

SÁNDOR LÁNG, Budapešť

VÝVOJ TREŤOHORNÝCH VULKANICKÝCH PAROVNÍ V MAĎARSKU*

Za posledné desaťročie svojich geomorfologických výskumov v Maďarsku som nazril v miocénnych vulkanických pohoriach na stopy mladovulkanických parovní. Tieto parovne sa dajú pekne preukázať v najvyššom pohorí Maďarska, v Mátre, taktiež aj v ostatnom mladovulkanickom horskom priestore Severomaďarského stredohoria, napr. v pohorí Börzsöny, v nižšom pohorí Cserhát, v južnej a severnej časti pohoria Bükk, ako aj v Zemplínskom pohorí.

Mnohé stopy ukazujú, že také isté mladovulkanické parovne sa nachodia aj v pokračovaní mladovulkanického pásma Severomaďarského stredohoria, za hranicami, na južnom Slovensku.

Výskum mladovulkanických parovní v Maďarsku L á n g uskutočňuje už dlhší čas. Na objasnenie pochodu peneplenizácie-sparovnenia sa podujal niekoľkými spôsobmi: 1. preskúmaním niekdajších po denudácii pozostalých tvarov penepenov-parovní; 2. pohľadávaním hornín (korelatívnych produktov denudácie), ktoré vznikli za parovnenia; 3. zisťovaním dôkazového materiálu, ktorý poskytovali paleoklimatické pomery; 4. poznávaním vtedajších organizmov a ich životných pochodov.

Pre vývoj spomenutých mladovulkanických parovní sa prirodzene predpokladá aj primeraný potrebný čas. Treba tu myslieť na dobrých pár miliónov rokov. Podľa toho teda už nemožno počítať s tvorením parovní v sopečnom priestore koncom pliocénu alebo v pleistocéne, lebo ani pre denudáciu potrebný čas, ani paleoklimatické, a v závislosti od nich, ani biologické pomery nevyhovovali už takémuto pochodu. Preto napr. vo vulkanickom priestore vo východných Karpatoch (ako v Hargite) koncom pliocénu a v pleistocéne, v Kaukaze vo vrchnom pliocéne-pleistocéne-spodnom holocéne alebo na Apeninskom polostrove v pleistocéne-holocéne niet a ani nebolo tvorenia pravých parovní, čo najlepšie dokazujú popri údajoch o pleistocénnom a súvekom podnebí, o organizmoch v tomto čase tam usadených, teraz jestvujúce, málo denudované vulkanické tvary.

PRECHOD SPAROVŇOVANIA A TÝM VZNIKNUTÉ POVRCHOVÉ TVARY

Prechod tvorenia parovní, splošťovania Severomaďarského stredohoria sa všade začal po ukončení miocénnej sopečnej činnosti, keď sa už nedostával z vnútra Zeme na jej povrch vulkanický materiál. Toto obdobie sa začalo v miocéne počas tortónskeho podstupňa a trvalo cez sarmatský stupeň a cez celý pliocén, teda niečo viac než desať miliónov rokov.

Takýto dlhý čas už postačoval, aby sa zmocnila silná denudácia častí vulkanických

* Článok bol napísaný pre Geografický časopis.

pohorí, ktoré boli pôvodne značne rozsiahlejšie od dnešných a vyčnievali aj nad úroveň vnútorného miocénneho a pliocénneho mora a nad nepoklesnuté časti pohoria. Preto sa prvotné vulkanické tvary spomenutých krajov zväčša už aj denudovali a na mieste tvarov vulkanických pohorí s rozrôzneným povrchom, ako sú prvotné kužele, kaldery, tufové a aglomerátové povrchy, vznikli plochšie, slabšie zvlnené paroviny. Tu teda poklesla reliéfová energia povrchu, hoci sa v pohorí z rôznych hornín rôznej odolnosti a stavby nemohol vyvinúť rovný povrch.

Okrem toho — keďže ide o tvorenie parovní za milióny rokov a súčasne o denudačné pochody, ktoré prebiehali počas tvorenia geohistorických stupňov. vekov — ešte aj obnovujúce sa mladé tektonické tvorenia prerušovali pochod peneplenizácie. Za týchto pohybov sa horské kraje polámali, a to jedny silnejšie, druhé slabšie; niektoré kryhy sa vyzdvihli viac, iné zas menej a nemalé časti pohoria zas poklesli pod povrch Zeme. Po utíšení takýchto jednotlivých horotvorných pochodov, aj keď za nových geomorfologických predpokladov, ale predsa len ďalej postupovala tvorba parovní, a tým zas vznikali len plytko zvlnené povrchové tvary, a to až do konca pliocénu.

O denudačných typoch sparovníevania, o korelatívnych denudačných produktoch, ďalej o význame podnebia a organizmov pri tvorení mladých vulkanických parovní bude reč v ďalších kapitolách.

Hladké alebo plytko zvlnené povrchové tvary, ktoré vznikli za sparovníevania, už zväčša zmizli druhotnou denudáciou. Len útržky a pozostatky dosvedčujú niekdajší sploštený alebo slabo zvlnený povrch.

Dodatočná denudácia nastala preto, lebo sparovnené pohoria sa rozpadli spomenutými tektonickými pohybmi na kusy a jednotlivé kusy, najčastejšie len parovňové kryhy, zväčša sa zdvihli do značnej výšky. Pre túto príčinu sa obnovila na nich erózia, ktorou sa vo veľkej miere denudovali. Takýmto zvláštnym spôsobom zmizol pôvodne plytko zvlnený povrch, najmä po ktorom sa ukazujú stopy.

Tieto stopy, zväčša ako tvary denudáciou ešte nezničené, sú dôkazmi peneplenizácie a sú takéto:

1. Börzsöny, Mátra a väčšia časť Zemplínskeho pohoria pozostávajú z mozaikového nahromadenia parovní s rovnomerne vysokými vrcholmi a v prípade rôzne vysokých vrcholov majú veľmi rovnomerný sklon a veľkú rozlohu, a tak ich možno bez pochyby označiť ako kryhy.

2. Pôvodné vulkanické tvary pohorí za peneplenizácie zväčša zmizli alebo sa pozastierali a medzi rovňami sa dodatočne utvorili také deštrukčné tvary, aké bývajú v každom pohorí na neprepustných horninách.

3. Peneplenizáciou mnoho utratili pohoria z pôvodnej reliéfovej energie, ktorá klesla na konci peneplenizácie a či v strednom a vrchnom pliocéne na nižší stupeň, než je dnes. Nateraz viditeľné príkre svahy a iné mladšie tvary pohorí sú výsledkom silných zdvihov vo vrchnom pliocéne a spodnom pleistocéne, keď sa peneplenizované časti pohorí kde-tu zdvihli aj na viac sto metrov.

4. Rozkusovanie predošej, plytko zvlnenej, sploštenej parovne sa dialo pozdĺž struných, mladých zlomových plôch, často so značnými dislokačnými výškami. Bolo to asi na prechode pliocénu do pleistocénu.

5. Parovne alebo len parovňové kryhy väčšieho rozsahu sa ustálili na rôznej nadmorskej výške.

6. Miestami sa nachodia na nízkych parovniach pozostatky celkom cudzích pokryvov štrkov kremeňa, a to na rôznych úrovniach.

7. Svahové pomery jednotlivých častí parovní, ako aj dolinná sieť sa vyvinuli celkom svojským spôsobom, primerane povahe príslušnej parovne.

Treba ešte poznamenať, že počas peneplenizácie sa zachovali rozdiely v kvalite horniny, ba neraz sa ešte viac vyostřili. Napríklad veľmi tvrdé ryolitové, smolkové kužele alebo sopúchové výplne, z veľmi tvrdej horniny, ak vnikli do mäkšej horniny, zo svojho okolia sa dodatočne prikro vypreparovali a v takom prípade napodobňujú prvotné vulkanické kužele v podobe viac-menej kuželovitých vrchov. Napriek tomu možno predpokladať, že od konca miocénu sa denudovala z kuželovitých vrchov mäksia hornina značnej hrúbky, ba aj sopúchové výplne už mnoho stratili zo svojej pôvodnej výšky.

AKUMULAČNÉ ÚTVARY Z OBDOBIA PENEPLLENIZÁCIE

Keď prestala sopečná činnosť, hneď sa začala denudácia prvotného vulkanického povrchu. Avšak, ako bude o tom reč podrobnejšie, táto denudácia v miocéne a pliocéne prebiehala za iných klimatických podmienok, než sú dnes.

Na základe paleontologických nálezov sa predpokladá, že na spomenutých územiach za peneplenizácie vládla napred subtropická, neskôr zmiernená subtropická a napokon mediteránna klíma. To znamená, že ročná priemerná teplota bola vyššia než dnes. Tomu zodpovedala aj vyššia teplota pôdy, ale väčšie rozmery mala aj činnosť pôdotvorných baktérií a iných organizmov, a preto prebiehalo také zvetrávanie, ktoré sa podobalo z tróпов známému tvoreniu lateritu, a ktoré sa prejavovalo aj v hrúbke mnoho metrov pod povrchom Zeme. Len málo hrubého úlomkového materiálu sa pre hrubý príkrov zvetralín dostalo von z pohoria; tento úlomkový materiál všeobecne chýba ešte aj z pliocénnych usadenín na úpätí vulkanických pohorí. Len lateritová zvetralina bola zmytá a zmiešaná s usadeninami z vnútorného panónskeho mora. Andezitové okruhliaky pseudoaglomerátov, ktoré prípadne vznikali za denudácie, mohli dodávať len materiál andezitového štrku, ktorý sa miestami zisťuje vrtmi pod pohoriami Mátra a Cserhát, a to spod vrchnopanónskeho súvrstvia.

Červenkastý zvetralinový plášť vždy pozmyvával veľké lejaky tropického leta. Spôsob erózie na postupne peneplenizovaných územiach bol skôr areálny než lineárny.

Ku koncu pliocénu alebo v pleistocéne, keď nastali zrýchlené vertikálne dislokácie, obnovila sa silná erózia. a tým sa urýchlila i denudácia zdvihnutých parovní. Oproti predošlým obdobiam sa razom dostalo von z pozdvihnutých parovňových plošín veľké množstvo lateritu podobnej zvetraliny. Pozostatky z takého stavu sa všelikde ukazujú v usadeninách z konca pliocénu, z levanta. Niekoľko desiatok hlbokých vrtov v strede Maďarska, na rovine Alföld, odkrylo premyté usadeniny pod mladšími usadeninami neraz hlbšie než 50–100 m pod povrchom. Tieto usadeniny naznačali prarieky na konci pliocénu z vyzdvihnutých parovňových plošín.

Na úpätí týchto pohorí sa nachodí ešte na pôvodnom mieste materiál nánosových kužeľov alebo lateritové pozostatky pod zilovatenou sprašou, napr. pod Mátrou alebo Bukovými horami.

PALEOKLIMATICKÉ POMERY

Už viackrát bolo potrebné poukázať na to, že na území vulkanických pohorí, ktoré sa menili na parovne, všeobecne v celej strednej Európe boli počas miocénu a pliocénu inakšie klimatické pomery, než aké sú dnes, alebo aké boli už aj v pleistocéne.

Príčinou toho bolo, že vtedy bola iná horizontálna členitosť zemského povrchu. lebo na tomto území bolo hodne menej pevniny. Aj preto, že stredná Európa mohla bližšie ležať k vtedajšiemu rovníku, a tak sa jej dostávalo viac slnečného žiarenia.

Zemepisná poloha, ako aj podnebie sa podobalo kde-tu dnešnému monsúnovému, kde-tu trochu suchšiemu, kde-tu savanovo-stepnému alebo v neskoršom období mediterán-nemu, prípadne kontinentálnejšiemu podnebiu.

Konečne na označenom území Európy, kde patria aj vulkanické pohoria meniace sa na parovne, a na dvíhajúcich sa pohoriach predpokladá sa priemerná ročná tempera-túra spočiatku 18–20 °C a v neskoršom umiernennejšom období (už len prvá polovica pliocénu) 15–16 °C. Aj na takúto teplotu, ako aj na stále všeobecne v každom ročnom období hojné zrážky možno uzatvárať na základe rastlinných fosílií.

Teplota a vo vlhkých obdobiach hojné zrážky veľmi napomáhali rýchlu denudáciu. Je známe, že za terajších pomerov v monsúnových krajoch, ba aj vo vlhkejších medi-teránnych krajoch sa častejšie prihodí za 24 hod. 300–500 mm, ale vyskytnú sa aj 1000 mm zrážok. (V porovnaní s našimi krajinami už aj 100–150 mm zrážok za 24 hod. je zriedkavosťou.) Také množstvo vody v nevídaných rozmeroch napomáhalo areálnu eróziu, lebo pôda bývala už pripravená tropickým zvetrávaním. Takéto pomery možno predpokladať aj na našom skúmanom území. Inak by sa neboli mohli vyvinúť na území pohoria Börzsöny, Mátra a Zemplín, a to na úsekoch utvorených z pomerne dosť homogénnych hornín (pozostávajúcich najmä z brekcií a aglomerátov), tie po-vrchy, ktoré majú obdivuhodne rovnomerne vysokú vrcholovú alebo hrebeňovú výšku, ktoré boli neskoršie po ich vydvihnutí kde-tu silnejšie, kde-tu slabšie rozčlenené eróziou. Sopečné pohoria podobnej povahy sa nachodia vo veľkom rozsahu na južnom Slo-vensku.

ORGANIZMY A ICH ZÁSTOJ ZA SPAROVNIEVANIA MLADÝCH VULKÁNOV V MAĎARSKU

Za sparovnievania mladého vulkanického pásma Severomaďarského stredohoria, ako sme už spomenuli, bolo anorganické prírodné prostredie celkom inakšie, ako je dnes. Toto milieu sa podobalo dnešným rovníkovým, najmä dnešnému juhoázijskému monsúnovému územiu, neskôr vlhkému mediteránnemu kraju. Tomuto primerane zodpo-vedali aj ústrojenci.

Najmä tropicko-subtropické rastlinstvo zarastalo strediská už odumierajúceho vul-kanizmu, ale súčasne aj nesopečné pohoria. Na perifériách sa tvorilo prechodné pásmo k územiu s miernym podnebiem.

Tropický porast bol zastúpený palmami a v strednom miocéne ešte príslušníkmi radu *Myrica* atď. Neskôr koncom sarmatského stupňa bolo rastlinstvo prevažne už len subtropické, lebo tropické zložky (palmy) celkom zmizli a naposledy vystupujú prí-slušníci čeľade *Sapindales*, radu *Myricaceae*, *Grewiaceae* atď.

Vo vrchnom panóne, keď sa už nemôže hovoriť o skutočnom sparovnievaní, pohoria sú porastené predstaviteľmi miešaných opadavých stromov a na úrovni krovin sa vy-skytovali aj niektoré prvky tropickej flóry, ako napr. *Ficus*, *Cinnamomum*, *Engel-hardtia* atď. Dužneli asi pri 15 °C priemernej teploty. Takáto flóra sa vyskytla v lignite z Petőfibánya na južnom úpätí Mátry, v ktorom bolo 12,5 % tropických druhov, 20,5 % mediteránnych a z Blízkeho východu, 31 % z Ďalekého východu a Ďalekého západu a 46 % miestneho pôvodu (5).

Spočiatku tropické a neskôr subtropické rastlinstvo prirodzene iným spôsobom ovplyv-ňovalo stvárňovanie povrchu ako neskoršie a najčastejšie oveľa redšie rastlinstvo, ktoré je charakteristické pre mierne pásmo a periglaciálne územie.

Naskytuje sa otázka, či pochody penepplenizácie na študovaných pohoriach prebiehali v zmysle davisovského alebo penckovského vývoja parovní? Rozhodnú odpoveď na túto otázku ešte nemožno dať, lebo výsledky výskumu ešte nepostačujú pre konečnú odpoveď. Okrem toho sťažuje vyriešenie otázky aj to, že niekdajší povrch parovní dôkladne popretvárala tak denudácia po penepplenizácii, ako aj neskoršie tektonické pohyby na konci pliocénu a v pleistocéne. Terajšie naše penepplenizované pohoria sú z časti len kýpťami pôvodných pohorí, lebo ich južné krídla hlboko poklesli a dostali sa hlboko pod mladé usadeniny, a to v prípade pohoria Cserhát, ako aj Mátry, Bukových hôr a Zemplínskeho pohoria.

Na základe doterajších výskumov treba pripustiť, že dnes vyčnievajúce značné časti vo väčšine našich miocénnych vulkanických pohorí sa skutočne mohli zdenudovať na viac-menej zvlnené, značne sploštené parovňové plochy. Ani dokonalá rovina, ba ani skoro rovinná plocha sa ešte nemohla rozvinúť, lebo denudácia na rôznych miestach pre rozmanitosť hornín nebola rovnomerná, ale došlo k pomerne sploštenému povrchu aj v stredných častiach jednotlivých pohorí.

Treba poznamenať, že ťažko sa rozkladajúce, z tvrdého andezitu pozostávajúce vulkanické príkrovy s ich vrstvomito vyčnievajúcimi obrubami, sopečné výplne sopúchov a žíl s kužeľovitými kýpťami tvoria ostrú protivu s ľahko sa rozkladajúcimi andezitovými a andezito-tufovými alebo aglomerátovými časťami, ktoré boli premenené a rozložené postvulkanickou činnosťou.

Proti tomu všetkému mali byť jednotlivé časti pohorí natoľko plosko denudované (napr. celý severný Börzsöny, plošina západnej Mátry alebo stred Zemplínskeho pohoria), že sa azda priblížili stavu nedokonalaj roviny podľa Davisovho výkladu. Mohli byť pozakryvané nánosovými kužeľmi riek tečúcich zo severozápadných Karpát. Denudačnými pozostatkami týchto nánosových kužeľov na skúmaných pohoriach sú tu a tam sa nachádzajúce kremeňové štrky. Dozaista sa nachodia časti parovňových plôch podobného pôvodu a vlastností aj na Slovensku. Prirôdzené len tam nastal takýto stav, kde bol povrch Zeme dlhé doby nerušený a bez horotvorných pohybov.

Popri týchto uvedených území majú väčší rozsah tie časti pohoria, na ktorých sa nž nenachodia pozostatky pokrovov kremeňových štrkov, lež nápadne bijú do očí rovnomerné výšky ich vrcholov alebo hrebeňov. Ak nie je rovnomerná výška vrcholov alebo hrebeňov, tak je potom sklon vrcholovej, prípadne hrebeňovej úrovne určitým smerom veľmi rovnomerný. Aj táto okolnosť dokazuje, že pôvodne asi na jednu úroveň bol denudovaný celý povrch, ale dodatočným vydvihnutím vo vrchnom pliocéne a spodnom pleistocéne a tektonicko-erozívnyim rozokusovaním stratili už aj pôvodne veľmi malú reliéfovú energiu.

V porovnaní s uvedenými zisteniami sa môže uviesť ako správna námietka, že také časti pohoria, ktoré boli eróziou silne rozkúskované a kde nezostali zvyšky štrkových pokrovov, nemohli byť parovňami, lež celý kraj bol viac alebo menej zvlnenou hornatinou. Oproti tomu treba zdôrazniť, že za penepplenizácie sa nedenuduje väčšie územie celkom až na úroveň morskej hladiny alebo na eróznú bázu pod pohorím. Vždy sa denuduje len po úroveň eróznej terminanty, čo znamená toľko, že treba predpokladať v strede pohoria plochú klenbu bez toho, že by sa pritom muselo počítať s podstatnou zmenou reliéfovej energie.

Spomenuté okolnosti a pochod penepplenizácie mohli prerušovať obnovené tektonické pohyby tak, že sa nemôže hovoriť o ucelenom cykle penepplenizácie podľa výkladu Davisa, iba ak na niektorej samostatnej časti pohoria. Takouto časťou je stred Zemplín-

skeho pohoria, kým oproti tomu o úplnom cykle tej časti Zemplínskeho pohoria, ktorá poklesla hlboko pod povrch Potiskej nížiny, už nemožno hovoriť.

V súvislosti s týmto treba vziať do ohľadu, že skúmané vulkanické pohoria sa tektonickými pohybmi čiastočne sklonili na juh od konca treťohôr a zväčša sa premenili na pohoria s asymetrickým prierezom, čiastočne sa rozpadli na kusy väčšieho rozsahu pozdĺž mladých zlomov. (Tieto časti sú tektonicko-morfologické jednotky väčšieho rozsahu.) Napokon za peneplenizácie koncom treťohôr boli pohoria postihnuté ešte takými tektonickými pohybmi, že ich náhle poklesnuté časti zalialo more (napr. južný Cserhát, južný okraj Máty, Bukových hôr a Zemplínskeho pohoria). Avšak pre slabšie, ale stále klesanie sa stali sedimentárnym priestorom fluviolakustrických vrstiev (napr. pásztovskotarská zátoka pri Zagyve).

Nemožno hovoriť o úplnej platnosti teórie o vývoji parovní ani v zmysle davisovskom ani penckovskom, a to pre tieto dôvody: Spomenuté marinofluviolakustrické zátoky sa zdvihli dodatočnými tektonickými pohybmi do rôznej výšky. Ďalej preto, že vo väčšine pohorí sa tvorili marinofluviolakustrické usadeniny, inde zas sa uložili kužele kremeného štrku a potom najmä preto, že na najrozsiahlnejšej časti územia bola peneplenizácia spojená s obvyklou a stálou denudáciou.

O vývoji rovín v penckovskom zmysle sa tu preto nedá hovoriť, lebo je reč o pohoriach pomerne malého rozsahu, v ktorých sa nevyskytovala možnosť pre vývoj nad sebou položených peneplenových stupňov. Spomedzi tektonicko-morfologických jednotiek vydvihnuté parovníkové časti pohorí, možno, že sú v rôznej výške, ale podľa veku sa zdajú súčasným útvarom.

NESKORŠÍ OSUD MLADOVULKANICKÝCH PAROVNÍ V MAĎARSKU

Počas sparovníevania, ako sme už uviedli, miestami sa denudoval viac sto metrov hrubý eruptívny materiál z vulkanického, stále plytšie zvlneného horského územia. Oproti tomu zas vo viacerých rytmoch raz na jednom, raz na druhom území sa obnovujúce mladé horotvorné pohyby prerušovali proces sparovníevania.

Horotvorné pohyby sa prejavovali takto: tvorila sa klenba malých rozmerov, tu súmerná, tam nesúmerná, ako napr. v južnom Cserháte, inde vznikli prosté zlomy, nastalo tvorenie kryh a hrástí. Nie sú zriedkavosťou ani rozsiahlejšie vulkanické parovníkové kryhy väčšieho rozsahu, ktoré sú viac alebo menej vydvihnuté. Parovníkové kryhy sa šikmo vydvihli do rôznej výšky a na jednej strane súčasne poklesli najviac južným smerom k Potiskej nížine, ba v jednej časti pohoria Börzsöny na juhozápad a západ alebo severozápadným smerom k Podunajskej nížine. Treba si to tak predstaviť, že sa uklonili už počas zdvihu tak, že sa ich okraj od Potiskej a Podunajskej nížiny zdvihol málo, kým ich opačným smerom k dvíhajúcemu sa a slabo sa vyklenúcejemu hlavnému hrebeňu Karpát obrátená strana sa značne vydvihla.

Na vydvihnutých častiach, parovníkových pozostatkoch a na menších parovníkových kryhách v dôsledku zväčšenej reliéfovej energie pribudlo aj niečo zrážok, a tým sa obnovila aj erózia. Pomerne rýchlo sa tieto územia rozčlenili a vyvinula sa na nich hustá sieť konsekvntných a subsekvntných dolín. Tým pomizli po denudovaní prvotných vulkanických tvarov aj posledné pozostatky parovníkových tvarov, ktoré sa kde-tu utvorili podľa výkladu Davisa. Len miestami sa zachovali niektoré malé útržky vnútri opakovne spomenutých parovníkových pohorí severného Maďarska.

Údaje z hlbokých vrtov potvrdzujú, že osudy vulkanických parovníkových pohorí a vyvinutých parovní boli značne odlišné. Napríklad pôvodné Zemplínske pohorie bolo

oveľa rozsiahlejšie než je dnešné. Zdá sa, že časť jeho počiatocne rozvinutej parovne sa ponorila a zúčastnila sa len na začiatocnom štádiu sparovnievania. Napríklad v meste Sátoraljauhely na okraji Potiskej nížiny sa už hneď pod povrchom začína poradie vulkanických hornín a navrtali ich ešte aj v hĺbke 500 m. Toto už môže súvisieť s pozoruhodným poklesom. Ešte nápadnejší je pokles pri meste Nyiregyháza, kde sa v podloží pod 900 m hrubým poradím panónskych a pleistocénnych vrstiev začína 1500 m hrubá masa eruptív a je hlboká 2500 m. To je aj najkrajší príklad na asymetrický pokles Zemplínskeho pohoria. Na severnom konci pohoria v okolí mesta Prešov je podložie andezitov ešte na povrchu, kým v Nyiregyházi, 30 km na juhovýchod od najjužnejšieho konca Zemplínskeho pohoria, nachodí sa to isté podložie o 2000 m hlbšie.

Podobné príklady možno uviesť aj z inakadiaľ, napr. z južného predhoria Bukových hôr. Tu sa uklonili mladé vulkanické pohoria predstavujúce ryolitové a ryolito-tufové rovne smerom na juh a juhovýchod a ich južné časti sa postupne dostávajú pod potiské pleistocénne a pliocénne vrstvy. Eruptívne pohorie teda aj tu pokračuje na juh pod povrchom a čím ďalej tým hlbšie.

Pôvodne boli naše vulkanické pohoria oveľa rozsiahlejšie, než sú dnes. Ich pôvodný rozsah sa zmenšoval aj silnou denudáciou, s ktorou bolo spojené sparovnievanie, potom sčasti aj zlomami a poklesmi smerom k Potiskej nížine. Okrem toho od ukončenia sparovnievania v obdobiach levanta, pleistocénu, holocénu boli silne denudované, lebo ich 100—200 m hlboké doliny sa zväčša utvorili v tomto čase. Aj medzi dolinné horské povrchy a či ich vypuklé tvary sa viac-menej denudovali najmä vymázaním a tvorením kamenných morí, ako aj glaciálnou soliflukciou.

Ešte silnejšia mohla byť dodatočná denudácia, ale oproti tomu zas pre malý pokles skôr mohli ostať v pôvodnom rozsahu parovňové pozostatky v pokračovaní miocénnych vulkanických pohorí severného Maďarska v juhoslovenských vulkanických pohoriach. Ich ďalší spoločný morfofenetický výskum by bol veľmi žiadúci.

CHARAKTERISTIKA JEDNOTLIVÝCH MLADOVULKANICKÝCH PAROVŇOVÝCH POHORÍ

Börzsöny

Börzsöny je najzápadnejšia časť Severomaďarského stredohoria; skladá sa z andezitu, pekle je sparovnené a jeho sparovnievanie pravdepodobne prekonalo viac než polovicu vývojového cyklu podľa davisovského výkladu. Na severnej strane azda aj celý cyklus, ale nepočítajúc do toho územie malých juhobörzsönyských panví, údelom ktorých bolo napred zaliatie morom a po vynorení nedospeli na utvorenie pohoria, lež znova poklesli.

Medzi vyššie vydvihnutými vulkanickými parovňami pohoria sa nachodia aj také, ktoré sa pozorujú ako samostatné tektonické morfológické jednotky — tiahnu sa od juhu na sever v dunajskej zákrute pri Vyšehrade — paroveň Hegyestető, ktorá je už veľmi prenikavo rozčlenená pre blízkosť Dunaja hlboko zarezanými dolinami a je dodatočne aj trochu vyklenutá. Čiastočne veľmi zvlneného povrchu sú dve parovne na juhozápade pohoria Börzsöny na oboch stranách Ipľa. Ďalej treba spomenúť parovne v ústrednej časti pohoria Börzsöny, kde sa pozoruje značný rozdiel idúc od západu na východ medzi rozkúskovaným pozostatkom Magyarhegy-Várbükk a v strede položenou dacitovou kotlinou a medzi rozčlenenými pozostatkami parovne Csóványos-Magosfa, ktorá leží na východ a najvyššie je vydvihnutá (700—959 m). Najtypickejšia medzi parovňami pohoria Börzsöny je Hegyhát medzi obcami Kemencevölgy a Nagyvölgy

a podobná je aj ešte severnejšia paroveň Pulyahegy-Kőkapu, kde bol prekonaný azda celý vývojový davisonvský cyklus a celý kraj sa veľmi podobá susednej Krupinskej vrchovine na Slovensku.

Medzi parovňami veľkého rozsahu na juhu a juhovýchode pohoria Börzsöny a medzi južnými poklesnutými malými panvami sa umiestujú veľmi rozkúskované menšie parovňové kryhy, ako napr. medzi obcami Szokolya a Szendehely, Szokolya a Nógrád, Szokolya a Kőspallag.

Cserhát

Andezitové parovne pohoria Cserhát sa začínajú už na juhu pohoria na sever od obce Aszód, kde sa čiastočne vyklenuli a čiastočne sa jednostranne končia príkrymi svahmi k tektonickej prepadline rieky Galga.

Povrch andezitových príkrovov odtiaľto na severovýchod tiež prekonal sparovanie a jednotlivé parovňové kusy boli dodatočne postihnuté pozdĺž zlomov vertikálnymi dislokáciami protiľahlými smermi a v značných rozmeroch.

Vývoj andezitového parovňového povrchu Cserháta, jeho rozkusovanie mladými tektonickými pohybmi a vývoj dnešného povrchu je značne zložitejší než susedných pohorí Börzsöny alebo Máty, lebo Cserhát bol oveľa členitejší a zložitejší pre paleogeografické pomery, pre morské transgresie a regresie, ktoré i tu i tam prerušovali sparovanie.

Najjužnejšie je medzi vulkanickými parovňami pohoria vyklenutie južného Cserhátu na sever od obce Aszód. Nie je to pravá paroveň, lebo ju viac než do polovice zakryli panónske usadeniny. Oproti tomu je pravá paroveň Pásztói Cserhátu, ktorej andezitové príkrovy zo spodného tortónu len na malých plochách zakrýva vrchnotortónsky vápenc alebo od tohto mladší pokrov z treťohorného kremeňového a andezitového štrku. Táto pôvodne jednotná vulkanická paroveň sa rozlámala tektonickými pohybmi ku koncu treťohôr na veľké tabule, ktoré sa zväčša poskláňali, a to južným smerom.

Ploché andezitové parovne pohoria Cserhát sa veľmi polámali a poklesli v spojení s mladým poklesom prepadliny rieky Zagyva, a to najmä koncom treťohôr. V niektorých častiach pohoria narážame na skutočné nahromadenie celých poradí parovňových tvarov, ktoré sa dajú rozložiť na zložky horizontálneho a vertikálneho pohybu.

Obzvlášť na okolí obce Mátraszőlős a Sámsonháza možno uspokojivo skúmať kusy niekdajšej súvislej andezitovej parovne, ktoré rozlámali mladé tektonické pohyby na tabulové kryhy (Csúcshegy 498 m, Mészhegy 369 m, Várhegy pri Sámsonháze 326 m).

Mátra

Oproti pohoriu Cserhát sa nachodia v tomto pohorí malého rozsahu pekne vyvinuté parovňové povrchy. Vo všeobecnosti sa klonia na juh, lebo celé pohorie sa sklonilo južným smerom, a preto je taký výrazný asymetrický prierez pohoria týmto smerom. Na severe je erupzívny príkrov vo výške 400—600 m, kým na juhu sa stráca pod povrchom okraja Potiskej nížiny (160 m).

Medzi pekne rozvinutými parovňami pohoria Mátra sa nachodí paroveň západnej Máty medzi malými kopaničiarskymi dedinami a skláňa sa na západ. Od nej na východ sa priraďuje stupňovito na juh sa zvažujúca paroveň Gályatető (965 m), potom vo východnej polovici pohoria paroveň Kékes (1015 m) a paroveň Malej Máty. Všetky sa skláňajú na juh. Do určitej miery ešte prvotné vulkanické tvary predstavuje v Mátre už len rhyolitová vytlačená kupa Kishegy (387 m) pri Gyöngyössölymosi.

Oproti tomu od tejto kupy niekoľko kilometrov na sever sa dvíhajúca Asztágkő (505 m) a Ústőkő (537 m) s ich hydrokvarcitovými pahorkami, tvrdými kremeňovými vypnulínami dávajú tušiť veľmi silnú treťohornú a štvrtohornú denudáciu a morfológickú inverziu vysokého stupňa. Je pravdepodobné, že horúce pramene, z ktorých sa ukladal hydrokvarcit, nevyvierali na vrcholoch, vo výške pomerne veľkej, 200—250 m, lež skôr na dne doliny alebo na povrchu pomerne prehĺbenej depresie. Podobná inverzia sa nachodí aj na pásmach krytých hydrokvarcitom a silne vydvihnutých v západnej Mátre (Vöröskő 739 m).

Bükk

Ústredná, najvyššia časť pohoria, plošina Bükk (959 m) je pravdepodobne staršia miocénna vápencová paroveň. Toho istého veku je aj rad okrajových parovní, ktoré priliehajú k vápencovej plošine a skladajú sa z hlinitých bridlic, prípadne z vápenca. Hlinité bridlice a vápenec sú tu zo spodného, prípadne stredného triasu.

K uvedeným pásmam prilieha na južnom a východnom okraji pohoria ryolitové a ryolito-tufové a na severe a severovýchode pohoria andezito-tufové úzke pásmo vulkanických parovní. Tieto sopečniny sa dostali na povrch najmä na počiatku sarmatského stupňa a sparovníevanie sa dialo zväčša v jeho staršom úseku súčasne s ukladaním príkrovov kremeňových štrkov a vápencov. Vulkanické parovne pohoria Bükk sa zdajú na prvý pohľad úpätnými parovňami. Určité stopy vedú skôr k tej mienke, že aj plošina Bükk sa vydvihla len v pliocéne. Potvrdzujú to aj jaskynné krasové otvory viac sto metrov nad miestnou eróznou bázou, ale stopy ukazujú aj na to, že aj hlinitobridličnaté a vápencové parovne pohoria Bükk viac-menej boli zakryté mladými (miocénnymi) eruptívnymi tufmi, ale sú už odpratané. Otázka sparovníevania pohoria Bükk si vyžaduje ďalšie starostlivé skúmanie.

Zemplínske pohorie

Tento kraj patrí medzi najmenej preskúmané a známe vulkanické parovne. Tunnajšia sopečná činnosť je mladá; obdobie najvýdatnejších výronov spadá do sarmatského stupňa. Na sparovníevanie ostalo len málo času. Pritom všetkom tam, kde sopečná činnosť prestala včasnšie, a to už v sarmate a produkovala zväčša dosť rovnorodé horniny, z ktorých vznikli prvotné povrchy, možno očakávať zistenie slabého sparovníevania. Takáto oblasť je ústredná časť pohoria medzi riekami Bodrog, Božva, Hornad a Szerencs, kde sa miestami nachodia okrsky s celkom slabou reliéfovou energiou. Túto ústrednú časť pohoria vo všeobecnosti pokrýva veľmi hrubá pyroxénovo-andezitová brekcia a aglomeráty. Aj na juhu pohoria je podobný stav medzi obcami Tállya, Erdőbénye, Bodrogkeresztúr.

Zároveň sa uskutočňuje podrobnejšia morfológická analýza mladej vulkanickej parovne Zemplínskeho pohoria.

LITERATÚRA

1. Bulla B., *Tönkfelületek*, Természettudomány, 1947. — 2. Bulla B., *A magyar föld geomorfológiai kutatásainak főbb problémái*, Földrajz. Könyv-és Térképtár Értesítő, 1951. — 3. Lang S., *Természeti földrajzi tanulmányok az Északmagyarországi Középhegységben*. Földr. Közlemények, 1953. (S ruským a nemeckým resumé a so zoznamom dovtedajších pramenných

prác.) — 4. L á n g S., *Geomorfológiai és hydroológiai tanulmányok a Bükkben*, Hidrológiai Közlöny, 1954. (Ruské a nemecké resumé.) — 5. L á n g S., *A Mátra és a Börzsöny természeti földrajza*. Földrajzi Monografiák I., Budapest 1955. — 5. Andreánysky G., *Ösnövénnytán*, Budapest 1954.

Preložil J. Martinka
Recenzoval prof. dr. M. Lukniš

Шандор Л а н г

РАЗВИТИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПЕНЕПЛЕНОВ ТРЕТИЧНОГО ПЕРИОДА В ВЕНГРИИ

Первым шагом при исследовании молодых вулканических пенепленов в Венгрии является изучение форм, сохранившихся после сношения бывших пенепленов. Вторым шагом является раскрытие возникших вследствие образования пенепленов выровненных поверхностей различных пород (коррелятивные продукты денудации). Третий источник аргументов — это знание палеоклиматологических условий. С этим же связан четвертый источник — знание тогдашней биосферы и биологических процессов.

Разумеется, для образования упомянутых молодых вулканических пенепленов требовалось продолжительное время. Надо обязательно предполагать истечение нескольких миллионов лет. На основе этого нельзя считать с образованием пенепленов на территории поздне-плиоценового или плейстоценового вулканизма, потому что ни время, необходимое для образования пенепленов путем денудации, ни палеоклиматические и, следовательно, биологические условия не благоприятствовали этому процессу.

В вулканических районах Среднегорья Северной Венгрии пенеплены повсюду начали образовываться по закончении миоценового вулканизма, во время верхнетортоносского подъяруса. Этот процесс продолжался во время сарматского подъяруса и всего плиоцена.

Вот почему в упомянутых районах большинство первичных вулканических форм уже разрушилось, и в месте вулканических горных форм подвижной поверхности, вроде первичных конусов, кальдер, туфовых и агломерационных поверхностей, образовался менее волнистый, более ровный пенеплен.

Возникшие путем образования пенепленов плоские или мало-волнистые формы не сохранились. Большинство их впоследствии исчезло под действием денудации. Имеются лишь следы бывшей плоской, слабо волнистой поверхности.

Таковыми следами, — в большинстве случаев формами, не подвергшимися полной денудации, — которые могут служить одновременно и аргументом образования пенепленов, являются следующие: 1. Большая часть гор Бёржён, Матра и Земплен состоит из мозаикообразной аккумуляции пенепленов одинаковой высоты, которые можно назвать и глыбами крупных размеров. 2. Образование пенепленов почти изгладило стерло вулканические формы гор. 3. Вследствие выровнения поверхности горы потеряли значительную часть своей первоначальной рельефной энергии, которая, до конца образования пенепленов, т. е. во время среднего и позднего плиоцена, была гораздо меньше, чем сегодня. 4. Раздробление слабо волнистой, плоской поверхности произошло вдоль жестких молодых сбросов значительной высотой сброса. Они должны были работать на рубеже плиоцена и плейстоцена. 5. Пенеплены значительных размеров или пенепленовые глыбы достигают значительных высот над уровнем моря. 6. Местами, на низких пенепленах наблюдаются следы посторонних покровов кварцевого графия в различных горизонтах. 7. Уклоны отдельных частей пенепленов и сеть долин развились различным образом, в соответствии с характером данного пенеплена.

Следует еще отметить, что в ходе образования пенепленов различия между породами сохранились, часто даже обострились.

Во время выровнения поверхностей господствовал субтропический климат, затем средиземноморский климат на этой территории. Это значит, что происходило выветривание, подобное латеритному выветриванию, господствующему в тропиках. Оно действовало и на подземные слои глубиной в несколько метров.

Красноватый покров продуктов выветривания был снесен крупными ливнями тропического, в большинстве случаев однофазового дождливого климата. Значит форма эрозии была скорее ареальной.

Средняя температура на торчащих горных территориях вначале варьировалась между 18 и 20 °C позднее же, в умеренном этапе — около 15—16°C. Обильные атмосферические осадки в теплых и дождливых сезонах чрезвычайно благоприятствовали быстрой денудации. На основе голоценовых условий известно, что в муссонских районах, а также в средиземноморских зонах сырого климата часто измеряются суточные осадки в 300—500 мм, и бывает случаи, когда это число представляет собой даже 1000 мм.

Бывшие пенеплены сильно преобразовались впоследствии тектоническими движениями конца плиоцена и эпохи плейстоцена и продолжившейся и позднее денудацией.

В связи с этим, эти вулканические горы под влиянием тектонических движения третичного периода наклонились к югу и стали в большинстве случаев асимметрическими по профилю, с другой же стороны, вдоль молодых сбросов, они распались на самостоятельные крупные формы. Кроме того, некоторые рано погруженные части залились морем (напр. Южный Черхат, южный край Матры, южные окраины гор Бюк и Земплен), или, вследствие меньшего, но постоянного погружения, стали местами заложения ряда флювиолимнических осадков (бассейн реки Задьва в области Пасто-Тар).

Эти морско-флювиолимнические бассейны поднялись на различные высоты последовшими тектоническими движениями. Кроме того, на большой части гор отложились морско-флювиолимнические осадки, в других местах — конусы выноса из кварцевого гравия, в самой большой части же этой территории состоялась денудация, выровнившая поверхность. Итак, нельзя говорить о полной применимости ни теории Дэвиса ни теории Пенка об образовании пенепленов.

Sándor L á n g

DIE ENTWICKLUNG DER TERTIÄREN VULKANISCHEN RUMPFFLÄCHEN IN UNGARN

In der Erforschung der jungen vulkanischen Rumpfflächen in Ungarn war der erste Schritt die Untersuchung der nach der Abtragung der einstigen Rumpfflächen zurückgebliebenen Formen. Den zweiten Schritt bildete die Auffindung des durch die Verrumpfung entstandenen Gesteinmaterials (korrelative Denudationsprodukte). Als dritter Schritt kann die Kenntniss der paleoklimatologischen Verhältnisse als Beweismaterial angesprochen werden und hieran schliesst sich — als vierter Schritt — die Kenntniss der einstigen Lebewelt und der damaligen Lebensprozesse.

Die Entstehung solcher jungen vulkanischer Rumpfflächen hat natürlich eine entsprechende Zeitdauer beansprucht, wobei wir zumindest einige Millionen Jahre voraussetzen müssen. Hieraus folgt, dass wir auf dem Gebiete des spätpliozänen oder pleistozänen Vulkanismus die Entstehung von Rumpfflächen nicht voraussetzen können, denn weder die erforderliche Zeitdauer noch die paleoklimatologischen und die durch diese bedingten biologischen Verhältnisse waren zum Verlauf des Prozesses, zur Abtragung bis zu Rumpfflächen zureichend gewesen.

Der Prozess der Verrumpfung hat in den vulkanischen Landschaften des Nordungarischen Mittelgebirges überall nach Abschluss des miozänen Vulkanismus eingesetzt, namentlich zur Zeit des oberen tortonischen Unterstockwerks und dauerte im Sarmatischen sowie im ganzen Pliozän ununterbrochen fort.

Infolgedessen sind auf dem oben angegebenen Gebiete die primären vulkanischen Formen zum grössten Teile bereits zerstört und die vulkanischen Gebirgsformen des bewegten Reliefs, wie primäre Kegel, Calderas, Tuff- und Agglomeratflächen, sind zumeist verschwunden und an ihrer Stelle sind flächere, schwach gewellte Rumpfflächen entstanden.

Die durch die Verrumpfung entstandenen glatten oder schwach gewellten Reliefen sind bereits nicht vorzufinden, sie sind infolge der nachträglichen Denudation zumeist verschwunden. Nur einzelne Bruchstücke, Rückstände zeigen die einstige flache, schwach gewellte Oberfläche an.

Diese Spuren, zumeist die durch Denudation noch verschonten Formen, zugleich auch die Beweisstücke der Verrumpfung sind die folgenden:

1. Das Börzsönygebirge sowie der Grossteil der Mátra und des Zempléner Gebirges bestehen aus einem mozaikförmigem Haufen von Rumpfen von gleicher Spitzhöhe, die ruhig als ausgedehnte Schollen angesprochen werden können.
2. Die Verrumpfung des Gebirges hat den ursprünglichen vulkanischen Formenschatz des Gebirges zumeist hinweggeschwemmt oder verdunkelt.
3. Infolge der Verrumpfung hat das Gebirge den grössten Teil seiner ursprünglichen Reliefenergie verloren. In der Abschlussphase des Verrumpfungsprozesses d. h. Mitte und Ende des Pliozäns war die Reliefenergie des Gebirges bedeutend geringer als gegenwärtig.
4. Die Zerstückelung der früheren schwach welligen, flachen Rumpffläche geschah starrer, junger Verwerfungen oft mit ziemlicher Springhöhe entlang. Diese dürften an der Pliozän-Pleistozängrenze in Erscheinung getreten sein.
5. Die ausgedehnteren Rumpfe oder bloss Rumpfschollen sind in verschiedenen Höhen über dem Meeresspiegel entstanden.
6. An manchen Stellen sind an den niedrigeren Rumpfen die Reste ganz fremdartiger Schotterdecken in sehr verschiedenen Horizonten gelagert.
7. Die Böschungsverhältnisse der einzelnen Rumpfabschnitte sowie das Talnetz haben sich vollkommen individuell, entsprechend dem Charakter des betreffenden Rumpfes entwickelt.

Ferner muss noch bemerkt werden, dass die Unterschiede der Gesteinsqualität im Laufe der Verrumpfung unversehrt bewahrt wurden, ja sogar noch schärfer zum Ausdruck gelangten.

In den fraglichen Gebieten hat zur Zeit der Verrumpfung vorerst ein subtropisches, später ein mediterranes Klima geherrscht. Dies ist gleichbedeutend damit, dass eine dem Tropenlaterit ähnliche Verwitterung eingetreten ist, auch in einer mehrere mächtigen Tiefe unter der Oberfläche.

Die rötlich gefärbte Verwitterungsdecke wurde durch die Regenrüsse des tropischen zumeist einphasigen Regenklimas hinweggeschwemmt. Die Erosion besass demnach eine eher areale Form.

Die Mitteltemperatur bewegte sich selbst in den hochgelegenen Gebirgsabschnitten vorerst um 18–20 °C, in den späteren gemässigten Zeitabschnitten um 15–16 °C. Der warme, in den nassen Jahreszeiten reiche Niederschlag hat die Denudation bedeutend beschleunigt. Auf Grund der gegenwärtigen Verhältnisse ist es nämlich bekannt, dass in den Monsungebieten, ja sogar in den mediterranen Landschaften mit niederschlagsreicherem Klima oft genug Tagesniederschläge von 300–500, manchmal sogar 1000 mm gemessen wurden.

Die ehemaligen Rumpfflächen wurden durch die folgenden tektonischen Bewegungen im Spätpliozän-Pleistozän und die fortgesetzte Denudation stark umgebildet.

In Zusammenhang mit diesen Prozessen wurden die fraglichen vulkanischen Gebiete durch die spätere tektonischen Bewegungen nach S umgekippt, nahmen infolgedessen zumeist einen asymmetrischen Querschnitt an, andererseits zerfielen sie entlang der jungen Bruchlinien in Stücke von bedeutender Ausdehnung auseinander. Ausserdem wurden einzelne schnell abgesunkene Teile vom Meer überschwemmt (z. B. Süd-Cserhát, Südrand der Mátra, Südrand des Bükk- und des Zemplénergebirges). In den der geringeren aber anhaltenden Senkung ausgesetzten Teilen haben sich fluviolakuistische Sedimentreihen abgelagert (Zagyva-Einbuchtung von Pásztó-Tar).

Die erwähnten marin-fluviolakuistische Einbuchtungen sind infolge nachträglicher tektonischer Bewegungen in verschiedene Höhen gehoben wurden. Im grösseren Teile der Gebirge fand eine marin fluviolakuistische Sedimentbildung, an anderen Stellen die Ablagerung von Quarzschotter-Schuttkegel statt, doch die ausgedehntesten Gebietsteile waren der mit der Verrumpfung verbundenen Denudation ausgesetzt. Infolgedessen kann von einer vollen Wirkung der Rumpfflächenentwicklung weder im Davisschen noch im Penckschen Sinne gesprochen werden.