

MODELOVANIE VÝVOJA POHORIA TRIBEČ PROSTREDNÍCTVOM CHANNEL-HILLSLOPE INTEGRATED LANDSCAPE DEVELOPMENT MODEL (CHILD)

VERONIKA STAŠKOVANOVÁ*

Veronika Staškovanová: Modelling of landscape evolution of the Tribeč Mts. by the channel-hillslope integrated landscape development model (CHILD). Geomorphologia Slovaca et Bohemica, 13, 2013, 2, 6 figs., 2 tabs., 28 refs.

Numerical models have been developed that simulate the evolution of fluvial terrain as a consequence of different geomorphologic processes. In Slovakia, however, progress in the numerical expression of fundamental geomorphological process theory was limited, so that models have not been yet widely used. The Channel-Hillslope Integrated Landscape Development (CHILD) model was used to create a simulation for the Tribeč Mts., because CHILD overcomes many of the limitations of the previous generation of models and provides a suitable computational framework for exploring research questions related to long-term landscape evolution. However, the number of parameters in the model is potentially quite large, its modular structure leads to carefully selecting of process equations. It requires a good theoretical knowledge of mathematical expression of the processes included and accurate quantitative data about the study area. Despite limitations, the CHILD model provides an appropriate working tool for simulations testing hypotheses about landscape evolution.

Keywords: landscape evolution, CHILD model, numerical expression of geomorphic processes, Tribeč Mts, landscape simulation

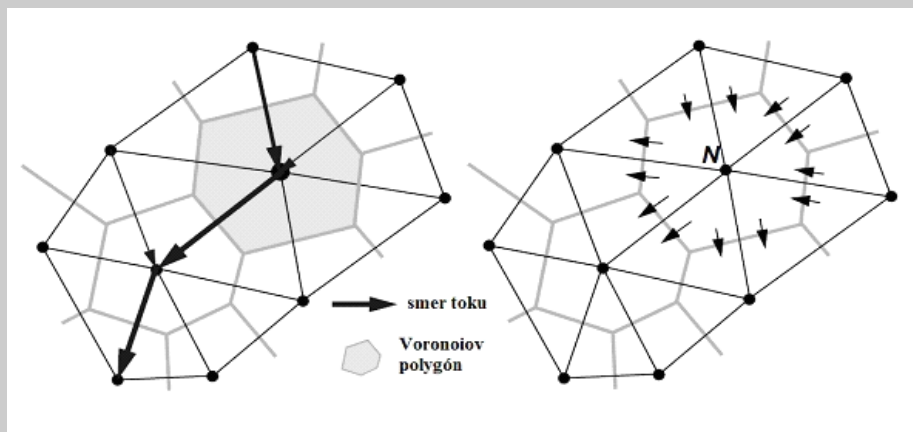
ÚVOD

V posledných desaťročiach, vďaka technologickému pokroku a kvantitatívnej revolúcii v oblasti geomorfológie, bolo najmä v anglofónnych krajinách vyvinuté množstvo numerických modelov, ktoré simulujú štruktúru a vývoj reliéfu ako dôsledok rôznych zákonitostí fyzikálnych procesov. Mnoho z týchto modelov bolo zameraných na evolúciu a dynamiku povodia (modely SIBERIA, DELIM, CAESAR, GOLEM, ZSCAPE). Niektorí geomorfológovia sa pokúšali pomocou týchto nástrojov modelovať vývoj terénu aj na úrovni pohorí (KOONS 1989, BEAUMONT et al. 1992, TUCKER a SLINGERLAND 1994, BRAUN a SAMBRIDGE 1997, HERMAN a BRAUN 2006). Problémom v takýchto aplikáciách bolo že, výpočtové obmedzenia nútili k použitiu málo detailnej priestorovej diskretizácie, pretože najmä v rastrových modeloch boli jednotlivé bunky siete oveľa väčšie ako veľkosť jednotlivých svahov. Tieto modely zdieľali ešte mnoho ďalších limitov a z tohto dôvodu bol v USA vyvinutý nový geomorfologický modelovací nástroj – Channel-hillslope integrated landscape development model (TUCKER et al. 2001a). Aby sa predišlo obmedzeniam spojených s rastrovými modelmi, povrch terénu bol

diskretizovaný ako súbor bodov s ľubovoľnou konfiguráciou. Tieto body sú spojené vo forme nepravidelnej trojuholníkovej siete (TIN). Sieť je konštruovaná pomocou Delaunayovej triangulácie. Každý uzol v triangulácii je spojený s Voronoiovou polygónovou plochou (A_i), pričom hrany polygónu sú osami strán trojuholníkov (**Obr. 1**) (BRAUN a SAMBRIDGE 1997, TUCKER et al. 2001b). Ďalšou výhodou jeho aplikácie je, že v sebe zahŕňa širokú škálu procesov, z ktorých mnohé neboli obsiahnuté v predchádzajúcich modeloch evolúcie povodia.

Model CHILD bol vyvinutý predovšetkým ako nástroj na modelovanie vývoja povodia. Aplikovať ho aj na modelovanie evolúcie rozsiahlejších území je možné iba s určitými obmedzeniami. Komplexným cieľom výskumu je pokúsiť sa pomocou tohto modelu vytvoriť sériu simulácií neotektonického vývoja pohoria Tribeč a jeho okolia za účelom verifikácie alebo falzifikácie niekoľkých vývojových hypotéz. Overujeme presnosť zadaných počiatočných podmienok (napr. chronológiu a veľkosť výzdvihu), tým že výsledok simulácie pri určitých podmienkach porovnávame so súčasnou topografiou. S pomerne presne vytvorenou simuláciou sa následne dá ďalej pracovať, napríklad z výstupného súboru zistiť zmenu

* Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra fyzickej geografie a geoekológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovensko, e-mail: nika.novotna@gmail.com



Obr. 1 Prvky nepravidelnej výpočtovej siete – uzly (kruhy), hrany trojuholníkov (čierne čiary) a Voronoiových polygónov (sivé čiary) (TUCKER et al. 2001a, TUCKER et al. 2001b)

objemu materiálu v krajine po každej zrážkovej udalosti a vypočítať bilanciu materiálu medzi pohorím a okolitými sedimentačnými priestormi. Keďže CHILD nie je na Slovensku bežne používaný modelovací nástroj, chceli by sme v tomto príspevku predstaviť jeho štruktúru, funkcie, limity, možnosti aplikácie a výsledky prvotného pokusu tvorby simulácie záujmového územia podľa stanovenej hypotézy morfo-tektonického vývoja.

FUNKCIE MODELU CHILD

Model CHILD simuluje evolúciu topografického povrchu a jeho podpovrchovú stratigrafiu na základe bilancie hmoty, meniacej sa vplyvom prebiehajúcich tektonických a erózo-denudačných procesov s vopred užívateľom určeným súborom počiatočných a prahových podmienok¹ (TUCKER et al. 2001a). Tieto podmienky ako parametre tvoria hlavný vstupný súbor modelu, formát pre každý parameter sa skladá z riadku s popisným textom s hodnotou parametra pod ním.

CHILD bol vyvinutý na to, aby slúžil najmä ako výpočtový nástroj pre skúmanie problémov a hypotéz v geomorfológii povodí. V podobe modulov (**Obr. 2**) sú v modeli začlenené rôzne geomorfologické procesy, ktoré podstatnou mierou ovplyvňujú vývoj reliéfu fluvialnej krajiny:

- erózia sedimentov alebo podložia prostredníctvom sústredeného odtoku v stružkách alebo korytách,
- transport vodou erodovaných sedimentov,
- transport sedimentov zliezaním,

- meandrovanie veľkých koryt,
- akumulácia nivných sedimentov v záplavových územiach.

Priebeh geomorfologických procesov najviac okrem vlastností hornín ovplyvňujú klimaticko-hydrologické a tektonické procesy, ktorých parametre predstavujú počiatočné podmienky evolúcie krajiny. Variabilita klímy je v modeli vyjadrená pomocou sledu diskretných zrážkových udalostí s určitým trvaním, intenzitou a medzizrážkovým intervalom (TUCKER a BRAS 2000). Tri klimatické parametre sú generované náhodne – užívateľ zadá priemernú hodnotu parametra, vypočítanú z reálnych hodinových dát (EAGLESON 1978) a modul generujúci zrážkové udalosti automaticky vyberie hodnotu atribútu z Poissonovho rozdelenia pravdepodobnosti. Alternatívne môžu byť intenzita, trvanie a frekvencia zrážkových udalostí konštantné.

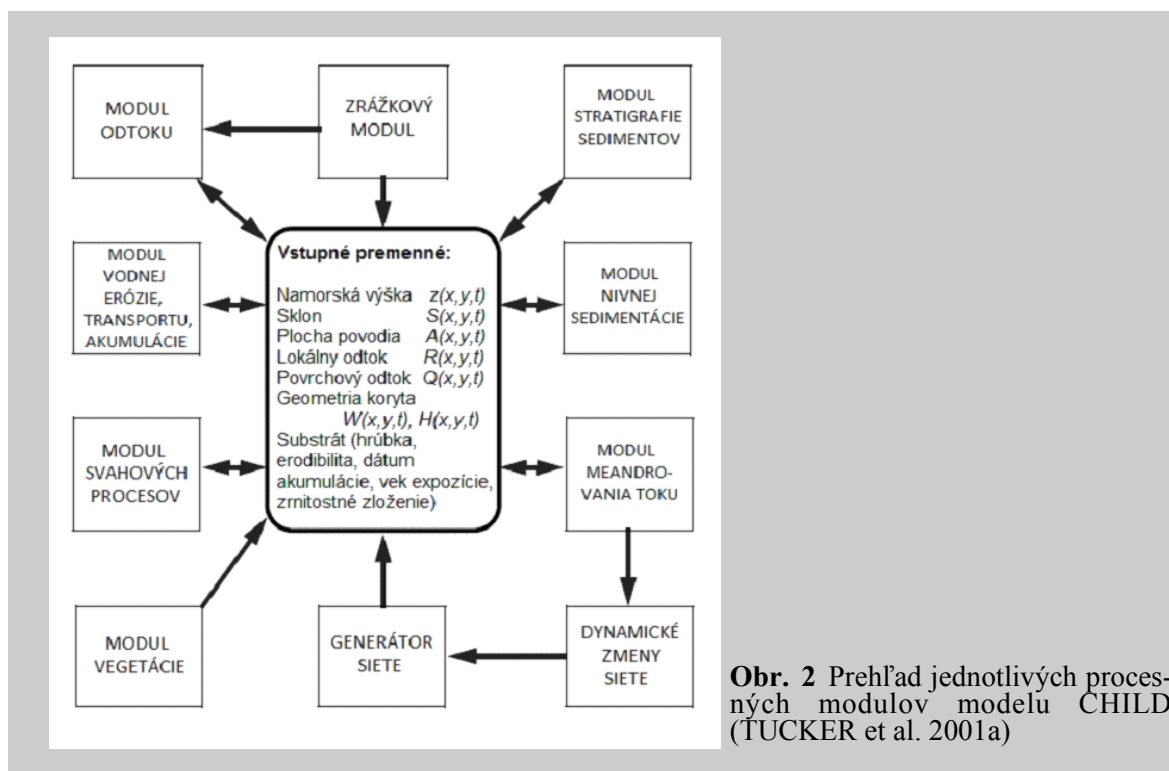
Povrchový odtok (Q) vyprodukovaný zrážkovými udalosťami, zhromaždený v každom uzle na sieti je smerovaný nadol k jednému z jeho susedných uzlov sledujúc hranu, ktorá má najstrmší sklon (steepest-descent method) (**Obr. 1**). Odtoková oblasť A určitého uzla sa rovná súčtu plôch všetkých Voronoiových polygónov, ktoré prispievajú tokom do tohto uzla. Celkový odtok môže byť vypočítaný z odtokovej plochy použitím jedného z troch modelov:

- Hortonov infiltračný (Horton infiltration-excess) model:

$$Q = (P - I_c)A,$$

P – veľkosť zrážkovej udalosti [m.rok^{-1}], I_c – veľkosť infiltrácie [m.rok^{-1}], A – odtoková plo-

¹ Užívateľ si počiatočné a prahové podmienky zadáva do vstupného súboru v podobe parametrov modelu



Obr. 2 Prehľad jednotlivých procesných modulov modelu CHILD (TUCKER et al. 2001a)

cha [m²]. Produkcia odtoku (zrážky mínus infiltrácia) je jednotná naprieč krajinou.

- Retenčný (Uniform soil-storage capacity) model:

$$Q = \left(\frac{T_r P - D_{sr}}{T_r} \right) A,$$

T_r – dĺžka zrážkovej udalosti [rok], P – veľkosť zrážkovej udalosti [m.rok⁻¹], D_{sr} – pôdno-pokryvkovo-povrchová retenčná hĺbka [m], A – odtoková plocha [m²].

Pôda, krajinná pokrývka a povrch majú jednotnú schopnosť absorbovať dažďové zrážky. Akékoľvek zrážky prevyšujúce túto kapacitu retencie prispievajú k odtoku.

- Saturačný (Saturation-excess) model (O'LOUGHLIN 1986):

$$Q = PA - TSw,$$

P – veľkosť zrážkovej udalosti [m.rok⁻¹], A – odtoková plocha [m²], T – pôdna priepustnosť [m².rok⁻¹], S – lokálny sklon, w – šírka priľahlých hrán Voronoiových buniek² [m].

Táto metóda je založená na rozdelení zrážok medzi povrchový (PA) a plytký podpovrchový tok na jednotku dĺžky vrstevnice (TSw).

Model CHILD ponúka viacero možností aj pri modelovaní tektonických deformácií. Pomocou parametra (UPTYPE) je možné vybrať

si zo 14 typov tektonickej deformácie, napr. žiadny výzdvih, uniformný výzdvih celého územia, výzdvih a pokles bloku pozdĺž jedného zlomu v území, horizontálny šmyk (strike-slip) bloku, násun vrásky, naklonenie (tilting) bloku, postupujúci zlom a i. Tieto typy tektonických deformácií sú však väčšinou aplikovateľné na menších územiach (na úrovni povodí). Pre evolúciu väčších území za dlhšie časové obdobia, v ktorých je tektogenéza viac diferencovaná je vhodnejšie pre každý bod siete (resp. skupinu bodov, ktoré predstavujú jednotlivé tektonické bloky) nastaviť rozdielnu mieru výzdvihu v priestore a čase. Simulovať tektogenézu takýmto spôsobom je možné pomocou parametra UPTYPE = 12: mapa veľkosti výzdvihu (uplift rate maps). Toto nastavenie si vyžaduje vytvorenie dodatočných vstupných súborov vo formáte ascii. Ak je výzdvih diferencovaný v čase, pre každé obdobie simulácie je potrebné vytvoriť ascii súbor obsahujúci údaje o miere výzdvihu jednotlivých bodov siete pre dané časové obdobie. Názov každého ascii súboru s údajmi o miere výzdvihu musí mať časť názvu spoločnú, vyjadrenú pomocou parametra UPMAPFILENAME, nasledovanú sekvenciou čísel podľa poradia súboru; ak má napríklad parameter UPMAPFILENAME hodnotu výzdvih_tribca, jednotlivé súbory s dátami o tektogenéze musia mať názov výzdvih_tribca001, výzdvih_tribca002 atď. Počet období simulácie

² Šírka hrán Voronoiových polygónov nahrádza dĺžku vrstevnice

a tým aj počet takýchto dodatočných vstupných súborov je vyjadrený v parametri NUMUPLIF-TMAPS. Časový nástup (chronológia) jednotlivých období je vyjadrený v ďalšom samostatnom ascii súbore, ktorého názov je zhodný s parametrom UPTIMEFILENAME. Iba pri správnom nastavení týchto parametrov je model CHILD schopný prečítať údaje o diferencovanom výzdvihu/poklese územia (TUCKER 2010). Podobne je možné vyjadriť v CHILDe aj priestorovo diferencované litologické podmienky v podobe nastavenia ich odolnosti voči exogénnym geomorfologickým procesom. Model CHILD rozoznáva dva základné typy materiálu: horniny a regolit. Tento materiál môže byť usporiadaný v sérii jednej alebo viacerých vrstiev. Počet vrstiev, ich hrúbku a odolnosť substrátu si volí užívateľ pre každý bod siete TIN pomocou parametrov modelu.

NUMERICKÉ VYJADRENIA VYBRANÝCH GEOMORFOLOGICKÝCH PROCESOV V CHILDE

Modelovanie vývoja reliéfu pohorí úzko súvisí s úrovňou teoretických znalostí numerických vyjadrení jednotlivých geomorfologických procesov, ktoré tento reliéf výrazne pretvárajú. Napriek kvantitatívnej revolúcii vo vedeckých disciplínach je táto oblasť geomorfologickej teórie na Slovensku stále výrazne poddimenzovaná. V CHILDe sú implementované numerické vyjadrenia geomorfologických procesov vychádzajúce predovšetkým z anglofónnej odbornej literatúry, ktoré nie sú u nás používané. Z tohto dôvodu by sme chceli priblížiť numerické vyjadrenia tých geomorfologických procesov, ktoré sú zahrnuté v modeli CHILD a sú pre modelovanie vývoja pohorí relevantné. Medzi tieto procesy patrí:

- lineárne a nelineárne prebiehajúce svahové procesy
- fluvialná erózia a transport, akumulácia nivných sedimentov.

SLAHOVÉ PROCESY

Erózia a transport sedimentov kontinuálnymi svahovými procesmi⁴ sú modelované pomocou lineárnej formy difúznej rovnice (CULLING 1960, CULLING 1963, HIRANO 1968):

$$q_c = k_d \nabla z,$$

q_c – tok sedimentov na jednotku šírky vrstevnice [$\text{m}^3 \cdot \text{rok}^{-1} / \text{m}$], k_d – koeficient transportu sedimentov [$\text{m}^2 \cdot \text{rok}^{-1}$], z – nadmorská výška [m]; urýchléné svahové procesy pomocou nelineárnej formy rovnice (ROERING et al. 1999):

$$q_c = \frac{k_d \nabla z}{1 - \left(\frac{|\nabla z|}{S_c}\right)^2},$$

S_c – prahová hodnota gradientu, pri ktorej sa miera schopnosti transportu blíži k nekonečnu.

Numerické riešenie lineárnej difúznej rovnice je v CHILDe vyjadrené pomocou prístupu s využitím Voronoiovho polygónu. Tok materiálu pre každý uzol siete je daný ako suma tokov hmoty cez každú hranu k nemu prislúchajúceho polygónu. Celkový tok materiálu medzi každou dvojicou uzlov je rovný topografickému gradientu medzi nimi, ktorý je vynásobený šírkou ich spoločnej hrany Voronoia:

$$\frac{\partial z_i}{\partial t} = - \frac{k_d}{\Lambda_i} \sum_{j=1}^{M_i} S_{ij} w_{ij},$$

k_d – koeficient transportu sedimentov [$\text{m}^2 \cdot \text{rok}^{-1}$], Λ_i – plocha Voronoiovho polygónu [m^2], $S_{ij} = (z_i - z_j) / \lambda_{ij}$ – gradient sklonu z uzla i do uzla j , z_i – nadmorská výška uzla i [m], z_j – nadmorská výška uzla j [m], λ_{ij} – vzdialenosť medzi uzlami i a j [m], w_{ij} – šírka spoločnej hrany Voronoiovho polygónu [m].

FLUVIALNE PROCESY

Kvantitatívne vyjadrenie faktorov, ktoré ovplyvňujú zarezávanie toku do podložia je dôležité pre modelovanie evolúcie krajiny, pretože dná dolín riek ako lokálne erózne bázy výrazne ovplyvňujú formovanie reliéfu v pohoríach. Veľkosť priemernej hodnoty erózie, spôsobenej koncentrovaným tokom vody, je závislá od veľkosti kapacity vytrhávania materiálu z koryta toku (D_c) a veľkosti transportnej kapacity toku (C_s) (TUCKER et al. 2001a). Obe tieto premenné sú ovplyvnené kinetickou energiou rieky. CHILD poskytuje dve numerické vyjadrenia kapacity oddeľovania materiálu, štyri numerické vyjadrenia transportnej kapacity jednej frakcie sedimentov, dve numerické vyjadrenia transportnej kapacity dvoch frakcií (štrk a piesok) a jedno numerické vyjadrenie transportnej kapacity pre ľubovoľný počet frakcií sedimentov (TUCKER 2010). V modeloch evolúcie povodí sú na vyjadrenie kapacity oddeľovania a transportu materiálu najpoužíva-

³ Výber geomorfologických procesov je potrebný vzhľadom na veľkosť simulovaného územia a dĺžku časového intervalu vývoja

⁴ Predovšetkým zliezanie pôdy, pretože procesy plošnej erózie nie sú v modeli CHILD integrované

nejšie modely⁵, kde je sila toku vyjadrená pomocou prekročenia prahovej hodnoty šmykového napätia (HOWARD 1994, TUCKER a SLINGERLAND 1997, WHIPPLE a TUCKER 1999):

$$D_c = K_{br} (\tau_0 - \tau_c)^{P_b},$$

D_c – maximálna kapacita oddeľovania [$\text{m} \cdot \text{rok}^{-1}$], K_{br} – erózný parameter [$\text{m} \cdot \text{rok}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-P_b}$], τ_0 – šmykové napätie dna [Pa], τ_c – prahová hodnota šmykového napätia pre oddeľovanie materiálu [Pa], CHILD obsahuje konverziu $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$ (Pa) $\rightarrow$ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{rok}^{-2}$, P_b – exponenciálny parameter⁶. Šmykové napätie je vypočítané z prietoku, šírky toku a gradientu podľa:

$$\tau_0 = K_t \left(\frac{Q}{W}\right)^{M_b} S^{N_b},$$

hodnota parametrov M_b , N_b a K_t [$\text{Pa} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1})^{-M_b}$] závisí od použitia Manningovho⁷ alebo Chezyho⁸ koeficientu drsnosti koryta, Q – prietok [$\text{m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$], W – šírka koryta⁹ [m].

$$C_s = K_f W (\tau_0 - \tau_c)^{P_f},$$

C_s – maximálna kapacita transportu jednej zrnitostnej frakcie [$\text{m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$], K_f – parameter transportu [$\text{m}^2 \cdot \text{rok}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-P_f}$], τ_0 – šmykové napätie [Pa], τ_c – prahová hodnota šmykového napätia pre transport materiálu [Pa], P_f – exponenciálny parameter. Šmykové napätie pre transport sedimentov je možné vypočítať podobne ako šmykové napätie pre oddeľovanie materiálu.

Pomer medzi veľkosťou kapacity oddeľovania materiálu a transportnej kapacity sedimentov môže byť pri riekach s podobným prietokom výrazne odlišný vzhľadom na substrátové podmienky koryta a gradient toku. V prípade, že tok má vďaka vyššiemu gradientu dna dostatočnú kinetickú energiu a eroduje veľmi odolné, strednozrné horniny, transportná kapacita sedimentov je oveľa väčšia než kapacita oddeľovania materiálu (malá hodnota K_{br}). Prísun sedimentov a ich transport má teda relatívne malý vplyv na veľkosť erózie koryta. Erózia

je z tohto dôvodu rovná maximálnej kapacite oddeľovania (HOWARD a KERBY 1983, SEIDL a DIETRICH 1992, HOWARD 1994, WHIPPLE a TUCKER 1999, WHIPPLE a TUCKER 2002). Numericky je táto modelovaná situácia¹⁰ vyjadrená prostredníctvom rovnice:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = -D_c,$$

z_b – nadmorská výška dna toku [m], D_c – maximálna kapacita oddeľovania materiálu [$\text{m} \cdot \text{rok}^{-1}$]. Takéto správanie toku je očakávané v prostredí dvíhajúceho sa pohoria, budovaného horninami s vyššou geomorfologickou hodnotou.

Opačná situácia¹¹ nastáva, ak je v povodí veľký prísun sedimentov, či už zo svahových procesov alebo ľahko erodovateľného koryta. Erózná činnosť v tomto prípade závisí od schopnosti toku tieto sedimenty transportovať ďalej (WILLGOOSE et al. 1991, TUCKER a BRAS 1998) a jej veľkosť je vyjadrená prostredníctvom maximálnej kapacity transportu sedimentov podľa rovnice:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = -\frac{1}{(1-\theta)} \frac{\partial C_s / W}{\partial x},$$

– nadmorská výška dna toku [m], θ – porovitosť dnového sedimentu¹², C_s – maximálna transportná kapacita [$\text{m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$], W – šírka koryta toku, x – vektor orientovaný v smere toku [m].

LIMITY MODELU CHILD

Je potrebné rozlišovať limity aplikácie modelu z hľadiska veľkosti simulovaného územia. Model CHILD totiž neumožňuje priestorovú heterogenitu klimatických a hydrologických podmienok (napr. retencia, priepustnosť pôdy), pretože bol vyvíjaný predovšetkým ako nástroj pre modelovanie povodí, kde je aspoň v niektorých prípadoch možné predpokladať homogenitu týchto podmienok na určitej úrovni. Keďže sú v ňom integrované iba numerické vyjadrenia vybraných fluvialných a svahových

⁵ Skupina „power-stream“ modelov – zarezávanie tokov do podložia je vyjadrené buď ako funkcia prebytku šmykového napätia, celkovej sily toku, alebo sily toku na jednotku plochy dna

⁶ hodnota parametra P_b závisí od toho, aká formulácia stream-power modelu sa použije, pri formulácii pomocou šmykového napätia je $P_b = 1$, pri formulácii na jednotku sily toku $P_b = 3/2$

⁷ $m_b = 0,6$, $n_b = 0,7$, ρ – hustota toku, g – gravitačné zrýchlenie, n – Manningov koeficient

⁸ $m_b = 2/3$, $n_b = 2/3$, ρ – hustota toku, g – gravitačné zrýchlenie, C – Chezyho koeficient

⁹ Šírka koryta je vypočítaná podľa vzťahu: K_w [$\text{m} \cdot (\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1})^{-b}$] sa dá odvodiť z empirických dát, $b = 0,3 - 0,5$ (LEOPOLD a MADDOCK 1953)

¹⁰ Detachment-limited model

¹¹ Transport-limited model

¹² Pórovitosť sedimentu je obvykle zahrnutá v koeficiente transportu K_f

procesov, nie je možné ho použiť na modelovanie vývoja pohorí v aridných a krasových oblastiach, ani pri pohoriach, ktoré sú/boli v podstatnej miere ovplyvnené ľadovcovou činnosťou. Z tohto dôvodu dochádza pri pokusoch simulovať vývoj územia na úrovni pohorí k vzniku určitých nepresností. Ak chceme presne modelovať evolúciu pohorí, k nedostatočným výsledkom prispieva aj fakt, že hodnoty viacerých parametrov vstupného súboru simulácie sú spriemerované alebo je možné ich určiť aproximáciou iba približne. Navyše, pri rozsiahlejších modelovaných územiach sa objavujú aj obmedzenia v rýchlosti výpočtu. Vo výstupných súboroch je pre každý bod ukladaná informácia o nadmorskej výške, sklone, veľkosti príspevkového povodia, smere toku, odtoku vody, zložení sedimentov, šmykovom napätí, stratigrafii, Voronoiových polygónoch, ID bodu, vlastnostiach zrážkových udalostí, zmenách objemu hmoty po každej zrážkovej udalosti, vlastnostiach triangulácie siete a informácie potrebné pre reštart simulácie (TUCKER 2010). Enormné množstvo zapisovaných údajov núti k použitiu obmedzeného počtu bodov, pri väčších územiach je z tohto dôvodu hustota siete bodov nedostatočná. Kvôli výpočtovej rýchlosti je potrebné zachovať aj obmedzený počet zrážkových udalostí, čo pri dlhých simuláciách (niekoľko tisíc či miliónov rokov) vedie k umelému zvýšeniu priemeru trvania zráž-

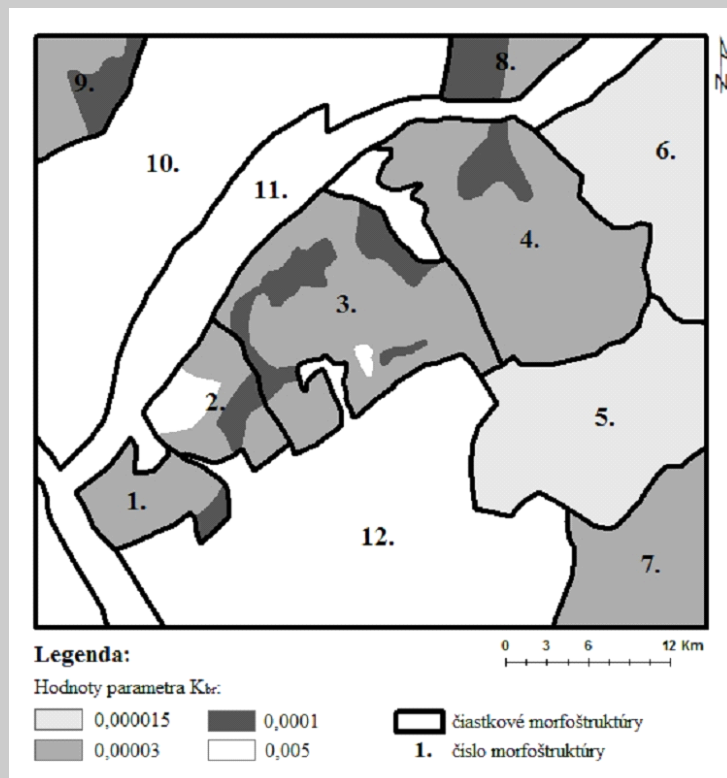
kových udalostí, medzizrážkových intervalov, a aby bol dosiahnutý priemerný ročný úhrn zrážok aj k neprirodzenému zvýšeniu priemernej veľkosti intenzity zrážkových udalostí. Vyskytujú sa aj obmedzenia modelu CHILD v užívateľskej rovine, ktoré vyplývajú z formátu výstupov vo formáte ascii súborov. Pre zobrazenie výstupov sú síce k dispozícii špeciálne skripty programu Matlab, formát výstupov pre geomorfologmi bežne používaný GIS software však nie je k dispozícii.

APLIKÁCIA MODELU CHILD

Aplikáciu modelu CHILD je možné vnímať z viacerých rovin:

- Všeobecná teoretická rovina – overenie správnosti parametrických premenných numerických vyjadrení jednotlivých geomorfologických procesov pomocou laboratórnych a terénnych meraní,
- Regionálna teoretická rovina – verifikácia hypotézy vývoja reliéfu určitého územia,
- Predikčná rovina – tvorba simulácií za účelom predpovede vývoja územia.

V článku sa zameriame predovšetkým na prvotný pokus o využitie modelu pri tvorbe simulácií podľa určitej hypotézy o neogéom a kvartérnom vývoji študovaného územia. Ve-



Obr. 3 Čiastkové morfoštruktúry študovaného územia a ich zjednodušená litológia vyjadrená pomocou parametra K_{br}

Názov horniny:	erózia (m.r ⁻¹)	K _{br}	skupina 1	skupina 2	skupina 3	skupina 4
kremence	0,000620648	0,00000068				
granity, metamorfované horniny	0,00132996	0,00000145				
andezity, kremenne pieskovce	0,004433198	0,00000483				
bazalty	0,020582707	0,00002240				
pieskovce, vápence, bridlice	0,044331984	0,00004826				
menej spevnené pieskovce, ílovce, bridlice	4,610526316	0,00501853				
nespevnené sedimenty (horná hranica)	20,9569378	0,02281150				
nespevnené horniny (dolná hranica)	92,21052632	0,10037060				

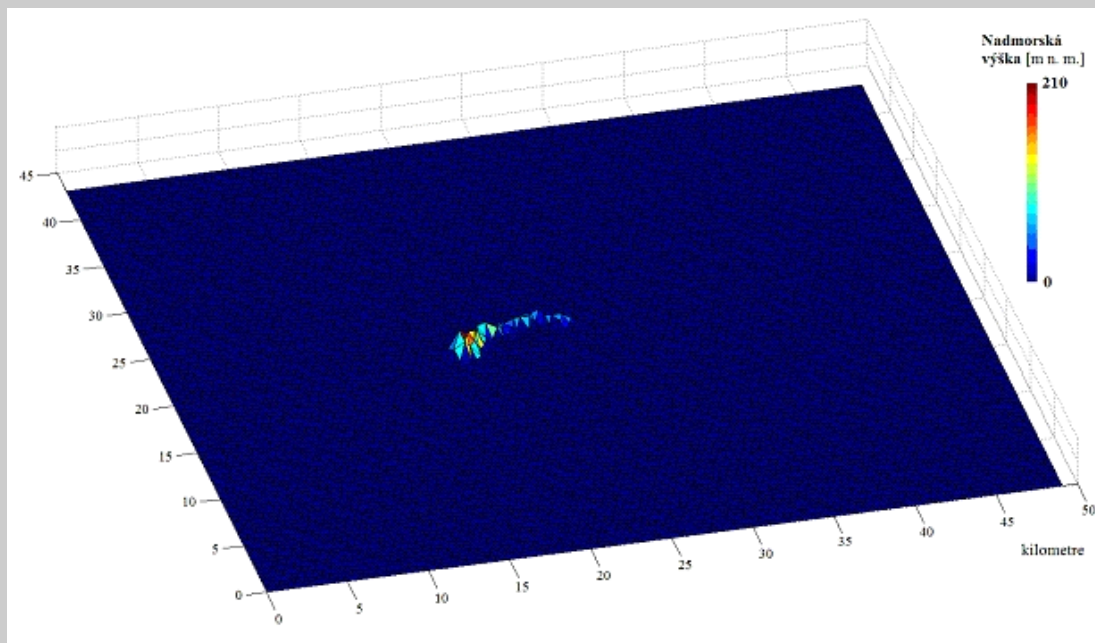
Tab. 1 Hodnota erózneho faktora K_{br} pre jednotlivé horniny vypočítaná z laboratórne zistenej fluviálnej erózie (SKLAR a DIERICH 2001)

rifikácia hypotézy pozostáva z overenia zadávaných vstupných podmienok simulácie, pričom predpokladáme objektivitu modelu, ktorý je založený na numerických vyjadreniach fluviálnych a svahových geomorfologických procesov. Keďže sa simuluje vývoj určitého územia výsledok simulácie sa porovnáva so súčasnou topografiou, ich podobnosť by mala svedčiť o dobre nastavených vstupných podmienkach a parametroch – hypotéza o vývoji územia môže byť prijatá. Záujmové územie zvolené pre tvorbu simulácie vývoja predstavovalo pohorie Tribeč a jeho okolie. Okolie pohoria zahŕňalo väčšiu časť Pohronského Inovca, Nitrianskej a Žitavskej pahorkatiny, zasahovali tu i Vtáčnik, Štiavnické vrchy, Považský Inovec a Strážovské vrchy. Záujmové územie možno charakterizovať ako litologicky a tektonicky veľmi pestré územie. Tribeč, Považský Inovec a Strážovské vrchy patria k jadrovým pohoriam Západných Karpát, mimo kvartérnych sedimentov tvorených prevažne granitoidným jadrom a mezozoickými obalovými sekvenciami z hornín rôznej odolnosťou voči eróznej činnosti exogénnych geomorfologických procesov (odolnejšie kremence a granitoidy, stredne odolné vápence a pieskovce, menej odolné bridlice a sliene), Pohronský Inovec, Vtáčnik a Štiavnické vrchy pozostávajú prevažne z rôzne odolných neovulkanických hornín. V podložných vrstvách kvartérnych sedimentov v Nitrianskej a Žitavskej pahorkatine sú akumulované rôzne typy menej odolných, nespevnených štrkov, pieskov a ílov (IVANIČKA et al. 1998). Vstupné údaje o litológii záujmového územia boli zjednodušené najmä kvôli obmedzeniam vyplývajúcim z veľkosti modelovaného územia. Keďže výpočtová sieť TIN nebola dostatočne hustá (priemerná vzdialenosť medzi jednotlivými uzlami siete bola stanove-

né na 500 m), pristúpili sme k značnému zjednodušeniu litologickej situácie záujmového územia a vytvorili sme jednoduchú regionálnu typizáciu hornín podľa ich odolnosti (**Obr. 3**). Ako bolo spomenuté vyššie CHILD umožňuje každému uzlu siete priradiť rozdielnú hodnotu erózneho faktora K_{br} pomocou parametra KR (pre regolit) a KB (pre podložnú horninu). Keďže sme kvôli zjednodušeniu nebrali do úvahy existenciu regolitu, boli vyčlenené štyri skupiny podložných hornín, ktorým bola priradená hodnota erózneho faktora K_{br} (parameter KB). Hodnota erózneho faktora bola pre jednotlivé skupiny hornín určená približne (podľa výskytu hornín), z hodnôt erózie (**Tab. 1**) zisťovanej v laboratórnych podmienkach pre jednotlivé typy hornín (SKLAR a DIERICH 2001).

Pri modelovaní tektonického vývoja záujmového územia vychádzame z hypotézy, že sa jedná o relatívne mladé morfoštruktúry, teda celé územie je členená na niekoľko heterogénnych častí. Najväčšia pozornosť bola venovaná analýze tektonického vývoja pohoria Tribeč. Pri prvom pokuse tvorby simulácie vývoja Tribča sme vychádzali zo zjednodušenej pracovnej hypotézy, vyplývajúcej z regionálnej štúdie LUKNIŠA (1949), podľa ktorej k neotektonickému výzdvihu pohoria Tribeč došlo v období po sformovaní regionálneho zarovnaného povrchu (pravdepodobne v období po panóne pred priližne 9 mil. rokov), ktorého zvyšky sú najlepšie zachované v Rázdzielskej časti pohoria, menej na bočných rázsochách centrálnej časti Tribča¹³ a v Jeleneckej časti pohoria. Zvyšky vyššie položeného zarovnaného povrchu sa v Zoborskej časti nenachádzajú a to buď z dôvodu úplného zarovnania vďaka relatívnej blízkosti eróznej bázy, alebo z dôvodu oneskoreného výzdvihu tejto časti pohoria

¹³ vyššie položená centrálna časť pohoria nebola zrejme procesom zarovňavania natoľko ovplyvnená a preto vo východiskovej topografickej situácii simulácie predstavuje akýsi „ostrov“ (**Obr. 4**)

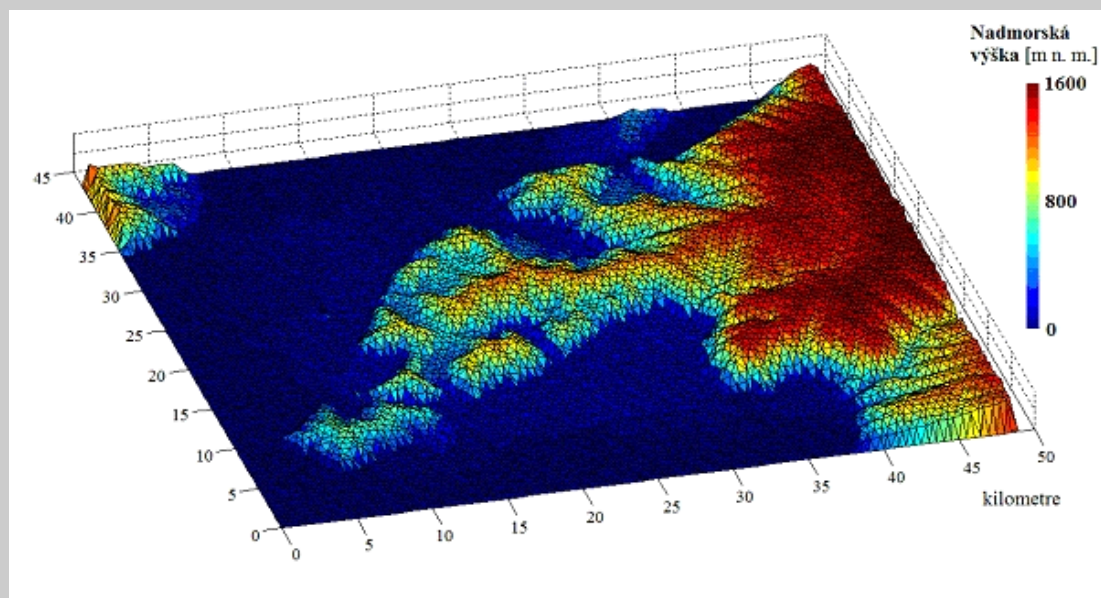


Obr. 4 Zjednodušená iniciálna topografia simulácie vychádza z predpokladu vzniku zarovnaného povrchu v oblasti pohoria Tribeč (mimo centrálnej časti, ktorá tvorí ostrov) a Pohronský Inovec (iniciálna topografia ostatných okolitých morfoštruktúr nebola podrobne skúmaná)

(predpokladaný oneskorený výzdvih), následne bol tento povrch postupne vyzdvihnutý. Pri určovaní relatívnej rýchlosti výzdvihu boli použité sedimentologické záznamy z panvy (KOVÁČ et al. 2011). Prvotný výzdvih (9 – 4,5 mil. rokov) bol zrejme pomalý, pretože v tomto období formujúce sa vulkanické súvrstvie (8,9 – 4,1 mil. rokov) pozostáva prevažne z jemnozrnných sedimentov. V Kojmatickej depresii sa vo vrchnej časti tohto súvrstvia nachádzajú hrubozrnné sedimenty predstavujúce pravdepodobne deltu paleo-Hrona a poukazujúce na akceleráciu výzdvihu v závere tohto obdobia. Preukázaná akcelerácia výzdvihu nastáva v období po 4,5 – 4 mil. rokov, kedy dochádza aj v panve k zastaveniu jej subsidencie a jej severné okraje sa začínajú dvíhať. Tento fakt sa prejavuje jednak v priestore rozšírení kolárovskeho súvrstvia (4,1 – 2,6 mil. rokov), ako aj v jeho charaktere (vyšší podiel štrkov). Po tomto období sa podľa LUKNIŠA (1949) v Tribči (pravdepodobne počas obdobia tektonického pokoja pred 1,5 – 2,5 mil. rokov) sformoval nižšie položený systém zarovnaných povrchov, ktorý bol následne vyzdvihnutý počas kvartéru. Rozdielna výška obidvoch systémov zarovnaných povrchov v jednotlivých častiach pohoria viedla k tomu, že pohorie bolo rozdelené na štyri tektonické bloky. Absolútna veľkosť výzdvihu jednotlivých častí pohoria Tribeč, ako

aj výzdvihu okolitých morfoštruktúr, bola v prvotnom pokuse o simulovanie vývoja záujmového územia stanovená iba približne, nakoľko sme pri prvotnom pokuse nevedeli odhadnúť mieru znižovania povrchu exogénnymi procesmi. Každému uzlu výpočtovej siete TIN bola priradená hodnota tektonického zdvihu/poklesu premenlivá v stanovených časových intervaloch podľa ich priestorovej príslušnosti k určitému bloku/morfoštruktúre (Obr. 3, Tab. 2). Takto sme aspoň v jednoduchosti mohli vyjadriť heterogenitu litologických a tektonických počiatočných podmienok simulácie. Vzhľadom na možnosti a limity modelu CHILD boli len veľmi zjednodušene stanovené klimatické a hydrologické podmienky. Dĺžka simulácie (9 mil. rokov) neumožňovala generovať jednotlivé zrážkové udalosti pomocou hodnôt parametrov vypočítaných z nameraných meteorologických údajov. Aby počet zrážkových udalostí nebol príliš veľký, priemerná dĺžka zrážkovej udalosti bola stanovená na 9 tis. rokov a priemerný medzizrážkový interval na 81 tis. rokov. Prispôbenie trvania týchto klimatických parametrov vzhľadom na dĺžku simulácie je možné, ale je potrebné zachovať pomer zrážkových a medzizrážkových intervalov (pomer 1:9 bol prebratý z cvičení k modelu CHILD¹⁴). Priemerný ročný úhrn zrážok pre simulované územie bol aproximovaný na hodnotu 1000 mm.

¹⁴ Priemerný pomer zrážkových a medzizrážkových udalostí bol vypočítaný z meteorologických dát pre Atlantú (USA)



Obr. 5 Simulácia vývoja Tribčianskej kotliny a príslušného okolia (9 mil. rokov)

rok⁻¹. Aby sme dosiahli takýto úhrn zrážok, pri stanovených priemerných dĺžkach zrážkových a medzizrážkových udalostí mala priemerná intenzita zrážok vyššiu hodnotu – 10 m.rok⁻¹. Odtok bol vypočítaný podľa najjednoduchšieho Hortonovho modelu s nulovou infiltráciou, nakoľko vzhľadom na veľkosť simulovaného územia nie je infiltrácia, retencia a saturácia jednotná naprieč krajinou a priestorová diferenciácia veľkosti týchto procesov nie je v modeli implementovaná. Modelované boli výlučne lineárne prebiehajúce svahové procesy pomocou difúznej rovnice. Ako v mnohých iných modeloch vývoja pohorí, aj tu bol pri simulovaní e-

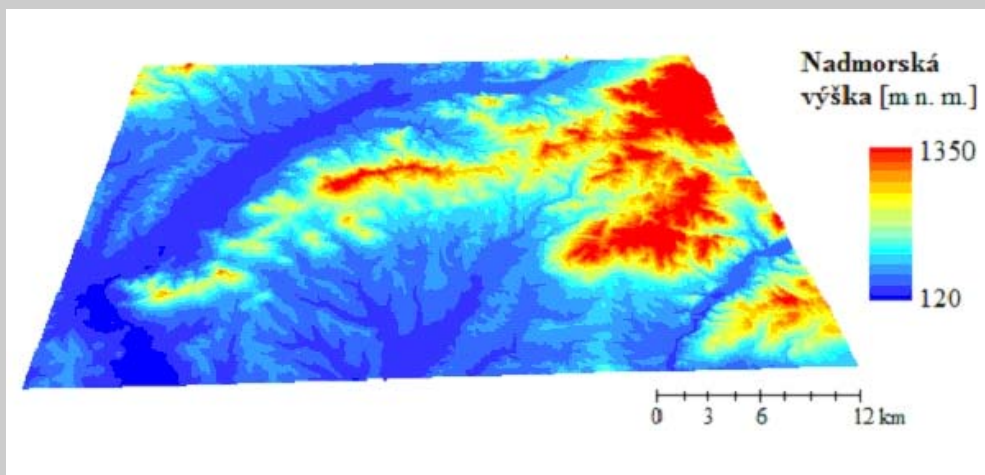
volúcie zvoleného územia použitý model zarezávania do podłożia pre toky so skalným dnom (detachment-limited model). Kapacita oddeľovania bola vypočítaná pomocou vyššie spomenutej rovnice „stream-power“ modelu s využitím formulácie šmykového napätia ($P_b = 1$). Koeficient šmykového napätia koryta bol vypočítaný pomocou Manningovho koeficientu drsnosti¹⁵. Šírka koryta bola stanovená s využitím vzťahu $W = 10Q^{0,5}$.

Vytvorením simulácie (**Obr. 5**) a jej porovnaním s reálnou topografiou terénu (**Obr. 6**) sme dospeli k názoru, že modelovanie študovaného územia so zadanými počiatočnými pod-

Čiastkové morfoštruktúry	zdvih (mm/r) 9 – 4,5 mil.	zdvih (mm/r) 4,5 – 2,5 mil.	zdvih (mm/r) 1,5 – 0,01 mil.
1. Zobor	0	0,5	0,15
2. Jelenec	0,07	0,3	0,2
3. V. Tribeč	0,07	0,5	0,2
4. Rázdiel	0,06	0,45	0,2
5. Pohronský Inovec	0,135	0,135	0,2
6. Vtáčnik	0,2	0,2	0,2
7. Štiavnické vrchy	0,1	0,1	0,2
8. Strážovské vrchy	0,05	0,05	0,05
9. Považský Inovec	0,1	0,1	0,2
10. Nitrianska pahorkatina	-0,065	0,047	0,1
11. Níva Nitry	-0,065	0	0,05
12. Žitavská pahorkatina	-0,1	0,047	0,08

Tab. 2 Tektonický zdvih/pokles čiastkových morfoštruktúr záujmového územia pre jednotlivé časové (geologické) obdobia

¹⁵ V simulácii boli použité parametre: $m_b = 0,6$, $n_b = 0,7$, K_t 1200



Obr. 6 Súčasná topografia Tribča a príslušného okolia (DTM)

mienkami nebolo úplne presné. Najväčšie nepresnosti vznikli v morfoštruktúrach v susedstve pohoria Tribeč, kde neboli dostatočne podrobne nastavené tektonické a litologické podmienky simulácie (veľký výzdvih Vtáčnika, Pohronského Inovca, chýbajúce erózne kotlinky a nižšie položené zarovnané povrchy v týchto morfoštruktúrach). Hodnoty výzdvihu boli nesprávne naddimenzované, pretože sme očakávali väčšie znižovanie vo vrcholových častiach pohorí. Geomorfologické slabé rozčlenenie pahorkatín súvisí zrejme s plošným odtokom materiálu pozdĺž otvorených hraníc územia, pričom tento problém by mohol byť vyriešený nastavením niekoľkých bodov odtoku materiálu a vody zo záujmového územia. Kvôli nepresnému nastaveniu litologického erózneho faktora na zlomových líniiach sa vo väčšej miere geomorfologicky neprejavili na nich založené toky (Hron, Žitava, Hostiansky potok a i.). Napriek nepresnostiam sme dospeli k názoru, že reliéf Tribča vo veľkej miere ovplyvňuje rozdielna odolnosť hornín a predovšetkým, že napriek relatívne mladému veku môže mať pohorie výrazné črty pasívnej morfoštruktúry.

ZÁVER

Naším cieľom bolo predstaviť Channel-hillslope integrated landscape development model ako geomorfologický pracovný nástroj na vytváranie simulácií vývoja pohorí, aj keď bol primárne vyvinutý na modelovanie evolúcie povodí. Jeho aplikácia je však oveľa širšia a dá sa využiť aj pri iných geomorfologických aj spoločenských úlohách (napr. vývoj riečnej nivy, terás, proluviálnych kužeľov, ale aj maľment pôdy a predikcia erózie) (TUCKER et

al 2001a). Je však dôležité uviesť si jeho limity, ktoré sa objavili aj pri prvotnom pokuse tvorby simulácie vývoja pohoria Tribeč a jeho príslušného okolia. Napriek tomu, že niektoré limity modelu CHILD pri tvorbe dlhších simulácií rozsiahlejších území nie je možné prekonať (najmä v oblasti vyjadrenia a aproximácie klimatických a hydrologicko-odtokových pomerov), k spresneniu modelovania evolúcie záujmového územia je možné v ďalších fázach výskumu predsa len prispieť vytvorením:

1. výpočtovej siete TIN s rozlíšením do 100 m,
2. kvalitnej vstupnej databázy o litologických pomeroch záujmového územia (podrobná litologická mapa s presnejšími hodnotami koeficientu erózie pre jednotlivé typy hornín),
3. tektonického vývojového modelu s presnými hodnotami výzdvihu/poklesu pre podrobnejšie vyčlenené priestorové jednotky (bloky).

Okrem toho, je potrebné ďalej vo väčšej miere rozvíjať kvantitatívne a procesne orientovanú geomorfologickú teóriu, a najmä terénne a laboratórne merania, pretože bez presných a kvantitatívne podložených dát nie je numerické modelovanie možné.

POĎAKOVANIE

Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu výskumu a vývoja na základe zmlúv č. APVV-0625-11 a APVV-0099-11 ako aj grantom mladých vedeckých pracovníkov Univerzity Komenského v Bratislave č. UK/168/2013.

LITERATÚRA

- BEAUMONT, C., FULLSACK, P., HAMILTON, J. (1992). Erosional control of active compressional orogens. In McClay, K. R., ed. *Thrust tectonics*. New York, Chapman and Hall, 1 – 18.
- BRAUN, J., SAMBRIDGE, M. (1997). Modeling landscape evolution on geological time scales: a new method based on irregular spatial discretization. *Basin Research*, 9, 27 – 52.
- CULLING, W. E. H. (1960). Analytical theory of erosion. *The Journal of Geology*, 68, 3, 336 – 344.
- CULLING, W. E. H. (1963). Soil creep and the development of hillside slopes. *The Journal of Geology*, 71, 2, 127 – 161.
- EAGLESON, P. S. (1978). Climate, soil, and vegetation: 2. the distribution of annual precipitation derived from observed storm sequences. *Water Resources Research*, 14, 5, 713 – 721.
- HERMAN, F., BRAUN, J. (2006). Fluvial response to horizontal shortening and glaciations: A study in the Southern Alps of New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 111, F01008. doi:10.1029/2004jf000248.
- HIRANO, M. (1968). A mathematical model of slope development – An approach to the analytical theory of erosional topography. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, 11, 13 – 52.
- HOWARD, A. D. (1994). A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resources Research*, 30, 7, 2261 – 2285.
- HOWARD, A. D., KERBY, G. (1983). Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 6, 739 – 752.
- IVANIČKA, J. (ed.), POLÁK, M., HÓK, J., HATÁR, J., GREGUŠ, J., VOŽÁR, J., NAGY, A., FORDINÁL, K., PRISTAŠ, J., KONEČNÝ, V., ŠIMON, L. (1998). *Geologická mapa Tribeča (1:50 000)*. Geologická služba SR, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava.
- KOONS, P. O. (1989). The topographic evolution of collisional mountain belts: a numerical look at the Southern Alps, New Zealand. *American Journal of Science*, 289, 9, 1041 – 1069.
- KOVÁČ, M., SYNAK, R., FORDINÁL, K., JONIAK, P., TÓTH, C., VOJTKO, R., NAGY, A., BARÁTH, I., MAGLAY, J., MINÁR, J. (2011). Late Miocene and Pliocene history of the Danube Basin: inferred from development of depositional systems and timing of sedimentary facies changes. *Geologica Carpathica*, 62, 6, 519 – 534.
- LEOPOLD, L. B., MADDOCK, T., Jr. (1953). The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *United States Geological Survey Professional Paper* 252, 55 s.
- LUKNIŠ, M. (1949). Morfológická štúdia Tribeča. *Geographica Slovaca*, 1, 80 – 102.
- O'LOUGHLIN, E. M. (1986). Prediction of Surface Saturation Zones in Natural Catchments by Topographic Analysis. *Water Resources Research*, 22, 5, 794 – 804.
- ROERING, J. J., KIRCHNER, J. W., DIETRICH, W. E. (1999). Evidence for non-linear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. *Water Resources Research*, 35, 3, 853 – 870.
- SEIDL, M. A., DIETRICH, W. E. (1992). The problem of channel erosion into bedrock: *Catena Supplement* 23 (Schmidt, K., H., De Ploey, J., eds. *Functional Geomorphology: Landform Analysis and Models*), 101 – 124.
- SKLAR, L. S., DIETRICH, W. E. (2001). Sediment supply, grain size and rock strength controls on rates of river incision into bedrock. *Geology*, 29, 12, 1087 – 1090.
- TUCKER, G. E. (2010). *CHILD Users Guide for version R9.4.1*. Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CIRES) and Department of Geological Sciences, University of Colorado, Boulder, USA, 52 p.
- TUCKER, G. E., BRAS, R. L., (1998). Hill-slope processes, drainage density, and landscape morphology. *Water Resources Research*, 34, 10, 2751 – 2764.
- TUCKER, G. E., BRAS, R. L. (2000). A stochastic approach to modelling the role of rainfall variability in drainage basin evolution. *Water Resources Research*, 36, 7, 1953 – 1964.
- TUCKER, G. E., LANCASTER, S. T., GASPARINI, N. M., BRAS, R. L. (2001a). The Channel-Hillslope Integrated Landscape Development Model (CHILD). In Harmon, R. S., Doe, W. W., eds. *Landscape Erosion and Evolution Modelling*. Kluwer Acad., Norwell, Massachusetts, USA, 349 – 388.
- TUCKER, G. E., LANCASTER, S. T., GASPARINI, N. M., BRAS, R. L., RYBARCZYK, S. M. (2001b). An object-oriented

framework for distributed hydrologic and geomorphic modeling using triangulated irregular networks. *Computers & Geosciences*, 27, 8, 959 – 973, doi: 10.1016/S0098-3004(00)00134-5.

TUCKER, G. E., SLINGERLAND, R. L. (1994). Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments; a numerical modeling study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99, B6, 12229 – 12243, doi:10.1029/94JB00320.

TUCKER, G. E., SLINGERLAND, R. L. (1997). Drainage basin responses to climate change: *Water Resources Research*, 33, 8, 2031 – 2047.

WHIPPLE, K. X., TUCKER, G. E. (1999). Dynamics of the stream power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales and research needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104, B8, 17661 – 17674, doi:10.1029/1999JB900120.

WHIPPLE, K. X., TUCKER, G. E. (2002). Implications of sediment-flux dependent river incision models for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107, B2, ETG 3 – 1 – ETG 3 – 20, doi:10.1029/2000JB000044.

WILLGOOSE, G. R., BRAS, R. L., RODRIGUEZ-ITURBE, I. (1991). A coupled channel network growth and hillslope evolution model: 1. Theory. *Water Resources Research*, 27, 7, 1671 – 1684, doi:10.1029/91WR00935.