOVÉHO VULKANIZMU						
	INTRUZÍVNE TELESÁ		INTRUZÍVNE TELESÁ		EXTRUZÍVNE TELESÁ				
					EFUZÍVNE		EXPLOZÍVNE		
	LAKOLITY 1	APOFÝZY 2	DIATRÉMY 3	NECKY A DÁJKY 4	LÁVOVÉ POKROVY 5	LÁVOVÉ PRÚDY 6	SOPEČNÉ KUŽELE 7	VULKANOKL. POKROVY 8	MAARY 9
1 MORFOLOGICKY VÝRAZNÉ FORMY RELIÉFU S PRIAMYM VÝVOJOM							a b		
2 MORFOLOGICKY VÝRAZNÉ FORMY RELIÉFU S INVERZNYM VÝVOJOM						a b c d e		a b c	
3 MORFOLOGICKY VÝRAZNÉ VYPREPAROVANÉ FORMY RELIÉFU									
4 MORFOLOGICKY MÁLO VÝRAZNÉ FORMY RELIÉFU			a b						
5 VULKANICKÉ TELESÁ BEZ GEOMORFOLOGICKÉHO VYJADRENIA									

Tabuľka 2. Klasifikácia foriem reliéfu na vulkanickej štruktúre Cerovej vrchoviny.

inverznej pozície k svojmu pôvodne nižšie ležiacemu lávovému prúdu. Obdobnú inverziu lokálneho rozsahu pozorujeme na aglutinátovom kuželi Dunivá hora na plošine Medveš. Súčasný vrchol nízkej elevácie sa neviaže na zdenudovaný kužeľ, ale na odolnejší lávový prúd vytečený z malej bazaltovej dajky.

K najzachovalejším sopečným kužeľom vrchoviny patrí Ostrá skala. Svoj tvar si zachovala vďaka vystuženiu sopečného komína utuhnutou bazaltovou lávou. Ostatné kužele sú viac-menej znížené a zaoblené a ich krátery sa vo väčšine prípadov nezachovali. Za zvyšky kráterov považujeme iba polkruhovité misovité priehlbiny vo vrcholových partiách kužeľov Medvecká výšina a Veľký Bučeň.

Druhým typom neinverznej formy reliéfu je najmladšia sopka na území vrchoviny — fiľakovský maar. Z pôvodného explozívneho vulkánu sa dodnes zachovali zvyšky jeho nízkej tufovej obruby. Súvislý oválny val okolo diatrémy bol fluviálnou činnosťou potoka Belina rozčlenený do troch izolovaných elevácií: Červeného vrchu, Hradného vrchu a Vyhliadky. Prvé dve sú morfologicky výraznejšie a predstavujú obtočníky. Diatréma maaru je v reliéfe neidentifikovateľná, je pochovaná pod nivou Beliny. V iniciálnej fáze inverzie sa nachádza jeden z najmladších lávových prúdov skúmaného územia, vyliaty z Veľkého Bučeňa smerom na sever. V reliéfe sa v hornej časti prejavuje ako pomerne ploché vypuklé teleso, z oboch strán obmedzené plytkými iniciálnymi dolinami, vytlačenými prúdom do strán. Nižšie už viac badať inverznú pozíciu prúdu a jeho prechod do tabuľového vrchu. Obvodové doliny sa stále viac vhlbujú až pod bázu prúdu do sedimentárneho podložia. Po troch kilometroch sa teleso prúdu stáča na západ k okraju pohoria. Dolina Čirinca sa nedala prúdom vytlačiť do boku a tok si cez bazaltové teleso prerazil úzku prelomovú dolinu. V Cerovej vrchovine môžeme nájsť viacero podobných prelomových dolín. Od te-

←

1.7 erózno-denudačný zvyšok sopečného kužela bazaltového vulkanizmu a) s reliktom vrcholového krátera, b) bez reliktu vrcholového krátera; 1.9 erózno-denudačný zvyšok tufovej obruby maaru bazaltového vulkanizmu; 2.5 erózno-denudačný zvyšok lávového pokrovu bazaltového vulkanizmu, inverzne pretvorený do tabuľového vrchu; 2.6 erózno-denudačný zvyšok lávového prúdu bazaltového vulkanizmu, inverzne pretvorený do a) tabuľového vrchu, b) úpätnej plošiny, c) hrebeňa, d) chrbta, e) izolovaného vrchu; 2.8 erózno-denudačný zvyšok vulkanoklastického pokrovu bazaltového vulkanizmu, inverzne pretvorený do a) tabuľového vrchu, b) chrbta, c) izolovaného vrchu; 3.1 erózno-denudačný zvyšok lokalitu andezitového vulkanizmu, vypreparovaný do dómatickej elevácie; 3.3 erózno-denudačný zvyšok diatrémy bazaltového vulkanizmu, vypreparovaný do izolovaného vrchu; 3.4 erózno-denudačný zvyšok necku alebo dajky bazaltového vulkanizmu, vypreparovaný do izolovaného vrchu; 4.3 erózno-denudačný zvyšok diatrémy bazaltového vulkanizmu, čiastočne vypreparovaný do a) úpätnej plošinky, b) izolovanej vyvýšeniny; 4.4 erózno-denudačný zvyšok necku alebo dajky bazaltového vulkanizmu, čiastočne vypreparovaný do izolovanej vyvýšeniny; 4.6 mierne sklonená stráň na povrchu lávového prúdu bazaltového vulkanizmu v iniciálnom štádiu inverzie; 4.8 slabo rozčlenený povrch vulkanoklastického pokrovu bazaltového vulkanizmu na obvode sopečného kužela; 5.2 erózno-denudačný zvyšok apofýzy lokalitu andezitového vulkanizmu bez geomorfologického vyjadrenia; 5.3 erózno-denudačný zvyšok diatrémy bazaltového vulkanizmu bez geomorfologického vyjadrenia; 5.4 erózno-denudačný zvyšok necku alebo dajky bazaltového vulkanizmu bez geomorfologického vyjadrenia; 5.8 erózno-denudačný zvyšok vulkanoklastického pokrovu bazaltového vulkanizmu bez geomorfologického vyjadrenia.

lesa Bučeňa bol erózno-denudačne odrezaný Šarkan, Kirk a Kerčík, od Medveša oddelil Bukovinský potok Šomošku a cez lávový prúd Veľkého kopca pri Hajnáčke sa prelomom predrala Gortva a odčlenila od materského telesa Mlynský kopec. Oddelené trosky vulkanických telies majú v súčasnom reliéfe podobu izolovaných hrebeňov a vrcholov.

DISKUSIA

Z diskutovanej problematiky zostáva nezodpovedaných viacero otázok, ktoré patria do kompetencie geológov, ako aj geomorfológov. Jedna z nich sa týka vývoja reliéfu vo vrchnom pliocéne. Pre Západné Karpaty sa v literatúre zaužívala koncepcia o cyklickosti zarovnávania reliéfu v neogéne. M. Lukniš (1964), resp. E. Mazúr (1964) za najmladší z povrchov považujú poriečnu roveň, vytvorenú pedimentáciou vo vrchnom pliocéne. Novšie práce J. Činčuru (1967) a E. Mazúra a J. Činčuru (1975) predpokladajú, že formovanie poriečnej rovne pokračovalo aj v pleistocéne až po mindel. Naše výsledky poukazujú na inú skutočnosť. Pre Cerovú vrchovinu platí, že vo vrchnom pliocéne sa vytvorili najmenej dve generácie pedimentov, ktoré boli od seba oddelené fázou tektonickej aktivity a vulkanizmu. Zatiaľ nie je jasné, či ide o lokálny jav, alebo je to nová, zatiaľ neobjasnená skutočnosť vývoja reliéfu Západných Karpát na konci neogénu.

Druhou otázkou, ktorá sa vzťahuje najmä na geológov, je vzťah medzi morfoštruktúrnym vývojom Cerovej vrchoviny a miestnou vulkanickou aktivitou. Má objasniť, či plio-pleistocénne vykleňovanie centrálnej klenby je dôsledkom pohybu intruzívnych magmatických telies smerom k zemskému povrchu.

Z viacerých špeciálnych problémov spomenieme aspoň jeden. Ani nám, ale ani geológom sa nepodarilo identifikovať vulkanické centrum, z ktorého sa vylial lávový prúd Babského vrchu. J. Lexa a V. Konečný (in: D. Vass a kol. 1987) vylúčili neck Veľké Hradište na západe. Nepredpokladáme, že by to mohol byť cez Duhár lávový pokrov Medveš so svojim centrom. Najpravdepodobnejšie sa nám javí spojenie medzi prúdom Banského vrchu a trosiek lávového telesa Tri chotáre pri Čakanovciach. Je teda hľadané vulkanické centrum niekde južnejšie v priestore Lazov? Ak by to tak bolo, musel byť uvedený vulkán v súčasnosti úplne rozrušený. Zatiaľ je to však všetko ešte len hypotézou.

ZÁVER

Cerová vrchovina je z geologickej, ako aj geomorfologickej stránky veľmi špecifické územie s originálnymi formami reliéfu, ktoré sa neopísali nikde inde na Slovensku. Táto špecifickosť je dôsledkom prítomnosti osobitej vulkanicko-sedimentárnej geologickej štruktúry, resp. mladej kryhovo-klenbovitej morfoštruktúry. Lokálne často sa meniace štruktúrne aj morfoštruktúrne podmienky sa odrážajú v bohatosti a rôznorodosti foriem reliéfu, ktoré sa vytvorili na miestnych vulkanických telesách. Zosystemizovanie týchto foriem sa realizovalo pomocou klasifikačnej tabuľky (tab. 2), ktorá dané formy člení do riadkov podľa ich geomorfologických vlastností (inverznosť vývoja a morfografické znaky). Do stĺpcov sú klasifikované podľa genézy (typ a vek iniciálnej vul-

kanickej formy). Na území Cerovej vrchoviny sa celkove rozlíšilo 20 špecifických foriem reliéfu, sformovaných na vulkanických telesách. Štyri typy telies podľa tabuľky nemajú žiadne geomorfologické vyjadrenie.

LITERATÚRA

1. BAGDASARJAN, G. P., VASS, D., KONEČNÝ, V.: Results of Absolute Age Determination of Neogen Rocks in Central and Eastern Slovakia. Geologický zborník. Geologica Carpatica, *19*, 2, Bratislava 1968. — 2. BAGDASARJAN, G. P., KONEČNÝ, V., VASS, D.: Príspevok absolútnych vekov k vývojovej schéme neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska. Geologické práce, Správy, *51*, Bratislava 1970, s. 47—69. — 3. BALOGH, K., MIHALÍKOVÁ, A., VASS, D.: Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia. Západné Karpaty, *7*, Bratislava 1981, s. 113—126. — 4. BALOGH, K. a kol.: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rock in Hungary. (Rukopisný výtlačok), 1987. — 5. ČINČURA, J.: Príspevok k veku poriečnej rovne v Západných Karpatoch (na príklade južnej časti Turčianskej kotliny). Geografický časopis, XIX, *4*, Bratislava 1967, s. 316—326. — 6. FEJFAR, O.: The Power Villafranchian Vertebrates from Hajnáčka near Fiľakovo in Southern Slovakia. Rozpravy ÚÚG, zv. 30, Praha 1964, s. 1—116. — 7. JUGOVICS, L.: Észak-Magyarországi-Salgótarján környéki-bazaltterületek. Magyár Állami Földtani Intézet. Évi Jelentése az 1968-ról. Budapest 1971, s. 145—164. — 8. KANTOR, J., WIEGEROVÁ, V.: Radiometric ages of some basalts of Slovakia by 40 Ar/K method. Geologický zborník, Geologica Carpatica, *32*, 1, Bratislava 1981, s. 29—34. — 9. KUTHAN, M. a kol.: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR (1:200 000), list Zvolen, Bratislava 1963, s. 1—131. — 10. LEXA, J., KONEČNÝ, V.: Sprievodca po neovulkanitoch Slovenska. Pracovná skupina 3.4 multilaterálnej dohody akad. vied. soc. štátov, (rukopisný výtlačok), archív GÚDŠ, Bratislava 1976.

11. LUKNIŠ, M., MAZÚR, E.: Súčasný stav a novšie výsledky geomorfologického výskumu Slovenska. Geografický časopis, VIII, 2—3, Bratislava 1956, s. 86—95. — 12. LUKNIŠ, M.: Všeobecná geomorfológia I. Vysokoškolské učebné texty, Bratislava 1954, s. 1—341. — 13. LUKNIŠ, M.: Pozostatky starších povrchov zarovnávania reliéfu v československých Karpatoch. Geografický časopis, XVI, 3, Bratislava 1964, s. 289—298. — 14. LUKNIŠ, M. a kol.: Slovensko — II, Príroda. Obzor, Bratislava 1972, s. 124—202. — 15. MAZÚR, E.: Intermountain basins a characteristic element in the relief of Slovakia. Geografický časopis, XVI, 2, Bratislava 1964, 105—126. — 16. MAZÚR, E., ČINČURA, J.: Poverchnosti vyravnivanija Zapadnich Karpat. Studia geomorph. balcanica, IX, Krakow 1975, s. 27—36. — 17. SZÉKELY, A.: Verglaichende vulkanische Mittelgebirgsforschung in Ungarn. Ein Beitrag zur morphostrukturelen Gliederung Wissenschaftliche Kolloquien der Ungarischen Wirtschafts und kulturtage in Hamburg 1982, München 1983. — 18. VASS, D., ELEČKO, M., PRISTAŠ, J.: Klenba Cerovej vrchoviny — mladá štruktúra na južnom Slovensku. Geologické práce, Správy 84, Bratislava 1986, s. 135—140. — 19. VASS, D. a kol.: Stručné vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny (1:50 000). (Rukopisný výtlačok), archív GÚDŠ, Bratislava 1987.

Ян Лацика

ТРАНСФОРМАЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА НА ПРИМЕРЕ ЦЕРОВОГО НИЗКОГОРЬЯ

Церовое низкогорье представляет собой очень специфическую территорию, расположенную на юге центральной Словакии — как с геологического, так и с геомор-

фологического аспекта. На оригинальной вулканическо-седиментарной геологической структуре и активизированной молодой глыбово-сводчатой морфоструктуре сформировался ряд специфических форм рельефа. На более древней единице неовулканического комплекса — на сарматских андезитовых интрузиях лакколитового типа в центральном участке низкогорья образовались три с морфологической точки зрения наиболее отчетливые поднятия сводчатой формы. Нами предполагается, что вскрытие лакколитов имело место лишь в начале плейстоцена. Однако, в результате препарирования, в течение сравнительно короткого времени они оказались своими вершинами на относительных высотах более 300 м над донными уровнями современной долинной сети.

Типологически более разнообразные формы рельефа встречаются на более молодой единице неовулканического комплекса — на филяковской базальтовой формации плио-плейстоценового возраста. Активизация базальтового вулканизма, генетически связанная с образованием молодой позитивной морфоструктуры, проявилась в виде четырех главных этапов извержений в интервале от верхнего плиоцена по средний плейстоцен. Образование новой геологической структуры комбинированного типа с разнообразными исходными вулканическими формами рельефа отчетливо отразилось в геоморфологическом развитии исследованной территории. На приподнятой морфоструктуре с самого начала образования отдельных вулканических тел в результате селективно действующих эрозионно-денудационных процессов начали инверсионно преобразовываться первичные вулканические формы рельефа. В преобладающей мере воздействующая боковая деструкция (по сравнению с деструкцией сверху) постепенно преобразовала лавовые потоки и покровы в плитообразные горы, хребты, скалистые гребни или изолированные вершины. Из укоренившихся тел, вулканических конусов с диатремами (трубками взрыва), некков и даек, путем постепенного разрушения образовались морфологически более или менее устойчивые и отчетливые изолированные возвышенности. Многочисленные вулканические конусы были полностью разрушены и в современном рельефе проявляются лишь их срезанные приводные трубки — диатремы. Наиболее сохранившимися формами исходного вулканического рельефа являются вулканические конусы, защищенные от боковой деструкции своей позицией на плоскогорьях плитообразных гор. Сравнительно хорошо сохранились также остатки самого молодого лавового потока, вытекшего из Велького Бученя в северном направлении. Самая верхняя часть потока в настоящее время находится в стадии начальной инверсии. Наиболее молодой вулканической формой на территории Церового низкогорья и одной из наиболее молодых в Словакии является филяковский маар. Его возраст, исходя из его позиции по отношению к террасам ручья Белина, нами интерпретируется как среднеплейстоценовый. Филяковский маар является одной из немногочисленных и пока неинверсных форм. Из первоначального конуса сохранились три реликты маарового туфового окаймления.

Легенда к картам:

Карта 1. Неовулканические тела Церового низкогорья. *A* — андезиты, *B* — базальты, *C* — базальтовые вулканокластики, *D* — экструзивные вулканические центры смешанного типа (смешанные вулканы), *E* — экструзивные вулканические центры эксплозивного типа (эксплозивные вулканы и маары), *F* — интрузивные приводные каналы базальтового вулканизма (дайки и некки), *G* — интрузивные приводные каналы андезитового вулканизма (лакколиты).

Вулканические тела: 1. Каранч, 2. Шиатор, 3. Лазы, 4. Медвеш, 5. Поганский верх, 6. Тилич, 7. Рагач, 8. Гайначская диатрема, 9. Гайначский маар, 10. Острая скала, 11. Стебловая скала, 12. Буда, 13. Годейовский маар, 14. Тахтская диатрема, 15. Острый верх, 16. Бучень, 17. Филяковский маар, 18. Бабский верх, 19. Вельке-Градиште, 20. Моноса, 21. Шурицкая диатрема, 22. Три Хотаре.

Карты 2, 3, 4, 5, 6: Шиатор; Медвеш; Поганский верх и Тилич; Рагач, Гайначская диатрема и маар; Бучень, Филяковский маар. *1* — плоскогорье плитообразной горы на лавовом покрове, *2* — плоскогорье плитообразной горы на лавовом потоке, *3* — плоскогорье плитообразной горы на вулканокластическом покрове, *4* — склоны и возвышения на расчлененных вулканокластических покровах и разрушенных вулканических конусах, *5* — вулканический конус, *6* — изолированное возвышение на базальтовом некке, *7* — изолированное возвышение на базальтовой дайке, *8* — изолированное возвышение на остатке лавового покрова или потока, *9* — краевые откосы базальтового тела, *10* — скалистые стены и ущелья, *11* — умеренные краевые откосы базальтового тела, *12* — изолированный хребет на лавовом потоке, *13* — изолированный гребень на лавовом потоке, *14* — изолированное возвышение расчлененного туфового окаймления маара, *15* — предполагаемые размеры маара, *16* — реликт вероятного вулканического кратера, *17* — подножное плоскогорье на срезанной диатреме, *18* — скальная башня, *19* — ложная пещера, *20* — долина, *21* — балка, *22* — прорывной участок долины, *23* — ступень (уступ) в продольном профиле долины (висячее устье боковой долины), *24* — осыпно-глыбовые склоны, *25* — эрозионно-денудационное возвышение, *26* — обтекаемый останец, *27* — седловина, *28* — оползень, *29* — бровка, уступ в рельефе, *30* — плоский участок верхнеплиоценовой поверхности выравнивания (педимента), *31* — плоский участок более древней криопланационной поверхности, *32* — плоский участок более молодой криопланационной поверхности, *33* — высокая (высокорасположенная) флювиальная терраса, *34* — средняя флювиальная терраса, *35* — эрозионный край террасы, *36* — карьер.

Легенда к разрезам (сечениям)

Разрезы A, B, C, D, E, F:

1 — отпрепарированный андезитовый лакколит, *2* — свиты олиго-миоценовых седиментов, *3* — остатки лавовых покровов и потоков, *4* — остатки вулканических конусов, *5* — остатки вулканокластических покровов, *6* — остатки валов туфового окаймления маара, *7* — вулканические отверстия (трубы) и диатремы, *8* — базальтовые некки и дайки, *9* — пластические или под вулканическими телами, *10* — флювиальные гальки под лавовыми потоками, *11* — флювиальные четвертичные террасы, *12* — плейстоценовые покровы лесса, *13* — голоценовые долинные поймы, *14* — плоские участки верхнеплиоценовой поверхности выравнивания, *15* — плоские участки более древней криопланационной поверхности, *17* — оползни, *18* — разломные нарушения.

Легенда к таблицам

Таблица 1. Абсолютный возраст некоторыцх неовулканитов полученный методом Ar/K.

Таблица 2. Классификация форм рельефа на вулканической структуре Церового низкогорья.

1.7 — эрозионно-денудационный остаток вулканического конуса базальтового вулканизма: a — с реликтом вершинного кратера, b — без реликта вершинного кратера, 1.9 — эрозионно-денудационный остаток туфового окаймления маара базальтового вулканизма, 2.5 — эрозионно-денудационный остаток лавового покрова базальтового вулканизма инверсионно преобразованный в плитовую гору, 2.6 — эрозионно-денудационный остаток лавового потока базальтового вулканизма инверсионно преобразованный: *a* — в плитовую гору, *b* — в подножное плоскогорье, *c* — в гребень, *d* — в хребет, *e* — в изолированную гору, 2.8 — эрозионно-денудационный остаток вулканокластического покрова базальтового вулканизма инверсионно преобразованный: *a* — в плитовую гору, *b* — в хребет, *c* — в изолированную гору, 3.1 — эрозионно-денудационный остаток лакколита андезитового вулканизма отпрепарированный в сводообразное поднятие, 3.3 — эрозионно-денудацион-

ный остаток диатремы базальтового вулканизма отпрепарированный в изолированную гору, 3.4 — эрозионно-денудационный остаток некка или дайки базальтового вулканизма отпрепарированный в изолированную гору, 4.3 — эрозионно-денудационный остаток диатремы базальтового вулканизма частично отпрепарированный: *a* — в подножную плоскость, *b* — в изолированное возвышение, 4.4 — эрозионно-денудационный остаток некка или дайки базальтового вулканизма частично отпрепарированный в изолированное поднятие, 4.6 — умеренно наклонный склон на поверхности лавового потока базальтового вулканизма в начальной стадии инверсии, 4.8 — слабо расчлененная поверхность вулканокластического покрова базальтового вулканизма по периметру вулканического конуса, 5.2 — эрозионно-денудационный остаток апофизы лакколита андезитового вулканизма без геоморфологического выражения, 5.3 — эрозионно-денудационный остаток диатремы базальтового вулканизма без геоморфологического выражения, 5.4 — эрозионно-денудационный остаток некка или дайки базальтового вулканизма без геоморфологического выражения, 5.8 — эрозионно-денудационный остаток вулканокластического покрова базальтового вулканизма без геоморфологического выражения.

Перевод: Л. Правдова

Ján Lacika

VOLCANIC RELIEF TRANSFORMATION EXEMPLIFIED BY THE CEROVÁ VRCHOVINA BERGLAND

The Cerová Vrchovina Bergland represents a very specific territory in the south of Central Slovakia, namely from both the geological and geomorphological viewpoints. A series of specific relief forms was formed on the original volcanic-sedimentary geological structure as well as on the activated block-archlike young morphostructure. On the older unit of the neovulcanic complex, namely on Sarmatian andesite intrusions of laccolith type, three morphologically most marked elevations of domatic shape were formed in the centre of the mountain range. We assume that the exhumation of laccoliths came as late as the beginning of the Pleistocene. Through being projected, however, they appeared with their summits to relative altitudes over 300 metres above the bottoms of the present-day valley network for a relatively short time.

Typologically more varied forms of relief may be found on a younger unit of the neovolcanic complex, namely on the Fiľakovo basalt formation of Plio-Pleistocene age. The activation of basalt volcanism, genetically connected with the formation of young positive morphostructure, manifested itself by 4 main stages of eruptions within the time span from the Upper Pliocene to the Middle Pleistocene. The rise of the new geological structure of combined type with heterogeneous initial volcanic forms of relief reflected in a marked way in the geomorphological development of the investigated territory. On the morphostructure being uplifted, in consequence of the erosion-denudational processes selectively acting, the original volcanic forms of relief began being transformed inversely since the very beginning that the individual volcanic bodies were formed. The destruction asserting itself more from the side than from the top formed gradually table mounts, flat ridges, rocky ridges or isolated summits from the lava streams and sheets. Due to proceeding desintegration the rooted bodies, volcanic cones with diatremes, necks and dykes became morphologically more or less marked isolated elevations. Many volcanic cones were completely destroyed and in this way in the present-day relief only their cut feeding chimneys, the diatremes, manifest themselves. The most preserved forms of the initial volcanic relief are

volcanic cones, protected against the lateral destruction by their position on the plateaus of table mounts. Relatively corserved are also remnants of the youngest lava stream flown out of the Veľký Bučeň Mt in direction to north. The uppermost part of the stream is found at present in a stage of initial inversion. The youngest volcanic form in the territory of the Cerová Vrchovina Bergland and one of the youngest ones in Slovakia is the Fiľakovo maar. We interpret the age of its rise according to the position in relation to the terraces of the brook Belina as mid-Pleistocene one. The Fiľakovo maar is one of a few so far non-inversional forms. From the original volcano three relics of the maar tuff fringe have been preserved.

Map 1. Neovolcanic bodies of the Cerová Vrchovina Bergland. *A* — andesites, *B* — basalts, *C* — basaltic volcanoclastics, *D* — extrusive volcanic centres of mixed type (mixed volcanoes), *E* — extrusive volcanic centres of explosive type (explosive volcanoes and maars), *F* — intrusive feeding channels of basaltic volcanism (dykes and necks), *G* — intrusive feeding channels of andesite volcanism (laccoliths).

Volcanic bodies: 1. Karanč, 2. Šiator, 3. Lazy, 4. Medveš, 5. Pohanský vrch, 6. Tilič, 7. Ragáč, 8. Hajnáčka diatreme, 9. Hajnáčka maar, 10. Ostrá skala, 11. Steblová skala, 12. Buda, 13. Hodejov maar, 14. Tachty diatreme, 15. Ostrý vrch, 16. Bučeň, 17. Fiľakovo maar, 18. Babský vrch, 19. Veľké Hradište, 20. Monosa, 21. Šurice diatreme, 22. Tri Chotáre.

Maps 2, 3, 4, 5, 6. Šiator; Medveš; Pohanský vrch and Tilič; Ragáč, Hajnáčka diatreme and maar; Bučeň and Fiľakovo maar. *1* — plateau of table mount on lava sheet, *2* — plateau of table mount on lava stream, *3* — plateau of table mount on volcano-clastic sheet, *4* — slopes and elevations on dissected volcano-clastic sheet, *4* — slopes and elevations on dissected volcano-clastic sheets and desintegrated volcanic cones, *5* — volcanic cone, *6* — isolated elevation on basaltic neck, *7* — isolated elevation on basaltic dyke, *8* — isolated elevation on outlier of lava sheet or stream, *9* — abrupt marginal slopes of basaltic body, *10* — rock walls and defilé, *11* — moderate marginal slopes of basaltic body, *12* — isolated flat ridge of basaltic body, *12* — isolated flat ridge of basaltic body, *12a* — isolated flat ridge on lava stream, *13* — isolated ridge on lava stream, *14* — isolated elevation of dissected tuff fringe of maar, *15* — supposed extension of maar, *16* — relic of presumable volcanic crater, *17* — piedmont plateau on cut diatreme, *18* — rock tower, *19* — pseudo-cave, *20* — valley, *21* — dell, *22* — break section of valley, *23* — step on longitudinal profile of valley (hanging junction of tributary valley), *24* — slopes covered by block and debris places, *25* — erosion-denudational elevation, *26* — cut-off spur, *27* — saddle, *28* — slide, *29* — land edge, *30* — plateau of Upper-Pliocene planational surface (pediment), *31* — plateau of older cryoplanational surface, *32* — plateau of younger cryoplanational surface *33* — high fluvial terrace, *34* — middle fluvial terrace, *35* — erosional fringe of terrace, *36* — stone pit.

Sections A, B, C, D, E, F. *1* — projecting andesite laccolith, *2* — layers of Oligo-Miocene sediments, *3* — outliers of lava sheets and streams, *4* — remnants of volcanic cones, *5* — remnants of volcano-clastic sheets, *6* — remnants of ramparts of tuff fringe of maar, *7* — volcanic chimneys and diatremes, *8* — basaltic necks and dykes, *9* — plastic clays under volcanic bodies, *10* — fluvial gravels under lava streams, *11* — fluvial Quaternary terraces, *12* — Pleistocene loessy sheets, *13* — Holocene valley flood-plains, *14* — plateaus of Upper-Pliocene planational surface, *15* — plateaus of older cryoplanational surface, *16* — plateaus of younger cryoplanational surface, *17* — slides, *18* — fault disturbances.

Table 1. Absolute dating of some neovolcanites by Ar/K method.

Table 2. Classification of relief forms on the volcanic structure of the Cerová Vrchovina Bergland.

1.7 erosion-denudational remnant of volcanic cone of basaltic volcanism: a) with relief of summit crater, b) without relic of summit crater; 1.9 erosion-denudational remnant of tuff fringe of maar of basaltic volcanism; 2.5 erosion-denudational remnant of lava sheet of basaltic volcanism, inversely transformed to table mount; 2.6 erosion-denudational remnant of lava stream of basaltic volcanism, inversely transformed to a) table mount, b) piedmont plateau, c) ridge, d) flat ridge, e) isolated mount; 2.8 erosion-denudational remnant of volcano-clastic sheet of basaltic volcanism, inversely transformed to a) table mount, b) flat ridge, c) isolated mount; 3.1 erosion-denudational remnant of laccolith of andesite volcanism, projecting to domatic elevation: 3.3 erosion-denudational remnant of basaltic volcanism, projecting to isolated mount: 3.4 erosion-denudational remnant of neck or dyke of basaltic volcanism, projecting to isolated mount: 4.3 erosion-denudational remnant of diatreme of basaltic volcanism, partly projecting to a) piedmontal little plateau, b) isolated elevation; 4.4 erosion-denudational remnant of neck or dyke of basaltic volcanism, partly projecting to isolated elevation; 4.6 moderately inclined slope on surface of lava stream of basaltic volcanism in initial stage of inversion: 4.8 slightly dissected surface of volcano-clastic sheet of basaltic volcanism on fringe of volcanic cone; 5.2 erosion-denudational remnant of laccolith apophyse of andesite volcanism without geomorphological expression; 5.3 erosion-denudational remnant of diatreme of basaltic volcanism without geomorphological expression; 5.4 erosion; 5.8 erosion-denudational remnant of volcano-clastic sheet of basaltic volcanism without geomophological expression.

Translated by A. Krajčír