

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie
Studijní obor: Fyzická geografie a geokologie



Bc. David Hlaváček

Morfologická charakteristika a přehloubení vybraných údolních uzávěrů a jejich vztah k potenciálnímu zalednění české části Krušných hor.

Morphological characteristics and overdeepening of selected valley heads and their relation to potential glaciation of the Czech part of the Krušné hory Mountains.

Diplomová práce

Vedoucí práce: RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

Praha, 2024

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně, a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 23.4.2024

Bc. David Hlaváček

Rád bych vyjádřil svou upřímnou vděčnost RNDr. Marku Křížkovi, Ph.D. za jeho cenné rady, odborné vedení a trpělivost během konzultací a při terénním výzkumu. Jeho znalosti a ochota vždy poradit přispěly k hlubšímu porozumění tématu a poskytly důležitý impuls ke zdárnému dokončení této práce.

Dále bych chtěl vyjádřit vděčnost své rodině za jejich neustálou podporu a trpělivost během tvorby práce. V neposlední řadě děkuji všem, kteří mi poskytli pomoc a povzbuzení během celého procesu tvorby diplomové práce.

Abstrakt

Nové studie z okolních stredo-evropských pohoří ukazují na potřebu přezkoumat možnost výskytu zalednění v nižších hercynských pohořích během posledních dob ledových. Tyto výzkumy naznačují, že i horské oblasti s vrcholy pod 1200 m n. m. mohly být ovlivňovány glaciálními procesy. (Engel et al., 2017; Krause a Margold, 2019). Krušné hory, které zůstávaly sporné ohledně problematiky výskytu horského zalednění, dosud nebyly podrobeny celkovému mapování v digitálním modelu reliéfu a morfometrii všech údolních uzávěrů. Cílem této práce bylo vybrat na základě morfologických kritérií údolní uzávěry s potenciální glaciální genezí a stanovit jejich polohové a morfometrické charakteristiky popisující jejich tvar, velikost a analyzovat míru přehloubení pomocí koeficientu c (*sensu* Krause et al., 2022). Tato diplomová práce identifikovala celkem 186 lokalit údolních uzávěrů, z nichž 62 bylo vybráno jako tvary s potenciálním ledovcovým přemodelováním. Práce obsahuje přehledovou mapu všech potenciálních lokalit horského zalednění Krušných hor na území České republiky s aktuálním přehledem již dříve zkoumaných lokalit a nově identifikovaných dosud nezkoumaných údolních uzávěrů. V práci byly dané údolní uzávěry porovnány s morfometrií potvrzených ledovcových karů Vysokých Sudet. Na základě tvarových charakteristik (L/H) každého údolního uzávěru a míry jejich přehloubení (c -hodnota), byly diskriminační analýzou klasifikovány tři krušnohorské údolní uzávěry do skupiny s jistou glaciální genezí a čtyři další údolní uzávěry, které mají vysokou pravděpodobnost k zařazení do skupiny zaledněných údolních uzávěrů. Nadmořskou výšku sněžné čáry pro celé pohoří lze, na základě hypsometrie údolních uzávěrů a výskytu možných glaciálních akumulací, odhadovat na 700 až 800 m n. m. Tato poloha sněžné čáry by tak byla nejnižší v Českém masivu. Specifickým rysem přehloubených údolních uzávěrů Krušných hor je přítomnost rozsáhlých doprovodných deflačních plošin, které byly důležitou součástí pro dostatečnou akumulaci transportovaného sněhu, potenciální ledovcové kary Krušných hor tak mohly vzniknout ve vhodných závětrných pozicích vůči převládajícímu severozápadnímu proudění. Z výsledných c -hodnot přehloubení byly klasifikovány tři údolní uzávěry (Vysoký vrch, $c=-1,71$; Farská louka, $c=-1,92$ a Komáří hůrka, $c=-1,94$) jako výrazně přemodelované do potenciální ledovcové kary s přehloubeným podélným profilem. Odpovídají tak 5. třídě vývoje (*sensu* Gordon, 1977), tj. nejdokonaleji vyvinuté ledovcové kary, zmíněné krušnohorské uzávěry přesahují i aritmetický průměr c -hodnot potvrzených ledovcových karů Vysokých Sudet.

Klíčová slova

Morfometrie údolních uzávěrů, míra přehloubení, c -hodnota, Krušné hory

Abstract

New studies from nearby Central European mountain ranges point the need to examine the possibility of glaciation in lower Hercynian mountain ranges during last glacial maximum. These findings suggest that even mountain areas with peaks below 1200 m a.s.l. may have been influenced by glacial processes (Engel et al., 2017; Krause and Margold, 2019). The Krušné hory Mountains, which remain controversial regarding the issue of the occurrence of mountain glaciation, have not yet been subjected to comprehensive mapping in a digital elevation model and morphometry of all valley closures. The aim of this study was to select valley closures with potential glacial genesis based on morphological criteria and to determine their positional and morphometric characteristics describing their shape, size and to analyze the degree of overdeepening using the c-value (*sensu* Krause et al., 2022). This thesis identified a total of 186 valley heads locations, of which 62 were selected as having potential glacial remodelling. The work includes an overview map of all potential glaciation sites of the Krušné hory Mountains in the Czech part with an up-to-date overview of previously investigated sites and newly identified previously unexplored valley heads. The valley heads were compared with the morphometry of the confirmed glacial cirques of the High Sudetes. On the basis of the shape characteristics (L/H) of each valley head and their degree of overdeepening (c-value), a discriminant analysis was used to classify three valley heads within Krušné hory Mountains into a group with a certain glacial genesis and four other valley heads that have a high probability to be classified as glaciated valley closures. The equilibrium line altitude (ELA) for the entire mountain range can be estimated at 700 to 800 m a. s. l., based on the hypsometry of the valley heads and the presence of possible glacial accumulations. This position of the snowline would be the lowest in the Czech Republic. The specific feature of the area is the presence of extensive mountain-top plateaus that play an important role as additional areas for snowblow accumulation. Thus potential glacial cirques of the Krušné hory Mountains could have originated in suitable leeward positions relative to the prevailing northwesterly flow. From the resulting c-values of overdeepening, three valley closures (Vysoký vrch, $c=-1.71$; Farská louka, $c=-1.92$ and Komáří hůrka, $c=-1.94$) were classified as significantly remodelled into a potential glacial cirques with an overdeepened longitudinal profile. They thus correspond to the 5th class of cirque development (*sensu* Gordon, 1977), the mentioned potential cirques of Krušné hory Mountains also exceed the arithmetic mean of the c-values of the confirmed glacial cirques of the High Sudetes Mountains.

Keywords

Morphometry analysis, cirque overdeepening, c-value, Krušné hory Mountains

Obsah

1. Úvod, hypotézy a cíle	10
2. Charakteristika vybraných fyzicko-geografických prvků Krušných hor	12
2.1 Poloha a vymezení území	12
2.2 Geologické poměry	14
2.3 Geomorfologické poměry	16
2.4 Klimatické poměry	19
3. Glaciální geomorfologie	22
3.1 Erozní glaciální tvary reliéfu	22
4. Současný vývoj poznání horského zalednění středoevropských středohor	25
4.1 Horské zalednění střední Evropy dle jednotlivých pohoří	27
4.1.1 Vogézy	27
4.1.2 Schwarzwald	27
4.1.3 Harz	28
4.1.4 Durynský les	28
4.1.5 Šumava	28
4.1.6 Jizerské hory	29
4.1.7 Krkonoše	29
4.1.8 Hrubý Jeseník	29
4.2 Syntéza dosavadního výzkumu zalednění Krušných hor	31
5. Metodika	33
5.1 Vstupní data a software	33
5.2 Identifikace a vektorizace údolních uzávěrů	33
5.3 Morfometrická analýza údolních uzávěrů	36
5.4 Podélné profilování a výpočet c-hodnoty	39
5.5 Komparace morfometrických parametrů údolních uzávěrů Krušných hor s morfometrií uzávěrů v sudetských pohořích 40	
5.6 Statistické hodnocení morfometrie	40
6. Výsledky	43
6.1 Morfometrické charakteristiky údolních uzávěrů Krušných hor	43
6.2 Statistické vyhodnocení morfometrie analyzovaných údolních uzávěrů	46
6.3 Přehloubení údolních uzávěrů Krušných hor	50
7. Diskuze	53
7.1 Morfometrické vlastnosti studovaných údolních uzávěrů Krušných hor	53
7.2 Míra přehloubení analyzovaných uzávěrů	56
7.3 Potenciální glaciální geneze krušnohorských údolních uzávěrů	59
7.4 Klimatické podmínky umožňující zalednění Krušných hor a výška sněžné čáry	63
7.5 Možnosti jiné geneze označených potenciálních ledovcových karů	70
8. Závěr	74
9. Seznam literatury	75

Seznam obrázků

- Obr. 1: Schématická mapa studovaného území.
- Obr. 2: Geologická mapa Krušných hor.
- Obr. 3: Geomorfologické členění Krušných hor na okrsky.
- Obr. 4: Klimatické oblasti krušných hor dle Quittovy taxonomie.
- Obr. 5: Klimadiagram stanice Boží Dar.
- Obr. 6: Klimadiagram stanice Cínovec.
- Obr. 7: Klimadiagram stanice Chomutov.
- Obr. 8: Klimadiagram stanice Cínovec.
- Obr. 8: Schématické zobrazení vývoje karu (a) v půdorysu, (b) v podélném profilu, (c) morfometrický vývoj půdorysu karu v čase, (d) morfometrický vývoj podélného profilu karu
- Obr. 9: Trogové údolí Labského dolu, s vyznačenou trimline údolního ledovce.
- Obr. 10: Studované lokality horského zalednění v Krušných horách dostupné z literatury.
- Obr. 11: : Schematický příčný řez "učebnicovým" údolním uzávěrem, který znázorňuje rozvodí (horní hranice uzávěru), strmou čelní stěnu (sklon větší než $>27^\circ$), mírně svažující se dno (sklon menší než $<27^\circ$) a potenciální čelo ledovce.
- Obr. 12: Půdorysné 3D zobrazení morfologie údolního uzávěru Komáří hůrka (K62) v aplikaci Analýzy výškopisu (ČÚZK), červeně vyznačen okraj údolního uzávěru. A) stínované reliéfové zobrazení, B) ortofoto snímek ve 3D zobrazení.
- Obr. 13: Identifikace a vektorizace údolního uzávěru Černé skály (K27) v DMR 5G (Hillshade a sklonový rastr).
- Obr. 14: Lokalizace údolních uzávěrů podrobených morfometrické analýze v Krušných horách a komparovaných údolních uzávěrů Vysokých Sudet.
- Obr. 15: Rozdíl rozptylů hodnot v členitosti (poměru 3D/2D) v závislosti na typu matečné horniny údolního uzávěru.
- Obr. 16: Rozdíl rozptylů hodnot průměrného sklonu v závislosti na typu matečné horniny údolního uzávěru.
- Obr. 17: Vztah světové orientace údolních uzávěrů Krušných hor k rozptylům hodnot členitosti (3D/2D) jejich povrchu.
- Obr. 18: Rozptyl hodnot průměrných sklonů uzávěrů dle jejich světové orientace.
- Obr. 19: Rozptyl hodnot půdorysu uzavření údolních uzávěrů vzhledem k jejich světové orientaci.
- Obr. 20: Příklady podélných profilů málo přehloubených údolních uzávěrů, matematické křivky a výsledných c-hodnot.

Obr. 21: Příklady vedení podélných profilů signifikantně přehloubených údolních uzávěrů, matematické křivky a výsledných c-hodnot.

Obr. 22: Podélné profily přehloubených ($c < -1,0$) údolních uzávěrů Krušných hor.

Obr. 23: Klasifikace stupňů vývoje karů (čísla vpravo znamenají klasifikační třídy) dle přehloubení podélných profilů.

Obr. 24: A) Vyznačený levý (severovýchodní) boční val, B) vyznačený pravý (jižní) boční val údolního uzávěru Komáří hůrky.

Obr. 25: Údolní uzávěr Komáří hůrky (K62) se znázorněnými valy a příčným profilem.

Obr. 26: Čelní val v údolním uzávěru Farské louky (K27). A) Bíle vyznačené dno uzávěru ohraničené čelním valem. B) Přírodní odkryv valu vzniklý fluvialní erozí Stísněného potoka.

Obr. 27: Údolní uzávěr Farské louky (K17) se znázorněným čelním valem a vedenými profily přetínající dno a hřbetnici akumulčního valu.

Obr. 28: Potenciální rozložení nadmořských výšek sněžné čáry (ELA) ve střední Evropě při posledním glaciálním maximu (LGM), černé křivky značí izolonie nadmořských výšek ELA, červeně vyznačena oblast Krušných hor.

Obr. 29: Poloha údolních uzávěrů Krušných hor v závislosti na poloze a rozloze vrcholových deflačních plošin. A) Vysoký vrch (K10), B) Plešivec (K15), C) Farská louka (K17), D) Černá skála (K27).

Obr. 30: Poloha údolních uzávěrů Krušných hor v závislosti na poloze a rozloze vrcholových deflačních plošin. D) Hučivý potok (K29), E) Lomský potok (K50), F) Komáří hůrka (K62).

Obr. 31: Lokalizace a topografický profil napříč depresí potenciálního maarového vulkánu Ztracený rybník (Hošek, et al., 2019).

Obr. 32: 3D zobrazení sklonových poměrů maaru Hnojnice.

Obr. 33: Zakreslení vodního příkopu Unruh a jednotlivých vstupů do štol, lokalita vlevo dole (Pfarrwiese) označuje Farskou louku, jež tvoří jihovýchodní předpolí údolního uzávěru Farské louky.

Obr. 34: Červeně vyznačena murová dráha identifikovaná na dně údolního uzávěru Farské louky (K17).

Seznam tabulek

Tab. 1: Zařazení Krušných hor do geomorfologického členění (upraveno dle Balatky a Kalvody, 2006).

Tab. 2: Klasifikace ledovcových karů dle stupně vývoje (Evans a Cox, 1995)

Tab. 3: Porovnání četnosti identifikovaných glaciálních tvarů, polohy sněžné čáry a statigrafie horského zalednění dle pohoří.

Tab. 4: Morfometrické charakteristiky údolních uzávěrů Krušných hor

Tab. 5: Korelační matice morfometrických charakteristik studovaných karů, červeně vyznačené korelace jsou signifikantní ($>0,25$) na hladině významnosti $p < 0,05$, testováno t-testem, $N = 62$.

Tab. 6: Morfometrické charakteristiky komparovaných údolních uzávěrů Vysokých Sudet (upraveno, Krause et al., 2022).

Tab. 7: Diskriminační analýza krušnohorských údolních uzávěrů do tří kategorií (dle potvrzení zaledněním: POTENCIÁLNÍ/ANO/NE).

Tab. 8: Nadmořská výška sněžné čáry Krušných hor dle jednotlivých potenciálních ledovcových karů, určená dle metod THAR, MELM, CFA a MEDP.

Tab. 9: Charakteristiky deflačních plošin a jejich rozměrové poměry vůči plochám analyzovaných údolních uzávěrů.

1. Úvod, hypotézy a cíle

Výzkum reliktních glaciálních tvarů v současném reliéfu českých středohor je důležitý k porozumění vývoje a podoby středoevropské přírody během oscilací glaciálních období v pleistocénu. Komplexní výzkum poznatků dokládající výskyt horského zalednění v jednotlivých středoevropských pohořích může zpřesnit náhled na podobu prostoru střední Evropy během poslední doby ledové. Tato oblast se během pleistocénu nacházela v nezaledněném pásu omezeném ze severu kontinentálním ledovcovým štítem dosahující v glaciálních oscilacích až k severnímu předhůří hor hercynského pásma (Nývlt et al. 2011). Z opačné jižní strany byla uzavřena rozsáhlým horským zaledněním Alp (Elhers a Gibbard, 2004).

Horské ledovce jsou významnými geomorfologickými činiteli při utváření krajiny a zároveň dokládají přítomnost specifického prostředí, které se u nás vyvinulo. Údaje o výskytu a rozsahu zalednění využívají i jiné obory jako jsou: biologie, archeologie, paleoklimatologie a další. Prostorová identifikace ledovcových tvarů a rekonstrukce glaciálních procesů za použití dálkového průzkumu Země, terénního průzkumu a morfometrické analýzy napomáhá lépe poznat přírodní vývoj našeho území při posledním glaciálním maximu (LGM). Ačkoliv z hlediska celkové rozlohy všech středoevropských pohoří je vliv přímého působení ledovcové činnosti na přetváření krajiny nepatrný, jeho nepřímé geomorfologické působení na dnešní podobu a tvar středoevropských pohoří je významný. Horské zalednění se zde soustředilo do malých izolovaných oblastí, nejčastěji do uzavřených karů a jejich blízkého předpolí (Vočadlova a Křížek, 2005). Přítomnost pleistocenních ledovců tak sloužilo jako důležitý enviromentální prvek tehdejší krajiny (Barr a Spagnolo, 2015).

Glaciální a periglaciální přemodelování horních částí údolí v Krušných horách, a především pak jejich nejvýše položených údolních uzávěrů zůstává v literatuře dosud nevyřešeným tématem. První práce, zabývající se vývojem pleistocenních geomorfologických tvarů v tomto pohoří, pocházejí již z přelomu 19. a 20. století (Laube, 1876; Sauer a Reinisch, 1917). V průběhu 20. století bylo zkoumáno celkem devět potenciálních lokalit, přičemž po celkovém posouzení všech navržených tvarů docházejí autoři (Lucerna, 1940; Král, 1968) k závěru, že v Krušných horách je vyloučen možný výskyt horských ledovců. Celkově lze z těchto výzkumů dovodit, že souhrnným výzkumem Krále (1968) se metoda zaměřená pouze na terénní průzkum a dokumentaci morfologických tvarů vyčerpala a výzkumníci již nepokračovali v dalším zkoumání potenciálních lokalit. Nevýhodou oproti výzkumu karů například v Krkonoších nebo Hrubém Jeseníku je poloha Krušných hor pod horní hranicí lesa. Kvůli souvislému lesnímu porostu je orientace bez důkladné znalosti místních podmínek v jednotlivých údolích velmi složitá.

Recentní studie z klimaticky a morfologicky podobných sousedních hercynských pohoří (Engel et al., 2017; Krause a Margold, 2019) ukazují, že je nutné znovu přezkoumat možnost glaciální modelace v nižších středoevropských středohorách během posledních kvartérních oscilací dob ledových. Dle těchto prací lze uvažovat o zalednění i v níže položených pohořích, jejichž vrcholové oblasti nepřesahují úroveň 1200 m n. m. (Engel et al., 2017). Působení ledovců se zde mohlo soustředit do určitých již dříve vytvarovaných údolních uzávěrů vodních toků, které díky své specifické poloze a morfologickým charakteristikám mohly mít specifické mikroklima

podporující dostatečnou akumulaci sněhu, jenž se mohl změnit v ledovcový led, za lokálního snížení hranice sněžné čáry (ELA) (Traczyk et al., 2008).

V současnosti se nabízí novější možnosti výzkumu, jež vedle klasického terénního průzkumu využívají i metody dálkového průzkumu Země, konkrétně využití digitálního modelu reliéfu (DMR) k mapování a identifikaci glaciálních forem reliéfu (Chandler et al., 2018). Díky relativně nové technologii laserového snímkování povrchu (LiDAR), zobrazující odkrytý terén bez krajinného pokryvu, lze provést detailní identifikaci a analýzu ledovci modelovaného reliéfu vyskytující se i pod horní hranicí lesa (Dowling et al., 2015).

Na území Krušných hor doposud neproběhly žádné práce, které by se snažily v reliéfu identifikovat potenciální stopy po zalednění na základě analýzy digitálního modelu reliéfu. Z tohoto důvodu se tato práce snaží s pomocí DMR analyzovat stopy po glaciální modelaci v lokalitách údolních uzávěrů. Předkládaná práce tak navazuje na současný geomorfologický výzkum mapující glaciální a postglaciální vývoj krajiny střední Evropy.

Postup, zabývající se morfometrickou analýzou údolních uzávěrů a jejich ledovcovým přehloubením byl realizován již v řadě pohoří, poprvé v oblasti Lake District, v Anglii (Evans a Cox, 1974). Z českých pohoří se tento postup realizoval v několika pracích na české i německé části Šumavy (Vočadlova a Křížek, 2005; Krause a Margold, 2019) a Vysokých Sudetech (Křížek et al., 2012; Krause et al., 2022). Matematická analýza morfometrie a podélných profilů umožňuje odlišit glaciálně modelované údolní uzávěry od neglaciálních (Krause et al., 2022) a poskytuje možnost stanovit míru jejich přehloubení ledovcem (Křížek et al., 2012).

Výchozí hypotézou této práce je, že Krušné hory mohly být v chladných dobách pleistocénu lokálně zaledněny a horské ledovce se zde soustředily do příhodně umístěných údolních uzávěrů. Místní ledovce se zde mohly tvořit díky specifickým klimatickým podmínkám v závětrných částí deflačních plošin (Křížek, 2017), ze kterých byl sníh transportován právě do akumulačních oblastí ledovcových karů. Hypotéza rovněž předpokládá, že jsou morfometrické charakteristiky krušnohorských údolních uzávěrů srovnatelné s výsledky z ostatních okrajových pohoří Českého masivu a lze tak jejich data korelovat vůči sobě.

Hlavním cílem této práce je zhodnotit a klasifikovat údolní uzávěry Krušných hor z hlediska jejich morfologie a stanovit jejich míru přehloubení potenciální ledovcovou erozí.

Dílní cíle představují:

1. Identifikace všech údolních uzávěrů potenciálně vhodných pro vznik zalednění v Krušných horách a stanovení jejich základních morfometrických, geologických a polohových charakteristik.
2. Na základě analýzy polohy, morfometrie, míry přehloubení a terénního průzkumu odlišit údolní uzávěry s potenciálními stopami po zalednění a uzávěry s jinou genezí.
3. Komparovat výsledky morfometrie údolních uzávěrů v Krušných horách s morfometrickými výsledky z okolních pohoří (Krause et al., 2022; Křížek et al., 2012)
4. Pro zjištěné údolní uzávěry s možnou ledovcovou přítomností zhodnotit polohové charakteristiky vzhledem k vzhledem k potenciálním sběrným (vyživovacím) plošinám a anemo-orografickému (A-O) systému a identifikovat na ně navázané formy (zejména akumulace).

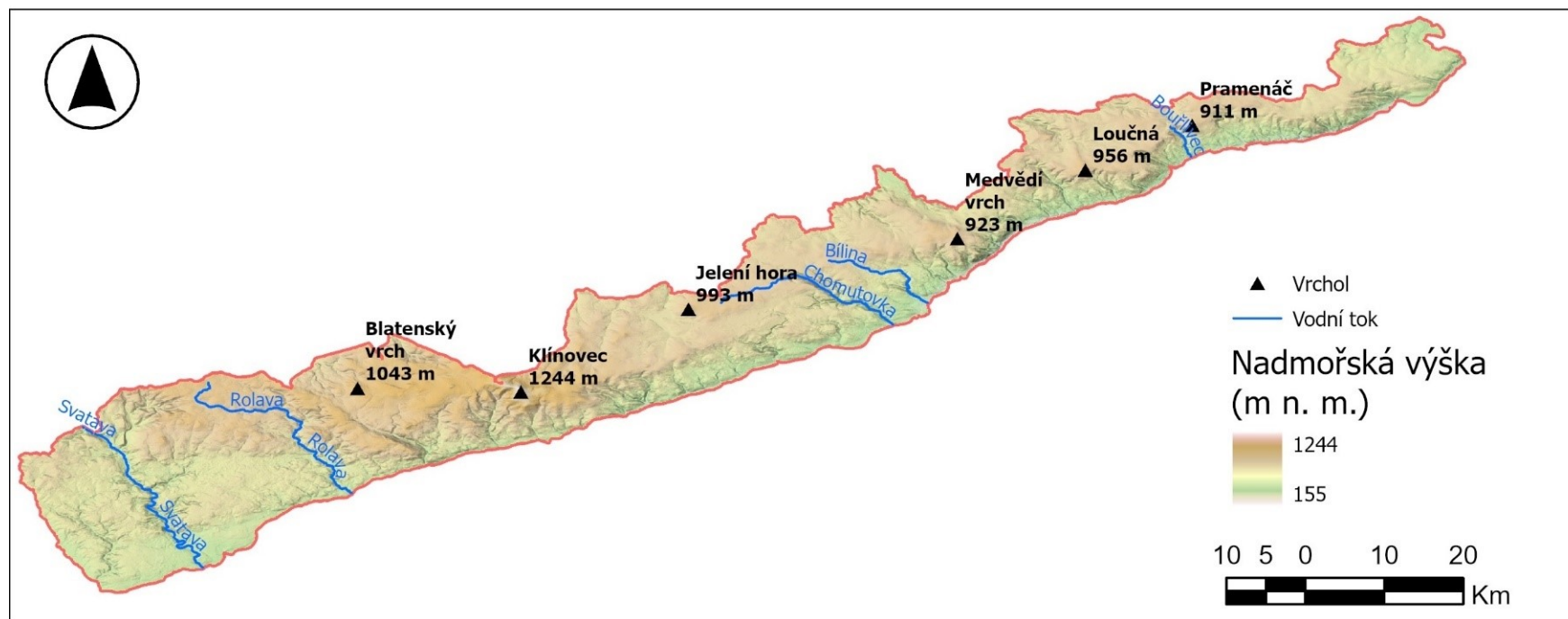
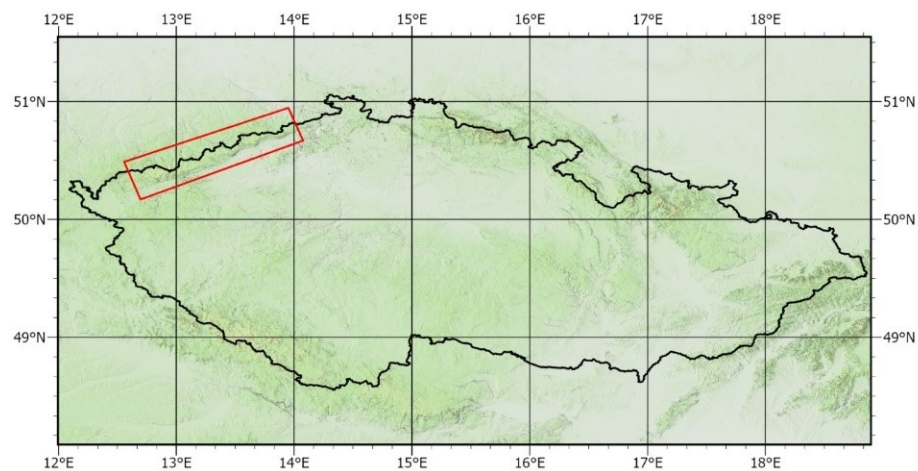
2. Charakteristika vybraných fyzicko-geografických prvků Krušných hor

2.1 Poloha a vymezení území

Krušné hory, německy Erzgebirge, představují rozsáhlé horské pásmo táhnoucí se podél česko-německé (saské) hranice. Tvoří nejdelší pohoří České republiky s délkou 130 km a průměrnou šířkou pouze 40 km. Na české straně mají rozlohu 1 607 km², avšak včetně saské části zaujímají celkem 6 000 km². Studovaná horská oblast je oddělena údolím Svatavy na západě od Smrčín, na severovýchodě navazuje Děčínská vrchovina u Krásného Lesa a Nakléřovského průsmyku, zatímco na jihu je vymezena údolím Ohře a Mosteckou pánví (obr. 1; Balatka a Kalvoda, 2006).

Krušné hory jsou rozděleny do dvou hlavních podcelků (Balatka a Kalvoda, 2006). Klínovecká hornatina, nacházející se v západní části, je charakterizována nejvyšším bodem Klínovce (1 244 m n. m.) a převážně plochým povrchem skloněným k severozápadu, kde strmé svahy klesají do Sokolovské pánve. Loučenská hornatina, druhý geomorfologický podcelek, je na severu ohraničena státní hranicí s Německem a na jihu oddělena Krušnohorským zlomem od Podkrušnohorských pánví. Nadmořská výška této oblasti nepřesahuje 900 m, ačkoli nad ni vystupují ojedinělé vrcholy jako Jelení hora (994 m n. m.), Loučná (956 m n. m.), Medvědí skála (924 m n. m.) a další (obr. 1). Loučenská hornatina je oddělena od pánve výrazným zlomovým svahem, dosahujícím místy až 500 metrů převýšení (Bína a Demek, 2012).

V době středověké kolonizace se na území Krušných hor výrazně zvýšila hustota osídlení a v této souvislosti zde docházelo k odlesňování a obdělávání půdy ve vrcholových oblastech (Jankovská a Pokorný, 2013). Nerostné suroviny Krušných hor byly využívány minimálně od doby bronzové (3. - 1. tisíciletí př. n. l.) (Vilímek a Raška, 2016). V té době byla měď hojná v mnoha ložiscích v Evropě, ale cín, který bylo možné těžít přímo z přírodních výchozů a těžbou v sedimentech, byl přítomen pouze v Krušných horách, v Cornwallu (jihovýchodní Anglie) a na západu Pyrenejského poloostrova, což činilo Krušné hory významným zdrojem cínu ve střední Evropě (Muhly, 1985). Velký rozvoj těžby měl za následek výraznou kolonizaci celého území horských poloh. V 16. století se Jáchymov stal druhým největším městem v Čechách po Praze. Krušné hory v té době byly nejhustěji obývaným pohořím v Evropě (Hermann, 2015). Antropogenní transformace spojená s hornictvím je patrná v reliéfu Krušných hor dodnes, především ve formě vstupů do šachtových komplexů, odvalů vytěženého materiálu a vodních příkopů pro provoz mlýnů (Riezner, 2011). Od 17. století dochází k poklesu těžby rud a nejdůležitějším artiklem zůstává uranová ruda, těžená až do konce 20. století v oblasti Jáchymovska. Největším lidským dopadem na krajinu Krušných hor je povrchová těžba hnědého uhlí v podkrušnohorských pánvích, započatá v polovině 20. století (Vilímek a Raška, 2016). Hnědé uhlí je využíváno jako palivo pro výrobu energie v uhelných elektrárnách na severozápadě Čech a v jihovýchodním Německu. Emise z těchto elektráren vedly především v 80. a 90. letech 20. století k rozsáhlým lesním kalamitám smrkových porostů v horských oblastech Krušných hor, což vedlo k výrazným změnám krajinného pokryvu a následnému umělému vysázení nových lesních porostů (Bridgman et al., 2002)

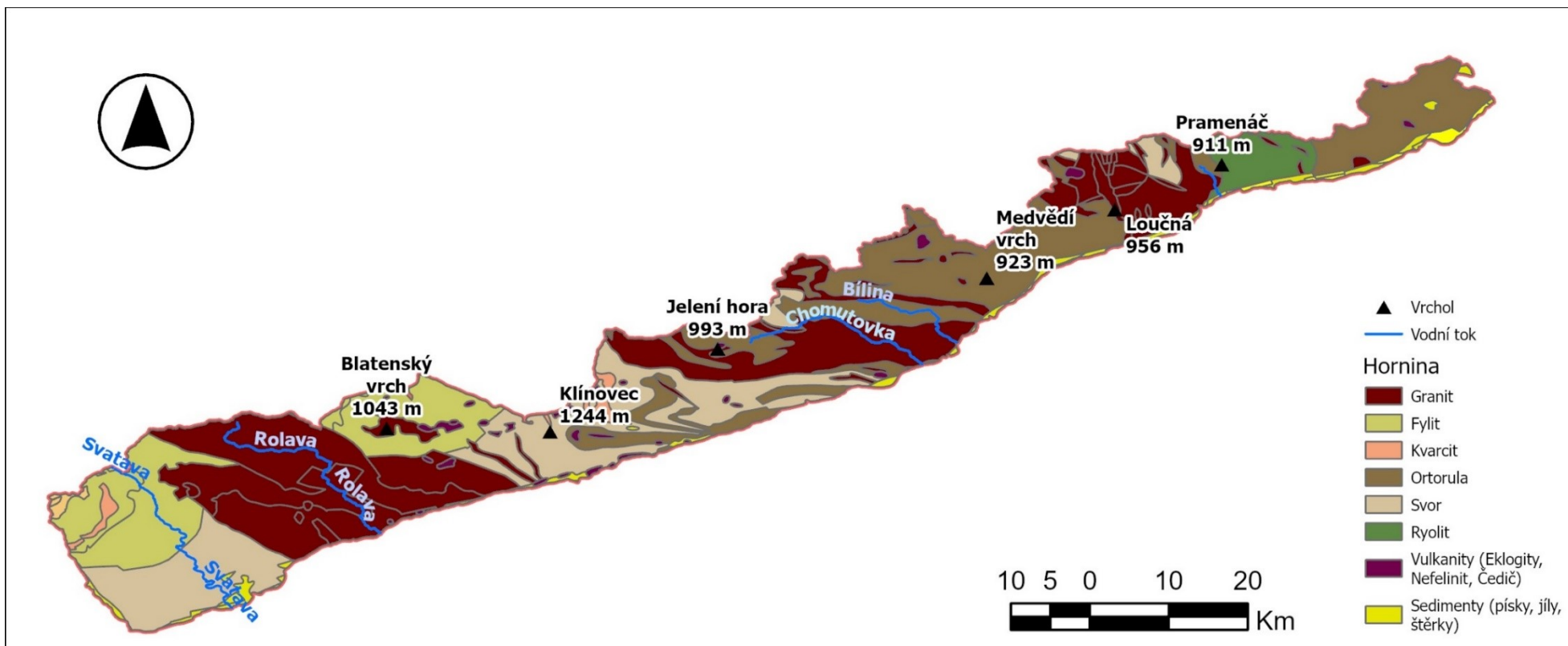


Obr. 1: Schématická mapa studovaného území

2.2 Geologické poměry

Krušné hory představují část velkých strukturních pásem saxothuringika, jež z větší části leží v Německu a jen na západě zasahují do oblasti Českého masivu (Škvor, 1975). Současný hornatý charakter Krušných hor je výsledkem třetihorní tektonické orogeneze. Během eocénu Krušné hory ještě neexistovaly jako horská jednotka a oblast severozápadních Čech měla podobu denudovaných povrchů o nadmořské výšce kolem 150 m n. m. (Kopecký, 1972). Od oligocénu byla původní zarovnaná oblast rovin vyzdvihována ve formě jednotlivých ker do dnešních středohorských výšek podél oherského riftu určující dnešní krušnohorský zlomový svah (Malkovský, 1977). Zatímco v oblasti Krušných hor proběhl intenzivní výzdvih a vznik krystalinika, v oblasti Mostecké pánve došlo k poklesu a sedimentaci (Malkovský, 1980).

Krušné hory jsou budovány převážně metamorfovanými horninami a vyvřelými (žulovými) tělesy. Ve středu oblasti převládají svor a ortorula, s místními výstupy kvarcitu. Východní okraj pohoří je tvořen převážně rulami s výstupy vyvřelého ryolitu v okolí Cínovce. Na západě se vyskytují hlavně svory, ruly a kvarcity. V okolí Klínovce jsou lokální výchozy vulkanitů (eklogitů, nefelinitů a čediče), které dokládají třetihorní vulkanickou minulost Krušných hor, dodnes je reliéf tvořen charakteristickými sopečnými suký, jako je například Božídarský Špičák (1115 m n. m.) nebo Velký Špičák (965 m n. m.) (Škvor, 1975). Západ pohoří, v okolí Horní Blatné a povodí Svatavy je tvořen fylity. V povodí řeky Rolavy okolo Nových Hamrů a Nejdku vystupuje žulový masiv. Jihovýchodní úpatí je po celé délce vyplněno sedimenty písků, jílu a štěrků (obr. 2; Culek et al., 2013).



Obr. 2: Geologická mapa Krušných hor (Geologická mapa 1:50 000, upraveno).

2.3 Geomorfologické poměry

Tab. 1: Zařazení Krušných hor do geomorfologického členění (upraveno dle Balatky a Kalvody, 2006).

Systém	Hercynský
Provincie	Česká vysočina
Subprovincie	Krušnohorská hornatina
Celek	Krušné hory
<i>Podcelek</i>	<i>Klínovecká hornatina</i>
Okrsky	Přebuzská hornatina
	Jáchymovská hornatina
	Jindřichovická vrchovina
	Krajkovská pahorkatina
<i>Podcelek</i>	<i>Loučenská hornatina</i>
Okrsky	Přísečnická hornatina
	Rudolická hornatina
	Novoveská hornatina
	Flájská hornatina
	Cínovecká hornatina
	Nakléřovská hornatina

Geomorfologicky jsou Krušné hory rozděleny do dvou hlavních geomorfologických podcelků (tab. 1; Balatka a Kalvoda, 2006). Balatka s Demkem (2006) dále člení oba podcelky na 10 geomorfologických okrsků (obr. 3).

Jihovýchodní svahy Krušných hor se strmě zdvihají nad oblasti podkrušnohorských pánví a v krajině tak tvoří výraznou dominantu. Většina odborné literatury považuje tento svah za zlomový, ať už v celé délce nebo jen v některých úsecích (Kopecký et al., 1985). Zdvih krušnohorského bloku výrazně změnil hydrografické poměry v oblasti. Původní parovinně zarovnaná oblast byla odvodňována k SZ do mořského zálivu (Bárta et al. 1973). Obrácení směru toků směrem do pánve mělo za následek významnou fluvialní modelaci reliéfu JV svahu. Pro tyto krátké svahové toky (7-15 km) je charakteristická silná hloubková a zpětná eroze (Král 1968). Bystřinné toky zde mají velký spád, říční nivy jsou vyvinuty jen minimálně nebo často chybějí úplně (Král 1968).

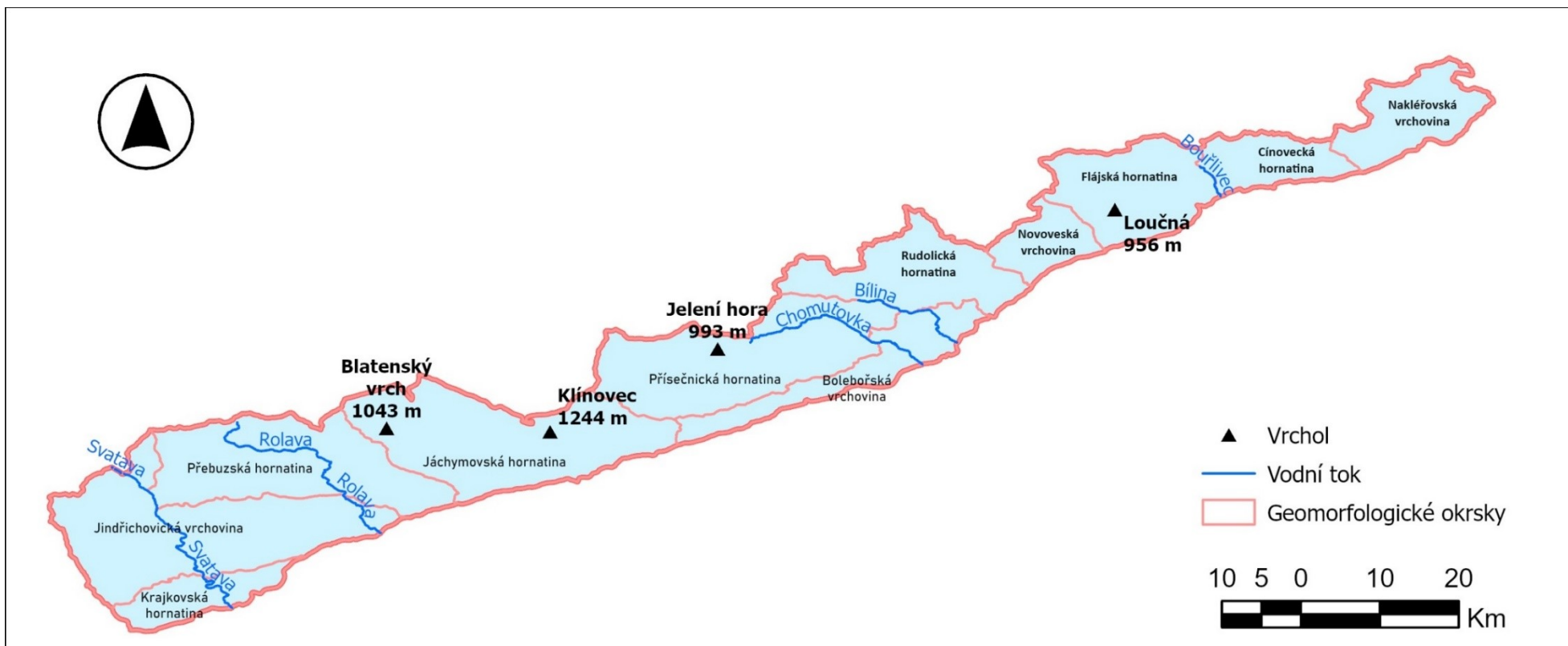
V Krušných horách se vyskytují dva základní typy reliéfu (Vilímek, 1994):

- a) zarovnané vrcholové plošiny s malým spádem do Saska,
- b) strmý okrajový zlomový svah spadající k jihovýchodu s převýšením až 700 m.

Zarovnané plošiny jsou v Sasku rozčleněny pouze mělkými údolími směřujícími převážně na severozápad. Okrajový svah směrem do Čech je naopak rozčleněn řadou 200–440 m hlubokých strmých údolí s divokými bystřinami (Culek et al., 2013). Současný vrcholový zarovnaný povrch se vyznačuje průměrným sklonem 3-5° a nadmořskou výškou 700-1000 m n. m. (obr. 1). V období pleistocénu bylo pohoří intenzivně modelováno mrazovými procesy, což vedlo ke vzniku mnoha periglaciálních tvarů, které jsou nejlépe vyvinuty v žulách v západní části Krušných hor a představují mrazové sruby, srázy, tory, kamenná moře a kryoplanační terasy

(Demek, 1988; Hlaváček, 2022). Ve vrcholové části převládají široce rozevřená a mělká úvalovitá údolí, zatímco v oblasti zlomů vznikala hluboká údolí s erozními svahy, horské potoky zde stékají kolmo k úpatí největšího spádu a lokálně se lze setkat i s převýšením 150 m na 500 m (Burda, 2012).

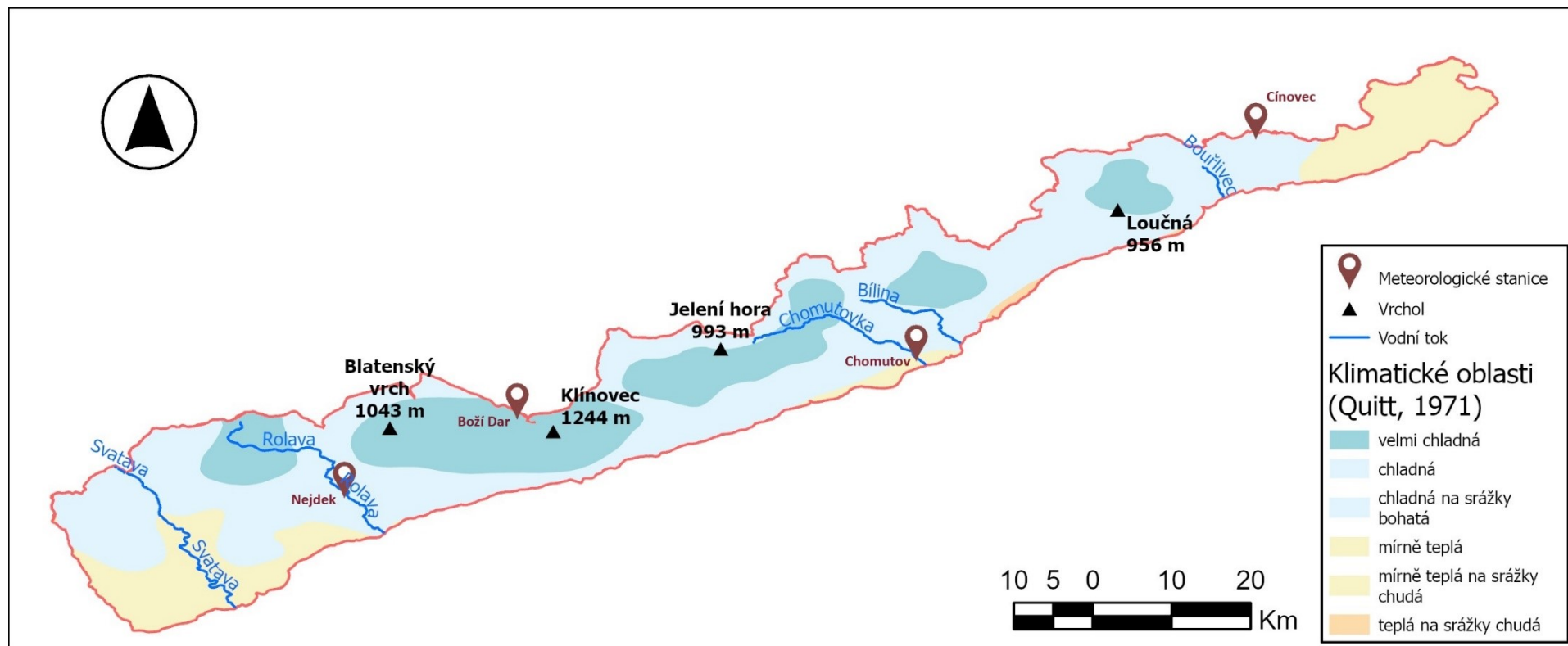
Rozsáhlá hřbetová oblast byla v kvartéru snížena kryoplanací o několik desítek metrů (Czudek a Demek, 1961). Přestože horní hrana zlomového svahu Krušných hor má průměrnou výšku okolo 700 m n. m., stala se nivační činnost důležitým geomorfologickým procesem, jenž ovlivňoval údolní uzávěry říční sítě v horních částech údolí Krušných hor (Vilímek, 1994). Příčinou bylo pravděpodobně vyživování sněhových polí deflací sněhem z rozsáhlých vrcholových plošin, jež daly za vznik nivačním depresím a mnoho autorů rovněž uvažuje o vzniku horských ledovců ve vhodných údolních uzávěrech ve východním zlomovém svahu Krušných hor (Laube, 1876; Král, 1968; Marek, 1980).



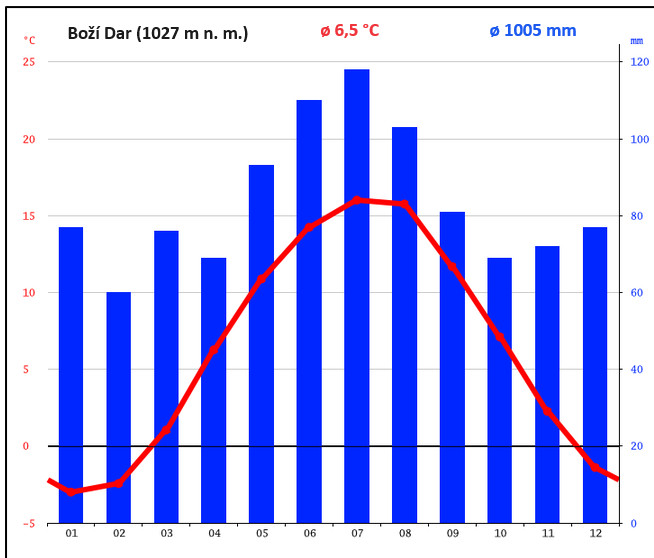
Obr. 3: Geomorfologické členění Krušných hor na okrsky (upraveno dle Balatka a Kalvoda, 2006).

2.4 Klimatické poměry

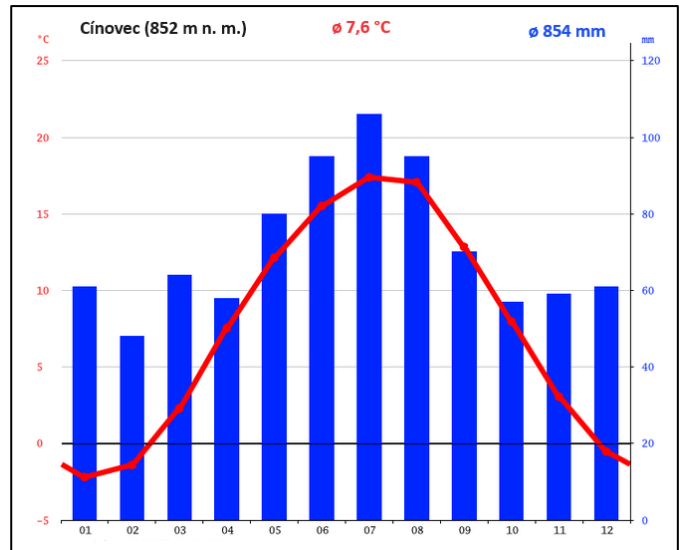
Dle Quitta (1971) leží nižší vrcholové plošiny v chladných oblastech (CH 7 a CH 6) a polohy nad 1000 m n. m. ve velmi chladných oblastech CH 4 (obr. 4), tj. v Česku nejchladnější klimatické oblasti. Díky převládajícímu severozápadnímu proudění jsou Krušné hory nejbližším pohořím od Atlantického oceánu, mají tedy vlhké, chladné podnebí, s vyrovnanými srážkami po celý rok (54 % letních srážek) (ČHMÚ, 2005). Teplota na vrcholových plošinách kolísá mezi 2,7 °C na vrcholu Klínovce až 6,5 °C v teplejších chráněných údolních polohách na Božím Daru (obr. 5). Srážky zde kolísají mezi 900–1200 mm, v průměru vyšší jsou v západní části: Abertamy 1034 mm, Boží Dar 1005 mm (obr. 5), ale Cínovec na východě má jen 854 mm (obr. 6; Bárta et al., 1973). Na nejvyšších kopcích je patrný vliv vrcholového fenoménu. Celá vrcholová oblast leží v návětrí západního proudění, které přepadá přes jihovýchodní hranu. Během poklesu do pánví se prudce adiabaticky ohřívá, přičemž jeho relativní vlhkost silně klesá. Podnebí na svahu tak vykazuje mimořádně strmý gradient od chladného vlhkého klimatu náhorní plošiny po teplé a mimořádně suché klima úpatních pánví. Náhorní polohy s teplotami do 5 °C a srážkami nad 900 mm jsou na několika kilometrech vystřídány teplou suchou oblastí: Chomutov 8,1 °C, 703 mm (obr. 7). Místa v údolích na okrajovém svahu tvoří určitý přechod mezi oběma extrémy: Nejdek 7,5 °C, 841 mm (obr. 8). Popsaný klimatický gradient vrcholové oblasti a závětrných částí patří k největším v Česku a je jeden z nejstrmějších i v širším střeoevropském rámci (ČHMÚ, 2005). V plochých depresích v náhorních plošinách v západní části (Jelení, Přebuz atd.) se nad ránem vyskytují silné teplotní inverze, mrazy zde dosahují extrémních hodnot a mohou se vyskytovat i v létě. Pokud jde o sílu mrazů je to po šumavských pláních a jizerskohorských rašelinných úvalech třetí taková oblast v ČR (Culek et al., 2013). Při státní hranici u Božího Daru se lokální anemo-orografický systém projevuje v podstatném zvýšení biodiverzity na závětrných svazích Zechengrund, představující údolní uzavěr Polavy (Jeník, 2009).



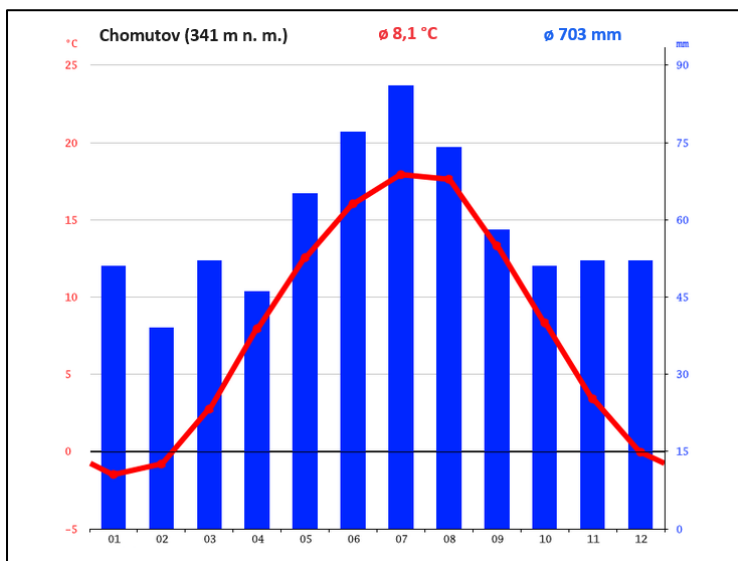
Obr. 4: Klimatické oblasti krušných hor dle Quittovy taxonomie (1971), upraveno.



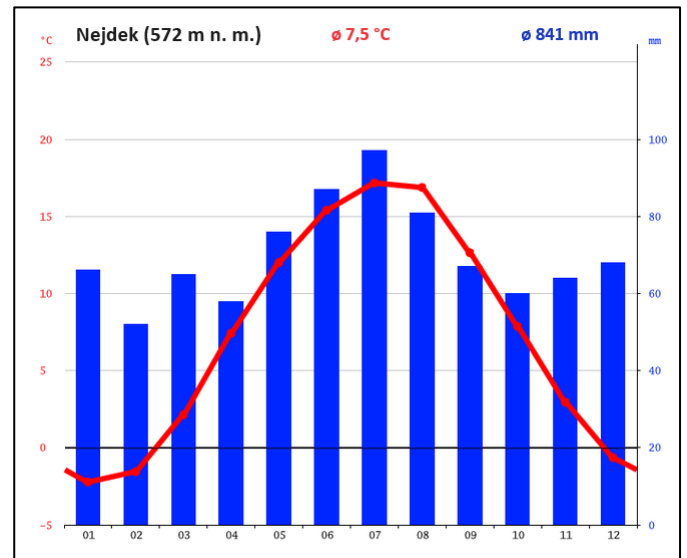
Obr. 5: Klimadiagram stanice Boží Dar (climate-data.org)



Obr. 6: Klimadiagram stanice Cínovec (climate-data.org)



Obr. 7: Klimadiagram stanice Chomutov (climate-data.org)



Obr. 8: Klimadiagram stanice Cínovec (climate-data.org)

3. Glaciální geomorfologie

Bývalé horské ledovce po sobě zanechávají výrazně přemodelovaný reliéf, vzniklý v důsledku ledovcové eroze a akumulace. Tato kapitola popisuje tvary a charakteristiky reliéfu vzniklé glaciálními procesy, jež dovytvářely krajinu Českého masivu a popisuje princip jejich vzniku a vývoje.

Pro růst ledovce byly klíčovým faktorem sněhové srážky. Pokud ledovec získává na hmotě a přirůstá (tj. akumulace je větší než ablace), ať už pomocí sněhových srážek či lavin, označujeme tuto situaci jako pozitivní ledovcovou bilanci (Demek, 1988). Jestliže ablace (ve formě tajícího ledu či sublimace) převažuje nad akumulací, jedná se o negativní ledovcovou bilanci (Demek, 1988). Při kladné bilanci sněhu dochází k transformaci sněhu na firn (kompakce, odstranění vzduchu, růst ledových krystalů), což vede k postupnému prohlubování oblasti ledovcem pomocí rotační eroze (Hambrey, 1994).

Sněžná čára, známá také jako čára rovnováhy, je imaginární hranice mezi oblastí, kde se ledovec akumuluje a oblastí, kde dochází k ablaci. Její poloha je ovlivněna nejen klimatickými faktory, ale také topografií, jako jsou deflační plošiny a zastínění. Pro výpočet regionálního klimatického ELA se bere v úvahu průměrná nadmořská výška deflačních plošin (MEDP), která odráží teploty v období ablace a srážky v období akumulace (Nesje a Dahl, 1992).

K určení lokální nadmořské výšky čáry rovnováhy, která je ovlivněna i deflačními plošinami a svíráním větru, se používají metody jako CFA (cirque floor altitude = nadmořská výška dna karu), MELM (maximum elevation of the lateral moraine = průměrná nadmořská výška bočních morén) a THAR (toe-to-head altitude ratio = Rozdíl nadmořských výšek mezi koncem nebo čelem bývalého ledovce (obvykle se určuje podle polohy morény) a nadmořskou výškou čelní stěny bývalého ledovce se vynásobí koeficientem THAR, aby se odhadla nadmořská výška bývalé rovnovážné linie vzhledem ke konci ledovce.). Tyto metody byly popsány v práci Nesje a Dahl (1992), Benn a Lehmkuhl (2000) a Hubbard a Glasser (2005).

Největší intenzita ledovcové eroze se projevuje na úpatí stěny karu, která stále více eroduje a zvyšuje sklon a tvoří tak po stranách ledovce jasnou erozní linii (trimline) (Rootes a Clark, 2020).

Dalším projevem ledovcové eroze je vyrovnání dna karu (a také vznik akumulčního náspu proti skalní stěně), tím dochází k uzavírání do amfiteatrového tvaru (s postupující erozí a ústupem karových stěn), což způsobuje zvyšující se hodnoty délky, šířky a hloubky karu (Linton, 1963).

3.1 Erozní glaciální tvary reliéfu

Při zkoumání reliktních makroforem indikujících přítomnost horského zalednění lze v terénu rozlišovat tvary karových a trogových ledovců a glaciální erozní linie (trimline) (Glasser, Bennet, 2004).

Kary jsou terénními depresi podkovovitého tvaru jsou zaznamenány v pohořích po celém světě (Barr a Spagnolo, 2015). Jsou charakteristické mírně skloněným dnem, jež je částečně uzavřeno prudkými stěnami karu do obloukovitého tvaru. Alespoň část dna by měla být mírnější

než 20°, zatímco některé části karové stěny by měly přesahovat sklon 35° (Evans, Cox, 1995). V dolní části údolí mají kary často opačný sklon dna, který vede k "okraji" nebo "prahu" (konvexní zlom svahu oddělující kar od údolí), někdy tvořený čelní morénou. Vzhledem ke svému topografickému umístění a konkávní morfologii fungují kary jako akumulární oblast sněhu a ledu, což znamená, že dříve existující uzávěry jsou často prvními místy, která byla glaciálně přemodelovaná během nástupu zalednění, a posledními místy, která byla deglaciována při jeho ústupu (Graf, 1976).

Ačkoliv mohou mít charakteristickou morfologii (jak je uvedeno výše), kary jsou složité a jejich celkový tvar se značně liší (od kruhových až po přímočaré, od prohloubených až po směrem ven se svažujících). Vzhledem k této složitosti se cirky obvykle klasifikují podle "stupně vývoje", který se odráží v jejich morfologii. Byla navržena řada klasifikačních systémů (např. de Martonne, 1901; Rudberg, 1952; Vilborg, 1984), ale nejpoužívanější z nich představují Evans a Cox (1995), kteří kary rozdělují dle stupně vývoje (viz tab. 2).

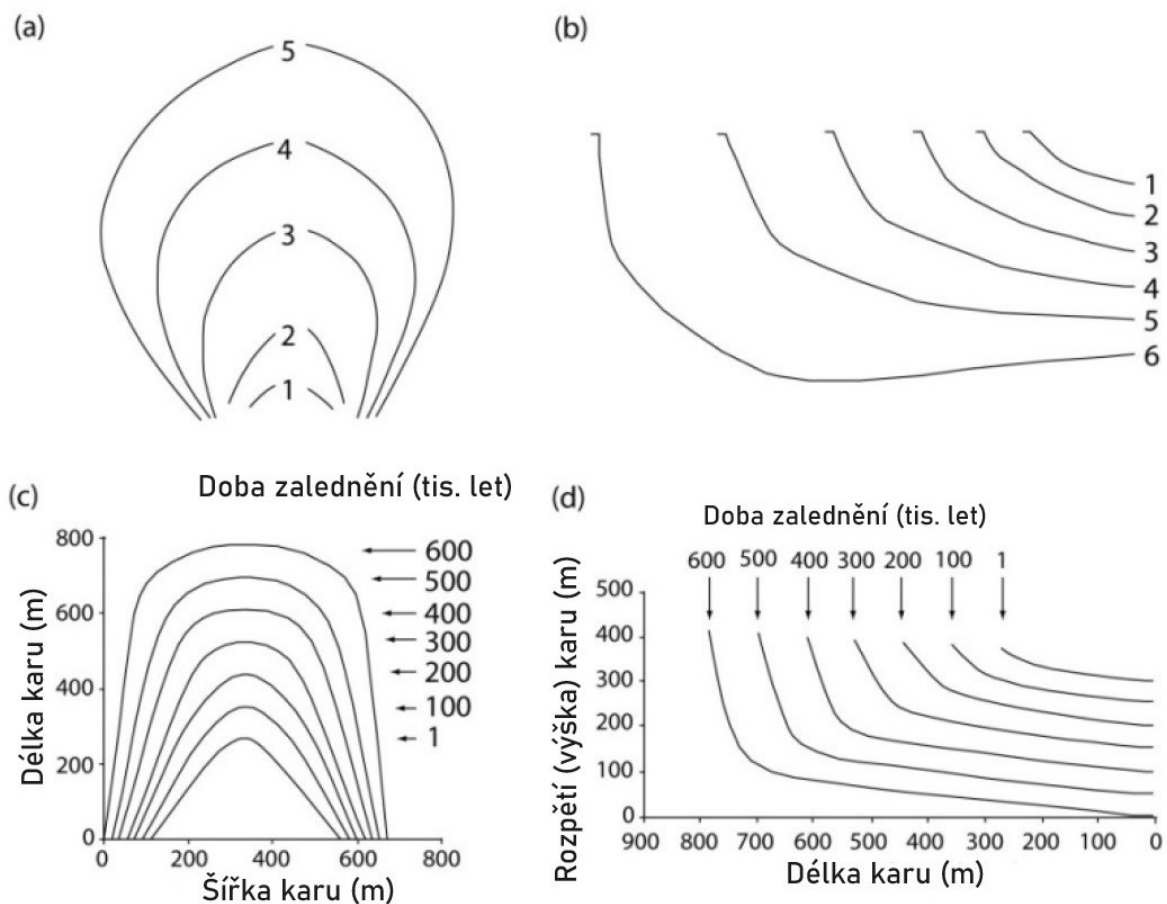
Tab. 2: Klasifikace ledovcových karů dle stupně vývoje (Evans a Cox, 1995)

Stupeň vývoje	Název	Český překlad	Definice
I	Classic	Klasický	Čelní stěna karu hluboce zaříznutá do svahu a svahy ze všech tří stran se zřetelně obtáčí okolo vyhloubeného dna
II	Well-defined	Dobře vyvinutý	Čelní stěna a dno zřetelně vyvinuty a čelní stěna se obtáčí kolem dna
III	Defined	Vyvinutý	Přítomnost karu jistá, ale jedna z charakteristik může být málo vyvinutá
IV	Poor	Slabě vyvinutý	o přítomnosti karu pochybuje, ale dobře vyvinuté charakteristiky převažují nad tvary málo vyvinutými
V	Marginal	Zanedbatelný	Přítomnost karu spíše nepravděpodobná

Kromě klasifikace karů podle "stupně vývoje" se často rozlišují i různé "typy" karů (Benn a Evans, 2010). Mezi ně patří např: "jednoduché kary", které jsou samostatnými, jednotlivými tvary, "složené kary", kde se horní část velké karové pánve skládá ze dvou jednoduchých karů přibližně stejné velikosti a "karové komplexy", kde horní část velké karové pánve tvoří více než dva vedlejší kary "schodišťové kary" (Barr, Spagnolo, 2015).

Morfologický vývoj tvaru karu je v průběhu času ovlivňován neglaciálními procesy (například regelací, tj. narušováním obnažených skalních povrchů opakovaným mrznutím a táním vody). Tyto procesy se rovněž podílejí na ústupu čelní stěny karu a bočních svahů, dochází tak zařezávání karu do původního svahu a vývoje jeho morfologie (Sanders et al., 2012). Erodivaný materiál se hromadí na úpatí svahů na nebo pod ledovcem a je transportován na čelo ledovce do oblasti morénových valů (Scherler, 2014).

Předpokládá se, že jak se kary vyvíjejí (v reakci na výše uvedené procesy), obvykle se zvětšují (obr. 8a), což vede k předpokladu, že velikost karu lze použít jako ukazatel stáří karu (Brook et al. 2006). Většina autorů předpokládá, že rozšiřování a prodlužování karů předbývá prohlubováním profilu. Zároveň během růstu morfologických parametrů karu se zvyšuje konkávnost podélného profilu karu (obr. 8b), jež se projevuje uzavíráním dna stěnami ze tří stran a akumulací valy v čele ledovce (obr. 8; Gordon, 1977). S růstem karu se tvar nadále vyvíjí do protáhlých údolních tvarů (obr. 8c a 8d), kdy se mohou sousední kary (tj. ty, které jsou vedle sebe podél jedné strany hřbetu) spojovat a splývat (Evans, 2009; Míndrescu a Evans, 2014).



Obr. 8: Schématické zobrazení vývoje karu (a) v půdorysu, (b) v podélném profilu. Čísla odpovídají různým fázím vývoje (sensu Evans a Cox, 1995). Uzavřenost půdorysu a podélného profilu se zvyšuje se stupněm vývoje: (c) morfometrický vývoj půdorysu karu v čase, (d) morfometrický vývoj podélného profilu karu v čase. Obrázky upraveny dle Gordon (1977) a Brook et al. (2006)

Ledovce svou erozní činností tvoří takzvané ledovcové linie (trimline), které se tvoří na bočních okrajích hran ledovce. Trimline představují zlomy nebo přechody mezi dvěma kontrastujícími oblastmi na svazích zaledněných údolí (obr. 9). Spolu s dalšími ukazateli dřívější polohy ledovcových okrajů se glaciální trimline používají při tvorbě paleoglaciálních rekonstrukcí a jsou zvláště důležitým omezením jak polohy ledovcových okrajů, tak mocnosti ledu. Ledovce

svým zahlubováním zaznamenávají výšku povrchu ledové masy v době své největší expanze, což umožňuje rekonstruovat původní maximální rozlohu samotného ledovce (Ballantyne 2010). V oblastech stále přítomných ledovců lze identifikovat historické úrovně trimline a porovnat se stávajícím objemem ledovce, tím lze datovat historické úrovně ledovce, ze kterých stávající ledovec vytál. Porovnání těchto údajů s klimatickými záznamy umožňuje určit dobu reakce ledovce na konkrétní klimatické vlivy (Glasser et al., 2011). Podobný postup lze aplikovat na ledovcové trimline pleistocenních horských ledovců, díky tomu lze určit maximální výšku povrchu ledu při zalednění, a tedy vypočítat celkový objem ledu (Ballantyne a Hall, 2008). Ve čtvrtohorním prostředí jsou trimliny obzvláště důležité, protože se běžně vyskytují v oblastech, kde se jiné tvary, přetvarované glaciálními procesy, nezachovaly. (Ackert et al., 2011).

Největším glaciální erozním tvarem středoevropských středohor je trog, který vzniká po roztátí údolního horského ledovce. Trogové ledovce jsou omezeny tvarem reliéfu, a proto vyplňují a dále přetvářejí již existující fluviální údolí. V odtátém trogu lze nalézt deterzní povrchy z erozních glaciálních procesů. Ledovec zde zanechává hladké, zaoblené skalní povrchy, zvané oblíky. Vznikají z odolnějšího materiálu skalního podloží, jež zůstal vyčnívat nad okolní terén. Pokud je skalní podklad zvětralý, dochází k detrakci (odlamování) volných skalních bloků. Oba tyto procesy jsou nutné k modelaci charakteristického trogu se strmými bočními stěnami v ose údolí. Vzniká tak údolní tvar ve tvaru písmene „U“ (Glasser, Bennet, 2004). Podélný profil ledovcových trogů obvykle obsahuje několik ústupových úrovní, tvořených čelními morénymi vzniklých akumulací na čele ustupujícího ledovce. Visutá údolí vznikají v místech, kde glaciální hloubková eroze dvou horských ledovců probíhá jinou rychlostí (například odlišné rychlosti ve vývoji karů oproti trogům *sensu* Barr, Spagnolo, 2015).



Obr. 9: Trogové údolí Labského dolu, s vyznačenou trimline údolního ledovce (Veselý, 2015).

4. Současný vývoj poznání horského zalednění středoevropských středohor

Pro plné porozumění vzniku kvartérních glaciálních tvarů je nutné nejprve detailněji zkoumat klimatické události, které formovaly horské zalednění v oblasti střední Evropy během pleistocénu. Spodní pleistocén, oddělený od předchozího období pliocénu, vynikal výrazným ochlazením podnebí a pravidelným střídáním studených období (glaciálů) s obdobími výrazného oteplování (interglaciály) (Czudek, 1997). Tato klimatická dynamika se datuje přibližně 2,588 milionů let do minulosti, kdy došlo k prvnímu výraznému ochlazení, poklesu hladiny moře a vzniku kontinentálního zalednění ve Skandinávii a horského zalednění v Alpách (Gibbard et al., 2009).

Doba trvání interglaciálů se pohybovala obvykle v řádech 10 až 30 tisíc let, zatímco kvartérní glaciály trvaly přibližně 40 až 100 tisíc let (Křížek et al., 2019). Poslední milion let pak bylo charakterizováno stotisíciletými glaciálními cykly, které byly přerušovány interglaciály trvajících 10 až 15 tisíc let (Křížek et al., 2019). Na území střední Evropy v období posledního glaciálu, který probíhal přibližně od předpokládaných 116 tisíc let do 11,7 tisíc let před současností, dominovalo periglaciální prostředí, s výjimkou několika oblastí pokrytých nevelkými horskými ledovci (Křížek et al., 2019).

V interglaciálních obdobích se projevovaly průměrné roční teploty o 2–3 °C vyšší než v současnosti, přičemž srážkové úhrny dosahovaly 75–100 % nad dnešními hodnotami (Czudek, 2005). Během těchto dob bylo zalednění pevnin minimální, a mírně oceánské klima umožňovalo vzniknout rozsáhlým lesním porostům v mnoha částech světa. Inicie interglaciálů byla způsobena redukcí výstřednosti Země obíhající dráhy, což zvýšilo celkovou insolaci povrchu planety. Tento nárůst slunečního záření ohřál oceány, což vedlo k postupnému rozpadu ledovců na pobřeží a ústupu horských ledovců (Denton a Hughes, 1981).

Naopak, během glaciálních období byly průměrné roční teploty o 8–9 °C nižší než v současnosti (Huijer, Vandenberghe, 1989). Srážky se během posledního glaciálního maxima (MIS 2) pohybovaly od 200 mm v nížinách po 700 mm ve vrcholových oblastech hraničních pohoří (Czudek, 2005). Severní polokoule byla výrazně pokryta pevninskými a horskými ledovci, před kterými se rozkládaly extraglaciální zóny s periglaciálními jevy. Vlivem zamrznutí Severního moře pevninským ledovcem došlo k celkovému poklesu srážek v oblasti střední Evropy, a klima na našem území se vyznačovalo větší kontinentalitou (Huijer, Vandenberghe, 1989).

Střední nealpínská Evropa ležící v úzkém nezaledněném pásu mezi severským kontinentálním ledovcem a Alpským piedmontním zaledněním prošla podobným tektonickým a klimatickým vývojem v třetihorách i čtvrtohorách. Zdejší pohoří jsou charakteristické rozsáhlými zarovnanými vrcholovými plošinami, s výškou nad 1000 m n. m., jež daly za vznik především plošně méně rozsáhlým karovým a údolním ledovcům. Severský kontinentální ledovec, který ve svých oscilacích zasahoval až do podhůří severních středoevropských pohoří (Engel, 2004) významně ovlivňoval pleistocenní klimatické podmínky v nezaledněných částech střední Evropy, dlouhodobým ochlazením zemského povrchu, rozsáhlým zámrzem severního Atlantiku a Severního moře došlo k utlumení jihozápadní cirkulace a v oblastech střední Evropy převládlo suché kontinentální klima. Srážky v této oblasti v pleistocenním období se odhadují na 40 až 50 % dnešních hodnot (Huijer, Vandenberghe, 1989). Morfologie karů v sudetských pohořích

a na Šumavě (Křížek et al., 2012) poskytuje další důkaz o omezeném rozsahu zalednění, což naznačuje menší erozní sílu ledovců. Omezená velikost ledovců ve střední Evropě je způsobena především klimatickými podmínkami pleistocénu, které přestože umožnily jejich vznik, nedovolily jim dosáhnout většího rozsahu kvůli nedostatku srážek. K vytvoření ledovcového ledu je totiž potřeba minimálně padesátimetrová vrstva sněhu (Cuffey a Paterson, 2011), což v sušším klimatu té doby nebylo běžné, proto se ledovce koncentrovaly do poloh a lokalit se specifickými klimatickými podmínkami (např. závětrných pozic vrcholových plošin, celoročně zastíněných údolí, aj.) (Jeník, 2009).

4.1 Horské zalednění střední Evropy dle jednotlivých pohoří

Glaciální historie střeoevropských středohor souvisí s glaciální historií Východních Alp, které se nacházejí na jihu za údolím Dunaje. Rozsahy a chronologie stanovené glaciální stratigrafie jednotlivých glaciálů würm (MIS 2), riss (MIS 6), mindel (MIS 12) (odpovídající poslednímu, předposlednímu a předpředposlednímu zalednění) (Penck, 1882; Penck a Brückner, 1909) jsou stále více upřesňovány a datovány (Salcher et al., 2015) To nabízí příležitost pro podrobnější studium glaciální historie střední Evropy a porovnání glaciální historie s detailně prozkoumanou stratografií alpských, skandinávských a britských fází horského zalednění (Krause, Margold, 2019).

4.1.1 Vogézy

V pohoří východofrancouzských Vogéz (s nejvyšším bodem Grand Ballon, 1424 m n. m.) bylo zaznamenáno několik fází zalednění již během období středního würmu (MIS 2), s maximem před 47 tis. lety (Seret et al., 1990), kdy došlo k výraznému poklesu teplot a vytvoření ledovcové pokrývky, která pohoří kompletně pokrývala. Ledovcová čapka se postupně rozpadla na tři části, přičemž údolní ledovce dosahovaly délky až 40 km na západní straně a 15 km na východní (Mercier a Jeser, 2004). V některých údolích Vogéz lze nalézt až sedm generací holocenních ústupových morén, což naznačuje citlivost ledovců na klimatické změny na konci posledního chladného výkyvu (Seret et al., 1990).

Při posledním glaciálním maximu, datovaném na přibližně 22 tisíc let před současností (BP), bylo zalednění již soustředěno pouze do karových ledovců, jichž bylo ve Vogézách identifikováno celkem 66 (tab. 3; Mercier et al., 1999). Karové ledovce, v nejvyšších a nejvhodnějších polohách závětrných míst setrvaly až do holocénu, kdy roztály cca. před 6 tisíci lety (Braucher et al., 2006). Nadmořská výška sněžné čáry v LGM byla stanovena na 953 m n. m. (tab. 3; Huguet, 2007).

4.1.2 Schwarzwald

Schwarzwald (Feldberg, 1493 m n. m.) na jihozápadě spolkové země Bádensko-Württembersko prošel v období würmu (MIS 2) výrazným zaledněním. Radiometrické měření morén u Laacher See Tephra určilo na 12-9 tisíc let před současností, během kterého se na Feldbergu nacházel náhorní ledovec s četnými údolními splazy o délce 10 až 25 km (Hammerle et al., 2016). Sněžná čára se v té době pohybovala v rozmezí od 700-1000 m n. m. (tab. 3; Hofmann et al., 2020),

příčemž nejmladší karové ledovce měly dno ve výškách nad 1100 m n. m. (Schreiner, 1995). V údolí řek Wehra a Wiese v jižním Schwarzwaldu se zachovaly pozůstatky pravděpodobně risských morén (Schreiner, 1995; Fiebig et al., 2004).

Charakteristickými rysy pohoří jsou tři úrovně zbytků zarovnaných povrchů, do kterých jsou zahloubeny kary. Kary nejsou tak výrazné jako v nedalekých Vogézách, nicméně jsou dobře vyvinuté a dominuje u nich východní expozice (Huguet, 2007). Zatímco Zienert a Fezer (1967) ve Schwarzwaldu vyčlenili celkem 113 karů, Huguet (2007) ve vrcholových oblastech Schwarzwaldu popsal pouze 20 karů. Glaciální modelace pohoří je patrná i v mnoha údolích, kde se zachovaly reliktů glaciálních akumulací (Rahm, 1987).

4.1.3 Harz

Pohoří Harz (s nejvyšším bodem Brocken, 1141 m n. m.) ve středním Německu prošlo významným zaledněním během posledního glaciálu (LGM), který je korelován s obdobím MIS 2. Podrobné kvartérně-geologické mapování provedené Duphornem v 60. letech 20. století ukončilo dlouholetou polemiku ohledně možného horského zalednění pohoří (Duphorn, 1968), podrobně zmapoval údolí řeky Oder a Bode, pramenících na hoře Brocken, a popsal morénové útvary údolních ledovců, glacialimnické a glaciáluviální sedimenty v nadmořské výšce 530-580 m n. m. Hövermann (1996) předpokládá také existenci náhorního fjeldového ledovce v nejvyšší části Harzu v období warthe a würmu, přičemž během warthského zalednění se v údolí řeky Ecker měl nacházet ledovec sahající až do severního předpolí Harzu (Hövermann, 1996). Diedrich (2013) identifikoval tři etapy ústupových morén v Duphornem (1968) vymezených ledovcových údolích řek Oder a Bode, trogové ledovce o délce 14 a 11 km sahaly z úpatí hory Brocken až do nadmořské výšky 530 m n. m (tab. 3).

4.1.4 Durynský les

V Durynském lese (Großer Beerberg, 983 m n. m.) byla studována lokalita Schneetiegel, nacházející se na severozápadním svahu druhé nejvyšší hory pohoří, Schneekopf (978 m n. m.). Na dně údolí potoka Wilde Gera, v nadmořské výšce 720 m n. m. byla již roku 1912 (Wolff, 1912) lokalizována morénová akumulace ledovcového původu. Striewski (2012) zde pomocí sedimentační analýzy a morfometrie tvaru v digitálním modelu reliéfu odhaduje stáří zalednění do posledního, tj. viselského/würmského glaciálu (MIS 2).

4.1.5 Šumava

Stopy po horském zalednění v Šumavě / Bayerischer Wald byly poprvé popsány již v devatenáctém století (Bayberger, 1886) a od té doby byly dále studovány (Ergenzinger, 1967; Votýpka, 1979; Raab a Völkel, 2003; Křížek et al. 2012; Vočadlova et al., 2015). Většina studií, zejména nejnovější, se zaměřovala na některé z dvanácti identifikovaných karů, z nichž osm je dnes vyplněno ledovcovými jezerem, nebo na lokality krátkých údolních ledovců s dobře zachovanými glaciálními tvary reliéfu v lokalitě Velkého Javoru (1456 m n. m.). Glaciální akumulace byly datovány do období würmského zalednění (MIS 2) (Vočadlova et al., 2015). Vypočítané nadmořské výšky sněžné čáry (ELA) z výzkumu ledovcových karů se pohybují od 925 do 1145 m n. m. (tab. 3; Mentlík et al., 2013). Kromě toho byly popsány morény v nižších

nadmořských výškách (670–890 m n. m.) v údolích na jihozápadních svazích hor (Ergenzinger, 1967), jež jsou přisuzovány staršímu risskému zalednění (MIS 6).

4.1.6 Jizerské hory

Zájem o geomorfologické výzkumy, věnující se možnému výskytu horských ledovců v Jizerských horách (Smrk, 1126 m n. m.) byly zastíněny glaciální geomorfologií sousedních Krkonoš, a tak byla většina prací spíše souhrnného charakteru (Králík a Sekyra, 1989; Traczyk et al., 2008; Nývlt et al., 2011). Při geomorfologickém mapování periglaciálních tvarů na Jizerské náhorní plošině byla vznesena hypotéza o možnému zalednění vyvinuté karové formy v lokalitě Pytlácké jámy. Dno deprese je vyplněno rašeliništěm Rybí loučky. (Pilous, 2006). Geomorfologická a sedimentologická důkazy z práce Engela et al. (2017) potvrzují přítomnost ledovce se dnem ve výšce 900 m n. m. jež určuje i výšku paleo-ELA (tab. 3), stáří glaciálních akumulací bylo odhadnuto na období před-viselského zalednění, tedy pravděpodobně risského glaciálu (MIS 6).

4.1.7 Krkonoše

Horské zalednění Krkonoš (Sněžka, 1603 m n. m.) je charakterizováno karovými (15) a malými údolními ledovci (3) (Engel et al., 2010; Pilous, 2019). Výskyt ledovců byl obdobně jako ve Vogézách či Schwarzwald (Huguet, 2007) vázán na preglaciální reliéf, tzn. především vrcholové (deflační) plošiny. Z pozice karů byla odhadnuta nadmořská výška sněžné čáry na 1060-1220 m n. m. (tab. 3; Migoń, 1999). Engel (2003) uvádí výšku ELA nejstaršího zjištěného období 1095 m n. m. (metoda THAR, tzn. Rozdíl nadmořských výšek mezi hřbetem čelní morény a výškou stěny karu; sensu Porter, 2001) a v 1060-1170 m n. m. na začátku ústupové fáze. Nejdelší ledovcové splazy na české straně pohoří (údolí Úpy, Labe a Kotelského potoka) měly v období maximálního rozsahu délku do 6 km (Nývlt et al., 2011). Na polské straně byl nejdelším ledovec údolí Łomnice s max. délkou 3,5 km (Traczyk a Woronko, 2010). V prostoru Bílé louky a pramenné části Bílého Labe jsou studovány sedimenty pravděpodobného náhorního fjeldového ledovce (Sekyra J. a Sekyra T., 2002; Křížek et al., 2008). K ústupu zalednění do karů došlo cca před 13 tis. lety a k definitivnímu zániku zalednění počátkem holocénu (Engel et al., 2011). Poslední karové ledovce roztály asi 8 tis. let BP v oblastech s nejvýhodnější polohou vůči deflačním plošinám (Engel et al., 2011).

4.1.8 Hrubý Jeseník

V pohoří Hrubého Jeseníku (Praděd 1491 m n. m.) byl dosud popsán jediný karový ledovec, poprvé identifikovaný již Vitáskem (1924) v údolním uzávěru řeky Moravice. V současnosti je doložen výskyt glaciálních akumulací pouze ve Velké kotlině v údolí řeky Moravice ve východním svahu Vysoké hole (1463 m n. m.) (Prosová, 1958). Ledovec zde měl pravděpodobnou délku 600 m a dno jeho karu je určeno do 1150 m n. m. (Tremel et al., 2008), čímž je i určena přibližná výška sněžné čáry.

Tab. 3: Porovnání četnosti identifikovaných glaciálních tvarů, polohy sněžné čáry a stratigrafie horského zalednění dle pohoří. Tabulka vykazuje patrný mírný západο-východní gradient narůstající nadmořské výšky sněžné čáry, který souvisí s převažujícím západním prouděním a k východu narůstající kontinentalitě. Směrem do vnitrozemí Evropy se snižuje oceanita klimatu a dochází k úbytku srážek, především těch v pevném (sněhovém) skupenství, důležitých pro tvorbu a akumulaci firnového sněhu, díky čemuž se zvyšovala výška sněžné čáry. Nedávné výzkumy provedené ve vybraných pohořích, ukazují že ve starších glaciálech (MIS 6) mohla sněžná čára procházet i o několik stovek metrů níže než ta, určená z LGM.

Pohoří	Identifikovaných karů	Identifikovaných údolních ledovců	Náhorní fjeldové zalednění	Poloha sněžné čáry (ELA)	Stratigrafie (stáří)
Vogézy	66 (Mercier et al., 1999)	8 (Mercier a Jeser, 2004)	ANO (Mercier a Jeser, 2004)	953 m n. m. (Huguet, 2007)	MIS 2
Schwarzwald	113 (Zienert a Fezer, 1967)	6 (Hammerle et al., 2016)	ANO (Hammerle et al., 2016)	700-1000 m n. m. (Hofmann et al., 2020)	MIS 2
Harz	0	2 (Poser a Hövermann, 1951)	ANO (Hövermann, 1987)	530 m n. m. (Diedrich, 2013)	MIS 2
Durynský les	0	1 (Striewski, 2012)	NE	720 m n. m. (Striewski, 2012)	MIS 2
Šumava	13 (Ergenzinger, 1967)	2 (Pfaffl, 2007)	ANO (Krause et al., 2019)	925-1115 m n. m. (Engel et al., 2017)	MIS 2
Jizerské hory	1 (Engel et al., 2017)	0	NE	900 m n. m. (Migoń, 1999)	MIS 6
Krkonoše	15 (Engel et al., 2010; Pilous, 2019)	3 (Traczyk, 2004)	ANO (Křížek et al., 2008)	1060-1170 m n. m. (Engel, 2007)	MIS 2
Hrubý Jeseník	1 (Vitásek, 1924)	0	NE	1060 m n. m. (Prosová, 1958)	MIS 2

4.2 Syntéza dosavadního výzkumu zalednění Krušných hor

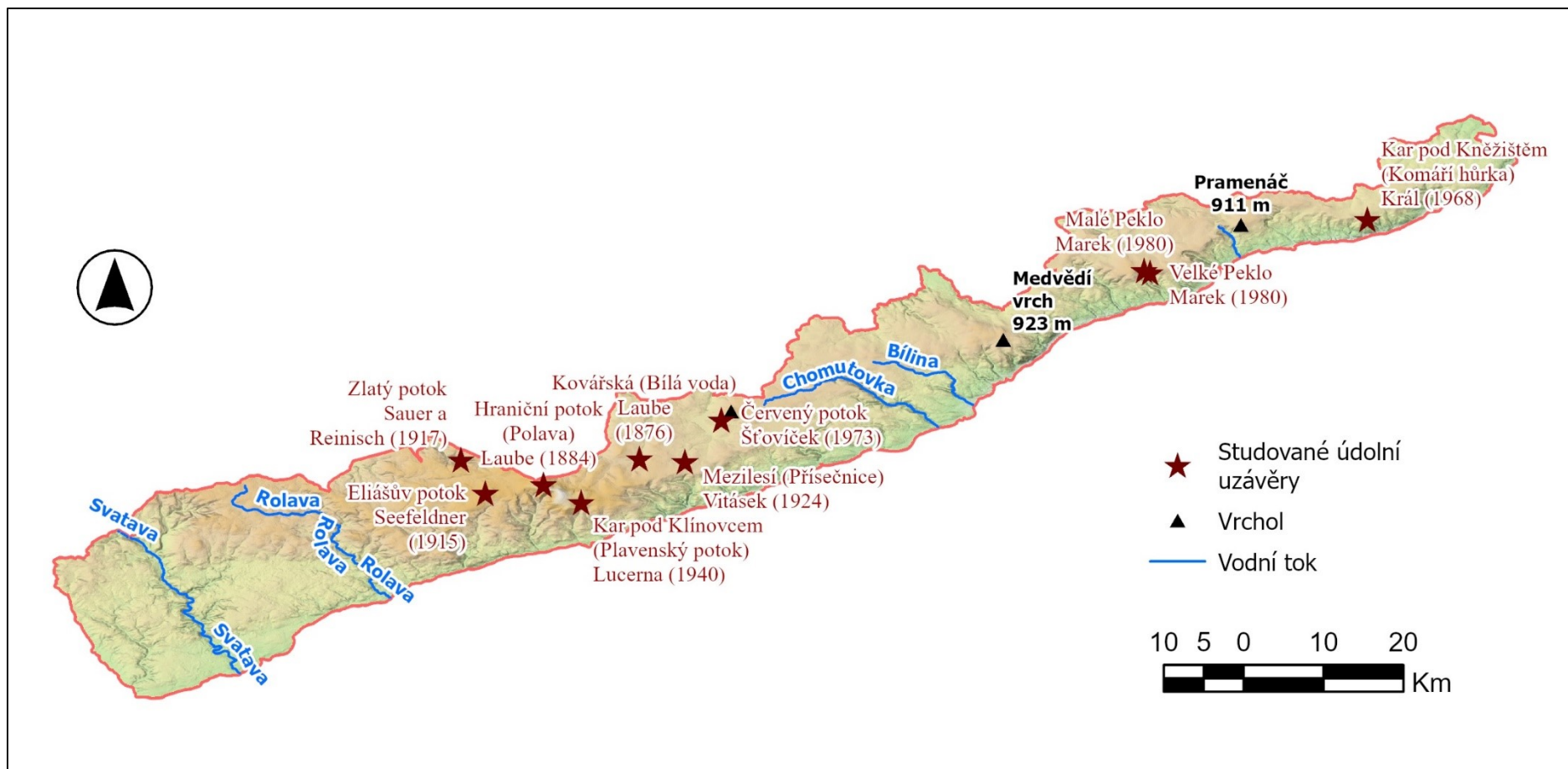
V průběhu historie se postupně vyvíjely poznatky o přítomnosti ledovců v Krušných horách. Začátkem této cesty stojí práce geologů G. Laubeho (1884) a Sauera s Reinischem (1917), kteří se zabývali neobvyklými útvary, jako jsou kamenité sutě, nacházející se především v lokalitách Zlatý potok a Mezilesí. Z jejich výzkumu vyplývalo, že tyto útvary mohly být vytvořeny působením ledovců, avšak jejich analýza nedostatečně zahrnovala morfometrické charakteristiky ledovcových tvarů, jako jsou sklon svahů či nadmořská výška.

Většina výzkumů první poloviny 20. století (obr. 10; Laube, 1876 a 1884, Sauer a Reinisch, 1917 a Vitásek, 1924) vylučovala výskyt údolních ledovců, podobným těm v Krkonoších a Schwarzwald, naopak připouštějí hypotézu svahových firnových ledovců (Vitásek, 1924) nebo náhorního fjeldového zalednění (Seefeldner, 1915). Zmínění autoři proto hledali především podezřelé akumulace balvanů v mírných svazích náhorních plošin Krušných hor. Vitásek (1924) přišel s argumentem, že Krušné hory mají ideální polohu pro vznik ledovců v severních svazích horních částí údolí, které mají podle něj stejně jako Krkonoše vhodné klimatické podmínky vzhledem k blízkosti severského kontinentálního ledovce. Množstvím atmosférických srážek ovšem stojí daleko za nejvyšším českým pohořím.

Následné práce A. Rathsburga (1932) posunuly tento výzkum dále. Jeho geomorfologické studie sice vyvrátily existenci ledovců v Krušných horách, ale zároveň nevyloučily možnost, že určité lokality mohly být ovlivněny trvale přítomným sněhem. Tato doba se vyznačovala hlavně zájmem o lokality s nevytříděným materiálem, u nichž byla zvažována glaciální geneze, jakožto možné morénové akumulace horských ledovců (Rathsburg, 1928, Seefeldner, 1915).

Diskuze o výskytu ledovců v Krušných horách byla znovu oživena článkem Lucerny (1940), který se zaměřil na amfiteatrální sníženinu v údolním uzávěru Plavenského potoka, na východním úbočí Klínovce, kterou ozančil jako "kar pod Klínovcem". Tento článek vyvolal další zájem a pozornost badatelů, Král (1968), který v souhrnné práci syntetizoval všechny do té doby studované lokality, a ještě zmínil morfologicky výrazný údolní uzávěr, nazvaný "kar pod Kněžištěm", odkazující k dřívějšímu názvosloví dnes pojmenované Komáří hůrka, Demek (1998) si na uvedené lokalitě všímá příliš velkého rozměru pro vznik pouhé nivační deprese a uvažuje zde o možnosti výskytu ledovce s chladnou bází.

Z pozdějších prací lze zmínit dva autory: Šťovíček (1973), který identifikoval údolí Červeného potoka v oblasti Přísečnice, jehož pramenná oblast může připomínat ledovcový kar, žádné důkazy o útvaru ovšem nepřidává. Marek (1980) připouští existenci horského ledovce a zdá se mu pravděpodobná. Údajně tomu napovídá mísovitě údolí horního toku Albrechtického potoka a hluboká kaňonovitá údolí Velkého a Malého pekla (obr. 10).



Obr. 10: Studované lokality horského zalednění v Krušných horách dostupné z literatury

5. Metodika

5.1 Vstupní data a software

Pro morfometrické měření a analýzu jednotlivých údolních uzávěrů v Krušných horách byla použita data ZABAGED, produkt Digitální model reliéfu České republiky 5. generace. DMR 5G (ČÚZK, 2024) představuje zobrazení přirozeného nebo lidskou činností upraveného zemského povrchu v digitálním tvaru ve formě výšek diskretních bodů v nepravidelné trojúhelníkové síti (TIN) bodů o souřadnicích X, Y, H, kde H reprezentuje nadmořskou výšku ve výškovém referenčním systému Balt po vyrovnání (Bpv) s úplnou střední chybou výšky 0,18 m v odkrytém terénu a 0,3 m v zalesněném terénu. Data byla stažena (26.2.2024) z webového serveru ČÚZK (<https://ags.cuzk.cz/geoprohlizec/?export=DMR5G>) pomocí exportu z výřezu dat, bylo vybráno celkem 57 čtverců s výřezem dat o rozměrech 6x6 km, mozaika všech vybraných výřezů tímto pokrývala kompletní území české části Krušných hor. Každý výřez obsahoval bodové mračno bodů s polohovými a výškovými charakteristikami, s maximálním rozestupem 5 metrů.

Na tvorbu přehledových map malých měřítek, sloužících k vizualizaci celkového výzkumu byly použity datové sady digitálního modelu reliéfu SRTM, dostupných na stránkách Geologické služby USA (<https://earthexplorer.usgs.gov/>), velikost jedné buňky je 30x30 m, s výškovou přesností 16 m. Tato data jsou vhodná pro přibližnou vizualizaci výškopisu na mapách malých a středních měřítek. Z dat SRTM bylo vybráno zájmové území celé České republiky i s příhraničím, pomocí funkce "Coordinates", celkem bylo staženo 46 souborů obsahujících čtverce s výřezem dat digitálního modelu reliéfu o rozměrech 111x111 km.

Základní soubor neuspořádaných 3D bodů z DMR 5G a z SRTM byl zpracován v programu ArcGIS Pro (ESRI, 2023) prostřednictvím toolboxu 3D Analyst, nejprve byla bodová data převedena do formátu TIN funkcí "Create TIN". Tvorba rastrového modelu, vhodného pro identifikaci a klasifikování údolních uzávěrů, byla provedena prostřednictvím funkce "TIN to Raster".

Jednotlivé čtverce rastrů byly spojeny do jednoho souboru pomocí funkce "Mosaic to New Raster", pixel type byl nastaven dle typu dat na 16 Bit signed.

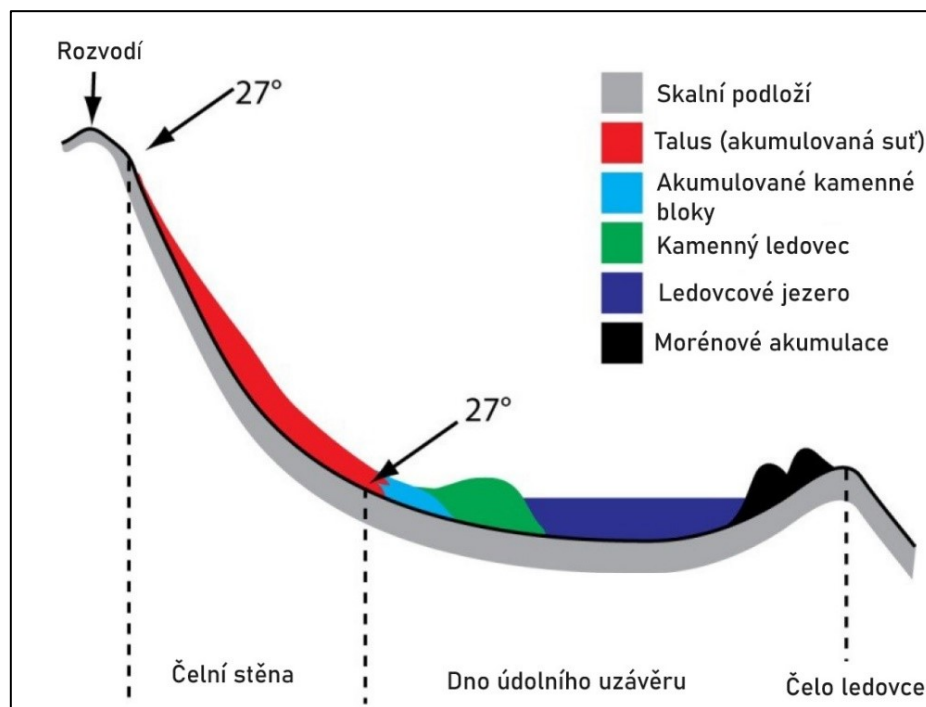
Jako vstupní topografická data byly použity rastrové výstupy z portálu CENIA (<http://msl.cenia.cz/php/micka/>) Pro tvorbu přehledových map a topografických údajů byly staženy (28.3.2024): Geologická mapa 1:50000, Klimatické oblasti ČR 1901-2000, Geomorfologická mapa ČR, Podkladové vrstvy ArcČR pro malá měřítka a DMÚ 25 pro velká měřítka.

5.2 Identifikace a vektorizace údolních uzávěrů

Na základě kritérií (*sensu* Evans, Cox, 1995) bylo vybráno 62 údolních uzávěrů s potenciálním ledovcovým přetvarováním z celkového počtu 186 identifikovaných lokalit údolních uzávěrů v Krušných horách. Ztotožnění a výběr všech údolních uzávěrů byl založen na klasifikaci navrženou Evansem a Coxem (1974), kteří na základě výzkumu potenciálně ledovcem ovlivněných údolních uzávěrů v různých částech světa zjistili, že se sklon v karové stěně v ideálních případech pohybuje nad 35° a na dně karu nepřesahuje 20°, přičemž hranice mezi

těmito částmi karu se pohybuje kolem 27° (Evans a Cox, 1995; Barr a Spagnolo, 2015). Horní hranice údolního uzávěru je výrazně vymezená ostrou změnou sklonu svahu. Vymezení spodní hranice dna uzávěru je méně jasná, proto se v práci vycházelo z toho, že se tato hranice nachází na prahu uzávěru, tvoří potenciální čelo ledovce (Vilborg, 1984), v případě krušnohorských uzávěrů s nevyvinutými dny a většinou chybějícími akumulacími valy se za hranici uzávěrů považovaly úpatí protějších svahů, případně předpolí fluvialních sedimentů ohraničující dno uzávěru.

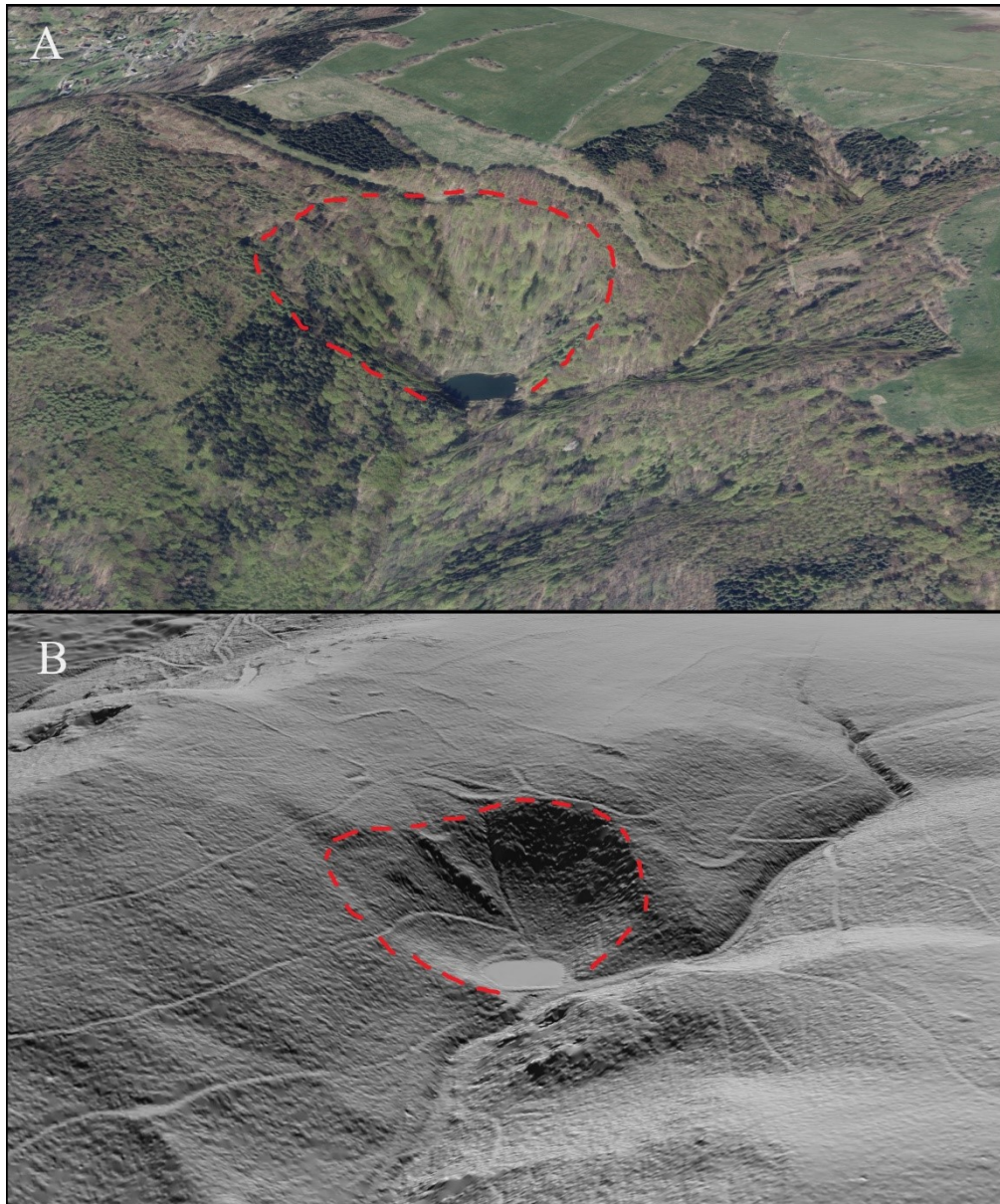
Selekce údolních uzávěrů v Krušných horách byla založena na prahové hodnotě sklonu stěny uzávěru, jež činila $>27^\circ$. Každý vybraný údolní uzávěr rovněž obsahoval vodorovné, případně mírně svažité kompaktní dno se sklonem $<27^\circ$. Z morfometrické analýzy byly vyloučeny údolní uzávěry nesplňující zadané sklonové poměry. Dále nebyly vybrány uzávěry bez souvislého dna, stejně tak byly vyloučeny svahy, u nichž dno je tvořeno pouze korytem řeky a fluvialními akumulacemi.



Obr. 11: Schematický příčný řez "učebnicovým" údolním uzávěrem, který znázorňuje rozvodí (horní hranice uzávěru), strmou čelní stěnu (sklon větší než $>27^\circ$), mírně svažující se dno (sklon menší než $<27^\circ$) a potenciální čelo ledovce. Ne všechny popsané geomorfologické prvky se vyskytují v každém uzávěru (Barr a Spagnolo, 2015).

S ohledem na svou topografickou polohu a tvar, který připomíná amfiteátr (obr. 12), údolní uzávěry tak slouží jako místa akumulace sněhu a ledu. To znamená, že tyto uzávěry obvykle patří mezi první oblasti, které byly pokryty ledem během doby ledové, a posledními, které byly deglaciovány po jejím skončení (Graf, 1976). I když mají charakteristickou morfologii, mohou v závislosti na klimatických, tektonických a geologických podmínkách nabývat velmi různorodých tvarů, od kruhových po přímé, od hlubokých po mírně se svažující směrem ven.

Pro identifikaci a vymezení hranic všech forem splňující definici vybraných údolních uzávěrů bylo využito kombinované mapování v ArcGIS Pro (ESRI, 2023) a zároveň v 3D zobrazení reliéfu v aplikaci Analýzy výškopisu, poskytované ČÚZK (<https://ags.cuzk.cz/av/>) (obr. 12).



Obr. 12: Půdorysné 3D zobrazení morfologie údolního uzávěru Komáří hůrka (K62) v aplikaci Analýzy výškopisu (ČÚZK), červeně vyznačen okraj údolního uzávěru. A) stínované reliéfové zobrazení, B) ortofoto snímek ve 3D zobrazení.

Kombinované mapování sloužilo k přesné detekci hranic údolního uzávěru pro přesnou digitalizaci tvaru polygonů.

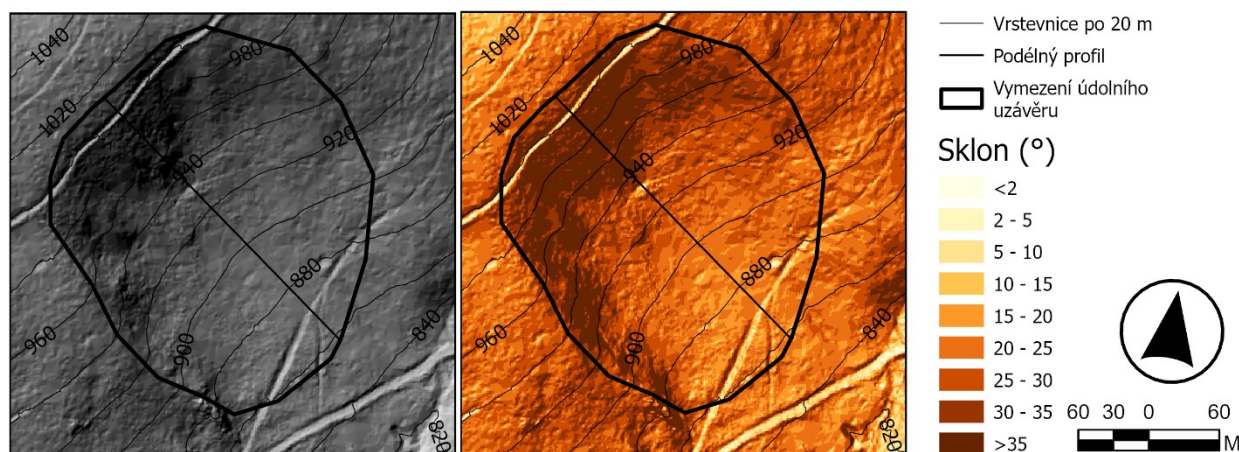
Ze základního rastru z dat ZABAGED DMR 5G byla odvozena rastrová zobrazení umožňující přesnou detekci výskytu údolních uzávěrů s kompaktním dnem údolního uzávěru $<27^\circ$ a čelem údolního uzávěru se souvislým sklonem $>27^\circ$. Pro tento účel byly odvozeny:

- 1) Stínovaný reliéf (Hillshade), v tomto zobrazení základního rastru je zvýrazněn reliéf zobrazením jeho ploch osvětlených a zastíněných Sluncem. Aby se zabránilo zkreslení

vznikající při použití osvětlení z jednoho směru (Smith a Wise, 2007) byly vytvořeny čtyři rastrové snímky stínovaného reliéfu ze čtyř směrů osvětlení (45°, 135°, 245° a 315°), výška zdroje osvětlení byla ve všech případech 45° (obr. 13).

- 2) Sklonové poměry (Slope), Na základě vymezení definice potenciálně zaledněného údolního uzávěru (Evans, Cox, 1995) byl vytvořen sklonový rastr, rozdělený do následujících intervalů: 0-2°, 2-5°, 5-10°, 10-15°, 15-20°, 20-25°, 25-30°, 30-35°, a více než 35°.
- 3) Vrstevnice (Contour), nástroj tvorby vrstevnic byl použit jako doplněk pro správné vymezení terénních hran údolních uzávěrů a zároveň sloužil jako podpůrný podklad při podélném profilování, jež je vedeno kolmo na vrstevnice (Krause et al., 2022). Vertikální interval vrstevnic byl nastaven na 20 metrů.

Každý ze 62 vybraných údolních uzávěrů byl manuálně vektorizován funkcí "Create feature class", formou polygonů s jedinečným kódovým číslem (ID: K1-K62). Obvod polygonů potenciálních ledovcových karů byl veden po linii terénních hran oddělujících údolní uzávěr od okolních svahů a dno bylo vymezeno jako kompaktní plocha ohraničená protějším svahem (obr. 13), případně hřbetem akumulčních valů jdoucích dnem údolních uzávěrů, nebo v předpolí fluvialních sedimentů, tak aby nezakreslovaly míru zahloubení uzávěru.



Obr. 13: Identifikace a vektorizace údolního uzávěru Černé skály (K27) v DMR 5G (Hillshade a sklonový rastr)

5.3 Morfometrická analýza údolních uzávěrů

Metody klasifikace údolních uzávěrů se pomalu vyvíjely od kvalitativních ke kvantitativním přístupům. Kvalitativní metody, například expertní klasifikace, jsou založeny na zkušenostech a znalostech expertů získaných z pozorování v terénu (Evans, Cox, 1995). Expertní klasifikace je však časově náročná, pracná a obtížně vysvětlitelná a reprodukovatelná, což ji činí méně vhodnou pro klasifikaci většího počtu údolních uzávěrů na velkých územích. Expertní klasifikace je popisná a obvykle vychází z kvalitativního vymezení, takže výsledky klasifikace jsou pak subjektivní v závislosti na chápání karů různými experty. V současnosti se proto používají dvě kvantitativní metody: Metoda založená na morfometrii a následné statistické

kvalifikaci typů údolních uzávěrů a metoda založená na podélném profilování osami údolních uzávěrů, zjišťující míru erozního působení ledovce (Jia et al., 2023).

Morfometrická analýza je typem kvantitativní analýzy založené na rozměrových charakteristikách daných tvarů reliéfu, přičemž je široce využívána k analýze ledovcových tvarů, zejména od doby, kdy se rozšířily techniky GIS a dálkového průzkumu Země (Evans, 2012). Na základě morfometrického měření a jejich statistického hodnocení lze sledovat procesy a mechanismy zodpovědné na vývoji údolních uzávěrů, stejně tak lze díky tomu uzávěry rozdělit do skupin s podobnými morfologickými charakteristikami a rozlišit kary od neglaciálních údolních uzávěrů (Křížek a Mida, 2013; Krause et al. 2022).

Výpočet morfometrických parametrů pro každý z 62 údolních uzávěrů byl proveden prostřednictvím programu nástrojů ACME2 (Automated Cirque Metrics Extraction) (Li et al., 2024), jenž obsahuje v Pythonu předdefinované rovnice jednotlivých výpočtů. Program automaticky počítá morfometrické hodnoty vybraných uzávěrů na základě vstupních dat, jimiž jsou: 1) rastrový výstup digitálního modelu reliéfu, 2) manuálně vymezené vektorizované polygonové tvary údolních uzávěrů, 3) manuálně digitalizované linie podélných profilů vedených údolním uzávěrem. Z těchto vstupních dat toolbox ACME2 automaticky vypočítává základní morfometrické parametry jednotlivých uzávěrů. Z těchto dat lze určovat míru glaciálního přehloubení údolního uzávěru (Li et al., 2024).

Pro každý vypočítávaný údolní uzávěr vytváří ACME2 celkem 49 morfometrických parametrů a 3 atributy metadat související se vstupními datovými sadami, všechny z nich navržené v práci glaciálních geomorfologů Evanse a Coxe (1995).

V této práci byly dále statisticky analyzovány tyto morfometrické charakteristiky každého údolního uzávěru:

1) Délka údolního uzávěru

Délka údolního uzávěru (L) byla definována jako délka střední osy, která dělí polygon údolního uzávěru na dvě přesně stejné poloviny (*sensu* Evans a Cox, 1995).

2) Šířka údolního uzávěru

Šířka uzávěru (W) byla definována jako nejdelší linie kolmá na střední osu (*sensu* Evans a McClean, 1995).

3) Výškové rozpětí

Výškové rozpětí (výška) uzávěru (H) byla v této práci definována jako rozdíl nejvyšší a nejnižší nadmořské výšky údolního uzávěru (*sensu* Evans, 2009).

Výška údolního uzávěru je určující pro rozlišení nivačních depresí a ledovcových karů. V nivačních depresích se akumuloval pouze sezónní sníh nebo se nepravidelně udržel ve formě firnoviště celý rok. Naopak v ledovcových karech byla mocnost firnu dostatečná pro schopnost metamorfózy v ledovcový led, Cuffey a Paterson (2011) dokumentují rozhraní minimální mocnosti firnu schopného metamorfózy mezi 50 a 60 metry.

4) Orientace svahů vzhledem ke světovým stranám

Hodnoty světové orientace jednotlivých údolních uzávěrů odvozených z ACME2, byly rozděleny do osmi částí směrové růžice, přičemž třídění bylo definováno stupňovým rozsahem azimutů:

Sever (S) = 337,5-22,5°, Severovýchod (SV) = 22,5-67,5°, Východ = 67,5-112,5°, Jihovýchod = 112,5-157,5°, Jih = 157,5-202,5°, Jihozápad = 202,5-247,5°, Západ = 247,5-292,5°, Severozápad = 292,5-337,5°.

Jedním z klíčových rysů údolních uzávěrů je, že často vykazují preferovanou světovou orientaci. Na severní polokouli mají uzávěry tendenci směřovat k severním směrům, často s modálním aspektem k SV (Evans 2006). Na jižní polokouli je výrazný příklon k jižním směrům, často s modálním aspektem k JV (Wojciechowski a Wilgat 1972).

Na orientaci uzávěrů vůči světovým stranám má vliv řada faktorů, včetně litologie, struktury a topografie, avšak při analýze rozsáhlých geologicky a topograficky různorodých oblastí je dominantním řídicím faktorem klima (Barr a Spagnolo, 2013). Dominantními klimatickými faktory ovlivňujícími aspekty akumulací plochy ledovců (a tím i světovou orientaci údolních uzávěrů) jsou: 1) úhel dopadu slunečních paprsků, s tím související radiace a zastínění uzávěru a jeho vliv na ablacii a denní změny teploty vzduchu (tj. ranní a odpolední kontrasty); a 2) převládající směr proudění větru a jejich vliv na akumulaci sněhu, popsané ve stěžení Evropě Jeníkem (1961), jenž vysvětlil princip anemo-orografických systémů návodných údolí a závětrných akumulací oblastí v údolních uzávěrech. V důsledku toho může expozice poskytnout informace o tehdejších příjmech slunečního záření na daném svahu a převládajících směrech větru, ale také informace o rozsahu dřívějšího zalednění (Evans, 1977).

5) Nadmořská výška

Pro každý polygon údolního uzávěru byla určena minimální a maximální nadmořská výška prostřednictvím funkce "Find Highest Or Lowest Point", vstupními daty byl Digitální model reliéfu pro načtení výškových dat a polygon daného uzávěru k určení zkoumaného areálu.

Nejčastěji používanou výškovou mírou je nadmořská výška dna údolního uzávěru (Evans a Cox, 1995). Obecně platí, že nadmořská výška dna uzávěrů se s rostoucí zeměpisnou šířkou snižuje, protože ledovce v nízkých zeměpisných šířkách se mohou vyvíjet pouze ve vysokých nadmořských výškách, vlivem vyšších teplot (Mitchell a Humphries, 2015). Nadmořská výška dna se také obvykle liší v závislosti na orientaci celého uzávěru, přičemž uzávěry orientované k pólům se nacházejí v nižších nadmořských výškách než uzávěry na klimaticky méně příznivých svazích (Evans, 2006).

Klima je klíčovým faktorem ovlivňujícím nadmořskou výšku, ve které ledovce vznikají, a je tedy klíčovým faktorem ovlivňujícím nadmořskou výšku dna uzávěrů. To znamená, že regionální výška sněžné čáry (ELA) v dřívějších obdobích iniciace ledovce určuje nadmořskou výšku dna uzávěru. V důsledku této souvislosti se nadmořská výška dna údolních uzávěrů používá jako ukazatel ELA (Evans et al., 2015). Tato metoda určení ELA se nazývá CFA (cirque floor altitude).

6) Planimetrické charakteristiky

Planimetrická data byla získána prostřednictvím výstupů z automatického měření programem ACME2.

Parametr délka-šířka (L/W) představuje poměr délky uzávěru k šířce a měří míru délkového protažení tvaru. Čím větší hodnota, tím více protáhlejší uzávěr.

Parametr šířka-výška (W/H) reprezentuje poměr šířky k výškovému rozpětí uzávěru a je charakteristikou míry zahloubení uzávěru. Čím nižší hodnota, tím větší zahloubení.

Pro údolní uzávěry byla určena míra uzavření jejich půdorysu. Půdorys uzavření (Plan closure) je rozpětí azimutů nejdelsí vrstevnice procházející karem. Půdorys menší než 90° znamená, že údolní uzávěr je pouze mělký zářez ve svahu hory, zatímco půdorys zahloubení přesahující 180° znamená, že je uzávěr uzavřen ze tří stran stěnami. (Hughes et al., 2007)

7) Sklonové poměry

Na základě dat z ACME2 byly analyzován průměrný sklon polygonu údolního uzávěru. Získaná data byla porovnána výsledky sklonových poměrů údolních uzávěrů v Krkonoších a Hrubém Jeseníku (Krause et al., 2022).

Specifická sklonová charakteristika ledovcem přemodelovaného údolního uzávěru se strmými svahy (>27°) a mírně svažitým až plochým dnem (<27°) byla použita k identifikaci a selekci údolních uzávěrů s potenciálním zaledněním v Krušných horách.

5.4 Podélné profilování a výpočet c-hodnoty

Pro výpočet c-hodnoty míry přehloubení každého vybraného údolního uzávěru v Krušných horách byl použit druhý nástroj toolboxu ACME2, "Derive Axis-related Metrics". Tento nástroj vyžaduje čtyři parametry vstupních dat: shapefile manuálně vektorizovaného údolního uzávěru, rastr digitálního modelu reliéfu a feature class podélného a příčného profilu napříč údolním uzávěrem.

Podélné a příčné profily byly pro každý údolní uzávěr manuálně vektorizovány, jejich vedení odpovídalo postupu dle Křížka et al. (2012). Podélný profil byl vymezen od hrany údolního uzávěru přes nejstrmější sklon stěny uzávěru do nejnižšího bodu polygonu.

Hodnota c je určena k matematickému vyjádření křivky podélného profilu údolního uzávěru pomocí jedinečného čísla. Hodnota c je především matematickým vyjádřením křivky přehloubeného profilu vztaženého k přímce vedené mezi nejvyšším a nejnižším bodem uzávěru.

Metoda klasifikace údolních uzávěrů založená na podélném profilu využívá podélný profil vedený uzávěrem k rozlišení ledovcových karů a neglaciálních údolních uzávěrů (vzniklých fluviálními a svahovými procesy).

Tento morfometrický parametr poprvé použili autoři (Krause et al. 2022) na porovnání rozdílů u glaciálních a neglaciálních údolních uzávěrů ve dvou morfologicky a tektonicky odlišných pohorích, a to Vysokých Sudet a rakouských Alp. Hodnota c je určena k matematickému

vyjádření podélných profilů údolních uzávěrů pomocí jedinečného čísla se schopností přizpůsobit se stávajícímu povrchu podélného profilu s velmi vysokou přesností. Explicitní vyjádření c-funkce je:

$$y = (1 - x)e^{cx}$$

V této c-funkci je x hodnotou profilu a c je koeficient proměnné. Proměnná c popisuje tvar podélného profilu. Čím zápornější je hodnota koeficientu c, tím větší je míra přehloubení profilu z hlediska možné erozní činnosti ledovce.

Nulová hodnota c znamená přímý profil bez přehloubení; čím je hodnota c zápornější, tím hlubší profil popisuje.

Pro dosažení co nejspolehlivějších výsledků by měl být podélný profil veden co nejvíce přes původní erozní tvar uzávěru, který se vyvinul v horninovém podloží, a neměla by zahrnovat nadložní sedimenty akumulované post-glaciálními procesy, jež mohou narušovat podobu původního glaciálního tvaru (Křížek et al. 2012).

5.5 Komparace morfometrických parametrů údolních uzávěrů Krušných hor s morfometrií uzávěrů v sudetských pohořích

Výsledná data morfometrie všech 62 analyzovaných údolních uzávěrů (obr. 14) byla podrobena komparativní analýze s morfometrickými daty uzávěrů v sudetských pohoří (Krause et al., 2022). Práce Krause et al. (2022) se zabývala 40 údolními uzávěry (obr. 14), z nichž 7 bylo ledovcovými kary a 33 neglaciálními údolními uzávěry, případně glaciální genezí dosud neprokázanými údolními uzávěry. Výše uvedení autoři zkoumali celkem 20 údolních uzávěrů v české i polské části Krkonoš, 16 údolních uzávěrů v Hrubém Jeseníku a 4 v pohoří Kralického Sněžníku. Tato pohoří prošla podobným tektonickým a klimatickým vývojem v minulosti rovněž litologie je u těchto pohoří shodná. Ve zmíněné práci byla analyzována navíc morfometrická data 15 ledovcových karů Východních Alp. Kvůli odlišné morfologii alpských karů a jiné litologii nebyla tato část zahrnuta do komparativní analýzy.

5.6 Statistické hodnocení morfometrie

Ke statistickému vyhodnocení výsledků byly použity nástroje popisné a vícerozměrné statistiky a analýza rozptylu. Veškeré statistické operace vícerozměrné statistiky a analýzy rozptylu byly provedeny v programu STATISTICA Standard 9 (StatSoft, 2009). Tyto nástroje byly použity především pro hodnocení výsledků morfometrické analýzy.

Pro deskriptivní statistiku byly využity následující základní nástroje: aritmetický průměr, medián, horní kvartil, percentily a rozsahu hodnot.

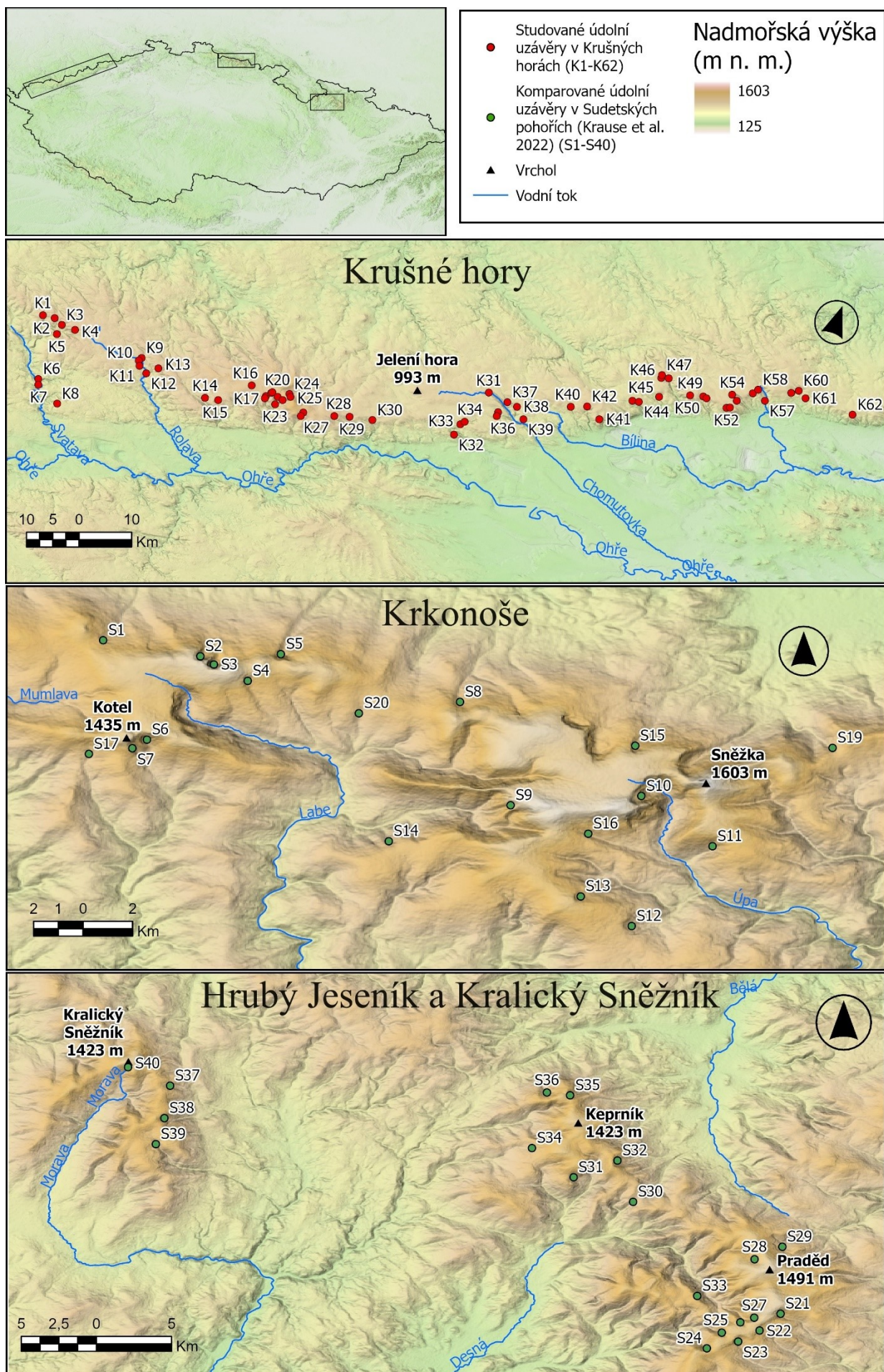
Morfometrické charakteristiky pro jednotlivé analyzované údolní uzávěry byly vzájemně porovnány pomocí Spearmanova korelačního koeficientu. Jedná se o pořadový korelační koeficient, pomocí něhož lze určit sílu vztahu mezi dvěma spojitými veličinami. Míra síly je u Spearmanova koeficientu založena na pořadí, kdy se mezi dvěma soubory srovnává zastoupení

proměnných v jednotlivých kategoriích. Čím je hodnota koeficientu bližší 1, tím je pořadí hodnot ve srovnávaných souborech shodnější a nabývá pozitivní korelace. Naopak čím je hodnota koeficientu bližší -1, tím se pořadí víc liší, tzn. negativní korelační vztah. Pokud je koeficient roven 0, tak neexistuje žádná závislost.

Jednocestná analýza rozptylu (one-way ANOVA) byla použita k nalezení signifikantních rozdílů mezi: přehloubením údolních uzávěrů Krušných hor a Vysokých Sudet, c-hodnotou, nadmořskou výškou a velikostí karů.

Pro mnohonásobné porovnání statisticky významných rozdílů středních hodnot morfometrie dle více skupin faktorů byl využit Fischerův post-hoc LSD test (least significant difference test), ze kterého byly odvozeny statistické významnosti rozdílů testovaných dvojic středních hodnot.

Vícerozměrné statistické analýzy byly provedeny v programu Statistica 7 CZ (StatSoft, 2007). Byl vytvořen modul diskriminační analýzy (Křížek et al., 2023), který umožňuje statistické operace se spojitými prediktory (c, L/H). Tyto prediktory byly zvoleny proto, že jde o bezrozměrné veličiny, které charakterizují tvar a nikoliv velikost. Kvalitativní charakteristika „Potvrzené zalednění“ bylo zvoleno grupovací (závislou) proměnnou. Tato kvalitativní charakteristika má varianty ANO, NE a POTENCIÁLNÍ. Vyjadřuje nad společnou množinou krušnohorských a sudetských údolních uzávěrů stav, zda daný uzávěr byl zaledněn či ne pro referenční množinu sudetských údolních uzávěrů, zatímco všechny krušnohorské byly brány pro tuto statistiku jako potenciální. Na základě prediktorů c a L/H byla v programu STATISTICA 7 CZ (StatSoft, 2007) vytvořena jejich standardizací diskriminační funkce (sensu Meloun et al., 2005) statistická významnost takto definované diskriminační funkce byla testována χ^2 testem při hladině významnosti $\alpha=0,05$), která na základě Mahalanobisovy vzdálenosti mezi objektem a těžištěm jedné z tříd (sesuv – sesuvné území) stanovila posteriorní pravděpodobnostní příslušnost daného údolního uzávěru z Krušných hor k jedné třídě „ANO“, „NE“, „POTENCIÁLNÍ“ (Křížek et al., 2023).



Obr. 14: Lokalizace údolních uzávěrů podrobených morfometrické analýze v Krušných horách a komparovaných údolních uzávěrů Vysokých Sudet z práce Krause et al., 2022.

6. Výsledky

6.1 Morfometrické charakteristiky údolních uzávěrů Krušných hor

V rámci výzkumu bylo na české části Krušných hor identifikováno celkem 186 údolních uzávěrů. Z dané množiny bylo k analýze vybráno 62 uzávěrů se sklonem svahů minimálně $>27^\circ$. Každý vybraný údolní uzávěr rovněž obsahoval vodorovné, případně mírně svažité uzávěrové dno se sklonem $<27^\circ$. Z morfometrické analýzy byly vyloučeny údolní uzávěry nesplňující zadané sklonové poměry. Dále nebyly vybrány uzávěry bez souvislého dna, stejně tak byly vyloučeny údolní svahy, u nichž dno je tvořeno pouze korytem řeky a fluvialními akumulacemi.

Většina z 62 analyzovaných údolních uzávěrů se nachází v horních částech údolí horských bystrin, tato údolí protínají východní zlomový svah Krušných hor (obr. 14). Všechny zmíněné analyzované uzávěry leží nad izohypsou 448 m n. m. a hrany studovaných uzávěrů se vyskytují mezi 561 a 1115 m n. m. Nejvyšší průměrnou nadmořskou výšku má údolní uzávěr na Božídarském špičáku (K16) (1080 m n. m.), nejnižše položený uzávěr leží v Mikulovském údolí (K57) (průměr 500 m n. m.).

Z charakteristik vyjadřujících rozlohu zkoumaných údolních uzávěrů byla zkoumána plocha jejich půdorysu (2D plocha) i „skutečná“ plocha reliéfu odvozená z DMR (3D plocha) (tab. 4). Celkově nejmenší rozloha byla zjištěna u uzávěru Veseřice (K19) (1,8 ha). Největší rozlohu, má uzávěr údolí Klínoveckého potoka (K22) (421 ha) (Tab. 5). Podíl 3D a 2D plochy vyjadřuje členitost sledovaných uzávěrů. Z Tab. 4 vyplývá, že největší výškovou členitost má údolní uzávěr Komáří hůrky (K62) = 1,21. Naopak, formou s nejmenší relativní výškovou členitostí je uzávěr údolí Smrčí (K7) = 1,05 (Tab. 5).

Délka mediánové osy údolních uzávěrů (L) je v průměru 217 m (tab. 4). Nejdelším měřeným údolním uzávěrem je Klínovecký potok (K22) = 525 m, nejkratším Veseřice (K19) = 101 m. Výškové rozpětí údolních uzávěrů je od 46 do 271 m, průměrné rozpětí nadmořských výšek analyzovaných údolních uzávěrů je 106 m.

Vypočtený poměr L/H nabývá hodnot od 1,304 do 3,905 (tab. 4). Průměrná hodnota tohoto poměru je 2,097 a poukazuje na převahu rozměrů ve směru horizontálním nad rozměrem vertikálním. Údolní uzávěry Krušných hor jsou tedy téměř dvakrát delší než vyšší. Průměrný poměr délky (L) k šířce (W) uzávěru má hodnotu 0,815, a pouze horní kvartil analyzovaných uzávěrů má protáhlejší tvar ($L/W > 1$).

Údolní uzávěry Krušných hor mají obecně strmé čelní uzávěrové svahy (až 77° ; Skalnaté údolí K52). Protože uzávěrová dna bývají relativně plochá ($<27^\circ$) nabývají průměrné sklony celého uzávěru aritmetického průměru $25,7^\circ$. Pouze 6 % ze všech 62 analyzovaných uzávěrů překračuje průměrný sklon 30° (tab. 4).

Půdorys uzavření údolních uzávěrů nabývá hodnot od 1° (Osecký potok, K53), po hodnotu 176° (Slaniskový potok, K55), kde je uzávěr okrouhlého tvaru ohraničen ze tří stran prudkými svahy.

Tab. 4: Morfometrické charakteristiky údolních uzávěrů Krušných hor

ID uzávěru	Název	Délka (L) (m)	Šířka (W) (m)	Rozpětí (H) (m)	Objem (V) (m)	Ø Výška (m n. m.)	Poměr 3D/2D	Poměr L/W	Poměr L/H	Ø sklon (°)	Orientace	c-hodnota	Půdorys (°)	Litologie	Zem. Délka	Zem. Šířka
K1	Bublavské palouky	140	494	77	175	852	1,10	0,28	1,82	23,29	V	-0,60	29,63	Granit	50,3924	12,5137
K2	Jelení Louka	280	288	134	221	859	1,12	0,97	2,09	24,78	JV	-0,34	12,07	Granit	50,3948	12,5335
K3	Vyhlička	202	238	110	174	810	1,13	0,85	1,84	25,73	JV	-0,52	35,63	Granit	50,3888	12,5513
K4	Skaliny	218	572	87	221	870	1,09	0,38	2,51	21,57	J	-0,69	17,51	Granit	50,3880	12,5769
K5	Šišák	213	231	81	159	803	1,10	0,92	2,63	21,91	J	-1,01	28,33	Granit	50,3699	12,5489
K6	Anenská výšina	286	394	120	238	564	1,10	0,73	2,38	23,82	J	-0,06	17,08	Fylit	50,2862	12,5442
K7	Smrčí	410	330	105	242	541	1,05	1,24	3,90	14,46	JV	-1,37	10,86	Fylit	50,2771	12,5485
K8	Mezi lesy	202	180	101	154	598	1,12	1,12	2,00	25,78	SV	-0,45	26,25	Svor	50,2581	12,5862
K9	Kamenitá paseka	202	484	86	203	803	1,10	0,42	2,35	22,48	JV	-0,94	27,50	Granit	50,3803	12,6976
K10	Vysoký vrch	154	293	64	142	783	1,11	0,53	2,41	22,53	SV	-1,71	53,47	Granit	50,3747	12,6948
K11	Vodárna	175	330	57	149	774	1,05	0,53	3,07	15,25	V	-0,61	88,72	Granit	50,3656	12,6979
K12	Nové Hamry	333	370	125	249	733	1,08	0,90	2,66	20,67	JV	-0,73	39,61	Granit	50,3584	12,7146
K13	Bučina	366	409	138	274	858	1,09	0,89	2,65	21,82	J	-0,43	44,17	Granit	50,3739	12,7315
K14	Abertamská dolina	179	434	79	183	797	1,11	0,41	2,27	24,02	JV	-0,89	59,54	Granit	50,3533	12,8234
K15	Plešivec	127	262	58	125	949	1,12	0,48	2,19	22,51	J	-1,29	45,22	Nefelinit	50,3568	12,8457
K16	Božidarský špičák	133	191	56	112	1080	1,10	0,70	2,38	21,80	JV	-1,00	2,23	Nefelinit	50,4004	12,8900
K17	Farská louka	270	342	120	223	922	1,15	0,79	2,25	26,02	V	-1,92	61,16	Svor	50,3919	12,9197
K18	Valy	182	258	109	172	920	1,22	0,71	1,67	32,51	JV	-0,60	54,27	Svor	50,3881	12,9184
K19	Veseřice	101	138	46	86	981	1,16	0,73	2,20	27,52	JV	-0,47	40,73	Svor	50,3999	12,9262
K20	Lavinová rokle	167	86	79	104	996	1,16	1,94	2,11	28,30	JV	-0,56	17,83	Svor	50,4013	12,9272
K21	Neklid	193	164	148	167	932	1,11	1,18	1,30	24,29	J	-0,42	45,19	Svor	50,3974	12,9390
K22	Klínovecký potok	525	673	271	457	963	1,13	0,78	1,94	26,18	J	-0,65	52,49	Svor	50,3947	12,9492
K23	Hadí hora	299	228	175	228	820	1,19	1,31	1,71	31,12	JV	-0,41	31,45	Svor	50,3844	12,9381
K24	Grosse Fuchsloch	174	321	88	170	968	1,10	0,54	1,98	23,01	JV	-0,89	11,23	Svor	50,4099	12,9598
K25	Kleine Fuchsloch	170	85	87	108	1042	1,17	2,00	1,95	29,70	SV	-0,43	20,16	Svor	50,4057	12,9584
K26	Plavenský potok	178	208	69	137	970	1,10	0,86	2,58	21,65	J	-1,09	38,88	Rula	50,3871	12,9895
K27	Černá skála	287	271	159	231	928	1,17	1,06	1,81	29,52	JV	-1,26	50,88	Svor	50,3797	12,9872
K28	Bočský potok	174	170	90	139	860	1,15	1,02	1,93	28,00	JV	-0,51	28,84	Svor	50,4000	13,0411
K29	Hučivý potok	337	523	211	334	806	1,10	0,64	1,60	22,33	JV	-0,90	4,28	Rula	50,4067	13,0668
K30	Měděnec	268	255	133	209	736	1,13	1,05	2,02	25,76	J	-0,67	32,60	Rula	50,4167	13,1066
K31	Bezručovo údolí	199	320	105	188	733	1,17	0,62	1,90	28,61	JV	-0,61	71,90	Rula	50,5277	13,2756

(pokračování na další straně)

ID uzávěru	Název	Délka (L) (m)	Šířka (W) (m)	Rozpětí (H) (m)	Objem (V) (m)	Ø Výška (m n. m.)	Poměr 3D/2D	Poměr L/W	Poměr L/H	Ø sklon (°)	Orientace	c-hodnota	Půdorys (°)	Litologie	Zem. Délka	Zem. Šířka
K32	Korkháč	283	614	173	311	565	1,16	0,46	1,64	29,13	S	0,21	96,90	Rula	50,4404	13,2439
K33	Zvonící potok	161	141	86	125	637	1,18	1,14	1,87	28,28	JV	-0,75	20,27	Rula	50,4623	13,2516
K34	Soběstice	186	294	105	179	648	1,20	0,63	1,77	30,28	JV	-0,61	37,61	Rula	50,4670	13,2534
K35	Menhartický potok	123	237	77	131	643	1,17	0,52	1,60	29,64	V	-0,48	2,85	Rula	50,5025	13,3013
K36	Nad přehradou	202	369	96	193	630	1,13	0,55	2,10	25,44	JV	-0,64	47,03	Rula	50,4946	13,3010
K37	V Bukovině	146	275	69	140	700	1,11	0,53	2,12	24,09	V	-0,79	39,06	Rula	50,5246	13,3098
K38	Michalova skála	371	180	112	196	694	1,07	2,06	3,31	18,48	J	-0,49	34,01	Rula	50,5212	13,3301
K39	Bečov	141	238	77	137	576	1,14	0,59	1,83	27,95	JV	-0,23	23,62	Rula	50,5047	13,3463
K40	Svahová	166	335	88	170	687	1,13	0,50	1,89	26,32	V	-0,80	16,14	Rula	50,5529	13,4154
K41	Jedlová	256	177	144	187	697	1,19	1,45	1,78	32,11	V	-0,35	68,18	Rula	50,5499	13,4694
K42	Malé peklo	107	227	61	114	800	1,17	0,47	1,75	28,91	JV	-0,68	60,70	Granit	50,5633	13,4411
K43	Jiřetínský potok	141	228	74	133	604	1,11	0,62	1,91	23,50	JV	-0,62	28,22	Rula	50,5978	13,5110
K44	Kopřivník	141	176	54	110	635	1,07	0,80	2,61	18,72	J	-0,91	42,41	Rula	50,5977	13,5185
K45	Janov	144	178	58	114	601	1,09	0,81	2,48	22,01	JV	-0,97	27,89	Rula	50,6203	13,5513
K46	Obora	137	232	71	131	709	1,13	0,59	1,93	25,64	JV	-0,78	10,36	Rula	50,6520	13,5437
K47	Bílý potok	136	159	68	114	732	1,15	0,86	2,00	26,66	V	-0,53	43,76	Rula	50,6558	13,5423
K48	Široký kopec	198	266	97	172	725	1,14	0,74	2,04	26,18	JV	-0,39	18,52	Rula	50,6556	13,5560
K49	Pekelské údolí	165	281	87	159	804	1,12	0,59	1,90	23,84	J	-0,84	45,11	Rula	50,6408	13,6009
K50	Lomský potok	255	505	145	265	756	1,18	0,50	1,76	28,32	JV	-1,23	82,51	Rula	50,6463	13,6210
K51	Rozkošné údolí	187	214	101	159	784	1,18	0,87	1,85	30,45	JV	-0,58	53,45	Rula	50,6456	13,6284
K52	Skalnaté údolí	184	249	100	166	711	1,18	0,74	1,84	29,51	JV	-0,93	50,38	Rula	50,6417	13,6645
K53	Osecký potok	106	145	60	97	745	1,15	0,73	1,77	27,75	JV	-0,67	1,16	Rula	50,6439	13,6707
K54	Domaslavické údolí	244	514	147	264	761	1,14	0,47	1,66	26,60	JV	-0,58	67,83	Rula	50,6670	13,6675
K55	Slaniskový potok	371	650	190	358	722	1,15	0,57	1,95	27,89	V	-0,75	176,07	Rula	50,6594	13,6779
K56	Křižanovský potok	157	222	100	152	749	1,19	0,71	1,57	31,80	V	-0,24	33,74	Rula	50,6805	13,6996
K57	Mikulovské údolí	149	457	113	197	500	1,18	0,33	1,32	30,75	V	-0,22	55,94	Rula	50,6756	13,7231
K58	Bouřňák	457	194	138	230	726	1,18	2,36	3,31	30,42	V	-0,79	138,88	Rula	50,6899	13,7076
K59	Dlouhý pahorek	312	480	177	298	662	1,18	0,65	1,76	30,53	JV	-0,13	88,42	Ryolit	50,7028	13,7601
K60	Uhlíště	170	406	95	187	698	1,13	0,42	1,79	26,53	JV	-0,50	42,55	Ryolit	50,7114	13,7712
K61	Nerudův potok	273	366	98	214	626	1,08	0,75	2,79	20,24	JV	-0,55	36,49	Ryolit	50,7035	13,7875
K62	Komáři hůrka	246	259	120	197	612	1,22	0,95	2,05	30,74	JV	-1,94	98,79	Rula	50,7046	13,8727

6.2 Statistické vyhodnocení morfometrie analyzovaných údolních uzávěrů

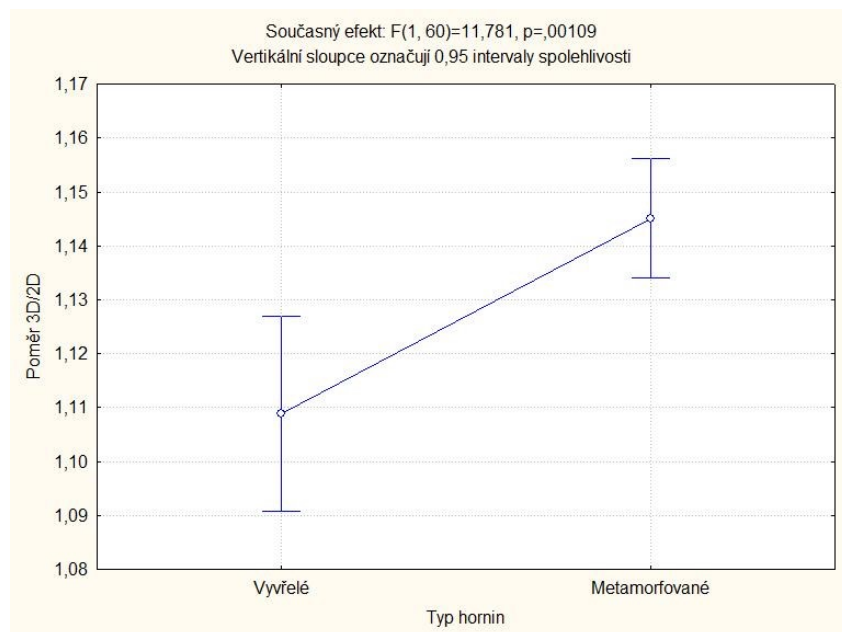
Mezi studovanými morfometrickými charakteristikami (které jsou spojitými proměnnými) údolních uzávěrů Krušných hor byla provedena korelační analýza (tab. 5). Všechny velikostní charakteristiky uzávěru jsou vzájemně pozitivně korelovány (délka se šířkou 0,47, s výškovým rozpětím 0,81 a objemem 0,85; stejně tak šířka s výškovým rozpětím 0,57 a objemem 0,81 a výškové rozpětí s objemem 0,91), tedy s rostoucí délkou i šířkou vzrůstají i výškové rozpětí a celkový objem uzávěru. Z analýzy dále vyplývá, že nejvíce korelovanými charakteristikami jsou délka údolního uzávěru (L) a půdorys uzavření (uzavřenost uzávěru), jež shodně, s výjimkou nadmořských výšek (E_{max} , E_0 , E_{min}), signifikantně korelují se všemi ostatními morfometrickými znaky (tab. 5). Nejvyšších hodnot pozitivní korelace dosahují, opět s výjimkou spolu souvisejících nadmořských výšek, vztahy průměrného sklonu a poměru 3D/2D, a také rozpětí (H) s objemem (V) údolního uzávěru. Naopak nejmenší počet korelací vykazuje c-hodnota, která dosahuje rovněž i nízkých hodnot korelace na hranici signifikantního vztahu (tab. 5). Poměr L/H, vyjadřující tvar uzávěru, má signifikantní pozitivní korelaci s poměrem 3D/2D (relativní výškovou členitostí) a signifikantně negativní korelační vztah s c-hodnotou. S nárůstem protaženosti se tak stává údolní uzávěr méně členitým, ale více prohloubeným tvarem (tab. 5). Z analýzy vztahů nadmořských výšek lze usuzovat, že morfometrie uzávěrů není odvislá od výškové polohy uzávěru (tab. 5).

Tab. 5: Korelační matice morfometrických charakteristik studovaných karů, červeně vyznačené korelace jsou signifikantní ($>0,25$) na hladině významnosti $p < 0,05$, testováno t-testem, $N = 62$.

Proměnná	L	W	E_{max}	E_0	E_{min}	H	V	3D/2D	L/W	L/H	Sklon _a	c-hodnota	Púdorys
L	1,00	0,47	0,07	-0,05	-0,18	0,81	0,85	-0,12	0,39	0,37	-0,10	-0,01	0,37
W	0,47	1,00	-0,04	-0,13	-0,22	0,57	0,81	-0,16	-0,53	-0,08	-0,11	0,05	0,36
E_{max}	0,07	-0,04	1,00	0,99	0,95	0,15	0,06	0,00	0,17	-0,08	0,01	-0,19	-0,08
E_0	-0,05	-0,13	0,99	1,00	0,99	0,00	-0,08	-0,03	0,16	-0,06	-0,02	-0,20	-0,14
E_{min}	-0,18	-0,22	0,95	0,99	1,00	-0,16	-0,22	-0,07	0,13	-0,01	-0,07	-0,24	-0,20
H	0,81	0,57	0,15	0,00	-0,16	1,00	0,91	0,21	0,15	-0,22	0,26	0,16	0,38
V	0,85	0,81	0,06	-0,08	-0,22	0,91	1,00	-0,03	-0,07	0,00	0,02	0,07	0,42
3D/2D	-0,12	-0,16	0,00	-0,03	-0,07	0,21	-0,03	1,00	0,11	-0,65	0,97	0,11	0,29
L/W	0,39	-0,53	0,17	0,16	0,13	0,15	-0,07	0,11	1,00	0,36	0,10	0,05	0,04
L/H	0,37	-0,08	-0,08	-0,06	-0,01	-0,22	0,00	-0,65	0,36	1,00	-0,70	-0,31	0,02
Sklon _a	-0,10	-0,11	0,01	-0,02	-0,07	0,26	0,02	0,97	0,10	-0,70	1,00	0,26	0,28
c-hodnota	-0,01	0,05	-0,19	-0,20	-0,24	0,16	0,07	0,11	0,05	-0,31	0,26	1,00	-0,08
Púdorys	0,37	0,36	-0,08	-0,14	-0,20	0,38	0,42	0,29	0,04	0,02	0,28	-0,08	1,00

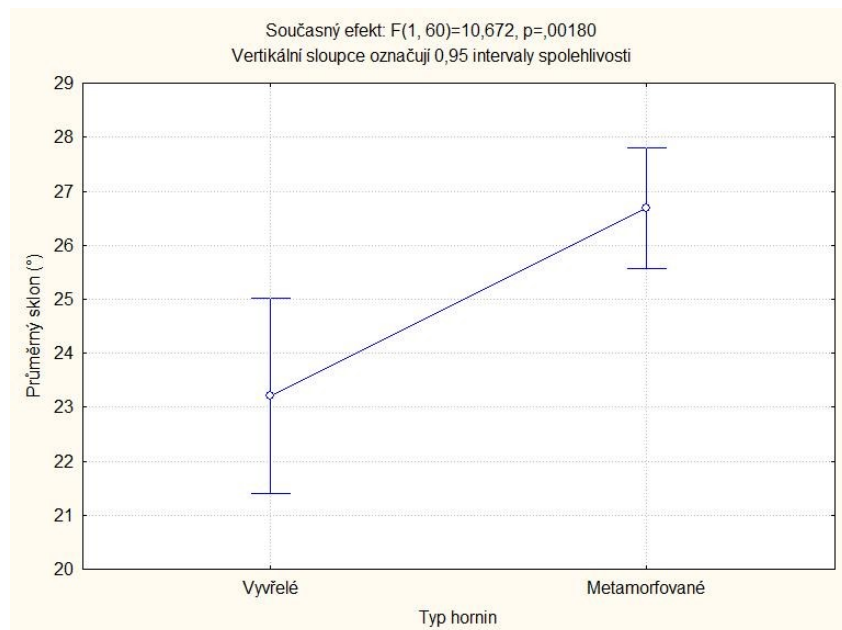
Jednocestnou analýzou rozptylu ANOVA bylo zjištěno že neexistuje signifikantní rozdíl v rozměrech (délce, šířce, rozpětí, objemu), plochách (2D, 3D), c-hodnotách, poměrech L/H a L/W a nadmořských výškách údolních uzávěru v závislosti na jejich typu litologie, zda je tvořeno metamorfovanými či vyvřelými horninami. Rozdíly v rozptylu hodnot dle typu litologie byly naopak pozorovány u členitosti povrchu uzávěru (3D/2D), kdy uzávěry tvořené

metamorfovanými horninami (svor, rula, fylit) vykazují výraznější členitost (\varnothing 1,145) povrchu uvnitř uzávěru než u tvarů z vyvřelých hornin (\varnothing 1,11; granit, vulkanity, ryolit) (obr. 15).



Obr. 15: Rozdíl rozptylů hodnot v členitosti (poměru 3D/2D) v závislosti na typu matečné horniny údolního uzávěru.

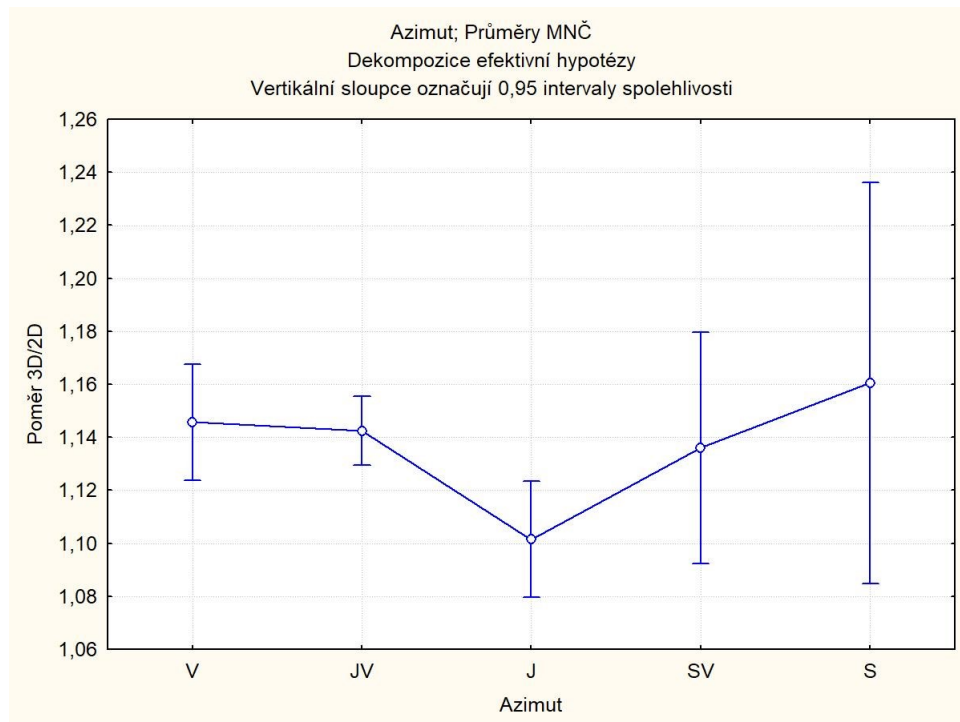
Z analýzy rozptylu ANOVA rovněž bylo zjištěno, že průměrný sklon svahů údolních uzávěrů Krušných hor se signifikantně liší dle typu matečné horniny. Uzávěry na granitovém, ryolitovém a vulkanickém podloží dosahují rozptylu sklonů svahů od 21,5 do 25°, zatímco uzávěry tvořené na fylitovém, svorovém a rulovém podloží vykazují rozptyly průměrných sklonů od 25,5 do 28° (obr. 16).



Obr. 16: Rozdíl rozptylů hodnot průměrného sklonu v závislosti na typu matečné horniny údolního uzávěru.

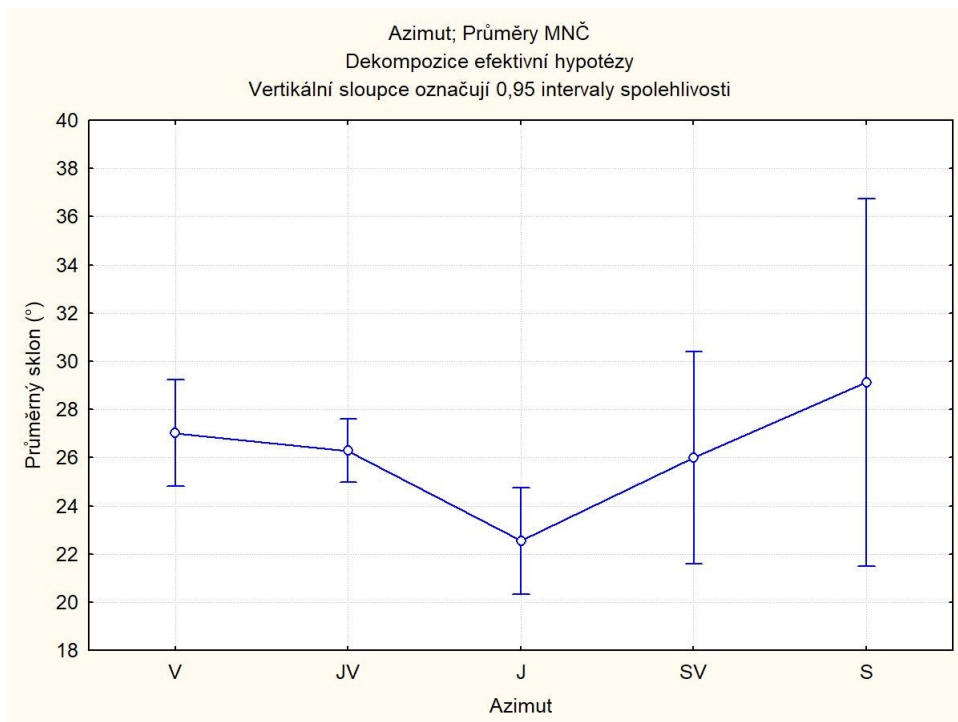
Orientace uzávěrů v Krušných horách se pohybuje od severovýchodu k jihu, pouze u Kokrháče (K32) byla mediánová osa údolního uzávěru přiřazena k severní orientaci. Fisherův post-hoc test, určující signifikantní rozdíly mezi pěti různými skupinami uzávěrů dle jejich orientace (východní, jihovýchodní, jižní, severovýchodní a severní), ukázal na signifikantní rozdíly rozptylů hodnot u charakteristik: 1) členitosti (3D/2D), 2) průměrného sklonu uzávěru, 3) půdorysu uzavření uzávěru.

Údolní uzávěry s jižní expozicí nabývají výrazně nižších hodnot ($\approx 1,10$) v poměru 3D/2D (členitosti povrchu) oproti uzávěrům s východní ($\approx 1,15$) a jihovýchodní ($\approx 1,14$) orientací (obr. 17).



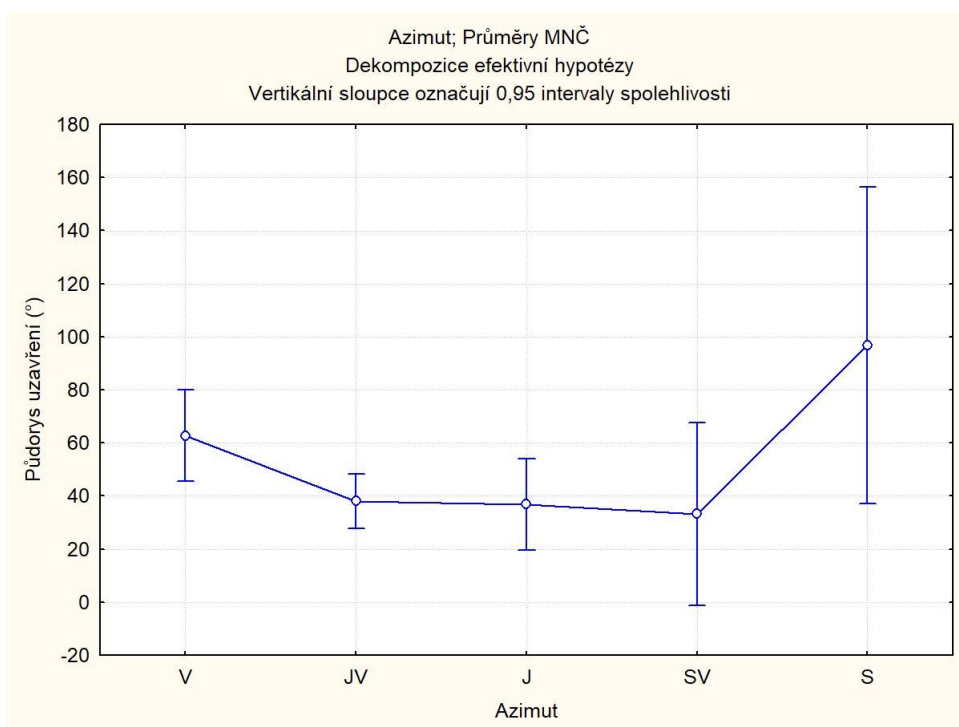
Obr. 17: Vztah světové orientace údolních uzávěrů Krušných hor k rozptylům hodnot členitosti (3D/2D) jejich povrchu.

U Fisherova post-hoc testu rozdílů rozptylů dle pěti daných skupin světové orientace vyšel opět signifikantní rozdíl jižně orientovaných uzávěrů u metriky průměrných sklonů všech analyzovaných tvarů. Jižně orientované uzávěry disponují nižším průměrným sklonem ($\approx 22,5^\circ$), zatímco minimální hodnoty východně ($\approx 27^\circ$) a jihovýchodně ($\approx 26^\circ$) orientovaných uzávěrů přesahují sklon 25° (obr. 18).



Obr. 18: Rozptyl hodnot průměrných sklonů uzávěrů dle jejich světové orientace.

Analyzované uzávěry východní expozice naopak vynikají výrazně vyššími hodnotami v půdorysu uzavření ($\varnothing 60^\circ$), než mají uzávěry jihovýchodní ($\varnothing 40^\circ$) a jižní ($\varnothing 39^\circ$) (obr. 19), tzn. východně orientované mají více okrouhlý tvar obklopený svahy uzávěru.



Obr. 19: Rozptyl hodnot půdorysu uzavření údolních uzávěrů vzhledem k jejich světové orientaci.

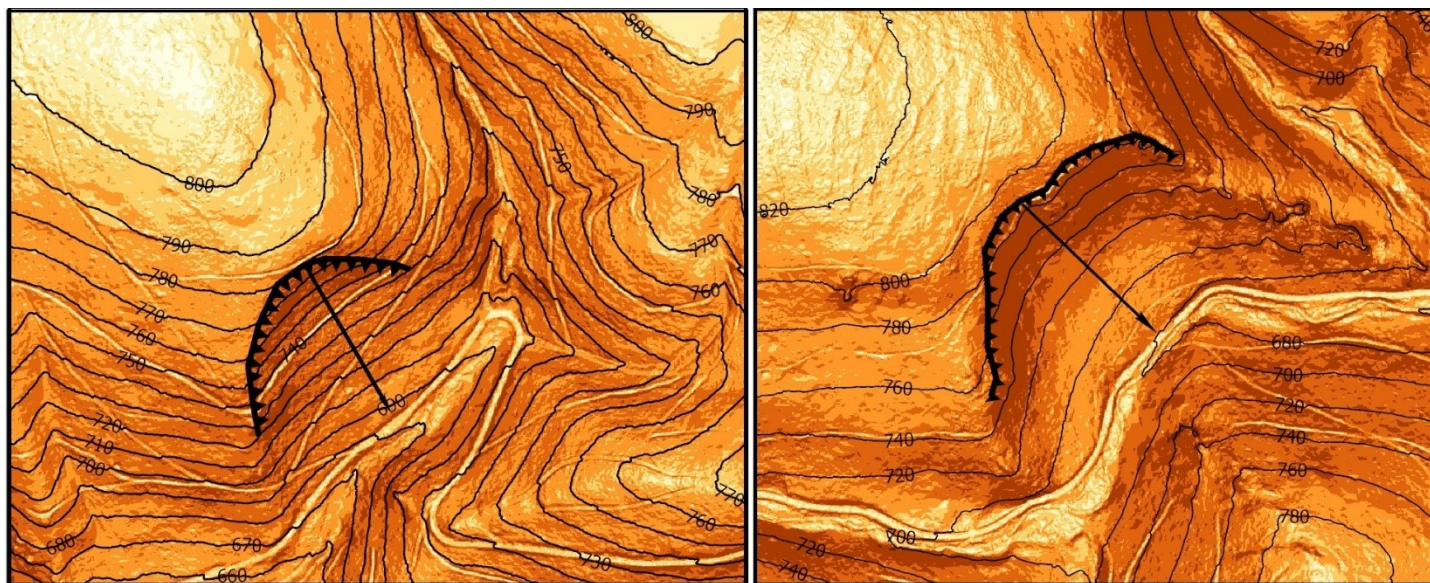
6.3 Přehlobení údolních uzávěrů Krušných hor




Míra přehlobení údolního uzávěru byla měřena pomocí hodnoty c , která matematicky vyjadřuje podobu skutečného podélného profilu vedeného nejstrmější částí údolního uzávěru (obr. 20). Údolní uzávěry Krušných hor dosahují c -hodnot od hodnot okolo 0 odpovídající téměř žádnému přehlobení profilu s konzistentním sklonem 45° (obr. 20) po hodnotu $-1,94$, značící výrazné přehlobení údolního uzávěru s prudkými svahy čela údolního uzávěru a prohloubeným dnem (obr. 21). Na obr. 20 jsou zobrazeny červenou přerušovanou křivkou matematicky přizpůsobené křivky uzávěrů s různým stupněm míry přehlobení. Černou čarou jsou znázorněné skutečné podélné profily vedené reliéfem údolního uzávěru. Mediánová hodnota c činí u údolních uzávěrů Krušných hor $-0,63$, aritmetický průměr dosahuje hodnoty $-0,71$. Třetí kvartil nejprehloubenějších analyzovaných údolních uzávěrů Krušných hor dosahuje hodnot pod $-0,89$.

Míru přehlobení údolního uzávěru lze kromě c -hodnoty rovněž charakterizovat na základě některých morfometrických charakteristik. Z korelační analýzy (tab. 5) zkoumaného souboru 62 krušnohorských uzávěrů plyne, že c -hodnoty korelují s indexy L/H , a průměrným sklonem uzávěru.








Protáhlý tvar údolního uzávěru negativně koreluje s c -hodnotou ($-0,31$). Pokud c -hodnota nabývá menší (záporné) hodnoty, znamená to, že je uzávěr více prohloubený, to znamená, že čím tvarově protaženější je údolní uzávěr tím prohloubenější je údolní uzávěr.

Průměrný sklon údolního uzávěru dosahuje pozitivní korelace s c -hodnotou ($0,26$) (tab. 5), ačkoliv je korelační vztah na hranici signifikance, lze z uvedeného vztahu vyvodit trend v nižší míře přehlobování podélného profilu v závislosti na zvyšujícím se průměrném sklonu celého uzávěru. Zároveň průměrný sklon výrazně negativně koreluje s tvarovou charakteristikou L/H ($-0,70$). Zvyšující průměrný sklon celého uzávěru proto vyjadřuje zmenšující přehlobení, tzn. dno uzávěru je méně vyvinuté s vyšším sklonem.





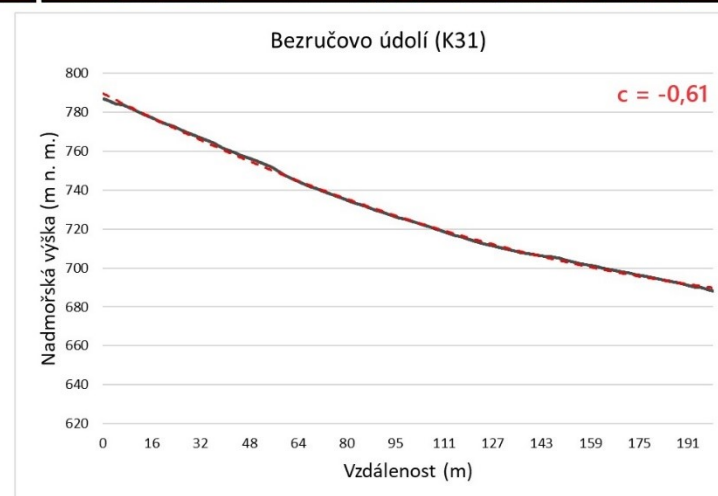
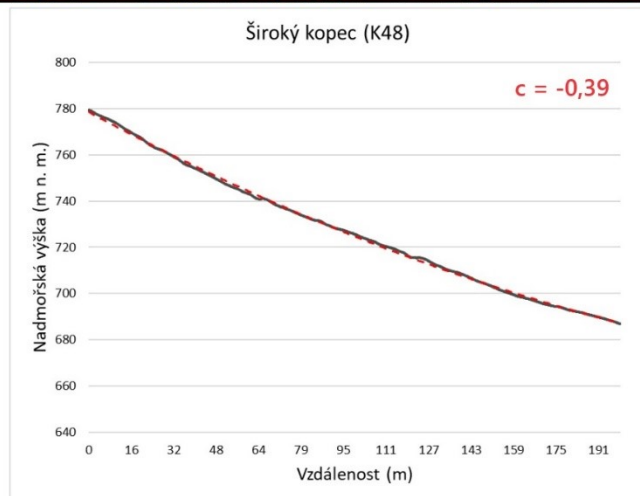
-  Hrana údolního uzávěru
-  Stopa podélného profilu
-  Vrstevnice

Sklon (°)

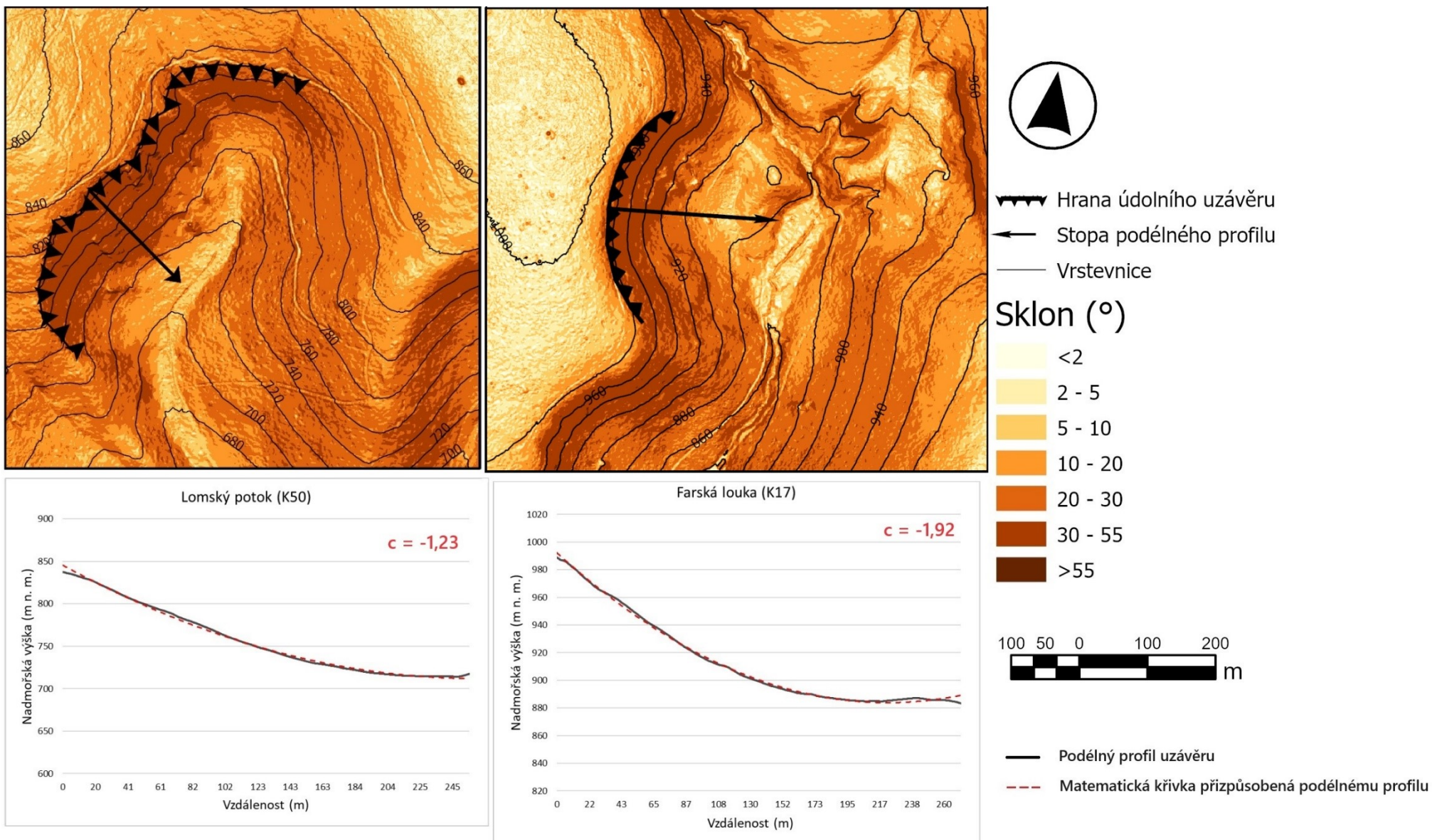
-  <2
-  2 - 5
-  5 - 10
-  10 - 20
-  20 - 30
-  30 - 55
-  >55



-  Podélný profil uzávěru
-  Matematická křivka přizpůsobená podélnému profilu



Obr. 20: Příklady podélných profilů málo přehloubených údolních uzávěrů, matematické křivky a výsledných c-hodnot.



Obr. 21: Příklady vedení podélných profilů signifikantně přehloubených údolních uzávěrů, matematické křivky a výsledných c-hodnot.

7. Diskuze

7.1 Morfometrické vlastnosti studovaných údolních uzávěrů Krušných hor

Analýza morfometrie údolních uzávěrů Krušných hor čelí několika problémům. Ty vznikají proto, že nejsou popisovány původní tvary s obnaženým skalním podložím, ale jejich holocenní přemodelované podoby (*sensu* Brook et al., 2006).

Morfometrické charakteristiky vyjadřující tvar studovaných uzávěrů (L/H, L/W, 3D/2D, c-hodnoty) jsou velmi slabě korelované ve vztahu s nadmořskou výškou údolních uzávěrů (ani jedna hodnota Pearsonova korelačního koeficientu není větší než 0,22, tedy nad hranici signifikance). Nezávislost tvaru uzávěru (L/H; tab. 5) na nadmořské výšce byla rovněž popsána v případě karů Vysokých Tater (Mida, 2011) a Krušným horám morfologicky podobném pohoří Lake District (Evans a Cox, 1995). Orientace údolních uzávěrů vůči světovým stranám determinuje hlavně přísun srážek (návětrná/závětrná pozice) a množství dopadající sluneční radiace do oblasti uzávěru, avšak při rekonstrukci pleistocenního klimatu je rovněž třeba brát v úvahu polohu deflačních plošin a eolického transportu sněhu do závětrných oblastí uzávěrů (Jeník, 1961). Ze 62 údolních uzávěrů Krušných hor představuje 54,8 % (n=34) uzávěry s jihovýchodní orientací, uzávěry s východní a jižní orientací tvoří shodně 19,4 % (n=12). Naopak uzávěry s orientací na severu a severozápadu jsou pouze 4. Tyto výsledky jsou dány výběrem studované části reliéfu, který se vztahuje na českou část Krušných hor, kde jsou uzávěry dominantně vázány na jihovýchodně orientovaný zlomový svah celého pohoří. Nejnižších průměrných sklonů dosahují jižně orientované uzávěry to souvisí s morfologickou predispozicí zlomových svahů, kdy uzávěry s jihovýchodní a východní orientací jsou zahlobené do prudších východních svahů. To by mohlo naznačovat, že v oblasti Krušných hor převládalo během pleistocénu severozápadní až severní proudění, které mohlo transportovat více sněhu do závětrných pozic jihovýchodních a východních svahů údolí (*sensu* Nesje a Dahl, 1992). Studované údolní uzávěry neukazují na přílišnou variabilitu v tvarových a velikostních charakteristikách (L/H, L/W, c-hodnota, půdorys) v závislosti na typu litologie (s výjimkou relativní výškové členitosti, tj. poměru 3D/2D a průměrného sklonu). Úloha litologie na podobu údolních uzávěrů zůstává dosud nejednoznačným tématem. Některé práce potvrdily vliv rozdílné geologické stavby jednotlivých částí pohoří na velikost a tvar karů (např. v Řecku; Hughes et al. 2007 a Picos de Europa v severním Španělsku; Ruiz-Fernández et al., 2009). Výsledky jiných prací naopak nedokazují variabilitu v morfologii karů v závislosti na rozdílné litologické stavbě (např. Lake District; Evans a Cox, 1995 a Šumava; Vočadlová, 2011).

Morfometrické charakteristiky studovaných krušnohorských uzávěrů byly porovnány se 40 údolními uzávěry v geologicky, klimaticky a morfologicky podobných sudetských pohořích z práce Krauseho et al. (2022). Celkem tyto autoři analyzovaly 20 údolních uzávěrů v Krkonoších, z nichž 7 jsou potvrzené ledovcové kary, 14 neglaciálních údolních uzávěrů v Hrubém Jeseníku, jeden prokázaný ledovcový kar Velké kotliny (S21) a 5 neglaciálních údolních uzávěrů v pohoří Kralického Sněžníku (tab. 6).

Délka mediánové podélné osy analyzovaných údolních uzávěrů Krušných hor (\varnothing 217 m) je výrazně kratší než u uzávěrů ve Vysokých Sudetech (tab. 6). V sudetských pohořích neglaciální údolní uzávěry dosahují průměrné délky 428 m a ledovcové kary dokonce 456 m. Tuto hodnotu

přesahují v Krušných horách pouze dva údolní uzávěry (K22, K58). I přes nesporně malou délku je průměrná hodnota krušnohorských uzávěrů srovnatelná s ledovcovými kary identifikovanými na Peloponésském ostrově, v Řecku (19 karů s průměrnou délkou 253 m) (Bathrellos et al., 2014), nebo v pohoří Picos de Europa na severu Španělska (59 karů s průměrnou délkou 295 m) (Ruiz-Fernández, 2009). Kromě toho u krušnohorských údolních uzávěrů je horizontální vzdálenost od čelní stěny k úpatí uzávěru (minimum u krušnohorských uzávěrů = 100 m) výrazně větší, než stanovují Ballantyne a Benn (1994) pro limitní délku karů, která je odlišuje od nivačních depresí.

Průměrná výška (rozpětí) potvrzených zaledněných karů v Sudetech je 259 m a 187 m pro neglaciální údolní uzávěry. Krušnohorské uzávěry jsou nižší (\varnothing 106 m), kvůli menší topografické prominenci vrcholových plošin od údolí tvořících uzávěry. Ovšem stejně jako v Sudetech výškové rozpětí všech analyzovaných uzávěrů překonává prahovou hodnotu 50 metrů akumulovaného sněhu, nutnou pro potenciální sněhovou metamorfózu v ledovcový led (Vallon et al., 1976).

Poměr délky k výšce (L/H) dosahuje průměru 1,703 pro sudetské kary a 2,528 pro ostatní uzávěry. V Krušných horách dosahuje průměr L/H 2,097 a uzávěry tak mají dle tohoto indexu blíže ke skupině sudetských karů, pouze 25 % údolních uzávěrů Krušných hor odpovídá charakteristice neglaciálních uzávěrů v Sudetech. To by naznačovalo, že by v průběhu času krušnohorské uzávěry vykazovaly výrazně rychlejší prohlubování, které probíhalo rychleji než prodlužování a rozšiřování tvaru (*sensu* Barr et al., 2024). V porovnání s 25 studii jednotlivých zaledněných pohoří v Evropě (Barr a Spagnolo, 2015), kde se hodnoty pohybují v rozmezí 1,5-4,0 s průměrem 2,58 lze řadit analyzované krušnohorské uzávěry k mediánu z hlediska ukazatele L/H jejich přehloubení.

Průměrný sklon krušnohorských uzávěrů ($25,7^\circ$) rovněž spíše odpovídá rozměrovým charakteristikám ledovcových karů Sudet ($27,4^\circ$). Neglaciální údolní uzávěry v Sudetech mají průměrný sklon signifikantně mírnější ($23,4^\circ$) a odpovídají tak spodnímu kvartilu množiny 62 analyzovaných krušnohorských uzávěrů. Průměrný sklon uzávěrů Tater (37° ; Křížek a Mida, 2013) a Západních Alp ($31,8^\circ$; Federici a Spagnolo, 2004) je sice vyšší ale u starších pohoří charakteristických zarovnanými povrchy a hlubokými údolími bývá svah uzávěrů mírnější (\varnothing 22° z 2208 studovaných údolních uzávěrů v Anglii, Skotsku, Walesu a Irsku; Barr et al., 2017).

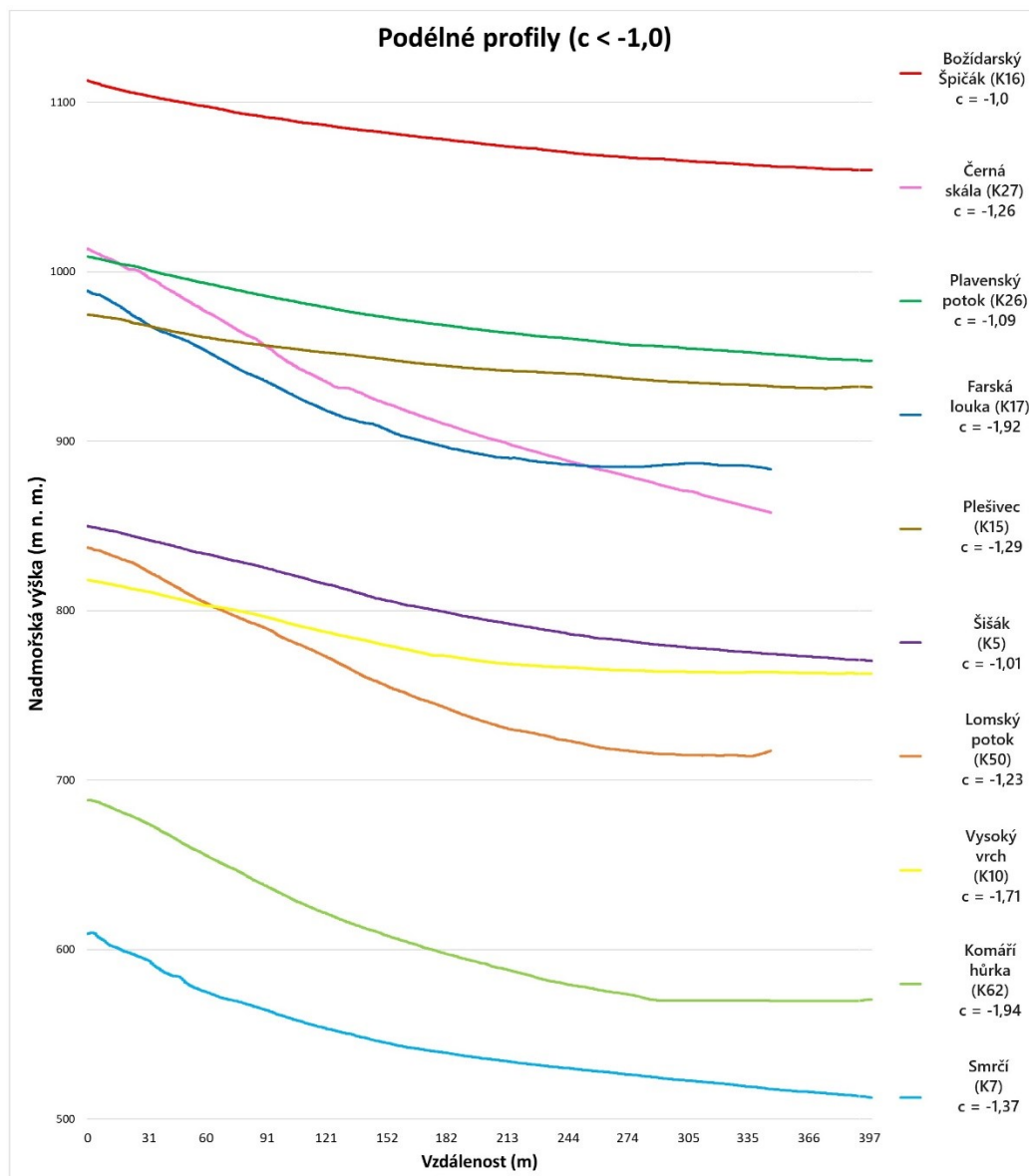
Tab. 6: Morfometrické charakteristiky komparovaných údolních uzávěrů Vysokých Sudet (upraveno, Krause et al., 2022).

ID uzávěru	Název	Pohoří	Délka (L) (m)	Max. výška (m n. m.)	Min. výška (m n. m.)	Rozpětí (H) (m)	L/H	α sklon (°)	Orientace	c-hodnota	Litologie	Zem. Délka	Zem. Šířka	Potvrzené zalednění
S1	Szrenica	Krkonoše	267	1233	1123	110	2,43	22,30	SV	-0,81	Granit	50,7886	15,5218	NE
S2	Mały Sniezny Kocioł	Krkonoše	667	1476	1192	284	2,35	23,00	SV	-1,61	Granit	50,7828	15,5578	ANO
S3	Duży Sniezny Kocioł	Krkonoše	502	1481	1250	231	2,17	24,70	SV	-2,57	Granit	50,7798	15,5615	ANO
S4	Martinovka	Krkonoše	375	1359	1212	147	2,55	21,40	JV	-0,47	Granit	50,7720	15,5736	NE
S5	Czarny Kocioł Jagniątkowski	Krkonoše	362	1318	1122	196	1,84	28,30	SV	-1,86	Granit	50,7821	15,5857	ANO
S6	Mala Kotelní jáma	Krkonoše	579	1412	1084	328	1,77	29,40	JV	-0,71	Rula	50,7483	15,5327	ANO
S7	Velka Kotelní jáma	Krkonoše	388	1311	1116	195	1,99	26,60	JV	-2,17	Rula	50,7510	15,5361	ANO
S8	Podgórna	Krkonoše	267	1260	1139	121	2,21	24,30	SV	-0,45	Granit	50,7647	15,6499	NE
S9	Lovecký důl	Krkonoše	719	1452	1037	415	1,73	29,80	JZ	-0,15	Rula	50,7265	15,6641	NE
S10	Úpska jáma	Krkonoše	493	1413	1106	307	1,61	31,70	V	-0,54	Granit	50,7322	15,7185	ANO
S11	Růžový důl	Krkonoše	402	1256	1014	242	1,66	30,90	Z	-0,06	Rula	50,7128	15,7436	NE
S12	Vlčí jáma	Krkonoše	368	1161	994	167	2,20	24,40	V	-1,03	Rula	50,6946	15,6961	ANO
S13	Liščí jama	Krkonoše	436	1323	1135	188	2,32	23,30	V	-0,43	Rula	50,7159	15,6247	NE
S14	Černá strouha	Krkonoše	341	1110	924	186	1,83	28,50	S	-0,4	Rula	50,7482	15,7140	NE
S15	Biały Jar	Krkonoše	398	1378	1192	186	2,14	25,00	SV	-0,67	Granit	50,7216	15,6933	NE
S16	Modrý důl	Krkonoše	710	1505	1236	269	2,64	20,70	J	-0,23	Rula	50,7492	15,5167	NE
S17	Dvoračky	Krkonoše	573	1277	1073	204	2,81	19,60	J	-0,45	Rula	50,7859	15,4808	NE
S18	Lubošská jáma	Krkonoše	141	1200	1153	47	2,99	18,50	J	-1,11	Granit	50,7506	15,7856	NE
S19	Sowia dolina	Krkonoše	504	1208	950	258	1,95	27,00	SZ	-0,1	Rula	50,7663	15,6172	NE
S20	Direčka	Krkonoše	422	1161	1097	64	6,59	8,60	J	-0,12	Granit	50,6836	15,7125	NE
S21	Velká kotlina	Hrubý Jeseník	293	1338	1155	183	1,60	31,80	JV	-0,92	Fylit	50,0564	17,2368	ANO
S22	Mezikotlí	Hrubý Jeseník	468	1328	1185	143	3,27	17,00	JV	-0,71	Fylit	50,0473	17,2265	NE
S23	Malá kotlina	Hrubý Jeseník	410	1303	1117	186	2,20	24,40	J	-0,61	Fylit	50,0399	17,2114	NE
S24	Jelení příkop	Hrubý Jeseník	358	1333	1095	238	1,50	33,30	SZ	-0,09	Fylit	50,0364	17,1919	NE
S25	Jelení hřbet	Hrubý Jeseník	306	1282	1117	165	1,86	28,20	SZ	-0,14	Fylit	50,0446	17,2020	NE
S26	Medvědí důl	Hrubý Jeseník	270	1381	1248	133	2,03	26,20	Z	-0,29	Fylit	50,0530	17,2228	NE
S27	Divoký důl	Hrubý Jeseník	218	1341	1270	71	3,06	18,10	Z	-0,38	Rula	50,0795	17,2167	NE
S28	Česnekový důl	Hrubý Jeseník	438	1425	1297	128	3,42	16,30	S	-0,03	Rula	50,0860	17,2238	NE
S29	Střední Opava	Hrubý Jeseník	887	1316	966	350	2,53	21,50	SV	-0,24	Rula	50,0932	17,2354	NE
S30	Koutský žleb	Hrubý Jeseník	239	989	908	81	2,95	18,70	JZ	-0,27	Rula	50,1226	17,1486	NE
S31	Klinová hora	Hrubý Jeseník	524	1145	915	230	2,28	23,70	JV	-0,61	Rula	50,1371	17,1156	NE
S32	Sněžná kotlina	Hrubý Jeseník	686	1274	920	354	1,94	27,20	V	-0,44	Rula	50,1459	17,1427	NE
S33	Jezerná	Hrubý Jeseník	316	1231	1022	209	1,51	33,20	V	-0,15	Rula	50,0675	17,1871	NE
S34	Hučava	Hrubý Jeseník	560	1284	1114	170	3,30	16,90	Z	-0,06	Rula	50,1553	17,0962	NE
S35	Šerácká kotlina	Hrubý Jeseník	473	1319	1053	266	1,78	29,20	V	-0,39	Rula	50,1872	17,1116	NE
S36	Vražedný potok	Hrubý Jeseník	291	1171	1024	147	1,98	26,70	S	-0,02	Rula	50,1888	17,0974	NE
S37	Stříbrnický potok	Kralický Sněžník	271	1149	1021	128	2,12	25,20	V	-0,11	Rula	50,1925	16,8711	NE
S38	Sušina	Kralický Sněžník	498	1271	1002	269	1,85	28,20	V	-0,32	Rula	50,1726	16,8688	NE
S39	Prudký potok	Kralický Sněžník	588	1258	1151	107	5,50	10,30	JV	-0,89	Rula	50,1657	16,8588	NE
S40	Morava	Kralický Sněžník	350	1324	1149	175	2,00	26,50	JZ	-0,2	Rula	50,2028	16,8477	NE

7.2 Míra přehloubení analyzovaných uzávěrů

Průměrná hodnota c pro všechny údolní uzávěry Krušných hor činí $-0,71$, což je mírně nižší hodnota než pro soubor údolních uzávěrů v sudetských pohoří (*sensu* Krause et al., 2022), jejichž průměrná hodnota c byla dle citovaných autorů $-0,57$. Aritmetický průměr c -hodnoty ledovcových karů Sudet odpovídá $-1,43$ (Krause et al., 2022). Tato hodnota může sloužit jako jistá hranice pro identifikaci potenciálních ledovcových karů Krušných hor. Tuto hodnotu přesahují: Vysoký vrch (K10) = $-1,71$; Farská louka (K17) = $-1,92$; Komáří hůrka (K62) = $-1,94$.

Rozptyl c -hodnot u ledovcových karů Sudet ($=0,474$) přičtený k jejich aritmetickému průměru určuje hodnotu $-1,0$, kterou lze použít jako další možnou prahovou hodnotu pro klasifikaci potenciálních ledovcových karů, ovšem s vyšší mírou nejistoty. Tuto mezní hodnotu překračuje celkem 10 krušnohorských údolních uzávěrů: K5 (Šišák), K7 (Smrčí), K10 (Vysoký vrch), K15 (Plešivec), K16 (Božídarský Špičák), K17 (Farská louka), K26 (Plavenský potok), K27 (Černá skála), K50 (Lomský potok), K62 (Komáří hůrka) (obr. 22).

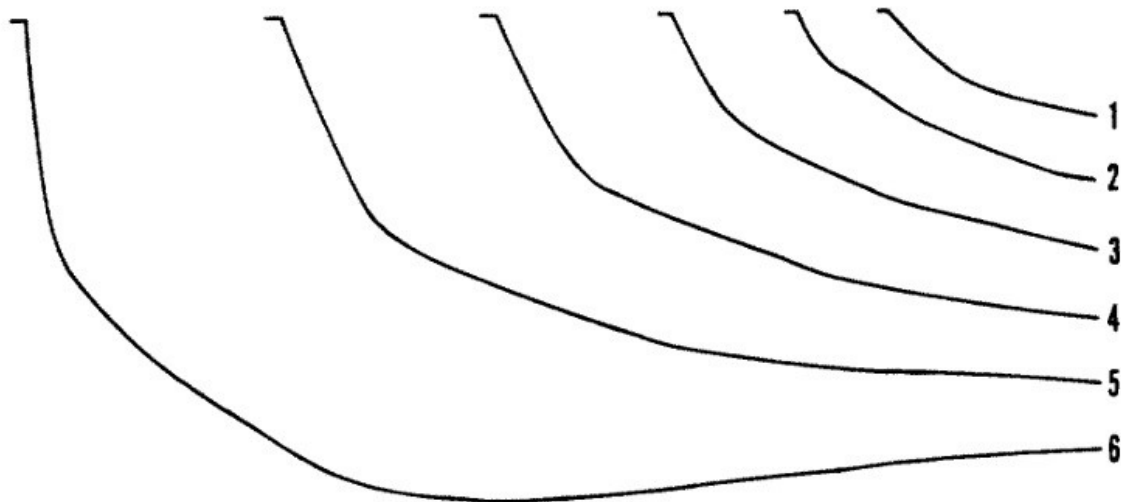


Obr. 22: Podélné profily přehloubených ($c < -1,0$) údolních uzávěrů Krušných hor.

Olyphant (1977); Brook et al. (2006); Benn a Evans (2010) uvádějí, že rychlost eroze čelních stěn údolních uzávěrů je obvykle 1,5 až 13krát vyšší než rychlost prohlubování uzávěrového dna. Proto by morfologie podélných profilů (číselně vyjádřená hodnotou c) měla reflektovat míru přehloubení ledovcem a stupeň vývoje případného ledovcového karu

Pokud jsou podélné profily výše uvedených deseti přehloubených údolních uzávěrů porovnány s klasifikací ledovcových karů dle jejich stupně vývoje (*sensu* Gordon, 1977) lze předpokládat, že údolní uzávěry: K17, K50 a K62 odpovídají 5. třídě, tzn. patří přehloubením jejich podélného profilu mezi nejvyvinutější kary (obr. 23). Údolní uzávěry: K27, K10 a K7 lze přiřadit k 2. fázi vývoje karů (obr. 23) a zbylé uzávěry (K16, K26, K15, K5) tvarově korelují spíše s ranným 1. stádiem vývoje (obr. 23).

Pro úplnost je však třeba říci, že koncept vývoje karů prezentovaný Gordonem (1977) (obr. 23) bývá považován za značně zjednodušený. Jím navržená stupnice vývoje tvaru karů je zřejmě výslednicí kombinace tvaru sníženiny existující před zaledněním (příp. několikanásobným zaledněním) a činnosti dalších faktorů (kryogenní, svahové, fluviální procesy atd.) (Benn a Evans, 1998).



Obr. 23: Klasifikace stupňů vývoje karů (čísla vpravo znamenají klasifikační třídy) dle přehloubení podélných profilů (*sensu* Gordon, 1977).

Diskriminační analýza zařadila údolní uzávěry K10 (Vysoký vrch) = 68 %, K17 (Farská louka) = 87 % a K62 (Komáří hůrka) = 90 % (Křížek et al., 2023) na základě vstupních parametrů c a indexu L/H do skupiny s jasnou glaciální genezí (tab. 5; Křížek et al., 2023). Pokud pomineme primární zařazení všech krušnohorských uzávěrů do kategorie „POTENCIÁLNÍ“, tak další údolní uzávěry mají větší posteriorní pravděpodobnost směrem k těm zaledněným, než že by glaciální přemodelování vyjádřené hodnotou c a poměrem L/H neprodělaly: Plešivec (K15) = 23 %; Černá skála (K27) = 28 %; Hučivý potok (K29) = 7 % a Lomský potok (K50) = 26 % (tab. 5; Křížek et al., 2023).

Tab. 7: Diskriminační analýza krušnohorských údolních uzávěrů do tří kategorií (dle potvrzení zalednění: POTENCIÁLNÍ/ANO/NE), součet posteriorních pravděpodobností = 100 % (1,0). Tmavě zeleně označeny uzávěry, které byly přiřazeny ke kategorii ANO (zaledněné). Světle zeleně byly označeny údolní uzávěry s větší posteriorní pravděpodobností pro kategorii ANO, než kategorii NE.

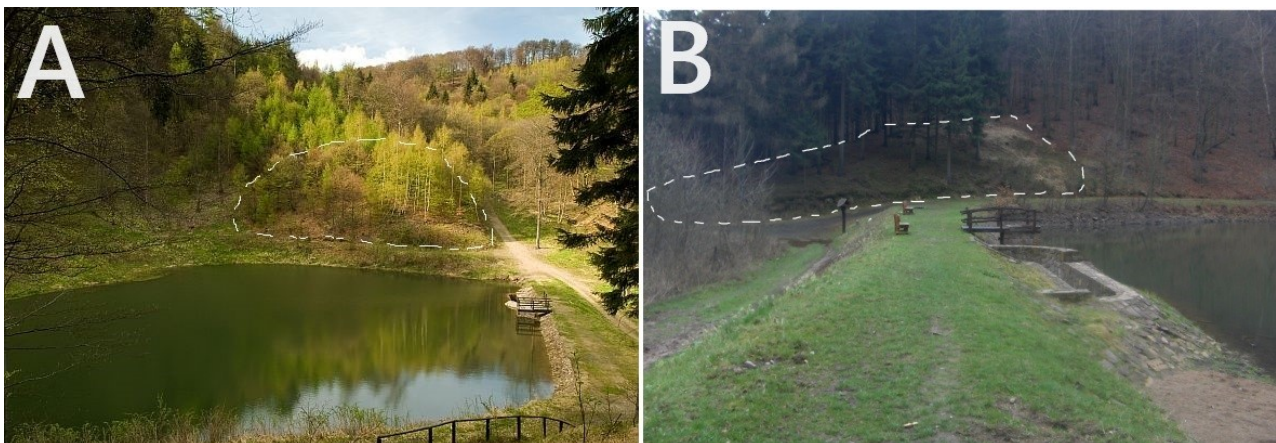
ID uzávěru	POTENCIÁLNÍ p=,60784	NE p=,31373	ANO p=0,07843
K1	0,796428	0,191306	0,012266
K2	0,602699	0,395234	0,002067
K3	0,761469	0,230692	0,007838
K4	0,696771	0,294206	0,009023
K5	0,791881	0,163786	0,044334
*K6	0,333155	0,666632	0,000213
K7	0,685573	0,244783	0,069644
K8	0,692267	0,303286	0,004447
K9	0,812393	0,146423	0,041184
*K10	0,309080	0,007393	0,683526
*K11	0,493915	0,503509	0,002576
K12	0,677814	0,313110	0,009076
*K13	0,495335	0,503125	0,001541
K14	0,812940	0,152577	0,034483
K15	0,720155	0,041894	0,237951
K16	0,816670	0,128264	0,055066
*K17	0,126128	0,001456	0,872416
K18	0,821051	0,164267	0,014682
K19	0,650662	0,345587	0,003752
K20	0,718902	0,274232	0,006866
K21	0,819245	0,172299	0,008456
K22	0,796418	0,189027	0,014554
K23	0,739121	0,255800	0,005079
K24	0,841296	0,112116	0,046588
K25	0,692482	0,303317	0,004201
K26	0,803741	0,126877	0,069383
K27	0,691623	0,027657	0,280720
K28	0,735912	0,257521	0,006566
K29	0,857949	0,070599	0,071453
K30	0,788758	0,196735	0,014507
K31	0,787556	0,200429	0,012015
*K32	0,368620	0,631257	0,000123
K33	0,832896	0,141052	0,026052
K34	0,807851	0,178469	0,013681
K35	0,792766	0,198667	0,008567
K36	0,758837	0,230272	0,010892
K37	0,811044	0,164118	0,024839
*K38	0,346919	0,652284	0,000798
K39	0,601799	0,396722	0,001479
K40	0,840780	0,125446	0,033775
K41	0,688333	0,308455	0,003212
K42	0,830724	0,149137	0,020140
K43	0,790460	0,196828	0,012712
K44	0,770297	0,202580	0,027123
K45	0,801971	0,156440	0,041589
K46	0,831247	0,140834	0,027919
K47	0,729318	0,264035	0,006647
K48	0,642134	0,355031	0,002835
K49	0,844512	0,114599	0,040890
K50	0,707553	0,028714	0,263733
K51	0,783670	0,205629	0,010701
K52	0,848820	0,086658	0,064522
K53	0,827831	0,152790	0,019379
K54	0,814701	0,172303	0,012996
K55	0,822394	0,153919	0,023687
K56	0,680467	0,317257	0,002276
K57	0,728884	0,268373	0,002743
K58	0,539112	0,455521	0,005368
K59	0,560046	0,439035	0,000919
K60	0,760719	0,231986	0,007295
K61	0,536575	0,460741	0,002684
*K62	0,098069	0,000846	0,901085

7.3 Potenciální glaciální geneze krušnohorských údolních uzávěrů

Všechny údolních uzávěry (K10, K15, K17, K27, K29, K50 a K62) u kterých byla potvrzena morfologická korelace s ledovcovými kary, byly podrobeny výzkumu zaměřenému na hledání morénových akumulací.

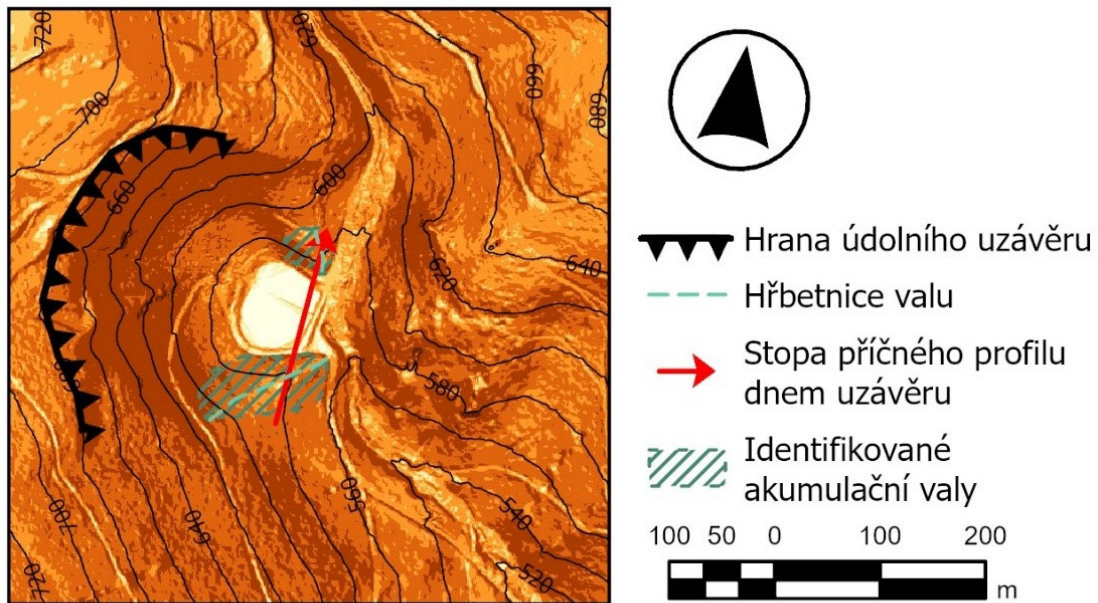
Na dnech většiny analyzovaných přehloubených uzávěrů (K10, K15, K27, K29 a K50) nebyly identifikovány žádné boční ani čelní akumulční valy či jejich části, jež by byly morfologicky dostatečně výrazné pro rozeznání v DMR 5G. Pouze u dvou lokalit (K62 a K17) byly nalezeny valy, jež by svou morfologií mohly představovat potenciální morény glaciálního původu.

Dno údolního uzávěru Komáří hůrky (K62) je výrazně antropogenně ovlivněno. Celý prostor dna a úpatí stěny je skrytý pod hladinou Kotelního rybníka. Oblast čelního akumulčního valu byla nepochybně přemodelována fluviálními procesy Uncínského potoka, větší změnou pro potenciální glaciální tvary východní části údolního uzávěru ovšem byla výstavba hráze rybníka (obr. 24). Na základě analýzy DMR a fotografií zde byly identifikovány dva potenciální akumulční valy, které uzavírají údolní uzávěr levým valem ze severovýchodu (obr. 24a) a pravým valem z jihu (obr. 24b).



Obr. 24: A) Vyznačený levý (severovýchodní) boční val, B) vyznačený pravý (jižní) boční val údolního uzávěru Komáří hůrky (fotografie: Novotný, 2009).

Menší levý val protíná turistická stezka vedoucí přes hřbet valu. Větší pravý val je dobře zachovalý a má výrazný hřbet o výšce 2-10 metrů (obr. 25). Skutečné dno údolního uzávěru není možné z DMR určit kvůli chybějícím batymetrickým údajům Kotelního rybníka. Jeho hladina je v nadmořské výšce 570 m. Nejzazší výskyt akumulčních valů od hrany údolního uzávěru činí 277 m, to určuje i případnou maximální délku potenciálního karového ledovce v údolním uzávěru Komáří hůrky.



Obr. 25: Údolní uzávěr Komáři hůrky (K62) se znázorněnými valy a příčným profilem.

Při analýze DMR a terénním průzkumu lokality údolního uzávěru Farské louky (K17) byl za dnem uzávěru identifikován morfologicky výrazný čelní akumulční val. Jeho vnitřní svah směřující k čelu údolního uzávěru má sklon do 10° (obr. 26a), jeho vnější svah naopak přesahuje 30° (obr. 26b). Čelní val je prořezán fluviální erozí Stísněného potoka a v přirozeném odkryvu lze zde spatřit stavbu samotné akumulace (obr. 26b)

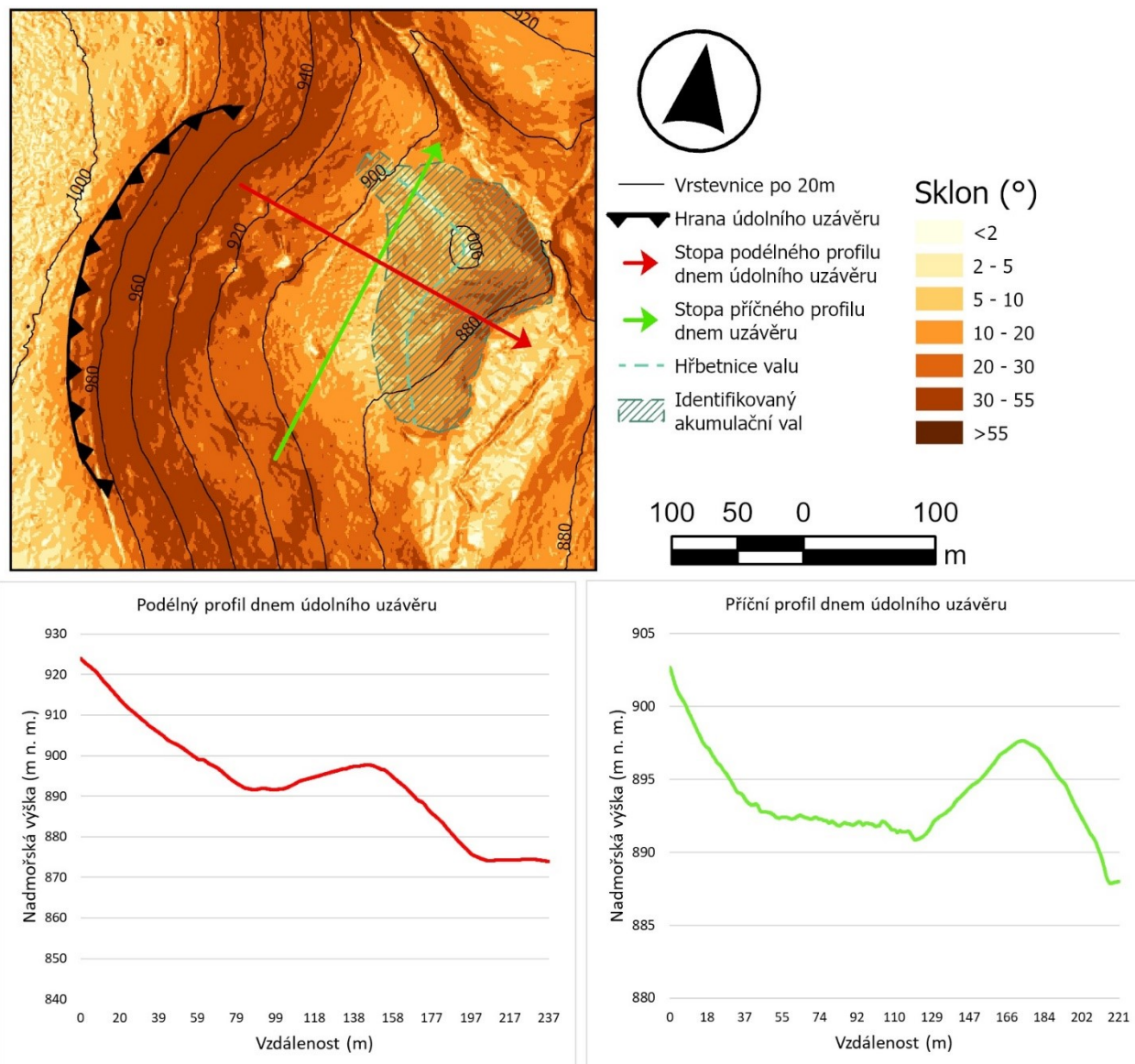


Obr. 26: Čelní val v údolním uzávěru Farské louky (K27). A) Bíle vyznačené dno uzávěru ohraničené čelním valem. B) Přírodní odkryv valu vzniklý fluviální erozí Stísněného potoka.

Čelní val dosahuje maximální nadmořské výšky 901 m (obr. 27). Podélný profil dnem uzávěru určil výškový rozdíl mezi hřbetnicí valu a dnem údolní nivy Stísněného potoka v prostoru Farské louky činí 25 metrů (obr. 27), výška vůči dnu uzávěru pak činí 8 metrů. to odpovídá obecné morfologii morén, Hubbard a Glasser (2005) udávají obvyklou výšku morén okolo 1-

10 metrů. Podobných hodnot dosahují i analyzované morény Černého jezera (7-18 m; Vočadlova a Křížek, 2005) a Čertova jezera (11-20 m; Vočadlova, 2011).

Val uzavírá dno údolního uzávěru ze severu a východu (obr. 27), má na délku 206 metrů a je přerušen lesní cestou, která vede od Farské louky přímo do dna uzávěru. Na šířku má val v nejširším místě 96 metrů. Délka potenciálního horského ledovce určená na základě vzdálenosti mezi hranou stěny údolního uzávěru a nejzazším bodem výskytu potenciálních glaciálních akumulací (čelní morény) (*sensu* Raab, 1999) je 334 metrů.



Obr. 27: Údolní uzávěr Farské louky (K17) se znázorněným čelním valem a vedenými profily přetínající dno a hřbetnici akumulací valů.

7.4 Klimatické podmínky umožňující zalednění Krušných hor a výška sněžné čáry

Makroklimatické podmínky střední Evropy se vyznačovaly převažující severozápadní cirkulací atmosféry a tím i přílivem vlhkosti do vnitrozemí (Niedzwiedz, 1992). Dle výsledků modelování paleoklimatu byl předpokládán pokles teplot v LGM (MIS 2) o 11 °C (Engel et al., 2015), srážky pak dosahovaly nízkých hodnot okolo 600 mm v horských polohách (Czudek, 2005).

Vzhledem k těmto klimatickým podmínkám byl patrný zřejmý trend v prostorovém rozložení sněžné čáry (ELA) ve střední a jižní Evropě během LGM. ELA dosahovala rostoucích hodnot od severozápadu k jihovýchodu, dokládající narůstající kontinentalitu (Mentlík et al., 2013; Engel et al., 2014; Makos et al., 2014). Krušné hory díky své poloze jsou pohořím s nejvíce oceanickým klimatem v Česku (ČHMÚ, 2005). Mohly proto dosahovat nejnižších poloh ELA (<900 m n. m.) v Českém masivu (obr. 28; Marks et al., 2019)



Obr. 28: Potenciální rozložení nadmořských výšek sněžné čáry (ELA) ve střední Evropě při posledním glaciálním maximu (LGM), černé křivky značí izolinie nadmořských výšek ELA, červeně vyznačena oblast Krušných hor (Marks et al., 2019).

ELA vypočtená metodou MEDP z průměrné nadmořské výšky deflační plošiny nad potenciálním karem (Nesje a Dahl, 1992) dosahuje nejvyšších hodnot pro uzávěry Černé skály (1065 m n. m.) a Farské louky (1010 m n. m.), jejichž plošiny se nacházejí v nejvyšších partiích Klínovecké hornatiny. Nejnižše položená vyživovací plocha se rozkládá nad uzávěrem Komáří hůrky (760 m n. m.; tab. 8).

Při použití metody THAR (kombinující nadmořskou výšku hrany údolního uzávěru a čela potenciálního ledovce, určený poměrovou hodnotou THAR: 0,4 použité ve vzorci (*sensu* Meierding, 1982):

$$ELA = At + THAR * (Ah - At),$$

kde:

At je nadmořská výška hřbetnice čelního morénového valu (spodní okraj ledovce),

Ah je nadmořská výška hrany karu (horní okraj ledovce),

THAR je hodnota poměru nadmořských výšek horní hrany k výškám čela ledovce, zde 0,4.

Metoda THAR umožňuje odhadnout průměrnou výšku linie stálého sněhu. V Krušných horách lze porovnávat hodnotu THAR pouze u lokalit s potenciálními morénovými valy uzávěrů Farské louky = 938 m n. m. a Komáří hůrky = 623 m n. m. (tab. 8)

Metoda MELM (počítající průměrnou ELA dle výšky bočních morén) udává ještě o více než 40 m nižší hodnotu sněžné čáry, průměrně 740 m n. m. (tab. 8)

Dle polohy dna uzávěru (metoda CFA) všech výše analyzovaných lokalit byla vypočtena hodnota 794 m n. m. (tab. 8), tato hodnota je ovšem výrazně snížena polohou dna Komáří hůrky (570 m n. m.). Medián hodnot dosahuje totiž hodnoty 840 m n. m.

Všechny čtyři metody vypočítaly průměrnou polohu ELA nad zjištěná data průměrné ELA z analyzovaných horských ledovců v Harzu (CFA = 530 m n. m.; Diedrich, 2013) i údolního ledovce identifikovaného v Durynském lese (CFA = 720 m n. m.; Striewski, 2012). Obě pohoří ovšem disponují více oceanickým klimatem (vyššími srážkami) (Marks et al., 2019). Paleoklima Harzu navíc bylo významně ovlivněno ochlazováním v důsledku jeho polohy v předpolí severského kontinentálního ledovce (Hövermann, 1987).

Kontinentálněji ležící Šumava (Marks et al., 2019) má průměrnou výšku analyzovaných morén v 925-1115 m n. m. (Engel et al., 2017), Krkonošské ledovce disponují průměrnou výškou akumulčních valů na úrovni 1060-1070 m n. m (Engel, 2007).

Nadmořská výška dna uzávěru klimaticky podobně lokalizovaného jizerského ledovce v Pytlácké jámě (CFA = 900 m n. m.; Engel et al., 2017) je výše položená než dna většina potenciálních karů Krušných hor (s výjimkou Plešivce; 927 m n. m.), u Komáří hůrky je rozdíl dokonce podstatných 330 metrů (tab. 8).

Metodou THAR byla určena ELA v Krkonoších na 1095 m n. m. (Engel, 2003), nejbližší této hodnotě odpovídá poloha Farské louky, jejíž potenciální ledovec měl sněžnou čáru položenou o 157 m níže (tab. 8).

Tab. 8: Nadmořská výška sněžné čáry Krušných hor dle jednotlivých potenciálních ledovcových karů, určená dle metod THAR, MELM, CFA a MEDP.

Název údolního uzávěru	Metody určení ELA (m n. m.)			
	THAR	MELM	CFA	MEDP
Vysoký vrch (K10)	/	/	764	870
Plešivec (K15)	/	/	927	985
Farská louka (K17)	938	900	885	1010
Černá skála (K27)	/	/	875	1065
Hučivý potok (K29)	/	/	805	920
Lomský potok (K50)	/	/	730	875
Komáří hůrka (K62)	623	580	570	760
∅ Krušné hory	783	740	794	880

Předchozí studie ukázaly, že malé ledovcové kary (<0,5 km²) měly v suchých podmínkách pleistocénu nedostatečnou velikost pro akumulaci dostatečné pokrývky sněhu (Pfeffer et al., 2014). To mohlo naznačovat, že lokální existence ledovců byla ovlivňována spíše místními reliéfovými faktory pohoří než makroklimatickou polohou ELA (Mitchell, 1996). Lokální podoba reliéfu mohla přispívat zvýšenou sekundární akumulací navátého sněhu z okolních oblastí deflačních plošin do závětrných oblastí karů a kompenzovat tak nedostatečnou mocnost akumulace ze srážek dopadajících přímo na povrch ledovce (Jeník, 1961; Mitchell, 1996).

ELA odvozená pouze z hypsometrie tvaru uzávěru a polohy morén může proto být podhodnocená (Nesje a Dahl, 1992), za určitých podmínek může být ELA ve skutečnosti položena níže. Příklady z nízko položených (1282-1352 m n. m.) karů severních rumunských a ukrajinských Karpat (Kłapyta et al., 2022) ukazují, že zahrnutí potenciální plochy sněhového příspěvku z deflačních plošin (eolickým transportem sněhu a lavinovými procesy) do výpočtu ELA může vést k lokálnímu posunu sněžné čáry směrem níže o několik desítek metrů (Kłapyta et al., 2022).

Glaciálně geomorfologické průzkumy Jizerských hor (Pilous, 2006), Krkonoš (Šebestová, 2011) a Šumavy (Vočadlová, 2011) ukázaly, že otázku případného zalednění nelze studovat odděleně od problematiky větrných systémů a celkových georeliéfových poměrů pohoří.

Deflační vyživovací plocha pro každý potenciální ledovcový kar byla definována jako rovinatý (<5°) terén ležící nad hranou údolního uzávěru svažující se k jeho povrchu (Benn et al., 2005). Poměr akumulací plochy karu k rozloze deflační plošiny udává míru potenciálního vlivu deflačních plošin na hmotnostní bilanci potenciálního karu (Meierding, 1982).

Údolní uzávěr Vysoký vrch (K10) leží v koncové závětrné pozici poměrně dlouhé a zarovnané plošiny Kameniště (928 m n. m.) – Skalisko (913 m n. m.) – Chaloupecký vrch (900 m n. m.) – Vysoký vrch (883 m n. m.), jež je protáhlá právě severovýchodním směrem v ose návodných údolí Rotavy a Skřiváně a zakončená zmíněným údolním uzávěrem. Deflační plošina nad údolním uzávěrem je tvořena samotným Vysokým vrchem (883 m n. m.) a dosahuje rozlohy 97 ha (tab. 9), rozloha deflační plošiny je 22násobná k ploše údolního uzávěru, dosahuje tak druhého nejvyššího poměru ze studovaných uzávěrů Krušných hor.

Deflační plocha uzávěru Plešivec (K15) je tvořena úzkým sedlem mezi horou Plešivec (1028 m n. m.) a Švýčárnou (992 m n. m.), rozloha vyživovací oblasti tak činí 54 ha a má pouze o polovinu větší velikost než samotný údolní uzávěr (tab. 9).

Tab. 9: Charakteristiky deflačních plošin a jejich rozměrové poměry vůči plochám analyzovaných údolních uzávěrů.

	Rozloha uzávěru (m ²)	ELA (MEDP) (m n. m.)	Rozloha deflační plošiny (m ²)	Poměr plochy uzávěru a deflační plošiny
Vysoký vrch (K10)	43704	870	969350	1:22,0
Plešivec (K15)	33034	985	54190	1:1,6
Farská louka (K17)	87011	1010	2140750	1:24,6
Černá skála (K27)	75677	1065	487520	1:6,4
Hučivý potok (K29)	212908	920	1677320	1:7,9
Lomský potok (K50)	124821	875	532960	1:4,27
Komáří hůrka (K62)	63184	760	902630	1:14,29

Studovaný údolní uzávěr Farské louky (K17) je výhodně exponovaný jihovýchodně, do závětrné pozice vůči přilehlé rozsáhlé deflační plošině nacházející se východně od Božídarského Špičáku (obr. 29). Průměrná rozloha plošiny je 214 ha a disponuje mírným sklonem 2-5° směřujícím právě do oblasti údolního uzávěru. Deflační plošina nad uzávěrem Farské louky je více než 24krát větší rozlohou než plocha samotného údolního uzávěru, je to vůbec nejvyšší poměr z Krušných hor (tab. 9).

Deflační plocha nad údolním uzávěrem Černé skály (K27) má rozlohu 49 ha a nejvyšší průměrnou výšku 1065 m n. m. Pozice je vůči převládajícímu SZ proudění spíše nevýhodná, kvůli severojižní orientaci deflačního hřbetu Klínovec-Černá skála (obr. 29), většina turbulentního proudění tak směřuje severněji od této lokality, poměr plochy uzávěru k deflační plošině je 1:6,4 (tab. 9).

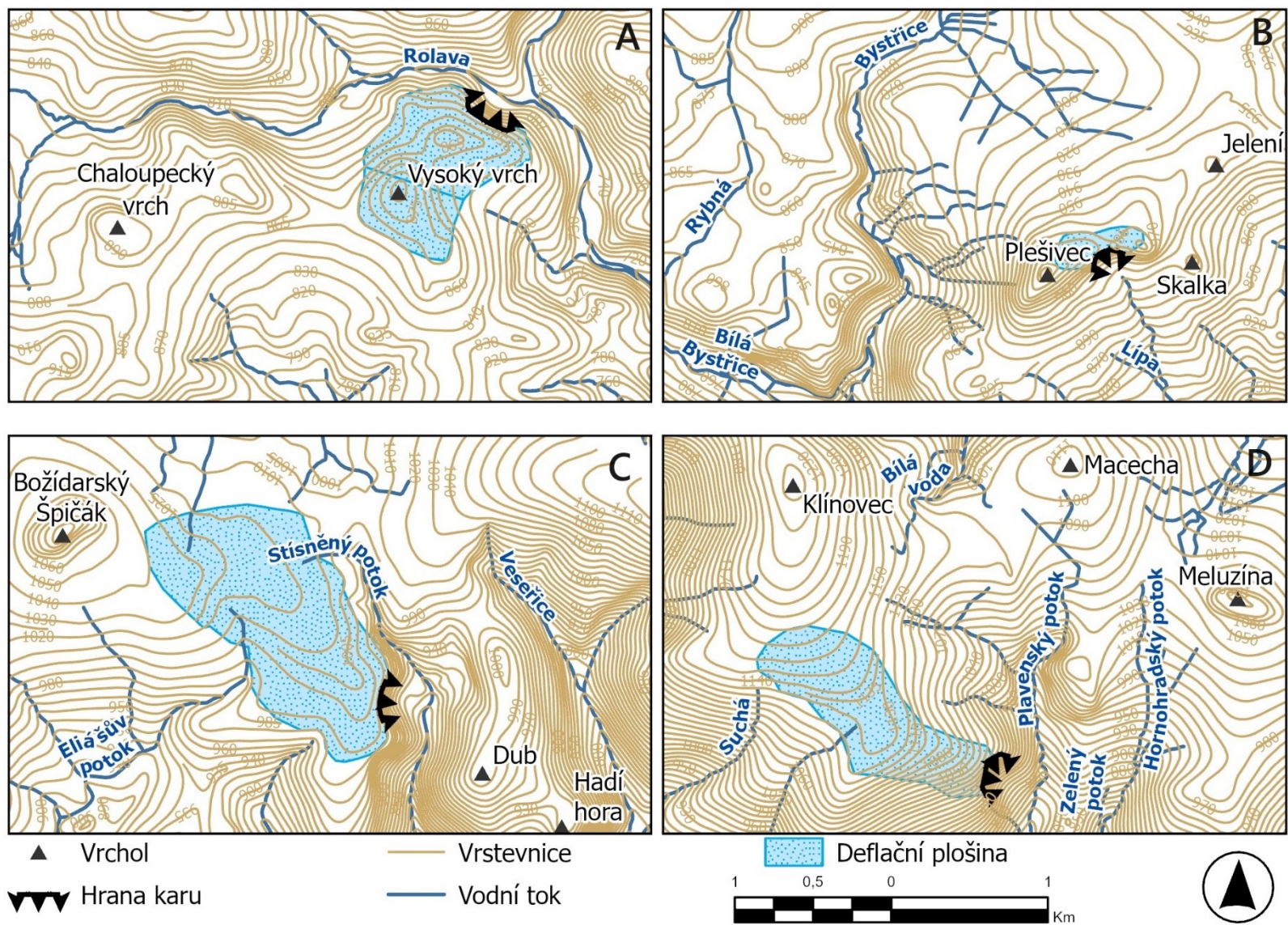
Plošně největší analyzovaný uzávěr Hučivého potoka (K29) dosahuje rozlohy více než 21 ha, stejně tak deflační plošina nad uzávěrem je po božídarské náhorní plošině (nacházející se nad Farskou loukou) nejrozsáhlejší (168 ha). Výsledný poměr tak činí 1:7,9 (tab. 9).

Údolní uzávěr Lomského potoka se nachází v závětrné pozici vůči deflační ploše, rozprostírající se okolo nejvyššího vrcholu východních Krušných hor Loučné (956 m n. m.) (obr. 30). Poměr rozlohy deflační plošiny (53 ha) k uzávěru (12 ha) činí 1:4, to je opět v porovnání spíše nižší hodnota.

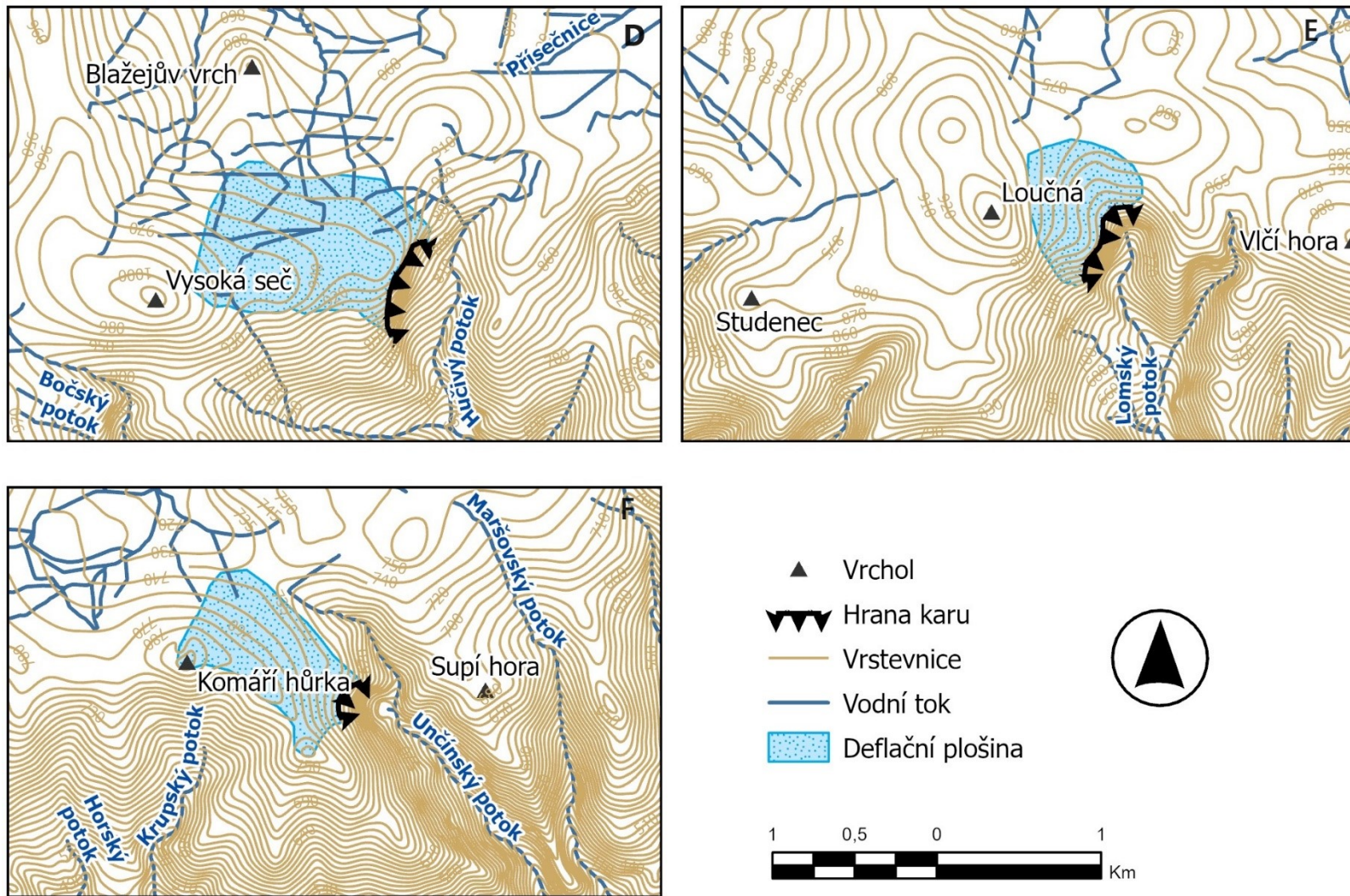
Nejnižce položený uzávěr Komáří hůrky má rovněž nízko položenou deflační plošinu (760 m n. m.), jež ovšem kompenzuje její velká rozloha (90 ha). Deflační plošina zahrnuje okolí

samotného vrcholu Komáří hůrky a pramenná oblast řeky Mohelnice (Müglitz) (obr. 30). Poměr plochy uzávěru k rozloze plošiny (1:14,29) je třetím nejvyšším v Krušných horách.

Krušné hory se nacházely v limitních klimatických podmínkách (malá nadmořská výška, vyšší kontinentalita klimatu) pro vznik ledovců, na hraně jejich vzniku a udržitelnosti. Malé ledovce, které se zde mohly potenciálně vyskytovat, tak dle Carrivicka a Brewera musely být obecně mnohem více citlivé na změny klimatických podmínek. Je zřejmé, že erozní účinek těchto ledovců na reliéf nemohl dosahovat takové síly, jako u rozsáhlého a dlouhotrvajícího zalednění a výsledkem byl pak vznik i morfologicky méně výrazných karů, zárodečných karů (karoidů) a nivačních depresí.



Obr. 29: Poloha údolních uzávěrů Krušných hor v závislosti na poloze a rozloze vrcholových deflačních plošin. A) Vysoký vrch (K10), B) Plešivec (K15), C) Farská louka (K17), D) Černá skála (K27).

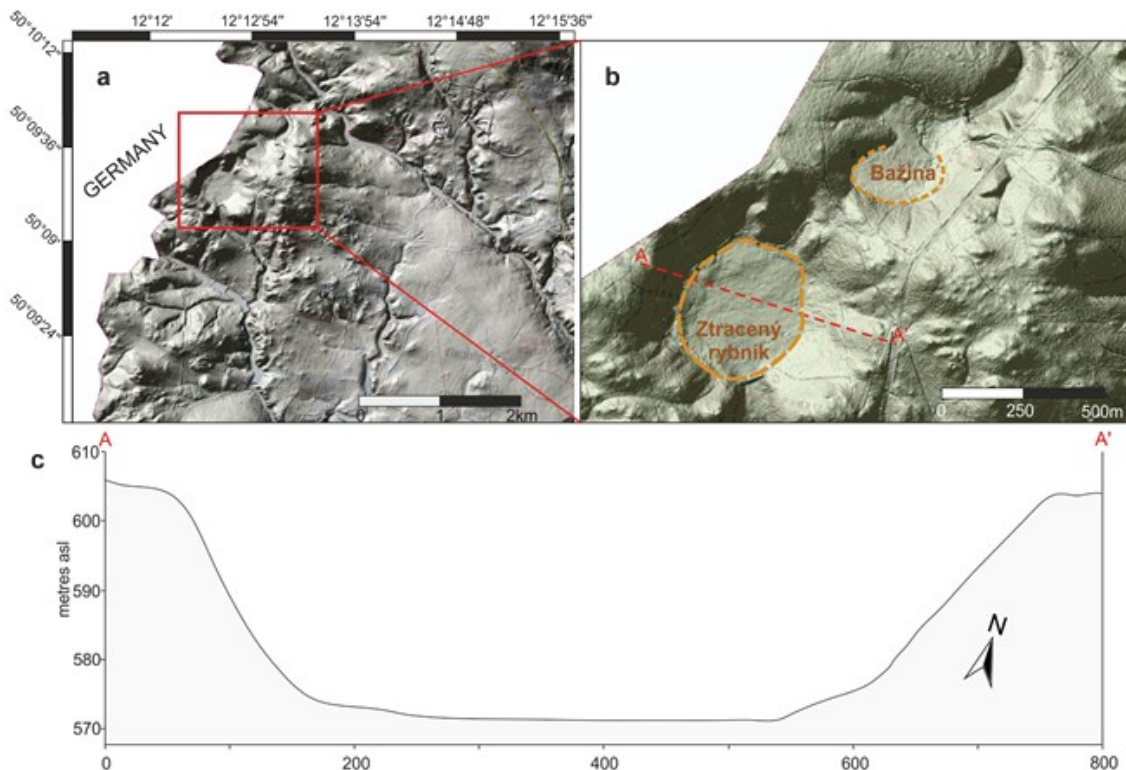


Obr. 30: Poloha údolních uzávěrů Krušných hor v závislosti na poloze a rozloze vrcholových deflačních plošin. D) Hučivý potok (K29), E) Lomský potok (K50), F) Komáří hůrka (K62).

7.5 Možnosti jiné geneze označených potenciálních ledovcových karů

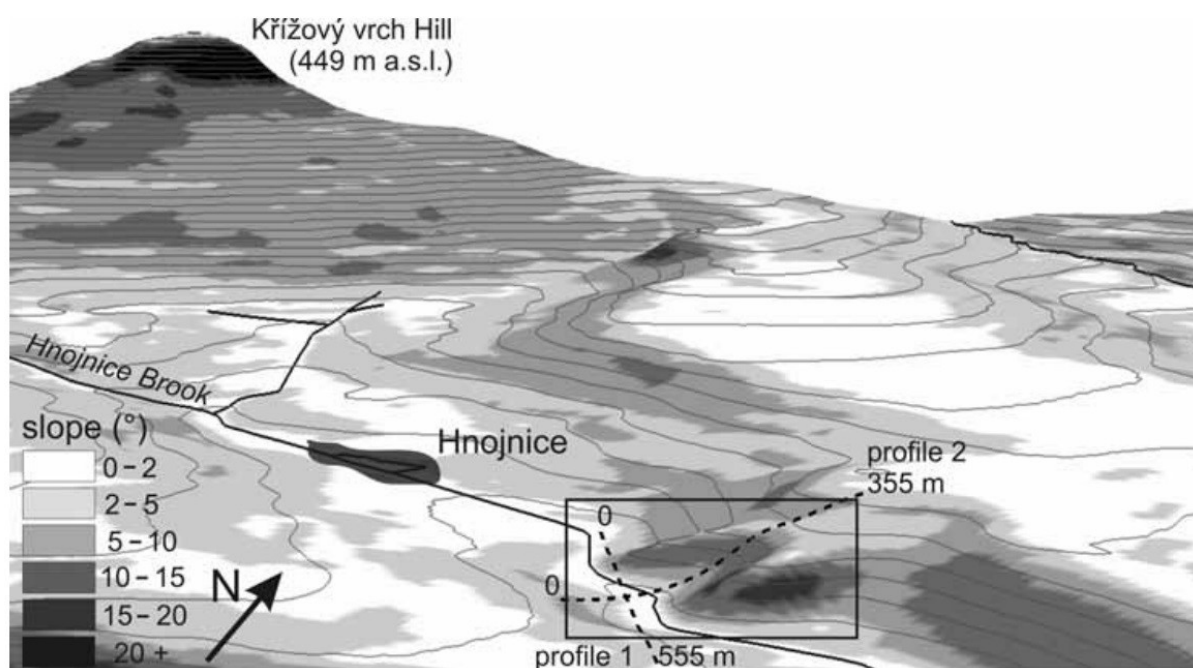
Údolní uzávěr Komáří hůrka (K62), který poprvé identifikoval Král (1968) mohl být ovlivňován akumulací sněhu v pleistocénu, tak jak uvádí ve své hypotéze o genezi této nápadné sníženiny. Dno sníženiny ve výšce 570 m n. m. dle Krále (1968) vylučuje možnost zalednění lokality v posledním glaciálním maximu a označuje lokalitu za nivační depresi. Z poznatků morénových akumulací v Harzu (ELA = 530 m n. m.; Diedrich, 2013) je však nutné tyto závěry ještě přehodnotit.

Jiránek (1991) se domnívá, že kruhová deprese Komáří hůrky představuje spíše explozivní kráter maaraového typu, později eventuálně přemodelovaný kryogenní činností. Pro toto tvrzení však dosud chybějí důkazy. Podobný případ je rovněž lokalita Pytlácké Jámy analyzovaná Engelem et al. (2017), kde se rovněž spekuluje o přítomnosti vulkánu ve formě maarové diatrémy (Rous et al., 2018). Vulkanická čtvrtohorní aktivita spojená s tvorbou maarů byla prokázána v oblasti západního cípu Čech, oblast Mariánských lázní a Chebu, kde byly popsány maary Ztraceného rybníka, Mýtiny, Bažiny a Neualbenreuthu (Hošek et al., 2019). Všechny čtyři popsané maarové vulkány spolu s již dříve objeveným maarem Rájov (Valenta et al., 2014) jsou navázány na tachovskou zlomovou zónu, ve které se nacházejí nejmladší české vulkány: pleistocenní sopky Komorní a Železná hůrka (Hošek et al., 2019). Z hlediska morfologie jsou západočeské maary charakteristické kruhovým obvodem a průměrem plochého kráteru od 360 do 810 metrů (Hošek et al., 2019). Svahy obklopující krátery Mýtiny a Bažiny ze všech stran, jsou nejprudší (10–15°) u západně a jižně orientovaných úbočí, zatímco východně a severně exponované svahy jsou v důsledku částečného zasutí pozvolnější (8–10°) (obr. 31). Rozdíl výšky dna a okraje dvou studovaných maarů činí 21–25 m (Hošek et al., 2019). Pro porovnání: údolní uzávěr Komáří hůrky (K62) dosahuje průměru dna pouze 80 metrů a průměrný sklon svahů přesahuje 30°.



Obr. 31: Lokalizace a topografický profil napříč depresí potenciálního maarového vulkánu Ztracený rybník (Hošek, et al., 2019)

Vulkanismus vznikající na Krušnohorském zlomu je třetihorního stáří a je tvořen charakteristickými sopečnými suký, jako je například Božídarský Špičák (1115 m n. m.) nebo Velký Špičák (965 m n. m.) (Škvor, 1975). Nejvíce se vulkanismus v této době projevoval v sousedních celcích: Doupovských horách a Českém středohoří (Skácelová et al., 2011). Jediný maar-Hnojnice navázaný na oblast krušnohorského zlomu, byl popsán poprvé Malkovským (1953). Maar Hnojnice, nacházející se v Českém Středohoří severovýchodně od sopečných suků Raná a Oblík, má podobu mělké polokruhové deprese západního směru se sklony svahů do 15° a výškovým rozpětím dna maarového kráteru od hrany kráterové stěny 21 metrů (obr. 32; Skácelová et al., 2011). Morfologicky je tedy Hnojnický maar výrazně menší a méně přehloubený než údolní uzávěr Komáří hůrky (stejně tak i ostatní potenciální krušnohorské ledovcové kary), u kterého je v této práci uvažováno spíše o glaciální genezi a ledovcovém přehloubení.

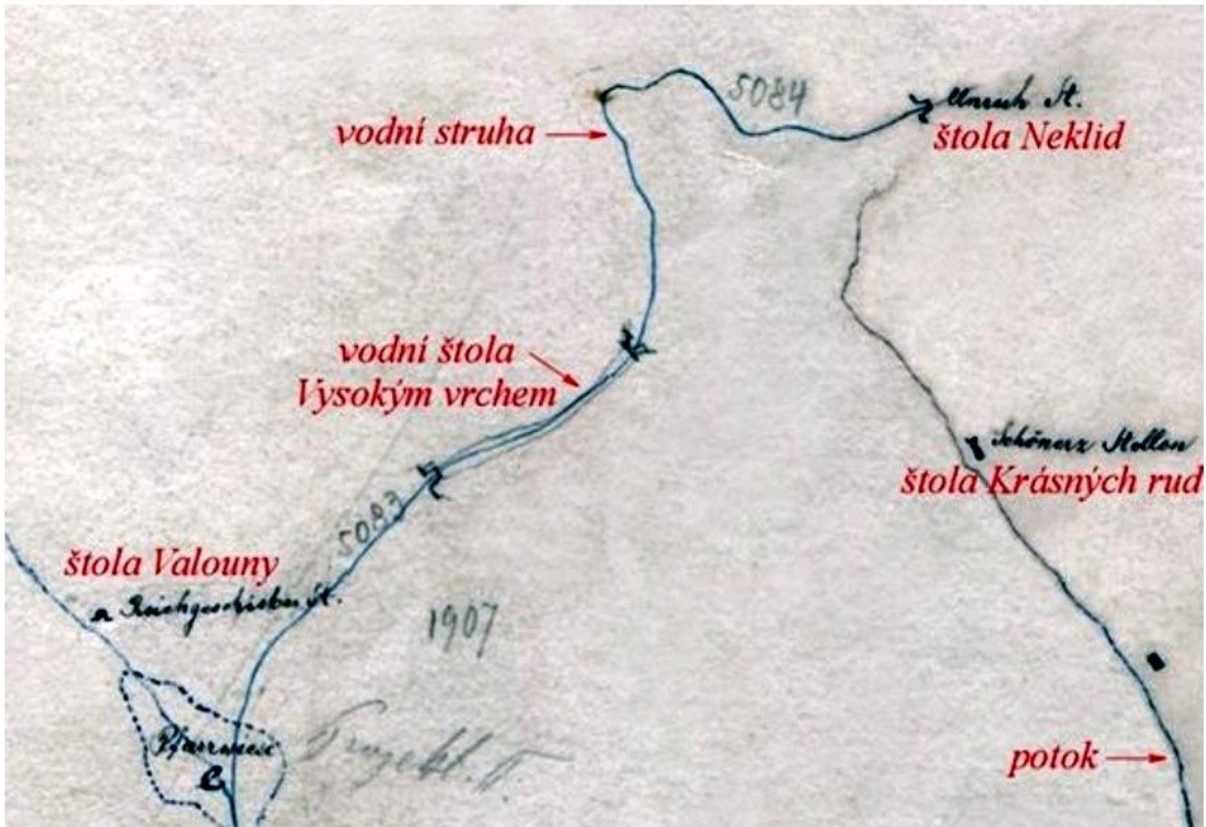


Obr. 32: 3D zobrazení sklonových poměrů maaru Hnojnice (ten je vyznačen obdélníkem) (Skácelová et al., 2011)

Analyzované potenciální ledovcové kary: Vysoký vrch (K10), Plešivec (K15), Černá skála (K27), Hučivý potok (K29) a Lomský potok (K50) jsou charakteristické absencí v DMR identifikovatelných glaciálních akumulčních tvarů reliéfu. Podobným příkladem je například ledovcový kar Vasovy jámy v krkonošském Jelením dole (Pilous, 2019), kde je karové dno kompletně přemodelováno následnou fluvialní erozí a transportem. Ve jmenované práci proto Pilous (2019) analyzoval nevytříděné bloky přímo v korytě řeky. Fluvialní eroze všech výše zmíněných údolních uzávěrů rovněž mohla významněji přemodelovat podobu, jak dnes vypadají dna těchto uzávěrů.

Údolní uzávěr Farské louky (K17) je výrazně vymezen čelním 25 metrů vysokým valem, který odděluje dno uzávěru od údolí Stísněného potoka. Oblast Jáchymovska je silně ovlivněna montánní činností, jež se právě soustředila i do údolí Veseřice a Stísněného potoka (Urban,

2018). Severovýchodně od dna údolního uzávěru, proti proudu Stísněného potoka je vyhloubena štola Valouny (obr. 33). Odvaly vytvořené montánní činností mohou být zdánlivě zaměnitelné s morénovými valy, jejich rozměry jsou ovšem daleko menší než u identifikovaných morénových valů. Přímo v oblasti Farské louky žádná zaevidovaná štola neprobíhá (Urban, 2018), proto neexistují důkazy, že by akumulční val tohoto údolního uzávěru mohl být antropogenního původu.



Obr. 33: Zakreslení vodního příkopu Unruh a jednotlivých vstupů do štol, lokalita vlevo dole (Pfarrwiese) označuje Farskou louku, jež tvoří jihovýchodní předpolí údolního uzávěru Farské louky (Urban, 2018).

Na dně údolního uzávěru byla při terénním průzkumu rovněž identifikována murová dráha (obr. 34) indikující přítomnost postglaciálních svahových procesů které, stejně jako u všech ostatních údolních uzávěrů, částečně měnily celkovou podobu dnešního povrchu.



Obr. 34: Červeně vyznačena murová dráha identifikovaná na dně údolního uzávěru Farské louky (K17)

8. Závěr

Morfometrická analýza 62 uzávěrů Krušných hor ukázala, že krušnohorské uzávěry jsou si v řadě morfologických charakteristik (protáhlý tvar uzávěru, průměrný sklon přes 25° a převažující východní světová orientace) podobné s prokázanými ledovcovými kary sudetských pohoří. Průměrná délka údolních uzávěrů Krušných hor je 217 metrů a výškové rozpětí je průměrně 101 metrů. Míra erozního přehloubení údolních uzávěrů vyjádřená c-hodnotou podélných profilů činí průměrně -0,71.

Pro množinu 102 analyzovaných údolních uzávěrů (včetně sudetských uzávěrů) byla provedena diskriminační analýza na základě porovnání proměnných parametrů c-hodnoty a indexu L/H. Údolní uzávěry byly klasifikovány do tří skupin dle přítomnosti zalednění. Ukázalo se že tři údolní uzávěry Krušných hor (Vysoký vrch, Farská louka, Komáří hůrka) vykazují vysokou shodu (68-90 %) s potvrzenými ledovcovými kary Krkonoš a Hrubého Jeseníku, dalších pět údolních uzávěrů vykazuje větší shodu s tvarovými charakteristikami ledovcových karů než shodu s neglaciálními údolními uzávěry Vysokých Sudet.

Pro všechny analyzované krušnohorské údolní uzávěry byla provedena analýza míry přehloubení pomocí matematického vyjádření křivky podélného profilu údolního uzávěru. Z výsledných c-hodnot byly klasifikovány tři údolní uzávěry (Vysoký vrch, Farská louka, Komáří hůrka) jako uzávěry s vysokou mírou přehloubení, tzn. byly výrazně přemodelované do podoby ledovcových karů se stěnou karu a zarovnaným dnem. Na základě klasifikace tvaru uzávěrů dle míry jejich přehloubení (Gordon, 1977) lze přiřadit uzávěry Farské louky, Lomského potoka a Komáří hůrky mezi výrazně vyvinuté kary (stupeň 5) s výrazným dnem a prudkými svahy.

Na základě analýzy morfometrie a míry přehloubení krušnohorských uzávěrů lze konstatovat, že pravděpodobně zalednění Krušných hor mohlo mít podobu karových ledovců, které by měly až 334 metrů dlouhé splazy. Nadmořskou výšku sněžné čáry lze odhadovat v rozmezí 700-800 m n. m., ovšem byla výrazně ovlivňována polohou údolního uzávěru vůči vyživovacím plošinám, které umožňovaly sekundární akumulaci sněhu do těchto závětrných pozic. Rozlohou malé ledovce (<0,5 km²), které se zde mohly vyskytovat musely být velmi citlivé na lokální klimatické podmínky. Z analýzy poměrů rozloh deflačních plošin vůči plochám samotných uzávěrů se ukázalo, že nejpřehloubenější krušnohorské uzávěry mají také největší rozlohu vyživovacích plošin. Nejvyšší poměry v rozlohách uzávěrů oproti deflačním plošinám byly naměřeny u údolního uzávěru Farské louky (1:24), Vysokého vrchu (1:22) a Komáří hůrky (1:14).

I přes více než stoletou tradici studia glaciální historie prostoru střední Evropy stále existuje prostor pro další zpřesňování informací, které jsou významnými daty pro kvartérní paleoklimatologické a paleoenvironmentální rekonstrukce různých měřítek. Stratigrafie a skutečný rozsah zalednění na území Krušných hor zatím zůstávají nevyjasněné, jelikož v práci byly tvary mapovány a analyzovány pouze na základě dat morfologicko-morfometrických kritérií. Původ a stáří příslušných akumulačních a erozních forem zatím nebyl ověřen ani sedimentologickou analýzou, ani datováním, což by pomohlo pro stanovení geneze vybraných údolních uzávěrů. Pokud by se v těchto vybraných údolních uzávěrech podařilo přítomnost zalednění prokázat, pak by to znamenalo přehodnotit představy o charakteru pleistocenního prostředí v dalších oblastech střední Evropy.

9. Seznam literatury

- Balatka, B., Kalvoda, J. (2006): Geomorfologické členění reliéfu Čech. Praha: Kartografie, 79 s.
- Ballantyne, C. K. (2010): Extent and Deglacial Chronology of the Last British - Irish Ice Sheet: Implications of Exposure Dating Using Cosmogenic Isotopes. *Journal of Quaternary Science*, 25(4), 515 - 534.
- Ballantyne, C. K., Benn, D. (1994): Reconstructing the transport history of glacial sediments: a new approach based on the covariance of clast form indices. *Sedimentary Geology*, 91, 215-227.
- Ballantyne, C. K., Hall A. M. (2008): The altitude of the last ice sheet in Caithness and east Sutherland, northern Scotland. *Scott. J. Geol.*, 44 (2), 169 s.
- Barr, I. D., Spagnolo, M. (2013): Palaeoglacial and palaeoclimatic conditions in the NW Pacific, as revealed by a morphometric analysis of cirques upon the Kamchatka Peninsula. *Geomorphology* 192, 15–29.
- Barr, I. D., Spagnolo, M. (2015): Glacial cirques as palaeoenvironmental indicators: their potential and limitations. *Earth-Science Reviews*, 151, 48-78.
- Barr, I. D., Ely, J. C., Spagnolo, M., Clark, C. D., Evans, I. S., Pellicer, X. M., Pellitero, R., Rea, B. R. (2017): Climate patterns during former periods of mountain glaciation in Britain and Ireland: Inferences from the cirque record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 485, 466-475.
- Barr, I. D., Spagnolo, M., Tomkins, M. D. (2024): Cirques in the Transantarctic Mountains reveal controls on glacier formation and landscape evolution. *Geomorphology*, 445.
- Bárta, Z., Brus, Z., Hurník, S., Toběrná, V., Tyrner, P. (1973): Příroda Mostecká. Severočeské nakladatelství, Ústí n. Labem, 208 s.
- Bathrellos, G.D., Skilodimou, H.D., Maroukian, H. (2014): The spatial distribution of Middle and late Pleistocene cirques in Greece. *Geogr. Ann. Ser. B* 96 (3), 323–338.
- Bayberger, F. (1886): Die Verbreitung der Glacialsuren im Böhmer-Walde (Rozšíření stop zalednění na Šumavě), Justus Perthes, Gotha.
- Benn, D. I., Evans, J. A. (1998): *Glaciers & Glaciation*. London: Arnold. 734 s.
- Benn, D.I., Lehmkuhl, F. (2000): Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*. 65, 15-29.
- Benn, D.I., Owen, L.A., Osmaston, H.A., Seltzer, G.O., Porter, S.C., Mark, B. (2005): Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quat. Int.* 138–139, 8–21.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A. (2010): *Glaciers and Glaciation*. Hodder Education, London.

- Bennett, M. R., Glasser, N. F. (2009): *Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms*. Chichester, England: Wiley-Blackwell, 385 s.
- Bína, J., Demek, J. (2012): *Z nížin do hor. Geomorfologické jednotky České republiky*. 1. vyd. Praha: Academia. 344 s.
- Braucher, R., Kalvoda, J., Bourles, D., Brown, E., Engel, Z., Mercier, J. L. (2006): Late Pleistocene deglaciation in the Vosges and the Krkonoše mountains: correlation of cosmogenic ¹⁰Be exposure ages. *Geografické časopis*. 58(1), 3–14.
- Bridgman H., Davies T. D., Jickells T., Hunova I., Tovey N. K., Bridges K., Surapipith V. (2002): Air pollution in the Krusne Hory region, Czech Republic during the 1990s. *Atmospheric Environment* 36(21), 3375-3389.
- Brook, M.S., Kirkbride, M.P., Brock, B.W. (2006): Cirque development in a steadily uplifting range: rates of erosion and long-term morphometric change in alpine cirques in the Ben Ohau Range, New Zealand. *Earth Surf. Process. Landf.* 31 (9), 1167–1175.
- Burda, J. (2012): *Dynamika a rozšíření recentních svahových pohybů na úpatí Krušných hor*. Dizertační práce, vedoucí Vilímek, V. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie.
- Carrivick, J. L., Brewer, T. R. (2004): Improving local estimations and regional trends of glacier equilibrium line altitudes. *Geografiska Annaler Series A Physical Geography* 86(1), 67-79.
- CENIA, česká informační agentura životního prostředí (2024): Podkladové vrstvy ArcČR pro malá měřítka a DMÚ 25 pro velká měřítka. [cit. 2024-4-9], dostupné on-line: Národní geoportál INSPIRE, <http://geoportal.gov.cz>.
- Climate-data.org (2024): Weather & climate data and graph // Weather by month for Czech Republic. [cit. 2024-4-9], <https://en.climate-data.org/europe/czech-republic-118/>
- Cuffey, K. M., Paterson, W. S. B. (2011): *The Physics of Glaciers*. Butterworth-Heinemann, 4.
- Culek, M., Grulich, V., Laštůvka, Z., Divíšek, J. (2013): *Biogeografické regiony České republiky*. Brno: Masarykova univerzita, 447 s.
- Czudek, T. (1997): *Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru*. Sursum, 213 s.
- Czudek, T. (2005): *Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru*. Brno: Moravské zemské muzeum, 238 s.
- Czudek T., Demek J. (1961): Význam pleistocenní kryoplanace na vývoj povrchových tvarů České vysočiny. *Brno: Anthropos*, 14, 57-69.
- Český hydrometeorologický ústav (2005): Dlouhodobé normály klimatických hodnot za období 1961–1990. [cit. 2024-4-3], <http://chmi.cz/meteo/ok/okdata12.html>.
- de Martonne, E. (1901): Sur la formation des cirques. *Annales de Géographie* 10, 10–16.
- Demek, J. (1988): *Obecná geomorfologie*. Academia, 476 s.
- Demek, J. (1998): K otázce výskytu pleistocenních ledovců s chladnou bází v České vysočině. *Geografický časopis*, 50(3-4), 211-217.

- Denton, G.H., Hughes, T.J. (1981): *The Last Great Ice Sheets*. Wiley Interscience, New York, 484.
- Diedrich, C. (2013): Impact of the German Harz Mountain Weichselian ice- shield and valley glacier development onto Palaeolithic and megafauna disappearances. *Quaternary Science Reviews*, 82, s. 167-198.
- Dowling T., Spagnolo M., Möller P. (2015): Morphometry and core type of streamlined bedforms in southern Sweden from high resolution LiDAR. *Geomorphology*. 236, 54-63.
- Duphorn, K. (1968): Ist der Oberharz im Pleistozän vergletschert gewesen? *Eiszeitalter und Gegenwart*. 19, 164-174.
- Elhers, J., Gibbard, P. L. (2004): Quaternary Glaciations-Extent and Chronology: Part I: Europe. *Developments in Quaternary Sciences*. 461 s.
- Engel, Z. (2004): Pleistocénní ledovce na území Česka. *Geografické rozhledy*, 14(2), 32-33.
- Engel, Z. (2007): Measurement and age assignment of intact rock strength in the Krkonoše Mountains, Czech Republic. *Z. Geomorphol.* 51(1), 69–80.
- Engel, Z., Nývlt, D., Křížek, M., Treml, V., Jankovská, V., Lisá, L. (2010): Sedimentary evidence of landscape and climate history since the end of MIS 3 in the Krkonoše Mountains, Czech Republic. *Quaternary Science Reviews*. 29, 913-927.
- Engel, Z., Traczyk, A., Braucher, R., Woronko, B., Křížek, M. (2011): Use of ¹⁰Be exposure ages and Schmidt hammer data for correlation of moraines in the Krkonoše Mountains. *Z. Geomorphol.* 55 (2), 175–196.
- Engel, Z., Mentlík, P., Braucher, R., Minár, J., Léanni, L. (2015): Geomorphological evidence and ¹⁰Be exposure ages for the Last Glacial Maximum and deglaciation of the Velká and Malá Studená dolina valleys in the High Tatra Mountains, central Europe. *Quaternary Science Reviews* 124, 106-123.
- Engel, Z., Křížek, M., Kasprzak, M., Traczyk, A., Hložek, M., Krbcová, K. (2017): Geomorphological and sedimentary evidence of probable glaciation in the Jizerské hory Mountains, Central Europe. *Geomorphology*, 280, 39-50.
- Environmental Systems Research Institute (ESRI) (2023). ArcGIS Pro Release 3.2.2. Redlands, CA. <https://www.esri.com/en-us/arcgis/products/arcgis-pro/overview>.
- Ergenzinger, P. (1967): Die eiszeitliche Vergletscherung des Bayerischen Waldes. *Eiszeitalter und Gegenwart*. 18, 152-168.
- Evans I.S., Cox N. (1974): *Geomorphometry and the operational definition of cirques*. *Area*. Institute of British Geographers, 6: 150–153.
- Evans, I. S., & Cox, N. J. (1995). The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39, 175–202.
- Evans, I.S. (1977): World-Wide Variations in the Direction and Concentration of Cirque and Glacier Aspects. *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* 59 (3/4), 151–175.

- Evans, I.S. (2006): Allometric development of glacial cirque form: geological, relief and regional effects on the cirques of Wales. *Geomorphology* 80 (3), 245–266.
- Evans, I.S. (2009): Allometric development of glacial cirques: an application of specific geomorphometry. In: *Proceeding of Geomorphology, Zurich, Switzerland, 31 August – 2 September*.
- Evans, I.S., McClean, C.J. (1995): The land surface is not unifractal: variograms, cirque scale and allometry. *Z. Geomorphol. Supp.* 101, 127–147.
- Federici, P.R., Spagnolo, M. (2004): Morphometric analysis on the size, shape and areal distribution of glacial cirques in the Maritime Alps (Western French-Italian Alps). *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* 86 (3), 235–248.
- Fiebig, M., Buitter, S.H.J., Ellwanger, D. (2004): Pleistocene glaciation of South Germany. In Ehlers, Gibbard., P.L. (Eds.). *Quaternary Glaciations Extent and Chronology-Part I: Europe. Developments in Quaternary science.* 2, 147-154.
- Gibbard, P., and Head, M.J. (2009): The definition of the Quaternary System/ Era and the Pleistocene Series/Epoch: *Quaternaire*, 20, 125–133.
- Glasser, N. F., Bennett, M. R. (2004): Glacial erosional landforms: origins and significance for palaeoglaciology. *Progress in Physical Geography*, 20, 43-75.
- Gordon, J.E. (1977): Morphometry of cirques in the Kintail–Affric–Cannich area of northwest Scotland. *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* 59, 177–194.
- Graf, W.L. (1976): Cirques as glacier locations. *Arct. Alp. Res.* 8, 79–90.
- Hambrey M. J. (1994): *Glacial environments*. London, UCL Press. 296 s.
- Hammerle H., May J-H., Preusser F. (2016): Übersicht über die pleistozänen Vergletscherungen des Schwarzwaldes. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, 106, 31-67.
- Hlaváček, D. (2022): Kryogenní modelace Krušných hor: současný stav poznání ve světle nových názorů na kvartérní vývoj středoevropských středohor. *Bakalářská práce*. Praha: Univerzita Kralova, 55 s.
- Hofmann, M. F. Rauscher, F. McCreary, W. Bischoff, J-P. Preusser F. (2020): Revisiting Late Pleistocene glacier dynamics north-west of the Feldberg, southern Black Forest, Germany. *Journal of Quaternary Science*, 69, s. 61–87.
- Hošek, J., Valenta, J., Rapprich, V., Hroch, T., Turjaková, V., Tábořík, P., Pokorný, P. (2019): Nově identifikované pleistocenní maary v západních Čechách. *Geoscience Research Reports*, 52, 97-104.
- Hövermann, J. (1987): Neues zur pleistozänen Harzvergletscherung. *Eiszeitalter und Gegenwart*. 37, 99-107.
- Hubbard, B., Glasser, N. (2005): *Field techniques in glaciology and glacial geomorphology*. 1. vydání. Chichester: Wiley. 400 s.
- Hughes, P.D., Gibbard, P.L., Woodward, J.C. (2007): Geological controls on Pleistocene glaciation and cirque form in Greece. *Geomorphology* 88 (3), 242–253.

Huguet, F. (2007): Cirque glaciaires et étagement des formes dans le massif du Feldberg, dans le sud de la Forêt Noire (Allemagne). *Géomorphologie, relief, processus, environnements*, 4, s. 309-318.

Huijter B., Vandenberghe J. (1989): Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in north western and central Europe. *Journal of Quaternary science*. 5, 391-417.

Chandler B. M. P., Lovell H., Boston C. M., Lukas S., Barr I. D., Benediktsson I. O., Benn D. I. (2018): Glacial geomorphological mapping: A review of approaches and frameworks for best practice. *Earth-Science Reviews*. 185, 806-846.

Jankovská V., Pokorný P. (2013): Reevaluation of the palaeoenvironmental record of the former Komoranské jezero lake: late-glacial and Holocene palaeolimnology and vegetation development in north-western Bohemia. *Preslia* 85(3), 265–287

Jia, T., Qin, C.-Z., Fu, P., & Brusica, V. (2023): Applicability of longitudinal profiles for glacial cirque classification. <https://doi.org/10.5281/ZENODO.7834856>

Jiránek, J. (1991): *Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSFR 1:25 000 Krupka*. Praha: Český geologický ústav.

Jeník, J. (1961): *Alpínská vegetace Krkonoš, Kralického Sněžníku a Hrubého Jeseníku: teorie anemo-orografických systémů*. Praha: Nakladatelství ČSAV.

Jeník, J. (2009): Anemo-orografické systémy v evropských pohořích. *Geografické rozhledy*, 18(2), 4–7.

Kłapyta, P., Bryndza, M., Zasadni, J., Jasionek, M. (2022): The lowest elevation Pleistocene glaciers in the Carpathians — The geomorphological and sedimentological record of glaciation in the Polonyna Rivna and Borzhava massifs (Ukraine Carpathians). *Geomorphology*, 398.

Kopecký, L., Květ, R., Marek, J. (1985): *K otázce existence krušnohorského zlomu*. Brno: Ústř. Úst. Geol., 6, 164-168.

Kopecký, A. (1972): *Hlavní rysy neotektoniky Československa*. Praha: Sbor geologických věd, 6, 77-155.

Král, V. (1968): *Geomorfologie vrcholové oblasti Krušných hor a problém paroviny*. Praha: Rozpravy Československé akademie věd-řada matematických a přírodních věd, 78, 1-65.

Králík, F., Sekyra, J. (1989): *Paleogeografický vývoj v terciéru a kvartéru*. In: Chaloupský, J., *Geologie Krkonoš a Jizerských hor*. Ústřední ústav geologický, Praha, 171–175.

Krause D. Margold, M. (2019): Glacial geomorphology of the Šumava/Bayerischer Wald mountains, Central Europe. *Journal of Maps* 15(2), s. 719–725.

Krause, D., Fišer J., Křížek M. (2022): Morphological differences of longitudinal profiles between glacial cirques and non-glacial valley heads, described by mathematical fitting. *Geomorphology*. 404.

Křížek, M. (2017): *Klima vepsané do zemského povrchu*. *Přírodovědci.cz - magazín Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy*, 4/2017, 16-17.

- Křížek, M., Baláková, H., Lisá, L. (2008): Zalednění dolu Bílého Labe v Krkonoších, Geomorfologický sborník 7, Máčka, Z., Kallabová, E. /editoři/, Přf MU, Česká asociace geomorfologů, Ústav geoniky AV ČR, Výzkumný ústav Silva Taroucy pro krajinu a okrasné zahradnictví, Brno: Přf MU, 25-26.
- Křížek, M. Uxa, T. Krause, D. (2019): Periglaciální fenomén a problematika jeho ochrany. Ochrana Přírody, 4, s. 24-29.
- Křížek, M. Vočadlová, K. Engel, Z. (2012): Cirque overdeepening and its relationship to morphometry. *Geomorphology*, 139–140, 495–505.
- Křížek, M., Mida, P. (2013): The influence of aspect and altitude on the size, shape and spatial distribution of glacial cirques in the High Tatras (Slovakia, Poland). *Geomorphology* 198, 57–68.
- Křížek M., Hlaváček D., Krause D. (2023): Doklady glaciální modelace mimo standardně uvažované lokality v Českém masivu. In Sborník abstrakt – 28. kvartér 2023. Dubjelová, N., Ivanov, M. /editoři/, Ústav geologických věd Přírodovědecké fakulty MU, Česká geologická společnost, 1. vydání, Brno, 17-36. ISBN 978-80-280-0457-6
- Laube, C. G. (1876): Notiz über Braunkohlenvorkommen im Erzgebirge. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 328-331.
- Laube, C. G. (1884): Glazialsuren im böhmischer Erzgebirge. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 194-196.
- Linton, D. L. (1964): *The Forms of Glacial Erosion*. Institute of British geographers, 28 s.
- Lucerna, R. (1940): Kar am Keilberg? (1244 m). *Firgenwald*, 12, 30-43.
- Makos, M., Dzierżek, J., Nitychoruk, J., Zreda, M. (2014): Timing of glacier advances and climate in the high Tatra mountains (Western Carpathians) during the last glacial maximum. *Quat. Res.* 82, 1-13.
- Malkovský M (1953): Stone suns. *Vesmír* 32, 35.
- Malkovský, M. (1977): Důležité zlomy platformního pokryvu severní části Českého masívu. Praha: Ústř. Úst. Geol., 14, 7-12.
- Malkovský, M. (1980): Model of the origin of the tertiary basins at the foot of the Krušné hory Mts.: volcano-tectonic subsidence. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 55, 3, 141-150.
- Marek, J. (1980): Výsledky inženýrsko-geologických mapovacích prací v oblasti Krušných hor a přilehlého podhůří a jejich praktický význam. Praha: MS Geofond.
- Marks, L., Makos, M., Szymanek, M., Woronko, B., Dzierżek, J., Majecka, A. (2019): Late Pleistocene climate of Poland in the mid-European context. *Quaternary International* 504, 24-39.
- Meierding, T. C. (1982): Late Pleistocene Glacial Equilibrium-Line Altitudes in the Colorado Front Range: A Comparison of Methods. *Quaternary research* 18, 289-310.
- Meloun, M., Militký, J., Hill, M. (2005): Počítačová analýza vícerozměrných dat v příkladech. Academia, Praha, 449 s.

- Mentlík, P. Engel, Z. Braucher, R. Léanni, L. Team, A. (2013): Chronology of the Late Weichselian glaciation in the Bohemian Forest in Central Europe. *Quaternary Science Reviews*, 65, s. 120-128.
- Mercier, J. L., Bourles D. L., Kalvoda J., Braucher R., Paschen A. (1999) Deglaciation of the Vosges dated using ¹⁰Be. *Acta Universitatis Carolinae-Geographica*. Praha: Karolinum, 1999, 34(2), 139-155.
- Mercier, J. L., Jeser, N. (2004): The glacial history of Vosges Mountains. In Ehlers, J., Gibbard., P.L. (Eds.). *Quaternary Glaciations Extent and Chronology-Part I: Europe*. Developments in Quaternary science. 2004, 2, 113-117.
- Mida, P. (2011): Glaciálna modelácia karov a stratigrafia morén Vysokých Tatier. Diplomová práca. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, 165 s.
- Migoń, P. (1999): The role of preglacial relief in the development of mountain glaciation in the Sudetes, with the special references to the Karkonosze Mountains. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 113, s. 33-44.
- Mitchell, W.A. (1996): Significance of snowblow in the generation of Loch Lomond Stadial (Younger Dryas) glaciers in the western Pennines, northern England. *J. Quat. Sci.* 11, 233–248.
- Mitchell, S.G., Humphries, E.E. (2015): Glacial cirques and the relationship between equilibrium line altitudes and mountain range height. *Geology* 43 (1), 35–38.
- Mîndrescu, M., Evans, I.S., Cox, N.J. (2010): Climatic implications of cirque distribution in the Romanian Carpathians: palaeowind directions during glacial periods. *J. Quat. Sci.* 25 (6), 875–888.
- Muhly, J. D. (1985): Sources of Tin and the Beginning of Bronze Metallurgy. *American Journal of Archaeology*, 89, 275-291.
- Nesje, A., Dahl, S. (1992): Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 94, 87-97.
- Niedźwiedź, T. (1992): Climate of the Tatra mountains. *Mt. Res. Dev.* 12, 131-146.
- Novotný, Z. (2009): Kotelní rybník u Krupky. Online. In: *Kudyznudy.cz* Dostupné z: <https://www.kudyznudy.cz/aktivita/kotelni-rybnik-u-krupky>. [cit. 2024-04-18].
- Nývlt, D; Engel, Z a Tyráček, J. (2011): Pleistocene Glaciations of Czechia. *Developments in Quaternary Sciences*, 15, 37-46.
- Olyphant, G. A. (1977): Topoclimate and the Depth of Cirque Erosion. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 59, 209-213.
- Penck, A. (1882). *Die Vergletscherung der Deutschen Alpen, ihre Ursache, periodische Wiederkehr und ihr Einfluß auf die Bodengestaltung*. Leipzig: J. A. Barth.
- Penck, A., Brückner, E. (1909). *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig: Tauchnitz.
- Pfaffl F. A. (2007): Die Glazialmorphologie des Schwarzen Sees im Šumava-Nationalpark. Ein Exkursionsbericht. *Silva Gabreta*, 13(1), 3-6.

- Pfeffer, W.T., Arendt, A.A., Bliss, A., Bolch, T., Cogley, J.G., Gardner, A.S., Hagen, J., Hock, R., Kaser, G., Miles, E.S., Moholdt, G., Mölg, N., Paul, F., Radić, V., Rastner, P., Raup, B.H., Rich, J., Sharp, M.J., The Randolph Consortium, Ch, Kienholz. (2014): The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. *J. Glaciol.* 60 (221), 537–552.
- Pilous, V. (2006): Pleistocénní glacigenní a nivační modelace Jizerských hor. *Opera Corcontica*, 43, 21–44.
- Pilous V. (2019): Zalednění české strany Krkonoš, jiné pohledy na starý problém. *Opera Corcontica*, 56, 5-20.
- Porter, S.C. (2001): Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*. 20, 1067-1091.
- Poser H., Hövermann J. (1951): Untersuchungen zur pleistozänen HarzVergletscherung. *Abhandlungen der Braunschweigischen Wissenschaftlichen Gesellschaft Band 3*, 61-115.
- Prosová, M. (1958): Kvartér Hrubého Jeseníku: vrcholná část hlavního hřbetu. *Dizertační práce*, Praha: Univerzita Karlova.
- Quitt, E. (1971): *Klimatické oblasti Československa*. Brno: Geografický ústav ČSAV.
- Raab, T. (1999): Würmzeitliche Vergletscherung des Bayerischenwaldes im Arbergebiet. *Regensburger Geografische Schriften. Heft 32*, 327 s.
- Raab, T., Völkel, J. (2003): Late Pleistocene glaciation of the Kleiner Arbersee area in the Bavarian Forest, south Germany. *Quaternary Science Reviews*. 22, 581-593.
- Rahm, G. (1987): Die Vergletscherung der Belchengebietes (Südschwarzwald) zur Würmeiszeit. *Eiszeitalter und Gegenwart*. 37, 31-39.
- Rathsburg, A. (1928): Die angebliche Vergletscherung des Ergebirges zur Eiszeit. *Chemnitz: Bericht die Naturweiss*, s. 46-64. Rathsburg, A. (1932): Die Gletscher der Eiszeit in den höheren deutschen Mittelgebirgen. *Liberec: Firgenwald*, 5, s. 105-112.
- Rathsburg, A. (1932): Die Gletscher der Eiszeit in den höheren deutschen Mittelgebirgen. *Liberec: Firgenwald*, 5, s. 105-112.
- Riezner, J. (2011): Krajinný ráz území typických agrárními valy a mezemi a jejich vegetací na vybraných příkladech ze Severozápadních Čech. *Studia Oecologica*, 5, 65–79.
- Rootes, C. M., Clark, C. D. (2020): Glacial trimlines to identify former ice margins and subglacial thermal boundaries: A review and classification scheme for trimline expression. *Earth-Science Reviews*, 210, 1-22.
- Rous, I., Dostálík, M., Fait, V., Puffr, M., Štainbruch, J., Klomínský, J., Beneš, V. (2018): Identifikace maarové diatrémy v Pytlácké jámě v Jizerských horách pomocí integrovaných geofyzikálních metod. *Sborník Severočeského Muzea, Přírodní vědy*, 36, 25-44.
- Rudberg, S. (1952): Some observations on the geology and morphology of the Pältsa area. *Särtryck ur Botaniska Notiser Supplement 3 (2)*, 14–44.

- Ruiz-Fernández, J., Poblete-Piedrabuena, M.A., Serrano-Muela, M.P., Martí-Bono, C., García-Ruiz, J.M. (2009): Morphometry of glacial cirques in the Cantabrian Range (Northwest Spain). *Z. Geomorphol.* 47–68.
- Sanders, J.W., Cuffey, K.M., Moore, J.R., MacGregor, K.R., Kavanaugh, J.L. (2012): Periglacial weathering and headwall erosion in cirque glacier bergschrunds. *Geology* 40 (9), 779–782.
- Sauer, A. Reinisch R. (1917): Erläuterungen zur geologischen Karte des Königreichs Sachsen. Lipsko: Weisenthal-Weipert, 130 s.
- Seefeldner E. (1915): Bericht über die Exkursion des geographischen Instituts der Wiener Universität nach Nordwestböhmen zu Pfingsten 1911. Wien: Geographischer Jahresbericht aus Österreich, 11, 117-135.
- Sekyra, J., Sekyra, Z. (2002): Former existence of plateau icefield in Bílá Louka meadow, Eastern Giant Mountains: hypothesis and evidence. *Opera Corcontica.* 39, 35-43.
- Seret, G., Dricot, E., Wansard, G. Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature.* 346, 453–456.
- Scherler, D. (2014): Climatic limits to headwall retreat in the Khumbu Himalaya, eastern Nepal. *Geology* 42 (11), 1019–1022.
- Schreiner, A. (1995): Zur Quartärgeologie des unteren Wehrtales und zur Frage der Vergletscherung des Dinkelberges in der Risseiszeit (SW Deutschland. Eiszeitalter und Gegenwart. 45, 62-74.
- Skácelová, Z., Rapprich, V., Valenta, J., Hartvich, F., Šrámek, J., Radoň, M., Gaždová, R., Nováková, L., Kolínský, P., Pécskay, Z. (2011): Geophysical research on structure of partly eroded maar volcanoes: Miocene Hnojnice and Oligocene Rychnov volcanoes (northern Czech Republic). *Journal of Geosciences* 55, 333–345.
- Smith, M. J., Wise, S. M. (2007): Problems of bias in mapping linear landforms from satellite imagery. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 9(1), 65–78.
- StatSoft, Inc. STATISTICA (data analysis software system) (2009): Verze 9.0. www.statsoft.com
- Striewski, F. (2012): Gletscher im Thüringer Wald? – Ein Beitrag zur Landschaftsgeschichte und Quartärgeologie deutscher Mittelgebirge. 36. Hauptversammlung der DEUQUA. Universität Bayreuth.
- Šebestová, E. (2011): Korelace morén ve Východních Krkonoších. Diplomová práce, Praha: Univerzita Karlova, 93 s.
- Škvor, V. (1975): Geologie české části Krušných hor a Smrčín. Praha: Academia, 119 s.
- Šťovíček, J. (1973): Geomorfologie střední části Krušných hor mezi údolím Kunderatického potoka a Šumným dolem. Diplomová práce. Praha: Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, 110 s.

- Traczyk A. (2004): Late pleistocene evolution of periglacial and glacial relief in the Karkonosze Mountains. New hypotheses and research perspectives. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*, 39(1), 59-72.
- Traczyk, A., Engel, Z., Janásková, B., Kasprzak, M. (2008): Glacialna morfologia wierzchowiny Gór Izerskich w świetle badań w rezerwacie "Rybí loučky" (Republika Czeska). *Landf. Anal.* 9, 129–133.
- Traczyk, A., Woronko, B. (2010): Historia zlodowacenia doliny Łomnicy w Karkonoszach w zapisie mikromorfologii powierzchni ziarn kwarcu. *Przegląd Geologiczny*. 58(15), 1182-1191.
- Treml, V., Křížek, M., Engel, Z., Petr L. (2008): Genetické typy údolních uzávěrů hlavního hřbetu Hrubého Jeseníku. Máčka, Z., Kallabová, E. (Eds.). *Geomorfologický sborník* 7. 1. vydání, Brno: Př MU, 59-60.
- Urban, M. (2018): Štola Unruh (Neklid). In: *Průvodce: 7. Hřebečenský montánní výšlap. Hřebečná: Spolek přátel dolu sv. Mauritius*, s. 16-18.
- Valenta, J., Rapprich, V., Skácelová, R., Lukešová, R., Fojtíková, L. (2014): The newly discovered Neogene maar volcano near the Mariánské Lázně, western Bohemia. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 11(2), 107-116.
- Vallon, M., Petit, J.R., Fabre, B. (1976): Study of an ice core to the bedrock in the accumulation zone of an alpine glacier. *J. Glaciol.* 17, 13–28.
- Veselý, Martin (2015): Labský důl v Krkonoších z letadla. Online. In: Dostupné z: https://www.impuls.cz/regiony/kralovehradecky-kraj/labsky-dul-serial-krkonosska-udoli.A170917_164005_imp-kralovehradecky_kov/foto/POS6e021a_Labk2_MVesel.jpg. [cit. 2024-03-26].
- Vilborg, L. (1984): The cirque forms of central Sweden. *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* 66, 41–77.
- Vilímek, V. (1994): The Review of the Geomorphological Research in the Central Part of the Krušné hory (Ore Mountains). *Sborník ČGS*, 99, 1, 29-38.
- Vilímek, V. (1995): Quarternary development of Kateřinohorská vault relief in the Krušné hory mountains. *AUC Geographica*, 30, 115-137.
- Vilímek V., Raška, P. (2016): The Krušné Hory Mts. The Longest Mountain Range of the Czech Republic. In: *Landscapes and Landforms of the Czech Republic*, Springer International Publishing, 113-122.
- Vitásek, F. (1924): *Naše hory ve věku ledovém*. Praha: Knihovna československé společnosti zeměpisné.
- Vočadlova, K. (2011): *Vývoj pleistocénního zalednění české části Šumavy (Případová studie z okolí Černého a Čertova jezera)*. Doktorská disertační práce. Praha: Univerzita Karlova, 202 s.
- Vočadlova, K., Křížek, M. (2005): Glacial landforms in the Černé jezero Lake area. *Miscelanea Geographica Universitatis Bohemiae Occidentalis*. 11, 47-63.

Vočadlova K., Petr L., Žáčková P., Křížek M., Křížová L., Hutchinson S. M., Šobr M. (2015): The Lateglacial and Holocene in Central Europe: A multi-proxy environmental record from the Bohemian Forest, Czech Republic. *Boreas*, 44(4), 769-784.

Votýpka, J. (1979): Geomorfologie granitové oblasti masívu Plechého. *Acta Universitatis Carolinae Geographica*. XVI (2), 55-83.

Wojciechowski, K.H., Wilgat, T. (1972): Mapa geologiczno-hydrograficzna dorzecza górnej Rio Aconcagua. *Przegląd Geograficzny* 14 (4), 635–648.

Wolff, K. (1912): Über die eiszeitliche Vergletscherung des Thüringer Waldes. *Petermanns Mitteilungen*, 58, 201-203.

Li, Y., Evans, I. S., Spagnolo, M., Pellitero, R., Barr, I. D., Ely, J. C. (2024): ACME2: An extended toolbox for automated cirque metrics extraction, *Geomorphology*, 445.

Zienert, A. (1967): Vogesen und Schwarzwald Kare. *Eiszeitalter und Gegenwart*. 18, 51-75.