

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Katedra biotechnických úprav krajiny
Fakulta životního prostředí



Projevy a příčiny geologické eroze ve světě a u nás

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

**Vedoucí práce: Ing. Jana Chlupsová
Autor práce: Helena Bartáková**

Praha 2015

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Katedra biotechnických úprav krajiny

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Helena Bartáková

Aplikovaná ekologie

Název práce

Projevy a příčiny geologické eroze ve světě a u nás

Název anglicky

Manifestations and causes of geological erosion in the world and for us

Cíle práce

Zhodnocení geologické eroze z hlediska historie.

Zhodnocení geologické eroze ve světě a v ČR.

Metodika

1. Definice geologické eroze
2. Projevy geologické eroze
3. Rychlost geologické eroze
4. Eroze jako součást geologického cyklu
5. Geologická eroze v jednotlivých geologických dobách
6. Projevy geologické eroze ve světě
7. Projevy geologické eroze v ČR

Doporučený rozsah práce
40-50

Klíčová slova
eroze půdy, geologický cyklus, historie geologické eroze

Doporučené zdroje informací

BUZEK L., 1983: Eroze půdy. Pedagogická fakulta v Ostravě
JANĚČEK M., 2008: Základy erodologie. ČZU
KACHLÍK V., CHLUPÁČ I., 2003: Základy geologie. Karolinum
KUKAL Z., 1983: Rychlost geologických procesů. Academia
LOŽEK V., 2011: Po stopách pravěkých dějů: o silách, které vytvářely naši krajinu. Dokořán

Předběžný termín obhajoby
2015/06 (červen)

Vedoucí práce
Ing. Jana Chlupsová

Elektronicky schváleno dne 5. 4. 2013

prof. Ing. Petr Sklenička, CSc.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 3. 4. 2014

prof. Ing. Petr Sklenička, CSc.

Děkan

V Praze dne 06. 04. 2015

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci „Projevy a příčiny geologické eroze ve světě a u nás“ vypracovala samostatně pod vedením Ing. Jany Chlupové a uvedla všechny literární prameny, ze kterých jsem čerpala.

V Praze dne 6. 4. 2015

Helena Bartáková

Poděkování

Tímto bych ráda poděkovala vedoucí bakalářské práce Ing. Janě Chlupové za odborné vedení této práce, za cenné rady a připomínky. Také bych ráda poděkovala rodině za její podporu.

V Praze dne 6. 4. 2015

Helena Bartáková

Abstrakt:

Tato bakalářská práce popisuje geologickou erozi. Jde o erozi přirozenou, bez zásahu lidské činnosti. V první části práce je zde eroze popsána obecně, její druhy a vznik tvarů, na kterých se podílí. V další části práce již věnuji pozornost erozi geologické, jak rychle probíhala, jak a kde působila v jednotlivých geologických dobách a kde je její místo v geologickém cyklu. K závěru práce se věnuji konkrétním místům v České republice a ve světě, kde se geologická eroze projevila.

Klíčová slova:

eroze půdy, geologický cyklus, historie geologické eroze, skalní města, kaňony, Amazonie, Čína

Abstract:

This thesis describes the geological erosion. It is a natural erosion, without the intervention of human activity. In the first part there is erosion described generally, its types and forms creation, which involve. In the next section I focus on longer geological erosion, ran as fast as and where she worked in various geological periods and her place in the geological cycle. The conclusion is devoted to particular locations in the Czech Republic and in a world where geological erosion effect.

Key words:

soil erosion, geological cycle, geological history of erosion, rock towns, canyons , Amazon , China

Obsah

1. ÚVOD	8
2. CÍLE PRÁCE	9
3. METODIKA	10
4. DEFINICE GEOLOGICKÉ EROZE	11
5. PROJEVY GEOLOGICKÉ EROZE	12
5.1 Druhy eroze podle činitele	12
5.1.1 Vodní eroze	12
5.1.2 Sněhová eroze	18
5.1.3 Ledovcová eroze	18
5.1.4 Větrná eroze	20
6. RYCHLOST GEOLOGICKÉ EROZE	21
7. EROZE JAKO SOUČÁST GEOLOGICKÉHO CYKLU	24
7.1 Horninový cyklus	24
7.2 Erozní cyklus	25
8. GEOLOGICKÁ EROZE V JEDNOTLIVÝCH GEOLOGICKÝCH DOBÁCH	26
8.1 Prekambrium (prahory)	27
8.2 Paleozoikum (prvohory)	28
8.3 Mezozoikum (druhohory)	30
8.4 Terciér (třetihory)	32
8.5 Kvartér (čtvrtohory)	33
9. PROJEVY GEOLOGICKÉ EROZE V ČR	36
9.1 Pískovcová skalní města	36
9.1.1 Skalní města Broumovské vrchoviny	37
9.1.2 Skalní města Děčínské vrchoviny	39
9.1.3 Skalní města Jičínské pahorkatiny	41
9.2 KRKONOŠE	42
9.2.1 Sněžka	45
9.3 ŠUMAVA	45
10. GEOLOGICKÁ EROZE VE SVĚTĚ	47

10.1 Stolové hory Amazonie.....	47
10.2 Kaňony USA.....	50
10.2.1 Black Canyon.....	50
10.2.2 Grand Canyon.....	50
10.3 Skalní město Bryce Canyon.....	52
10.4 Spraše ve světě.....	53
10.4.1 Spraše v Číně.....	54
11. DISKUSE.....	57
12. ZÁVĚR.....	58
13. SEZNAM ZDROJŮ A LITERATURY.....	59

1. ÚVOD

Vnější geologické síly jsou hlavními činiteli, kteří modelují zemský povrch. Proto má jejich poznání velký význam. Vznik různých tvarů povrchu zemského můžeme správně popsat jen tehdy, pokud známe dobře zákony práce vnějších geologických činitelů (Kettner 1948). Jedním z těchto vnějších geologických činitelů je eroze. Erozi známe soudobou (urychlenou lidskou činností) a geologickou (přírozenou). V první části práce bude definována geologická eroze a uvedeny druhy eroze, které známe.

Eroze je destruktivní geologický proces, který modeluje zemský povrch a dotváří jeho rozmanitou topografii, modeluje všechny geologické objekty na zemském povrchu, ať již vytvořené činností endogenních nebo exogenních sil (Kachlík a Chlupáč 1996). Eroze vytváří unikátní přírodní útvary po celém světě. Každý druh eroze modeluje krajinu svým specifickým způsobem, vodní eroze vytváří meandry, ledovcová modeluje trogy, větrná přenáší prachové částice až do vysokých horských území.

Bude také nahlédnuto do dávných geologických dob, kde eroze měla svůj nezastupitelný vliv a nakonec poznáme konkrétní území, u nás i ve světě, kde se eroze podílela na modelaci jedinečných geologických útvarů.

Sestoupíme-li zpět do dob minulých, přes čtvrtohorní ledové doby do třetihor, pak druhohor, prvohor až do starohor, zjistíme, že každé toto období zanechalo na Zemi své stopy. V každém období geologické minulosti měla krajina určitou tvářnost (Kukal a kol. 2005). Díky druhohorním a třetihorním geologickým procesům mohla vznikat pískovcová skalní města, ve čtvrtohorách proběhla významná ledovcová eroze, která se podepsala na tvářnosti Šumavy a Krkonoš. Vlivem zařezávání se vodních toků vznikaly obří kaňony. Vítr přenášel velké množství částic a tak vznikaly např. ohromné vrstvy nánosu prachových částic, tzv. spraše. Tyto oblasti budou konkrétněji popsány v poslední části práce.

2. CÍLE PRÁCE

Cílem této práce je formou literární rešerše popsat projevy a příčiny geologické eroze. Úkolem je zhodnocení geologické eroze z hlediska historie a promítnutí jejích projevů v České republice a ve světě.

3. METODIKA

Bakalářskou práci jsem zpracovala na základě vyhledání dostupné literatury v několika knihovnách, v knihovně ČZU, Městské knihovně a hlavně Geologické a Geografické knihovně PřF UK. Zdroje se týkají tématu eroze, všeobecné geologie a geomorfologie. Dále jsem literaturu vyhledávala v knihovně České geologické služby. V závěru práce jsem použila také elektronické zdroje.

4. DEFINICE GEOLOGICKÉ EROZE

Slovo “eroze“ pochází z latiny a je odvozené od slova “erodere“ – rozhlodávat. Eroze je komplexní proces, který zahrnuje rozrušování půdního povrchu, transport a sedimentaci uvolněných půdních částic. Termín eroze půdy poprvé použil W. J. Mc Gee (1911). V literatuře se začal běžně používat ve 30. a hlavně ve 40. letech minulého století. Rozlišujeme erozi normální neboli geologickou, nazývanou též přirozenou, a erozi zrychlenou (Janeček 2008 ex. Bennet 1939). Při normální erozi je úbytek půdních částic doplňován tvorbou nových částic z půdy. Transportní procesy nejsou příliš výrazné. Při zrychlené erozi je ztráta půdních částic a živin taková, že je nelze nahradit půdotvorným procesem (Holý 1994).

Rozeznáváme erozi pravěkou (historickou) a erozi soudobou. Pravěká eroze působila v minulých geologických dobách. Pracovala na modelaci povrchu zemského, jehož výrazné znaky známe dodnes. Eroze soudobá modeluje zemský povrch v přítomnosti. Pravěká eroze vytvořila hlavní tvary zemského povrchu, které jsou již ustálené. Soudobá eroze je dále pouze rozrušuje, modeluje a člení. Reliéf vytvořený historickou erozí je v harmonické souhře s říční sítí, s podzemní vodou a s pokryvným půdním útvarem, proto se nemusí odstraňovat, což většinou ani nejde. U soudobé eroze naopak musíme čelit vzniku a vývoji jejích útvarů, neboť mají velmi špatný vliv na úrodnost půd (Cablík a Jůva 1963).

Pravěká eroze se liší od soudobé různými znaky, např. u forem reliéfu, vytvářených vodní erozí. Ten rozlišuje mladé tvary, např. erozní brázdíčku, výmol, strž a formy starší, jako říční údolí a úvaly (Cablík a Jůva 1963 ex. Kes). Tvar uvedených erozních forem u soudobé a pravěké eroze je odlišný. Charakteristickým znakem tvaru vytvořeného geologickou erozí je jeho zaoblenost a vegetační kryt, pokud nebyl uměle odstraněn. Naproti tomu soudobá eroze modeluje ostré rýhy, výmoly a strže s příkrými svahy až svislými stěnami. Rozdíl mezi mladými a staršími erozními formami je i v jejich vývojové ustálenosti. Útvary (údolí a úvaly) vymodelované geologickou erozí jsou vývojově dokončeny a ustáleny. Už není třeba soudobé eroze, která by je silněji erodovala. Nevyžadují skoro vůbec protierozní ochranu, pokud jsou správně kulturně využívány (Cablík a Jůva 1963).

5. PROJEVY GEOLOGICKÉ EROZE

Eroze neboli výmol je proces vymílání, obrušování, hloubení a rozhlodávání hornin na zemském povrchu a vytváření různých tvarů povrchu zemského. K erozi dochází vlivem vnějších (exogenních) činitelů a podle těchto činitelů rozeznáváme erozi říční, jezerní, mořskou, ledovcovou, větrnou, organogenní apod. (Kettner 1948). Eroze je důležitým geologickým procesem, který se mimo tvarování zemského povrchu podílí i na denudaci, což je snížení povrchu pevnin (Pačes 1982).

Při erozi se odnosem zemský povrch na jedné straně snižuje – degraduje, na druhé straně hromaděním usazených hmot vyvyšuje – agraduje. Tak dochází k zarovnávaní zemského povrchu – planaci (Janeček 2008).

Mezi hlavní síly, které způsobují erozi, patří gravitace, která uvádí v pohyb vodu v potocích a řekách a také ledovce na horských svazích, vítr působící přímo na pevný zemský povrch nebo prostřednictvím vodních spoust v jezerech a mořích, síly slapové způsobené přitažlivostí Slunce a Měsíce a projevujících se na mořských pobřežích jako příliv a odliv a schopnost vody rozpouštět některé horniny, hlavně vápenec (Kettner 1948).

Cablík a Jůva (1963) zmiňují jako základní příčinu vzniku eroze zvětrávání hornin, při kterém se původně celistvé horniny mění v hrubé až jemnozrné zvětraliny a ty v půdu, která podléhá erozi.

Kromě již zmíněných ovlivňuje erozi řada dalších přírodních činitelů. Mezi tyto faktory patří hlavně faktory podloží, zvláště faktor geologicko – litologický a půdní, faktory geomorfologické jako je faktor sklonu, délky a expozice svahů, faktor klimaticko – hydrologický a vegetační (Buzek 1983).

5.1 Druhy eroze podle činitele

5.1.1 Vodní eroze

K vodní erozi dochází vlivem tekoucí vody, dále nárazem a pohybem vln na pobřeží moří, popřípadě jezer. Tekoucí voda obrušuje a vymílá podklad unášenými částicemi a úlomky hornin, které se uvolňují silou proudu toku. Tento uvolněný materiál

je hlavním činitelem při mechanické erozi tekoucí vody. Jeho pohybem a třením obrušuje tekoucí voda své podloží, zarývá se do něho a hloubí koryto, které podle velikosti můžeme označovat jako rýhu, rokli a údolí. Čistá voda bez částic hornin eroduje poměrně málo, ale např. u vodopádů při pádu vody z větší výšky může být eroze způsobená čistou vodou značná (Kettner 1948).

Erozi uvolněný horninový materiál vodní tok odnáší jako: a) rozpuštěný materiál, b) splaveniny, tj. hrubozrnné částice pohybující se po dně koryta a c) plaveniny, tj. jemnozrnný materiál rozptýlený ve vodě (Demek 1987).

Účinek eroze je závislý na množství přenášeného úlomkovitého materiálu, na jeho petrografické povaze a na typu hornin skalního podkladu. Měkké horniny jsou snáze erodovatelné než tvrdé a odolné. Důležitá je také rychlost vodního proudu, která když se zdvojnásobí, účinek eroze se stává čtyřikrát větší (Kettner 1948). Erozi zapříčiňuje nerovnoměrné proudění. Na dně vznikají tzv. evorzní hrnce – mísovité útvary, které vyhlubuje turbulentně se pohybující písek. U dna je materiál přenášen saltací (skoky) (Kachlík a Chlupáč 1996).

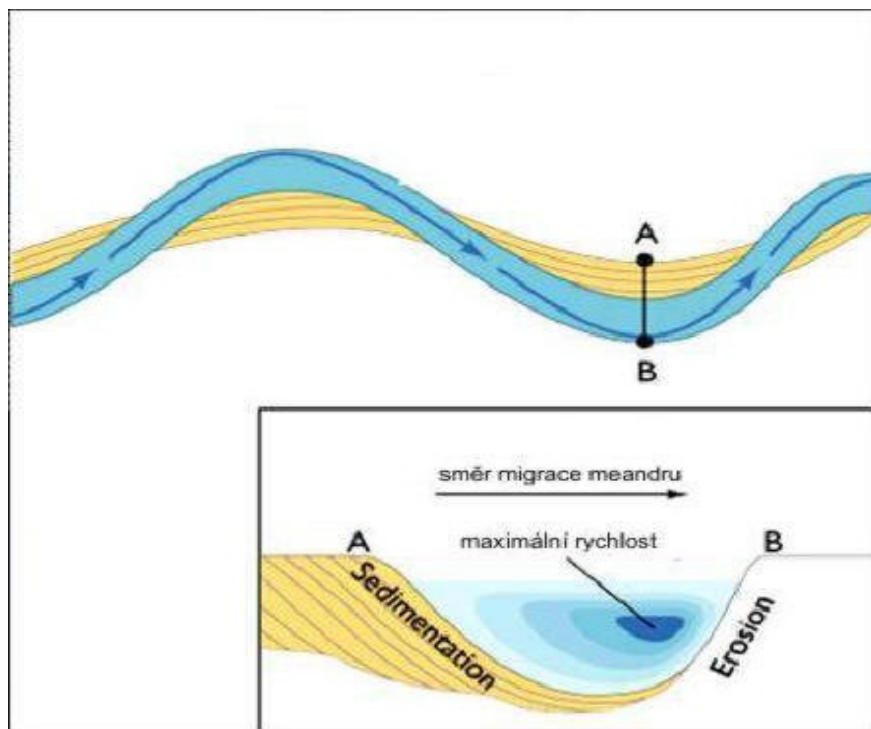
Prohlubování podél celého toku má za následek, že se údolí proti proudu prohlubuje a také prodlužuje. S tímto prohlubováním údolí ustupuje pramenná oblast nazpět. Tento případ vystihuje erozi zpětnou (retrográdní). Zpětnou erozi můžeme vidět i u vodopádů, u nichž přepadový práh ustupuje dozadu a vodopády se postupně mění v peřeje a proudy (Kettner 1948).

Eroze působí ve dvou směrech, do hloubky nebo do šířky. Hloubková (svislá nebo vertikální) eroze vzniká v korytech s prudkým spádem, kde voda obrušuje unášenou horninovou drtí dno svého koryta. Takto vznikají říční údolí (Kettner 1948). V horách se vytvářejí údolí úzká, hluboko zaříznutá se štěrkovým sedimentem. V nížinách jsou naopak údolí široká s mocnými pískovými a jílovými sedimenty (Pačes 1982).

Eroze, která působí do šířky, se nazývá eroze bočná (laterální). Hloubková eroze prohlubuje údolí, bočná je rozšiřuje. Bočná eroze podemílá břehy, ty se řítí do řeky a vodní tok vybočuje do stran. Příčinou bočné eroze je kmitavý, proměnný průběh proudnice. Působením bočné eroze vznikají v údolích zákruty neboli meandry. Vznikající zákruty na vodním toku mají vydutou (konkávní) stranu, která vzniká vymíláním a stranu vypuklou (konvexní), kde se ukládá unášený materiál. Na vyduté straně

řečiště vzniká příkrý břeh nárazový neboli výsep, na vypuklé straně řečiště mírně se svažující břeh nánosový neboli jesep (Kettner 1948).

Obr. č. 1: Princip vztahu mezi erozí (břeh výsepu) a sedimentací (břeh jesepu) podmiňující vývoj meandrů na vodním toku. Podle Presse & Sievera 1998 (URL1)



V říčních údolích často vznikají výrazné stupně neboli terasy (Kettner 1948). Terasy jsou staré zbytky usazených sedimentů, které byly v další fázi erodovány vodním tokem. Terasy často najdeme v místech, kde již dnes řeky nejsou, což nám pomáhá při rekonstrukci říční sítě v geologické minulosti (Pačes 1982). V suchých (aridních) oblastech a v souvrstvích tvořených silně propustnými horninami (např. kvádrovými pískovci) jsou údolní svahy velmi příkré až téměř svislé a údolí mají ráz kaňonů (Kettner 1948).

Eroze je také závislá na spádu vody, z kterého lze určit relativní výškové rozdíly erozních základen (Kettner 1948). Erozní základna je nejspodnější úroveň, kam až může eroze zasáhnout. Mohou jimi být hladiny jezer, moří nebo mezihorských depresí (Kachlík a Chlupáč 1996). Hloubka eroze je limitována polohou těchto erozivních základen. Hlavní erozní základnou je úroveň hladiny světového moře. Schopnost eroze se ztrácí se zmenšováním velikosti relativního spádu, např. v místech, kde ústí řeka do moře je tento spád nulový (Karásek 2001).

Důležitým činitelem eroze je také dešťový ron. Dešťový ron je voda z dešťových srážek, která stéká po zemském povrchu. Nema­lý vliv má i jarní tání sněhu. Dešťový ron hloubí hluboké rýhy v sy­pkých hmotách. Tyto rýhy se nazývají zmoly, debře, popřípadě rokle. Dalšími tvary vznikajícími touto činností jsou zemní kulisy a pyramidy (Kettner 1948).

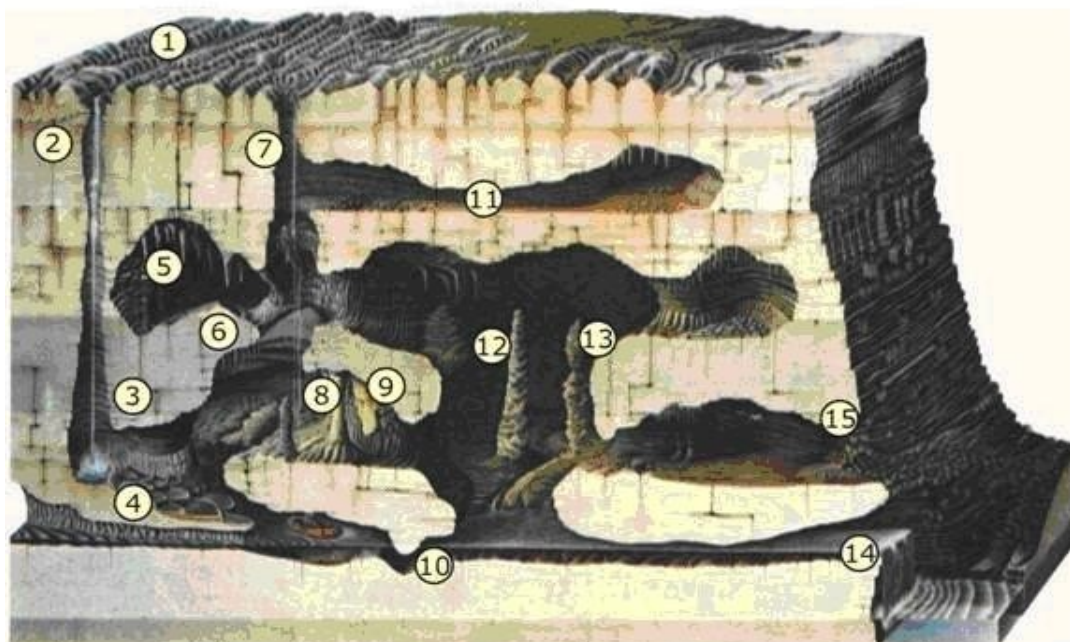
Eroze tekoucí vody může být buď plošná, nebo vytváří rýhy, výmoly a strže. Voda může působit erozně i v podloží, což označujeme jako sufoze. Eroze z podloží vyplavuje jemné částice a tím způsobuje pokles nadloží a tím vznikají deprese, které mohou být modelovány vodou ve výmoly a strže (Buzek 1983).

Krasové zjevy

Tekoucí voda způsobuje erozi jednak mechanickou, jednak chemickou. Chemická eroze se nazývá koroze. Při korozi dochází k rozpouštění a chemickému roz­h­lodávání hornin rozpustných ve vodě. Mezi ně patří hlavně sůl kamenná, sádrovec, váp­enec, po případě dolomit a horniny, ve kterých tyto nerosty tvoří podstatnou součást, tedy např. solné a sádrovcové jíly, vápenité pískovce a slepence, vápenité slíny, psací křída, diabasové tufy, někdy i spraš aj. (Kettner 1948).

K chemické erozi přispívá i vnikání srážkové a povrchové vody do země (Kettner 1948). Tak vznikají např. škrapy, což jsou klínovité sníženiny, které jsou podobné ronovým rýhám z nekrasových oblastí. Dále vznikají komíny – svislé a hluboké dutiny, kruhového nebo oválného průřezu. Ve škrapech a komínech se hromadí voda, která se stává podzemní vodou puklinového typu. Odtokové dráhy nazýváme jeskyňe. Nejznámější povrchové tvary typu malých kotlin jsou závrtý. Vlivem eroze vznikají krasová údolí, která můžou být slepá nebo poloslepá (Karásek 2001).

Obr. č. 2: Krasový systém (Acker a kol. 1976) (URL2)



1 - škrapy, 2 - závrtý, 3 - komíny, 4 - sintrové misky, 5 - stalaktity, 6 - brčka, 7 - stropní dutiny, 8 - stalagnáty, 9 - záclyny, 10 - sifon, 11 - opuštěné chodby, 12, 13 - stalagmity, 14 - vyvěračka, 15 - opuštěná vyvěračka

Eroze jezer

Jezerá jsou přirozené vodní nádrže ležící ve sníženinách a prohlubínách reliéfu zemského povrchu. Krajiny, jejichž jsou součástí, nemívají z geografického hlediska dlouhého trvání (Demek 1987).

Jezerá vznikají exogenními silami, a to rozpouštěním podkladu (jezerá krasová), erozí, a to především erozí ledovcovou (glaciální), pak též erozí říční a větrnou. Erozní činnost jezer se projevuje příbojem, vlny narážejí na břeh a podemílají skalní srázy jezerá. Tímto způsobem na březích vzniká příbojová plošina a jiné útvary (Kettner 1948).

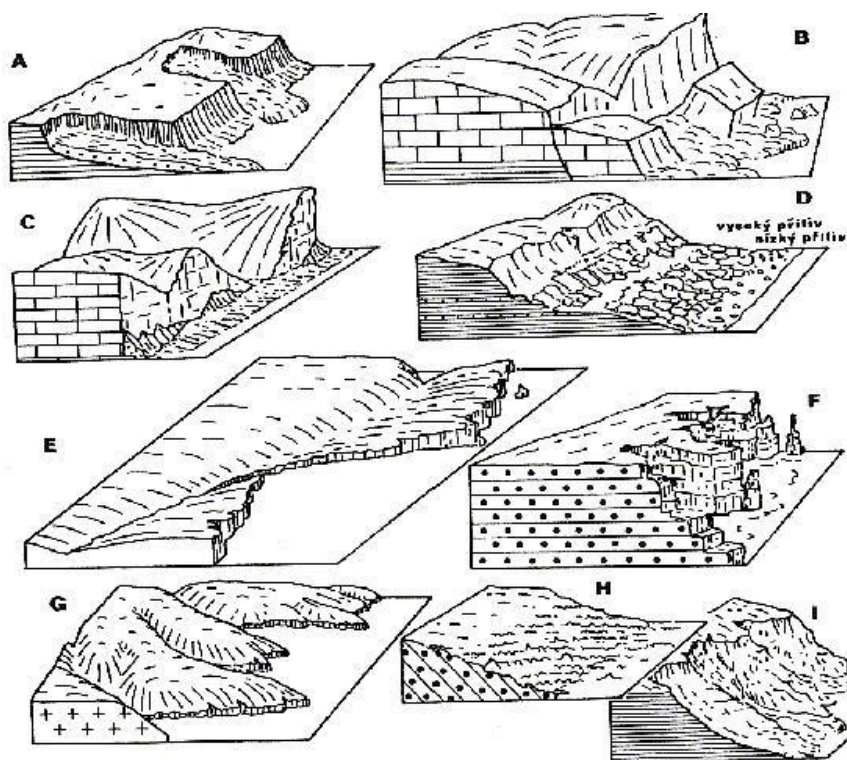
Mořská eroze

Erozní činnost moře způsobuje hlavně příboj (vlnobití). Podstatou příboje jsou vlny narážející na pevninu, které jsou hnané větrem (Kettner 1948). Pro erozní činnost příboje se používá název abraze (Karásek 2001). Mořskou erozi způsobuje také příliv, odliv a mořské proudy. Hlavními činiteli mořské eroze jsou tedy a) příboj, b) obrušování neboli abraze a c) přenášení a přemísťování horninové drti z pevniny nebo drti přinesené do moře řekami (Kettner 1948).

Mořská eroze způsobuje ústup skalnatého pobřeží do pevniny a u břehu se tak vytváří přímořský sráz neboli srub. V úpatí tohoto srubu pak vzniká v moři pobřežní skalní terasa (Kettner 1948). Na tuto abrazní terasu (plošinu) navazuje kontinentální terasa. Abrazní plošina s navazující kontinentální terasou tvoří souvislou plošinu nazývanou kontinentální šelf. Výzdvihem šelfu nad mořskou hladinu vzniká pobřežní nížina. Co se týká akumulace, základním tvarem, který vytváří, je pláž. Pláž vzniká hromaděním sypkého materiálu v dosahu příboje a narůstá směrem od pevniny do moře (Karásek 2001).

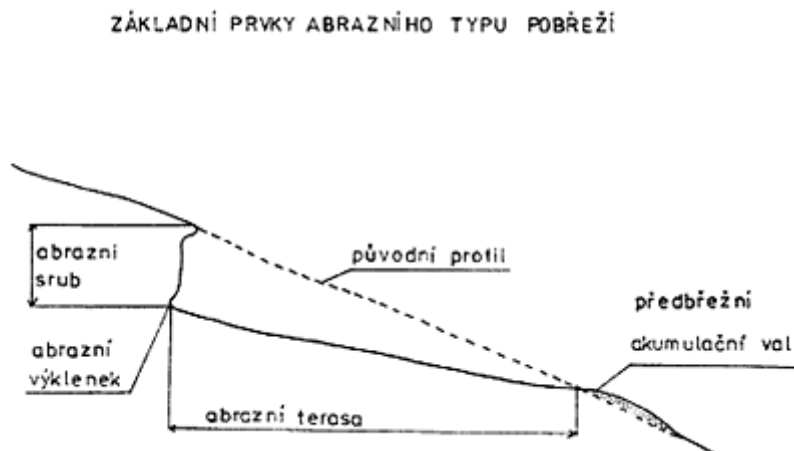
Pobřežní terasy a pláže, které vznikaly v geologické minulosti, svědčí o historickém kolísání hladin moří. Příbřežní činnost je důležitým paleogeografickým ukazatelem (Pačes 1982).

Obr. č. 3: Tvary abrazních srubů. Podle R. W. Fairbridge 1968 (URL3)



Modely znázorňující různé tvary abrazních srubů v závislosti na struktuře podle R. W. Fairbridge (1968, str. 136). A – abrazní srub u Rjoshaesu v Dánsku v jílech s bahenními proudy, B – abrazní srub u Seatonu vyvinutý ve slínech s nadložními vápenci, na němž vznikly sesuvy podle rotačních smykových ploch, C – abrazní srub v křídě u Caux s visutými údolními, D – abrazní srub u Alprechtu v jílech střídajících se s tenčí vrstevnatými jílovitými pískovci, E – zvládnutý abrazní srub se zálivem vzniklým na poruchové zóně, na níž je vázané údolí, F – abrazní srub ve vodorovně uložených horninách (pískovcích, vápencích), G – nízké abrazní sruby u srázného pobřeží Cote d'Azur, H – abrazní srub u Frehelu v horninách strmě ukloněných směrem k oceánu, I – abrazní srub v jílech silně roztezaný stržemi, při úpatí srůží jsou náplavové kužely.

Obr. č. 4: Základní prvky abrazního typu pobřeží (URL4)



5.1.2 Sněhová eroze

Důležitým termínem sněhové eroze je pojem nivace. Termín nivace zavedl F. E. Matthes (1899) a znamená destrukční a konstrukční činnost sněhu, hlavně sněžníků. Vátý sníh má při velmi nízké teplotě (-45 stupňů Celsia) tvrdost krystalů a abraduje výchozy hornin. Nivace se podílí na vzniku nivační deprese karovitého typu u oválných sněžníků (Demek 1987).

Sněhová eroze také vzniká pohybem sněhu ve formě lavin. K erozi dochází při velkých tlacích a rychlostech sněhu (Horník 204 ex Holý 1978). Sněhové laviny se vyskytují v horských oblastech se strmými svahy. U nich rozlišujeme odlučnou oblast, lavinovou rýhu a akumulací kužel (Demek 1987).

Jedním z projevů nivace je eroze z tání sněhu (Zachar 1981). K erozi může dojít pomalým pohybem sněhu po neumrzlém půdním povrchu při jarním tání. Projevuje se zejména v podhorských oblastech (Horník 2014 ex. Holý 1978).

5.1.3 Ledovcová eroze

Ledovcová neboli glaciální eroze je přeměna podkladu ledovce a vzniká jeho pohybem (Demek 1987). K ledovcové erozi patří: a) brázdění neboli exarace, b) odlamování neboli detrakce a c) obrušování a ohlazování neboli deterze (jakýsi druh abraze) (Kettner 1948).

Nejvýznamnějším typem ledovcové eroze je deterze. Deterzi doprovází detrakce a vylamuje kusy hornin, do kterých naráží pohybující se led. Deterzi a detrakci vykonávají všechny druhy ledovců, ledovcovou exaraci však jen ledovce horské. Exaraci vznikají z říčních horských údolí s příčným profilem typu V ledovcová údolí o příčném profilu typu U, tzv. trog. Podílí se na něm zároveň hloubková i bočná eroze ledovcového splazu (Karásek 2001).

Ledovec svým pohybem vytváří na povrchu ledovcové ohlazy. Jak ledovec unáší materiál, tak na tomto povrchu vznikají různě velké rýhy. Výstupy skalních hornin ledovec přetváří v oválné pahorky s nesouměrným podélným profilem, ty se nazývají oblíky (Demek 1987).

Dle toho, kterým směrem se ledovec pohybuje, dělíme ledovce na horské a ledovce kontinentální. Horský ledovec vzniká na svahu a pohybuje se ve směru jeho sklonu jednosměrným pohybem. Je to vlastně ledovec údolní a zpravidla se pohybuje po údolním dně. Uzávěr takového údolí se nazývá kar (Karásek 2001). U horských ledovců probíhá druh eroze, který jsme označili jako exaraci. Eroze horských ledovců probíhá na již připravených předledovcových údolích, do kterých sestupují ledovcové splazy. To znamená, že je to eroze řízená. Ledovce tu jen přemodelovávají starší erozní útvar, který již dříve vytvořila eroze vodní (Kettner 1948).

Kontinentální ledovec se liší od horského tím, že vzniká v plochem terénu a pohybuje se všemi směry od míst s největší mocností sněhu (Karásek 2001). Tyto ledovce v příčném průřezu vypadají jako velké nízké klenby (dómy). Takto vytvarované ledovce nazýváme ledovcovými štíty (Kettner 1948).

Rozdíl pevninských ledovců od horských je i v tom, že pevninské ledovce se pohybují pomaleji (Karásek 2001). U těchto ledovců nedochází k exaraci, pouze k ohlazování a obrušování (deterzi) a u silně rozpukaného skalního podkladu i k odlamování (detrakci). Na rozdíl od horských ledovců zde není eroze reliéfem řízena, dirigována (Kettner 1948).

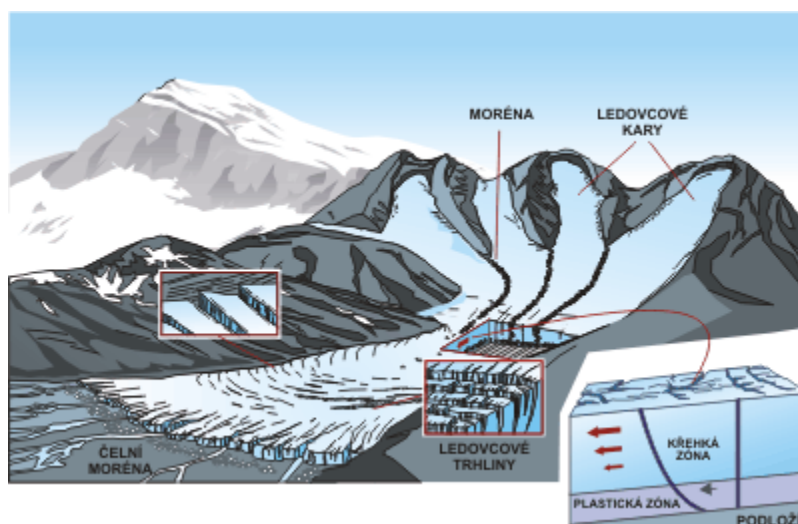
Horninový materiál uložený ledovcem se nazývá till a ten tvoří akumulární tvary – morény. U horských ledovců bývá moréna proříznuta erozí. Tento erozní zářez se nazývá ledovcová brána. Kontinentální ledovce mohou být také tak protnuty. Pak když ledovec ustoupí, vznikají na stlačitelných zeminách tzv. praúdolí. Neznáme

praúdolí recentní, nýbrž pouze reliktní z období pleistocénního zalednění. V takových údolích vznikaly rozsáhlé soustavy průtočných jezer (Karásek 2001).

Fluvioglaciální akumulace vytváří tzv. sandry. Jsou to uloženiny ve tvaru plochého kuželu a najdeme je před čelem ledovce. Další akumulární formy jsou eskery a kamy (Midriak 1983).

Na ledovcovou erozi a její snižování povrchu jsou různé metody měření. Z území, které je zaledněné teď, se měří např. splaveniny a plaveniny odnášené povrchovým odtokem ze zaledněného povodí. Dále se měří objem horninového materiálu, vyero- dovaného ledovcem a nahnutého ve formě sutinových valů, morén apod. z určité gravitační oblasti pokryté v pleistocénu ledovcem (Midriak 1983).

Obr. č. 5: Ledovcové kary, čelní a boční morény u horského ledovce (Petránek J. a Synek J.) (URL5)



5.1.4 Větrná eroze

Při větrné erozi probíhají dva různé procesy, které většinou probíhají současně: a) deflace, tj. větrný odnos a b) větrná koraze (větrná abraze), tj. obroušování větrem. Objekty vytvářené korazí nazýváme hrance. Jsou to valouny s vybroušenými faceto- vými ploškami, které jsou oddělené hranami. Dalším korazním tvarem jsou jardangy – rovnoběžné hřbítky, oddělené až 1 m hlubokými brázdami (Kettner 1948). Polohy odolnější vůči korazi jsou koradovány méně. Neodolné jsou koradovány více a ze svislých či ukloněných skalních stěn jsou tvarovány různé římsy a výklenky. Nejsil-

nější je koraze při zemi, kde jsou transportována největší zrna. Tak vznikají bizarní skalní útvary hřibovitého vzhledu, u kterých může dojít až ke ztrátě pevného spojení s podkladem, na němž uvolněný blok stojí pouze malou plochou. Tak vzniká viklan. Koraze způsobuje i vznik voštin, což jsou malé dutiny na skalních stěnách pískovců (Karásek 2001).

Deflace vytváří deflační deprese, které při příznivých podmínkách dosahují hloubky až několika stovek metrů. Částice jsou transportované vzdušným vírem. Tímto vírem zdvižené částice vytvářejí oblak prachu, který může vzrůst v tzv. černou bouři. Takto byla unášena většina sprašového materiálu našich pleistocenních spraší o rozměrech částic 0,01 – 0,05 mm. Větší částice (zrna o průměru 0,15 – 0,3 mm) jsou transportované skoky (saltací) (Kettner 1948). Z deflačních oblastí je odnášena horninová hmota, čímž se snižuje povrch. Svými účinky je srovnatelná s účinky hloubkové fluvialní eroze. Zdvojnásobí-li se rychlost větru, deflace je čtyřnásobná. (Karásek 2001).

Nejvýrazněji větrná eroze projevuje svou činnost rušivou, odnosnou a akumulární v suchých, aridních oblastech, např. v pouštích (Kettner 1948).

Při zmírnění větru dochází k akumulaci unášeného materiálu a vznikají eolické sedimenty. Jsou dva základní typy těchto sedimentů, a to spraše a váté písky. Mezi těmito je velké množství typů přechodných (Demek 1987). Usazené váté písky vytvářejí duny (Kettner 1948). Spraše mají velký význam při paleografických rekonstrukcích (Karásek 2001).

6. RYCHLOST GEOLOGICKÉ EROZE

Geologická eroze může být zkoumána prakticky jedinou metodou. Tato metoda sleduje objem sedimentů uložených za určitou časovou jednotku. V následující tabulce jsou vypočtené údaje, které jsme získali touto metodou (Kukal 1983 ex. Menard 1961).

Tab. č. 1: Srovnání rychlosti současné a geologické eroze (Kukal 1983 ex. Menard 1961)

Oblast	Rychlost geologické eroze (F) mm/1000 let	Rychlost současné eroze (S) mm/1000 let	Poměr F/S
Appalačské pohoří	62	8	7,75
povodí Mississippi	46	42	1,095
Himálaj	210	1000	0,21
skalnaté hory (spodní křída)	30		
skalnaté hory (svrchní křída)	120 - 200		

Již víme, že rychlost eroze v dávných geologických dobách podléhala stejným zákonitostem jako dnes (Kukal 1983). Tzv. princip aktualismu nám říká, že geologické pochody a zjevy, které jsou dnes aktuální, byly aktuálními i dříve, probíhaly stejně (Kettner 1948).

Z tabulky lze vyčíst, že eroze musela být nejrychlejší v období, kdy končila horotvorná činnost a že v tomto období nastaly nejvýraznější morfologické rozdíly. Velký vliv měly klimatické a další faktory (Kukal 1983).

Podle tloušťky vrstev klastických sedimentů, uložených v období siluru a devonu, na ostrově Somerset a arktické Kanadě eroze odnesla za 9,3 mil. let z plochy 28 000 km² 0,003 km³ materiálu za 1 rok. Za tu samou dobu byla oblast snížena o 1 km, což znamená rychlost eroze cca 100 mm za 1000 let (Kukal 1983 ex. Miall a Gibling 1978).

O rychlosti eroze máme velké množství poznatků. Jsou prozkoumané celé kontinenty i malé oblasti, povodí řek a různé oblasti s odlišným klimatem. Rychlost eroze má být 10 cm za 1000 let, avšak eroze je rychlejší u oblastí s větší nadmořskou výškou a většími relativními výškovými rozdíly. Himálaj je snižován rychlostí nad 100 cm za 1000 let, zatímco nížiny rychlostí nižší než 1 cm za 1000 let. Průměrná rychlost snižování Evropy je 6-7 cm za 1000 let. Naše hory jsou erozí snižovány průměrnou rychlostí 10-20 cm za 1000 let, avšak snižování až stokrát pomaleji. Hornaté oblasti nebo nížiny jsou ovlivňovány rychlostí pohybů zemského povrchu. Zdvih pohoří musí být někdy samozřejmě rychlejší než eroze, aby vůbec na Zemi nějaké hory existovaly (Kukal a kol. 2005).

Rychlost eroze se dá poměrně lehce změřit na určitém místě (např. historickém objektu, pomníku, skalním podkladu), složitější bývá měření větších částí zemského povrchu např. celých kontinentů (Kachlík a Chlupáč 1996).

Na konci křídly a v třetihorách se po zdvihu pohoří zařezávaly vodní toky do svého podkladu a vytvářely údolí. Podle světových údajů z různých oblastí se horské řeky zařezávají do zemského povrchu rychlostí až několika desítek cm za 1 rok. V nížinách se řeky zařezávají sotva rychlostí 1 cm za 1 rok. Z toho vychází, že se naše řeky v třetihorách a čtvrtohorách ve zdvižených oblastech zařezávaly průměrnou rychlostí zhruba 1 cm za rok a v nížinách a jinde ani ne milimetrovou rychlostí (Kukal a kol. 2005).

Ledovcová eroze byla minimálně desetkrát rychlejší než eroze říční. Má se za to, že ledovcová eroze snížila pohoří v Evropě až o 35 m za jedinou ledovou dobu, která trvala 10 000 let (Kukal a kol. 2005).

Kukal (1983) uvádí, že řeky transportují štěrky a písky hodně pomalu, materiál urazí stovky km za stovky až tisíce let. Abraze a zaoblování valounů a zrn vlivem eolické a příbojové činnosti jsou rychlé, avšak v řekách naopak pomalé.

Rychlost zpětné eroze u Viktoriiniých vodopádů během pleistocénu byla 0,9 m za rok, to je větší rychlost než u současné s rychlostí jen 0,09 až 0,13 m za rok (Kukal 1983 ex. Derricourt 1976).

U deflace je dlouhodobý průměr rychlosti eroze 50 cm za tisíc let. Nejznámější deflační deprese na světě, tj. Katarská deprese v Egyptě, je stará kolem dvou milionů let a její dno je zhruba 125 metrů pod hladinou moře (Kukal 1983 ex. Bloom 1978). Z toho vychází rychlost deflace 9 cm za 1000 let (Kukal 1983).

Co se týká krasových oblastí v dnešních podmínkách, tak např. v krasové oblasti Slovinska je v průměru odnášeno až 50 cm povrchu za 1000 let. V Moravském krasu jsou to 2 cm za 1000 let. V dávné minulosti byla eroze rychlejší díky teplejšímu podnebí. Nutno podotknout, že tato čísla se vztahují k větším oblastem. Menší krasové útvary, jako závrtky, škrapy, jsou modelovány rychleji. Několikametrový závrt vzniká pár tisíc let, škrapové pole za stovky tisíc let, avšak celá krasová oblast nejméně půl milionu let. Záleží ovšem na mnoha okolnostech, jako např. na agresivitě vody a podnebí (Kukal a kol. 2005).

7. EROZE JAKO SOUČÁST GEOLOGICKÉHO CYKLU

Geologický cyklus zemské hmoty probíhá velmi pomalu. Tento cyklus souvisí se vznikem a přeměnou hornin. Je poháněn geotermální energií, gravitační silou a energií fyzikálně-chemických procesů. Geologický cyklus zahrnuje geologické procesy, mezi něž patří eroze zemského povrchu, sedimentace, teplotní a tlaková přeměna sedimentárních hornin v hloubce zemské kůry, tavení metamorfovaných hornin a krystalizace magmatických hornin (Pačes 2011).

Geologické procesy rozdělujeme na vnitřní a vnější. Vnitřní (endogenní) geologické procesy můžeme charakterizovat jako pohyb a fyzikální nebo chemické změny hornin pod povrchem zemským (zemětřesení, vulkanická činnost, vznik pohoří). Vnější (exogenní) geologické procesy probíhají na povrchu zemském nebo v jeho blízkosti. Endogenní geologické síly se projevují na zemském povrchu vznikem nerovností. Vnější geologické síly vedou k zarovnávaní zemského povrchu (Reichwalder a Jablonský 2003).

Energie pohánějící endogenní procesy je teplo v nitru planety. Energie vyvolávající exogenní procesy je většinou sluneční záření, ale i střídání ročních období, nebo dne a noci (Reichwalder a Jablonský 2003). Oba typy pochodů působí proti sobě a vzhled georeliéfu je výsledkem protikladného působení obou typů pochodů (Demek 1987).

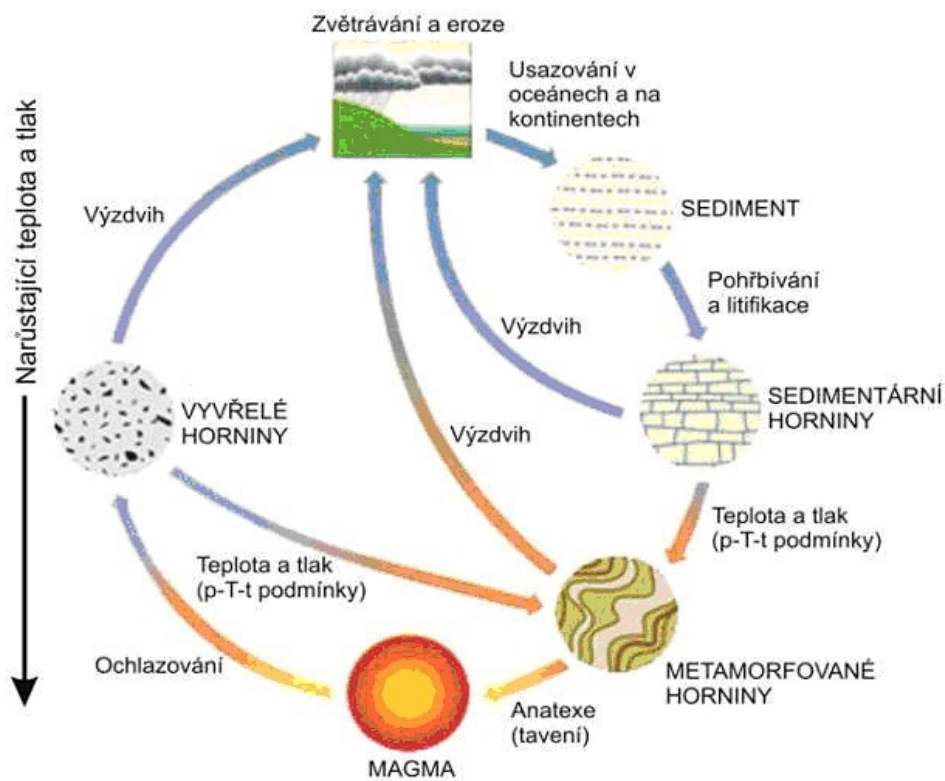
Geologické procesy jsou přírodní děje a činnosti, při kterých dochází ke vzniku různých hornin a geologických jednotek, zpravidla změnou charakteru a složení výchozího geologického materiálu. Může k nim docházet na místě jejich původního výskytu, nebo probíhají ve spojení s jejich přemísťováním na povrchu planety a v jejím nitru (Reichwalder a Jablonský 2003).

7.1 Horninový cyklus

Primární typ hornin jsou horniny vyvřelé, které vznikají z tekutého materiálu zvaného magma. Magma postupně chladne a tvrdne, tento proces se nazývá krystalizace. Vyvřelé horniny na zemském povrchu zvětrávají vlivem dlouhodobých vnějších vlivů, převážně atmosférických. Pak nastupuje eroze a transport rozložených částic a

následně jejich uložení do vrstev. Tak vznikají sedimentární horniny. Část sedimentárních hornin je zpevněna, neboli dochází k diagenézi (litifikaci). Sedimentární a vyvřelé horniny, které se dostanou do větších hloubek zemské kůry, jsou vystaveny velkému tlaku a teplotě. Tím dochází k jejich rekrystalizaci – metamorfóze. Pokud se tlak i teplota dále zvyšují, horniny jsou vtlačeny do zemského pláště a postupně se mění v magma, které později opět stoupá k zemskému povrchu. Tím se horninový cyklus uzavírá (Blažková 1996).

Obr. č. 6: Horninový cyklus (URL6)



7.2 Erozní cyklus

Eroze spolu s vytvářením zemského povrchu prochází vývojovými obdobími, které označujeme jako období mladosti, zralosti a staroby (Kettner 1948).

Stadium mladosti – výzdvih horstva, do kterého se hluboce zařiznou říční údolí.

Stadium zralosti – postupné zarovnávání povrchu, snižování erozní báze, zmenšování rozdílů reliéfu, zaoblují se povrchové tvary.

Stadium staroby – dokonalé zarovnání zemského povrchu a vytvoření paroviny.

Málokdy cyklus proběhne všemi stadii, protože bývá přerušen novým výzdvihem nebo jinak (Svoboda a kol. 1983).

Podle W. M. Davise je erozní cyklus vývojový děj, který způsobuje snesení a zarovnání oblastí původně tektonicky vyzdvižených. Takováto zarovnaná plocha se nazývá parovina neboli peneplain. V tomto cyklu tedy nejprve dojde k tektonickému výzdvihu oblasti a v konečné fázi je tato oblast přeměněna v parovinu (peneplainisace). Při novém zdvihu oblasti dochází opět k erozi a k novému eroznímu cyklu. Dokonání erozního cyklu je podmíněno dobou tektonického klidu. Eroze tedy spolu s ostatními vnějšími činiteli, jejichž činnost se nazývá denudace (obnažování), cílí svou činnost k úplnému zarovnání reliéfu a vytvoření paroviny. Tento erozní cyklus bývá označován jako normální geografický cyklus. Děje se hlavně ve vlhkém (humidním) prostředí. V různých podnebných pásmech probíhají erozní cykly různým způsobem. Je to např. cyklus mořský, glaciální, aridní apod. (Kettner 1948).

8. GEOLOGICKÁ EROZE V JEDNOTLIVÝCH GEOLOGICKÝCH DOBÁCH

Činnost eroze započala v dávných geologických dobách, kdy se vytvořila pevná zemská kůra, jejíž teplota klesla pod 100°C. Zároveň klesla i teplota ovzduší, ve kterém se srážela vodní pára a vydatnými dešťovými proudy modelovala zemský povrch. Uplatnily se vnější geologické síly: voda, vítr a led. Geologická eroze se projevila v časovém vývoji mnoha erozními cykly, které odpovídaly přírodním podmínkám jednotlivých geologických období (Cablík a Jůva 1963).

Tab. č. 2: Rozdělení a čas jednotlivých geologických období

Geologické období		doba trvání (v mil. let před n. l.)
PREKAMBRIUM	archaikum (<i>Prahory</i>)	4 500
	proterozoikum (<i>Starohory</i>)	2 500
PALEOZOIKUM (<i>Prvohory</i>)	Kambrium	545
	Ordovik	490
	Silur	443
	Devon	417
	Karbon	354
	Perm	295
MEZOZOIKUM (<i>Druhohory</i>)	Trias	250
	Jura	205
	Křída	140
TERCIÉR (<i>Třetihory</i>)	Paleogén	65
	Neogén	23
KVARTÉR (<i>Čtvrtohory</i>)	Pleistocén	1,75
	Holocén	0,01

8.1 Prekambrium (prahory)

Prekambrium je velice dlouhé období, které trvalo od vzniku zemské kůry, tj. kolem 4,5 miliardy let až 545 mil. let před n. l. Prekambrium se dělí na dvě období – archaikum (prahory) a proterozoikum (starohory).

V proterozoiku vzniklo podle odhadů až 90 % zemské kůry. Na konci starohor se uplatnily horotvorné procesy známé jako kadomské vrásnění (Chlupáč a kol. 2002).

Byly vytvořeny mocné série starohorních sedimentů, jejichž části v dalším průběhu geologické minulosti erodovaly a navždy se ztratily (Kukal a kol. 2005).

Ve starším proterozoiku došlo k zalednění v oblasti kanadského štítu před 2300 miliony let. Šlo o nejstarší zalednění v historii Země. Stopy zalednění na všech kontinentech zanechal nejrozsáhlejší studený výkyv v nejmladším proterozoiku před 650 až 750 miliony let. Jeho stopy se zachovaly na všech kontinentech kromě Antarktidy, nejlépe jsou zachovány v Austrálii. Na severoamerické platformě je prekambrium odkryté v coloradském kaňonu. V prekambriu můžeme rozlišit nejméně 4 až 5 velkých sedimentačně-orogenních cyklů, porovnatelných např. s cyklem hercynským nebo alpínským. Každý tento cyklus byl zakončen vrásněním, metamorfozou a utužením granitů, výzdvihem pásmového pohoří a jeho peneplenizací (Mišík a kol. 1985).

8.2 Paleozoikum (prvohory)

V tomto období se výrazně projeví variské horotvorné procesy, ke kterým u nás docházelo hlavně v intervalu od středního devonu do svrchního karbonu. Tyto procesy spojily dříve oddělené části v Český masiv (Chlupáč a kol 2002).

Kambrium dělíme na svrchní, střední a spodní a v geologické minulosti ho datujeme přibližně mezi 545 a 490 mil. let před n. l.

Čechy byly počátkem kambria pouští s hornatým reliéfem, který byl vytvořen kadmokým vrásněním. V tomto období se uplatnila eroze tohoto horstva, které bylo velmi rychle snižováno. Eroze obnažila i masivy hlubinných hornin (granitoidů) (Chlupáč a kol. 2002).

Ordovik se dělí na svrchní, střední a spodní. Probíhal před 490 až 443 mil. let před n. l.

Hlavní výskyty ordovických uloženin jsou v českém masivu, kde jsou zastoupené v jeho centrální části (Barrandien, Železné hory) a i v severozápadních a severních okrajových částech (Mišík a kol. 1985).

Většina západní a střední Evropy byla pokryta mořem (Chlupáč a kol. 2002).

Významné jsou ordovické výskyty v Maroku, kde po transgresi přes starší kambrické uloženiny proběhla jílovito-písčítá sedimentace. Z paleoklimatického hlediska jsou důležité hodnověrné stopy glaciální eroze a periglaciální sedimentace ve svrchním ordoviku zjištěné v Maroku, Alžírsku a Libyi (Mišík a kol. 1985).

Silur zaujímá časový úsek asi mezi 443 a 417 mil. let před n. l. Dělíme ho na svrchní a spodní.

Svrchní silur je období zvýšené horotvorné činnosti, jde o tzv. mladokaledonské vrásnění (Chlupáč a kol. 2002).

Z ordoviku a siluru jsou zachovány stopy zalednění v saharské části Afriky. Zalednění bylo však dokázané v jiných částech světa, např. v Bolívii, v jižní Africe, v Evropě (Španělsko, Normandie) (Mišík a kol. 1985).

Éra devonu je datována přibližně mezi 417 a 354 miliony let pře n. l. Rozdělen na spodní, střední a svrchní.

Šlo o velmi neklidné období. Ve spodním devonu svou činnost dokonávalo mladokaledonské vrásnění a ve středním devonu nastoupilo vrásnění variské (Chlupáč a kol. 2002).

Nejvýznamnější výskyty devonu jsou na Pyrenejském poloostrově ve Španělsku, v Malé Asii a severní Africe (Mišík a kol. 1985).

Karbon zaujímá časový úsek přibližně mezi 354 a 295 mil. let před n. l. Je rozdělen na spodní a svrchní část.

V tomto období dochází k výrazným změnám v rozložení kontinentů. Uplatňovaly se variské horotvorné procesy. Ve spodním karbonu vzniklo rozsáhlé variské pásemné horstvo jako výsledek vzájemných srážek desek zemské kůry (Chlupáč a kol. 2002). Destrukční síly se začaly projevovat již během vyzdvihování tohoto horstva a rychlá eroze snižovala horstvo až o několik tisíc metrů. Během spodního karbonu eroze denudovala i hlubinné masivy metamorfik a granitoidů, na kterých ležely mladší vrstvy uloženin. Během dlouhého období od karbonu až do spodní křídly bylo variské horstvo snižováno a zarovnáno (tzv. předkřídový zarovnaný povrch) (Demek a kol.

1965). Tento povrch a jeho silně denudované zbytky najdeme od Maroka a Iberského poloostrova na JZ a od jižního Irsku a jižní Anglie přes západní Evropu až do střední Evropy. Největší denudovaný povrch ve střední Evropě zaujímá Český masiv (Chlupáč a kol. 2002).

Velmi významné bylo zalednění ve svrchním karbonu, ke kterému došlo na všech kontinentech jižní polokoule a v Přední Indii. Tato území byla tehdy spojena v superkontinent Gondwana. K dalšímu rozsáhlému zalednění došlo až ve čtvrtohorách, v pleistocénu (Mišík a kol. 1985).

Perm je datován v intervalu přibližně mezi 250 a 295 mil. let před n. l. Rozděluje je na spodní, střední a svrchní.

Eroze v permu pokračovala a dále silně erodovala variské horstvo. Stále více se uplatňoval transport větrem a pomalu přetvářel naši krajinu v poušť (Chlupáč a kol. 2002).

Nastávají klimatické změny především v Evropě a Severní Americe, nastává sucho a vznikají zde také pouště. Vznikaly červeně zbarvené sedimenty a hojná ložiska evaporitů. V Gondwaně přetrvávalo do spodního permu rozsáhlé zalednění, které však během spodního permu ustupovalo a do začátku svrchního permu se udrželo pouze v Austrálii. Poté došlo k mořské transgresi a vládlo mírné klima (Mišík a kol. 1985).

8.3 Mezozoikum (druhá éra)

Mezozoikum trvalo asi 180 milionů let.

Variským vrásněním zpevněná část Evropy, kam patřil i Český masiv, nebyla již během této éry vrásněna. Alpínské vrásnění se v Českém masivu se projevovalo pomalu a nevyvolávalo žádné náhlé změny zemského povrchu. Variské horstvo bylo erozí dále snižováno a během křídý mohlo dosáhnout až stadia paroviny (Chlupáč a kol. 2002).

Doba trvání triasu se odhaduje na 40 – 45 mil. let. Trias dělíme na spodní, střední a svrchní.

Trias byl v Evropě obdobím poměrně klidným. Český masiv byl hlavně oblastí snosu. Uložené sedimenty byly brzy po svém usazení erodovány (Chlupáč a kol. 2002) Český masiv byl v tomto období souší a eroze probíhala na celé jeho ploše. Výrazné subtropické pásy s aridním klimem reprezentují červená souvrství s evapority: Buntsandstein Německa, Newark v Apalačské oblasti, Painted Desert v Arizoně a núbijský pískovec v Africe (Mišík a kol. 1985).

Jura zaujímá časový úsek mezi 205-208 až 135-145 miliony let před n. l. Je rozdělena na spodní, střední a svrchní.

V juře proniká moře úzkým zálivem od Drážďan ke Krásné Lípě a Brnu, kde se spojuje s karpatským jurským mořem (Demek a kol. 1965 ex. Kettner 1960).

Od Mexického zálivu, Kuby přes severní Afriku, Pyreneje, Alpy, Karpaty, Kavkaz, Himaláje až do Východoindického souostroví se v juře rozprostíralo tropické geosynklinální moře Tethys. Atlantik vznikl až ve svrchní juře a křídě, v paleozoiku ještě neexistoval. V juře začal vznikat Indický oceán. V národním parku Utah jsou odkryté obří fosilní duny pouštních jurských pískovců. Na severoamerickém kontinentě proběhlo nevadské vrásnění (Mišík a kol. 1985).

Křída v dnešním pojetí zaujímá interval téměř 80 milionů let (přibližně mezi 140-65 mil. let před n. l.) a dělí se na spodní a svrchní oddělení.

Křídový útvar byl dobou významných horotvorných procesů (Demek a kol. 1965).

Ve svrchní křídě je velká část České vysočiny pokryta křídovým mořem. Místy můžeme nalézt stopy po abrazi křídového moře, většinou na místech, které vyčnívaly nad okolní povrch. Abraze na plošinách byla nepatrná, důkazem je málo zachovalých jurských sedimentů a zvětralinových plášťů v podloží křídových sedimentů. Když došlo k uložení nejmladších křídových vrstev, stala se Česká vysočina opět souší. V teplém podnebí spodní křídý vznikají v Moravském krasu formy tropického krasování (Demek a kol. 1965). Z této doby pocházejí také pískovce Českého ráje. Zvrásněním rozsáhlých ploch pevniny vznikly pohoří jako Kavkaz, Alpy, Kordillery a Karpaty (Cablík a Jůva 1963).

V Severní Americe se začala vyvrásňovat geosynklinála Skalnatých vrchů (Rocky Mountains). Z vyzdvihovaného pohoří byly masy sedimentů snášené do předhlubní a vytvářely mocné molasové soubory. Křídové moře pokrývalo podstatnou část Jižní Ameriky. V severní části se uložily mohutná souvrství v pánvi Maracaibo (Venezuela). Dověřil se rozpad superkontinentu Gondwana (Mišík a kol. 1985).

8.4 Terciér (třetihory)

Terciér obecně dělíme na dva útvary – paleogén (paleocén, eocén, oligocén) a neogén (miocén, pliocén). Toto období trvalo přes 60 milionů let. Terciér u nás patřil ke složitým obdobím geologické minulosti (Chlupáč a kol. 2002).

Na počátku paleogénu dochází opět k tektonické činnosti, ke zvlnění a místy ke zlomům České vysočiny. Dochází k nové fázi zarovnávaní. Okrajové části křídových sedimentů byly denudovány a došlo k exhumaci předkřídového zarovnaného povrchu. Vznikly i nové tvary. Celá Česká vysočina měla velmi plochý reliéf, který vyvrcholil koncem paleogénu (Demek a kol. 1965). Vzhledem ke klimatickým podmínkám paleogénu lze soudit, že zarovnaný povrch vznikl nejprve jako soustava sedimentů a teprve později dostal tvary paroviny (Demek a kol. 1965 ex. Baulig 1950).

Klimatické změny a slabý tektonický neklid způsobil, že již v průběhu oligocénu se vodní toky mírně (40-50 m) zařízly do zarovnaného povrchu. V krasových oblastech vznikají v teplém podnebí tvary kuželového tropického krasu (Demek 1965 ex. Tyráček 1962).

Mezi paleogénem a neogénem byly okrajové části České vysočiny vysoko vyzdvíženy. Tyto části byly rychle rozřezány údolními vodními toků. Mořská transgrese, ke které v tomto období docházelo, způsobila mořskou abrazi. Dle nových výzkumů moře abradovalo v hlubokých zvětralinách na plošinách paleogenního zarovnaného povrchu, avšak nevytvořily se skalní abrazní terasy, jak se dříve tvrdilo. Vznikala jezera ve svrchnokřídové tektonické sníženině a koncem paleogénu toky ve snížených územích vytvořily hluboká údolí. Mezi miocénem a pliocénem došlo k dalšímu vyzdvihu České vysočiny. Vzniká říční síť, která má v pliocénu již hlavní rysy dnešní říční soustavy. Ve svrchním pliocénu jsou dále rozrušovány tvary tropického krasu. V oblastech České vysočiny vznikly v pliocénu místy zarovnané povrchy. Na

tomto zarovnaném povrchu převládal odnos nad zvětráváním, takže byla obnažena bazální zvětrávací plocha. Zarovnaný povrch v tomto období odpovídal dnešním základním rysům, které mají v podstatě tvar paroviny. Zbytky paleogenního zarovnaného povrchu se uchovávají i v nejvyšších částech pohoří (Demek a kol. 1965).

Ve starších třetihorách byla Afrika, Arábie a Přední Indie ještě oddělené od eurasijského bloku širokým mořem Tethydy. V mladších třetihorách se tento sedimentační prostor postupně zužoval a zanikly mořské pánve na sever od Alp a v prostoru na jih od Karpat až k dinaridám – balkanidám (Mišík a kol. 1985). Obrisy pevnin nabyly téměř současné podoby (Cablík a Jůva 1963).

Prostory nynějších alpínských pásmových pohoří byly koncem křídý silně zvrásněné. Tyto pohyby měly značný odraz i v epikontinentálních oblastech, kde došlo ve většině pánví k přerušení sedimentace. Výjimku tvoří oblast Dánska a Šlezvicka-Holštajnska s nepřerušenu sedimentací z křídý do paleogénu (Mišík a kol. 1985).

Usazeniny z období terciéru jsou jednak sladkovodní, mořské a obsahují také uhelné sloje a pánve. Vznikla i některá mladá sopečná pohoří a ojedinělé erupce (Říp, Bezděz, Kunětická hora, Trosky) (Cablík a Jůva 1963).

8.5 Kvartér (čtvrtohory)

Kvartér je nejmladší a nejkratší období geologické minulosti Země. Kvartér dělíme na pleistocén, což je doba ledová a holocén, což je doba poledová. Oba se dělí na spodní, střední a svrchní. Probíhal přibližně od 1,75 mil. let před n. l. do 10 000 let před n. l.

Nejdůležitějším znakem kvartéru je střídání chladných období – glaciálů (ledových dob) s obdobími teplejšími a vlhčími – interglaciálů (meziledových dob). Pro glaciál je charakteristické mohutné šíření ledovců. Typický je pro glaciál také mechanický rozpad hornin, vytváření skalních srubů, vyčnělých skalisek, kryoplanačních teras, polygonálních a mrazem zvrášených půd, mrazových klínů a různých konvulzních (vrásám podobných) textur (Chlupáč a kol. 2002). Z hor byly snášeny bludné balvany o objemu až 40 m³. Tím vznikaly strže, úvaly a údolí, jež byly pokryty čtvrtohorními sedimenty a tak vznikly nížiny (např. Polabí, Haná, Moravské úvaly) (Cablík a Jůva 1963).

V pleistocénu ledovce nejméně čtyřikrát ustoupily a opět se rozprostřely. Byly v severní části Ameriky a Evropy, u nás zasáhly okrajová horstva jako Krkonoše, Šumavu, Jeseníky, na Slovensku Tatry (Cablík a Jůva 1963).

Na naše území zasáhl dvakrát pevninský ledovec. Pevninský ledovec měl jednak destrukční vliv a jednak akumulční. Někde přetvořil starší reliéf v oblíkovou krajinu, někde uložil mocné sedimenty. V některých našich horách vznikly horské ledovce. Ledovce vytvářely v chladných obdobích pleistocénu výrazné tvary. Docházelo k tzv. kryoplanaci, tj. zarovnávaní reliéfu periglaciálními destrukčními a akumulčními pochody. Nejvíce přemodelovány byly členité hornatiny a vrchoviny. Vznikaly i mrazové sruby. Ustupováním těchto srubů vznikaly kryoplanační plošiny. Vznikaly také kary a karovité uzávěry údolí. Periglaciální pochody se uplatňovaly i na plošinách zarovnaných povrchů, kde docházelo ke kryoturbaci (Demek a kol. 1965).

Glaciál měl suchá období, ve kterých docházelo k silné eolické činnosti, akumulaci spraší, sprašových hlín a navátých písků. Na začátku a konci glaciálů se ukládaly písčité štěrky v údolích, do kterých se zařezával vodní tok a vznikaly říční terasy (Chlupáč a kol. 2002).

Kvartér na našem území dělíme na oblasti denudační a akumulční (Chlupáč a kol. 2002 ex. Tyráček a Růžička 1992).

Kvartérní eroze a akumulace se výrazně podílely na dnešní morfologii, na postupném vzniku údolí a tvarů se skalními a terasovými stupni, suťovými kužely i údolními a nížinnými akumulacemi hlinitých, písčitých a štěrkových uloženin. Také zdvihy a poklesy Českého masivu během kvartéru silně ovlivňovaly změnami erozních bází toků erozní činnost, která modelovala dnešní reliéf. V období terciéru vznikly hlavní rysy obou základních geomorfologických jednotek. Kvartér se pak podílel na detailní modelaci, jak ji známe dnes (Chlupáč a kol. 2002).

Významně se na denudaci podílel vítr, který dále snižoval plošiny (Demek a kol. 1965 ex. Czudek 1960). Erozně denudační pochody spolu s akumulací se také výrazně uplatnily v málo odolných horninách nížin. Zde působila soliflukce se splachem. Koraze soliflukčních proudů spolu s působením tavných vod vytvořila až několik km dlouhá suchá údolí. Při jejich tvorbě spolupůsobil i vítr (Demek a kol. 1965). Mezi eolické uloženiny patří vápnité spraše, nevápnité sprašové hlíny (prachovice) a

naváté písky. Všechny tyto uloženiny vznikaly v obdobích glaciálů (Chlupáč a kol. 2002). V těchto obdobích se tvořily mocné polohy spraší (Mišík a kol. 1985).

Fluviální uloženiny tekoucích vod patří v kvartéru k nejdůležitějším uloženinám, protože tvoří terasové akumulace podél toků řek ve střední Evropě (Chlupáč a kol. 2002).

Dnešní říční nivy nebo přesněji sedimentární výplně údolního dna vznikly v nejmladší geologické minulosti, tj. v poslední ledové a poledové době – viselském glaciálu a holocénu (Ložek 2011).

V průběhu holocénu se geomorfologické pochody uplatňují méně než v pleistocénu. V nížinách a snížených oblastech vznikají pískové přesypy (Demek a kol. 1965). U toků se erozní pochody včetně akumulace a transportu materiálu projeví v různé míře, nejvíce však v krátkém úseku koncem staršího holocénu. Od té doby převládala akumulace (Ložek 2011).

V holocénu vzniklo Baltické moře. Důkazem jsou pleistocenní morénové nánosy s bludnými balvany ze skandinávských hornin na území Německa, Polska i České republiky. Kolísání mořské hladiny v Atlantiku a Středozezemním moři dalo vzniknout plážovým mořským terasám. Charakter čtvrtohorních sedimentů v Mexickém zálivu ukazuje, že příchod teplého období v holocénu byl velmi rychlý a výrazný. Předpokládá se, že roční průměr teplot teplých období byl o 2 až 3°C, než dnešní (Mišík a kol. 1985).

Skandinávská pohoří byla několikrát pokryta pevninovým ledovcem a ledovcové splazy pronikly daleko na jih až k úpatí evropského Středohoří. Ledovce roztály a zůstaly glaciální uloženiny s průměrnou mocností 50 až 100 m (Mišík a kol. 1985). Tato pohoří vznikla v prvohorách. Např. vytvořený fjord Sognefjord má délku 220 km, v průměru je 5 km široký a dosahuje hloubky téměř 1300 m (Štursa a Havel 2003). Fjord je ponořené ledovcové údolí, které bylo vyhloubeno horským ledovcem při poklesu hladiny světového moře (Reichwalder a Jablonský 2003).

Holandsko a Vestfálsko patří k územím, ve kterých jsou zastoupeny kontinentální a mořské vrstvy. Kvartér dosahuje značné mocnosti až přes 600 m. Holandsko patřilo k oblasti severoevropského zalednění. V teplých obdobích tu probíhaly mořské transgrese a i přesto, že pobřeží bylo ploché a nízké, pronikaly hluboko do pevniny. Alpy měly na rozdíl od zalednění severní Evropy typické horské zalednění. Alpy

jsou téměř všude formované ledovcem a tím překryly terciární povrchovou morfologií (Mišík a kol. 1985).

V Tatrách bylo téměř 50 údolních ledovců (Reichwalder a Jablonský 2003).

Několik zalednění proběhlo na Britských ostrovech, v Polsku a v ruské tabuli. V západní Evropě představuje především území Francie oblast spojení, navázání soustavy mořského mediteránního kvartéru na glaciální vývoje Západních Alp (ledovec zasahoval až do oblasti Lyonu). Ve středozevní oblasti je vyvinutá celá soustava mořských teras, nejvyšší až 200 m n. m. a nejhlubší 100 m pod hladinou. V černomořské oblasti se v pleistocénu oživil mořský režim, došlo k ingresi moře. Stejně jako v Evropě tak i v Severní Americe se několikrát rozšířily a ustoupily ledovce. Střídání chladných a teplých period v Evropě a Severní Americe je časově shodné (Mišík a kol. 1985). Ledovce se rozšířily ve vysokých pohořích, ale velkou část Evropy a Severní Ameriky pokrýval kontinentální ledovec (Reichwalder a Jablonský 2003).

9. PROJEVY GEOLOGICKÉ EROZE V ČR

9.1 Pískovcová skalní města

Významnými přírodními úkazy České republiky jsou rozsáhlá pískovcová skalní města. Najdeme je v Českém ráji, v Adršpašsko-teplických skalách, v Broumovských stěnách či v Českosaském Švýcarsku. Tyto velké komplexy takzvaných kvádrových pískovců vznikly při třetihorním vrásnění z mohutných mořských usazenin druhohorního stáří. Při jejich dlouhodobém zvětrávání a působení vodní eroze vznikly bizarní útvary jako skalní pilíře a věže (Štursa a Havel 2003).

Pro soubor takovýchto útvarů používáme odborný název skalní město. Aby mohla skalní města vzniknout, musí být splněny tyto podmínky: je třeba původní souvislý skalní masiv, tvary musejí být vypreparovány na ploše alespoň několika hektarů, věže musí být vysoké alespoň pár desítek metrů a celé území musí být postaveno ze stejných nebo alespoň podobných hornin. Hornina musí být soudržná, rozpukaná a propustná. Skalní masiv musí být vyvýšen proti svému okolí. Eroze musí působit

dlouho, desetitisíce, i miliony let. Nesmí ale působit zase příliš dlouho, protože pak by ze skalních měst zůstala jen hromada sutin (Kukal a kol. 2005).

Eroze začala po výzdvihu skalních masivů s křídovými pískovci. Jako první se zařezávaly řeky, říčky a potoky, které vyhloubily údolí a rozdělily velký masiv na více menších. Na této ploše působily i další erozní činitelé jako vlhkost, déšť, sníh, led a rostliny. Působila zde i puklinová voda v trhlinách, které rozšiřovala a seshora modelovala původně plochý povrch masivů. Eroze byla nejrychlejší na okrajích masivů, a izolovala od nich hřbety, sloupy a věže. Dále eroze prohlubovala úžlabiny, které se propojovaly a skalní město bylo téměř hotovo. Voda, která zatékala do puklin a pórů, mrzla a uvolňovaly se bloky masivu, které padaly do údolí. Eroze modelovala velké tvary, zaoblovala věže a napadala jejich stěny. Výklenky, římsy a lišty vznikaly z odolných částí stěn. Skalní sloupy se rozčlenily na hříby a pokličky (Kukal a kol. 2005).

9.1.1 Skalní města Broumovské vrchoviny

Oblast se rozléhá na severovýchodě Čech. Leží při státní hranici s Polskem, na jihozápadě ji ohraničují Jestřebí hory. Patří do ní Broumovsko s Javořími horami, Broumovské stěny, Policko s Machovskem, území severně od Hronova, a Teplicko s Adršpašskem. Poloha tohoto území je prakticky shodná s územím Chráněné krajinné oblasti Broumovsko (Kukal a kol. 2005). Broumovská vrchovina je rozlehlá pánev s až 4 km mocnými sedimenty, které se usadily v prvohorách (Štursa 2007).

Najdeme tu rozlehlé pískovcové plošiny, které místy přecházejí ve skalní města (Broumovské stěny, Ostaš, Teplické skály, Adršpašské skály, Křížový vrch, Bor) (David a Soukup 1994).

Adršpašsko-teplické skály

Adršpašsko-teplické skály jsou našim největším skalním městem. Rozkládá se na ploše 29 km². Jsou to dvě města, která rozděluje Vlčí rokle. Adršpašské skály mají až 90 m vysoké věže a je v nich mnoho hlubokých soutěsek a kaňonů s málo rozčleněnými svislými stěnami (Kukal a kol. 2005).

Základ Adršpašských skal byl vytvořen saxonskými horotvornými pohyby. Na modelaci se podílela voda, vítr a mráz (David a Soukup 1994). Adršpašské skály mají rozlohu zhruba 18 km², je to nejrozsáhlejší a nejčlenitější skalní město u nás i ve střední Evropě. Nejvyšším místem je Čáp (786 m). Teplické skály jsou trochu nižší a jejich stěny jsou souvislejší. Nelze opomenout jejich hluboké kaňony Sibiř a Podsvětí. V Adršpašsko-teplických skalách je velké množství středních a malých tvarů i mnoho zřícených bloků a balvanů (Kukal a kol. 2005). Obě skalní města mají statut Národní přírodní rezervace Adršpašsko-teplické skály (Štursa 2007).

Obr. č. 7: Starosta a starostová - Adršpašské skály. Foto: Jitka P. 2007 (URL7)



Broumovské stěny

Broumovské stěny, zvané též Polické stěny, leží mezi Policí nad Metují a Broumovem. Tvoří je stejné kvádrové pískovce jako v Adršpašsko-teplických skalách (Kukal a kol. 2005). Kvádrové pískovce jsou středněturonského (turon – období svrchní křídy) stáří (David a Soukup 1994). Je to skalnatý hřbet, který se táhne v délce přibližně 12 km (Štursa 2007).

Broumovské stěny mají také věže, hluboké kaňony a strže. Uvidíme tam i menší formy jako skalní brány a hříby. Stolová hora Ostaš má na svém okraji malá skalní města s různorodými útvary (Kukal a kol. 2005). Tato hora patří spolu s Děčínským Sněžníkem k nejlépe vyvinutým typům stolových hor v České republice. Její vrcholová plošina je rozlehlá přibližně 500 x 400 m. Ostaš je přírodní rezervace (Štursa 2007).

Obr. č. 8: Broumovské stěny. Foto: Jenka Libor (URL8)



9.1.2 Skalní města Děčínské vrchoviny

Děčínsko se rozkládá na severu Čech. Leží mezi Krušnými horami a Šluknovským výběžkem. Tato oblast je plná výjimečných přírodních krás a hodnot, proto zde byl v roce 2000 zřízen Národní park České Švýcarsko. Oblast Českého Švýcarska je téměř totožná s územím CHKO Labské pískovce (Březinová 2003).

Před více než 90 miliony let se na dně křídového moře začala tvořit vrstva písčitých usazenin, která dosáhla mocnosti přes jeden kilometr. Poté moře ustoupilo a pískovcovou desku začaly přetvářet dodnes pokračující geomorfologické procesy, které daly vzniknout skalním městům (Kukal a kol. 2005). Na geologickém složení se podílejí nejvíce sedimenty druhohor a horniny lužického žulového plutonu. Na povrch pak vystupují středněturonské kaolinické křemenné kvádrové pískovce (Balatka 1984).

V souvislém skalním masivu Děčínské vrchoviny vzniklo jedno z nejmohutnějších skalních měst u nás s 300 m mocnými křídovými pískovci. Kaňonem tohoto masivu protéká řeka Labe a jeho přítoky. Skalní stěny jsou zde silně porušené a z celistvého masivu se oddělují bloky, stěny a věže. Najdeme zde stolovou horu Děčínského Sněžníku (723 m) (Kukal a kol. 2005). Děčínský Sněžník je jediná stolová hora na území Děčínské vrchoviny. Jeho vrcholová plošina má plochu zhruba 2 km² (Štursa 2007).

Děčínské stěny se někdy spojují s východnějšími Jetřichovickými stěnami v jediné skalní město. Jetřichovické stěny jsou velmi členité, prosekané mnoha kaňonovitými údolními. Kromě Pravčické brány je zde mnoho skalních oken, výklenků i malých forem, nechybějí ani převisy a jeskyně (Kukal a kol. 2005). Neobyčejně pozoruhodným skalním útvarem je Pravčická brána sv. od Hřenska, 30 m široká a 20 m vysoká. (Sládek 1965 in Demek 1965). Pravčická brána je největší pískovcová skalní brána v Evropě, je to národní přírodní památka. Vznikala v důsledku boční eroze, která vytvořila útvar, kde se malý výklenek ve stěně postupně rozšiřoval, pak došlo k perforaci stěny a dalšímu eroznímu rozšiřování vzniklého otvoru (Štursa 2007).

Západně od Labe se rozkládají Tiské stěny, jsou to dvě samostatná skalní města. Jejich věže jsou 20-30 m vysoké. Je to jedno z nejtypičtějších skalních měst, kde je hodně věží, bloků, sloupů, hustá síť chodeb a průchodů. Na sever a severovýchod od Tiských stěn jsou menší seskupení skal (Kukal a kol. 2005).

K základním tvarům pískovcového území patří údolí, která mají často charakter kaňonů nebo soutěsek se svislými stěnami. Tady je hlavním vyhloubeným tvarem kaňon Labe, který přetíná Děčínskou vrchovinu od jihu k severu. Je 200 – 300 m hluboký. V horních částech jej lemují vysoké stěny, místy s věžemi a strukturními terasami. V dolních částech svahů jsou mocné blokové a balvanové sutě. Údolí Labe můžeme označit za průlomové, jeho vývoj začal už v mladších třetihorách před obdobími hlavních zdvihů území (Balatka 1984).

Obr. č. 9: Pravčická brána. Foto: Patzelt a kol. (URL9)



9.1.3 Skalní města Jičínské pahorkatiny

Tato jednotka se dělí na Turnovskou a Bělohradskou pahorkatinu. V Turnovské najdeme známá a rozsáhlá skalní města. Od severu k jihu jsou to skalní města kolem Malé Skály, pak plošina Drábovna. Najdeme tam mnoho strží a drobných útvarů, skalní brány a výklenky, avšak nejsou tam vysoké věže. Na protějším břehu Jizery jsou Besedické skály. V Klokočských skalách můžeme vidět mnoho drobných a středních forem ale i docela velké jeskyně v pískovcích. Např. jeskyně Postojná, která je největší v Českém ráji (Balatka 1965 in Demek 1965), která leží u rokliny zvané Amerika (David a Soukup 1996). Jsou zde hojné pseudozávrty na plošinách (Balatka 1965 in Demek 1965).

Od roku 1955 je v tomto území vyhlášena CHKO Český ráj, jehož dominantou jsou právě pískovcová skalní města (Štursa 2007).

Hruboskalské skalní město je jedním z našich nejznámějších a nejhezčích. Je v něm až 400 věží zhruba 55 m vysokých. Město vzniklo na okraji plošiny poseté pseudozávrty. U těchto mohutných věží se hromadí mohutné sutě (Balatka 1965 in Demek 1965). Věže jsou např. Čertova ruka, Dračí skály, Maják, Sahara. Jsou zde četné rokle a soutěsky, známá je např. Zámecká rokle (Štursa 2007).

Další skupinou měst jsou Příhrazské skály, skupina skal na Mužském a Drábské světničky. Znamé Prachovské skály leží nedaleko Jičína (Kukal a kol. 2005). Prachovské skály vznikly v druhohorách na dně moře, kde se usazovaly pískovce, slínovce a opuky. Vytvářejí vysoko položenou tabulovou plošinu trojúhelníkovitého tvaru. Jejich rozloha je necelé 3 km². Prachovské skály leží v Prachovské pahorkatině (David a Soukup 1996). V Prachovských skalách je 212 věží, město není velké, ale zato nesmírně pestré svými tvary (Kukal a kol. 2005). Má až 40 metrů vysoké skalní věže, sloupy, pilíře, úzké soutěsky, kaňony a rokle (Štursa 2007). Pro toto skalní město je typické zaoblení vrcholů věží. Jsou zde také jeskyně. Mezi Hruboskalskem a Prachovskem jsou ještě další skupiny věží, jako Vidlák, Věžák, Borecké skály u Rovenska, Apolena atd. (Kukal a kol. 2005).

Obr. č. 10: Jehla s Čapkou - Prachovské skály. Foto: Krupka Jiří (URL10)



9.2 KRKONOŠE

Na území střední Evropy se rozprostírají prvohorní hercynská pohoří Vogéz, Černého lesa a především Vysokých Sudet, které dosahují nejvyšších vrcholů v Krkonoších (Sněžka 1602 m n. m.). Toto pohoří leží na hranici Polska a České republiky (Štursa a Havel 2003). Pohoří leží v délce 38 km mezi Jizerskými horami a Broumovskou vrchovinou. Rozloha pohoří je 631 km², na naší část připadá 454 km². Je to nejvyšší pohoří v ČR (Nováková a Novák 2003).

Krkonoše mají díky své zvláštní biogeografické poloze roli unikátní křižovatky, na které se během posledních 20 tisíc let opakovaně setkávala severská a alpská příroda (Štursa a Havel 2003). Vznikl tu Krkonošský národní park, který byl vyhlášen v roce 1963.

Při mladokaledonských orogenetických pohybech (mezi silurem a devonem) vzniklo nové horstvo převážně sz.-jv. směru, základní charakteristické rysy z té doby má dodnes. Další rysy pohoří, které se dodnes dochovaly, vznikly v období saxonských tektonických pohybů ve starším terciéru. Krkonošské horstvo bylo při těchto pohybech vyzdviženo a při tomto výzdvihu byly oživeny erozní a denudační schopnosti vodních toků. Vodní toky se zařezávaly hlouběji, vznikala údolí a ukládaly se mohutné svahové sedimenty. Projevila se zpětná eroze u předchůdců dnešní Mumlavy, Labe a Úpy. Zvláště významná je zpětná eroze Labe, která prorazila pruh velmi tvrdých hornin kontaktního pásma na jižním okraji krkonošské žuly. V geomorfologii Krkonošského pohoří byla selektivní eroze velmi významná, a to ve vývoji hrubých (směry hřbetů), tak i detailních tvarů (balvanová moře, tvary morénových valů aj.) (Loučková 1965 in Demek 1965).

Vývoj reliéfu Krkonoš výrazně ovlivnilo chladné období ledových dob ve starších čtvrtohorách. Uplatnily se tzv. periglaciální mrazové procesy a horské zalednění. Mrazovým zvětráváním se vytvořily nivační deprese (kary, kotle, jámy). Některá údolí vyplnily ledovce a přemodelovaly je (Nováková a Novák 2003). Ledovce údolí jen mírně rozšířily a přehlubily (Loučková 1965 in Demek 1965). Někde je přemodelovaly v tzv. trogy (např. Labský a Obří důl). Valy ledovcových uloženin, tzv. morény, vznikly v riském mladším würmském zalednění pohoří. Morény leží v nadm. výšce 810-940 m. V Krkonoších bylo celkem 13 ledovců, z toho 8 na české straně. Na polské straně byly největší ledovce dlouhé 2-2,5 km v údolích Lomničky, Lomnice (Velké a Malé jezero), Černého kotle a Sněžných jam. U nás byl nejdelší ledovec v Obřím dole (přes 4 km, mocnost 80-100 m). Další ledovce byly v údolích Zeleného dolu, dolu Bílého Labe, Dlouhého a Modrého dolu, Kotelních jam a Kotelského potoka a horní Mumlavy. Dále tu vznikly tzv. kryoplanační plošiny a terasy, charakteristické skalní tvary – izolované skály (tory), skalní stěny (mrazové sruby), kamenná moře, kamenné proudy, osypy, suťové kužele a tzv. strukturní půdy. Vznikaly intenzivním mrazovým zvětráváním a odnosem hornin. Kryoplanační terasy můžeme vidět např. na Vysokém Kole (až pět úrovní), Violíku, Malém Šišáku, Dívčích kame-

nech, Velkém Šišáku, Studniční hoře, Luční hoře, Sněžce, Kotli i jinde. Izolovaná skaliska najdeme na některých vrcholech Slezského hřbetu (Nováková a Novák 2003).

Loučková (in Demek 1965) zmiňuje, že akumulční činnost krkonošských ledovců byla větší než eroze a exarace. Reliéf Krkonoš nebyl v pleistocénu podstatněji změněn i přesto, že zde zasáhl kontinentální ledovec. Významnější pro tvářnost Krkonoš byla eroze vodních toků, která byla oživena třetihorním zdvihem pohoří. Zesílená eroze potoků rozčlenila svahy j. horských rozsoch a došlo k rozdělení obou krkonošských hřbetů (slezský a český), na které se pohoří dělí.

V místech, kde dosud nezasáhla zpětná eroze, najdeme zbytky paleogenního zarovnaného povrchu (Loučková 1965 in Demek 1965). To jsou např. rozlehlé pláně Pančavské, Labské louky, Bílé louky a Úpské rašeliniště, které byly v dobách ledových (v pleistocénu) vzhledem k vysoké poloze (1300–1450 m) hlavními místy, kde se hromadil sníh a firn (Nováková a Novák 2003).

Obr. č. 11: Sněžné jámy (URL)



9.2.1 Sněžka

Sněžka je nejvyšší hora Krkonoš (1602 m). Má tvar trojbokého jehlanu. Na jejím tvaru se kromě geologických procesů v prahorách a prvohorách podepsaly hlavně ledovce ve čtvrtohorách. Ke tvarování Sněžky také přispěly horské bystřiny, ty ze tří stran vytvarovaly horu do dnešní podoby. Ledovec však nikdy nepokrýval samotný vrchol Sněžky a nejvyšší svahy pod ním, bylo tam mrazivé a větrné klima a to dalo vzniknout mrazem tříděným půdám. Další pozůstatky po geomorfologických procesech v dobách ledových jsou např. kamenné mnohoúhelníky a brázdy, svahové terasy, kamenné sutě, soliflukční proudy, periglaciální sutě a kryoplanační terasy (nejdokonalejší ve střední Evropě) (Štursa 2007).

9.3 ŠUMAVA

Šumava je pojmenována podle lesů, které pokrývají většinu jejího horstva. Je to jedno z našich nejrozsáhlejších pohoří. Rozkládá se u hranic na jihozápadě Čech od průsmyku Sv. Kateřiny až k průsmyku Vyšebrodskému (Kuklík a Mráz 1984). V roce 1991 tu byl vyhlášen Národní park Šumava.

Šumava je naše nejstarší pohoří, vzniklo v prahorách a prvohorách a prošlo nejdelším suchozemským vývojem. Proto je šumavské pohoří umírněné výšky a má oblé tvary, je to výsledek denudační činnosti. Její základna je z písečných mořských usazenin, které byly proměněné před více než miliardou let vlivem vysokého tlaku a teploty v krystalické břidlice, pararuly a svory. V období starohor byla Šumava horotvornými pochody vyzdvižena ve vysoké horstvo. V mladších prvohorách se uplatnilo variské vrásnění a Šumava se zvedla do výšky dnešních Alp. Dnešní ráz dostala Šumava v třetihorách za alpínského vrásnění. V té době bylo její horstvo saxonskými pohyby nerovnoměrně vyzdviženo a rozlámáno na jednotlivé hřbety. Od prvohor bylo větráním neustále snižované a vyrovnávané (Kuklík a Mráz 1984).

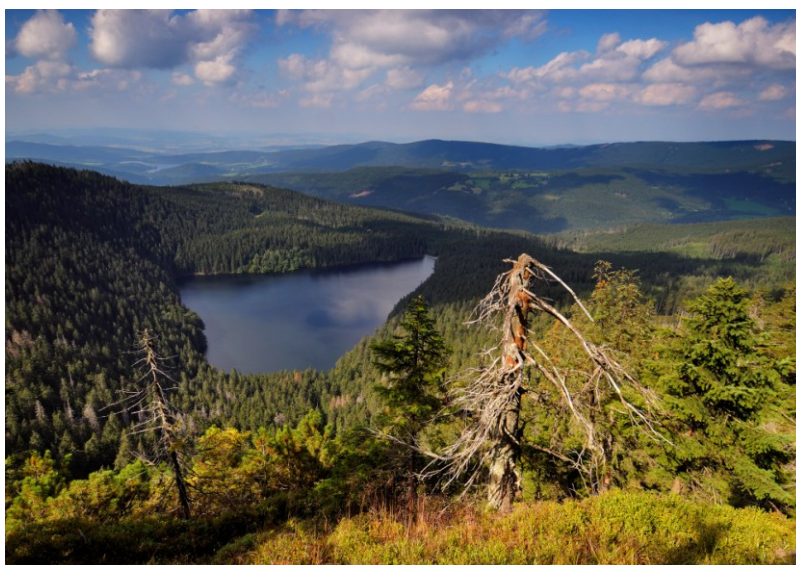
Ústřední část pohoří Šumavy si zachovala starý parovinný reliéf. V pleistocénu na parovinném povrchu Šumavy silně působili vnější činitelé. Především se uplatnila hloubková eroze řek a potoků, která rozrušila starý plochý reliéf a to hlavně na okrajích vlastního pohoří a v podhůří. V pohoří působil zalednění, v podhůří docházelo k soliflukčním pohybům a ronů (Loučková 1965 in Demek 1965).

Řeka Vltava, k jejímuž povodí patří téměř celá Šumava, vytvořila široké a mělké údolí, které vznikalo v prvohorách. Ostře zaříznutá hluboká údolí horských bystřin a řek vznikla až po alpinském vrásnění (Kuklík a Mráz 1984).

Poslední modelace šumavského horstva se projevila ve čtvrtohorách za doby ledové, kdy u nás zasáhl ledovec (Kuklík a Mráz 1984). Největší ledovec pod Javorem přesahoval hranice karu asi 3 km dlouhým splazem (Loučková 1965 in Demek 1965). Na Šumavě bylo vytvořeno dvanáct ledovcových karů, což jsou ledovcovou erozí vyhloubené pánve s příkrými vysokými stěnami (Kuklík a Mráz 1984). Šumavské kary jsou ve výšce 900 – 1000 m. n. m. a jsou hrazena několika valy morén (Loučková 1965 in Demek 1965). Osm z nich si na dně udrželo ledovcové jezero. Na naší straně Šumavy je pět jezer (Černé, Čertovo, Plešné, Prášilské a jezero Laka), na bavorské tře (Velké Javorské, Roklanské a Malé Javorské). Na některých jezerech jsou zbytky ledovcových morén (Černé, Čertovo a Prášilské), které vytvořily ledovce ve svých karech a uzavřely čelními morénami. Morény mají přibližně stejnou nadmořskou výšku (kolem 1000 m) a leží uprostřed lesů (Kuklík a Mráz 1984). Největší z jezer je Černé jezero, jehož plocha je 18,4 ha. Je také nejhlubší (39,8 m) a nejnižší položené (David a Soukup 2000).

V pleistocénu vznikly také embryonální kary, tj. nivací přemodelované, mírně pře-hloubené svahy v místech pramenů. Vysoko na vrcholech vznikala balvanová moře a proudy nebo mrazové sruby (Loučková 1965 in Demek 1965). Balvanová moře najdeme v oblasti Luzného, Plechého nebo v Povydrí a jinde. Vznikly trháním skal, což způsobila zamrzlá voda v jejich puklinách (Kuklík a Mráz 1984). V nižších polohách docházelo především k soliflukčním pohybům a ke kryoturbaci. Selektivní eroze někde vypreparovala ostrůvky krystalických vápenců a erlánů, v nichž vznikly krasové jevy. Pleistocenní zalednění působil jen na nejvyšší části některých horských skupin. Zmlazení reliéfu je převážně výsledkem eroze vodních toků, která se projevila především v šumavském podhůří a na okrajích vlastního pohoří (Loučková 1965 in Demek 1965).

Obr. č. 12: Černé jezero – Šumava (URL12)



10. GEOLOGICKÁ EROZE VE SVĚTĚ

10.1 Stolové hory Amazonie

Výsledkem působení vnějších geologických sil jsou mimo jiné tzv. stolové hory s kolmými mnohasetmetrovými stěnami. Stolové hory jsou území geologicky velmi stará, stabilní a dávno hotová (Šlégl 2006). Vznikají z pohoří, která jsou tvořena z vodorovně uložených vrstev, mají rovný povrch a tvoří tabulové planiny. Planina je pak rozryta údolními řekami a je rozdělena v tabulové hory. Erozí vznikají z tabulových hor drobnější svědecké hory, které se jeví jako izolované kopce s rovným vrcholem (Kettner 1948).

Stolové hory Amazonie se rozkládají v Guayanské vysočině, která se nachází v jižní části Venezuely, severní hraniční oblasti Brazílie a západní Guayaně. Zaujímá plochu asi 1,5 mil. km². Guayanská vysočina je zdviženou součástí Guayanského štítu, který patří k nejstarším částem světové pevniny. V prahorách se na magmatických horninách usazovaly pískovce. V pokračující éře, starohorách, se tyto vrstvy vynořily a staly se pevninou, kterou jsou dodnes (Šlégl 2006).



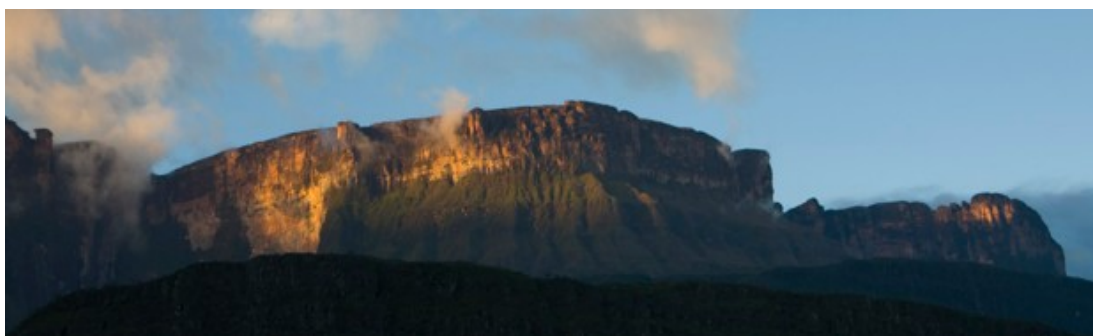
Východ jižní Ameriky po dobu 1,7 mld. let nezasáhla žádná vrásnění ani nezalévalo moře. Zato se zde vytrvale uplatňovaly vnější geologické síly, hlavně vítr a

voda, které obrušovaly méně odolné horniny (Šlégl 2006). K silné erozi zde došlo teprve v druhohorách (Pauliš 2000). Odolávaly nejtvrďší horniny - pískovce a křemence (tzv. formace Roraima, nazvané podle nejvyšší hory východní části Guayanské vysočiny). Právě ty tvoří dnešní stolové hory (Šlégl 2006).

Stolové hory místní indiáni z kmene Pemónů nazývají tepui (Pauliš 2000). Mnoho z těchto hor není dosud prozkoumáno, protože jediný způsob, jak se k nim dostat, je vrtulníkem (Piccini 1995).

Na území o ploše větší než 700 000 km² najdeme více než stovku stolových hor. Menší z nich mají vrcholové plató pouze 1 - 2 km² (např. Autana), avšak největší stolová hora Auyán tepui má plochu vrcholu až 700 km² (Šlégl 2006). Auyan-tepui je široká tabulová hora, kde můžeme rozpoznat horní vrcholovou rovinu a některé dílčí erozní plochy v nižších nadmořských výškách (Piccini 1995). Najdeme tam skály, propasti, jezera, říčky, vodopády, bažiny, skalní bludiště (například "Zed' tisíce sloupů", což je neschůdný skalní labyrint, rozbrázděný mnohametrovými úzkými roklemi) apod. Auyán tepui je vysoký 1927 metrů a na jejím okraji (v Dáblově kaňonu) stéká nejvyšší vodopád světa Salto Angel (979 m). Z okrajů této hory spadá mnoho vodopádů.

Obr. č. 14: Auyan Tepui (URL14)



Obr. č. 15: Roraima (URL15)

Nejvyšší stolovou horou vůbec je Neblina, ležící na hranicích Brazílie a Venezuely. Dosahuje výšky 3014 m. Má nezvyklý kuželovitý tvar (Šlégl 2006).



Roraima je druhá nejvyšší ze všech stolových hor Amazonie. Dosahuje výšky 2810 m n. m. a její povrch zaujímá 70 km² (Šlégl 2006). Její více než 500 metrů vysoké vertikální útesy jsou tvořeny téměř 2 miliardy let starými pískovci (de Macunaíma 2006). Hora je rozbrázděna do labyrintu černých skal rozličných tvarů (brány, mosty, okna, věže, viklany) štěrbin, propastí, jezírek a mokřin, tekoucích potoků a peřejí. Z okraje spadá několik vodopádů (Šlégl 2006). Velmi zajímavá je Studna, což je nekrasová skalní jeskyně o průměru i hloubce kolem 10 m, dno má zalité vodou. Tyto hory se rozkládají v druhém největším venezuelském národním parku Canaima, který vznikl v roce 1962 na ploše 10 000 km². V roce 1975 byla jeho plocha ztrojnásobena, proto teď patří k největším národním parkům na světě (Pauliš 2000).

10.2 Kaňony USA

Kaňon je hluboké říční údolí, u něhož výrazně převažuje hloubková eroze nad erozí boční (Demek 1983).

10.2.1 Black Canyon

Black Canyon můžeme zařadit mezi méně známé přírodní divy v Gunnison National Monument v západním Coloradu (Zillmer 2003). Black Canyon leží v přechodové zóně mezi dvěma provinciemi, Southern Rocky Mountains (Jižní Skalnaté Hory) na východě a Koloradskou plošinou na západě (Hansen 1987).

Kaňon je dlouhý více než 80 kilometrů. Územím protéká Gunnison River (Zillmer 2003). Řeka je hybatelem materiálu a hlavní aktér eroze (Hansen 1987). Řeka se zařezávala každých 1000 let hlouběji do tvrdé krystalické horniny a vytvořila propast s bezmála 600 metrů vysokými, kolmo dolů spadajícími stěnami. Díky těmto stěnám se do kaňonu dostane málo světla. Tato strašidelně působící propast je neméně impozantní než Grand Canyon. Stáří Black Canyonu se odhaduje na 2 miliony let, takže je poměrně mladý. Strmé skalní stěny jsou tvořeny především z žule podobných vyvřelin, které připomínají mramorovaný koláč. Tmavá hornina je protkána spoustou světlých a pestrých pásů (pegmatitových žil) (Zillmer 2003).

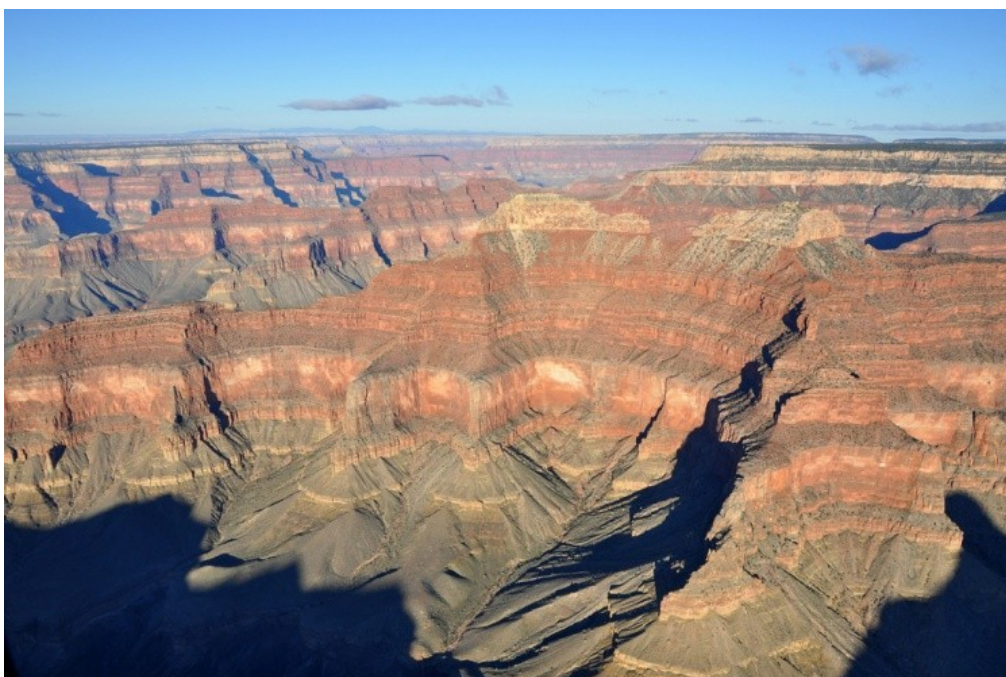
10.2.2 Grand Canyon

Národní park Grand Canyon má rozlohu 4924 km². Leží na SZ státu Arizona. Podstatnou částí národního parku je nejhlubší kaňon ve Spojených státech, který je hluboký až 1800 m s šířkou od 7 do 30 km. Národní park byl vyhlášen v roce 1919 (Grazzini 1996).

Délka Grand Canyonu je necelých 350 km. Byl modelován řekou Colorado cca 5 – 6 milionů let. Své hloubky dosáhl cca před 1,2 miliony let (Jedlička 2008). Pederson a kol. (2002) také zmiňují stáří kaňonu mezi 6 a 1,2 miliony let.

Na dně kaňonu leží prahorní vrstvy, které jsou staré téměř dvě miliardy let. Pak se střídají různě zbarvené vrstvy prvohorních krystalických břidlic a žul s druhohorními vápenci, jíly a pískovci (Štursa a Havel 2003).

Obr. č. 16: Grand Canyon. Foto: Grand Canyon NPS (URL16)



Oblast dnešního Grand Canyonu byla z hlediska geologie utvořena čtyřmi velkými záplavovými fázemi na základní hornině (břidlici), a to na úrovni moře. Vytvořené oblasti se liší barevně a v každé jsou uloženy jiné sedimenty. Podle geologů se plošina Kaibab, stejně jako celá Coloradská plošina, začala zdvihát před 65 miliony let, tj. ve svrchní křídě v druhohorách. Poté se do měkké horniny zařezávala řeka Colorado, údajně velice pomalu, milimetr po milimetru (Zillmer 2003).



10.3 Skální město Bryce Canyon

Bryce Canyon se rozléhá na ploše 142 km² v jižní části Utahu (Grazzini 1996). Je součástí Bryce Canyon National Park, který se rozléhá podél východního srázu Paunsaugunt Plateau, který spolu s Markagunt Plateau na západě tvoří nejjižnější část z náhorní plošiny v Utahu (Bowers 1991). Park byl vyhlášen v roce 1924 (Grazzini 1996).

V parku vznikla vlivem diferenciální eroze jedinečná scenérie (Bowers 1991). Během druhohor a třetihor se v této oblasti střídalo moře se souší a postupně vznikaly mohutné vrstvy vápencových a pískovcových usazenin a splavenin, proložené vrstvami vápnitých jíílů a slínů. Třetihorní vrásnění Kordiller poté vyzdvihlo tyto vrstvy usazených hornin až do třítisícové výšky. Projevy vodní a větrné eroze vytvořily labyrint milionů bizarních vápencových věží a skalních stěn všech možných barevných odstínů (Štursa a Havel 2003). V průběhu času byly do růžové horniny vytesány věžičky ve formě katedrál, mrakodrapů a věží, např. Cathedral Rock (skalní katedrála) nebo Hindu Temple (hinduistický chrám) (Grazzini 1996). Barevné odstíny způsobují oxidy různých kovů, zejména železa (červené odstíny), manganu (modré a purpurové odstíny) a mědi (nazelenalé odstíny) (Štursa a Havel 2003).

Obr. č. 18: Bryce Canyon (URL18)



10.4 Spraše ve světě

Spraše (v užším smyslu) jsou zeminy, které jsou tvořené převážně prachem (tj. částicemi od 0,01 mm do 0,05 mm). Obsahují nízký podíl jílu i písku, bez hrubších částic. Mají okrově hnědou až šedavě žlutou barvou, kterou způsobují železité sloučeniny, jemně rozptýlený CaCO_3 a porézní skladba (Ložek 2011). Důležitou vlastností uloženin spraše je naprostá nevrstevnatost. Uložení spraše bývají velmi mocné (Kettner 1948). Spraše leží v rovinách, v údolích a na úpatí hor, kde tvoří mocné plošné pokryvy nebo závěje. Nejsou závislé na podloží. Zrnitostně představují typické hlíny. Zaujímají rozsáhlé plochy, čímž patří mezi nejrozšířenější horniny na Zemi. K tomu, aby mohla spraš vzniknout, potřebuje deflační plochy bez uzavřeného porostu a příznivé sedimentační prostředí (Ložek 2011). Spraš velmi snadno podléhá vodní erozi (Buzek 1983).

U nás a ve střední Evropě dosahují sedimenty spraše mocnosti až 30 m. V Číně najdeme nejmocnější nánosy spraše na zemi, a to od 50 do 600 m. Uložení spraší vznikaly hlavně v mladších obdobích jednotlivých ledových dob, zvláště v posledním würmu. V Evropě a Severní Americe byl sprašový materiál v suchých obdobích ledových dob vyvát větrem z rozsáhlých morén pevninských ledovců, z glaciofluviálních nánosů u těchto morén a ze štěrkových teras pleistocenních řek. Čínská spraš má však původ jiný, nepochází z ledových a říčních nánosů, ale byla větrem odváta z rozlehlých vnitroasijských pouští, převážně z mongolské pouště Gobi a z pouště obývané kmenem Ordos (Kettner 1948).

Spraš se vyskytuje v mírném pásu severní polokoule, jejíž plochy odpovídají určité fosilní klimazoně (Ložek 2011 ex. Kriger 1965). Dále pokrývá nízké oblasti ze střední a severní Francie (Ložek 2011 ex. Dubois-Firion 1936) v pruhu mezi někdejší alpským a severoevropským zaledněním do jižního Polska a Podunají, odtud přes Ukrajinu do Povolží. Spraše najdeme také ve střední Asii a na rozsáhlých územích severní Číny. V Severní Americe pokrývají velké plochy v údolí Mississippi a na planinách východně od Skalních hor. Na jižní polokouli jsou sprašová území hlavně v jižní části Argentiny (pampy). V méně typické vývoji se vyskytují např. ve Středomoří, v Jakutsku, na Novém Zélandě a v přední Asii (Ložek 2011).

10.4.1 Spraše v Číně

Čínu více než ze čtyř pětín pokrývají hory. Jsou zde však i rozsáhlé nížiny při mořském pobřeží a při ústích řek. Ukládají se zde měkká alluvia. Dále jsou tu rovinaté nížiny ve vnitrozemí. Větrnou erodí vznikla eolická čínská spraš (loess), nazývána hoang-tou (žlutá zem), která vyplňuje celé povodí Žluté řeky. Vrstva spraše má v některých místech sílu až několika set metrů (Spirhanzl 1952). Byla vytvořena nánosy prachu z oblasti pouště Gobi (Spirhanzl 1952 ex. Richthofen). Spraš podléhá ohromné vodní erozi, tím vznikla nesčetná hluboká údolí (rokliny), které mají téměř svislé stěny, jež dosahují výšek 30 – 100 m (Spirhanzl 1952). V Číně dosahují silné vrstvy uloženiny prachu do výšek přes 2400 m (Kettner 1948).

Žlutá řeka (Huang He) je druhou nejvýznamnější čínskou řekou. Je pojmenována podle sprašové oblasti, kterou protéká v severní Číně. Odnáší odsud spoustu spraše a je to řeka s největším množstvím sedimentů na světě (600 milionů metrů krychlových ročně). Její tok má délku 5464 km. Pramení v provincii Qinghai na úpatí hor Bayan Har a ústí do zálivu Bohai (Masojídková 1999).

The Loess Plateau

Čínské náhorní plošiny jsou velmi rozlehlé. Nejdůležitějšími z nich je Loess Plateau (Sprašová plošina), plošina Vnitřního Mongolska, Yunnan-Kweichow plošina a Čchingchajsko-tibetská plošina (Wang 1958).

Sprašová náhorní plošina se rozkládá na severu centrální Číny. Jsou tam nejrozsáhlejší sedimenty z navátých spraší na světě (Maher a kol. 2009).

Sprašová plošina leží mezi velkou zdí na severu, Chinling pohořím na jihu, hranicemi Taihang pohoří na východě a Tao Ho, přítoku Žluté řeky, v Kansu na východě (Wang 1958).

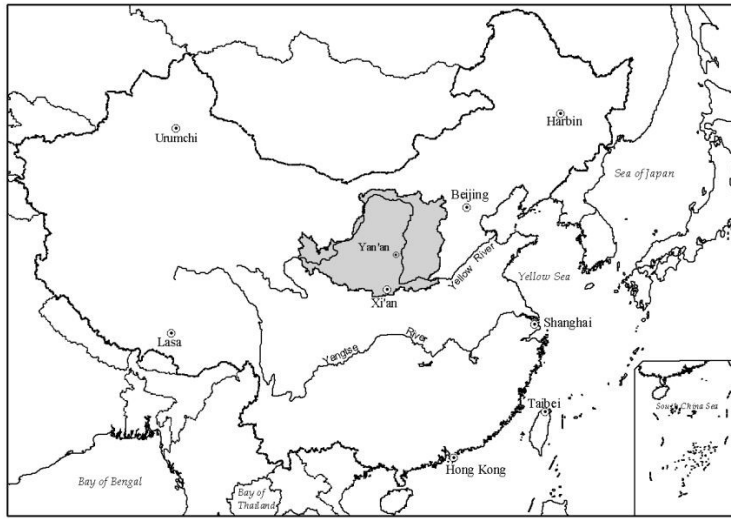
Obsahuje celou provincii Shansi, většinu Shensi, JV Kansu a SZ Hopei. V průměru 1000 m n. m. je plošina pokryta silnou vrstvou spraše, která je v mnoha místech více jak 100 m hluboká (Wang 1958). Např. sprašová série Luochuan v provincii Shansi dosahuje tloušťky kolem 130 m (Pécsi 1985).

To ji dělá jednou ze světově nejznámějších sprašových oblastí. Vrchol plata je široký se zvlněnými sprašovými hřebeny, které mírně stoupají a klesají. Pouze na několika málo místech jsou zde skalnaté vysoké hory. Na severu plošiny spraše postupně ubývají a půda se stává více a více písčnou, dokud není dosaženo plošiny vnitřního Mongolska (Wang 1958).

Obr. č. 19: The Loess Plateau v Shansi provincii (URL19)



Obr. č. 20: Mapa The Loess Plateau (URL20)



11. DISKUSE

V minulosti proběhly geologické děje, mezi které patří i eroze. Podíváme-li se v současné době na geologické útvary, tvořené těmito silami, můžeme si představit, kolik je za tímto přírodním útvarem práce a času. Geologická eroze probíhala velmi pomalu a to v desítkách až stovkách mm za 1000 let, což je práce přírody opravdu pomalá. U současné, antropogenní, se dostaneme až k tisícům mm za jedno tisíciletí.

Geologická období zaujímají dlouhý časový úsek, zhruba 4 500 milionů let. V těchto dobách působily různé síly a pochody, které daly vzniknout významným geologickým útvarům po celém světě. Za mladší útvary lze považovat zmíněná pískovcová skalní města a ve světě jsou to např. obří kaňony Black Canyon a Grand Canyon.

Mezi starší útvary patří naše Krkonoše a podstatně starší Šumava. Mezi nejstarší útvary se řadí Stolové hory.

Na vzniku těchto útvarů se však nepodílela jenom eroze, vznikaly v důsledku protikladného působení vnitřních a vnějších geomorfologických pochodů. Vnitřní vedou k vytváření nerovností a vnější k zarovnávaní povrchu. Jak tvrdí Demek (1987), není možné studovat georeliéf bez znalostí vnitřního složení georeliéfu.

Historie eroze a ukládání vrstev vychází z geologických výzkumů. Dle vypreparovaných tvarů můžeme posoudit velikost denudace v různých dobách. Na geologickou erozi lze pohlížet určitě jako na jednu z nejvýznamnějších přírodních sil. Po zhodnocení geologické eroze lze konstatovat, že tato přírodní síla má svůj nezastupitelný význam v utváření zemského reliéfu.

Kettner (1948) potvrzuje význam eroze tím, jak jsou vnější geologické síly úzce spjaty s povrchem zemským, jehož tvářnost určují a mění, že při líčení jejich působnosti a účinků jsme stále nuceni se zabývat tvary povrchu zemského a tím i geomorfologickými problémy.

12. ZÁVĚR

Cílem této bakalářské práce bylo prostřednictvím dostupné literatury shrnout projevy a příčiny geologické eroze. Vysvětlit, jak eroze funguje, co ji způsobuje a jaké jsou její projevy. V této práci jde o erozi přirozenou. Snažila jsem se popsat erozi v minulých geologických dobách a zároveň nastínit průvodní a související geologické procesy. To, jak známe zemský povrch dnes, souvisí s dávnou minulostí. Eroze se významně podepsala na modelaci zemského reliéfu a vytvořila unikátní útvary po celém světě.

Práce pro mne byla přínosem v tom, že jsem si prohloubila znalosti o erozi přirozené, která není ovlivněna lidskou činností. Dnes se hlavně řeší eroze soudobá a její škodlivost. Většina laické veřejnosti si pod pojmem eroze představí pouze projevy eroze soudobé, díky této práci mohu poukázat na erozi z jiného úhlu, jako na významný element geologického cyklu, který se podílel na tvárnosti zemského povrchu.

13. SEZNAM ZDROJŮ A LITERATURY

Balatka B., 1984: *Turistický průvodce ČSSR: Děčínsko*. Nakladatelství Olympia, Praha, 253 s.

Blažková M., 1996: *Geologie a životní prostředí*. VŠB – TUO ve spolupráci s MŽP ČR a Centrem pro otázky životního prostředí UK v Praze, Praha, 160 s.

Březinová T., 2003: *Průvodce po České republice: České Švýcarsko*. Nakladatelství Olympia, Praha, 120 s.

Buzek L., 1983: *Eroze půdy*. Pedagogická fakulta v Ostravě, Ostrava, 257 s.

Cablík J. a Jůva K., 1963: *Protierozní ochrana půdy*. Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 324 s.

David P. a Soukup V., 1994: *Průvodce po Čechách, Moravě, Slezsku: Teplicko-adršpašské skály a Broumovsko*. Nakladatelství S & D a Merkur, Praha, 132 s.

David P. a Soukup V., 1996: *Průvodce po Čechách, Moravě, Slezsku: Český ráj – Jičínsko*. Nakladatelství S & D, Praha, 160 s.

David P. a Soukup V., 2000: *Průvodce po Čechách, Moravě, Slezsku: Šumava – Železnorudsko*. Nakladatelství S&D, Praha, 104 s.

Demek J., Zeman J., 1979: *Typy reliéfu Země*. Academia, Praha, 327 s.

Demek J., 1987: *Obecná geomorfologie*. Academia, Praha, 476 s.

Demek J., 1983: *Obecná geomorfologie I*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 101 s.

Demek J., Balatka B., Czudek T., Lázníčka Z., Linhart J., Loučková J., Panoš V., Raušer J., Seichterová H., Sládek J., Stehlík O., Štelcl O., Vlček V., 1965: *Geomorfologie českých zemí*. Československá akademie věd, Praha, 335 s.

Grazzini G., 1996: *Národní parky světa*. Nakladatelství Slovart, Praha, 260 s.

Holý M., 1994: *Eroze a životní prostředí*. Vydavatelství ČVUT, Praha, 383 s.

Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Straník Z., 2002: *Geologická minulost České republiky*. Academia, Praha, 436 s.

Janeček M., 2008: *Základy erodologie*. ČZU v Praze, Praha, 165 s.

Janeček M., Dostál T., Kozlovský - Dufková J., Dumbrovský M., Hůla J., Kadlec V., Konečná J., Kovář P., Krása J., Kubátová E., Kobzová D., Kudrnáčová M., Novotný I., Podhrázká J., Pražan J., Procházková E., Středová H., Toman F., Vopravil J., Vlasák J. 2012: *Ochrana zemědělské půdy před erozí*. Česká zemědělská univerzita, Praha, 113 s.

Jedlička J., 2008: *Grand Canyon – světová učebnice stratigrafie*. Minerál – Svět nerostů a drahých kamenů XVI/5: s. 475 – 477.

Kachlík V. a Chlupáč I., 1996: *Základy geologie, Historická geologie*. Univerzita Karlova, Praha, 342 s.

Karásek J., 2001: *Základy obecné geomorfologie*. Masarykova univerzita v Brně, Brno, 216 s.

Kettner R., 1948: *Všeobecná geologie, část III., vnější síly geologické, povrch zemský*. Melantrich, Praha, 764 s.

Kukal Z., 1983: *Rychlost geologických procesů*. Academia, Praha, 280 s.

Kukal Z., Němec J., Pošmourný K., 2005: *Geologická paměť krajiny*. Česká geologická služba, Praha, 222 s.

Kuklík K. a Mráz B., 1984: *Šumava*. Nakladatelství Panorama, Praha, 238 s.

Ložek V., 2011: *Po stopách pravěkých dějů – O silách, které vytvářely naši krajinu*. Dokořán, Praha, 181 s.

Masojídková L., 1999: *Čína (průvodce do zahraničí)*. Nakladatelství Olympia, Praha, 212 s.

Midriak R., 1983: *Morfogenéza povrchu vysokých pohorí*. VEDA – vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 513 s.

Mišík M., Chlupáč I., Cicha I., 1985: *Stratigrafická a historická geológia*. Slovenské pedagogické nakladateľství, Bratislava, 576 s.

Nováková M. a Novák Z., 2003: *Průvodce po České republice: Krkonoše*. Nakladatelství Olympia, Praha, 144 s.

Pačes T., 1982: *Voda a Země*. Academia, Praha, 174 s.

Pauliš P., 2000: *Skalní svět venezuelských stolových hor. Uhlí – Rudy – Geologický průzkum 42/2:* s. 28.

Pécsi M., 1985: *Loess and the Quaternary.* Akadémiai Kiadó, Budapest, 125 s.

Reichwalder P. a Jablonský J., 2003: *Všeobecná geológia I.* Univerzita Komenského, Bratislava, 244 s.

Spirhanzl J., 1952: *Eroze půdy a ochrana proti ní.* Přírodovědecké vydavatelství, Praha, 192 s.

Stehlík O., 1970: *Geografická rajonizace eroze půdy v ČSR.* Geografický ústav ČSAV, Brno, 40 s.

Stehlík O., 1981: *Vývoj eroze půdy v ČSR.* Geografický ústav ČSAV, Brno, 37 s.

Svoboda J. a autorský kolektiv, 1983: *Encyklopedický slovník geologických věd, 1. svazek.* Academia, Praha, 920 s.

Šlégl J., 2006: *Přes pralesy k ledovcům.* Nakladatelství Miloš Uhlíř – Baset, Praha, 257 s.

Štursa J. a Havel J., 2003: *Přírodní ráje světa.* Ottovo nakladatelství, Praha, 255 s.

Štursa J., 2007: *101 našich nejkrásnějších kopců a hor.* Nakladatelství Pavel Dobrovský – BETA, Praha, 207 s.

Wang Ch., 1958: *A simple geography of China.* Foreign Languages Press, Peking, 256 s.

Zachar D., 1981: *Soil erosion.* VEDA, Bratislava, 548 s.

Zillmer H. – J., 2003: *Omyly v dějinách Země.* Euromedia Group, k. s. – Knižní klub, Praha, 247 s.

Internetové zdroje:

Bowers W. E., 1991: *Geologic map of Bryce Canyon National Park and vicinity, southwestern Utah (No. 2108)*. US Geological Survey, online: <http://pubs.er.usgs.gov/publication/i2108>, cit. 11. 3. 2015.

de Macunaíma S., 2006: *Monte Roraima, RR. Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, online: <http://sigep.cprm.gov.br/sitio038/sitio038.pdf>, cit. 6. 3. 2015.

Hansen W., 1987: *Black Canyon of the Gunnison: In Depth*. Southwest Parks and Monuments Association, online: http://books.google.cz/books?hl=en&lr=&id=cKQxhiajskgC&oi=fnd&pg=PA7&dq=in-fo:1IKYiHrEYlCj:scholar.google.com&ots=5mx1DFAmIj&sig=iaN1oKRzuv8s8FRMmYMmmwF3Ocl&redir_esc=y#v=onepage&q&f=false, cit. 11. 33. 2015.

Horník J., 2014: *BP - Zhodnocení protierozních opatření a jejich využitelnost pro projekty pozemkových úprav*. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích - Zemědělská fakulta, online: http://theses.cz/id/uhm6ua/BP_Hornk.pdf, cit. 9. 4. 2015.

Maher B. A., Mutch T. J., Cunningham D., 2009: *Magnetic and geochemici characteristic of Gobi Desert surface sediments: Implications for prohnance of the Chinese Loess Plateau*. Geological Society of America, online: <http://geology.geoscienceworld.org/content/37/3/279.abstract?sid=b2dbe8b2-0737-414e-b421-fb7103ea8204>, cit. 4. 4. 2014.

Pačes T., 2011: *Úvod do hydrogeochemie*. Technická univerzita v Liberci, Praha – Liberec, online: <http://artec.tul.cz/index.php?content=upload/uvoddohydrochemie-Paces.pdf&lang=cs>, cit. 30. 3. 2014.

Pederson J., Karlstrom K., Sharp W., McIntosh W., 2002: *Differential incision of the Grand Canyon related to Quaternary faulting – Coinstrains from U-series and Ar/Ar*. *Geology*, 30(8), 739-742, online: <http://geology.gsapubs.org/content/30/8/739.short>, cit. 10. 3. 2015.

Piccini L., 1995: *Karst in siliceous rock: karst landforms and caves in the Auyan-tepui (Est. Bolivar, Venezuela)*. La Venta esplorazioni geografiche, online: http://www.laventa.it/documenti/tepui_ijs_1995_11987.pdf, cit. 3. 3. 2015.

Obrázky:

(URL1, 12. 5. 2014):

http://geologie.vsb.cz/geomorfologie/Prednasky/9_kapitola.htm

(URL2, 4. 4. 2015):

<http://geol.jex.cz/menu/exogenni-procesy/krasove-jevy>

(URL3, 4. 4. 2015):

<http://eolick.sweb.cz/abraz.htm>

(URL4, 5. 4. 2015):

<http://nesehnuti.ecn.cz/cz/stezka/tab5.htm>

(URL5, 4. 4. 2015):

<http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl>

(URL6, 15. 5. 2015):

<http://petrologie.1sin.cz/horninovy-cyklus.php>

(URL7, 4. 4. 2015):

<http://www.adrspach.cz/fotogalerie/index.php?show=1191350370&cat=QWRyuXBhuXNr6SBza%2BFseQ%3D%3D>

(URL8, 4. 4. 2015):

<http://itras.cz/penzion-dita-adrspach/galerie/9723/>

(URL9, 4. 4. 2015):

<http://www.pbrana.cz/fotogalerie.php>

(URL10, 4. 4. 2015):

<http://www.cesky-raj.info/dr-cs/697-prachovske-skaly.html>

(URL11, 4. 4. 2015):

<http://www.krnap.cz/wallpapers/133/>

(URL12, 4. 4. 2015):

<http://www.ceskozemepribehu.cz/Sumava.aspx>

(URL13, 20. 5. 2014):

<https://petrczernek.wordpress.com/2013/02/03/kurupira-auyan-tepui-roraima-atd-doyleuv-ztraceny-svet-v-jizni-americe/canaima-national-park-roraima/#main>

(URL14, 4. 5. 2014):

<http://topas.speleo.cz/tepui/Tepui/Auyan.html>

(URL15, 20. 5. 2014):

<https://petrczernek.wordpress.com/2013/02/03/kurupira-auyan-tepui-roraima-atd-doyleuv-ztraceny-svet-v-jizni-americe/mount-roraima-02/#main>

(URL16, 4. 5. 2014):

<http://www.grand-canyon.cz/img/galerie/big/12.jpg>

(URL17, 4. 4. 2015):

http://www.huffingtonpost.com/2014/01/27/grand-canyon-age_n_4674286.html

(URL18, 4. 4. 2015):

<http://www.utahspatchworkparkway.com/bryce-canyon.html>

(URL19, 4. 4. 2015):

http://en.wikipedia.org/wiki/Loess_Plateau

(URL20, 5. 4. 2015):

<http://www.clw.csiro.au/ReVegIH/Maps.htm>