
GEOGRAFICKÝ ČASOPIS

55

2003

2

*Jozef Minár**

STREDOHORSKÁ ROVEŇ V ZÁPADNÝCH KARPATOCH AKO TEKTOPLÉN: NÁČRT PRACOVNEJ HYPOTÉZY

J. Minár: Midmountain level in the West Carpathians as tectoplain: outline of the work hypothesis. Geografický časopis, 55, 2003, 2, 4 figs., 36 refs.

Paper deals with possible explanation of the rise of regional planation surfaces in active orogens. Polygenetic planation surface relatively rapidly created in conditions of prevailing extension (subsidence) tectonics of young orogens is defined as tectoplain. Its rapid rise is due to tectonic downthrow of big part of the block under erosion basis, rapid retreat of fault slopes, expansive abrasion in transgressive regime, local sediment deposition that together with tectonic erosion eliminates isostatic compensational uplift. Forming of tectoplain is alternative hypothesis of the West Carpathians midmountain level creation in Miocene. Twelve verification/falsification procedures are formulated as a basis for corroboration (confutation) the hypothesis. They contain analysis of spatial distribution and character of the Neogene sediments, fission track analysis, analysis of spatial relationships of denudation and accumulation remnants of tectoplain, and construction of complex dynamic model of regional evolution.

Key words: planation surface, tectoplain, West Carpathians, landscape evolution, denudation chronology

ÚVOD

Denudačná chronológia je komplexný výsledok regionálnej geomorfologickej analýzy, ktorý je aj veľmi efektívnym nástrojom aplikovaných geomorfologických štúdií. Ako autonómny nástroj datovania dejov v krajine má významné miesto pri poznávaní evolúcie geosystémov a extrapolácii ich správania do budúcnosti. Svoj význam nestráca ani v dobe rozvoja metód „absolútneho“ da-

* Katedra fyzickej geografie a geoekológie PríF UK, Mlynská dolina 1, 842 15 Bratislava

tovania (pozri napr. Watchman a Twidale 2002). Správne časové zaradenie cyklicky utváraných plochých povrchov je kostrou datovania všetkých foriem v geomorfológii a tým aj procesov, ktoré tieto formy utvárajú. Množstvo geomorfologických procesov má pritom potenciálne katastrofický charakter, takže poznanie ich časovej a priestorovej distribúcie v minulosti má nezastupiteľné miesto pri analýze príčin prírodných katastrof, hodnotení prírodných hrozieb a rizík a následnom stanovovaní environmentálnych limitov a regulatívov. Limitujúcim faktorom takéhoto využitia denudačnej chronológie je však jej presnosť a dôveryhodnosť. Preto neustávajúci záujem o problematiku zarovnaných povrchov má v slovenskej geomorfológii plné opodstatnenie.

Základné modely denudačnej chronológie Západných Karpát boli sformulované už pred temer polstoročím (Lukniš a Mazúr 1956, Lukniš 1962 a 1964, Mazúr 1963, 1964 a 1965). Centrálnu a donedávna nikým nespochybnovanú úlohu v nich hrá Luknišova koncepcia iniciálneho zarovnaného povrchu väčšej časti dnešného reliéfu, resp. Mazúrova *stredohorská roveň*. Denudačná chronológia totiž vychádza z analogického, ale inverzného princípu ako stratigrafia. V prípade „normálneho“ vývoja georeliéfu ležia mladšie formy reliéfu tej istej hierarchickej úrovne nižšie ako formy staršie. Najnižšie ležiace a stále sa formujúce riečne nivy predstavujú východiskový pevný bod geomorfologického datovania – ich vek je recentný, resp. holocénny. Datovanie je však maximálne efektívne, ak máme k dispozícii ešte jeden pevný bod na opačnej strane miestnej geochronologickej škály. Týmto bodom je vek iniciálneho (spravidla zarovnaného) povrchu, ktorý reprezentuje najstaršie a najvyššie ležiace zvyšky reliéfu daného územia. V prevažnej časti Západných Karpát sa už tradične za takýto povrch pokladá stredohorská roveň.

Pojem stredohorská roveň zaviedol E. Mazúr (1963, 1964 a 1965). Podľa jeho chápania sa v súlade s dobovou geochronológiou stredohorská roveň utvorila ako pediplén počas panónu, medzi atickou a rhodanskou fázou vrásnenia. M. Lukniš sa vo svojich prácach termínu stredohorská roveň vyhýba. Píše o iniciálnom či sarmato-panónskom povrchu, ktorý je však logicky alternatívou Mazúrovho chápania stredohorskej rovne. Širšia (a tým aj pružnejšia) koncepcia predpokladá vznik relatívne plochého polygenetického povrchu, ktorý obsahuje exhumované a poklesnuté zvyšky starších plošín. Tento povrch sa formoval počas geomorfologického cyklu začínajúceho v bádene a končiacom v panóne (Lukniš 1962, p. 1236). Schematické a úzke chápanie stredohorskej rovne sa stále častejšie dostáva do protirečenia s novými poznatkami v geológii a geomorfológii (Minár a Bizubová 1992, Bizubová 1993 a 1998, Dzurovčin 1994, Urbánek 2001a, 2001b a 2002), avšak širšia Luknišova koncepcia má potenciál ostáť aj vo svetle najnovších geologických a geomorfologických poznatkov.

Vzhľadom na skutočne kľúčovú pozíciu koncepcie stredohorskej rovne pre geomorfologické interpretácie a aplikácie je dnes potrebné túto buď účinne modifikovať (tak, aby bola v súlade so všetkými známymi relevantnými faktami), alebo nahradiť inou, podľa možnosti rovnako účinnou koncepciou. Proces transformácie začína sformulovaním pracovnej hypotézy tak, aby existovali možnosti jej verifikácie, resp. falzifikácie. A práve o predstavenie takejto hypotézy ide v tomto príspevku.

SIMULTÁNNOSŤ VÝVOJA RELIÉFU ZÁPADNÝCH KARPÁT

Najväčšie výhrady voči existencii jednotného, iniciálneho zarovnaného povrchu v Západných Karpatoch vyslovuje Urbánek (2001a, 2001b a 2002). Striktná aplikácia ním definovanej paradigmy nesimultánneho vývoja reliéfu (Urbánek 2001b) môže výrazne sťažiť využívanie denudačnej chronológie v Západných Karpatoch. Rekonštruovanie jednotlivých denudačných úrovní je fakticky nemožné bez využitia analógie a predpokladu aspoň istých črt simultánnosti vývoja územia. Bez kontextu význačných črt simultánneho vývoja Západných Karpát nemá zmysel pokúšať sa o modifikáciu koncepcie stredohorskej rovne. Preto na úvod zhrniem niektoré argumenty v prospech existencie určitých podstatných aspektov simultánneho vývoja reliéfu Západných Karpát.

Vo všeobecnosti zabezpečuje simultánnosť vývoja reliéfu istého regiónu simultánnosť exogénnych, alebo endogénnych procesov, ktoré v ňom prevládajú. Vodné toky, v napojení na hladinu mora, do ktorého ústia, sú najvýznamnejším geomorfologickým činiteľom, ktorý organizuje priebeh exogénnych geomorfologických procesov a následne aj charakter utváraných foriem. Princíp simultánnosti vývoja je tak obsiahnutý v každom území s rozvinutou riečnou sieťou. Vodné toky sú línie spájajúce územie; napájajú ho na jeho hlavnú eróznú bázu v každom čase (s výnimkou extrémnych období, kedy je táto kontinuita prerušená mimoriadne intenzívnou tektonikou alebo inou katastrofou). V každej etape sa časť územia pod dominantným vplyvom takto zviazaných tokov vyvíja určitým spôsobom simultánne. Generálne rovnovážny profil vodných tokov je prejavom tejto simultánnosti. V čase tektonického pokoja a absencie iných porúch sa územie so simultánnym vývojom planáciou zväčšuje. Výsledok takéhoto simultánneho vývoja však nie je absolútny. Na dvoch stranách toho istého pohoria sa môžu utvárať úpätné povrchy v rôznych výškach (napr. na severnom a južnom úpätí Nízkych Tatier). Momentom simultánnosti je však fakt, že vznikajú v rovnakom čase rovnakým súborom procesov. Ak trvá simultánný vývoj dostatočne dlho, bude vyšší úpätný povrch likvidovaný rozširujúcim sa nižším povrchom.

Dnes tvoria v Západných Karpatoch simultánne sa vyvíjajúce územie minimálne nivy väčších tokov, resp. dná dolín. Smerom do pohorí sa recentné simultánne územie pozdĺž tokov zužuje, až na samotné korytá horských tokov. Ak sa na toku z akéhokoľvek dôvodu tvorí lokálna erózna báza, recentný simultánný vývoj nad ňou končí. Životnosť lokálnych erózných báz je však obmedzená. Kvartér je dobou zmenšovania priestoru simultánneho vývoja (svedčí o tom neustále sa zmenšujúca šírka dien dolín, zafixovaná zvyškami terás na svahoch dolín). Podľa tradičnej koncepcie vývoja Západných Karpát bolo obdobie panónu akýmsi singulárnym bodom na časovej osi vývoja, v ktorom dosiahol priestor simultánneho vývoja v Západných Karpatoch lokálne maximum. Podmienkou dosiahnutia tohoto stavu je tak dlhé obdobie relatívneho tektonického pokoja, aby exogénne procesy počas neho stihli zarovnať reliéf existujúci na počiatku tohoto obdobia.

V Západných Karpatoch však existujú predpoklady aj pre istú simultánnosť endogénnych procesov. Podľa údajov zhrnutých v práci Kováča (2000) boli Západné Karpaty už začiatkom miocénu súčasťou relatívne amalgamovanej mikropolatne Alpaca, čo je základným predpokladom ich simultánneho tektonického

vývoja. Vo vrchnom miocéne navyše končí rotácia superjednotiek tejto mikroplatne, čo je moment zvyšujúci pravdepodobnosť istej simultánnosti ďalšieho priebehu endogénnych procesov. Určujúcim (a zjednocujúcim) momentom endogénneho vývoja Západných Karpát v miocéne bol ťah subdukcie pred čelom Karpát, ktorá v období bádén až panón postupne vyznievala v smere od západu na východ. Druhý kľúčový tektonický impulz následne utvárala subsidencia zaoblúkovej Panónskej panvy na južnom okraji Západných Karpát. Tektonické impulzy na severnom a južnom okraji Západných Karpát istým spôsobom organizovali charakter a intenzitu tektonických procesov v celom priestore Západných Karpát. Miera tejto organizácie mohla byť nižšia ako v prípade exogénnych procesov a pravdepodobne utvárala v Západných Karpatoch len istý trend endogénneho formovania georeliéfu. Jeho súčasťou bola tektonická extenzia, ktorá v súlade s vyznievaním subdukcie menila počas stredného miocénu svoj smer, a následne i subsidencia, ktorej intenzita sa zrejme zmenšovala od juhu na sever.

Na hranici panónu a pontu nastupuje tektonická inverzia zaoblúkovej panvy, spojená s dodnes pretrvávajúcím kompresným režimom v Západných Karpatoch (Kováč 2000). Možno sa domnievať, že príčinou je tlak Adriatickej mikroplatne, ktorý už v tejto etape nemôže byť kompenzovaný subdukčným ústupom čela Karpát, fixovaného priamym kontaktom so stabilnými platformami. Utvára sa tak usmernené tlakové pole, formujúce trend súčasnej západokarpatskej klenby. Táto je, pravda, formou vysokej hierarchickej úrovne a vývoj tektonických foriem nižšej hierarchickej úrovne môže mať nesimultánny charakter, ktorý môže utvárať zdanie celkovo nesimultánneho vývoja.

Naznačené momenty podporujú predstavu o istej simultánnosti vývoja reliéfu Západných Karpát, ale jednoznačne ju nedokazujú. Simultánny vývoj zahŕňa vždy len formy istej hierarchickej úrovne, charakteristiky simultánne tvorených foriem nie sú totožné, pohybujú sa len v istých spoločných intervalových hraniciach a vždy môžu existovať časti regiónu, ktoré sa z rámca simultánneho vývoja vymykajú. Avšak aj takto široko chápaná simultánnosť je pre utvorenie funkčnej denudačnej chronológie územia postačujúca. A tak zhrnuté argumenty môžu byť azda dostatočnou bázou pre pokus utvoriť modernú koncepciu vzniku a následnej deštrukcie iniciálneho zarovnaného povrchu v Západných Karpatoch – stredohorskej rovne. Pokúsiť sa o tento krok má význam ešte z jedného hľadiska. Myslím si, že regionálne geomorfologické poznanie na Slovensku sa dostalo do etapy, pre ktorú je charakteristický princíp korešpondencie medzi starou a novovznikajúcou paradigmou. A práve koncepcia iniciálneho povrchu – stredohorskej rovne má, podľa môjho názoru, šancu stať sa tým elementom starej paradigmy, ktorý v modifikovanej podobe ostáva súčasťou paradigmy novej.

STREDOHORSKÁ ROVEŇ AKO TEKTOPLÉN

V práci Minára (2002) bol naznačený možný nový pohľad na stredohorskú roveň, ktorý vychádza z Luknišovej koncepcie polygenetického iniciálneho sarmato-panónskeho povrchu a najnovších rekonštrukcií geodynamického, paleogeografického a štruktúrneho vývoja karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne, ktorý vo svojej práci zhrňa M. Kováč (2000). Luknišova široká a flexibilná predstava vzniku relatívne plochého polygenetického povrchu Západných Kar-

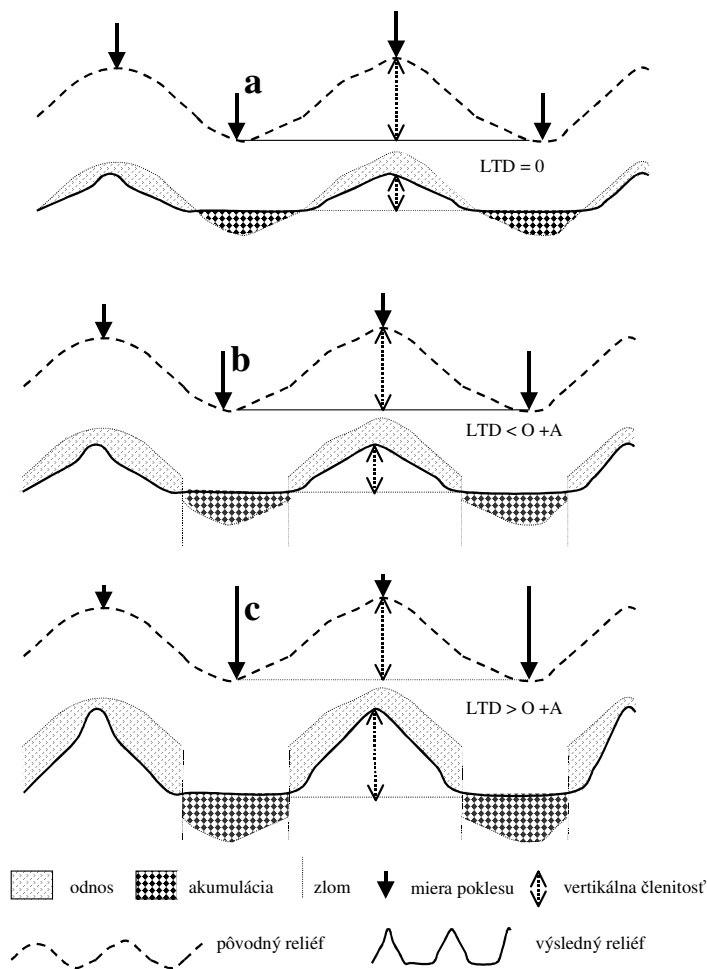
pát v sarmate a panóne dobre korešponduje s viacerými novšími geomorfologickými výskumami a koncepciami týkajúcimi sa stredohorskej rovne (napr. Bizubová 1993, 1998 a 2002, Bizubová a Minár 1992, Dzurovčin 1993, 1994 a 2001, Harčár 1995, Hochmuth 1996, Lacika 1994, Michaeli 2001). Nedoriešeným problémom však ostáva spresnenie mechanizmu vzniku tohoto povrchu, predovšetkým jeho zosúladienie s tektonickým vývojom mladého orogénu.

Pochybnosti o existencii geomorfologických cyklov v mladých pohoriach (Bíl 2002) sú v podstatnej miere založené na absencii náhlych tektonických zdvihov s následnými dlhými obdobiami tektonického pokoja v aktívnych orogenetických zónach. Problematická je tiež eliminácia vplyvu izostatického zdvihu pri zarovnávaní všeobecne a u mladých orogénov zvlášť (Phillips 2002). Klasická predstava geomorfologického cyklu má však pre mezoregióny typu Západných Karpát aj iné funkčné alternatívy. Obdobie od bádenu po panón, medzi štajerskou a atickou fázou vrásnenia (Samuel 1985), v ktorom sa mala formovať stredohorská roveň (Bizubová a Minár 1992), nie je skutočne ideálnym obdobím tektonického pokoja. Štajerskou fázou bola ukončená kolízia v západnej časti Karpát so Severoeurópskou platformou, ktorá viedla k extrúzii (tektonickému úniku) západokarpatského bloku na SV – do priestoru karpatskej subdukčnej zóny (Kováč et al. 1993, Kováč 2000). V nasledujúcom období sa síce vyskytlo niekoľko kompresných eventov (situácií), zaznamenaných v rôznych regiónoch Západných Karpát a Panónskej panvy, výrazne však dominovala extenzná tektonika, spojená s vyššie zmieneným ťahom subdukcie pred celom Karpát. Ťah subdukcie v dôsledku kolízie typu kontinent/kontinent v Alpách nemohol byť v tejto dobe kompenzovaný relatívnym pohybom africkej platne (Lexa et al. 1993, Nemčok et al. 1993, Kováč 2000). A práve extenzná tektonika, spojená s tektonickými poklesmi nielen v zaoblúkovej panve (kde je nepochybne dokázaná), ale aj v suchozemskej časti Západných Karpát (kde sa dôkazy obmedzujú prevažne na okrajové časti pohorí a kotliny), je kľúčom k možnému vysvetleniu vzniku stredohorskej rovne. Práve vznik vnútrohorských kotlín počas neogénu možno pokladať za najvýraznejší prejav extenznej tektoniky aj vo vnútri Karpát. Významným faktom je aj to, že tektonický pokles indukuje transgresiu, ktorá je podľa niektorých autorov nutným predpokladom na utvorenie rozsiahleho zarovnaného povrchu (Pitman a Golovchenko 1991, Phillips 2002).

V predchádzajúcej práci (Minár 2002) som navrhol termín *tektoplén* ako pracovný názov zarovnaného povrchu, na vzniku ktorého sa podstatnou mierou podieľa extenzná poklesová tektonika. Tektoplén môže byť formovaný viacerými spôsobmi exogénnej planácie (v závislosti od meniacich sa klimatických podmienok), mal by však mať osobité črty, utvárané osobitým tektonickým režimom, v ktorom vzniká. Skúsím zhrnúť najpodstatnejšie z týchto vlastností zatiaľ hypotetického zarovnaného povrchu:

1) *Podmienkou vzniku tektoplénu je dlhodobá extenzná tektonika.* K nivelácii terestrického reliéfu dochádza v prípade, ak sumárny tektonický zdvih je menší ako efekt denudácie. Takéto podmienky vznikajú nielen počas tektonického pokoja, ale aj v prípade striedania rovnako veľkých výzdvihových a poklesových tendencií, alebo pri prevládajúcom tektonickom poklese územia. Extenzia a strečing utvárajú na relatívne konsolidovaných blokoch podmienky postupnej tektonickej subsidencie, ktorá je však v priestore diferencovaná, a tak utvorenie

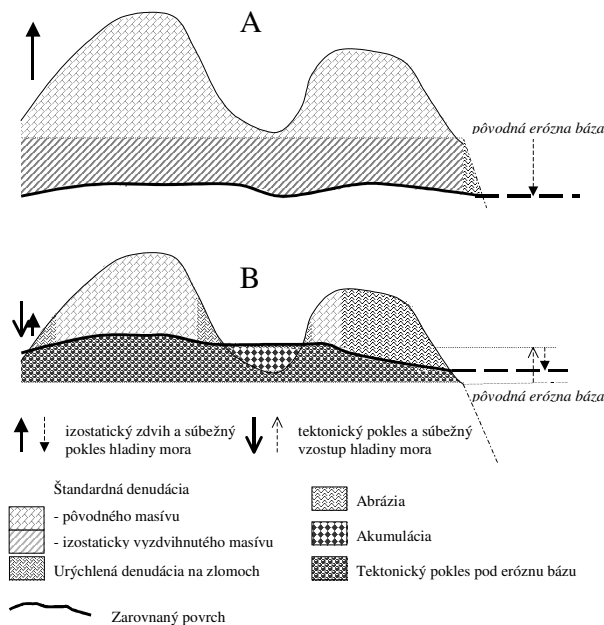
jednotného subaerického plochého povrchu je v tomto režime možné len za predpokladu, že povrch zjednocujúce erózne-akumulačné procesy majú sumárne vyššiu intenzitu ako povrch diferencujúce procesy tektonické (obr. 1a, b). V opačnom prípade sa povrch môže z väčšej časti ponoriť pod eróznú bázu ako nezarovnaný (obr. 1c), pričom vznikne súostrovie, ako napr. v egejskom oblúku. Ak nie je subsidencia včas ukončená, môže sa aj zarovnaný povrch ponoriť celý, pričom vzniká podmorská plošina. Preto vznik subaerického tektonického tektonoplénu bude asi spätý s obdobím relatívneho tektonického pokoja vo finálnej fáze jeho formovania. Toto obdobie však môže byť relatívne krátke a môže zodpovedať prechodu od extenznej ku kontrakčnej fáze vývoja orogénu.



Obr. 1. Vplyv pomeru lokálnej tektonickej diferencie (LTD), odnosu (O) a akumulácie (A) na zarovnávanie tektonicky klesajúceho povrchu

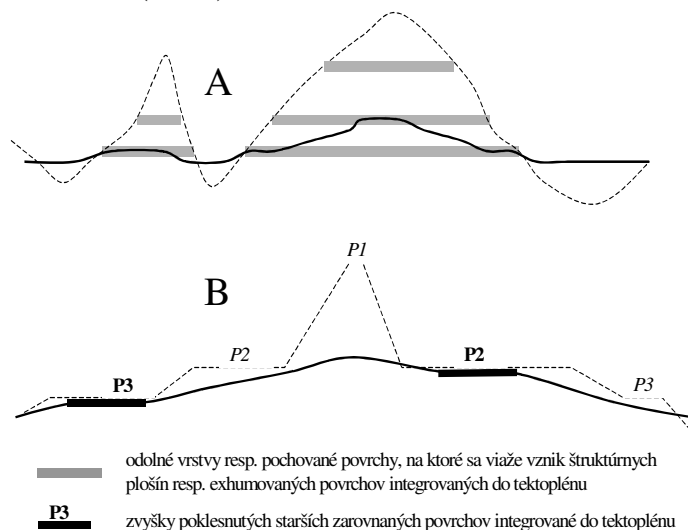
2) Tektonoplén môže vzniknúť rýchlejšie ako zarovnané povrchy v podmienkach tektonického pokoja. Časť hmoty pohoria, ktorá tektonicky poklesne pod eróznou

bázu, už nemusia odstraňovať exogénne procesy. Rýchlosť odnosu výrazne ovplyvňuje rýchlosť zvetrávania a sklon georeliéfu. Tektonicky porušené horniny podliehajú rýchlejšie zvetrávaniu aj odnosovým procesom. Najrýchlejší z tradičných mechanizmov planície – pediplanácia – je charakteristická paralelným ústupom relatívne strmých svahov. Zachovanie strmosti svahov je tu dôsledkom pôsobenia špecifického súboru procesov najmä v semiaridných podmienkach. Tektonická aktivita pri vzniku tektoplénu (striedavý výzdvih a pokles s celkovo poklesovou tendenciou) utvára stále nové strmé svahy (bez ohľadu na klimatické podmienky), na ktorých zrýchlený odnos prispieva k celkovo zrýchlenému zarovnávaniu územia. V pobrežných oblastiach vedie tektonickým poklesom spôsobená pomalá transgresia k neobyčajnému rozšíreniu akčného rádia abrázie a následne k vzniku systémov rozsiahlych abráznych terás. Abrázne zrubu, ktoré ich oddeľujú, sa v prípade opätovného vynorenia územia stávajú (rovnako ako zlomové svahy) miestami maximálne urýchlenej denudácie. Poklesová tektonická aktivita utvára lokálne depocentrá, ktoré zachytávajú denudovaný materiál, čím sa až zdvojnásobuje efekt planície v porovnaní so situáciou, keď sú sedimenty odnášané mimo zarovnávaného regiónu. Veľmi významným momentom urýchlenia zarovnania môže byť aj zmenšenie hrúbky litosféry vplyvom strečingu a tektonickej erózie v subdukčnej zóne. Vedie to totiž k eliminácii izostatického zdvihu pohoria, ktorý je prirodzenou reakciou na denudáciu v podmienkach tektonického pokoja s následným predĺžením geomorfologického cyklu (obr. 2). K eliminácii kompenzačného izostatického zdvihu celého masívu prispieva redukciou úniku erodovaného materiálu mimo masívu i jeho sedimentácia v miestnych depocentrách (sedimentačných pasciach).



Obr. 2. Tektonicky indukovaný efekt planície (B) v porovnaní so štandardnou planáciou (A)

3) *Tektoplén má charakter polygenetického denudačno-akumulačného povrchu.* Je to dané vyššie zmieneným mechanizmom jeho formovania. Je pravdepodobné, že morfolofraficky bude nevýraznou plochou stupňovinou, kde sa depresné polohy, tvorené akumuláčnými plošinami (limnického, fluviálneho, či eolického pôvodu), striedajú s odnosovými plošinami. Lokálne zostrmenia sa môžu viazať na bývalé zlomové svahy, abrázne zrubby alebo litologické rozhrania. Možno očakávať aj pestrú genézu odnosových plošín. Popri azda dominantných pediplanačných povrchoch môžu v pobrežnej zóne dominovať abrázne povrchy a súčasťou povrchu sa zrejme stanú aj štruktúrne plošiny utvorené na odolných horizontálnych vrstvách, ktoré sa vyskytnú v blízkosti miestnej eróznej bázy. V princípe majú charakter štruktúrnych plošín aj exhumované staršie sečné povrchy, ktoré môžu byť rovnako integrované do tektoplénu, nebudú však asi jeho dominantnou zložkou, ako to v prípade stredohorských plošín predpokladá Činčura (2001). Napokon ak sa v iníciaálnom reliéfe uchovali vyzdvihnuté staršie zarovnané povrchy, môžu sa tieto povrchy tektonickým poklesom rovnako dostať do blízkosti eróznej bázy a následne integrovať do povrchu tektoplénu. Integrácia štruktúrnych, exhumovaných i poklesnutých starších povrchov do tektoplénu závisí od ich výšky nad miestnou eróznou bázou a ich priestorového rozsahu (obr. 3).

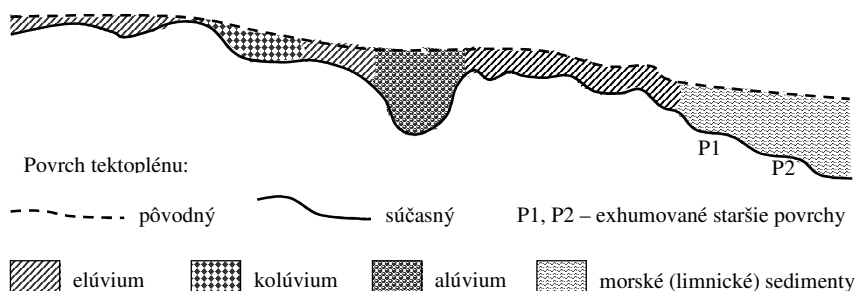


Obr. 3. Vplyv relatívnej výšky a rozlohy na integráciu štruktúrnych povrchov (A) a poklesnutých zarovnaných povrchov (B) do tektoplénu

4) *V degradačnom štádiu vývoja tektoplénu môže vzniknúť povrch podobný etchplénu,* a to v súlade s koncepciou dvojfázového vývoja väčšiny deštruktívnych foriem (Twidale 2002). Poklesová tektonika narúša rovnovážne profily tokov a vedie ku vzniku lokálnych depocentier rôznej hierarchickej úrovne. Hrúbka nespevnených povrchových vrstiev tak narastá nielen zvetrávaním na mieste (elúvium), ale aj hromadením materiálu pozdĺž tokov (alúvium) alebo pod svahmi (kolúvium). Aktívna tektonika navyše urýchľuje a priestorovo diferencuje proces zvetrávania. Kontaktná plocha zvetraného a akumulovaného ma-

teriálu s povrchom pevnej horniny má tak oveľa členitejší charakter ako pôvodný odosovo-akumulačný povrch (obr. 4). Pri následnom vyzdvihnutí tektonoplénu sú nespevnené povrchové vrstvy odnesené a na povrchu sa ocitne výrazne nerovnejšia kontaktná plocha. V procese odhaľovania tejto plochy môže dôjsť k exhumácii starších povrchov, ktoré sa pôvodne ocitli pod eróznou bázou formujúceho sa tektonoplénu a boli prekryté akumuláciou tak, že akumulačný povrch tektonoplénu kopíroval ich priebeh (obr. 4).

Takto definovaný tektonoplén je na jednej strane vo vzťahu k tradičným typom zarovnaných povrchov (peneplén, pediplén, etchplén, panplén a pod.) ich alternatívou, na strane druhej však v sebe integruje aj tieto tradične definované formy planácie. Nejde teda o alternatívu výlučnú (ako v prípade porovnania peneplénu a pediplénu). Tradičné planačné mechanizmy sú pre vznik tektonoplénu nevyhnutné, poklesová tektonika však zásadným spôsobom ovplyvňuje ich celkový efekt (najmä rýchlosť). Ak vznikala stredohorská roveň ako tektonoplén, podieľali sa na tom zrejme aj procesy pediplanácie či etchplanácie, ktoré sa v súčasnosti pokladajú za rozhodujúce pre jej vznik. Formovanie tektonoplénu je tak obsahovo komplexnejšie (a tým možno aj bližšie realite) ako tradičné, schematickejšie typy planácie.



Obr. 4. Degradáčne štádium vývoja tektonoplénu po odstránení zvetralín a povrchových sedimentov

VERIFIKAČNÉ A FALZIFIKAČNÉ HYPOTÉZY

Obraz stredohorskej rovne ako tektonoplénu, načrtnutý v predošlej časti, je v zmysle Urbánka (2001c) hypotézou „vysokého“ rangu. Účinne verifikovať, resp. falzifikovať ju môžeme pomocou deduktívne odvodených hypotéz nižšieho rangu, ktoré možno priamo porovnať s pozorovanými faktami. Otázky, na ktoré treba odpovedať, sú vlastne dve:

1) *Môžu vznikať zarovnané povrchy (tektonoplén) vyššie definovaným spôsobom?*

2) *Utvoril sa v Západných Karpatoch v miocéne tektonoplén?*

Tieto dve hypotézy však možno v rámci deduktívneho systému spojiť. Hypotéza o existencii tektonoplénu ako takého je vyššieho rangu. Preto ak sa preukáže, že stredohorská roveň sa utvorila ako tektonoplén, potvrdíme tým zároveň existenciu tektonoplénu ako takého. V prípade negatívneho výsledku však nebude koncepcia tektonoplénu ako taká falzifikovaná. Formovanie tektonoplénu môže byť

preukázané na inom mieste, resp. v inom čase. Definícia tektooplénu je zatiaľ veľmi voľná, neuzavretá. Presnejšie poznanie formovania stredohorskej rovne (ak sa preukáže, že sa formovala v intenciách vyššie definovaných princípov) tak môže upresniť aj samotný pojem tektooplén.

Zo štyroch kľúčových vlastností tektooplénu, ktoré boli sformulované v predošlej časti príspevku, je možné odvodiť viacero verifikačných a falzifikačných hypotéz. Následne je potrebné hypotézy konfrontovať s faktami, ktoré sú už v súčasnosti známe, alebo je ich potrebné ešte len získať. Časť známych faktov bola využitá už pri tvorbe koncepcie tektooplénu. Sčasti to však boli interpretácie, ktoré môžu byť časom revidované. Konfrontácia hypotéz s faktami nie je cieľom tohoto príspevku. Zatiaľ sme sa nezaoberali ich systematickým zberom a spracovaním. Definícia súboru verifikačných a falzifikačných hypotéz však umožní všetkým, ktorí budú mať záujem, v budúcnosti prispieť k verifikácii či falzifikácii hypotézy.

Nazdávam sa, že základnú hypotézu o existencii zarovnaného povrchu, ktorý mal charakter tektooplénu, možno testovať prostredníctvom nasledovných odvodených hypotéz:

1) *V poklesávajúcich pobrežných oblastiach došlo k pochovaniu staršieho reliéfu na okrajoch pohorí pod miocénne morské (jazerné) sedimenty.*

Tam, kde nedošlo k posunu morfoštruktúrneho okraja pohoria do jeho vnútra, bude okraj pohorí po obvode Panónskej panvy buď budovaný neogénnymi sedimentmi, alebo tvorený exhumovaným (následne premodelovaným) reliéfom. Na svahoch pohorí budovaných miocénnymi sedimentmi bude na báze týchto sedimentov pochovaný starší reliéf (možno ho identifikovať geofyzikálnymi metódami), svahy utvorené z exhumovaného reliéfu budú vykazovať vyššie znaky senility ako svahy na nových morfoštruktúrnych rozhraniach a možno na nich nájsť zvyšky neogénnych sedimentov.

Na kontakte neovulkanitov s neogénnymi panvami bola subsidencia vyrovnávaná akumuláciou vulkanických hmôt. Preto sa báza neovulkanitov vo fáze vrcholicej transgresie ocitla hlbšie ako akumuláčný povrch utvárajúci sa v panve. Neovulkanity by sa mali rytmicky ponárať do morského (jazerného) neogénu, čo možno pozorovať buď na okraji pohoria alebo panvy (v závislosti od posunu aktuálneho morfoštruktúrneho okraja pohoria). Túto rytmičnosť možno potvrdiť v geologických vrtoch, geofyzikálnymi metódami, jej nepriamym signálom môže byť aj vznik zosuvov.

2) *Poklesový tektonický režim vplýva na rýchlosť chladnutia hornín v hĺbke masívu, a teda i na históriu termického režimu hornín zachytenú v ich minerálnych asociáciách (bližšie napr. Ehlers et al. 2001, Moore a England 2001).*

Teplota v jednotlivých horizontálnych rezoch horninového masívu je funkciou ich hĺbky pod povrchom. V denudačno-vyzdvihovom režime sa teplota v jednotlivých horizontálnych rezoch horninového masívu časom znižuje tak, ako sa daný rez približuje k povrchu. Geotermický gradient závisí (nepriamo úmerne) od hrúbky litosféry. Preto hrubnutie litosféry, spojené s tektonickým zdvihom, rýchlosť posunu izotermy v horninovom masíve zvyšuje. Pri tektonickom poklese pôvodne vyzdvihnutého pohoria sa rýchlosť približovania horizontálneho rezu horninovým masívom k povrchu spomaľuje a v sedimentačnom režime dochádza k jeho vzdiaľovaniu od povrchu. Stenčovanie litosféry, spojené

s tektonickým poklesom, rýchlosť posunu izotermy horninovým masívom ešte viac spomaľuje, prípadne ho môže aj zvrátiť (teplota jedného rezu horninovým masívom môže v istom časovom úseku stúpať).

Uvedený mechanizmus vplýva na rýchlosť posunu zóny chladnutia minerálnych asociácií magmatických a metamorfných komplexov pod kritické hodnoty v horninovom masíve. Vo vertikálnych rezoch horninového masívu sú tak skrátene zóny s geochronologickým vekom, zodpovedajúcim tektonickému poklesu formovania tektonplénu, prípadne môže dôjsť až k hiátu v geochronologických vekoch (FT vekoch). Povrchovým prejavom môže byť menšie plošné zastúpenie hornín s FT, vekmi zodpovedajúcimi formovaniu tektonplénu a tendencia väčšieho rozptylu FT vekov, zodpovedajúcich formovaniu tektonplénu v rámci jediného masívu.

3) *Extenziou spôsobený poklesový režim by sa mal prejavovať v charaktere litosféry.*

Litosféra pod pohorím, v ktorom sa formuje tektonplén, by sa mala stenčovať. Podnormálna hrúbka litosféry môže pretrvávajúť istý čas aj v novej fáze tektonickej aktivity. Na oblasti s minimálnou hrúbkou litosféry sa (pri vylúčení iných geodynamických vplyvov) bude viazať oblasť najvýraznejšieho izostatického poklesu. Časti regiónu, ktoré sa nestali súčasťou tektonplénu, by sa naopak mali vyznačovať najväčšími hrúbkami litosféry.

4) *Hypsometrický objem reliéfu nad eróznou bázou pred započatím tvorby tektonplénu by sa mal rovnať sume objemu materiálu uloženého v panvách počas tvorby tektonplénu, materiálu odnesenému do otvoreného mora a objemu masy horniny poklesnutej pod eróznou bázu.*

Z objemu materiálu uloženého v panvách možno rekonštruovať minimálnu priemernú výšku pevniny na začiatku formovania tektonplénu (označíme ju termínom *objemová výška*). Tento údaj možno konfrontovať so zistenými diferenciáciami paleoklímy na začiatku formovania tektonplénu v danom území, ktoré sú v prípade jeho malého rozsahu funkciou výškovej bioklimatickej zonálnosti (takto odvodenú výšku označíme pojmom *paleoklimatická výška*). Ak je objemová výška menšia ako paleoklimatická výška, možno rozdiel stotožniť s efektom poklesu počas formovania tektonplénu, prípadne transportu materiálu do otvoreného mora. Ak je však objemová výška väčšia ako paleoklimatická výška, naznačuje to výzdvihové tendencie v sledovanom období. V takomto prípade môže byť začiatok obdobia formovania tektonplénu stanovený zle. Ak sa však žiadnym posunom začiatku obdobia formovania tektonplénu nepodarí dosiahnuť aspoň rovnováhu medzi objemovou a paleoklimatickou výškou, stáva sa predstava formovania tektonplénu v tomto období ťažko udržateľná.

5) *Rýchlosť denudácie sa v období formovania tektonplénu postupne znižuje a je (v prípade zanedbateľného, alebo pomerne sa v čase nemeniaceho odnosu materiálu do otvoreného mora) priamo úmerná množstvu materiálu uloženého v jednotlivých obdobiach v sedimentačných panvách.*

Z objemu jednotlivých stratigraficky priradených vrstiev možno vypočítať množstvo materiálu uložené v panvách za časovú jednotku (označíme ho ako *sedimentačnú rýchlosť*). V období formovania zarovnaného povrchu bude sedimentačná rýchlosť trendovo klesať. Výnimkou môžu byť fluktuácie spôsobené klimatickými osciláciami, intenzívnejšou vulkanickou aktivitou či tektonickými eventmi lokálneho významu.

Tektonicky urýchľovanému odnosu budú v jednotlivých fázach vývoja tekto-
toplénu zodpovedať vyššie sedimentačné rýchlosti ako analogickým fázam vý-
voja štandardného zarovnaného povrchu v rovnakých klimatických podmien-
kach.

6) *Všeobecný trend zjemňovania korelátnych sedimentov od začiatku po fi-
nálnu fázu formovania zarovnaného povrchu je v prípade tekto-
toplénu lokálne narušaný nielen tektonickými kontrakčnými eventmi, ale aj poklesovou tektoni-
kou.*

Sedimentácia v panvách by sa mala od začiatku po finále formovania tekto-
oplénu zjemňovať iba trendovo. Zlomové svahy, utvárané kontrakčnými pulzmi,
ale aj poklesovou extenznou tektonikou, sú zdrojom regionálne premenlivého
množstva hruboklastického materiálu. Až záverečnému obdobiu formovania
tekto-
oplénu počas relatívneho tektonického pokoja by mali zodpovedať typické
jemnozrnné korelátne sedimenty.

7) *Ak existuje trendovo jednotný tektonický vývoj územia po rozrušení tekto-
oplénu, mala by existovať funkčná závislosť medzi trendovou plochou preloženou
jeho akumuláčnými časťami a trendovou plochou preloženou jeho najvyššími
denudačnými časťami.*

Táto hypotéza je viacrozmerená. Zahŕňa nielen predpoklad existencie tekto-
oplénu, ale aj predpoklad trendu simultánneho tektonického vývoja po jeho roz-
rušení. Pozitívny výsledok tak potvrdzuje oba predpoklady (tekto-
oplén i trend
simultánneho tektonického vývoja), v prípade negatívneho výsledku však môže
byť chybný iba jeden z týchto predpokladov.

Ak predstavuje tekto-
oplén iníciaľný povrch súčasného reliéfu Západných Kar-
pát doformovaný v panóne, bude akumuláčným častiam tekto-
oplénu zodpovedať
v neogénnych panvách vrchná plocha panónskych (alebo starších, ak v panóne
už nebola panva vyplnená vodou) plytkovodných vrstiev. Trendovú plochu naj-
vyšších denudačných častí tekto-
oplénu možno konštruovať zo zarovnaných povr-
chov v centrálnych častiach pohorí. V prípade simultánneho tektonického vývo-
jového trendu územia po rozrušení tekto-
oplénu možno nájsť funkčný vzťah med-
zi trendom povrchu konštruovaného z akumuláčných zvyškov tekto-
oplénu (H_A) a
trendom povrchu konštruovaného z denudačných zvyškov tekto-
oplénu (H_D):

$$H_A = f(H_D), \text{ resp. } H_D = f(H_A).$$

8) *Celkový efekt znižovania povrchu ZP (vyjadrený v metroch) je daný vzťahom:*

$$ZP = \sum_{i=1}^j (vd_i T_i + vt_i T_i)$$

kde j je počet uvažovaných tektoklimatických období (s relatívne stabilnou klí-
mou a tektonikou), vd_i je rýchlosť denudácie v i -tom tektoklimatickom období,
 T_i je dĺžka i -teho tektoklimatického obdobia a vt_i je rýchlosť tektonického po-
klesu (resp. zdvihu, vtedy $vt_i < 0$) v i -tom tektoklimatickom období.

Musí existovať logický súlad údajov o rýchlosti denudácie a tektonických
pohyboch získaných rôznym spôsobom (napr. rýchlosť mladého výzdvihu určé-
ná zmenou polohy zvyškov tekto-
oplénu – jeho denudačných a akumuláčnych

častí, rýchlosť celkového výzdvihu masívu určená pomocou FT vekov, ale aj rýchlosť jeho poklesu v starších obdobiach, ktorá je definovaná polohou zvyškov neogénnych sedimentov v pohoriach, rýchlosť denudácie, odpovedajúca rôznym paleoklimatickým obdobiam v kombinácii s vývojovými štádiami formovania tektonického reliéfu, ktoré vychádzajú z pravdepodobného charakteru pôvodného reliéfu na začiatku formovania tektonického reliéfu, ale aj rýchlosť denudácie, odvodená z objemu materiálu v sedimentačných panvách, atď.). Overenie tejto hypotézy vyžaduje vytvoriť komplexný dynamický model vývoja a fungovania regiónu (z hľadiska endogénnych aj exogénnych procesov) od obdobia vzniku členitého reliéfu, ktorého denudáciou tektonického reliéfu vznikol, až do súčasnosti. Zahŕňa to problém rekonštrukcie reliéfu pred začatím formovania tektonického reliéfu, problém rekonštrukcie paleoklimatických období a tektonických udalostí. Vzhľadom na obmedzené množstvo údajov je pravdepodobné, že tieto rekonštrukcie budú variantné, každopádne však musí existovať súčasnému stavu poznatkov zodpovedajúci celkový variant, v ktorom budú jednotlivé premenné zodpovedať fáze formovania, existencie a rozrušovania tektonického reliéfu v predpokladaných geologických obdobiach.

9) *Tektonické začala rozrušovať riečna erózia a ústup ňou utváraných svahov po obnovení výzdvihových tektonických tendencií.*

Ak sú v dnešnom georeliéfe zachované zvyšky odnosových častí tektonického reliéfu, musel mať tektonický reliéf pôvodne taký rozsah, že ho erózia a ústup svahov nestihli (v čase od obnovenia výzdvihových pohybov dodnes) celkom zlikvidovať. Dynamický model rozvoja riečnej siete a rýchlosti ústupu svahov (rešpektujúci meniace sa klimatické podmienky, morfometrické vlastnosti a štruktúrne vlastnosti hornín) v období od začiatku rozrušovania tektonického reliéfu musí viesť k zachovaniu a súčasnému rozmiestneniu reálne zachovaných zvyškov tektonického reliéfu. Na druhej strane musia byť parametre dynamiky vývoja riečnej siete a ústupu svahov obsiahnuté v modeli v súlade so známymi zákonitostami vývoja georeliéfu a pozorovaniami v analogických prostrediach. (Model by mal byť integrálnou súčasťou komplexného dynamického modelu vývoja a fungovania regiónu, zmieneného v bode 8).

10) *Na tektonické vzniknutý sedimentačno-zvetralinový plášť premenlivej hrúbky bol po jeho rozrušení v podstatnej miere rozrušený a odnesený, jeho charakter však môže mať odraz vo zvyškoch nespevnovaných sedimentov a v súčasnom georeliéfe.*

Na zvyškoch tektonického reliéfu možno nájsť zvyšky starších (ako tektonického reliéfu) sedimentov, ktoré konzervovali jeho časti, vzniknuté exhumáciou starších zarovnaných povrchov.

Viacere dnes exhumované plošiny nemuseli byť súčasťou denudačnej časti tektonického reliéfu, ale mohli byť pochované pod jeho akumulácnou časťou a exhumovať sa oveľa neskôr. Dôkazom môže byť nález tektonického reliéfu syngenetických zvetralín alebo sedimentov na povrchu, spolu so staršími sedimentmi a zvetralinami. Použitie exhumovaných povrchov pri rekonštrukcii povrchu tektonického reliéfu môže vážne narušiť následné paleodynamické rekonštrukcie.

Mocnejší zvetralinový plášť na tektonické mohol mať často charakter kolúvia, preto zachované zvyšky syngenetickej kôry zvetrávania budú s väčšou

pravdepodobnosťou (ako u štandardného zarovnaného povrchu) obsahovať znaky transportu materiálu.

Formy bazálnej (dnes odhalenej) plochy denudačných častí tektonického povrchu môžu byť výrazne organizované priebehom syngenetických zlomov a puklín, ktorých prevažujúca orientácia by mala byť v súlade s hlavnými smermi napätia v čase formovania tektonického povrchu.

11) Tektonický povrch môže byť v súlade s geotektonickými pomermi v čase jeho formovania globálne trendovou konkávnou plochou, dvíhajúcou sa od extenzných panvíc po vyššie vyzdvihnutý okraj v subdukčnej zóne (ktorej ťahom sa utvára extenzná tektonika, podstatná pre formovanie tektonického povrchu).

Zvyšky tektonického povrchu môžu byť redukované, alebo môžu chýbať v blízkosti subdukčnej zóny. V prípade postupného vyznievania subdukcie počas formovania tektonického povrchu (čo je súčasný predpoklad jeho vývoja v Západných Karpatoch) by mal tento trendový povrch dosahovať súdobe výškové maximum v oblasti s najmladšou subdukciou a v tejto oblasti možno predpokladať aj najvýraznejšiu absenciu zvyškov tektonického povrchu. Táto zákonitosť však môže byť komplikovaná (prekrytá) priestorovou diferenciáciou charakteru pôvodného georeliéfu pred vznikom tektonického povrchu.

12) Z princípu aktualizmu vyplýva možnosť (pravdepodobnosť) existencie rôznych vývojových štádií tektonických povrchov v súčasnom reliéfe Zeme.

Rôzne štádiá formovania tektonického povrchu by mohli mať analógie v rôznych subdukčných regiónoch Zeme. Ich neobjavenie však nemusí znamenať vyvrátenie hypotézy formovania tektonického povrchu, ale môže súvisieť s narušením uniformity geotektonického vývoja reliéfu Zeme. Každopádne by však koncepcia tektonického povrchu mala byť zlučiteľná s rešpektovanou globálnou geotektonickou teóriou vývoja územia.

ZÁVER

Súbor prezentovaných verifikačných, resp. falzifikačných hypotéz, ktoré môžu podporiť alebo vyvrátiť predstavu o formovaní stredohorskej rovne ako tektonického povrchu, samozrejme nemusí byť konečný. Mal by však byť dostatočným východiskom na začatie procesu verifikácie či falzifikácie tejto hypotézy. Zároveň môže prebiehať (inými spôsobmi) verifikácia iných (konkurenčných) hypotéz vzniku plošín v centrálnych častiach pohorí Západných Karpát. Môže to byť napríklad koncepcia ekvifinality, ktorú ako alternatívu jednotného vývoja Západných Karpát predstavuje Urbánek (2001a). Treba ju však precizovať – definovať mechanizmy, akými k ekvifinalite môže dochádzať (napr. Phillips 2002 uvádza päť alternatívnych mechanizmov vzniku systémov výškovo porovnateľných vrcholov a rozvodí v pohoriach) a z nich odvodiť príslušné verifikačné (falzifikačné) hypotézy nižších rangov. Procesom verifikácie by mala prejsť aj predstava o vzniku plošín, označovaných ako stredohorská roveň, exhumáciu veľmi starých zarovnaných povrchov (Činčura 2001).

Dôsledné preverenie všetkých dvanástich vyššie sformulovaných verifikačných a falzifikačných hypotéz môže spresniť a zdôveryhodniť regionálnu geomorfologickú teóriu vývoja Západných Karpát a následne aj tu používanú denudačnú chronológiu. Zároveň však môže viesť aj k tvorbe nových teoretických a

metodologických poznatkov, najmä v súvislosti s aplikáciou nových postupov datovania, rekonštrukcie vývoja a modelovania vývoja a fungovania geomorfosystému Západných Karpát. Vy kročenie týmto smerom môže prospieť aj slovenskej geomorfológii na ceste k väčšej miere transparentnosti, exaktnosti a v dôsledku toho aj spoločenskej akceptácie. Každý posun v tomto smere bude mať nepochybne odraz aj v kompetencii geomorfológie a geomorfológov prispievať k riešeniu problémov prírodných katastrof, hrozieb a rizík.

Koncepcia tekto plénu je univerzálna a je možné pokúsiť sa ju aplikovať nielen na vznik stredohorskej rovne, ale aj iných regionálnych zarovnaných povrchov. V prípade reliéfu Slovenska je však stredohorská roveň najväznejším (ak nie jediným) kandidátom. Poriečna (Mazúr 1963) i podstredohorská roveň (Bizubová a Minár 1992) majú skôr charakter pedimentov, dokladov o existencii a prípadnom charaktere vrcholovej rovne (Mazúr 1963) je, zdá sa, príliš málo.

Príspevok vznikol s finančnou podporou grantovej agentúry VEGA v rámci projektu č. 1/8426/01 „Komplexný monitorovací výskum a informačný systém prírodných katastrof v Slovenskej republike.“

Autor zároveň ďakuje recenzentom za cenné pripomienky a podnety.

LITERATÚRA

- BÍL, M. (2002). *Využití geomorfometrických technik při studiu neotektoniky (na příkladu Vsetínských vrchů)*. Disertační práce, Přírodovědecká fakulta Masarykovy University, Katedra geografie, Brno.
- BIZUBOVÁ, M. (1993). The dating of gradated surfaces of the Western Carpathians. *Acta Facultatis Rerum naturalium Universitatis Comenianae, Geographica*, 32, 52-63.
- BIZUBOVÁ, M. (1998). Časovo-priestorové zmeny Západných Karpát v neogéne a denudačná chronológia. *Acta Facultatis Studiorum Humanitatis et Naturae Universitatis Prešovensis, Folia Geographica*, 2, 290-297.
- BIZUBOVÁ, M. (2002). Príspevok k poznaniu zarovnaných povrchov v pohorí Žiar. *Geomorphologia Slovaca*, 2, 58-65.
- BIZUBOVÁ, M., MINÁR, J. (1992). Some new aspects of denudation chronology of West Carpathians. In Stankoviansky, M., ed. *Abstracts of Papers, International Symposium: Time, Frequency and Dating in Geomorphology. Tatranská Lomnica – Stará Lesná, 16-21.6. 1992*. Bratislava (IG SAS), p. 10.
- ČINČURA, J. (2001). Malé Karpaty – mladé pohorie so starými formami povrchu. *Geomorphologia Slovaca*, 1, 20-25.
- DZUROVČIN, L. (1993). Vznik a formovanie reliéfu Humenských vrchov. *Mineralia Slovaca*, 25, 183-192.
- DZUROVČIN, L. (1994). Príspevok k poznaniu procesov a časového priebehu zarovnania v slovenských Karpatoch – ich vzťah k neotektonickým fázam a paleogeografickému vývoju v Paratethýde. *Mineralia Slovaca*, 26, 126-143.
- DZUROVČIN, L. (2001). Morfoštruktúry Polonín a ich postavenie v morfoštruktúrnom pláne Východných Karpát. *Geografický časopis*, 53, 127-146.
- EHLERS, T. A., ARMSTRONG, P. A., CHAPMAN, D. S. (2001). Normal fault thermal regimes and the interpretation of low-temperature thermochronometers. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 126, 179-194.
- HARČÁR, J. (1995). *Reliéf Nízkych Beskýd*. Geographia Slovaca, 8. Bratislava (Geografický ústav SAV).

- HOCHMUTH, Z. (1996). *Geomorfologické pomery centrálnej časti Revúckej vrchoviny a prilahlých častí Rimavskej kotliny a Slovenského krasu*. Geografické práce, 6 (1). Prešov (Pedagogická fakulta UPJŠ).
- KOVÁČ, M. (2000). *Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska*. Bratislava (Veda).
- KOVÁČ, M., MARKO, F., BARÁTH, I. (1993). Štruktúrny a paleogeografický vývoj západného okraja centrálnych Západných Karpát v neogéne. In Rakús, M., Vozár, J., eds. *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát*. Bratislava (GÚDŠ), pp. 45-56.
- LACIKA, J. (1994). Príspevok k poznaniu veku zarovnaných povrchov v Slovenskom stredohorí. *Geographia Slovaca*, 7, 81-103.
- LEXA, J., KONEČNÝ, V., KALÍČIAK, M., HOJSTRIČOVÁ, V. (1993). Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu v priestore a čase. In Rakús, M., Vozár, J., eds. *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát*. Bratislava (GÚDŠ), pp. 57-70.
- LUKNIŠ, M. (1962). Die Reliefentwicklung der Westkarpaten. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg. Mathematik-Naturwissenschaften*, 11, 1235-1244.
- LUKNIŠ, M. (1964). Pozostatky starších povrchov zarovnania reliéfu v československých Karpatoch. *Geografický časopis*, 16, 289-298.
- LUKNIŠ, M. (1972). Reliéf. In Lukniš, M., ed. *Slovensko, 2: Príroda*. Bratislava (Obzor), pp. 124-203.
- LUKNIŠ, M., MAZÚR, E. (1956). Súčasný stav a novšie výsledky geomorfologického výskumu Slovenska. *Geografický časopis*, 8, 86-94.
- MOORE, M. A., ENGLAND, P. C. (2001). On the inference of denudation rates from cooling ages of minerals. *Earth and Planetary Science Letters*, 185, 265-284.
- MAZÚR, E. (1963). *Žilinská kotlina a prilahlé pohoria*. Bratislava (SAV).
- MAZÚR, E. (1964). Intermountain basins – a characteristic element in relief of Slovakia. *Geografický časopis*, 26, 105-126.
- MAZÚR, E. (1965). Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements. In Mazúr, E., ed. *Geomorphological problems of Carpathians*. Bratislava (SAV), pp. 9-53.
- MICHAELI, E. (2001). *Georeliéf Hornádskej kotliny*. Geografické práce, 9 (2). Prešov (Fakulta humanitných a prírodných vied PU).
- MINÁR, J. (2002). Geomorfologické apórie ako logicky riešiteľné rozpory a staronový pohľad na stredohorskú roveň. *Geomorphologia Slovaca*, 2, 55-62.
- NEMČOK, M., HÓK, J., KOVÁČ, P., MARKO, F., MADRÁS, J., BEZÁK, V. (1993). Tektonika Západných Karpát v terciéri. In Rakús, M., Vozár, J., eds. *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát*. Bratislava (GÚDŠ), pp. 263-268.
- PHILLIPS, J. D. (2002). Erosion, isostatic response, and the missing peneplains. *Geomorphology*, 45, 225-241.
- PITMAN, W. C., GOLOVCHENKO, X. (1991). The effect of sea-level changes on the morphology of mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, 96B, 6879-6891.
- SAMUEL, O. (1985). *Chronostratigrafická a synoptická tabuľka*. Bratislava (GÚDŠ).
- TWIDALE, C. R. (2002). The two-stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. *Earth-Science Reviews*, 57, 37-74.
- URBÁNEK, J. (2001a). Vybrané problémy geomorfológie Slovenska. *Geomorphologia Slovaca*, 1, 6-8.
- URBÁNEK, J. (2001b). Nová paradigma slovenskej geomorfológie? *Geomorphologia Slovaca*, 1, 84-90.
- URBÁNEK, J. (2001c). Hypotéza v slovenskej geomorfológii. *Geografický časopis*, 53, 199-209.

- URBÁNEK, J. (2002). Geomorfologické apórie. *Geomorphologia Slovaca*, 2, 5-12.
- WATCHMAN, A. L., TWIDALE, C. R. (2002). Relative and 'absolute' dating of land surfaces. *Earth-Science Reviews*, 58, 1-49.

Jozef Minár

MIDMOUNTAIN LEVEL IN THE WEST CARPATHIANS AS TECTOPLAIN: OUTLINE OF THE WORK HYPOTHESIS

Midmountain level is the planated surface of regional scope, which, according to Lukniš (1962 and 1964) was formed in the Sarmathian to Pannonian, or as Mazúr (1963, 1964 and 1965) asserts in the Pannonian. Some authors, however, still discuss the topic of dating (for instance Činčura 2001, Urbánek 2001a, 2001b and 2002) while others cast doubt on the possibility of large planated surface formations in the young orogens in general (for instance Bíl 2002, Philips 2002). The hypothetical planated surface formed in the specific conditions of tectonically active areas is denoted *tectoplain*. Midmountain level can be such surface formed in the periods of Badenian to Pannonian with the following properties:

Its origin is determined by long-term extensive tectonics (in young orogens under the pulling effect of subduction) accompanied by subsidence of the range. The condition is that the summed intensity of erosion-accumulation processes which unify surface should be higher than that of the tectonic processes which differentiate the surface (Figs. 1a and b). Otherwise great part of surface can submerge below the erosion base without being planated (Fig. 1c).

It can rise relatively quickly thanks to tectonic subsidence of a large part of the massif below the erosion base or due to quick retreat of renewed fault slopes, extensive abrasion in transgression regime, accumulation of sediments in local depocentres, which along with tectonic erosion in subduction zone leads to elimination of the compensating isostatic uplifting (Fig. 2). Its nature is that of denudation-accumulation surface formed by accumulation plains, pediplanation, abrasion, peneplanation or lateral erosion, but also by fragments of subsided older planated surfaces, exhumed plains and structural surfaces (Fig. 3). Transportation of sediments and weathering material can give rise to surface similar to etchplain also in spite of absence of deep tropical weathering. It can be accompanied by exhumation of older planated surfaces (Fig. 4).

Twelve verification/falsification hypotheses of lower rank were derived of the outlined characteristics of tectoplain: (1) Traits of sea transgression from the period of tectoplain formation should survive on the edges of the Carpathians. (2) Reduced zones with geochronological ages corresponding to tectoplain formation exist in vertical cuts through the rock massif or hiatus is observable in geochronological ages. (3) Subsidence regime caused by extension should manifest in thinner lithosphere. (4) Hypsometric volume of the original relief above erosion base should equal the sum of material deposited in basins in time of tectoplain formation, material transported to the open sea and the volume of rock subsided below the erosion base. (5) Velocity of denudation drops in the time of tectoplain formation and it is proportional to the amount of material deposited in single periods in sedimentation basins. (6) The trend of refining the correlated sediments in time is locally disturbed by tectonic contraction events and subsidence tectonics. (7) If tectonic development of territory with uniform trend exists after disintegration of tectoplain, between the trend area sandwiched by its accumulation parts and the trend area sandwiched by its uppermost denudation parts a dependence function should exist. (8) Logical agreement of data on denudation velocity and tectonic movements obtained by different ways must exist. (9) If remains of the tectoplain transported parts survive in the present georelief, the extent of the original tectoplain must have been

such that erosion and retreat of slopes were not able to liquidate it entirely. (10) The character of sedimentation-weathering mantle of tectoplain can find its reflection in the properties of remains of these sediments and in the character of the basal weathering area. (11) Tectoplain can represent the trend concave area uplifted from extensive basins as high as the higher uplifted edge in subduction zone. (12) The principle of topicality offers the possibility of existence of different developmental stages of tectoplains in the present relief of Earth.

This set of hypotheses can support or refuse the idea that the mid-mountain planation surface was formed as tectoplain, but verification of these hypotheses can also lead to new theoretical, methodological, and regional knowledge.

Translated by H. Contrerasová