

# Univerzita Karlova v Praze

## Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Jiří Tomíček

## Geneze žulových jeskyní v Krkonoších

Genesis of granite caves in the Krkonoše Mts.

*Bakalářská práce*

Praha, 2013

Vedoucí závěrečné práce: RNDR. Zbyněk Engel Ph.D.

## **Poděkování**

Na tomto místě chci poděkovat vedoucímu mé bakalářské práce, RNDR. Zbyňku Engelovi Ph.D., za ochotnou pomoc, trpělivost a cenné rady. Zvláště si cením velmi vztřícího přístupu a poskytnutí odborné literatury.

## **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, 20. 5. 2013

Podpis:

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie  
2012/2013

Akademický rok vypsání práce:

## ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Jméno a příjmení: **Jiří Tomíček**

Studijní program: **Geografie**

Studijní obor: **Geografie a Kartografie**

Garant studijního oboru/programu vám schválil přidělení této bakalářské práce:

Název práce: **Geneze žulových jeskyní v Krkonoších**

Zásady pro vypracování:

Seznam odborné literatury:

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Zbyněk Engel, Ph.D.

Termín zadání bakalářské práce: 8. 3. 2013

Termín odevzdání bakalářské práce: dle harmonogramu příslušného akademického roku

.....  
Garant studijního programu/oboru

.....  
Děkan

V Praze dne 20. 5. 2013

## **Abstrakt**

V Krkonoších je evidováno celkem 16 žulových jeskyní, které lze zařadit do 4 morfogenetických typů: rozsedlinové, suťovo – rozsedlinové, suťové jeskyně a jeskynní výklenky. Prostorové rozmístění jeskyní je velmi nerovnoměrné - 13 jeskyní se nachází na území Pogórze Karkonoskie a 3 jeskyně na území Krkonošských hřbetů. Jeskyně, spojené s pohyby skalních bloků (rozsedlinové, suťovo – rozsedlinové, suťové) vznikly v periglaciálních podmínkách kombinací kryogenních a gravitačních procesů. Jeskynní výklenky vznikly selektivním zvětráváním horniny podél horizontálních puklin. Nejvhodnějším typem krkonošské žuly pro vznik jeskyní je hrubozrnná porfyrická varianta, která má nepravidelný systém primárních puklin a je méně odolná vůči selektivnímu zvětrávání. Výzkum současného vývoje jeskyní Krakonošova klenotnice a Lomená v Pančavské jámě by bylo vhodné zaměřit na monitoring recentních pohybů skalních bloků a relativní datování puklinových ploch.

**Klíčová slova:** pseudokrasová jeskyně, žulová jeskyně, Krkonoše, primární puklinový systém

## **Abstract**

In the Giant Mountains have been recorded 16 granite caves in total, they can be classified into 4 morphogenetic groups: crevice caves, crevice – collapse caves, talus caves and rockwall niches. The spatial distribution of caves is very irregular – 13 caves in the Pogórze Karkonoskie and 3 in the Giant Mts. ridge. Caves, associated with the rock blocks movements (crevice, crevice – collapse, talus caves), have formed in periglacial conditions by cryogenic and gravitational processes. Rockwall niches have formed by selective weathering along horizontal fractures. The most suitable granite of Giant Mountains is coarse – grained porphyric type, which has an irregular primary joint system and is less resistant to selective weathering. The investigation of a present – day development of Krakonošova klenotnice and Lomená caves in Pančavská jáma cirque should be focused on monitoring of recent rock blocks movements and on relative dating of joint planes.

**Key words:** pseudokarst cave, granite cave, Giant Mts., primary joint system

# Obsah

1. Úvod.....	6
1. 1 Úvod do problematiky.....	6
1. 2 Cíl práce.....	6
1. 3 Vymezení zájmové oblasti.....	6
2. Fyzickogeografická charakteristika oblasti.....	8
2. 1 Geologické poměry.....	8
2. 2 Geomorfologická charakteristika.....	10
2. 3 Půdy.....	13
2. 4 Klima Krkonoš.....	14
2. 5 Sněhové poměry a laviny.....	16
2. 6 Hydrologické poměry.....	17
2. 7 Živá příroda.....	20
3. Klasifikace pseudokrasových jeskyní.....	22
4. Žulové jeskyně v Krkonoších.....	26
4. 1 Jeskyně v polské části Krkonoš.....	27
4. 2 Jeskyně v české části Krkonoš.....	32
5. Fyzikální vlastnosti žul a jejich úloha při vzniku pseudokrasových jeskyní.....	34
5. 1 Struktura a fyzikální vlastnosti žul.....	34
5. 1. 1 Procesy zvětrávání žuly a vývoj pseudokrasových jeskyní.....	37
5. 2 Vlastnosti a prostorové rozmístění krkonošské žuly.....	37
6. Vývoj paleoklimatu od spodního Pleistocénu.....	40
6. 1 Vývoj klimatu v pleistocénu.....	40
6. 2 Klimatické podmínky v holocénu.....	41
7. Možnosti metod terénního výzkumu.....	42
7. 1 Měření relativního pohybu bloků.....	42
7. 2. Relativní datování stáří skalního povrchu.....	43
8. Diskuze.....	44
9. Závěr.....	47
10. Zdroje.....	48
10. 1 Literatura.....	48
10. 2 Mapové podklady.....	53
10. 3 Datové zdroje.....	53

# 1. Úvod

## 1. 1 Úvod do problematiky

V Krkonoších se nachází početné podzemní útvary různého původu (antropogenní, krasové, pseudokrasové). Krasové i montánní tvary jsou již poměrně známé a zabývala se jimi celá řada autorů (V. PILOUS 1993; R. TÁSLER 1981). Méně probádané jsou však pseudokrasové jeskyně, které se v Krkonoších vyskytují především v granitech. V celých Krkonoších je evidováno celkem 16 žulových jeskyní.

Granitové jeskyně mají v porovnání s těmi krasovými většinou menší rozměry a jejich morfologie se může výrazně lišit v souvislosti s různými typy nebo fázemi geneze. Vyskytují se v podobě úzkých a dlouhých tunelů, nepravidelných prostor mezi horninovými bloky i jako různě hluboké skalní výklenky. Žulové jeskyně byly popsány na mnoha místech světa v různých klimatických oblastech v různých typech žul (C. R. TWIDALE 1982)

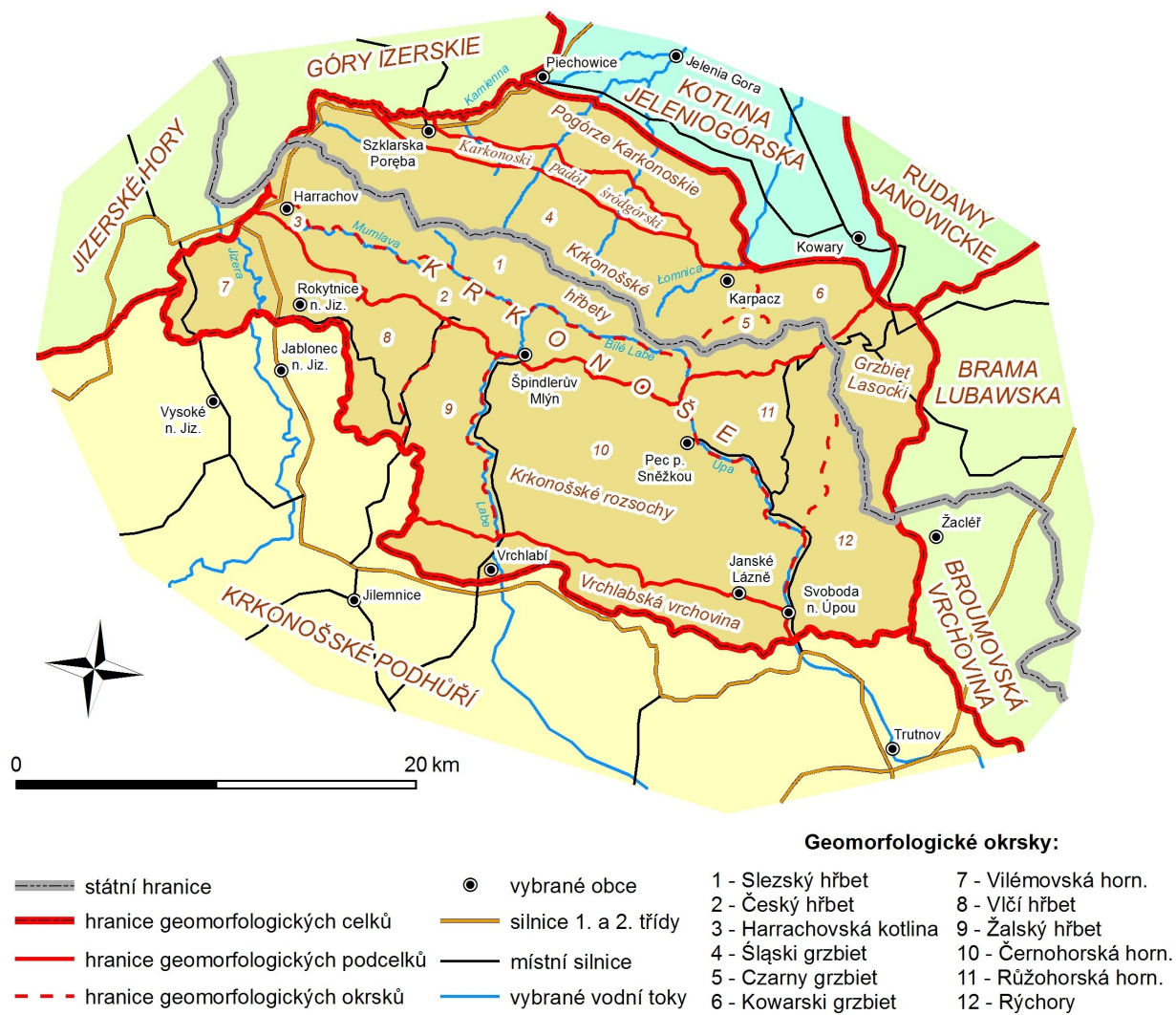
## 1. 2 Cíl práce

Cílem této práce je na základě odborné literatury shrnout výskyt granitových jeskyní v Krkonoších a klasifikovat je na základě společných morfogenetických znaků, charakterizovat podmínky, ovlivňující jejich genezi, zejména litologické poměry a vývoj klimatu. Dílčím cílem pak je představit některé metody výzkumu, které by mohly přispět k objasnění průběhu geneze granitových jeskyní v Pančavské jámě.

## 1. 3 Vymezení zájmové oblasti

Zájmové území zahrnuje geomorfologickou oblast Krkonoše (mapa 1), která náleží do provincie České vysočiny a s ní do Krkonošsko – jesenické subprovincie. Krkonoše jsou členitou hornatinou (jejich výšková členitost je 300 – 700 m) se střední nadmořskou výškou 901 m a středním sklonem 13° 23' (V. PILOUS 2007). Nejvyšší části pohoří patří do podcelku krkonošské hřbety, který se na české straně skládá z okrsků Slezský hřbet, Český hřbet a Harrachovská kotlina a na polské straně z okrsků Śląski (glówny) grzbiet, Czarny grzbiet a Kowarski grzbiet. Plošně nejrozsáhlejším podcelkem jsou Krkonošské rozsochy, tvořící střední část pohoří. Na české straně se dělí na 6 okrsků, které jsou většinou tvořeny výraznými hřbety severojižního směru a jsou odděleny údolními hlavními toků. Okrsky jsou Vilémovská hornatina, Vlčí hřbet, Žalský hřbet, Černoorská hornatina, Růžohorská hornatina a Rýchory. Na polské straně je obdobné výškové pásmo daleko

méně rozsáhlé a zahrnuje dva okrsky – Lasocki Grzbiet, který navazuje na Rýchory a Karkonoski padół śródgórski, který na jihu hraničí s Krkonošskými hřbety. Nejnižší části území jsou tvořeny podcelky Vrchlabská vrchovina na české a Pogórze Karkonoskie na polské straně (V. PILOUS 2007). Většina jeskyní na polské straně Krkonoš se nachází v podcelku Pogórze Karkonoskie a na české straně v podcelku Krkonošské hřbety (mapa 1).



**Mapa 1:** Vymezení zájmové oblasti.

## 2. Fyzickogeografická charakteristika oblasti

### 2. 1 Geologické poměry

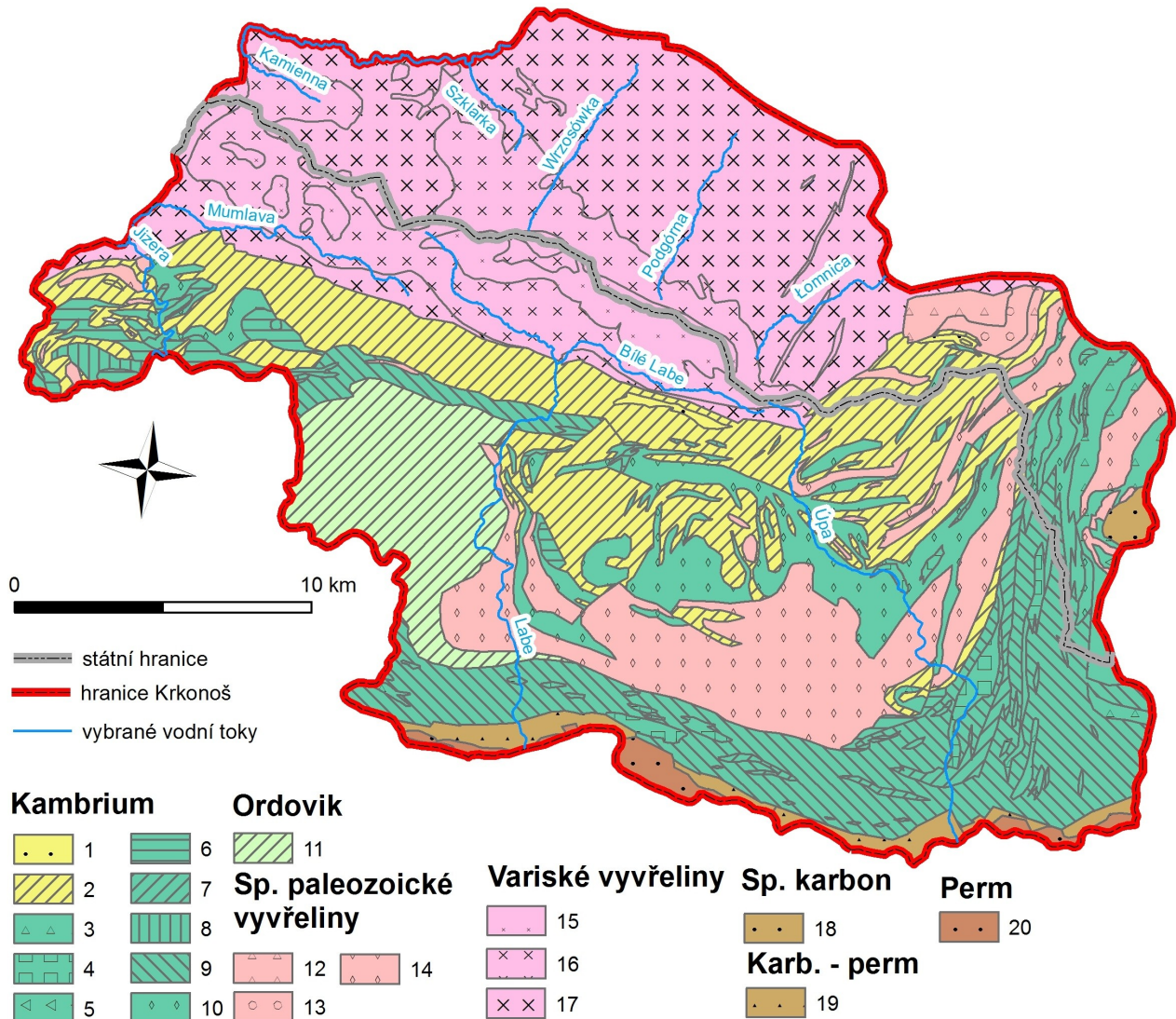
Z geologického hlediska jsou Krkonoše součástí takzvaného Krkonošsko – jizerského krystalinika. Krkonošsko – jizerské krystalinikum má oválný tvar, protažený ve směru zsz – vjv (mapa 2). Na severu je zlomově odděleno od staropaleozoického krystalinika Kačavských hor, na jihu se pak noří pod mladší obalové série Podkrkonošské a Vnitrosudetské pánve. Na západě sousedí Krkonošsko – jizerské krystalinikum s Lužickým žulovým masivem, od kterého je také zlomově ohraničeno. Krkonošsko – jizerské krystalinikum se skládá převážně z krystalických břidlic, které se zformovaly z paleozoických nebo možná i proterozoických vulkanosedimentárních hornin, během četných orogenních procesů (Grenvilská, Kadomská i Kaledonská orogeneze) (J. CHALOUPSKÝ et al., 1989a). Nejčastěji se vyskytují svory a ruly, místy i útržky krystalických vápenců. Během Variského vrásnění ve spodním karbonu pronikla na území Krkonoš významná žulová intruze, zvaná Krkonošsko – Jizerský pluton, která svým působením ovlivnila i okolní horniny takzvanou kontaktní metamorfózou. Stáří intruze je udáváno v rozmezí 304 - 328 milionů let (M. AWDANKIEWICZ et al., 2010) V kontaktní zóně se z původních hornin překrystalizovaly rohovce, ve větší vzdálenosti pak plodové břidlice (J. CHALOUPSKÝ et al., 1989a).

Krkonošsko – Jizerský žulový pluton na povrchu tvarem připomíná ležatou osmičku a je protažen přibližně Z – V. Západní část se nachází převážně na českém území a vytváří jádro Jizerských hor, zatímco směrem k východu přechází na polské území, kde tvoří podloží severních svahů Krkonoš a Jelenohorské kotliny (W. KOZDRÓJ et al., 2001). V české části Krkonoš vytváří žulový pluton nejvyšší partie pohoří při hranici s Polskem. Jeho jižní hranice s krystalickými břidlicemi probíhá v linii Z. svahy Sněžky – S. svah Čertova hřebene, Studniční a Luční hory – S. svahy Kozích hřbetů a Medvědína – SV. svah Zlatého návrší – vrchol Kotle – S. svah Lysé hory – JZ. Svah Ptačince – jihozápadně od Harrachova protíná údolí Jizery a přechází do Jizerských hor (J. CHALOUPSKÝ 1989b).

Petrograficky není pluton příliš variabilní. Lze ho rozdělit na tři základní typy: porfyrická hrubozrnná biotitická žula s vyrostlicemi draselného živce, středně stejnoměrně zrnitá biotitická žula a drobně zrnitá až aplitická žula (J. CHALOUPSKÝ et al., 1989a). Hrubozrnná porfyrická žula se nachází především v okrajových částech plutonu a vyrostlice zřejmě mají původ v kontaktu s krystalickými břidlicemi. Naopak drobnozrnná varianta je rozšířena především v centrální části



plutonu a tvoří nejvyšší partie hor. Středně zrnitá žula je pak jakýmsi postupným přechodem mezi těmito dvěma typy (J. LÍBALOVÁ 1964). Podle H. Cloose lze v žulovém plutonu vymezit dvě klenbové struktury. Větší klenba se nachází pod hlavním hřebenem Krkonoš a Jizerských hor ve směru zsz. - vjv. Menší klenba je na polském území při východním okraji masivu ve směru sv – jz. Pod těmito klenbami lze předpokládat zdrojovou oblast materiálu plutonu (J. CHALOUPSKÝ et al., 1989a).



**Mapa 2:** Geologické podloží Krkonoš (1. muskovitický kvarcit 2. muskovitický svor (biotit-albit-granát) 3. epidotický amfibolit, zelená břidlice a skalina, místy metadiabas 4. mramor, dolomitický mramor 5. křemen-albit-chloritická břidlice keratofyr, křemenný keratofyr, porfyroid 6. sericitický kvarcit, místy metakonglomerát 7. křemen-živcová břidlice, porfyroid, leptynit 8. erlán a skarn 9. chlorit-sericitický fylit, zčásti kvarcitický s vložkami grafit-sericitického fylitu 10. chlorit-muskovitický fylit, místy granát-biotit-albitická břidlice 11. chlorit-sericitický fylit z části kvarcitický, vložky grafit-sericitických fylitů 12. metagranitoid až ortorula 13. okatá rula až ortorula 14. ortoruly nerozlišené 15. biotitický monzogranit a granit, drobně zrnitý, místy aplit až aplitický granit 16. biotitický monzogranit, hrubě zrnitý, porfyrický 17. biotitický monzogranit, hrubě zrnitý, porfyrický 18. hrubozrnné slepence s bloky droby, prachovce a jílovce 19. svrchní karbon, spodní perm, nerozlišený 20. pískovce, jílovce, uhlenaté jílovce, slepence, převážně fanglomeráty, uhlí, podřízené vápence a vulkanity).

Zásadní vlastností žulového podloží pro genezi a výskyt jeskyní je tektonika, především systém primárních puklin, které lze rozdělit do třech základních typů. Nejvýznamnějším typem jsou takzvané Q – pukliny, probíhající ve směru SV – JZ a jsou často vyplněny žilami křemene a aplitu. S – pukliny mají směr SZ – JV. Oba typy puklin mají úklon blízký vertikálnímu a jsou na sebe kolmé. Třetím typem jsou téměř horizontální L – pukliny ve směru ZSZ – VJV (J. LÍBALOVÁ 1964). Kromě této primární vodorovné odlučnosti existují i pukliny, odpovídající morfologii terénu, které mají úklon podobný sklonu svahu (H. BARTOŠÍKOVÁ 1973). Systémy puklin mají na svědomí pravidelnou odlučnost ve formě kvádrů, lavic nebo desek (J. LÍBALOVÁ 1964).

Podkrkonošský permokarbon tvoří souvrství vulkanických a sedimentárních hornin z přelomu karbonu a permu. Jeho mocnost se pohybuje do 1000 m a na území Krkonoš zasahuje jen omezeně, pouze na úpatí hor v pásmu 1 – 2 km širokém. Z výskytu hornin jsou zajímavé například tufy, melafyry a také sloje černého uhlí. (J. PLAMÍNEK 2007).

Pro úplnost geologické charakteristiky je třeba uvést i sporadický výskyt terciérních vulkanitů, které jsou však čtenější v Podkrkonoší, nebo v Jizerských horách. V Krkonoších je významnější jen žila ve Sněžných jámách. Naopak více jsou v Krkonoších zastoupeny kvartérní sedimenty. Vyskytují se zde sedimenty jak říční na dně říčních údolí, na jejich svazích pak svahové a ledovcové sedimenty v oblasti karů nebo trogů (J. PLAMÍNEK 2007).

## **2. 2 Geomorfologická charakteristika**

Ačkoliv jsou Krkonoše geologicky velmi staré pohoří, současné formy reliéfu jsou podstatně mladší. Typickým znakem reliéfu Krkonoš jsou zarovnané povrchy ve vrcholových partiích (a v menší míře i v nižších úrovních reliéfu, například na některých svazích a meziříčních rozsochách) (J. SEKYRA 1964). Největší plošina se nachází ve východní části Krkonoš mezi Sněžkou, Smogorníí a Luční horou a tvoří ji Równia pod Śnieżka, Bílá louka, Čertovo návrší. Druhá nejrozsáhlejší se rozkládá mezi Violíkem, Harrachovými kameny a Kotlem a je tvořena Labskou, Mumlavskou, Pančavskou a Harrachovou loukou (P. MIGOŇ, V. PILOUS 2007).

Tyto zarovnané povrchy jsou nejstarším reliéfovým prvkem, který vytvořilo dlouhé období peneplenizace (J. KUNSKÝ 1948). Počátek peneplenizace spadá do permu, ale hlavní fáze probíhala v období před 90 – 75 miliony lety (M. DANIŠÍK et al., 2010). Mocné vrstvy zvětralinového pláště byly pak postupně svahovými i fluvialními procesy transportovány z prostoru jejich vzniku (P. MIGOŇ, V. PILOUS 2007). Díky výskytu hornin s různou odolností vůči zvětrávání (různé typy žul, horniny kontaktní zóny žulového plutonu i krystalické břidlice) vznikl

mírně zvlněný reliéf, jehož elevace tvoří právě výchozy odolnějších hornin (J. SEKYRA 1964). Například Sněžka, Studniční nebo Luční hora jsou tvořeny tvrdými horninami kontaktní zóny, Szrenica, Violík, nebo Vysoké Kolo zase odolnějšími typy žuly (W. KOZDRÓJ et al., 2001). Zarovnané povrchy se do současných nadmořských výšek dostaly díky tektonickým zdvihům v průběhu Kenozoika, a to postupně, čemuž odpovídají různé úroňové stupně zarovnaných povrchů patrné například podél hlavních údolí (J. SEKYRA 1964). Terasovitě uložené kvartérní akumulace podél říčních toků ukazují, že vertikální pohyby probíhaly v omezené míře v Krkonoších i v průběhu pleistocénu a holocénu (P. MIGOŇ, V. PILOUS 2007).

Říční síť v Krkonoších se začala vytvářet již v souvislosti s vývojem zarovnaných povrchů před začátkem miocénu (J. KUNSKÝ 1948). V zarovnaných površích však řeky měly mnohem menší energii a neměly svůj nynější horský charakter. Novým impulsem pro rozvoj říční sítě se stal až pozdější zdvih Krkonoš, díky kterému získaly vodní toky větší spád a začaly zahlubovat svá údolí zpětnou erozí. Vodní toky polské části hor jsou konsekventní, využívají tedy směr největšího sklonu svahu a stékají se až v podhůří (J. KUNSKÝ 1948). Konsekventní charakter toků je předurčen přímočarým, tektonicky podmíněným severním svahem a také homogenním žulovým podložím. Naopak řeky české části hor jsou typické spíše subsekventním průběhem, tekoucí paralelně s hlavními hřbety (F. KRÁLÍK, J. SEKYRA 1969). Vodní toky využívají pro svůj průběh zlomově podmíněné deprese, méně odolné nebo nejvíce tektonicky narušené horniny. V pleistocénu byly některé části říčních údolí přemodelovány ledovci, které změnily jejich podélný i příčný profil. Říční údolí mají nevyrovnaný podélný profil, který se vyznačuje množstvím stupňů i menších vodopádů (P. MIGOŇ, V. PILOUS 2007).

Charakteristické rysy ledovcové modelace získaly Krkonoše během pleistocenního zalednění. Ledovcová eroze vytvořila kary (například Pančavská, Úpská jáma, Kocioł Małego a Wielkiego Stawu), i dvě ledovcová údolí. Krkonošské ledovce, přemodelovávající preglaciální reliéf, byly převážně karového typu, ledovce údolního typu vznikly pouze dva – v Labském a Obřím dole. Zpětnou erozí se ledovce zařezávaly hluboko do vrcholových zarovnaných povrchů. Transportovaný materiál vytvořil boční i čelní morény, jejichž pozůstatky jsou patrné dodnes (P. MIGOŇ, V. PILOUS 2007). Kolikrát byly Krkonoše zaledněny, je otázkou, na kterou existuje více názorů, dochované relikty morén však pocházejí z jediného - posledního glaciálu (Z. ENGEL et al., 2010).

Podnebí v chladných periodách pleistocénu nemělo vliv pouze na tvorbu ledovců, ale podmínilo také rychlejší mechanické zvětrávání hornin, vznik periglaciálních tvarů, stejně tak jako

zvýšenou erozní a transportní sílu vodních toků v nižších polohách (P. MIGOŇ, V. PILOUS 2007). V nejvyšších partiích lze proto pozorovat různé periglaciální tvary, které vznikaly především v chladných fázích pleistocénu (J. SEKYRA 1964). Mezi fosilní tvary můžeme řadit například kryoplanační terasy na Luční hoře, tory, mrazové sruby a kamenná moře nebo mohutné soliflukční laloky a kamenné ledovce (A. TRACZYK 2004). Naopak mezi recentně aktivní tvary patří například mrazové kopečky, rašelinné kopečky (Pančavské rašeliniště, Bílá louka), drobné soliflukční laloky nebo putující bloky (M. KŘÍŽEK, V. TREML, Z. ENGEL 2007). Významnou roli hrají také nivační procesy, působící převážně za závětrnými okraji zarovnaných plošin, kam je svíváno velké množství sněhu a tvoří se sněžníky (například Mapa republiky na svazích Studniční hory). Vytvářejí se zde drobné nivační deprese a nivační valy (J. ŠEBESTA 1978). Kromě nivace působí sních významně také v podobě základových lavin, které jsou schopné přemístit stovky metrů krychlových organického a kamenitého materiálu. K velkým lavinám došlo v posledních letech například v Labském a Obřím dole (V. SPUSTA et al., 2006).

Kromě činnosti řek jsou významným recentním geomorfologickým činitelem svahové procesy. Litologické poměry v Krkonoších omezují tyto procesy především na mury a skalní řícení, činnost mur je však zdaleka nejvýznamnějším svahovým procesem (V. PILOUS 1973). Celkově je v Krkonoších evidováno okolo 220 murových drah. Na české straně se nejvíce vyskytují v Obřím (51 drah), Dlouhém (65 drah) a Jelením dole (23 drah). Na polském území je nejvíce mur v údolí Łomničky (23 drah) a také na území karů obou Stawů. Skalní řícení je omezeno na výskyt skalních výchozů krkonošských karů, trogů a torů. Jedná se ale obvykle jen o malé objemy zřícené hmoty za rok. (P. MIGOŇ, V. PILOUS 2007).

V ostrůvcích karbonátových hornin (vápenec, dolomit), nacházejících se v mladším komplexu krystalických břidlic, se vytvořily krasové jevy. Jedná se o různě velké dutiny a jeskyň s krápníkovou výzdobou, závrtky, ponory i vyvěračky. Nejvýznamnějšími lokalitami jsou okolí Albeřic a Poniklé. Albeřická jeskyně je se svými 250 m v Krkonoších nejdelší a Ponikelská jeskyně je jen o 10 m kratší. (R. TÁSLER, V. OUHRABKA 2007).

V posledních několika letech se stal významným geomorfologickým činitelem člověk. V Krkonoších jsou s ním spojené především montánní a agrární tvary reliéfu (P. MIGOŇ, V. PILOUS 2007). Výskyt montánních tvarů je vázán na ložiska nerostných surovin, které se nacházejí především v krystalinické části podloží. Patří mezi ně vápencové ale i žulové lomy, tvary podpovrchové těžby ve formě štol a šachet (V. PILOUS 1984) i akumulární tvary ve formě odvalů, pinek nebo rýžovacích pahorků, takzvaných sejp (V. PILOUS 1985). Malé montánní tvary jsou

rozesety v různých částech Krkonoš. Agrární tvary vznikaly hlavně v souvislosti s rozvojem budního hospodářství a představují haldy, kupy nebo terasy z kamenitého materiálu, který byl snesen ze zemědělsky využívaných ploch. S rozvojem lyžařské infrastruktury pak dochází na svazích k zarovnávání přírodních nerovností, při čemž je přemístěno významné množství materiálu (P. MIGONĚ, V. PILOUS 2007).

## 2.3 Půdy

V Krkonoších jsou zastoupeny různé půdní typy, na jejichž vzniku se podílí několik půdotvorných faktorů, zejména matečná hornina, vegetační kryt, klimatické faktory (teplota a množství srážek), charakter reliéfu (sklon, expozice svahů), výška hladiny podzemní vody a délka půdotvorného procesu. Vzhledem k nadmořské výšce můžeme v Krkonoších vymeziť 4 výšková půdní pásma, s charakteristickými skupinami půdních typů. Jsou to pásma hydromorfních půd, rezivých lesních půd, horských podzolů a rašeliništních půd a pásma sutí a skal. (J. PELÍŠEK 1974)

Pásma hydromorfních půd charakterizují půdy, jejichž vznik byl podmíněn polohou v blízkosti vodních toků v nivách. V Krkonoších byly hydromorfní půdy nalezeny v rozmezí 600 – 1100 m.n.m (J.PELÍŠEK 1974). Nejčastěji se vyskytujícími půdními typy jsou gleje, nivní půdy – fluvizemě a oglejené půdy (V. PODRÁZSKÝ et al., 2007). Důležitými půdotvornými procesy u glejů jsou redukční pochody v trvale nebo periodicky zamokřeném prostředí. Gleje jsou jílovité, kyselé půdy s nedostatkem snadno přístupných živin (M. TOMÁŠEK 2007). Fluvizemě mají nevýrazný humusový horizont, pod kterým se nachází vrstvy zrnitého materiálu říčních sedimentů, jejichž charakter závisí na rychlosti toku a vzdálenosti od koryta (M. TOMÁŠEK 2007).

Pásma rezivých lesních půd je v Krkonoších značně rozšířené a pokrývá souvislou plochu svahů o různém sklonu a expozici v nadmořských výškách od 600 – 800 m n.m. Po 1100 – 1200 m n.m. (J. PELÍŠEK 1974). Nejčastějšími půdními typy jsou kambizemě, které postupně přecházejí v kryptopodzoly, které jsou jednou z nejrozšířenějších krkonošských půd (V. PODRÁZSKÝ et al., 2007). Kambizemě vznikají na všech typech hornin, jsou to mělké, lehčí středně kyselé půdy. Hlavním půdotvorným procesem je vnitropůdní zvětrávání. Kryptopodzoly tvoří pokročilejší vývojové stádium kambizemí, začíná se u nich projevovat iniciální podzolizace (M. TOMÁŠEK 2007).

V nadmořských výškách od 1100 – 1200 m n.m. po 1400 – 1500 m n.m. převládá pásma horských podzolů a rašeliništních půd a pokrývá tak většinu krkonošských vrcholů. Rašeliništní půdy tvoří různě velké areály na náhorních plošinách (J. PELÍŠEK 1974). Vyskytují se především

modální kryptopodzoly, horské modální podzoly a organozemě (V. PODRÁZSKÝ et al., 2007). Hlavním půdotvorným procesem podzolů je intenzivní podzolizace, charakteristické jsou vybělenými eluviálními horizonty, a silnou kyselostí. Vyskytují se na minerálně chudších horninách (žuly, ruly, svory). Rašelinistní půdy vznikají rašeliněním značných akumulací slabě rozložených organických zbytků v silně zvodnělém prostředí. Organozemě jsou silně kyselé a chudé na minerální látky (M. TOMÁŠEK 2007).

Nejvyšší partie Krkonoš patří do pásma sutí a skal. Sutě mají různou velikost částic, vyskytují se sutě kamenité až balvanité (J. PELÍŠEK 1974). Mohou být buď holé nebo na nich vznikají mělké půdy s humusovým horizontem, navazujícím na mateční horninu, takzvané surové půdy – litozemě. Zvláštním případem půd ve vrcholových partiích jsou Alpinské půdní formy, které vznikaly kryogenními procesy především v glaciálních a postglaciálních obdobích (M. TOMÁŠEK 2007).

## **2. 4 Klima Krkonoš**

Krkonošské klima je utvářeno převládajícími oceánskými vzduchovými hmotami, proudícími od západu s občasným vpádem kontinentálního vzduchu od východu (R. GRAMSZ, J. POTOČKA, M. KOCIÁNOVÁ 2010). Specifické mezo a mikroklimatické podmínky dotváří orientace a členitost reliéfu, nadmořská výška a oslunění. Hlavní hřbet Krkonoš je orientován shodně se směrem převládajícího proudění. Díky významným údolím východozápadního směru (Mumlavý a Bílého Labe), vznikají specifické anemoorografické systémy (J. JENÍK 1961) a především vysoká členitost české části hor vytváří podmínky pro turbulentní promíchávání, způsobující výrazné změny počasí i na malé vzdálenosti. (O. HALÁSOVÁ, E. HANČAROVÁ, I. VAŠKOVÁ 2007).

Klima většiny území Krkonoš lze zařadit podle Quitta do chladného klimatu, značeného CH (L. METELKA et al., 2007). Nejvyšší hřbetové polohy patří do kategorie CH4 a řadí se tak mezi vůbec nejchladnější oblasti ČR. Jsou typické velmi krátkým a vlhkým létem, dlouhým a chladným přechodovým obdobím a velmi dlouhou a chladnou zimou s dlouhým trváním sněhové pokrývky. Nižší polohy spadají do oblastí CH6 až CH7 s velmi krátkým až krátkým, mírně chladným a vlhkým létem, chladnými až mírně chladnými přechodnými obdobími a dlouhou, mírně chladnou, mírně vlhkou až vlhkou zimou s dlouho trvajícím sněhovou pokrývkou. Úpatí podhůří náleží mírně teplé oblasti MT2, s krátkým, mírně chladným a mírně vlhkým létem, krátkými a mírnými přechodnými obdobími a normálně chladnou, spíše suchou zimou s normálně dlouhou sněhovou pokrývkou (E. QUITT 1971).

Dlouhodobé roční průměry teplot se v Krkonoších pohybují mezi 7°C při úpatí (Szklarska Poreba: 6,6°C, Harrachov: 5,3°C) po 0,4 – 2°C ve vrcholových oblastech (Szrenica: 1,9°C, Labská bouda: 2°C, Sněžka: 0,4°C) (L. METELKA et al., 2007; R. GRAMSZ, J. POTOCKA, M. KOCIÁNOVÁ 2010). Nejchladnějším měsícem je leden, nejteplejším červenec. Pokles teplot s rostoucí nadmořskou výškou je výraznější v létě než v zimě. V zimním období se totiž často vyskytuje stabilní zvrstvení atmosféry a s ní spojené teplotní inverze. Maximální teplota byla v Krkonoších naměřena 13.7.1965 v Janských Lázních, a to 34,5°C, minimální pak na Sněžce 12.1.1987, konkrétně -32,1°C (L. METELKA et al., 2007). Na hřebenech se v dlouhodobém průměru ročně vyskytuje kolem 6 arktických dnů (maximální teplota nevystoupí nad -10°C), 100 – 130 ledových dnů (maximální teplota zůstává pod bodem mrazu) a 180 – 200 mrazových dnů, kdy nejnižší teplota klesne pod bod mrazu. Počet těchto charakteristických dní směrem do podhůří rychle klesá. Počet letních dní je větší v podhůří, kde je jich kolem 15 ročně, na hřebenech se však vyskytují vzácně (L. METELKA et al., 2007).

Většinu atmosférických srážek přináší do oblasti Krkonoš převládající západní proudění (O. HALÁSOVÁ, E. HANČAROVÁ, I. VAŠKOVÁ 2007). Roční úhrny srážek jsou zde výrazně vyšší, než v přilehlých oblastech na jihu i na severu. Rozložení srážkového pole závisí na nadmořské výšce a na poloze a orientaci svahů (R. GRAMSZ, J. POTOCKA, M. KOCIÁNOVÁ 2010). Roční úhrny srážek rostou od 800 – 900 mm v nižších polohách (Karpacz okolo 900 mm, Michałowice 950 mm, Žacléř 887 mm) po hodnoty nad 1400 mm na vrcholcích hor (Szrenica - 1422 mm, Sněžné jámy - 1512 mm, Labská bouda 1459 mm) (L. METELKA et al., 2007; R. GRAMSZ, J. POTOCKA, M. KOCIÁNOVÁ 2010). Velikost srážkových úhrnů roste ale také od východu na západ, část vlhkosti totiž vzduchové hmoty ztrácí již na západních vrcholcích Krkonoš. Podle Kwiatkowského (1982) je však rozložení srážkového pole jiné, než jak ho udávají interpolace ze srážkoměrných měření a roční úhrny srážek jsou vyšší až o 25 %. Důvodem by měly být chyby srážkoměrných měření vlivem větru, výparu nebo snosu sněhových srážek. Významný vliv na distribuci srážek mají též lokální anemoorografické systémy (J. KWIATKOWSKI 1982). Variabilita srážkových úhrnů během roku je obvyklá pro horské oblasti ČR, má hlavní maximum v červenci, vedlejší pak v prosinci (O. HALÁSOVÁ, E. HANČAROVÁ, I. VAŠKOVÁ 2007). Velkou variabilitu mají i meziroční úhrny srážek a často se liší od dlouhodobých i o desítky procent. Nejvyšší denní srážkové úhrny byly naměřeny 6.7. 1997 v meteorologické stanici KRNAP na Studniční hoře – 261 mm. Počet dní se srážkami se pohybuje v rozmezí 174 v polohách kolem 600 m n.m. až po více než 260 ve vrcholových partiích (L. METELKA et al., 2007).

Teplota a srážky jsou spojeny s dobou trvání slunečního svitu, respektive s oblačností. Průměrný počet jasných dní (pokrytí oblohy oblačností méně než 20 %) se v Krkonoších pohybuje mezi 50 a 55 a počet zatažených dní (pokrytí oblohy oblačností více než 80 %) se pohybuje kolem 160 dní ročně (L. METELKA et al., 2007). Doba slunečního svitu je kratší v zimě (40 – 45 h měsíčně), což je způsobeno jednak kratšími dny, ale také častými zimními inverzemi, spojenými s vrstevnatou oblačností. Časté přízemní inverze způsobují, že doba trvání slunečního svitu je srovnatelná v údolích i na vrcholech, které často tuto nízkou inverzní oblačnost převyšují. V letním období je vlivem dobrých podmínek pro tvorbu kupovité i turbulentní oblačnosti délka slunečního svitu kratší na hřebenech (160 – 190 h měsíčně) než v podhůří (190 – 210 h měsíčně) (L. METELKA et al., 2007). Směr a rychlost větru jsou ovlivněny převládajícím západním prouděním, členitostí reliéfu i nadmořskou výškou. Rychlost větru s nadmořskou výškou roste a nejvyšší je v kulminačních partiích nad horní hranicí lesa, kde je již omezený vliv orografie. Na Sněžce jsou dosahovány nejvyšší rychlosti větru, často kolem 35 m/s, a více než 200 dní v roce je zde průměrná rychlost větru vyšší než 15 m/s (R. GRAMSZ, J. POTOCKA, M. KOCIÁNOVÁ 2010).

## **2. 5 Sněhové poměry a laviny**

Sněhové srážky se ve vrcholových partiích Krkonoš mohou objevit v kterékoliv roční době, sníh zde však leží necelý půlrok (pro nejvyšší části se udává 150 – 170 dní v roce) (L. METELKA et al., 2007). V této poloze dosahuje průměrná výška sněhové pokrývky kolem 1 – 3,5 m (J. HARČARIK 2007). Nejvyšší mocnost sněhové pokrývky je na přelomu zimy a jara (výška sněhové pokrývky na Labské boudě koncem března 2005 činila 345 cm) (L. METELKA et al., 2007). K největším akumulacím sněhu však dochází na závětrných svazích za terénními hranami, kam je sníh svívan z rozsáhlých náhorních plošin; vytváří se zde sněhové převěje a vrstvy sněhu o mocnosti prvních desítek metrů (B. JANÁSKOVÁ 2006). Mezi místa se silnou větrnou deflací sněhu patří například Sněžka, Vysoké Kolo, Smogornia, Szrenica, Slezské a Modré sedlo. Sníh zde obvykle dosahuje výšky pouze několika decimetrů (B. JANÁSKOVÁ 2006; J. HARČARIK 2007). Mezi lokality sněhové akumulace naopak patří závětrné svahy ledovcových karů (sněhové pole v Modrém dole – tzv. "Mapa republiky", za hranami Labské a Úpské jámy, Sněžné jámy i po obvodu karů Wielkého a Malého Stawu). Není divu, že tyto sněhové akumulace jsou zdrojovou oblastí pro pravidelné laviny a sněhová pole zde zůstávají často až do léta (J. HARČARIK 2007).

Lavinovými terény jsou nejčastěji svahy karů a trogů, v Labském dole tak mohou blízké lavinové dráhy teoreticky ovlivňovat i jeskyně Krakonošova klenotnice a Lomená. Největší vliv na



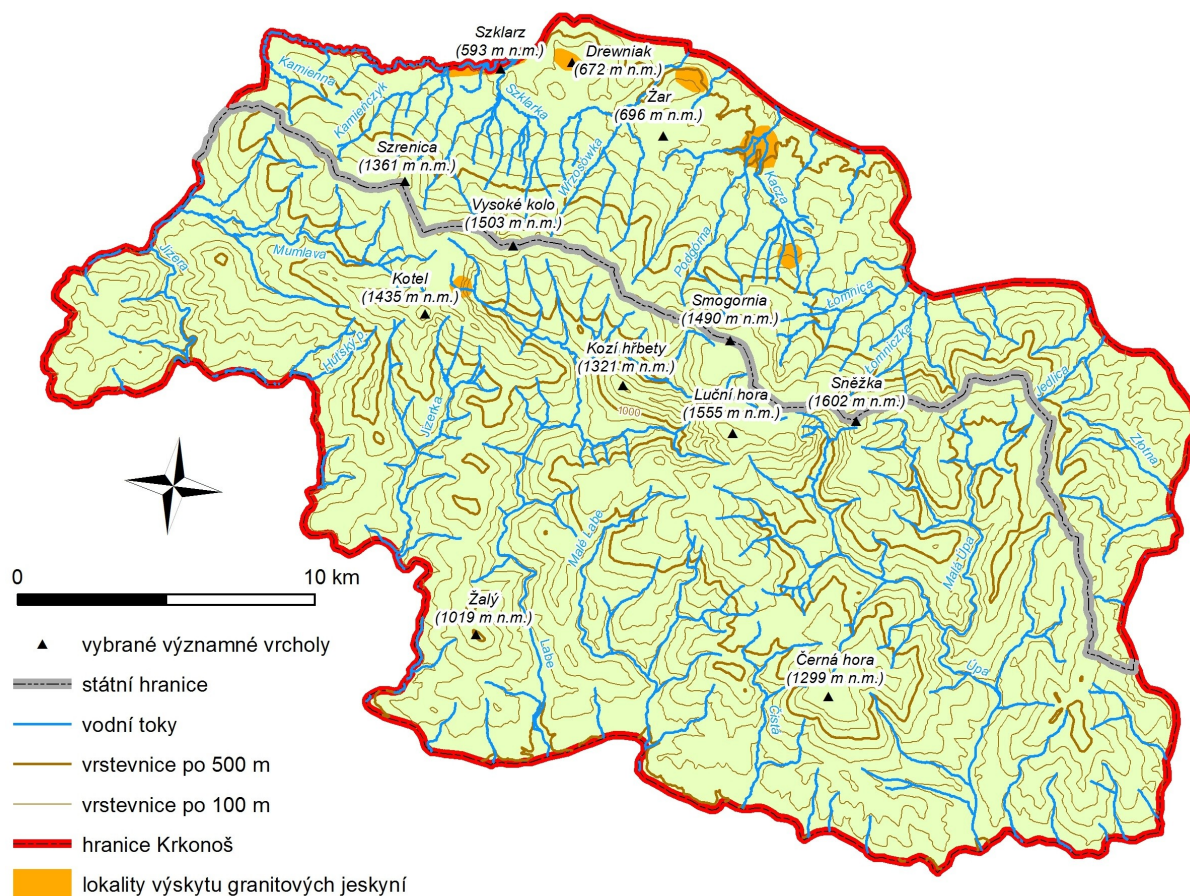
reliéf mají laviny základové (skluzná plocha probíhá po podloží), ačkoliv právě ty se v Krkonoších vyskytují poměrně zřídka. V Krkonoších je evidováno více než 100 lavinových drah, na kterých sjede v průměru 50 lavin za sezónu (V. SPUSTA et al., 2006).

## 2. 6 Hydrologické poměry

Krkonoše jsou pramennou oblastí řady vodních toků. Jižní část pohoří patří do povodí Labe je odvodňována do Severního moře. Severní svahy náleží povodí Odry, která ústí do Baltského moře. Hřeben Krkonoš tak tvoří část hlavního evropského rozvodí (E. HANČAROVÁ, K. PARZÓCH 2007).

Českou stranu hor odvodňují tři hlavní toky: Jizera, Labe a Úpa (mapa 3). V západní třetině je to Jizera, která pramení v Jizerských horách a na území Krkonoš přitéká u Kořenova, odkud pokračuje na jih. Pod ústím Mumlavy proráží reliéf průlomovým údolím (Jizerským dolem) a u Rokytнице nad Jizerou protíná orografickou hranici Krkonoš. Pod Rokytnicí nad Jizerou pak přibírá dva významnější krkonošské toky: Huťský potok a Jizerku. Horní tok Labe a přítoky, které Labe přibírá na území Krkonoš, odvodňují prostřední část. Labe pramení na Labské louce v nadmořské výšce 1384 m n.m. Po překonání asi 45 m vysokého vodopádu pokračuje Labským dolem a dále k soutoku s Bílým Labem. Bílé Labe pramení na Úpském rašeliništi, odkud odtéká dolem Bílého Labe. Východní Krkonoše odvodňuje Úpa, pramenící v Úpském rašeliništi ve výšce 1432 m n.m, odkud odtéká Obřím dolem do Pece pod Sněžkou a Velké Úpy. Jižně od Červeného vrchu tvoří soutok s Malou Úpou. Úpa dále protéká Temným dolem k Hornímu Maršovu a území Krkonoš opouští u Mladých Buků. Mezi další významné toky českých Krkonoš patří Malé Labe a Čistá (E. HANČAROVÁ, K. PARZÓCH 2007).

Na severních svazích hor zaujímá největší plochu povodí Kamienné na západě, významné je povodí Łomnice a nejmenší je povodí Złotné, které se nachází nejvýchodněji, na Grzbietu Lasocki (mapa 3). Kamienna pramení na rašeliništi na svazích Mumlavské hory ve výšce 1125 m.n.m. Nejprve protéká širokým údolím na severozápad a pod Jakuszydami mění směr na východ do Sklarzské Poręby. Po překonání úzkého průlomového údolí s četnými evorzními tvary opouští území Krkonoš a v Jelenohorské kotlině se vlévá do Bobru. Mezi nejvýznamnější přítoky Kamienne patří Kamieńczyk, Szklarka a v Jelenohorské kotlině Wrzosówka a Podgórna. Rozloha povodí Łomnice je oproti Kamienné asi poloviční. Łomnica pramení v nadmořské výšce 1407 m n.m. v oblasti Wielkého a Małego Stawu, odkud teče severovýchodním směrem do Jelenohorské kotliny,



**Mapa 3:** Říční síť na území Krkonoš.

kde se vlévá do Bobru. Jejím největšími přítoky jsou Łomniczka a Jedlica. Łomniczka pramení v Równie pod Śnieżka, řetězcem kaskád spadá na dno ledovcového kotle Łomniczky a pod Karpaczem se vlévá do Łomnice. Jedlica pramení pod Pomezním sedlem, hlubokým údolím odtéká do Kowar a dále do Jelenohorské kotliny. Grzbiet Lasocki je odvodňován potoky patřícími k povodí řeky Złotné, která ústí do Bobru ve vodní nádrži Bukówka (E. HANČAROVÁ, K. PARZÓCH 2007).

Koryta krkonošských toků mají nevyrovnaný podélný profil, velký spád a výrazně zde převažuje eroze nad akumulací. Variabilita průtoků souvisí jednak s variabilitou klimatických veličin (úhrny srážek, výška sněhové pokrývky, rychlost tání na jaře...), ale souvisí také s charakterem Krkonošských povodí (velký spád toků, přímočarý průběh koryt, prudké svahy v povodí a nízká retenční schopnost podloží (O. HALÁSOVÁ, E. HANČAROVÁ, I. VAŠKOVÁ 2007). Roční chod průtoků lze charakterizovat dvěma maximy. Jarní maximum nastává v dubnu – květnu a je způsobeno rychlým táním sněhu v pramenných oblastech. Druhé maximum nastává v letních měsících v souvislosti s přivalovými srážkami (E. HANČAROVÁ, K. PARZÓCH

2007). Nízké průtoky mají řeky v lednu a únoru kvůli akumulaci srážkové vody v podobě sněhu a také na přelomu srpna a září vlivem nízkých srážkových úhrnů (O. HALÁSOVÁ, E. HANČAROVÁ, I. VAŠKOVÁ 2007). V tabulce č. 1 jsou uvedeny průměrné roční průtoky některých profilů u vybraných vodních toků.

VODNÍ TOK	PRŮMĚRNÝ ROČNÍ PRŮTOK (m <sup>3</sup> /s)
Labe	2,14 (Labská – pod hrází)
Úpa	2,69 (Horní Maršov)
Jizera	5,70 (Jablonec nad Jizerou)
Jizerka	1,35 (Dolní Štěpanice)
Bílé Labe	0,8 (soutok s Labem)
Mumlava	1,8 (soutok s Jizerou)
Malá Úpa	1,1 (soutok s Úpou)
Łomnica	0,43 (Bierutowice)
Kamienna	3,19 (Piechowice)
Kamieńczyk	0,23 (Szklarska Poręba)
Szklarka	0,64 (Szklarska Poręba)
Wrzosówka	0,15 (Jagniątków)
Łomniczka	0,42 (Karpacz)
Jedlica	0,33 (Kowary)

**Tabulka č.1** – Průměrné roční průtoky vybraných vodních toků (Zdroj: E. HANČAROVÁ, K. PARZÓCH 2007; A. DUBICKI et al., 2005).

V Krkonoších se nachází také jezera a umělé vodní nádrže. Největšími a nejznámějšími jezery jsou Wielki a Mały Staw. Jedná se o karová jezera hrazená morény. Wielki Staw leží v nadmořské výšce 1225 m n.m., zaujímá plochu 8,32 ha a jeho největší hloubka je kolem 24 m. Mały Staw se nachází jihovýchodně od Wielkého Stawu v nadmořské výšce 1183 m n.m. Jeho rozloha je 2,88 ha a maximální hloubka 7,3 m (E. HANČAROVÁ, K. PARZÓCH 2007). Obě ledovcová jezera jsou oligotrofní a jejich přirozené kyselé prostředí dané podloží přamenné oblasti podléhá další acidifikaci ve formě depozice dusíku a síry z atmosféry (E. SIENKIEWICZ et al., 2006). Mezi další ledovcová jezírka patří Mechové jezírko, hrazené morénou a dvě malá jezírka v Sněžných jámách, Śnieżne Stawki. Mechové jezírko se nachází v údolí Kotelského potoka v nadmořské výšce 937 m, jeho rozloha je 0,046 ha a největší hloubka 1,2 m (Z. ENGEL 2003). Zcela odlišným typem jsou jezera na rašeliništích. V Krkonoších se vyskytují v depresích vrchovišť na zarovnaných površích. Příkladem mohou být jezera na Úpském rašeliništi, z nichž největší má rozlohu asi 0,12 ha a maximální hloubku kolem 1 m (P. POŠTA 2005). Jedinou velkou umělou

vodní nádrží na území Krkonoš je přehradní nádrž Labská, vybudovaná na Labi pod Špindlerovým Mlýnem. Primárně plní účel ochrany před povodněmi, je však využívána také pro chov ryb, rekreační a energetické účely. K umělým vodním nádržím patří také přehrádky a stupně, stavěné na horních tocích se záměrem zmírnění spádu koryta a zvýšení retenční schopnosti (E. HANČAROVÁ, K. PARZÓCH 2007).

## 2. 7 Živá příroda

Krkonoše tvoří fytogeografický okrsek v podoblasti sudetské flóry (Sudetikum), která náleží k oblasti střeoevropské lesní květeny (Hercynikum). Na polské straně náleží Krkonoše do fytogeografického okrsku Západní Sudety (J. ŠOUREK 1969). Z hlediska vertikálního členění jsou v Krkonoších vymezeny 4 vegetační stupně. Nejnižší je submontánní – podhorský stupeň, který pokrývá úpatí hor v nadmořských výškách 400 – 800 m n.m. Submontánní stupeň je přirozeným prostředím pro listnaté nebo smíšené lesy s výskytem takových druhů dřevin jako buk lesní, javor klen, jasan ztepilý a jedle bělokorá. Převážná část původních lesů však byla nahrazena smrkovými monokulturami nebo loukami a poli (J. ŠTURSA 2012). Stupeň montánní – horský pokrývá svahy Krkonoš od 800 do 1250 m n.m. V dolní části navazuje na submontánní stupeň, v horní části je omezen hranicí lesa (J. ŠOUREK 1969). Přirozené druhové složení lesa zahrnuje smíšené a smrkové lesy. V souvislosti s budním hospodářstvím byla značná část původních lesů nahrazena horskými loukami, které jsou dnes udržované a ceněné díky jejich bohaté biodiverzitě. Mezi druhy lučních společenstev patří například violka žlutá sudetská, prha arnika nebo jestřábník oranžový. V současných horských lesích se vyskytuje především smrk ztepilý, buk lesní a javor klen (J.ŠTURSA 2012). Nad horní hranicí lesa se nachází stupeň subalpínský, pokrývající horní části svahů a vrcholové plošiny. V subalpínském stupni se vyskytuje jen keřové a bylinné patro (J. ŠOUREK 1969). Keřové patro tvoří areály borovice horské (kleče, kosodřeviny), jeřábu ptačího, břízy karpatské nebo brusnice borůvky a brusinky. Bylinné patro tvoří dominantní smilka tuhá, pokrývající náhorní plošiny, vyskytuje se také například koniklec alpský bílý, mochna zlatá nebo zlatobýl obecný. Na vrcholová rašeliniště jsou vázány některé glaciální relikty, například rašeliník lindbergův a všivec krkonošský (J. ŠTURSA 2012). Na nejvyšších vrcholcích (Sněžka, Luční a Studniční hora, Vysoké kolo, Smogornia, Kotel) se nachází nejvyšší vegetační stupeň – alpský (J. ŠOUREK 1969). Zdejší extrémní podmínky již neumožňují ani existenci keřového patra, bylinné patro zastupují trávy (sítina trojklaná, kostřava nízká či vzácná bika klasnatá) a byliny (prvosienka nejmenší, druhy jestřábníků i vzácná vrba bylinná) (J. ŠTURSA 2012). 14 žulových jeskyní v polské části Krkonoš se nachází v submontánním pásmu, na fotografiích Szmytkieho (2005) publikace je patrné, že vegetačním krytem jsou duby, modříny, smrky. Jeskyně na české straně hor leží v subalpínském pásmu a v jejich okolí roste především borovice kleč.

Různé vegetační stupně a typy přírodního prostředí (horský les, alpské louky, holé skály, tekoucí a stojaté vody) obývají specifické druhy živočichů (W. ČERNÝ, J. DOSKOČIL 1969). V Krkonoších žije až 15 000 druhů bezobratlých, 11 druhů obojživelníků, kolem 148 druhů hnízdících ptáků, 76 druhů savců. V podzemních prostorách Krkonoš žije 20 druhů letounů, například netopýr velký, netopýr ušatý, nebo vzácný vrápenec malý, zástupcem jeskynních bezobratlých je například blešivec karpatský (J. FLOUSEK, J. VANĚK 2012).

### 3. Klasifikace pseudokrasových jeskyní

Klasifikace krasových tvarů na různých hierarchických úrovních je dnes již poměrně ustálená. Méně jednoznačná je však již terminologie, používaná u pseudokrasu. Termín pseudokras jako takový se poprvé objevil až v na počátku 20. století, kdy jej využil geolog von Knebel pro popis puklinového terénu (crevice terrain) na Islandu (W. R. HALLIDAY 2007). O té doby se vytvořily různé pseudokrasové klasifikace a terminologie a ani dnes není jejich použití zcela jednoznačné. Za pseudokrasové jsou obecně považovány tvary, které jsou morfologickou obdobou krasových útvarů, ale na jejichž vzniku se rozhodující měrou podílely jiné procesy, než rozpouštění a rozpouštěním podmíněné druhotné procesy řícení, sesedání a pod. (J. URBAN, J. OTEŠKA - BUDZYN 1998; W. R. HALLIDAY 2007). Klasifikaci pseudokrasových tvarů je možné založit na různých kritériích, ať už je to morfologie, typ a průběh geneze, nebo petrografická charakteristika hornin (J. VÍTEK 1981). Další možností je dělení na syngenetické (vzniklé současně s okolní horninou) nebo epigenetické (vzniklé později sekundárními procesy).

Na mezinárodním kongresu speleologie v roce 1997 bylo vymezeno následujících 8 typů pseudokrasu (W. R. HALLIDAY 2007):

- 1) **Rheogenic pseudokarst** (pseudokras vznikající vulkanickou činností). Zahrnuje různé dutiny vzniklé v utuhlé lávě, vyprázdňené přírodní kanály a podobně. Mezi největší lávové jeskyně patří například Hawaiská Kazumura, dlouhá přes 65 km.
- 2) **Glacier pseudokarst** (tvary vzniklé různými procesy v ledovcích a firnovištích).
- 3) **Badlands and piping pseudokarst**. Tento typ vzniká mechanickým odstraňováním částic úlomkovitého materiálu spraší nebo pyroklastik. Dutiny mají charakter dlouhých potrubí (proto piping pseudokarst). Některé dutiny v méně zpevněných sedimentech mají poměrně krátkou dobu trvání.
- 4) **Permafrost pseudokarst** (nebo také thermokarst). Tento typ je spojený s procesy tání permafrostu a odnosu vzniklého jemnozrného materiálu. Vznikají však spíše povrchové útvary analogické závrťům, suchým údolím), případné dutiny nebo jeskyňky jsou malých rozměrů.
- 5) **Talus pseudokarst** (suťový pseudokras). Jeskyně, vzniklé v suťovém materiálu jsou typické nepravidelným systémem větších i menších prostor a průlezů. Nacházejí se v místech akumulace suťového nebo balvanitého materiálu, který nejčastěji vzniká rozpadem skalních výchozů.

- 6) **Crevice pseudokarst** (puklinový, trhlinový pseudokarst). Podmínkou vzniku jeskyní je existence puklinového systému, podél kterého vzniká. Do této kategorie se řadí jak litorální jeskyně, na jejichž vzniku se podílí působení mořských vln, tak i různě velké vnitrozemské puklinové dutiny, spoluvytvářené svahovými nebo kryogenními procesy.
- 7) **Compaction pseudokarst**. Poměrně nově popsána forma pseudokrasu vzniká ve svahových akumulacích. Procesem vzniku je sesedání materiálu, způsobené jeho vysycháním nebo transportováním podpovrchového materiálu. Vytvářejí se především povrchové tvary, které mají krátkou dobu trvání.
- 8) **Consequent pseudokarst**. Tato kategorie byla zavedena pro popsání pseudokrasových tvarů, vzniklých přemodelováním antropogenních tvarů přírodními procesy. Jeskynní útvary mohou vznikat například přestavbou důlních děl skalním řícením.

V kontextu žulového reliéfu vymezili Romani a Rodriguez (2007) tři genetické typy granitových jeskyní: *Caves developed along major fracture planes* (jeskyně podél hlavních puklinových ploch), *Caves associated with residual blockfields* (jeskyně v balvanových polích) a dutiny typu *tafone*. Toto rozdělení je však příliš strohé, proto považují za vhodné uvést i další klasifikace, které zavádí další přechodné kategorie. Poněkud starší práce J. Vítka (1981) zavádí šest genetických typů pseudokrasových jeskyní: *puklinové, rozsedlinové a vrstevní jeskyně, jeskyně v sutích, jeskynní výklenky a jeskyně kombinované*. Některé tyto kategorie lze ztotožnit s podobnými kategoriemi typologie podle Hallidaye (2007) (puklinové a rozsedlinové jeskyně patří do "crevice pseudokarst", jeskyně v sutích do "talus pseudokarst" nebo dle Romani a Rodrigueze (2007) (jeskynní výklenky se vyvíjejí podobně jako dutiny typu tafone) (tabulka 2). Podrobnější klasifikace je použito v práci P. Belly (1998), který vymezuje 22 typů epigenetických jeskyní. V kontextu Krkonoš jsou zajímavé kategorie *crevasse – collapsing caves* (zřícené rozsedlinové jeskyně), *crevasse – talus caves* (rozsedlinovo – suťové jeskyně), *erosive – collapsing caves* (erozně – řícené jeskyně) a *cryogenic caves* (jeskyně vzniklé mrazovým zvětráváním) (P.BELLA 1998). Pro klasifikaci jeskyní Krkonošsko – Jizerského žulového plutonu bylo vymezeno 5 morfogenetických typů: *crevice caves* (rozsedlinové jeskyně), *roofed clefts* (rozsedliny zastřešené zřícenými bloky), *boulder/talus caves* (balvanové/suťové jeskyně), *overhangs and shelters* (převisy a jeskynní výklenky) a *caves of complex morphology* (kombinované jeskyně) (P. MIGOŇ, R. SZMYTKIE 2007).

Halliday 2007	Romaní a Rodriguez 2007	Vítek 1981	Migoń a Szmytkie 2007	Bella 1998
Crevice pseudokarst	Caves along major fracture planes	puklinové jeskyně		tectonic caves
		rozsedlinové jeskyně	crevice caves	crevasse caves cryogenic caves
			roofed clefts	crevasse - collapsing caves
				crevasse - talus caves
Talus pseudokarst	caves in residual blockfields	jeskyně v sutích	boulders/talus caves	talus caves
	tafone			
		jeskynní výklenky	overhangs and shelters	abraded caves erosive - collapsing caves
		jeskyně kombinované	caves of complex morphology	

**Tabulka 2:** Různé klasifikace pseudokrasu.

Na základě těchto publikací zařazují krkonošské žulové jeskyně do těchto čtyřech morfogenetických typů žulových jeskyní, které se shodují napříč různými typologiemi. Jsou to **rozsedlinové jeskyně** (crevice caves, fissure caves), **suťovo - rozsedlinové** (roofed clefts, fissure-collapse caves), **jeskynní výklenky** (rockwall niches, overhangs and shelters), **suťové jeskyně** (boulder/talus caves) (J. VÍTEK 1981; P. BELLA 1998; P. MIGOŃ, R. SZMYTKIE 2007).

**Rozsedlinové jeskyně** jsou puklinově podmíněné tvary a vznikají prostřednictvím pohybu velkých skalních bloků podle hlavních diskontinuit uvnitř masivu, což vede k otevírání puklin. (J. VÍTEK 1981). Uvolnění a pohyb takových bloků je často podmíněno mrazovým zvětráváním a velkým tahovým napětím ve skalních masivech na strmých svazích (R. SZMYTKIE 2005; T. CZUDEK 2005). K oddělení bloků dochází zpravidla podle vertikálních puklin, kolmých na směr sklonu svahu a tomu odpovídá i výsledná morfologie jeskyní. Hlavními charakteristikami jsou protáhlý tvar a výrazně větší výška než šířka. Strop jeskyně je tvořen buď výše položenými skalními bloky, nebo zpětně zaklesnutým odsunutým blokem. V takovém případě má příčný profil jeskyně tvar písmena A (J. VÍTEK 1981).

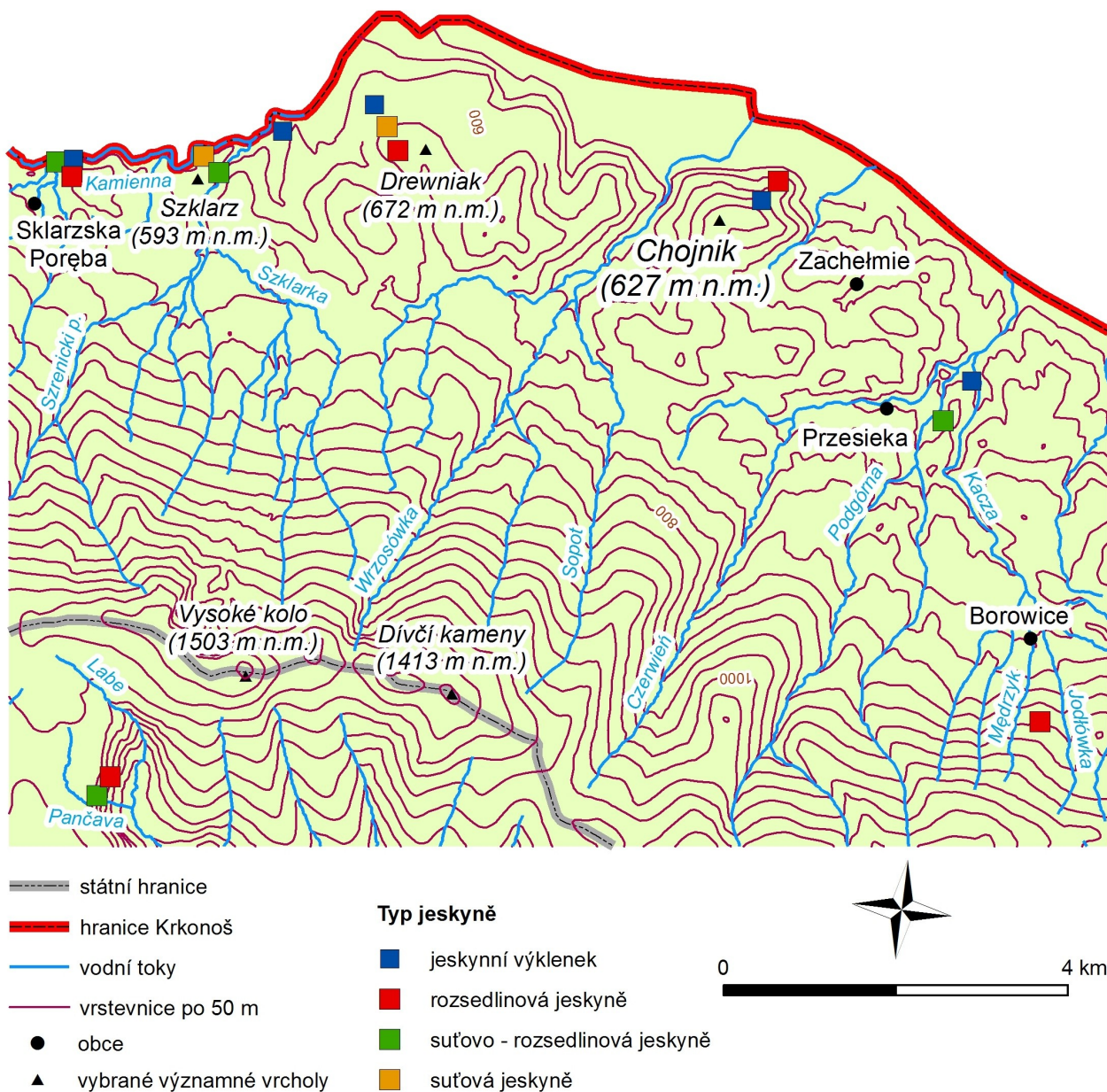


Oddalování skalních bloků může vést v konečné fázi až ke zhroucení výše položeného bloku, a dát tak vzniknout **suťovo – rozsedlinovým jeskyním**. Často jsou totiž zřícené skalní bloky velké natolik, že nezaplní veškerý prostor rozšířené trhliny a zůstanou částečně zaklesnuté do skalního masivu nebo jiných bloků, a vytvoří tak přírodní střechu . Takto vzniklé jeskyně mají nejrůznější podobu od úzkých rovných tunelů po široké komory nepravidelného půdorysu (P. MIGOŇ, R. SZMYTKIE 2007).

**Jeskynní výklenky** jsou dalším typem granitových jeskyní. Jedná se převážně o skalní převisy až dutiny menších rozměrů s široce otevřeným vchodem a půlkruhovým tvarem zužujícím se směrem do nitra masivu ( P. MIGOŇ, R. SZMYTKIE 2007). Vznikají procesy mechanického i chemického selektivního zvětrávání, nejčastěji podél horizontálních poruch nebo v méně odolných částech masivu (J. VÍTEK 1981).

Posledním typem jsou **suťové jeskyně**. Jde o volné prostory mezi balvany a skalními bloky, nakupenými na sobě. Může se přitom jednat o další fázi vývoje prvních dvou typů jeskyní. Lokality výskytu jsou vázány na akumulace velkých bloků v nižších částech svahů a pod skalními masivy, kam byly přemístěny ze zdrojového skalního masivu vlivem mrazového zvětrávání a gravitačních procesů (skalní řícení, sesuvy) (J. VÍTEK 1981). Jeskyně mají většinou nepravidelný tvar samostatných dutin nebo i rozsáhlejší soustavy vzájemně propojených chodeb a komor. S povrchem jsou často spojeny i více otvory ( P. MIGOŇ, R. SZMYTKIE 2007).

## 4. Žulové jeskyně v Krkonoších

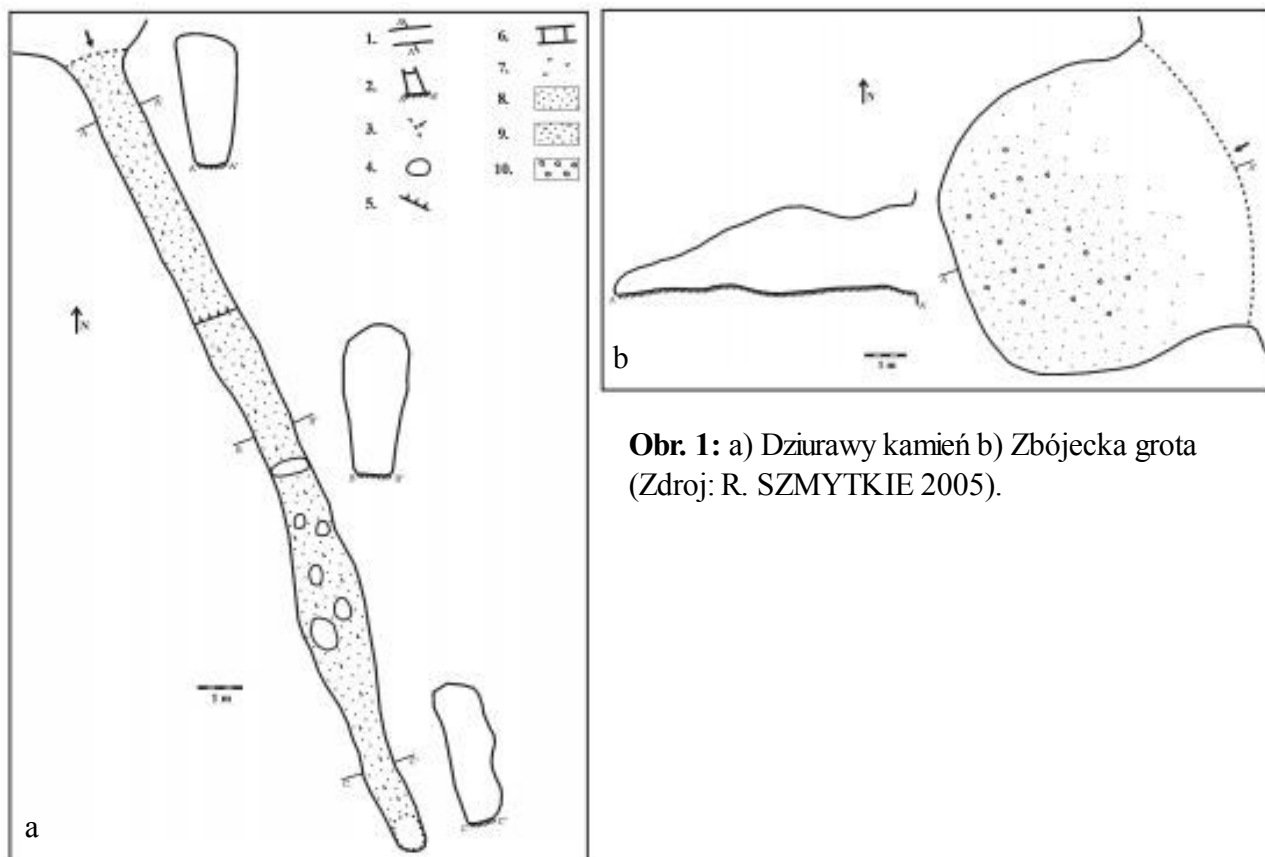


**Mapa 4:** Rozmístění krkonošských žulových jeskyní.

V Krkonoších je v současné době evidováno 16 žulových jeskyní (mapa 4). Většina z nich, konkrétně 14 jeskyní, se nachází v severní polské části hor, 2 jeskyně jsou na české straně, obě ve stěně ledovcového karu Labského dolu. Tématikou inventarizace žulových jeskyní v Krkonoších se na odborné úrovni do současnosti zabývalo velmi málo autorů, proto je tato kapitola omezena pouze na informace z prací V. Pilouse pro jeskyně na české straně (V. PILOUS 1993) a R. Szmytkieho na polské straně hor (R. SZMYTKIE 2005). Na mapě 3 je zakreslena lokalizace jednotlivých jeskyní.

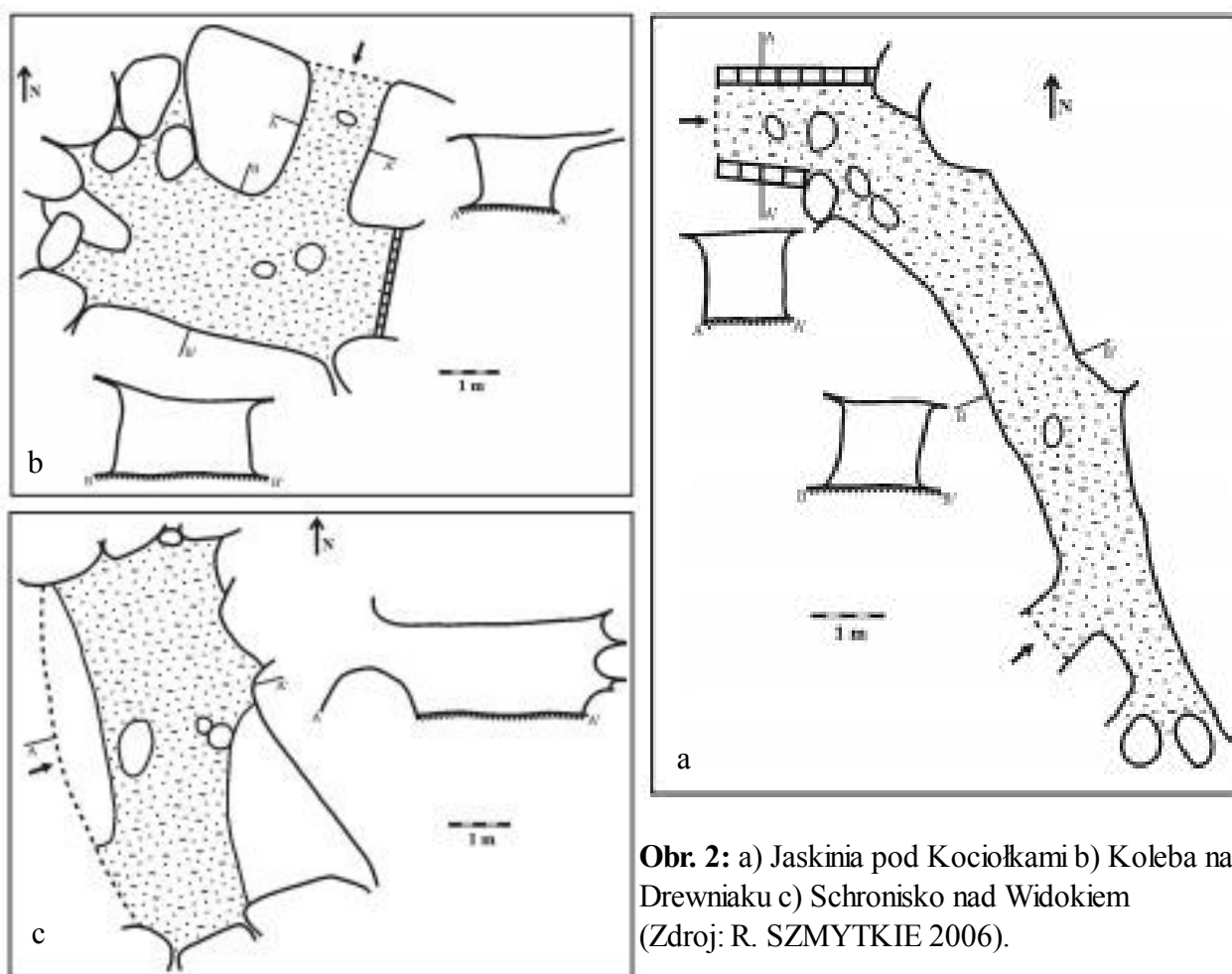
#### 4. 1 Jeskyně v polské části Krkonoš

V severozápadním svahu hory Chojnik (627 m n.m.) vystupuje na povrch rozsáhlý žulový masiv Zbójeckich Skał, ve kterém se vyvinuly dvě jeskyně. První z nich, **Dziurawy kamień** (obr. 1a) leží ve spodní části masivu v nadmořské výšce 530 m a je vůbec největší jeskyní v Krkonoších na sever od Slezského hřbetu. Jedná se o úzkou rozsedlinovou jeskyni s přímým průběhem, založenou podél vertikální pukliny probíhající ve směru SSZ – JJV. Jeskyně je 19,5 m dlouhá, šířka se pohybuje do 1 m a průměrná výška kolem 2 m. Od vchodu jeskyně stoupá vzhůru, přitom překonává převýšení kolem 5 m a je zakončena asi 4 m vysokým komínem vedoucím na povrch. Druhou jeskyní je jeskynní výklenek o 30 m výše s názvem **Zbójecka grota** (obr 1b). Vznik jeskyně umožnilo selektivní zvětrávání podél horizontální pukliny. Půdorys dutiny připomíná půlkruh, zužující se do nitra masivu. Vchod je 7,5 m široký, maximální délka je 7 m a výška postupně od vchodu klesá, kde je asi 1,7 m. Na stropě se nachází zvětralá pegmatitová žíla, ploché dno je pokryto slabou vrstvou žulové zvětraliny.



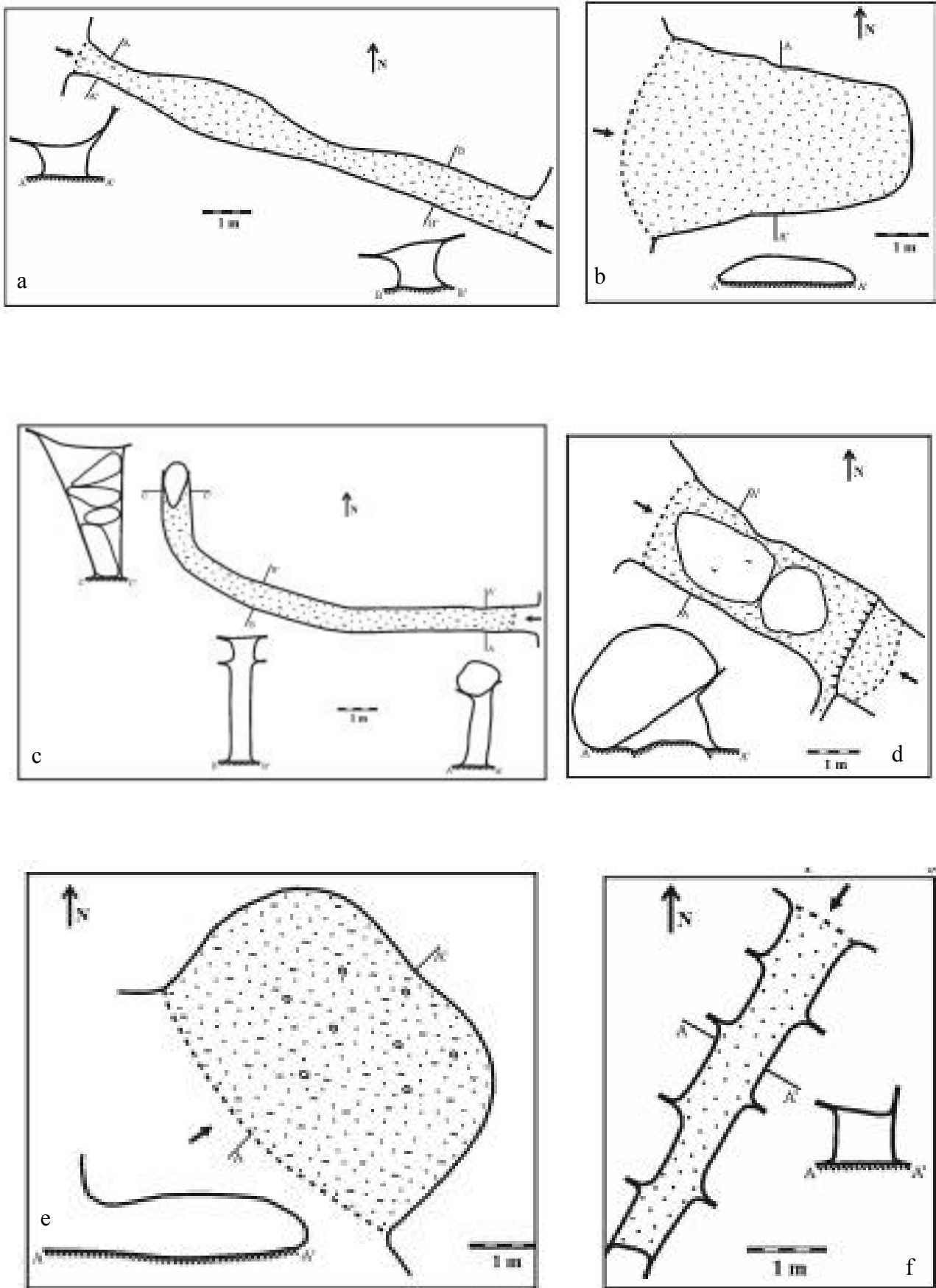
**Obr. 1:** a) Dziurawy kamień b) Zbójecka grota  
(Zdroj: R. SZMYTKIE 2005).

Na hoře Drewniak (672 m n.m.) a v jejím okolí vznikly tři žulové jeskyně. První z nich je **Jaskinia pod Kociołkami** (obr. 2a), nachází se na severozápadním svahu ve skalním masivu Kociołki. Rozsedlinová jeskyně má tvar přímého, 12 m dlouhého tunelu. Skládá se z hlavní části, dlouhé 10 m, která je uložena šikmo pod úhlem 30°, a ze vstupní předsíně. Šířka i výška jeskyně se pohybuje mezi 1 a 1,5 m. **Koleba na Drewniak** (obr. 2b) je suťová jeskyně, leží v rozsáhlém skalním masivu na severozápadním svahu Drewniaka mezi Złotym Widokiem a Kociołkami. Skládá se z menší vstupní chodby a prostornější, protáhlé komory, která je orientována kolmo na vstupní chodbu. Celková délka jeskyně je 7,5 m, rozměry komory jsou přibližně 5 m x 2,5 m x 1,5 m (délka, šířka, výška), vstupní chodba je 2,3 m dlouhá a asi 1,2 m vysoká i široká. Třetí dutinou je **Schronisko nad Widokiem** (obr. 2c), nachází se v témže skalním masivu. Jedná se o jeskynní výklenek nepravidelného tvaru s širokým vstupním otvorem. Výklenek je 4 m dlouhý, nanejvýš 6 m široký a jeho výška dosahuje až 1,5 m. Na pravé straně se nachází 1,5 m dlouhé skalní okno. Výška vstupního otvoru je snížena vystupujícím podložním blokem. Ve všech třech jeskyních je dno pokryto půdou a kameny.



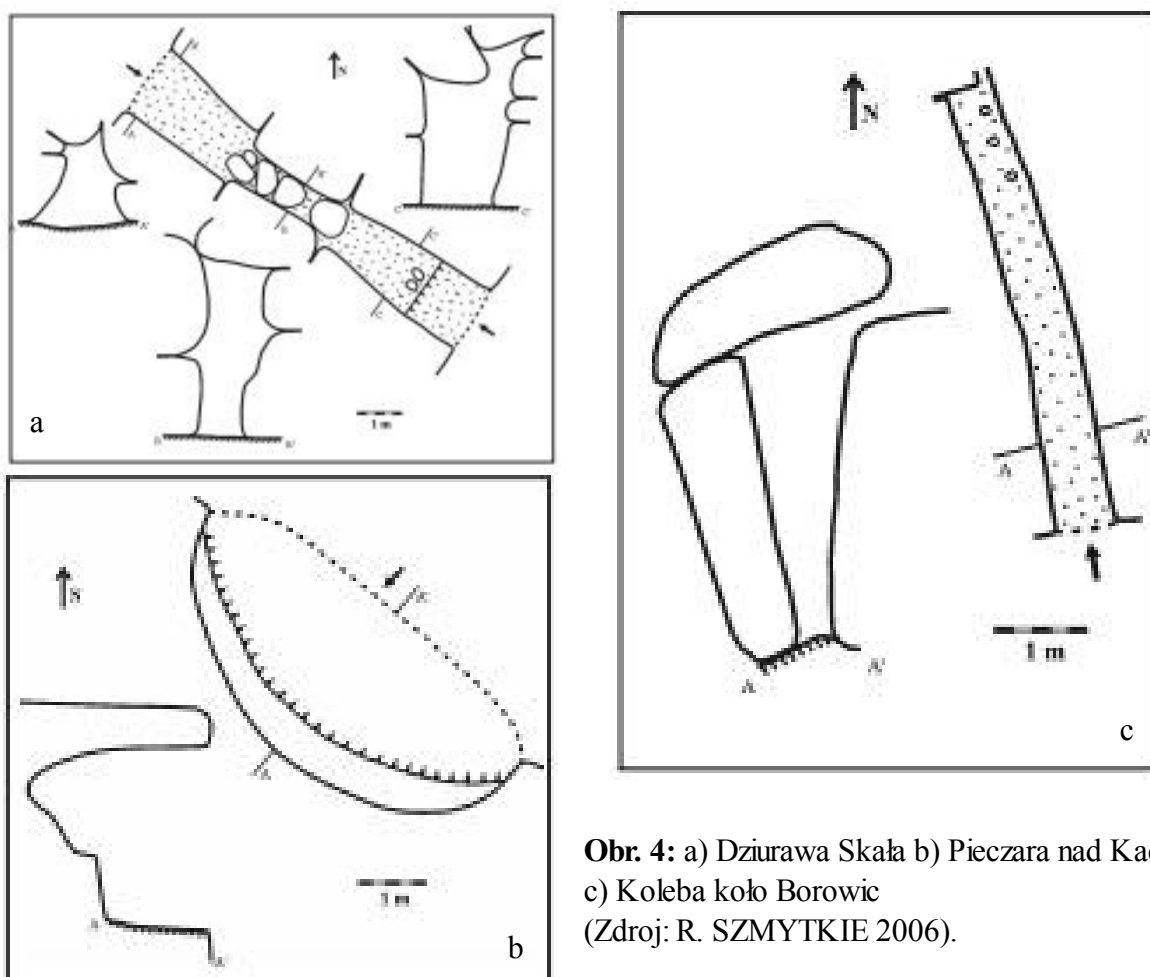
**Obr. 2:** a) Jaskinia pod Kociołkami b) Koleba na Drewniak c) Schronisko nad Widokiem (Zdroj: R. SZMYTKIE 2006).

V údolí řeky Kamienné a okolí se nachází šest jeskyní. Dvě z nich jsou ve skalním masivu Dziobatej na pravém svahu údolí na západním konci Szklarske Poręby. V horní části masivu (640 m n.m.) vznikla úzká, 9 m dlouhá suťovo – rozsedlinová jeskyně s názvem **Schronisko Dziobate** (obr. 3a). Dutina má přímý průběh ve směru SZ – JV, strop tvoří několik skalních bloků. Šířka tunelu se pohybuje od 0,6 do 0,9 m a výška do 1 m. Poblíž severozápadního vchodu je skalní okno. Nerovné dno je pokryté tenkou vrstvou půdy a žulové zvětraliny. **Schronisko Płaskie** (obr. 3b) je mělký jeskynní výklenek zhruba v polovině skalního masivu (625 m n.m.). Má půlkruhový tvar s délkou 4,5 m a šířkou 3 – 3,5 m. Strop dutiny je u vchodu v přední části asi 1 m a směrem do nitra jeskyně se zmenšuje až na 0,2 m. Dno je ploché, místy pokryté tenkou vrstvou detritu. Asi 100 m nad masivem Dziobatej se v malé skupině skalek nachází **Schronisko na Pęknięciu** (obr. 3c). Jedná se o rozsedlinovou jeskyni, skládající se ze dvou rozšířených, na sebe kolmých puklin o průběhu SZ – V a S – J. Delší chodba je asi 8,5 m dlouhá a v polovině délky mění svůj směr asi o 25° k severozápadu. Délka druhé chodby je asi 2 m. Šířka jeskyně se pohybuje v rozmezí 0,5 – 1,5 m a výška 2 – 3,5 m. V kratší chodbě je zaklíněno několik suťových bloků, vyskytují se také na dně jeskyně, pokryté vrstvičkou půdy. Ve stropě jeskyně se nacházejí skalní okna. Suťová jeskyně **Koleba nad Kamienną** (obr. 3d) leží také na pravém břehu Kamienné, při úpatí hory Szklarz (593 m n.m.). Tvoří ji dva vzájemně podepřené skalní bloky, takže vzniklý prostor má trojúhelníkový příčný profil. Jeskyně je 5 m dlouhá, 2 m široká a 1,5 – 1,7 m vysoká. Při horním vchodu má skalní okno. Na dně leží vrstvička půdy a dva balvany. Při úpatí silně rozpukané skály Żółta Skała, v nadmořské výšce asi 500 m.n.m vznikl jeskynní výklenek **Schronisko Półkoliste** (obr. 7e). Půlkruhová dutina je 3 m dlouhá, 0,8 m vysoká a až 5 m široká. Povrch dna je pokryt žulovou zvětralínou a také půdou. Poslední dutina je suťovo – rozsedlinová jeskyně s názvem **Schronisko Pętelka** (obr. 3f). Nachází se na levém svahu údolí Szklarky ve výšce 530 m n.m. ve skalním masivu přibližně 100 m nad vodopádem Wodospad Szklarki. Vznik jeskyně způsobilo oddělení části masivu podle pukliny ve směru SV – JZ a vzniklý prostor zůstal zastřešen nadložními bloky. Jeskyně je 5 m dlouhá, 0,7 – 1 m široká a její výška se pohybuje od 0,5 do 0,8 m. Jeskyně má jeden vchod, nacházející se na skalní římsce. Stěny i strop jsou nerovné, ploché dno pokrývá tenká vrstva granitové zvětraliny.



**Obr. 3:** a) Schronisko Dziobate b) Schronisko Płaskie c) Schronisko na Pęknięciu d) Koleba nad Kamienną e) Schronisko Półkoliste f) Schronisko Pętelka (Zdroj: R. SZMYTKIE 2006).

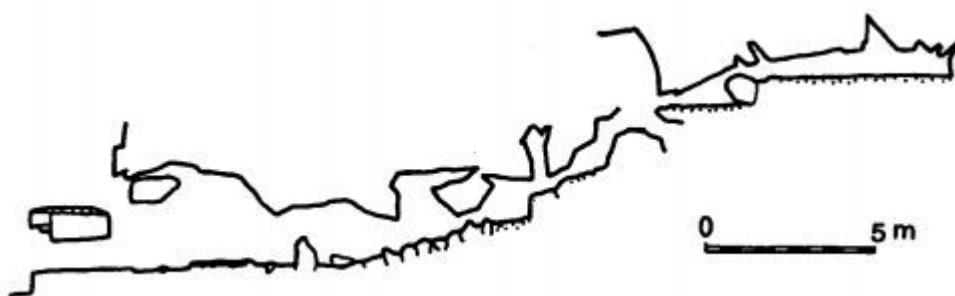
Na pravém břehu Podgórné v horní části rozpadajícího se skalního masivu Dziurawa Skały se nachází suťovo - rozsedlinová jeskyně **Dziurawa Skała** (obr. 4a). Masiv leží v nadmořské výšce 470 m n.m. Jde o 8,5 m dlouhý jeskynní tunel, založený ve směru SZ – JV. Je zbudován z několika skalních bloků. Tunel je ukloněný směrem do údolí, převýšení jeskyně je asi 3,5 m. Výška v horní části tunelu je asi 1,7 m, v dolní části dosahuje až 3 m, šířka se pohybuje do 1,8 m. Střední část tunelu je zúžená a částečně zaplněna kameny. Ve stropě jsou skalní okna, dno je nerovné a kromě balvanů je pokryto i žulovou zvětralinou. Na levém břehu údolí řeky Kacza, asi 300 m nad soutokem s Podgórnou v nadmořské výšce 440 m n.m. se nachází jeskynní výklenek, jménem **Pieczara nad Kaczą** (obr. 4b). Vytvořila se v polovině skalní stěny a má tvar mělkého, půlkruhového jeskynního výklenku. Vchodový otvor je široký 5,5 m, výška i hloubka dutiny je 2,5 m. Strop jeskyně je tvořen skalním převisem. Uvnitř jeskyně jsou skalní police, vázané na výskyt povrchových puklin. Dno jeskyně je ploché. **Koleba koło Borowic** (obr. 4c) je rozsedlinová jeskyně, nacházející se v uskupení skalek na hřbetu, oddělujícím údolí Modrzyka a Jodłówki, v nadmořské výšce 840 m n.m. Dutina vznikla oddělením skalního bloku podle pukliny o průběhu SSZ – JJV, strop jeskyně tvoří výše položený skalní blok. Délka dutiny je 5 m, výška 3,5 m a šířka od 0,4 do 1,1 m. V polovině chodby se mezera výrazně zúžuje. U stropu se nachází podlouhlé skalní okno. Dno jeskyně je nerovné, pokryté balvanů a vrstvou detritu.



**Obr. 4:** a) Dziurawa Skała b) Pieczara nad Kaczą c) Koleba koło Borowic  
(Zdroj: R. SZMYTKIE 2006).

## 4. 2 Jeskyně v české části Krkonoš

V českých Krkonoších jsou v současné době popsány pouze dvě žulové jeskyně. Obě se nacházejí v členité stěně Pančavské jámy, s průměrným sklonem kolem  $45^\circ$ , severně od Pančavského vodopádu. **Krakonošova klenotnice** (obr. 5) je největší pseudokrasovou jeskyní celých Krkonoš a proto jí zde bude věnováno více prostoru. Hlavní vchod do jeskyně se nachází v nadmořské výšce 1262 m n.m., na úrovni nejvyššího stupně Pančavského vodopádu, který je vzdálen asi 30 m na jih. Jeskyně příčně protíná nevýrazné skalnaté žebro. Krakonošova klenotnice se skládá ze tří výškových úrovní a její průběh je značně složitý. Spodní patro patří do kategorie suťově – rozsedlinové jeskyně, jeho celková délka dosahuje 13,5 m, je přímočarý a odpovídá směru  $15^\circ$ , tedy puklinám typu Q primárního puklinového systému. Vstupní otvor, vysoký 1,3 m a široký 1,5 m, tvoří dva trojúhelníkovitě zaklesnuté skalní bloky s příkými stěnami. Vstupní chodba zachovává obdobný charakter jako vstupní otvor, ovšem s výškou pouze do 1 m. Za vstupní chodbou se otevírá dómovitá část, dlouhá 5 m, široká 2 m a vysoká 3,2 m, která je zároveň největší z celé jeskyně. Spodní část jeskyně uzavírá zadní chodba, která je již užší a nižší s hojným výskytem ostrohraných kamenů na dně i na stěnách. Podle příčných puklin typu S kolmo na průběh hlavní chodby vybíhají postranní chodbičky, které jsou buďto neprůlezná, nebo jen obtížně průlezná. Jejich dno se pohybuje ve výšce 1 – 2 m nad úrovní dna hlavní chodby, proto jsou řazeny k výškové úrovni mezipatra. Většina chodbiček, směřujících západním směrem do nitra masivu vyklíňují. Naopak dvě chodbičky, vybíhající východním směrem k okraji masivu, ústí do druhé největší dutiny jeskyně, která tvoří největší část mezipatra, a její dno je 2 m nad úrovní hlavní chodby. Hlavní dutina mezipatra je s povrchem spojena celkem 8 neprůleznými otvory. Na jižní straně se nachází otvor o velikosti 40 x 40 cm, který vede do horního patra asi o 5 – 6 m výše. Horní patro již náleží ke genetické skupině rozsedlinových jeskyní, pro které jsou charakteristické úzké a vysoké chodby. I zde se vyskytují vyklíňující postranní chodbičky, jedna z nich, lomená chodba, však ústí na povrch průlezným otvorem, a tvoří tak druhý vchod do Krakonošovy klenotnice. Díky členitému terénu a klečovému porostu je však tento druhý vchod jen velmi těžko

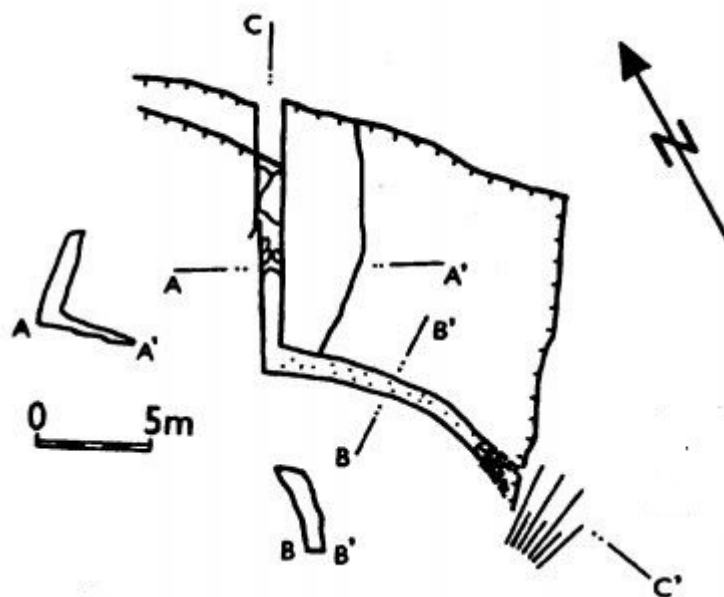


**Obr. 5:** Krakonošova klenotnice (Zdroj: V. PILOUS 1993).



identifikovatelný. Celková délka hlavní osy jeskyně je 31,5 m, součet všech průlezných prostor je 102 m. Jedná se však spíše o orientační číslo díky četným chodbičkám na hranici průleznosti. Dno jeskyně je převážně pokryté kameny nebo balvany, místy vystupuje obnažená puklinová plocha, v horním patře se na dně vyskytuje i hrubý žulový písek nebo štěrk. Místy se objevuje i vrstvička humusu, která je do jeskyně dopravována interskeletovým transportem z povrchu. Horninové úlomky jsou ostrohranné a stěny bloků hladké pravděpodobně díky jejich relativně malému stáří.

**Lomená jeskyně** (obr. 6) se nachází v nadmořské výšce asi 1245 m n.m. Její vchod ústí na severní straně gravitačně rozvolněného skalního hřbítku. Lomenná jeskyně patří do typu rozsedlinové jeskyně a její název vznikl podle charakteru jeskyně, skládající se ze dvou chodeb, které vzájemně svírají téměř pravý úhel. Vstupní otvor je asi 2 m vysoký, ale vzápětí se jeho výška zmenší na rozměry plazivky díky zříceným balvanům ze stropu. První chodba je dlouhá 4,5 m a její průběh je definován puklinou typu Q ve směru ZSZ. Při východní stěně je přisedlá vrstvička žilného křemene. V části stěny před vchodem jeskyně, vystavené povětrnostním vlivům, se vytvořily kanálovité voštiny. Dno chodby je zaplněno zřícenými balvany, které se oddělují ze stropu podle subhorizontální pukliny typu L. Za pravoúhlým ohybem jeskyně se její charakter poněkud mění. Druhá chodba se vytvořila podle pukliny typu S a celá je obloukovitě zahnutá v podélném i příčném profilu. Povrch stěn je více členitý než v případě vstupní chodby, naopak dno je rovné, pokryté pískem nebo výjimečně menšími kameny s delší stranou do 20 cm. Také strop je hladký a mírně se svažuje směrem do zadní části jeskyně. Chodba se na konci vidlicovitě dělí na dvě neprůlezné trhliny, z nichž jedna ústí otvorem na povrch.



**Obr. 6:** Jeskyně Lomenná (Zdroj: V. PILOUS 1993).

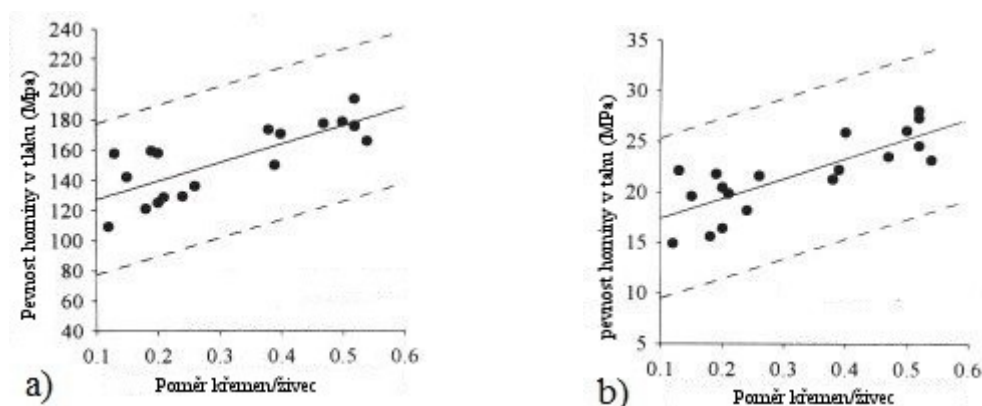
## 5. Fyzikální vlastnosti žul a jejich úloha při vzniku pseudokrasových jeskyní

Výskyt žulových jeskyní ovlivňují fyzikální vlastnosti žul. Vznik všech krkonošských jeskyní je ovlivněn puklinatostí. Hustota primárních puklin je důležitá pro vznik rozsedlinových, suťovo – rozsedlinových a suťových jeskyní, kdy dutiny vznikají mezi velkými skalními bloky. Vznik jeskynních výklenků ovlivňuje hlavně výskyt horizontálních puklin, které podléhají selektivnímu zvětrávání. Selektivní zvětrávání, ať už mechanické, chemické nebo biologické, dotváří i ostatní typy jeskyní. Průběh selektivního zvětrávání ovlivňují vlastnosti jako minerální složení horniny, velikost zrn nebo pórovitost (P. MIGOŇ, R. SZMYTKIE 2007).

### 5. 1 Struktura a fyzikální vlastnosti žul

Žula je hlubinná vyvřelá hornina, která se konsoliduje z tuhnoúho magmatu v hloubce 1 – 15 km pod zemským povrchem (P. MIGOŇ 2006). Žula je tvořena krystaly těchto hlavních minerálů: křemen, živec (alkalický živec, plagioklas) a slída (nejčastěji biotit nebo muskovit) (C. R. TWIDALE 1982). Kromě uvedených hlavních minerálů mohou žuly obsahovat malé množství doplňkových minerálů, jako amfibol nebo augit (P. MIGOŇ 2006). Z hlediska odolnosti žuly vůči působení exogenních procesů jsou nejvýznamnějšími vlastnostmi minerální složení, velikost zrn a její variabilita, pórovitost a rozpukání.

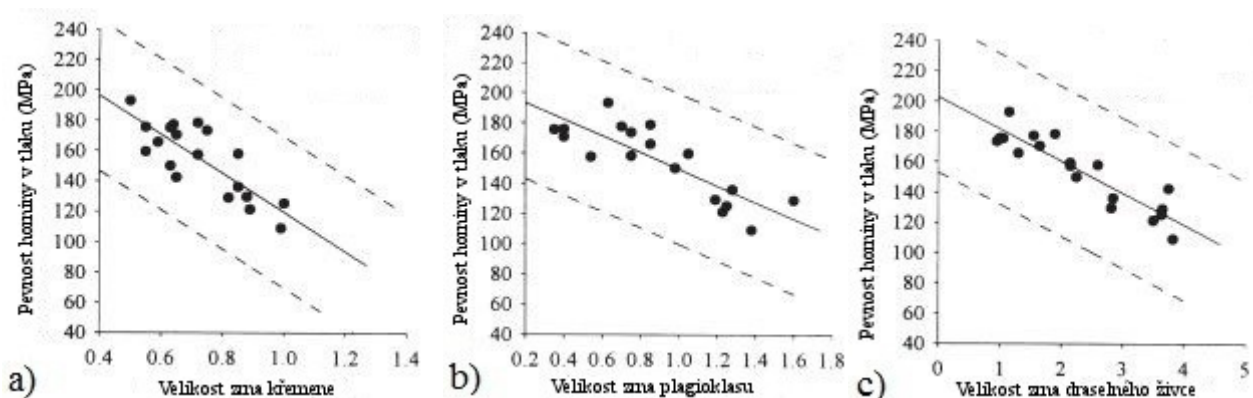
Minerální složení žuly je první důležitá vlastnost pro její odolnost vůči zvětrávání. Z hlavních minerálů žuly je vůči chemickému i mechanickému zvětrávání nejodolnější křemen a muskovit, středně odolný draselný živec a nejméně odolné jsou plagioklasy (L.R. KUMP et al., 2000; P. MIGOŇ 2006). Závislost odolnosti horniny na jejím minerálním složení dokazuje



**Obr. 7:** vztah mezi a) pevností v tlaku a poměrem obsahu křemen/živec, b) pevností v tahu a poměrem obsahu křemen/živec (A. TUŽRUL, I. H. ZARIF 1999).

korelační analýza pevnosti horniny v tlaku (obr. 7a) a v tahu (obr. 7b) v závislosti na poměru obsahu křemen / (plagioklas + draselný živec) (A. TUĞRUL, I. H. ZARIF 1999). V žulách se také vyskytují žíly, tvořené minerály s nízkou teplotou tuhnutí. Mohou být tvořeny jedním minerálem (například křemenné žíly) nebo více minerály (například aplitové a pegmatitové žíly). Různá odolnost minerálů žuly se pak projevuje selektivním zvětráváním a vytvářením mikroreliefu na zvětralém povrchu žuly, kdy vyvýšeniny tvoří krystaly nebo žíly odolnějších minerálů, především křemene a draselného živce (P. MIGOŇ 2006). Na základě minerálního složení se žula dělí na dva základní typy – syenogranit, který obsahuje méně než 35 % plagioklasu, a monzogranit, obsahující více než 35 % plagioklasu. Podle výskytu minoritních minerálů se často rozlišují subtypy žuly, například biotitická, aplitická, dvouslídá. (P. MIGOŇ 2006).

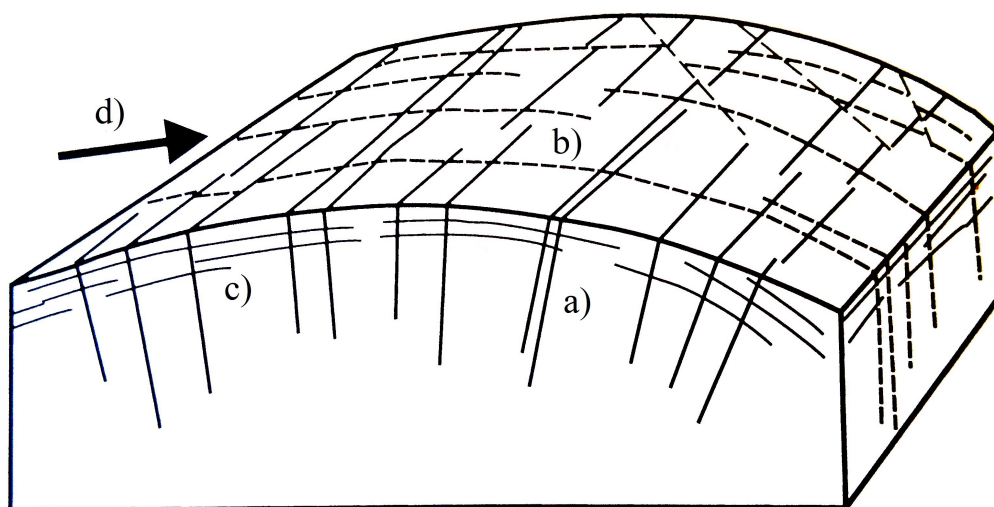
Texturní vlastnosti, jako velikost krystalů a jejich variabilita je další důležitý faktor, ovlivňující odolnost vůči exogenním procesům. Méně odolné žuly jsou tvořeny většími zrny s vyšší variabilitou velikostí zrn (hrubozrnné porfyrické žuly). Závislost odolnosti žuly na velikosti krystalů hlavních minerálů dokládá korelační analýza pevnosti horniny v tlaku a velikosti krystalů křemene (obr. 8a), plagioklasu (obr. 8b) a draselného živce (obr. 8c) (A. TUĞRUL, I. H. ZARIF 1999). Hrubozrnné žuly jsou náchylné k rozrušování prostřednictvím disintegrace jednotlivých zrn, zatímco jemnozrnné varianty žuly podléhají zvětrávání spíše formou separace jednotlivých ostrohranných bloků a úlomků. Tyto specifické formy zvětrávání se projevují také akumulací zrnitého materiálu u paty skalních výchozů tvořených hrubě zrnitou žulou, zatímco u výchozů tvořených jemnozrnnou variantou takové akumulace chybí (tento fenomén byl evidován i v Krkonoších) (P. MIGOŇ 2006). Standardně se žula dělí podle velikosti zrn na tři varianty – jemnozrnná (méně než 1 mm), středně zrnitá (1 – 5 mm) a hrubozrnná (více než 5 mm). Zvláštním typem je porfyrická žula, v jejíž textuře se vyskytují vyrostlice některých minerálů (P. MIGOŇ 2006).



**Obr. 8:** vztah mezi (a) pevností v tlaku a velikostí křemene, (b) pevností v tlaku a velikostí plagioklasu a (c) mezi pevností v tlaku a velikostí draselného živce (A. TUĞRUL, I. H. ZARIF 1999).

Pórovitost žuly je velmi nízká, u neztvrdělé horniny je objem pórů menší než 1,2 % objemu horniny a díky tomu je nízká i její propustnost (C. R. TWIDALE 1982). Přes póry může prostupovat vlhkost a způsobovat tak zvětrávání v podobě disintegrace zrn. Obecně vyšší pórovitost mají hrubozrnné porfyrické žuly (P. MIGOŇ 2006).

Rozpukání je další důležitou vlastností, ovlivňující vznik pseudokrasových jeskyní (C. R. TWIDALE 1982). Primární puklinový systém (obr 9) vznikl v raných fázích konsolidace horniny v důsledku smršťování při tuhnutí a chladnutí magmatu pod zemským povrchem. Pukliny typu Q vznikly působením napětí kolmo na směr toku magmatu, zatímco vznik S puklin způsobily smykové pohyby paralelně se směrem toku magmatu. Horizontální L pukliny vznikly poklesem tlaku tuhnoucího magmatu v horních částech plutonu (P. MIGOŇ 2006). Sekundární pukliny vznikají v hornině až po její konsolidaci především v souvislosti s uvolněním litostatického tlaku po odstranění nadložních hornin. Vznikají pukliny paralelní s reliéfem, zvané exfoliační nebo také "sheeting joints" (J. R. VIDAL ROMANÍ, C. R. TWIDALE 1999). Posledním typem diskontinuit jsou mikropukliny (microcracks). Jsou to pukliny uvnitř jednotlivých zrn, které se mohou šířit i po hranicích mezi okolní zrna (Y. S. SEO et. al. 2002). Hustota diskontinuit v hornině, ať už se jedná o primární nebo sekundární, také velmi ovlivňuje odolnost horniny vůči zvětrávání. Diskontinuity jsou zóny oslabení horniny, často tvoří spojitou síť ploch, po kterých prostupuje voda do hloubky masivu a působí zde jak chemickým, tak fyzikálním zvětráváním (C. R. TWIDALE 1982). Procesy zvětrávání rozšiřují tyto fraktury a v konečné fázi může dojít k rozdělení horniny na jednotlivé bloky. Jemnozrnná a středně zrnitá varianta žuly má hustší a pravidelnější síť primárních puklin. Hrubozrnná porfyrická žula má naopak puklinovou síť nepravidelnou s různou vzdáleností mezi jednotlivými puklinami, která může být i kolem 10 m (P. MIGOŇ, R. SZMYTKIE 2007).



**Obr. 9:** primární puklinový systém v žule (typy puklin: a = Q, b = S, c = L; d = směr toku magmatu (Zdroj: P. MIGOŇ 2006).

### 5. 1. 1 Procesy zvětrávání žuly a vývoj pseudokrasových jeskyní

Procesy zvětrávání vznikají především jeskynní výklenky. Existují 3 základní typy zvětrávání – chemické, fyzikální a biologické. Zvětrávání žuly často probíhá všemi těmito procesy najednou (C. R. TWIDALE 1982).

Chemické zvětrávání způsobuje přeměnu primárních minerálů na sekundární procesy hydrolyzy nebo hydratace (P. MIGOŇ 2006). Intenzitu chemického zvětrávání ovlivňují klimatické faktory (množství srážek, teplota) i vlastnosti povrchu jako minerální složení horniny, doba zadržení vody. Dalšími faktory jsou pH vodního roztoku a množství organických kyselin (L.R. KUMP et al., 2000).

Mezi fyzikální procesy patří působení mrznoucí vody v puklinách a pórech, způsobující expanzi puklin i rozrušování horniny na úrovni jednotlivých zrn. Mrazové zvětrávání je intenzivní v periglaciálních podmínkách s teplotou oscilující kolem bodu mrazu s vysokou frekvencí cyklu mrznutí a tání. Podobným způsobem jako mrznutí vody v puklinách může působit i růst solných krystalů a jejich expanze v důsledku zvyšování teploty nebo hydratace. (P. MIGOŇ 2006). Termální zvětrávání je proces rozrušování horniny působením rychlých teplotních změn (více než  $2^{\circ}\text{C}\cdot\text{min}^{-1}$ ). Rozdílná teplotní roztažnost minerálů žuly může při rychlých změnách teploty způsobit rozpukání celé horniny (K. HALL 1999).

Biologické zvětrávání způsobuje vegetační kryt skalních výchozů, například lišejníků. Vlákna lišejníků prorůstají do horniny mezi jednotlivými krystaly rychlostí 0,002 – 0,003 mm za rok a mechanicky tak působí na oddělování i fragmentaci zrn. Uvolněná zrna jsou pak dále biochemicky rozpouštěna. Porost lišejníků však může horninu i chránit jako tepelná izolace proti promrzání (M. R. LEE, I. PARSONS 1999).

### 5. 2 Vlastnosti a prostorové rozmístění krkonošské žuly

Podle minerálního složení a textury se v krkonošské části žulového plutonu nacházejí 3 hlavní typy žuly. Prvním je **jemnozrnný biotitický monzogranit, místy aplitický granit až aplit** (W. KOZDRÓJ 2001; J. CHALOUPSKÝ 1989a). Tento typ žuly tvoří souvislý pás při českopolské hranici od Vysokého kola na západě po Stříbrné návrší na východě a několik nespojitých areálů na jižních svazích Lubochu, Jakšína a Mrtvého vrchu (J. CHALOUPSKÝ 1989b) a v oblasti Pogórza Karkonoskiego, kde vystupuje na povrch v podobě elevací (například Szklarz nebo Bogatka) (W. KOZDRÓJ 2001; S. GALOCZ 2011). Na minerálním složení se podílí 35 % křemen, 27, 7 % draselný živec, 32 % plagioklas a 4,5 % biotit (J. CHALOUPSKÝ 1989a). Jemnozrnný

monzogranit je odolnou variantou krkonošské žuly díky textuře i vysokému obsahu odolných minerálů. Síť primárních puklin je pravidelnější než v případě hrubozrnné varianty (P. MIGOŃ, R. SZMYTKIE 2007). Výskyt skalních výchozů na Slezském hřbetu není příliš častý a je omezen pouze na tory a skalní hradby, nacházející se většinou na mírných elevacích zarovnaných povrchů (H. BARTOŠÍKOVÁ 1973). Příkladem takových skal jsou Mužské a Dívčí kameny (S. GALOCZ 2011; R. SZMYTKIE 2005). Ve skalních výchozech jemnozrnné žuly nejsou evidovány žádné jeskyně.

Druhým typem krkonošské žuly je **středně zrnitý biotitický monzogranit** (W. KOZDRÓJ 2001; J. CHALOUPSKÝ 1989a). Tento typ žuly obklopuje drobnozrnnou žulu z jihu i severu. Jeho jižní hranice probíhá po linii jihozápadní svah Mrtvého vrchu – mezi Ptačincem a Plešivcem protíná koryto Mumlavy – levý svah údolí Mumlavy – hrana Labského dolu – Zlaté návrší – severní svahy Kozích hřbetů – Krakonoš – Luční bouda. Severní hranice se od Novosvětského průsmyku stáčí severně na území Polska (J. CHALOUPSKÝ 1989b), kde nejprve probíhá v linii Babiniec – Przedzial – Dolina Kamieńczyka a následně se vrací zpět na západ a probíhá v linii Žlabský vrch – Luboch – Violík a odtud se stáčí opět na sever a zasahuje až k silnici Droga pod Reglami mezi Szrenickým potokem a Szklarkou. Hranice dále probíhá jihovýchodním směrem zhruba v linii Sucha Góra – Pielgrzymy – Rovnia pod Sniežka (W. KOZDRÓJ 2001). Popisovaná středně zrnitá žula je tvořena 38,3 % křemene, 27,2 % draselného živce, 30,7 % plagioklasu a 3,4% biotitu. Jedná se o odolný typ žuly s vysokým obsahem křemene a draselného živce, rovnoměrnou velikostí zrn a poměrně pravidelnou sítí puklin (P. MIGOŃ, R. SZMYTKIE 2007). Skalní výchozy se vyskytují jak v podobě torů a skalních hradeb (například Ambona nebo Paciorki), tak i v podobě skalních stěn ledovcových karů (Pančavská jáma, Sniežne Kotły) (S. GALOCZ 2011). Ve středně zrnitém biotitickém monzogranitu Pančavské jámy se nacházejí dvě jeskyně – Krakonošova klenotnice a Lomená (V. PILOUS 1993).

Poslední typ krkonošské žuly je **středně až hrubě zrnitý, porfyrický biotitický monzogranit** (W. KOZDRÓJ 2001; J. CHALOUPSKÝ 1989a). Tento typ žuly tvoří podloží zbývajícího území krkonošské žuly. Zatímco na české straně tvoří pouze úzký pruh na jihu, na polském území, především pak v oblasti Pogórza Karkonoskiego zastupuje nejrozšířenější typ žuly (W. KOZDRÓJ 2001). Na minerálním složení se podílí křemen (32,4 %), draselný živec (24,1 %), plagioklas (34,1 %) a biotit (8,1%) (J. CHALOUPSKÝ 1989a). Jedná se o nejméně odolný typ krkonošské žuly z hlediska minerálního složení i textury. Síť primárních puklin je velmi nepravidelná (P. MIGOŃ, R. SZMYTKIE 2007). Skalní výchozy se vyskytují v podobě torů, například Harrachovy kameny (H. BARTOŠÍKOVÁ 1973) nebo ve formě nepravidelných bloků

a útesů na svazích říčních údolí (R. SZMYTKIE 2005). Všechny 14 zbývajících jeskyní se nachází ve středně až hrubě zrnitém, porfyrickém monzogranitu (ačkoliv R. Szmytkie uvádí středně zrnitou variantu, podle geologické mapy se všechny nachází v hrubozrnné žule) (R. SZMYTKIE 2005; W. KOZDRÓJ 2001).

## 6. Vývoj paleoklimatu od spodního Pleistocénu

Charakter klimatických podmínek v minulosti měl důležitou roli pro utváření krkonošských žulových jeskyní. Teplota a množství srážek ovlivňovaly rychlost selektivního zvětrávání, tvořícího jeskynní výklenky. Mechanické zvětrávání ovlivňovalo také vývoj rozsedlinových, suťovo – rozsedlinových a suťových jeskyní, které zřejmě vznikaly v periglaciálních podmínkách (V. PILOUS 1993; A. TRACZYK 2004). Takové podmínky se v Krkonoších periodicky opakovaly v průběhu pleistocénu, přinejmenším pak na jeho konci, což dokládají nejen dochované glaciální a periglaciální tvary, ale i paleoklimatické rekonstrukce (T. CZUDEK 2005; D. NÝVLT et al., 2011; J. A. CORCHO ALVARADO et al., 2011; A. ZUBER et al., 2004). Periglaciální podmínky v Krkonoších pravděpodobně převládaly i v glaciálech středního pleistocénu (T. CZUDEK 2005).

### 6. 1 Vývoj klimatu v pleistocénu

Počátkem wúrmského glaciálu existovaly v Krkonoších velmi chladné a suché podmínky. Mírnější a vlhčí perioda, která trvala v období před 61 000 – 27 000 lety, znamenala oteplení (T. CZUDEK 2005), což potvrzuje i analýza obsahu vzácných plynů v podzemní vodě v České křídové tabuli (J. A. CORCHO ALVARADO et al., 2011). Také záznamy ze sedimentů Labského dolu naznačují, že v tuto dobu byl kar bez ledovce (Z. ENGEL et al., 2010). Poslední velmi výrazný studený výkyv pleistocénu, označovaný zkratkou LGM (late glacial maximum), nastal v období před 26 500 – 19 000 lety (P. U. CLARCK et al., 2009). Průměrné teploty na území České republiky mohly být až – 8°C (T. CZUDEK 2005). Znovu a naposledy se v Krkonoších objevily ledovce (Z. ENGEL et al. 2010). Velmi nízké průměrné teploty v období LGM udávají také záznamy NGT (noble gas temperatures) z České křídové tabule a jurských vápenců v okolí Krakova (J. A. CORCHO ALVARADO et al., 2011; A. ZUBER et al., 2004). Od konce LGM se teploty začaly zvyšovat (K. HUBER et al., 2010). Pozdní glaciál lze charakterizovat poměrně malými ročními úhrny srážek, v horských oblastech jen asi 500 – 700 mm (T. CZUDEK 2005) a častými teplotními výkyvy (K. HUBER et al., 2010; Z. ENGEL et al., 2010; H. RENNSEN, R. F. B. ISARIN 2001). Mezi tyto výkyvy patří především dva výrazné teplé výkyvy – interstadiály bölling a alleród (T. CZUDEK 2005). První nastal před 13 000 – 12 000 14C lety mezi nejstarším a starším dryasem a druhý kolem 11 500 14C let před současností, mezi starším a mladším dryasem (H. RENNSEN, R. F. B. ISARIN 2001; P. POKORNÝ 2002). V böllingu se prudce zvýšily průměrné teploty vzduchu (H. RENNSEN, R. F. B. ISARIN 2001). V Krkonoších se výrazné oteplení projevilo na značné redukci plochy ledovců na malé zbytky v karových uzávěrech (Z. ENGEL et al., 2010). Po nevýrazném



ochlazení ve starším dryasu nastalo další oteplení v alloródu (P. POKORNÝ 2002). V tomto období, trvajícím od 11 750 do 11 000 <sup>14</sup>C let před současností se průměrné roční teploty na většině našeho území pohybovaly nad bodem mrazu (T. CZUDEK 2005). Posledním výrazným chladným výkyvem, kterým končí pleistocén, je mladší dryas. Průměrné roční teploty se dostaly do záporných hodnot (T. CZUDEK 2005), letní teploty však zůstávaly poměrně vysoké (P. POKORNÝ 2002; A. WACNIK 2009). O výskytu periglaciálních podmínek staršího a mladšího dryasu v Krkonoších svědčí kolísání nebo dokonce mírný nárůst zdejších ledovců. Nárůst teplot na konci mladšího dryasu však znamenal pro krkonošské ledovce definitivní zánik (Z. ENGEL et al., 2010).

## **6. 2 Klimatické podmínky v holocénu**

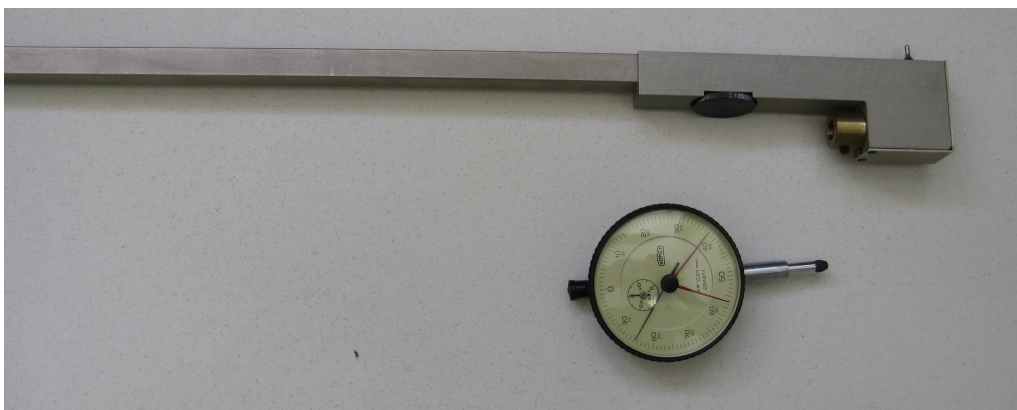
V holocénu, který trvá zhruba posledních 10 000 let, se vymezuje 5 období, která se navzájem liší charakterem klimatu. Na počátku holocénu, v pre-boreálu (10 300 – 9300 let před současností) (T. CZUDEK 2005) se začala výrazně zvyšovat teplota a srážky (V. JANKOVSKÁ 2004) a tento trend pokračoval i v boreálu (9300 – 8400 let před současností) (T. CZUDEK 2005). Teplotní a vlhkostní podmínky kolem roku 9 800 let před současností byly již srovnatelné s dnešními (P. POKORNÝ 2002). Období atlantiku (8400 – 5100 let před současností) (T. CZUDEK 2005) je označováno jako holocenní klimatické optimum (V. JANKOVSKÁ 2004). Atlantik je charakteristický poměrně teplým humidním klimatem s průměrnou roční teplotou vzduchu o 3°C vyšší než v současnosti. V sub-boreálu ( 5100 – 2400 let před současností) se podnebí postupně zhoršovalo, a docházelo ke střídání sušších a vlhčích i chladnějších a teplejších období (T. CZUDEK 2005). Výrazně sušší fáze nastala na konci sub-boreálu. V subatlantiku došlo k mírnému zvýšení vlhkosti a nevýraznému poklesu teploty, klimatické podmínky se pak postupně stabilizovaly na dnešní úrovni. Na úplném konci holocénu se jako klimatotvorný faktor začíná spolupodílet také člověk (V. JANKOVSKÁ 2004). Analýza variability izotopů uhlíku ze Szrenického rašeliniště ukazuje vývoj teplot za posledních 1000 let. Počáteční oteplování vyvrcholilo ve 12. a 13. století s průměrnými letními teplotami až 17°C. Následovalo ochlazování až do 17. století, kdy teploty klesly až o 2°C a poté nárůst teplot až do současnosti (M. O. JĚDRYSEK et al., 2003).

## 7. Možnosti metod terénního výzkumu

Pro lepší pochopení geneze rozsedlinových jeskyní v Pančavské Jámě a zhodnocení jejich současného a budoucího vývoje by bylo vhodné na tyto tvary aplikovat výzkumné metody, zaměřené na monitoring současných pohybů skalních bloků a relativní datování puklinových ploch. V této kapitole bych rád přiblížil několik konkrétních výzkumných metod.

### 7.1 Měření relativního pohybu bloků

Vzájemný pohyb dvou skalních bloků lze poměrně jednoduchým způsobem měřit pomocí dilatometru typu Hölle (obr. 10) (J. ZVELEBIL, F. HARTVICH 2006). Princip metody spočívá v instalaci mosazných čepů na stěny protějších skalních bloků, mezi těmito čepy je pak manuálně měřena vzdálenost pomocí přenosného tyčového dilatometru. Přesnost měření dosahuje hodnot 0,0001 m s odchylkou 0,00005 m (F. HARTVICH, P. MENTLÍK 2010). Mezi hlavní výhody této metody patří rychlá instalace sítě bodů (nýtů), jednoduchost měření, přívětivost k životnímu prostředí – kromě zmíněných nýtů na stanovišti nic dlouhodobě nezůstává a díky tomu také odpadá riziko poškození měřící aparatury přírodními nebo antropogenními vlivy. Měření přenosným dilatometrem má však i své nevýhody, zejména nutnost pravidelných návštěv lokality, což může být v horských polohách obtížné a dále je to nutná teplotní korekce v souvislosti s tepelnou roztažností dilatometru (J. ZVELEBIL, F. HARTVICH 2006). Podobná dilatometrická měření byla již v minulosti aplikována například na měření pohybů skalních bloků v pseudokrasových jeskyních na Vsetínsku (I. BAROŇ et al., 2003)



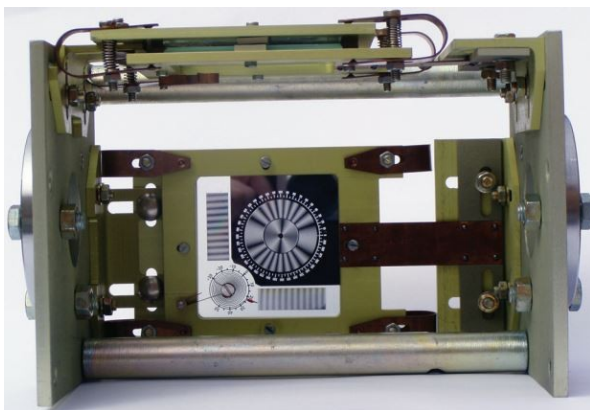
**Obr 10:** dilatometr typu Hölle. (Zdroj: vlastní foto)

Další možností je využití extenzometru TM 71. Měření je založeno na principu opticko – mechanické interferometrie, což je vlastně optické porovnávání dvou shodných vzorů, takzvaných "moire patterns", umístěných na skleněných destičkách (J. STEMBERK, F. HARTVICH 2011).

Celý extenzometr se skládá ze dvou částí, každá je připevněna na jednom ze dvou skalních bloků, u kterých je relativní pohyb měřen (obr. 11). Při pohybu bloků s tedy měřit pohyb ve všech třech osách a úhel vzájemné rotace obou bloků. Rozlišovací schopnost extenzometru TM 71 je udávána v rozmezí 0,05 až 0,0125 mm, úhlová odchylka až  $3,2 * 10^{-4}$  rad ( $\approx 0,018^\circ$ ) (A. GOSAR et al., 2009). Výhodou extenzometru TM 71 je 3D měření pohybů, nezávislost na subjektu, který provádí měření a vysoká přesnost, nevýhodou pak může být větší náchylnost aparatury na poškození přírodními, nebo antropogenními vlivy (A. GOSAR et al., 2009). Měření pohybů skalních bloků pomocí extenzometru TM 71 bylo použito například v pseudokrasové jeskyni Jaskyňa pod Spišskou (L. PETRO et al., 2011).

## 7.2. Relativní datování stáří skalního povrchu

Tvrdoměrné kladivo Schmidt – hammer (dále jen SH) (obr. 12) bylo původně zkonstruované pro testování tvrdosti betonu (R. A. SHAKESBY et al., 2006). V současnosti je však již běžným nástrojem geomorfologického výzkumu. Princip, na kterém SH pracuje, spočívá v natáhnutí pružiny s kladívkem, které po uvolnění narazí na měřený povrch. Část energie pohltí povrch horniny v závislosti na jeho tvrdosti a zbylá energie kladívko odrazí zpět. Tvrdost horniny se pak udává jako vzdálenost, uražená kladívkem po odrazu (A. S. GOUDIE 2006). Primárně SH měří tvrdost hornin, jeho výsledky se však dají také použít k relativnímu datování stáří povrchu horniny. Relativní datování pomocí SH je založeno na předpokladu, že čím déle je povrch horniny vystaven vnějším vlivům, tím více je jeho povrch zvětralý a měkčí. Můžeme tedy porovnávat, které plochy skalních bloků byly obnaženy dříve a které později (R. A. SHAKESBY et al., 2006). Výhody Schmidt – hammeru jsou vysoká mobilita, poměrně nízké náklady, možnost pořízení velkého množství dat a jednoduchost. Nástroj má však i své limity, především citlivost na různé diskontinuity a nehomogenity v hornině, vlhkost hornin, texturu povrchu a schopnost testovat pouze bloky o hmotnosti větší než 25 kg (A. S. GOUDIE 2006).



**Obr. 11:** extenzometr TM 71  
(Zdroj: L. PETRO et al., 2011)



**Obr. 12:** Schmidt – hammer  
(Zdroj: www.humboldtmg.com)

## 8. Diskuze

V krkonoších se nachází 4 morfogenetické typy žulových jeskyní: rozsedlinové, suťovo – rozsedlinové, suťové a jeskynní výklenky. Nejvíce je rozsedlinových jeskyní a jeskynních výklenků (5 jeskyní u obou typů), suťovo – rozsedlinové jeskyně jsou 4 a 2 jeskyně jsou suťové (R. SZMYTKIE 2005; V. PILOUS 1993). Existují různé typologie pseudokrasových jeskyní, většina z nich vymezuje jeskyně vyvinuté v souvislosti s puklinami (například crevice caves, caves along major fracture planes, roofed clefts, puklinové, rozsedlinové jeskyně), jeskyně vyvinuté v balvanových akumulacích (například talus caves, caves in residual blockfields, jeskyně v sutích) a jeskyně vyvinuté selektivním zvětráváním (například jeskynní výklenky, overhangs and shelters, tafone). Použitá klasifikace vychází především z klasifikací J. Vítka (1981) a P. Migońe a R. Szmytkieho (2007).

Výskyt žulových jeskyní v Krkonoších je vázán na existenci skalních výchozů. Rozmístění jeskyní je velmi nepravidelné, kromě jeskyně Koleba koło Borowic jsou všechny seskupeny do čtyř shluků. Devět jeskyní leží na svazích údolí Kamienné, nebo v přilehlých údolích, Dvojice jeskyň se nachází na svazích hory Chojnik, poblíž soutoku řek Podgórna a Kacza a v Pančavské jámě. Výskyt jeskyní v podobě shluků naznačuje, že jejich genezi ovlivňuje kombinace několika faktorů. Mezi tyto faktory patří vlastnosti žulového podloží, morfologie reliéfu a klimatické podmínky.

Z hlediska vlastností žulového podloží je pro vznik krkonošských jeskyní nejdůležitější rozpukání. Rozsedlinové, suťově rozsedlinové i suťové jeskyně vyžadují existenci dostatečně velkých skalních bloků, jeskynní výklenky zase vznikají v návaznosti na horizontální pukliny (P. MIGOŃ, R. SZMYTKIE 2007). Hrubozrnná porfyrická žula, která je nejrozšířenější variantou krkonošské žuly a má nejvhodnější vlastnosti puklinového systému. Primární puklinový systém je ve srovnání s jemnozrnnou žulou méně hustý a vzdálenosti mezi jednotlivými paralelními puklinami jsou variabilnější (P. MIGOŃ, R. SZMYTKIE 2007). Vznikají tak velké bloky, které umožňují vznik volných prostorů mezi nimi. Hrubozrnná žula je také méně odolná vůči exogenním procesům, díky nižšímu obsahu odolných minerálů (křemen, draselný živec) a díky větší velikosti zrn. Nižší odolnost horniny umožňuje rychlejší selektivní zvětrávání podél puklin a vznik jeskynních výklenků.

Většina žulových jeskyní v Krkonoších (konkrétně 14) se nachází v hrubozrnné porfyrické žule, ve středně zrnité variantě se nacházejí pouze dvě, zatímco ve skalních výchozech jemnozrnné žuly žádná (V. PILOUS 1993; R. SZMYTKIE 2005). Také většina ostatních jeskyní Krkonoško – jizerského žulového plutonu se nachází v hrubě zrnité žule. Výskyt jeskyní v hrubozrnné porfyrické žule je dokumentován i v jiných oblastech světa, například ve skalních výchozech Erongo a Spitzkoppe v centrální Namibii se vyvinuly jeskynní výklenky i suťové jeskyně (P. MIGÓN, A. GOUDIE 2000). Zajímavostí je, že ve skalním výchozu Haytor v Dartmooru v Anglii horní část skalního masivu z hrubozrnné žuly tvoří skalní převisy, na rozdíl od spodní části, tvořené jemnozrnnou žulou (P. MIGÓN 2006).

Všechny typy jeskyní, kromě jeskynních výklenků, jsou vázány na gravitační svahové pohyby, které vznikají uvolněním silného tahového napětí ve skalních výchozech na strmých svazích. Všechny jeskyně nejen v Krkonoších, ale i v celém Krkonoško – jizerském žulovém masivu se vyvinuly na skalních výchozech na svazích. V torech na zarovnaných površích žádné jeskyně evidovány nejsou. Na české straně se vyvinuly ve strmé stěně Pančavské jámy, na polské straně na svazích residuálních kopců (například Chojnik, Szklarz) nebo strmých svazích říčních údolí (například svahy údolí Kamienné, nebo Podgorné) (S. GALOCZ 2011). Jeskyně, vznikající gravitačními pohyby se vyskytují v různých oblastech, například v pohoří Fichtelgebirge v Německu je známo 77 žulových jeskyní, vytvořených gravitačními pohyby skalních bloků na svazích (T. STRIEBEL 2008).

Podle V. Pilouse (1993) vznikaly jeskyně, spojené s pohyby skalních bloků, především v periglaciálních podmínkách. Kongelifrakce způsobuje rozpad horniny podle puklin a vznik pravidelných kvádrů. Periglaciální procesy v kombinaci s gravitačními pak způsobují pohyb bloků po svahu ve směru působení tahového napětí (P. MIGÓN 2006, V. PILOUS 1993). Periglaciální podmínky v Krkonoších panovaly přinejmenším v období LGM, před 26 500 – 19 000 lety, pravděpodobně se ale vyskytovaly i v dřívějších chladných obdobích pleistocénu.

Jeskyně, vzniklé svahovými pohyby žulových bloků však nejsou vázány pouze na periglaciální procesy. Existence jeskyní v blokových akumulacích při úpatí skalních výchozů Erongo a Gross Spitzkoppe v centrální Namibii dokládá, že vznik a pohyb dostatečně velkých bloků může vznikat i v podnebí s průměrnými ročními teplotami v rozmezí 28-33°C a ročními úhrny srážek do 200 mm. Také jeskynní výklenky vznikají v různých klimatických podmínkách, jejich výskyt je popsán například i ve skalních výchozech Erongo a Gross Spitzkoppe (P. MIGÓN, A. GOUDIE 2000).

Pro monitoring současných pohybů v Krakonošově klenotnici a jeskyni Lomenná byly představeny dvě možné aparatury – tyčový dilatometr typu Hölle a opticko – mechanický extenzometr TM 71. Obě metody již byly využity k měření pohybů skalních bloků v pseudokrasových jeskyních. Výhodou tyčového dilatometru oproti extensometru TM 71 může být větší přívětivost k životnímu prostředí, protože lokalita se nachází v 1. zóně Krkonošského národního parku. Naopak nevýhodou je nutnost osobní účasti při každém měření, které by bylo v zimě nemožné – lokalita se nachází v lavinózním terénu.

## 9. Závěr

Na území Krkonoš bylo popsáno 16 pseudokrasových jeskyní v žulách, 2 jsou na české straně a 14 jeskyní na polské. Jeskyně se navzájem liší morfologií i způsobem geneze a jsou zařazeny do 4 skupin. Rorzsedlinové (5 jeskyní), suťovo – rozsedlinové (4 jeskyně), suťové (2 jeskyně) vznikají pohyby žulových bloků podle puklin. Jeskynní výklenky (5 jeskyní) vznikají selektivním zvětráváním podél horizontálních puklin. Rozmístění jeskyní je nepravidelné, většina (13 jeskyní) se nachází na území Pogórza Karkonoskiego.

Vznik jeskyní ovlivňují vlastnosti žuly, morfologie reliéfu a klimatické podmínky. Z hlediska vlastností žuly je nejdůležitější variabilita rozpukání a texturní vlastnosti. Nejvhodnějším typem krkonošské žuly pro vznik jeskyní je hrubozrná porfyrická varianta, charakteristická nižší hustotou a vyšší variabilitou puklinového systému a menší odolností vůči selektivnímu zvětrávání. Všechny krkonošské jeskyně se vyskytují ve skalních výchozech na strmých svazích, což umožňuje pohyb velkých skalních bloků i akumulaci balvanů pod skalními výchozy v nižších částech svahů. Jeskyně vznikaly pravděpodobně kombinací gravitačních a periglaciálních pohybů, které v Krkonoších panovaly v období LGM a pravděpodobně i v dřívějších chladných periodách pleistocénu. Podobné tvary však mohou vznikat i jinými procesy v různých klimatomorfogenetických oblastech světa.

Výzkum geneze jeskyní v Pančavské jámě je možné zaměřit na monitorování recentního pohybu skalních bloků a relativního datování puklinových ploch. Byly představeny dvě metody monitoringu pohybů - pomocí dilatometru typu Hölle a extenzometru TM 71 a jedna metoda relativního datování – pomocí tvrdoměrného kladiva Schmidt - hammer. Dilatometr je z hlediska přírodního prostředí přívětivější než extenzometr a tedy vhodnější pro použití v 1. zóně Krkonošského národního parku, jeho nevýhodou je však nedostupnost měření v zimním období.

# 10. Zdroje

## 10. 1 Literatura

AWDANKIEWICZ, M., AWDANKIEWICZ, H., KRYZA, R., RODIONOV, N. (2010): SHRIMP zircon study of a micromonzodiorite dyke in the Karkonosze Granite, Sudetes (SW Poland): age constraints for late Variscan magmatism in Central Europe. *Geological Magazine* 147, s. 77 - 85.

BAROŇ, I., CÍLEK, V., MELICHAR, R. (2003): Pseudokrasové jeskyně jako indikátory svahových pohybů. In: *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2002*.

BARTOŠÍKOVÁ, H. (1973): Morfologicky významné výchozy krkonošského žulového masívu. *Opera concortica* 10, Praha, s. 71-91.

BELLA, P. (1998): Genetic types of caves in Slovakia. *Acta Carsologica* 27/2, s. 15 – 23.

CLARK, P. U., DYKE, A. S., SHAKUN, J. D., CARLSON, A. E., CLARK, J., WOHLFARTH, B.,

MITROVICA, J. X., HOSTETLET, S. W., MCCABE, A. M. (2009): The Last Glacial Maximum. *Science* 325/5941, s. 710 – 714.

CORCHO ALVARADO, J. A., LEUENBERGER, M., KIPFER, R., PACES, T., PURTSCHERT, R. (2011): Reconstruction of past climate conditions over central Europe from groundwater data. *Quaternary Science Reviews* 30, s. 3423 – 3429

CZUDEK, T. (2005): Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. *Moravské zemské muzeum, Brno*, 238 s.

ČERNÝ, W., DOSKOČIL, J. (1969): Květena Krkonoš. In: Fanta, J. et al.,: *Příroda Krkonošského národního parku 1*, Praha, s. 161 – 178.

DANIŠÍK, M., MIGOŇ, P., KUHLEMANN, J., EVANS, N. J., DUNKL, I., FRISCH, W. (2010): Thermochronological constraints on the long – term erosional history of the Karkonosze Mts., Central Europe. *Geomorphology* 117, s. 78 – 89.

DUBICKI, A., MORDALSKA, H., TOKARCZYK, T., ADYNKIEWICZ – PIRAGAS, M. (2005): Wody powierzchniowe Karkonoszy. In: Mierzejewski, M. P. et al.,: *Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek*. Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, s. 399 – 425.

ENGEL, Z. (2003): Pleistocénní zalednění české části Krkonoš. *Przyroda Sudetów Zachodnich*, 6, Jelenia Góra, s. 223-234.

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* 29/7, s. 913 – 927.

FLOUSEK, J., VANĚK, J. (2012): *Zvířena Krkonoš*. Správa Krkonošského národního parku, Vrchlabí 32 s.



GOSAR, A., ŠEBELA, S., STEMBERK, J. (2009): Surface versus underground measurements of active tectonic displacements detected with TM 71 extensometers in western Slovenia. *Acta Carsologica* 38/2 – 3, s. 213 – 226. GOUDIE, S. A. (2006): The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography* 30/6, s. 703 – 718.

GRAMSZ, R., POTOCKA, J., KOCIÁNOVÁ, M. (2010): Istotne cechy klimatu Karkonoszy w porównaniu z północną Skandynawią wzdłuż profilu Andøya – Kiruna. *Opera Concorctica* 47, Praha, s. 29 – 54.

HALÁSOVÁ O., HANČAROVÁ E., VAŠKOVÁ I. (2007): Časová a prostorová variabilita vybraných klimatologických a hydrologických prvků na území Krkonoš za období 1961–2000. - In: ŠTURSA, J., KNAPIK, R.: *Geoekologické problémy Krkonoš. Sborn. Mez. Věd. Konf., říjen 2006, Svoboda n. Úpou. Opera Corcontica*, 44/1, s. 171–178.

HALL, K. (1999): The role of thermal stress fatigue in the breakdown of rock in cold regions. *Geomorphology* 31, s. 47 – 63.

HALLIDAY, W. R. (2007): Pseudokarst in the 21st century. *Journal of Cave and Karst Studies*, 69/1, s. 103 – 113.

HANČAROVÁ, E., PARZÓCH, K. (2007): Hydrologie. In: Floušek, J. et al.,: *Krkonoše – příroda, historie, život. Baset, Praha*, s. 157 – 165.

HARČARIK, J. (2007): Sněhové poměry arktalpínské tundry. In: Floušek, J. et al.,: *Krkonoše – příroda, historie, život. Baset, Praha*, s. 155 – 156.

HARTVICH, F., MENTLÍK, P. (2010): Slope development reconstruction at two sites in the Bohemian Forest Mountains. *Earth Surface Processes and Landforms* 35, s. 373–389.

HUBER, K., WECKSTRÖM, K., DRESCHER – SCHNEIDER, R., KNOLL, J., SCHMIDT, J., SCHMIDT, R. (2010): Climate changes during the last glacial termination inferred from diatom-based temperatures and pollen in a sediment core from Längsee (Austria). *Journal of Paleolimnology* 43/1, s. 131 – 147.

CHALOUPSKÝ, J., ČERVENKA, J., JETEL, J., KRÁLÍK, F., LÍBALOVÁ, J., PÍCHOVÁ, E., POKORNÝ, J., POŠMOURNÝ, K., SEKYRA, J., SHRBENÝ, O., ŠALANSKÝ, K., ŠRÁMEK, J., VÁCL, J. (1989a): *Geologie Krkonoš a Jizerských hor. Academia, Praha*, 288 s.

JANÁSKOVÁ, B. (2006): Ukládání a odbourávání sněhu ve vrcholové oblasti východních Krkonoš. *Opera Concorctica* 43, Praha, s. 57 – 80.

JANKOVSKÁ, V. (2004): *Krkonoše v době poledové - vegetace a krajina. Opera Corcontica* 41, Praha, s. 111–123.

JĘDRYSEK, M. O., KRĄPIEC, M., SKRZYPEK, G., KAŁUŻNY, A. (2003): Air-pollution Effect and Paleotemperature Scale versus  $\delta^{13}C$  Records in Tree Rings and in a Peat Core (Southern Poland). *Water, Air, and Soil Pollution* 145/1-4, s. 359 – 375.

JENÍK J. (1961): *Alpínská vegetace Krkonoš, Králického Sněžníku a Hrubého Jeseníku. Teorie anemo-orografických systémů. Nakl. ČSAV, Praha*. 409 s.

- KRÁLÍK, F., SEKYRA, J. (1969): Geomorfologický přehled Krkonoš. In: Fanta, J. et al.,: Příroda Krkonošského národního parku 1, Praha, s. 59 - 87.
- KŘÍŽEK, M., TREML, V., ENGEL, Z. (2007): Zákonnosti prostorového rozmístění periglaciálních tvarů v Krkonoších nad alpínskou hranicí lesa. - In: ŠTURSA, J. & KNAPIK, R.: Geoekologické problémy Krkonoš. Sborn. Mez. Věd. Konf., říjen 2006, Svoboda n. Úpou. Opera Concorctica 44/1, s. 67–79.
- KUMP, L. R., BRANTLEY, S. L., ARTHUR, M. A. (2000): Chemical weathering, atmospheric CO<sub>2</sub>, and climate. Annual Review of Earth and Planetary Science 28, s. 611 – 667
- KUNSKÝ, J. (1948): Geomorfologický náčrt Krkonoš. In: Klika J. et al.,: Příroda v Krkonoších 1, Praha, s. 54 - 89.
- KWIATKOWSKI, J. (1982): Skutečné srážky v Krkonoších. Opera Concorctica 19, Praha, s. 45 - 64
- LEE, M. R., PARSONS, I. (1999): Biomechanical and biochemical weathering of lichen-encrusted granite: textural controls on organic–mineral interactions and deposition of silica-rich layers. Chemical Geology 161/4, s. 385 – 397.
- LÍBALOVÁ, J. (1964): Krkonošský žulový masiv. Opera Concorctica 1, Praha, s. 25 – 33.
- METELKA, L., MRKVICA, Z., HALÁSOVÁ, O. (2007): Podnebí. In: Flousek, J. et al.,: Krkonoše – příroda, historie, život. Baset, Praha, s. 147 – 154.
- MIGOŇ, P. (2006): Granite landscapes of the world. University Press, Oxford, 384 s.
- MIGOŇ, P., GOUDIE, A. (2003): Granite Landforms of the Central Namib. Acta Universitatis Carolinae, Geographica 35, s. 17 – 38.
- MIGOŇ, P., PILOUS, V. (2007): Geomorfologie. In: Flousek, J. et al.,: Krkonoše – příroda, historie, život. Baset, Praha, s. 103 – 124.
- MIGOŇ, P., SZMYTKIE, R. (2007): The origin and significance of cave-like features in the Karkonosze-Izera granite massif, Central Europe. Nature Conservation 63, s. 23 – 29.
- NÝVLT, D., ENGEL, Z., TYRÁČEK, J. (2011): Pleistocene Glaciations of Czechia. In: Quaternary Glaciations – Extent and chronology, A closer look. Developments in Quaternary Science 15, s. 37 – 46.
- PELÍŠEK, J. (1974): Půdy Krkonošského národního parku. Opera Concorctica 11, Praha, s. 7 – 35.
- PETRO, Ľ., BÓNA, J., KOVÁČIK, M., FUSSGÄNGER, E., ANTONICKÁ, B., IMRICH, P. (2011): The cave under the Spišská hill: Preliminary monitoring results of the block movements. Mineralia Slovaca 43, s. 121 – 128.
- PILOUS, V. (1973): Strukturní mury v Krkonoších – 1. část. Opera Concorctica 10, Praha, s. 15 – 69
- PILOUS, V. (1984): Antropogenní montánní tvary reliéfu v Krkonošském národním parku – I. část (zemníky). Opera Concorctica 21, Praha, s. 7 – 66.

- PILOUS, V. (1985): Antropogenní montánní tvary reliéfu v Krkonošském národním parku – II. část (Důlní díla). Opera Concoctica 22, Praha, s. 13 – 78.
- PILOUS, V. (1993): Pseudokrasové jeskyně v Labském dole v Krkonoších. Opera Concoctica 30, Praha, s. 117 – 131.
- PILOUS, V. (2007): Geografické vymezení. In: Flousek, J. et al.,: Krkonoše – příroda, historie, život. Baset, Praha, s. 83-102.
- PLAMÍNEK, J. (2007): Geologie. In: Flousek, J. et al.,: Krkonoše – příroda, historie, život. Baset, Praha, s. 83-102.
- PODRÁZSKÝ, V., VACEK, S., MIKESKA, M., BOČEK, M., HEJCMAN, M. (2007): Půdy. In: Flousek, J. et al.,: Krkonoše – příroda, historie, život. Baset, Praha, s. 135 – 146.
- POKORNÝ, P. (2002): A high-resolution record of Late-Glacial and Early-Holocene climatic and environmental change in the Czech Republic. Quaternary International 91/1, s. 101 – 122.
- POŠTA, P. (2005): Limnologická studie největšího jezera české strany Úpského rašeliniště v Krkonoších. Opera Concoctica 42, Praha, s. 55 – 68.
- QUITT, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. Geografický ústav ČSAV, Brno, 82 s.
- RENSSEN, H., ISARIN, R. F. B. (2001): The two major warming phases of the last deglaciation at ~ 14.7 and ~ 11.5 ka cal BP in Europe: climate reconstructions and AGCM experiments. Global and Planetary Change 30, s. 117 – 153.
- SEKYRA, J. (1964): Kvartérně geologické geomorfologické problémy krkonošského krystalinika. Opera Concoctica 1, Praha, s. 7 – 24
- SEO, Y. S. et al., (2002): Microscopic observation and contact stress analysis of granite under compression. Engineering Geology 63, s. 259 – 275.
- SHAKESBY R. A., MATTHEWS, J. A., OWEN, G. (2006): The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments. Quaternary Science Reviews 25/21-22, s. 2846 – 2867.
- SIENKIEWICZ, E., GAŚSIOROWSKI, E., HERCMAN, H. (2006): Is acid rain impacting the Sudetic lakes? Science of the total environment 369, s. 139 - 149.
- SPUSTA, V. (2006): Laviny v Krkonoších. Správa KRNAP, Vrchlabí, 32 s.
- STEMBERK, J., HARTVICH, F. (2011): Fault slips recorded in the Strašín cave (sw Bohemian Massif). Acta Geodynamica et Geomaterialia Vol. 8, No. 4 (164), s. 413–423.
- STRIEBEL, T. (2008): Granite caves in the Fichtelgebirge Mountains, Germany. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe: Revista de xeoloxía galega e do hercínico peninsular 33, s. 167 – 174.
- SZMYTKIE, R. (2005): Jaskinie granitowe w polskich Karkonoszach. Opera Concoctica 42, Praha, s. 5 – 15

- ŠEBESTA, J. (1978): Sněhová pole na české straně Krkonoš. Opera Concoctica 15, Praha, s. 25 – 49
- ŠOUREK, J. (1969): Květena Krkonoš. In: Fanta, J. et al.,: Příroda Krkonošského národního parku 1, Praha, s. 119 - 160.
- ŠTURSA, J. (2012): Květena Krkonoš. Správa Krkonošského národního parku, Vrchlabí, 32 s.
- TÁSLER, R. (1981): Současný stav výzkumu krasu východních Krkonoš. Opera Concoctica 18, Praha, s. 183 – 188
- TÁSLER, R., OUHRABKA, V. (2007): Krkonošský kras. In: Flousek, J. et al.,: Krkonoše – příroda, historie, život. Baset, Praha, s. 129 – 134.
- TOMÁŠEK, M. (2007): Půdy České republiky. Česká geologická služba, Praha, 67 s.
- TRACZYK, A. (2004): Late pleistocene evolution of periglacial and glacial relief in the Karkonosze Mountains. New hypotheses and research perspectives. Acta Universitates Carolicae, Geographica 1, s. 59 - 72.
- TUĞRUL, A., ZARIF, I. H. (1999): Correlation of mineralogical and textural characteristics with engineering properties of selected granitic rock from Turkey. Engineering Geology 51, 303 – 317
- TWIDALE, C. R. (1982): Granite landforms. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 372 s.
- URBAN, J., OTEŠKA – BUDZYN, J. (1998): Geodiversity of pseudokarst caves as the reason for their scientific importance and motive of protection. Geologica Balcanica, 28/3-4, s. 163 – 166.
- VIDAL ROMANÍ J. R., TWIDALE C. R. (1999): Sheet fractures, other stress forms and some engineering implications. Geomorphology 31, s. 13 – 27.
- VIDAL ROMANÍ, J. R., RODRIGUEZ, M. V. (2007): Types of granite cavities and associated speleothems: genesis and evolution. Nature Conservation 63, s. 41 – 46.
- VÍTEK, J. (1981): Morfogenetická typizace pseudokrasu v Československu. Sborník Československé geografické společnosti 86/1, s. 66 – 69.
- WACNIK, A. (2009): Vegetation development in the Lake Miłkowskie area, north-eastern Poland, from the Plenivistulian to the late Holocene. Acta Palaeobotanica 49/2, s. 287–335.
- ZUBER, A., WEISE, S. M., MOTYKA, J., OSENBRÜCK, K., RÓŻAŃSKI, K. (2004): Age and flow pattern of groundwater in a Jurassic limestone aquifer and related Tertiary sands derived from combined isotope, noble gas and chemical data. Journal of Hydrology 286, s. 87-112.
- ZVELEBIL, J., HARTVICH, F. (2006): Site-friendly dilatometric slope monitoring at celtic mountain citadel of Obří Hrad, S. Bohemia. Proceedings of the ICL Symposium 22/24

## **10. 2 Mapové podklady**

GALOCZ, S. (2001): Karkonosze – mapa turystyczna 1 : 25 000. Demart SA, Warszawa.

CHALOUPSKÝ, J. (1989b): Přehledná geologická mapa Krkonoš a Jizerských Hor 1 : 100 000. Ústřední ústav geologický, Praha.

KOZDRÓJ, W., KRENZT, O., OPLETAL, M. (2001): Comments on the Geological Map Lausitz – Jizera – Karkonosze (sithout Cenozoic sediments) 1 : 100 000. Český geologický ústav, Praha, 64 s. + 3 mapy.

## **10. 3 Datové zdroje**

Národní geoportál INSPIRE: datová vrstva: cenia\_rt\_automapy

KRNAP: shapefiles: vrstevnice po 25m, vodní toky

CENIA: shapefiles: geomorfologické celky, geomorfologické podcelky, geomorfologické okrsky

Construction materials testing equipment: Dostupný z <http://www.humboldtmg.com>