Závrty na Dlhom vrchu: modelová štúdia ich vzniku na lineárnych diskontinuitách (Malé Karpaty)

Michal Veselský[1], Alexander Lačný[2] & Jozef Hók[2]

[1]Katedra fyzickej geografie a geoekológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovensko; michal.veselsky@uniba.sk
[2]Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovensko; lacny@fns.uniba.sk

AGEOS

Dolines on Dlhý vrch hill: case study of doline evolution on linear discontinuity (Malé Karpaty Mts.)

Abstract: Dolines as specific surface form can be considered to be the indicator of karst landscape. The main hypothesis of this study is lithological and tectonic discontinuity, which influenced formation of doline line. Doline line in Dlhý vrch hill is built up by border deposits of the Carpathian Keuper and carbonates rock of the Vysoká Formation and is oriented in the NW–SE directions with rauhwackes as a consequence of tectonic processes. 12 parameters were measured from DTM which has been created by using theodolite Topcon GTS-105N and GPS TRIMBLE PATHFINDER PRO-XRS (DGPS signal). According to exact geological and geomorphological survey and the study of morphometric parameters of dolines in study area, the main hypotheses of doline evolution in lithological and tectonic discontinuity were discussed and it is possible to approve relation between geology and geomorphology. The dolines can be considered to be indicator of karst landscape, but also indicator of lithological and tectonics discontinuity.

Key words: Western Carpathians, Malé Karpaty Mts., dolines, Dlhý vrch hill, linear discontinuity, paleoflow

1. ÚVOD

Závrty, ako najznámejšie povrchové formy krasového reliéfu patria medzi základné indikátory krasovej krajiny. Z morfologického hľadiska a predstavujú formy s kruhovým až asymetrickým pôdorysom a priemerom od 1 m, s mierne naklonenými až takmer vertikálnymi bočnými stenami a hĺbkou dosahujúcou aj niekoľko sto metrov. Z morfodynamického hľadiska tvoria základnú hydrografickú jednotku, ktorá ako jednoduché povodie svojim systémom svahov odvádza vodu do najnižšieho akumulačného bodu (Bondesan et al., 1992; Williams, 2004).

Genéza závrtov je ovplyvnená topografickou a morfoštruktúrnou predispozíciou. Z tohto dôvodu môžu vznikať viacerými procesmi. Všeobecne sú uznávané štyri hlavné mechanizmy formovania závrtov (korózia, kolapsy, sufózia a subsidencia), avšak nemožno vždy spájať vznik závrtov iba s jedným procesom. Preto hovoríme o závrtoch ako o polygenetických formách reliéfu. V závislosti od procesu tak vzniká pestrá tvarová paleta závrtov (krasových jám), ktoré sa vyskytujú buď izolovane alebo v skupinách (Ford & Williams, 2007). Keďže v medzinárodnej terminológii je zaužívaných viac pojmov na označenie genetických typov závrtov, Williams (2004) priraďuje jednotlivé termíny ku konkrétnemu genetickému procesu, čím vnáša prehľad do zaužívanej nomenklatúry.

Oblasť kót Dlhý vrch (481 m n. m. a 474 m n. m.) je situovaná na severnom okraji rovnomennej krasovej plošiny s rozlohou 0,29 km^2 v oblasti Kuchynsko-orešanského krasu (Stankovianský, 1974) v severnej časti Pezinských Karpát, medzi obcami Sološnica a Horné Orešany (Obr. 1). Geologické podložie je tvorené vysockým súvrstvím príkrovovej jednotky fatrika (Polák et al., 2011). Samotná krasová plošina s riedkym lesným porastom je mierne sklonená na JV s priemerným sklonom 6°. Ide o pomerne malé územie s výskytom 20 závrtov, ktoré opísal Lačný (2012). Závrty tvoria líniu orientovanú v SZ–JV smere. Línia koreluje so smerom zlomov, ktoré podľa Marko & Jureňa (1999) a Marko et al. (1991) môžu súvisieť so systémom zlomov smeru SZ–JV. Taktiež Michalík (1984) zmapoval systém priečnych zlomov. Práve tento poznatok nás donútil zamyslieť sa nad vznikom závrtov na lineárnej diskontinuite.

Hlavnou hypotézou práce je litologická alebo tektonická diskontinuita podmieňujúca vznik línie závrtov. Ich lokalizácia v miernom svahu a relatívna veľkostná homogenita nás vedie k zamysleniu nad vznikom línie a nad jej vzťahom k okolitej krajine, hlavne ku horninovému substrátu a samotným štruktúrnym vlastnostiam hornín. Práve fakt, že línia závrtov je vytvorená v mierne sklonenom bočnom svahu doliny nás viedol k úvahe o litologickej alebo tektonickej diskontinuite. Cieľom našej štúdie je pokúsiť sa na základe podrobného geologického a geomorfologického mapovania a morfometrickej analýzy závrtov overiť, či línia závrtov na Dlhom vrchu vznikla v nadväznosti na tektonickú alebo litologickú líniu, a tým verifikovať alebo falzifikovať vstupnú hypotézu. Cieľom nie je skúmať vznik závrtov vo všeobecnej rovine. Ide skôr o interdisciplinárnu snahu hľadať indikácie najmä v oblasti morfometrie, ktoré nám pomôžu skúmať a opísať vznik závrtov spojený (podmienený) lineárnym rozhraním zvýrazneným litologickým zložením a tektonikou.

Manuscript received 3 March 2014
Revised version accepted 12 September 2014

2. METODIKA

V príkladovej štúdii sme použili dva základné metodické postupy – morfometrickú analýzu závrtov a metódy geologického výskumu. V rámci geologického výskumu sme realizovali detailné geologické mapovanie širšieho okolia závrtov.

Za účelom morfometrickej analýzy závrtov vzniklo viacero metodických postupov venujúcich sa nielen snahe charakterizovať ideálne parametre pre geometrický tvar, ale aj snahe charakterizovať závrty ako súčasť komplexného geosystému vo vzťahu ku geologickým, geomorfologickým, hydrologickým, klimatickým, pedologickým a biogeografickým vlastnostiam krajiny (Cvijić, 1893; Segre, 1948; Williams, 1972; Castiglioni, 1991; Bondesan et al., 1992 a iní).

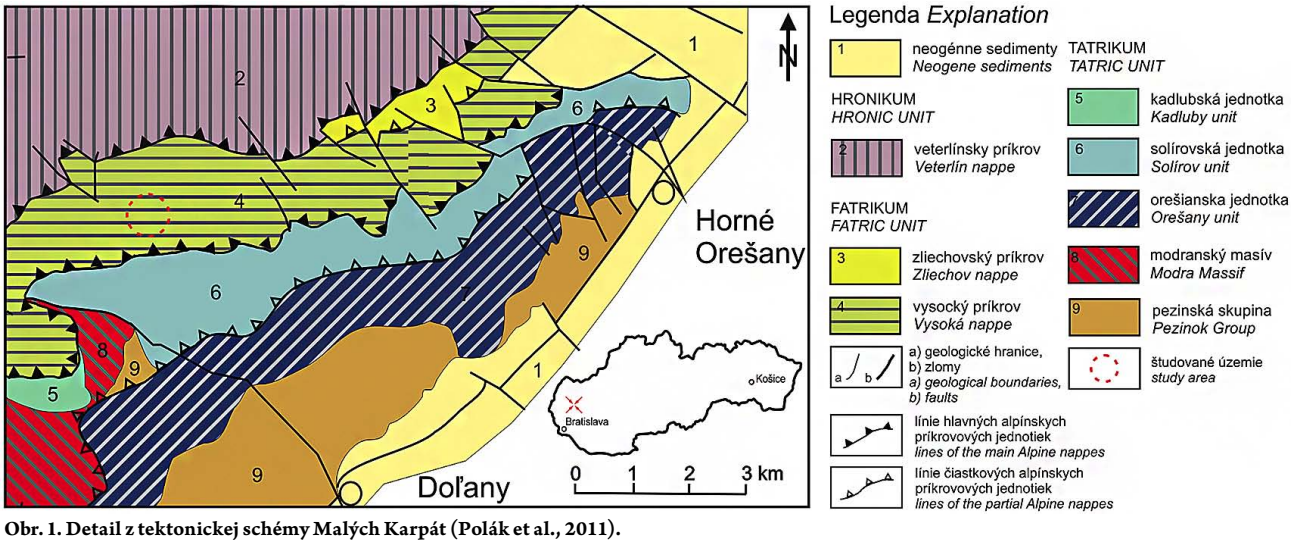
Rozlišujeme dva základné spôsoby mapovania závrtov, a to priame terénne mapovanie, alebo kabinetný prieskum pomocou topografických máp, leteckých snímok alebo digitálneho modelu reliéfu (DMR). Je potrebné zvážiť veľkosť záujmového územia a tiež kritérium presnosti sledovaných atribútov pri spôsobe samotného zberu informácií. Dôležitou otázkou je určenie hranice závrtov. Telbisz et al. (2009) definujú rôzne spôsoby vymedzenia hranice závrtov, pričom za základnú, teda tradičnú metódu považujú definovanie hranice okraja závrtu (krasovej jamy) ako uzavretú kontúrovú líniu. Výhodou je jednoduché manuálne vyčleňovanie pomocou topografickej mapy. Ďalšou metódou je použitie nástrojov geografického informačného systému (GIS) pri analýze digitálneho modelu reliéfu (DMR). Zatiaľ čo ručné vyčleňovanie hranice závrtov je pomerne prácne a často subjektívne, použitie DMR a nástrojov GIS hľadá nové možnosti automatického vyčleňovania. Automatická detekcia depresií v krase (Pardo-Igúzquiza et al., 2013) a následná morfometrická analýza využíva nástroje hydrologickej terénnej analýzy. Iná metóda vychádza z predstavy závrtov ako lokálnych malých povodí (za predpokladu polygonálnych dolín), teda každá priehlbeň je považovaná za lokálne povodie („watershed extension“).

Vzhľadom na pomerne malé záujmové územie a snahu o maximálnu presnosť bola zvolená kombinácia terénneho mapovania závrtov a kabinetného spracovania nameraných dát. Cieľom terénneho mapovania bolo vytvorenie DMR, pričom východiskom jeho tvorby bolo výškové bodové pole zozbierané a polohovo priradené pomocou teodolitu Topcon GTS-105N a GPS TRIMBLE PATHFINDER PRO-XRS (DGPS signál). Na ploche 0,017 km^2 bolo definovaných 1215 výškových bodov a následne v prostredí ArcGIS 10 vytvorený digitálny model reliéfu s priestorovým rozlíšením 0,5 × 0,5 m. V zmysle Pardo-Igúzquiza et al. (2013) boli použité nástroje hydrologickej terénnej analýzy implementované do softvérového prostredia ArcGIS 10, konkrétne funkcia „FILL“ na automatizované generovanie závrtov. Rozdielom pôvodného DMR a FILL DMR je nový digitálny model reliéfu, ktorého reklasifikáciou boli vygenerované jednotlivé závrty s hranicami predstavujúcimi sečnú plochu najnižšieho bodu okrajovej hrany závrtu. Vygenerované plochy závrtov a samotný digitálny model záujmového územia predstavovali základnú bázu dát vstupujúcu do následnej analýzy (Zonal statistics, Longest Line Extensions, Zonal geometry, Linear directional mean a iné).

3. ZÁKLADNÁ GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

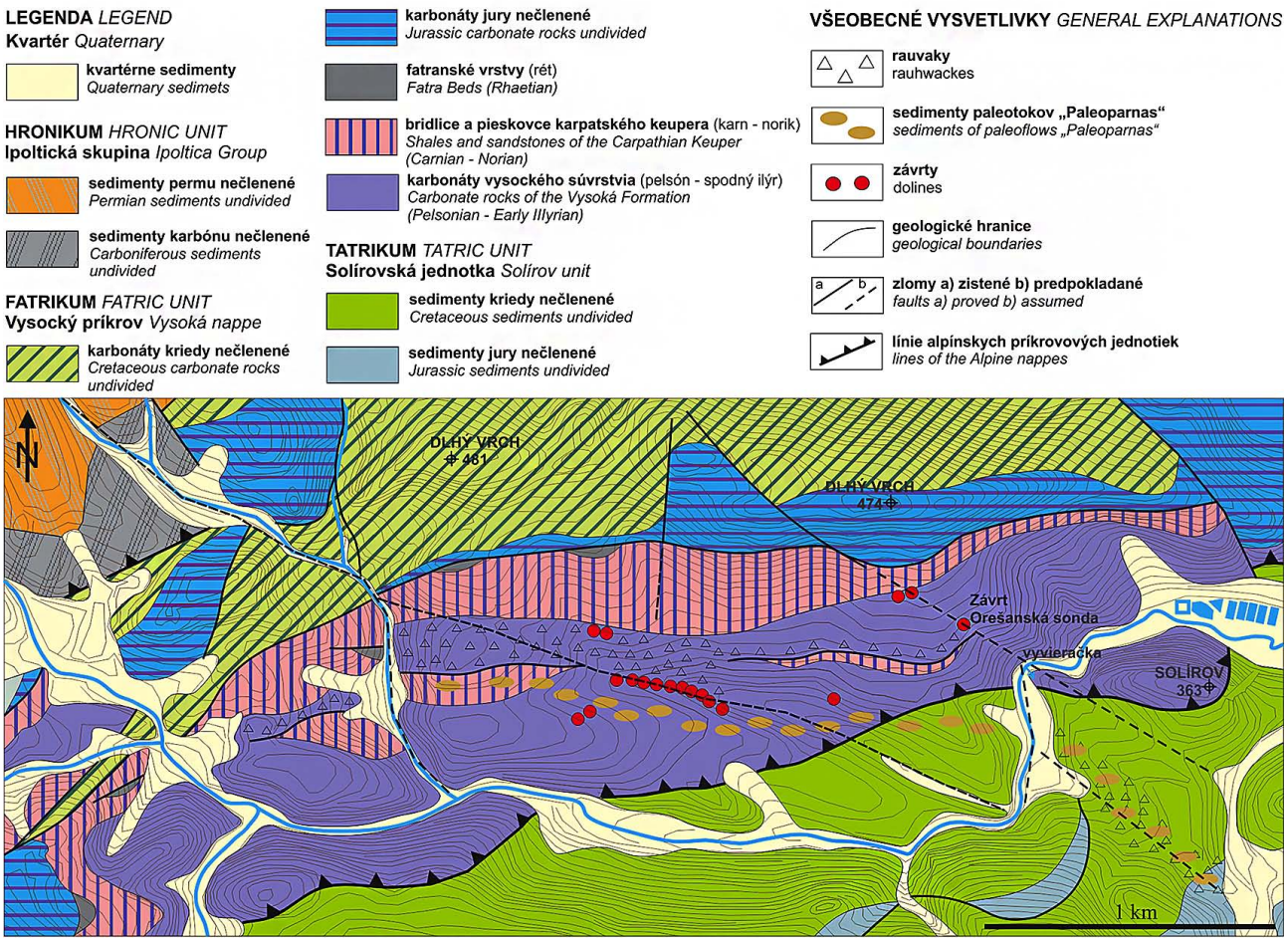
Malé Karpaty, sú súčasťou tatransko-fatranského pásma budujúceho vonkajšiu zónu centrálnych Západných Karpát (Plašienka et al., 1997; Plašienka, 1999). Nachádzajú sa v juhozápadnej časti Slovenskej republiky a predstavujú dôležitý segment na styku Západných Karpát a Východných Álp. Dnešnú morfoštruktúru nadobudli Malé Karpaty v neskorom neogéne (Minár et al., 2011), kedy sa pohorie tektonicky a morfologicky odčlenilo od neogénnych paniev. Počas kvartéru sa modelovala riečna sieť. Práve v tomto období sa uplatnila významná fáza prehlbovania údolí a tvorby jaskýň.

Základná koncepcia geologickej stavby Malých Karpát je vyjadrená na geologických mapách v mierke 1 : 50 000 (Maheľ et al., 1972; Polák et al., 2011). Na ich stavbe sa podieľajú paleoalpínske jednotky tatrika, fatrika a hronika. Zo schémy tektonických jednotiek v oblasti (Obr. 1) vyplýva, že v študovanom území (najmä fatriku) sú významne zastúpené zlomy smeru SZ–JV.



Obr. 1. Detail z tektonickej schémy Malých Karpát (Polák et al., 2011).

Fig. 1. Detailed tectonic scheme of the Malé Karpaty Mountains (Polák et al., 2011).



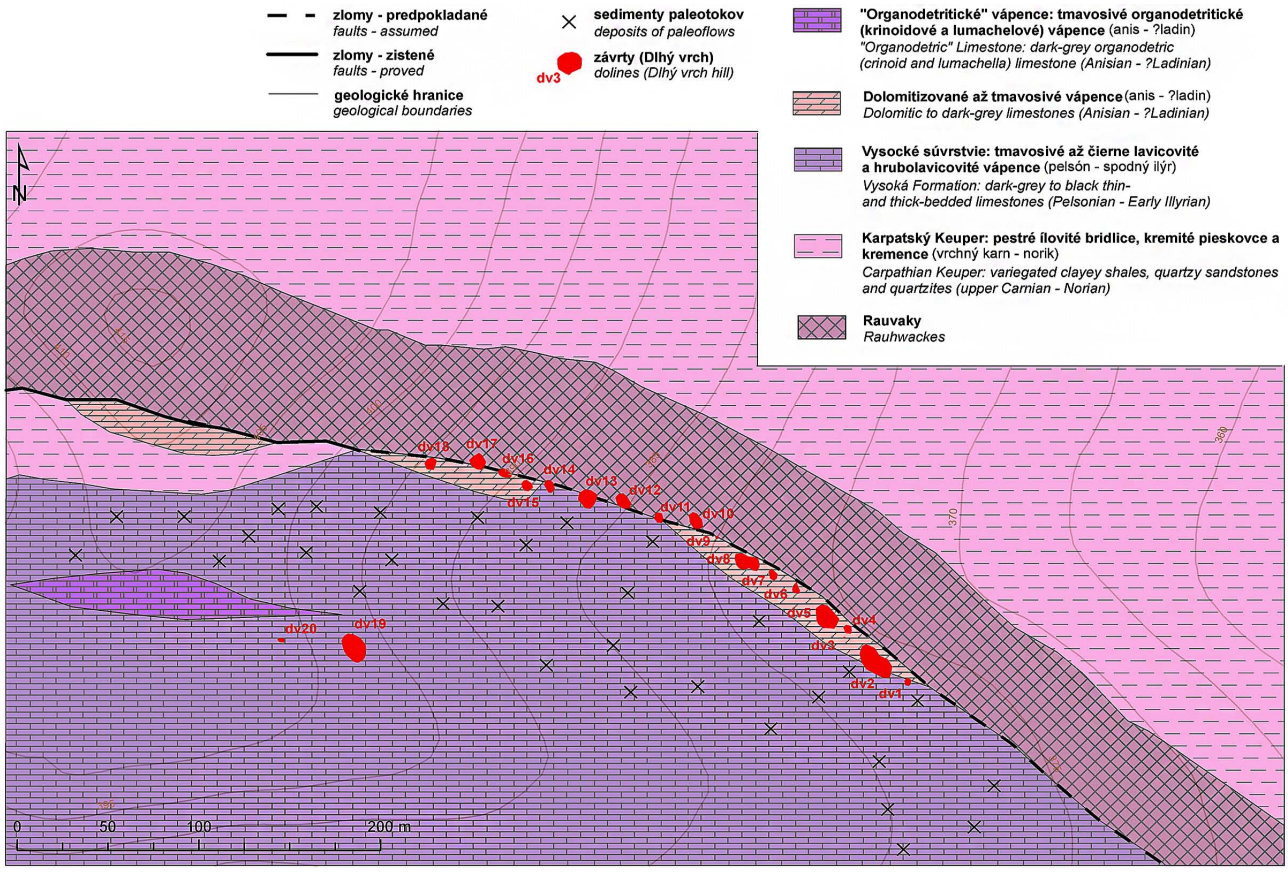
Obr. 2. Zjednodušená geologická mapa študovanej oblasti (Hók, Lačný, Sýkora, Veselský s použitím podkladov Polák et al., 2011).

Fig. 2. Simplified geological map of study area (Hók, Lačný, Sýkora, Veselský using data from Polák et al., 2011).

Zlomy môžu mať súvis so systémom tzv. pílanských zlomov smeru SZ–JV (Michalík, 1984), pozdĺž ktorých sa sedimenty mezozoika stýkajú priamo s horninami kryštalinika. Zlomy však pravdepodobne zasahujú aj do mezozoických jednotiek na severnom okraji Malých Karpát (Marko & Jureňa, 1999).

V širšej oblasti krasovej plošiny Dlhý vrch sú prítomné tektonické jednotky tatrika, fatrika a hronika, ktoré boli za účelom realizácie výskumu autormi detailne vymapované (Obr. 2). Tatrikum je zastúpené sedimentmi kriedy a jury solírovskej sukcesie (Plašienka in Polák et al., 2012). Fatrikum je zastúpené sedimentárnou sukcesiou s vysockým faciálnym vývojom, ktorý je v danej oblasti reprezentovaný vysockým súvrstvím (c.f. Michalík et al., 1992; Michalík, 1997). Vzhľadom k tomu, že vysocké súvrstvie predstavuje bezprostredný substrát skúmaných závrtov, bola tomuto horninovému komplexu venovaná zvýšená pozornosť, ktorá vyústila do čiastočnej reambulácie publikovanej geologickej mapy autormi článku (Polák et al., 2011). Jedným z hlavných výsledkov je zistenie, že desiatky metrov hrubý komplex ramsauských dolomitov zobrazený v geologickej mape (Polák et al., 2011) sa v danom území nevyskytuje. Prítomnosť dolomitov je obmedzená na niekoľko nesúvislých výskytov pozdĺž rozhrania gutensteinských vápencov považovaných za súčasť vysockého súvrstvia a rauvakov resp. sedimentov karpatského keupru (Obr. 2). Z tektonického hľadiska je dôležitá prítomnosť šupín sedimentov karpatského keupru v gutensteinských vápencoch (Obr. 2). Predpokladáme, že tektonické šupiny sedimentov karpatského keupru vznikli v procese juhovergentného tektonického prepracovania pôvodnej severovergentnej stavby v období spodného miocénu (Marko et al., 1991, 1995). Problematické je zaradenie gutensteinských vápencov v zmysle členenia vysockého súvrstvia sensu Michalík (1997) resp. Michalík et al. (1992). Michalík et al. (1992) považujú za najspodnejší člen vysockého súvrstvia „Geldek Member“. V práci Michalík et al. (1992; str. 222) je uvedené, že len bazálny člen (Geldek Member) by mal byť považovaný za vysocké súvrstvie, pričom v rámci vysockého súvrstvia sú uvedené tri členy, odspodu nahor: Uhliská, Oberheg a Geldek, ktoré sú vekovo zaradené do pelsónu až ilýru (pričom pre člen Uhlísk chýba časové zaradenie, Michalík et al., 1992) (Obr. 2). Z daného nie je zrejmé, ktorý z členov vysockého súvrstvia je príslušný pre komplex gutensteinských vápencov vyskytujúcich sa v študovanej oblasti Dlhého vrchu. Ak prijmeme predpoklad, že výskyty dolomitov lemujúcich výskyty gutensteinských vápencov sú súčasťou ramsauských dolomitov, potom vápence gutesteinského typu by mali patriť najvyššiemu členu (Geldek Mb.) vysockého súvrstvia sensu Michalík et al. (1992).

Oblasť vrcholov Dlhého vrchu je tvorená jursko–kriedovými sekvenciami karbonátov. V blízkosti závrtovej línie (Obr. 3),



Obr. 3. Lokalizácia závrtov a detailná geologická stavba krasovej plošiny Dlhý vrch (Hók, Lačný, Sýkora, Veselský s použitím podkladov Polák et al., 2011).

Fig. 3. Localization of dolines and detailed geological structure of karst plateau Dlhý vrch hill (Hók, Lačný, Sýkora, Veselský using data from Polák et al., 2011).

v blízkosti šupín sedimentov karpatského keupru a na lokalite Solírov, v pokračovaní zlomovej štruktúry SZ–JV smeru vystupujú rauvaky (kataklazity) (Obr. 2). Je možno vysloviť predpoklad, že práve tento zlom sa významne podieľal na tvorbe závrtovej línie v oblasti Polomy. Výskyty rauvakov sú priestorovo lokalizované na tektonické fenomény zlomového alebo vrásovo prešmykového charakteru. Jednak je to zlomová štruktúra SZ–JV smeru a ďalej sú to juhovergentné prešmykové štruktúry sedimentov karpatského keupru tektonicky inkorporované v prostredí karbonátov vysockého súvrstvia. Vznik rauvakov dávame do súvisu s tektonickými procesmi a nepredpokladáme ich synsedimentárny pôvod (cf. Polák et al., 2011).

Závrty sa vyskytujú aj na litologickom rozhraní sedimentov karpatského keupru a karbonátov vysockého súvrstvia. Nachádzajú sa severozápadne od závrtovej línie. Závrt „Orešanská sonda" vznikol vo vysockých vápencoch a na základe výkopových prác do hĺbky 15 m ho možno zaradiť medzi korozívne závrty. V danom prípade nemožno hovoriť o vzniku na litologickom rozhraní. Vznik závrtu Orešanská sonda súvisí s tektonickou poruchou SZ–JV smeru, na ktorej sú situované Orešanská vyvieračka, Orešanská sonda a skupinka dvoch plytkých závrtov nachádzajúcich sa 300 m na SZ od Orešanskej sondy. To potvrdili i geofyzikálne merania odporovou metódou (ERT) (Lačný, 2011). Túto domnienku potvrdzuje aj morfologická zníženina medzi Orešanskou vyvieračkou a Orešanskou sondou.

Horninové komplexy tektonickej jednotky hronika sa vyskytujú na severozápadnom okraji skúmaného územia a sú reprezentované vulkanosedimentárnym komplexom karbónu a permu ipoltickej skupiny.

4. MORFOMETRICKÁ ANALÝZA ZÁVRTOV

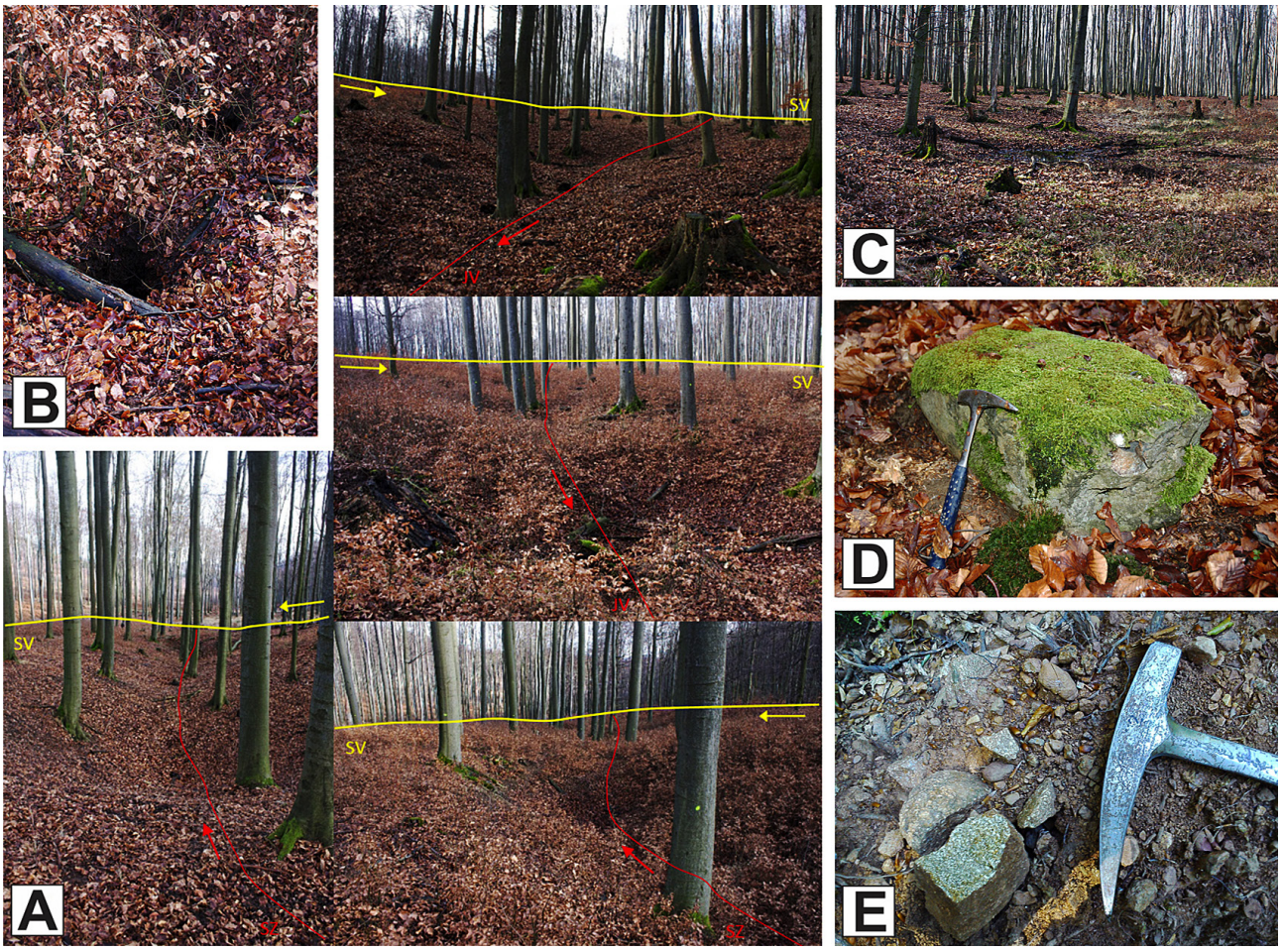
Morfometrická analýza závrtov umožňuje kvantifikovať vlastnosti závrtov, na základe ktorých je možné porovnávať jednotlivé krasové formy a vytvárať hypotézy o evolúcii a dynamike krasového geosystému. Závrty ako formy krasového reliéfu vznikajú v istých geomorfologických podmienkach, ktoré ovplyvňujú vznik geomorfologických činiteľov (činiteľotvorné podmienky), priebeh a vznik geomorfologických procesov (procesotvorné podmienky) ale aj predurčujú vznik samotnej geomorfologickej formy (formotvorné podmienky) (Minár, 1996). Vzhľadom na dostupný podkladový materiál je však kvantifikácia často náročný proces a pri vytváraní hypotéz si vyžaduje multidisciplinárny prístup. Cieľom morfometrickej analýzy bolo hľadať ukazovatele podporujúce vstupnú hypotézu. Za týmto účelom sme uskutočnili viaceré merania.

Záujmové územie možno rozdeliť na dve časti. Jednu časť tvoria závrty dv1–dv18 lokalizované v miernom svahu do JV orientovanej línie (Obr. 4A). Druhú skupinu tvoria závrty dv19

a dv20, ktoré sú menej výrazné a v zmysle Šmídu (2008) ich možno označiť za „fantómovité“ ploché depresie, ktoré často nadobúdajú podobu bahnísk (Obr. 4C). Pravdepodobne vznikli upchatím a následnou deštrukciou okrajov. Vzhľadom na nevýraznosť druhej skupiny závrtov v štádiu postupného zániku, a teda slabú výpovednú hodnotu kvantitatívnych atribútov, morfometrickú analýzu sme uskutočnili na prvej skupine líniovo orientovaných závrtov (Obr. 3). Ide o pomerne symetrické lievikovité závrty porastené hustým bylinným a krovitým porastom, často vyplnené napadaným drevným materiálom. Zaujímavosťou je pomerne veľká nestabilita dna závrtov, čo sa odráža najmä na prepadnutom dne závrtu dv18 (Obr. 4B).

Pre príkladovú štúdiu sme vybrali 12 základných atribútov (Tab. 1), ktoré sme rozdelili do dvoch základných skupín. Prvých 7 atribútov je zmerateľných pomocou nástrojov morfometrickej analýzy digitálneho modelu a zvyšných 5 atribútov je odvodených. Na základe pozdĺžneho profilu (Obr. 5) môžeme charakterizovať záujmové územie ako mierne sklonené, s celkovým prevýšením asi 30 metrov a zmiernením sklonu v jeho dolnej časti. Miernejší sklon vplýva na lepšie podmienky infiltrácie zrážkových vôd a následnú intenzívnejšiu koróziu v oblasti závrtov dv1 až dv5. Tento predpoklad potvrdzujú väčšie hĺbky, plochy, objemy a obvody závrtov dv2 a dv5 (Obr. 6 a 7). Takmer priamoúmerný nárast hodnôt objemu a plochy si možno všimnúť aj pri závrtoch dv10, dv8, dv5 a dv2 (Obr. 7). Je to spôsobené zvyšovaním eróznej sily v smere gravitačného gradientu a tiež v dôsledku nárastu „príspevkovej plochy“ (Flow Accumulation), čo sa prejavuje väčšou koróziou. Pomocou nástroja „Longest Line Extensions“ sme pre každý závrt vygenerovali najdlhšiu os, teda v zmysle Bondesan et al. (1992) - DMAX, každej osi priradili jej azimut a zhotovili ružicový diagram (Obr. 8). Analýza smerov slúži na prezentáciu štruktúrneho vývoja závrtov, za predpokladu vzniku najdlhšej osi závrtu pod vplyvom smerov tektonických porúch a zlomov. Prevláda JV smer, čo vedie k zamysleniu nad koreláciou tohto smeru so smerom tektonickej alebo litologickej diskontinuity.

Z genetického uhla pohľadu môžeme v zmysle Bondesan et al. (1992) považovať za dôležitý pomer hĺbky a priemeru závrtu



Obr. 4. A) Naklonenie územia (žltá šípka) a línia závrtov v smere gravitačného gradientu (červená šípka). Foto: M. Veselský; B) Prepadnutý závrt (dv18). Foto: M. Veselský; C) „Fantómový závrt“ – bahnisko (dv20). Foto: M. Veselský; D) Blok paleobazaltu (melafýru) spadnutý v jednom zo závrtov. Foto: A. Lačný; E) Sedimenty paleotokov lokalizované južne od závrtovej línie. Foto: A. Lačný.

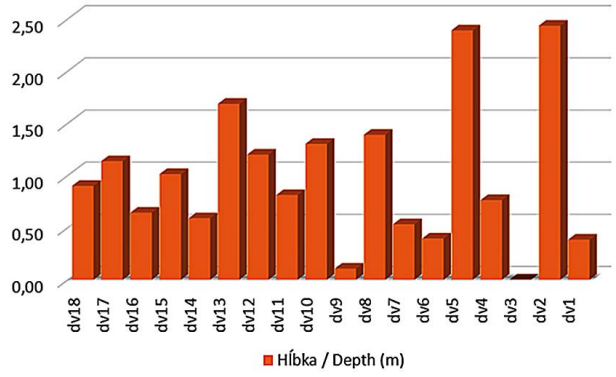
Fig. 4. A) Area inclination (yellow arrow) and line dolines in direction of gravitation gradient (red arrow). Foto: M. Veselský; B) Collapse doline (dv18). Foto: M. Veselský; C)“Phantom doline“- wallow (dv20). Foto: M. Veselský; D) Block of paleobasalts (melaphyre) fallen in one of dolines. Foto: A. Lačný; E) Deposits of paleoflows localized south of line dolines. Foto: A. Lačný.

(RH/D), ktorý umožňuje vyjadriť ich genetickú homogenitu. Závrty rovnakej genézy majú podobné hodnoty tohto atribútu. Pri hodnotení závrtov sme použili rozptyl ako mieru variability vzájomnej odlišnosti jednotlivých hodnôt tohto ukazovateľa (Tab. 1). Hodnota 0,002 svedčí o genetickej homogenite závrtov a potvrdzuje predpoklad vzniku závrtov rovnakým geomorfologickým procesom, alebo kombináciou viacerých rovnakých procesov. Rovnaká genéza závrtov je dôležitá na porovnávanie jednotlivých geomorfologických atribútov.

Cvijić (1893) na základe pomeru priemeru a hĺbky závrtu vytvoril klasifikáciu geometrických tvarov závrtov od tanierovitého, cez misovitý, lievikovitý po jamkovitý. Aplikovaním jeho metodiky sme zistili tanierovitý tvar všetkých sledovaných závrtov. Pomer priemeru a hĺbky (Tab. 1) je väčší ako 5, čo naznačuje malé hĺbky vo vzťahu k pomerne rozsiahlym priemerom. To môže byť spôsobené agradáciou materiálu na dne závrtov, alebo vekom sledovaných závrtov. Napriek tomu nemožno považovať tento index za smerodajný, lebo nezodpovedá reálnemu tvaru závrtov. Chyby môžu byť spôsobené aj skreslením pomeru využitím teoretického priemeru závrtov, ktorí sme odvodili z veľkosti plochy. Ide teda o ideálny priemer závrtu.

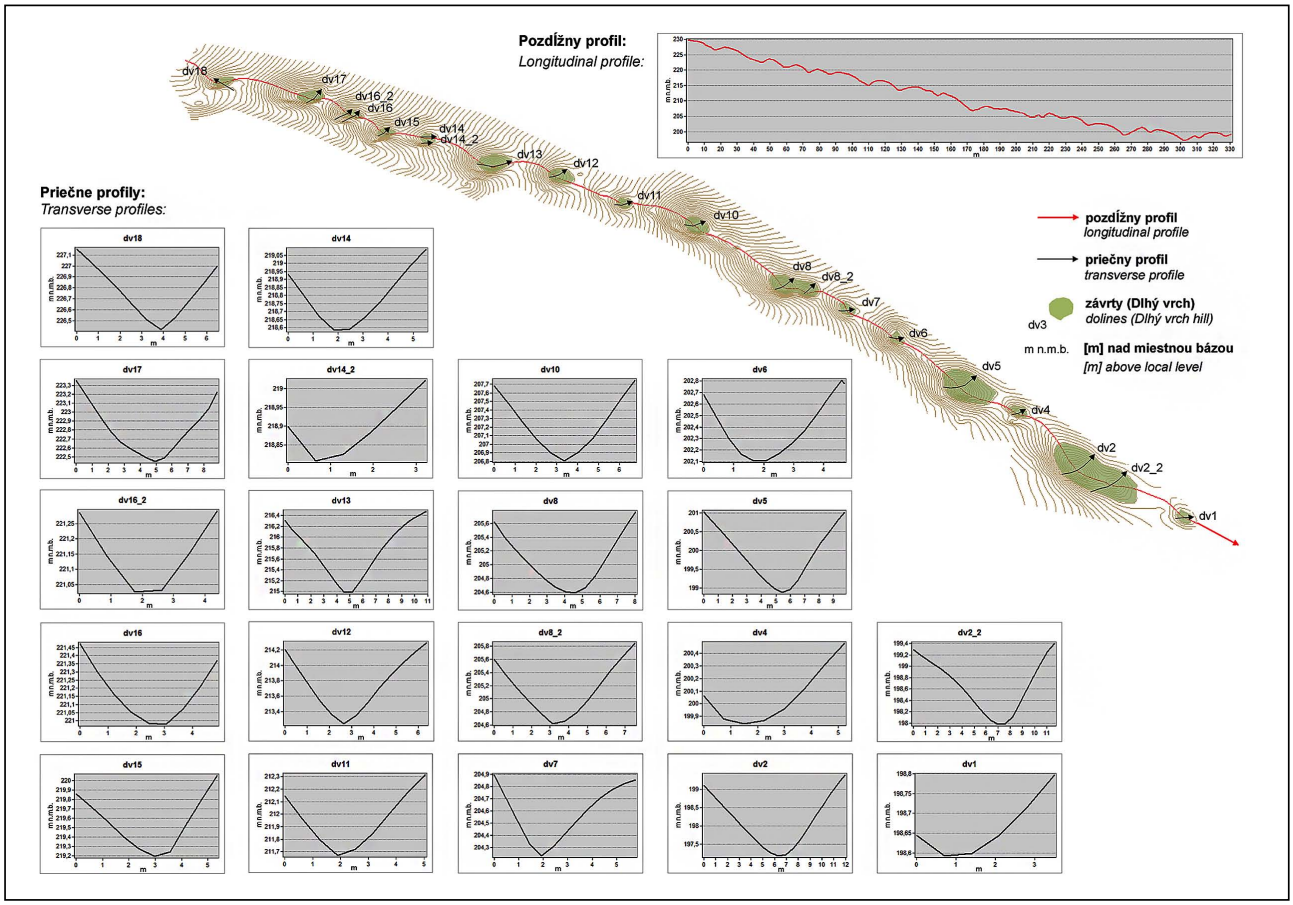
Za účelom hodnotenia tvaru závrtov, teda ich planimetrickej plochy, sme sledovali pomer teoretického priemeru a najdlhšej osi závrtu. Priemerná hodnota 0,81 dokazuje veľkú zhodu dĺžky osi planimetrickej plochy závrtov a ideálneho priemeru. Možno teda hovoriť o okrúhlom až mierne elipsovitom tvare planimetrickej plochy závrtov a iba miernom predĺžení v smere tektonickej poruchy alebo litologického rozhrania.

Symetriu tvaru závrtov možno hodnotiť na základe vzdialenosti medzi centroidom a priemetom najhlbšieho bodu závrtu („sink point“) do planimetrickej plochy. Čím je vzdialenosť väčšia, tým má závrt symetrickejší pozdĺžny aj priečny profil. Najväčšie hodnoty posunu pozorujeme pri závrtoch dv5, dv10 a dv12, ktoré možno považovať za tvarovo asymetrické, zatiaľ čo



Obr. 6. Histogram hĺbky závrtov.

Fig. 6. Histogram of doline depth.



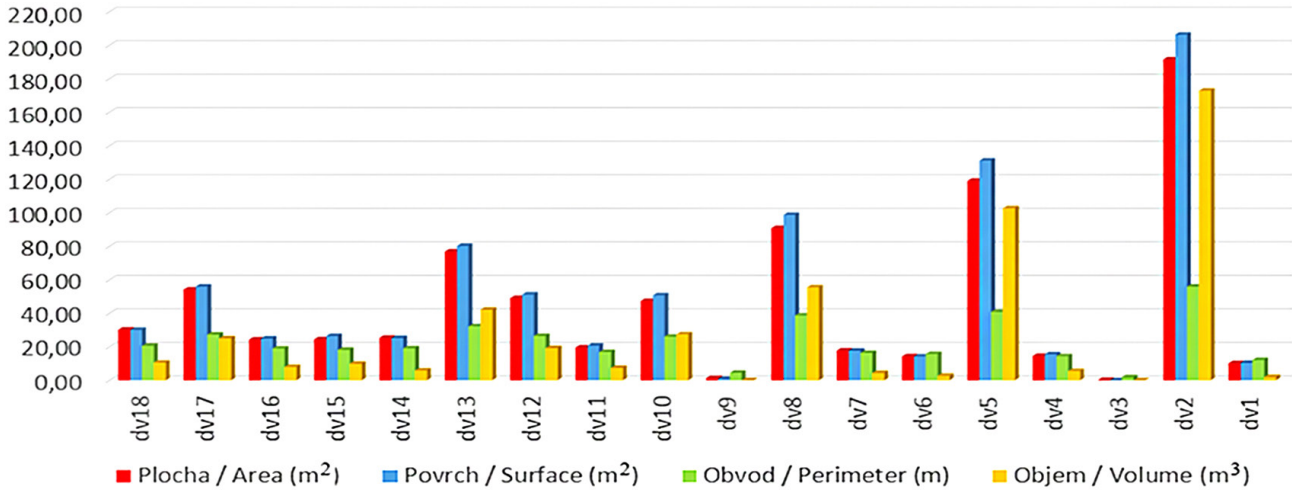
Obr. 5. Pozdĺžne a priečne profily závrtov.

Fig. 5. Longitudinal and transverse profiles of dolines.

Tab. 1. Morfometrické charakteristiky závrtov.

Tab. 1. Morphometric doline attribute.

	Hĺbka Depth (m)	Plocha Area (m^2)	Obvod Perimeter (m)	Objem Volume (m^3)	Povrch Surface (m^2)	Najdlhšia os Longest axis (m)	Azimuth najdlhšej osi Azimuth angle of longest axis (0°–360°)	Ideálny polomer Ideal radius (m)	Ideálny priemer Ideal diameter (m)	Hĺbka / Ideálny priemer Depth / Ideal diameter	Ideálny priemer /Ĺbka Ideal diameter/Depth	Ideálny priemer / najdlhšia os Ideal diameter / Longest axis
dv18	0,90	30,25	20,65	10,61	30,14	7,00	35	3,10	6,21	0,14	6,92	0,89
dv17	1,13	54,20	27,37	25,07	56,01	8,98	283	4,15	8,31	0,14	7,32	0,93
dv16	0,64	24,31	19,06	8,03	25,02	7,72	295	2,78	5,57	0,12	8,67	0,72
dv15	1,01	24,47	18,28	9,97	26,49	6,22	291	2,79	5,58	0,18	5,52	0,90
dv14	0,59	25,41	19,17	5,87	25,34	7,11	343	2,84	5,69	0,10	9,67	0,80
dv13	1,68	76,85	32,28	42,17	80,25	11,07	345	4,95	9,89	0,17	5,88	0,89
dv12	1,20	49,07	26,52	19,29	51,29	9,99	319	3,95	7,91	0,15	6,60	0,79
dv11	0,81	19,59	16,91	7,42	20,75	6,30	333	2,50	5,00	0,16	6,16	0,79
dv10	1,30	47,37	26,16	27,50	50,77	9,78	335	3,88	7,77	0,17	5,97	0,79
dv9	0,11	1,23	4,59	0,06	0,94	1,51	81	0,63	1,25	0,08	11,89	0,83
dv8	1,39	90,90	38,79	55,58	98,81	14,74	306	5,38	10,76	0,13	7,76	0,73
dv7	0,53	17,76	16,38	4,39	17,79	6,26	349	2,38	4,76	0,11	8,96	0,76
dv6	0,39	14,35	15,81	2,74	14,35	5,73	1	2,14	4,28	0,09	10,86	0,75
dv5	2,39	119,10	40,89	102,73	131,23	14,76	326	6,16	12,32	0,19	5,16	0,83
dv4	0,76	14,52	14,47	5,61	15,57	5,17	329	2,15	4,30	0,18	5,65	0,83
dv3	0,00	0,17	1,89	0,00	0,04	0,55	315	0,23	0,47	0,00	-	0,85
dv2	2,43	191,46	55,97	172,89	206,39	22,88	319	7,81	15,62	0,16	6,42	0,68
dv1	0,38	10,21	12,25	1,98	10,46	4,54	352	1,80	3,61	0,11	9,41	0,80

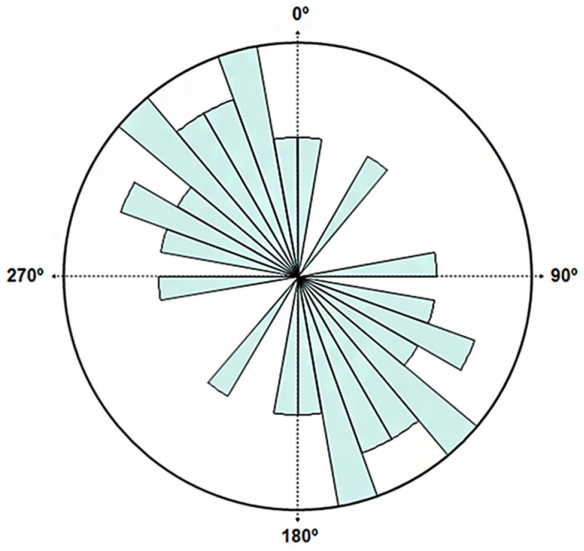


Obr. 7. Histogram plochy, povrchu, obvodu a objemu závrtov.

Fig. 7. Histogram of doline area, surface, perimeter, and volume.

závrty s nízkou hodnotou posunu (dv4) sú takmer symetrické. Túto charakteristiku vieme aplikovať iba na „jednoduchých závrtoch", teda na závrtoch s jedným „sink point". Ak má závrt viac takýchto bodov, možno ho označiť ako zložený závrt, teda závrt vzniknutý spojením dvoch alebo viacerých závrtov. Príkladom takýchto závrtov sú závrty dv2, dv8, dv14 a dv16. Tieto závrty sú v pokročilejšom štádiu vývoja, pravdepodobne v dôsledku intenzívnejšej korózie.

Vychádzajúc z hypotézy litologického rozhrania sme predpokladali asymetriu priečnych profilom závrtov na kontakte krasu a nekrasu. Symetria, resp. asymetria indikuje litologickú nespojitosť, teda rôznu mieru rozpustnosti vplývajúcu



Obr. 8. Ružicový diagram najdlhších osí závrtov (hodnota mediánu je 319°).
Fig. 8. Rose diagram of the longest doline axes (median value is 319°).

na odlišný charakter stien závrtu. Zhotovené priečne profily (Obr. 5) sú kolmé na najdlhšiu os závrtu, teda na smer predĺženia závrtov a prechádzajú najhlbším bodom. Z toho dôvodu sledujeme asymetriu iba na závrtoch, ktorých najdlhšia os koreluje s predpokladaným smerom hypotetickej diskontinuity. Ak by sme zgeneralizovali smer hornej časti línie závrtov do jedného lineamentu reprezentujúceho litologické rozhranie, bol by prevažne východne orientovaný. Z toho vyplýva predpoklad asymetrie priečnych profilov orientovaných na sever, čo dokazujú závrty dv18 až dv15. Dolná časť línie sleduje lineament orientovaný na juhovýchod, teda hypotetická asymetria na litologickom rozhraní by sa mala prejaviť na priečnych profiloch orientovaných na severovýchod. Takúto asymetriu sledujeme na priečnych profiloch závrtov dv10, dv8, dv5 a dv2.

5. SEDIMENTY PALEOTOKOV A ICH LOKALIZÁCIA

Pri prieskume závrtovej línie na lokalite Polomy sa v blízkosti a aj na dne samotných závrtov nachádzali horniny pochádzajúce preukázateľne z tektonickej jednotky hronika, ktorá sa vyskytuje na severozápadom okraji územia (Obr. 2). Boli identifikované paleobazalty (Obr. 4D), pieskovce a bridlice pochádzajúce z ipoltickej skupiny hronika. Bloky bazaltov, na dne závrtov dosahujú veľkosť viac ako pol metra v priemere. Časť sedimentov, najmä hľuznaté vápence a kremenné pieskovce môžu pochádzať aj z fatrických súvrství. Zatiaľ čo väčšie bloky hornín majú angulárny tvar, menšie klasty veľkosti 2–5 cm sú oválne. Redeponované horniny (Obr. 4E) sú usporiadané v lineárnom smere (ZSZ–VJV), čo naznačuje depozíciu vo fluviálnom prostredí („Paleoparnas" sensu Lačný, 2011). Možno vysloviť domnienku, že fluviálny transport má súvis s vývojom riečnej siete, ktorá kopíruje zlomy orientované generálne v smere SZ–JV vznikajúce v období kvartéru.

6. DISKUSIA A ZÁVER

Konfrontácia výsledkov geologického mapovania, morfometrickej analýzy a publikovaných geofyzikálnych meraní (Lačný, 2011) predstavuje dôležitý krok pre verifikáciu/falzifikáciu vstupnej hypotézy.

Z pohľadu dosiahnutých výsledkov je dôležité sa zamyslieť nad samotnou genézou závrtov vo vzťahu k paleodoline. Štruktúrnu podmienenosť línie odzrkadľuje korelácia jej smeru so systémom zlomov SZ–JV smeru, s tektonickou poruchou dokázanou geofyzikálnymi meraniami odporovou metódou (ERT), smerom „paleotoku" a pásmom rauvakov, považovaných za tektonity. Litologické rozhranie krasu (vysocké vápence) a nekrasu (karpatský keuper) tiež výrazne podmieňuje vznik závrtov. Z morfometrickej analýzy to potvrdzuje najmä totožný smer predĺženia osi závrtov so smerom zlomov a asymetria profilov. Závrty, ako menšia forma reliéfu sú z hľadiska paleodoliny ako mezoformy mladšie v duchu relatívneho určovania veku, kedy menšia forma ponorená do väčšej formy je mladšia. Veľmi zaujímavá je samotná pozícia závrtov v miernom svahu paleodoliny. Samotné závrty z genetického hľadiska možno považovať za homogénne klasické korozívne závrty (sensu Williams, 2004). Práve rozhranie krasu a nekrasu tvorí hranicu, na ktorej prebieha intenzívnejšia infiltrácia a korózia pozdĺž litologického rozhrania. Infiltrovaná voda zo zrážok prúdi v smere gravitačného gradientu v epikrasovej zóne smerom k lokálnym diskontinuitám, kde dochádza k intenzívnejšej vertikálnej priepustnosti. Tento jav pravdepodobne podmienil vznik závrtov na krasovej planine Dlhý vrch, ktoré sú líniovo orientované v miernom svahu (Obr. 4A). Analýza smeru predĺženia osi závrtov (Obr. 8) poukazuje na štruktúrnu súvislosť v tektonicky predisponovanom teréne a koreluje so smerom puklín a zlomov.

Lokalizované fluviálne sedimenty indikujú existenciu paleotoku smeru ZSZ–VJV sledujúceho zlomové štruktúry rovnakého smeru. Paleotok orientovaný paralelne so súčasným tokom Parnej („Paleoparnas" sensu Lačný, 2011) možno datovať do skoršieho obdobia ako vznik závrtov. Línia, na ktorej sa koncentrujú sedimenty považované za uloženiny paleotoku nekopíruje líniu závrtov. Klasty (obliaky) vyskytujúce sa v závrtoch sú sem deponované sekundárne gravitačným skĺzavaním po svahu. Smer paleoprúdenia možno odvodiť na základe nálezov hornín ipoltickej skupiny hronika zo SZ na JV.

Morfometrická analýza závrtov a ich mapovanie môže v duchu interdisciplinárneho výskumu prispieť k preukázaniu vzťahu medzi geologickými podmienkami (litologickým/štruktúrnym rozhraním) a formami reliéfu. Preto líniu závrtov možno považovať nielen za indikátor krasovej krajiny, ale za istých podmienok aj za indikátor litologickej a tektonickej diskontinuity.

Poďakovanie: Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV-0212-12, APVV-0625-11 a Vedeckou grantovou agentúrou Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu SR a Slovenskej akadémie vied na základe zmluvy č. 1/0095/14.

Literatúra

Bondesan A., Meneghel M. & Sauro U., 1992: Morphometric analysis of dolines. *International Journal of Speleology*, 21, 1–4, 1–55.

Castiglioni B., 1991: Some morphometric and environmental aspects of dolines in Berici Hills (Vincenza, Italy). Proceeding of the International Conference on Environmental Changes in Karst Areas – I.G.U.-U.I.S., 15-27 Sept. 1991: Quaderni del Dipartimento di Geografia, 13, 143–156.

Cvijić, J., 1893: Der Karstphänomen. *Geographische Abhandlungen*, 5, 219–329.

Ford D. & Williams P.D., 2007: Karst Hydrogeology and Geomorphology. Wiley, 576 p.

Lačný A., 2011: Príspevok ku genéze krasu a jaskýň v Dlhom vrchu, (Kuchynsko-orešanský kras, Malé Karpaty). *Slovenský kras*, 49, 1, 57–76.

Lačný A., 2012: Kuchynsko-orešanský kras (geológia, tektonika, hydrogeológia). Diplomová práca, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Bratislava, 85 p.

Maheľ M., Cambel B. (Eds)., Buday, T., Halouzka, R., Matějka, A., Peržel, M., Sabol, A., Vozár, J., Hanáček, J., Janáček, J., Leško, B., Lukniš, M., Vass, D. & Žákovský R., 1972: Geologická mapa Malých Karpát 1:50 000. Geologický ústav Dionýza Štura, Bratislava.

Marko F., Fodor L. & Kováč M., 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Mineralia Slovaca*, 23, 3, 189–200.

Marko F., Plašienka D. & Fodor L., 1995: Meso-cenozoic tectonic stress fields within the Alpine-Carpathian transition zone: A review. *Geologica Carpathica*, 46, 1, 19–27.

Marko F. & Jureňa V., 1999: Zlomová tektonika východného okraja viedenskej panvy a hrastu Malých Karpát. *Mineralia Slovaca*, 31, 5–6, 513–524.

Michalík J., 1984: Some remarks on develomental and structural intepretation of the northwestern part of Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). *Geologica Carpathica*, 35, 4, 489–504.

Michalík J., 1997: Tsunamites in a storm-dominated Anisian carbonate ramp (Vysoká Formation, Malé Karpaty Mts., Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 48, 4, 221–229.

Michalík J., Masaryk P., Lintnerová O., Papšová J., Jendrejáková O. & Reháková, D., 1992: Sedimentology and facies of a storm-dominated Middle Triassic carbonate ramp (Vysoká Formation, Malé Karpaty Mts., Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 43, 4, 213–230.

Minár J., 1996: Niektoré teoreticko-metodologické problémy geomorfológie vo väzbe na tvorbu komplexných geomorfologických máp. *Acta Facultatis Rerum Naturalium Universitatis Comenianae, Geographica*, 36, 7–125.

Minár J., Bielik M., Kováč M., Plašienka D., Barka I., Stankoviansky M. & Zeyen H., 2011: New morphostructural subdivision of the Western Carpathians: An approach integrating geodynamics into targeted morphometric analysis. *Tectonophysics*, 502, 1–2, 158–174.

Pardo-Igúzquiza E., Valsero J.J.D. & Dowd P.A., 2013: Automatic detection and delineation of karst terrain depressions and its application in geomorphological mapping and morphometric analysis. *Acta Carsologica*, 42, 1, 17–24.

Plašienka D., Grecula P., Putiš M., Kováč M. & Hovorka D., 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. *In:* Grecula P., Hovorka D. & Putiš M. (Eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slovaca – Monograph, Bratislava, 1–24.

Plašienka D., 1999: Tektochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja Centrálnych Západných Karpát. Veda, Vyd. SAV, Bratislava, 125 p.

Polák M., Plašienka D., Kohút M., Putiš M., Bezák V., Filo I., Olšavský M., Havrila M., Buček S., Maglay J., Elečko M., Fordinál K., Nagy A., Hraško Ľ., Németh Z., Ivanička J. & Broska I., 2011: Geologická mapa regiónu Malých Karpát v M 1:50 000. MŽP SR, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Polák M., Plašienka D., Kohút M., Putiš M., Bezák V., Maglay J., Olšavský M., Havrila M., Buček S., Elečko M., Fordinál K., Nagy A., Hraško Ľ., Németh Z., Malík P., Liščák P., Madarás J., Slavkay M., Kubeš P., Kucharič Ľ., Boorová D., Zlínska A., Síráňová Z. & Žecová K., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Malé Karpaty v mierke 1:50 000. MŽP SR, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 309 p.

Segre A.G., 1948: I fenomeni carsici e la speleologia del Lazio. Pubblicazioni dell´Istituto di Geografia dell´Universita di Roma, 7, 236 p.

Stankoviansky M., 1974: Príspevok k poznaniu krasu Bielych hôr v Malých Karpatoch. *Geografický časopis*, 26, 3, 241–257.

Šmída B., 2008: Krasové jamy (závrty) Západných Karpát: štúdium ich morfológie a genézy. Minimová práca, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, 113 p.

Telbisz T., Dragušica H. & Nagy B., 2009: Doline Morphometric Analysis and Karst Morphology of Biokovo Mt (Croatia) Based on Field Observations and Digital Terrain Analysis. *Hrvatski Geografski Glasnik*, 71, 2, 5–22.

Williams P.W., 1972: Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3, 761–796.

Williams P., 2004: Dolines. *In:* Gunn J. (Ed.): Encyclopedia of Caves and Karst Science. Taylor and Francis Group, London, 304–310.

Summary: The doline is considered to be the most characteristic form of karst surface produced by set of karst processes. It looks like a more or less circular depression which varies in size to a depth of over 100 meters and with dimension of tens to hundreds meters in diameter. From a morphodynamic point of view it can be considered an elementary hydrographic unit, comparable to a simple basin which with its system of slopes conveys water to the absorbing points (Bondesan et al., 1992; Williams, 2004) The morphometric analysis enables a quantitative description of karst form and their distribution, leads to compare the various parameters of karst landforms and discusses new hypotheses about the evolution and the dynamics of karst geosystem.

The study area, Dlhý vrch Hill (0.29 km^2), is located in the province of Kuchyňa-Orešany karst (Stankoviansky, 1974) in the Malé Karpaty Mts., between the villages Sološnica and Horné Orešany (Fig. 1). The area is build up by superficial nappes of the Fatric Unit (Polák et al., 2011) on borderline deposits of the Carpathian Keuper and carbonates of the Vysoká Formation. Dolines are ranked in NW–SE oriented line with rauhwackes as reflection of tectonics. NW–SE direction correlates with system of tectonic faults (Michalík, 1984; Marko et al., 1991; Marko & Jureňa, 1999) and tectonic discontinuity, which was demonstrated by geophysical survey (Lačný, 2011).

The main hypothesis is lithological and tectonic discontinuity, which influenced formation of doline line. The aim of the paper is to verify the hypothesis according to geological and geomorphological survey and morphometric analysis and ascertain if doline line in Dlhý vrch Hill correlates with lithological/tectonic line.

In order to determine the result two basic methods can be implemented, i.e. geological mapping and morphometric analysis. The quality and accuracy of morphometric analysis depends on suitable maps with high resolution and consequently is influenced by way of generation of doline boundaries. According to Telbisz et al. (2009) doline border can be segmented by using different ways. One of them bordered doline by the outermost closed contour line. This simplest method is used even if

the digital terrain model (DTM) is not available. Other method based on hydrological terrain analyses used DTM with the filled depression. Difference between the filled DTM and original DTM can be used to derive doline boundaries. We used second method. At first digital terrain model (DTM) of study area was created by using theodolite Topcon GTS-105N and GPS TRIMBLE PATHFINDER PRO-XRS (DGPS signal). After that we separated 12 parameters, which were grouped to *measured* parameters and *computed* parameters.

The longitudinal profile of study area with vertical range about 30 m (Fig. 5) shows downtrend of slope in lower part of profile. This mild slope has a positive effect on intensive infiltration and corrosion and subsequently on values of measured quantitative attributes (Tab. 1). The elongation of dolines in direction of mapped faults and fractures reflects the strong structural control in their development. Direction rose of longest doline axis (Fig. 8) is an important argument that SE orientation of doline line can be correlated with direction of tectonic or lithological discontinuity. Also the asymmetry of transverse profiles (Fig. 5) leads us to think about formation of dolines on lithological boundary-line. Fluvial deposits also indicate existence of a WNW–ESE oriented paleoflow with the similar direction as tectonic faults.

Relation between doline line and structural and lithological discontinuity is demonstrated by system of tectonic faults with correlative direction, by geophysical survey, by orientation of paleoflow and zone of rauhwackes. On the basis of morphometric analysis we can prove relation between geology and geomorphology. The dolines can be considered an indicator of karst landscape, but also an indicator of lithological and tectonic discontinuity.