

Mendelova univerzita v Brně



Lesnická a dřevařská fakulta



GEOLOGIE

Aleš Bajer, Aleš Kučera, Valerie Vranová

Obsah

I. ÚVOD	5
II. VŠEOBECNÁ GEOLOGIE	7
II.1. SLOŽENÍ ZEMĚ A ZEMSKÁ KÚRA	7
• vrstva sedimentů tvořící dno oceánů, mocnosti do 0,5 km;	7
• vrstva bazaltová, která je tvořena polštářovými (pillow) bazaltovými lávami a dalšími produkty podmořských bazaltových erupcí;	7
• vrstva gabrová, která je tvořena gabry a peridotity.	7
III. ZÁKLADNÍ HORNINOTVORNÉ MINERÁLY	9
III.1. MINERALOGICKÉ SYSTÉMY	9
III.2. KŘEMIČITANY (SILIKÁTY)	10
III.2.2 PRIMÁRNÍ AL-KŘEMIČITANY	10
III.2.2.1 Živce	10
III.2.2.2 Zástupci živců	11
III.2.2.3 Slídy	12
III.2.3 SEKUNDÁRNÍ AL-KŘEMIČITANY	13
III.2.3.1 Zeolity	13
III.2.3.2 Jílové minerály	13
III.2.3.3 Skupina jílových slíd	15
III.2.4 PRIMÁRNÍ MG-FE-KŘEMIČITANY	15
III.2.5 SEKUNDÁRNÍ MG-KŘEMIČITANY	17
III.2.6 PŘEVÁŽNĚ DRUHOTNÉ AL-KŘEMIČITANY	17
III.2.7 BOROKŘEMIČITANY	18
III.3. OXIDY	18
III.3.1 OXIDY SI	18
III.3.2 OXIDY AL	18
III.3.3 OXIDY FE	19
III.3.4 OXIDY MN	19
III.3.5 OXIDY TI	20
III.4. UHLIČITANY (KARBONÁTY)	20
III.5. FOSFOREČNANY (FOSFÁTY)	21
III.6. HALOVCE (HALOIDY)	22
III.7. SÍRNÍKY (SULFIDY, BLEJNA, KYZY)	22
III.8. SÍRANY (SULFÁTY)	23
III.9. PRVKY (ELEMENTY)	24

III.10. NEROSTNÉ LÁTKY ORGANICKÉ POVAHY	24
--	-----------

IV. HORNINY	25
--------------------	-----------

IV.1. HORNINY VYVŘELÉ (MAGMATICKÉ, ERUPTIVNÍ)	26
IV.1.1 HORNINY HLUBINNÉ	27
IV.1.1.1 Kyselé horniny hlubinné	27
IV.1.1.2 Neutrální horniny hlubinné	28
IV.1.1.3 Bazické a ultrabazické horniny hlubinné	29
IV.1.2 HORNINY ROZLITÉ	30
IV.1.2.1 Kyselé horniny rozlité starší a mladší	30
IV.1.2.2 Neutrální horniny rozlité starší a mladší	31
IV.1.2.3 Bazické a ultrabazické rozlité horniny starší a mladší.	32
IV.2. HORNINY USAZENÉ (SEDIMENTY)	33
IV.2.1 SEDIMENTY ÚLOMKOVITÉ (MECHANICKÉ)	34
IV.2.1.1 Nezpevněné úlomkovité sedimenty	34
IV.2.1.2 Zpevněné úlomkovité sedimenty	42
IV.2.2 SEDIMENTY CHEMICKÉ A SMÍŠENÉ	44
IV.2.2.1 Sedimenty karbonátové	45
IV.2.2.2 Sedimenty křemité	46
IV.2.2.3 Sedimenty fosforečné	47
IV.2.3 SEDIMENTY BIOGENNÍ	47
IV.3. HORNINY PROMĚNĚNÉ (METAMORFOVANÉ)	50
IV.3.1 KYSELÉ AŽ NEUTRÁLNÍ HORNINY PROMĚNĚNÉ SILIKÁTOVÉ A KYSLIČNÍKOVÉ	50
IV.3.2 BAZICKÉ AŽ ULTRABAZICKÉ HORNINY PROMĚNĚNÉ SILIKÁTOVÉ A UHLIČITANOVÉ	52
IV.4. KLASIFIKACE CHARAKTERU PŮDOTVORNÝCH HORNIN	54
IV.4.1 KLASIFIKACE PODLE ZRNITOSTI ZVĚTRALIN	54
IV.4.2 KLASIFIKACE PODLE MINERÁLNÍ SÍLY	55

V. GEOLOGICKÁ ČINNOST VNITŘNÍCH SIL	58
--	-----------

V.1. DISLOKACE TANGENCIÁLNÍ	58
V.2. DISLOKACE RADIÁLNÍ	58

VI. GEOLOGICKÁ ČINNOST VNĚJŠÍCH SIL (RUŠIVÁ A TVOŘIVÁ)	60
---	-----------

VI.1.1 GEOLOGICKÁ ČINNOST VĚTRU	60
VI.1.2 GEOLOGICKÁ ČINNOST VODY	62
VI.1.2.1 Geologická činnost dešťové vody	62
VI.1.2.2 Geologická činnost tekoucích vod (potoků a řek)	63

VI.1.2.3 Krasové jevy	67
VI.1.2.4 Geologická činnost jezer a moří	69
VI.1.2.5 Geologická činnost ledu	70
VI.1.3 3. GEOLOGICKÁ ČINNOST ORGANISMŮ	72
VI.1.4 4. SVAHOVÉ POHYBY	73
VII. ZÁKLADY GEOMORFOLOGIE	75
VII.1. ZÁKLADNÍ GEOMORFOLOGICKÉ TVARY	75
VII.2. GEOMORFOLOGICKÉ RELIÉFY	76
VIII. ZÁKLADY HYDROGEOLOGIE	78
VIII.1. PODZEMNÍ VODY	78
VIII.2. PRAMENY	79
VIII.3. ARTÉSKÉ VODY	79
IX. ZVĚTRÁVÁNÍ HORNIN	80
IX.1. MECHANICKÉ ZVĚTRÁVÁNÍ	81
IX.2. CHEMICKÉ ZVĚTRÁVÁNÍ	82
IX.3. BIOLOGICKÉ ZVĚTRÁVÁNÍ	85
IX.4. ZÁVISLOST ZVĚTRÁVÁNÍ NA VLASTNOSTECH HORNIN	86
IX.5. ZÁVISLOST ZVĚTRÁVÁNÍ NA KLIMATICKÝCH POMĚRECH	88
X. ZÁKLADY REGIONÁLNÍ GEOLOGIE ČESKÉ REPUBLIKY	90
XI. APLIKOVANÁ GEOLOGIE	966
XI.1. GEOLOGICKÉ MAPY A PROFILY	966
XI.2. SONDOVÁNÍ	977
XI.3. GEOLOGICKÉ PODKLADY PRO POZEMKOVÉ ÚPRAVY	977
XI.4. GEOLOGICKÉ PODKLADY MELIORAČNÍCH PRACÍ	988
XI.4.1 ZHUTŇOVÁNÍ LEHKÝCH PŮD	988
XI.4.2 VYLEHČOVÁNÍ TĚŽKÝCH PŮD	999
XII. DOPORUČENÁ LITERATURA	103

I. ÚVOD

Geologické vědy patří do komplexu věd o přírodě tzv. přírodních věd. Zabývají se studiem neživé přírody, někdy také abiotické sféry. Součástí geologických věd je také studium vlivu organismů na neživou část přírody (např. vliv organismů na koncentraci oxidu uhličitého nebo vliv organismů na zvětrávání hornin apod.). Geologie se obecně zabývá studiem složení, stavbou a vývojem Země. Jedním z nejstarších oborů je mineralogie, zabývající se studiem minerálů. Na mineralogii navazuje petrografie (petrologie), zabývá se horninami. Geofyzika studuje fyzikální vlastnosti hornin jako je hustota, magnetické vlastnosti, elektrické vlastnosti, tepelné a seizmické vlastnosti apod. Geochemie se zabývá chemickým složením Země a chemismem hornin. Strukturní geologie se zabývá stavbou zemské kůry, tektonická geologie se zabývá dynamickými pochody v zemské kůře. Historická geologie, za pomoci stratigrafie, se zabývá studiem vrstevnatých sledů a oba tyto vědní obory navazují na paleontologii zabývající se studiem vývoje organismů na Zemi. Regionální geologie se zabývá geologickou stavbou a vývojem určitého regionálního celku (např. Středočeský pluton). Paleogeografie nám dělá rekonstrukci obrazu krajiny v určitých časových úsecích geologické minulosti. Aplikovaná geologie prakticky využívá obecné poznatky z geologie. Podobory aplikované geologie jsou například ložisková geologie zabývající se výskytem rudních i nerudních surovin; hydrogeologie studuje vztah vody k jiným složkám neživé přírody, zdroje a koloběhy vody. Inženýrská geologie je důležité pro stavitelství, bez tohoto podoboru geologie se neobejdeme při budování staveb v krajině.

Mezi aplikované geologie patří také zemědělská a lesnická geologie propojená s pedologií. Tento podobor je ale velice mladý v porovnání např. s mineralogii. Geologický podklad a geomorfologická členitost území jsou základní a konstantní (trvale působící) složkou každé oblasti. Zejména ve střední Evropě je závislost stanovištních poměrů na mateční hornině značná, a to jak pro velkou rozmanitost hornin, tak i pro značnou geomorfologickou členitost tohoto území. Také půdotvorné procesy nejsou v oblasti střední Evropy tak intenzivní jako např. v jižní Evropě nebo v tropech, kde může být vliv mateční horniny půdotvornými procesy částečně pozměněn. Bezprostřední závislost však vždy existuje mezi mateční horninou a její zvětralinou, tj. jejím vlastním půdotvorným substrátem. Zvětrávacími procesy se vytváří minerální půdní složka i její nejjemnější jílovitá část, která vytváří pak podstatnou část sorpčního komplexu půdního. Minerální síla hornin, spojená se studiem minerální síly půd s propočty zvětrávacích kvocientů, je důležitým faktorem pro posuzování přirozených vlastností stanovišť, uvolňování, obsahu a migrace živin v půdě, pro posuzování nutnosti a vhodnosti hnojení půd, pro určování změn obsahu živin, které jsou způsobené mechanickým a chemickým odnosem, a jejich rozvrstvení, způsobené půdotvornými procesy atd. Stávají se tak tyto výzkumy nezbytným podkladem i základem celé řady vědních obor (půdoznalství, stanovištního výzkumu, fyziologie, rostlinné produkce, meliorací apod.).

Názor, že prostředí (hornina, půda, klima) je podmiňujícím faktorem vegetace, je velmi starého data. Ovšem v průběhu vývoje vědních disciplín docházelo k nevhodnému přeceňování jednotlivých faktorů nebo vlivů. V 19. století převládal v půdoznalství směr geologicko-petrografický, který pokládal za rozhodující složku mateční horninu a vznik a vlastnosti půd

byly odvozovány podle geologických a petrografických poměrů. Koncem 19. století vystoupil ruský vědec V. V. Dokučajev s moderním a v podstatě dialektickým a materialistickým názorem na vznik půd a zařadil mateční horninu mezi jeden z půdotvorných faktorů, které se komplexně (ale i odlišně co do času a místa) uplatňují při vzniku a tvorbě půd. Mateční hornina přímo podmiňuje svým chemismem primární chemismus půd, který ovšem může být půdotvornými procesy dále pozměňován. Tento půdotvorný proces je také ovlivňován chemismem mateční horniny, a v některých případech se stávají horniny chemicky silné, např. bohaté na Ca a Mg i vedoucími faktory půdotvorného procesu. Také obsah minerálních živin ve zvětralinách a půdách je závislý na matečních horninách. Chemismus hornin dále ovlivňuje povahu a nasycení sorpčního komplexu a tím i vytváření půdního typu a v širším dosahu i produkční využití půd. Velmi mnoho záleží na vzájemném poměru jednotlivých živin a nikoliv jen na jejich celkovém množství; je-li v mateční hornině některá z hlavních minerálních živin jen nepatrně zastoupena a obsah této živiny i v produktu zvětrávání – tj. v půdě – nepatrný, může přes vysoký sumární obsah ostatních živin dojít i k poruchám ve výživě plodin. I z tohoto důvodu proto chemické analýzy hornin a posuzování minerální síly těchto matečních hornin je velmi důležité. Samozřejmě kromě chemismu se ještě uplatňují struktura a textura hornin, jejich mineralogické složení, vrstevnatost a břidličnatost, sklon vrstev a reliéf území jako geologicky podmíněné faktory, které mají vliv na tvorbu půdy a tím i na obsah živin. Horniny se podstatnou měrou uplatňují také na zrnitostním složení zvětralin a půd, které zvětrávacími pochody na těchto horninách vznikají. Na stejných (i co do vlastností a stáří) horninách a ve stejném klimatu se vytvářejí zvětralininy vždy přibližně stejného zrnitostního složení; zrnitost zvětralin, vzniklých na téže hornině, ale v různých klimatických oblastech, tj. za působení rozdílných zvětrávacích činitelů, může být velmi odlišná. Zvětratelnost i tvorba a zrnitost zvětralininy jsou tedy výrazně ovlivněny charakterem horniny; rozhoduje tu zejména vznik a původ horniny, její mineralogické složení a stálost jednotlivých minerálů, obsah křemene a vůbec podíl a poměr tzv. minerálů zvětratelných a nezvětratelných, struktura a textura horniny, její barva atd. Zvětratelnost horniny, její uložení a reliéf terénu ovlivňují také celkovou hloubku zvětralin a půd a obsah skeletu. Různá propustnost hornin rozhoduje o režimu podzemních vod, výšce hladiny podzemní vody a ovlivňuje vlhkostní poměry půd. Uvedené příklady dokazují, že mateční hornina rozhoduje nebo podmiňuje celou řadu půdních a stanovištních vlastností a je proto geologicko-petrografický výzkum nutným předpokladem většiny terénních výzkumů, zejména pak v oblasti České republiky, která je geomorfologicky i petrograficky velmi pestrá a kde se místy střídají mateční horniny ve velmi krátkých vzdálenostech, což vede ke vzniku velmi rozdílných zvětralin a půd.

II. VŠEOBECNÁ GEOLOGIE

II.1. Složení země a zemská kůra

Planeta Země má podle látkového složení tři hlavní obaly – kůra, plášť, jádro.

Nejsvrchnější zemský obal je **ZEMSKÁ KŮRA** – pevná, křehká a v poměru k objemu celé Země je velmi tenká. Představuje asi 1,5 % objemu Země. Pod kůrou je plášť a pod pláštěm je zemské jádro. Zemskou kůru tvoří horniny s nízkou hustotou v porovnání s ostatními částmi Země. Obecně rozlišujeme dva typy zemské kůry oceánickou a kontinentální kůru. Přičemž kontinentální kůra může mít navíc mořský a pevninský vývoj.

Oceánická kůra je relativně mladá a představuje 60 % zemského povrchu. Nejstarší oceánická kůra je z období jury (přibližně 190 miliónů let). Oceánická kůra staršího datování se nevyskytuje, jelikož byla procesy subdukce zanořena do zemského pláště. Tloušťka oceánické kůry se pohybuje v rozmezí 4 – 20 km (průměrně 10 km), s průměrnou hustotou 2900 kg.m⁻³. Chemickým složením oceánická kůra odpovídá bazaltovým horninám.

Oceánická kůra je tvořena třemi vrstvami (mezi těmito vrstvami jsou postupné přechody):

- vrstva sedimentů tvořící dno oceánů, mocnosti do 0,5 km;
- vrstva bazaltová, která je tvořena polštářovými (pillow) bazaltovými lávami a dalšími produkty podmořských bazaltových erupcí;
- vrstva gabrová, která je tvořena gabry a peridotity.

Kontinentální kůra, která je v některých částech Země velmi stará až z doby Archaika – Prahory. Tvoří 40 % zemského povrchu. Tloušťka kontinentální kůry se pohybuje v rozmezí 30 – 70 km (průměrně 35 km).

Kontinentální kůra je tvořena dvěma vrstvami:

1. vrstva granitová je tvořena horninovými typy granitu, granodioritu a dioritu překrytými různě mocnou vrstvou mladších sedimentů. Tloušťka této vrstvy se pohybuje v rozmezí 20 – 25 km s hustotou od 2500 do 2700 kg.m⁻³. Chemickým složením odpovídá kyselým vyvřelým horninám, nejvíce zastoupenými prvky jsou křemík a hliník.
2. vrstva bazaltová je tvořena horninami typu eklogit, amfibolit, granulit. Tloušťka této vrstvy se pohybuje v rozmezí 10 – 15 km s hustotou od 2800 až 3100 kg.m⁻³. Chemickým složením odpovídá bazaltovým horninám.

Mezi zemskou kůrou a pláštěm Mohorovičičova plocha diskontinuity (zkráceně Moho diskontinuita). Hloubka, ve které se tato Moho diskontinuita nachází má nepravidelný průběh, pod vrásovými pohořími je hluboce zaklesnutá (může být v hloubce až 10 km pod Himalájemi, Alpami, Pamírem nebo Kavkazem).

ZEMSKÝ PLÁŠŤ je tvořen horninami peridotitového složení, zasahuje do hloubky 2900 km, dělí se na svrchní plášť (zasahující do hloubky 680-700 km) a spodní plášť. Při přechodu ze svrchního do spodního pláště narůstá hustota z 3300 na 4800 kg.m⁻³.

Mezi zemským pláštěm a jádrem je Guttenbergova diskontinuita, na které se mění hustota z 5500 na 10 000 kg.m⁻³, nachází se v hloubce 5150 km, kde začíná zemské jádro.

ZEMSKÉ JÁDRO je rozděleno na vnější a vnitřní jádro, tvoří 16 % zemského tělesa, ale představuje 32 % zemské hmoty. S největší pravděpodobností je tvořeno železem a niklem. Podle záznamu příčných (S) seizmických vln je možné se domnívat, že vnější jádro je tekuté a podle nárůstu rychlosti podélných (P) seizmických vln je možné se domnívat, že je vnitřní jádro pevné.

Z geofyzikálních poznatků můžeme zemské těleso rozdělit podle mechanických vlastností na litosféru, astenosféru a mezosféru.

Litosféra je vnější pevná sféra Země tvořená zemskou kůrou a částí zemského pláště. Její báze (spodní část) se nachází v takové hloubce, kde teplota dosahuje 1100 až 1330 °C. Při této teplotě se taví horniny v plášti a pevná část litosféry „plave“ na částečně roztavené astenosféře. Oceánická litosféra je mechanicky sourodá, její pevnost s hloubkou roste až do té hloubky, kde přechází do astenosféry. Astenosféra se naopak s narůstající hloubkou stává více poddajnou. Tloušťka oceánické litosféry je velmi proměnlivá nachází se v hloubce do 5 km v místech oceánických riftů nebo se nachází v hloubce 100 km, kde je oceánická kůra relativně stará a vychladlá. Litosféra pod kontinenty je mechanicky nesourodá. Ve spodní části kůry je poddajná, málo pevná. Hluběji se nachází opět pevná vrstva s ohnisky občasných zemětřesení. Tloušťka kontinentální litosféry je od 100 do 250 km. **Astenosféra** je méně pevná, její hmota podléhá konvenčním proudům. Báze astenosféry je v hloubce přibližně 350 km. Astenosféra je vrstva, po které „kloužou“ litosférické desky, což je důležitý aspekt k pochopení deskové tektoniky Země.

III. ZÁKLADNÍ HORNINOTVORNÉ MINERÁLY

Minerály (nerosty) jsou přírodní sloučeniny chemických prvků s určitými fyzikálními a chemickými vlastnostmi. Jsou buď amorfní, nebo (častěji) krystalizované, se zákonitou vnitřní krystalovou stavbou, která určuje různou pevnost vazeb jednotlivých prvků a tím i různou zvětřitelnost a uvolňování živin do půdy. Základní fyzikální vlastnosti minerálů jsou popsány v učebních materiálech do cvičení z geologie.

V tomto učebním textu budou probrány pouze horninotvorné minerály, které se hlavním podílem zúčastňují na stavbě hornin a zemské kůry, a to v pořadí podle svého významu, tj. rozšíření v našich horninách.

III.1. Mineralogické systémy

Každá disciplína po získání určitého množství údajů a informací, pro jejich zpřehlednění přistoupí k vytvoření určitého systému. Přirozený systém je ten, kdy jsou jeho základem hlavní, nejběžnější rozšířené vlastnosti souboru poznatků. Když je soubor založený na náhodných nebo vedlejších poznacích, pak je to systém umělý. Systém se vyvíjí podle stupně poznání. Taktéž s postupným vývojem poznatků v mineralogii, měnil se i systém mineralogický. V současnosti rozvoj chemických, mikroskopických a rentgenových analýz dává základ moderní systematice minerálů založené na chemickém složení a struktuře minerálů.

Na základě způsobu spojení tetraedrů rozdělujeme silikáty do několika tříd:

1. **Nesosilikáty** – silikáty s izolovanými tetraedry. Propojení tetraedrů do struktury je prostřednictvím kationtů jiných prvků.

2. Silikáty s izolovanými skupinami tetraedrů:

3. **Sorosilikáty** – tvořeny skupinami dvou tetraedrů

4. **Cyklosilikáty** – tvořeny skupinami více tetraedrů v prstenci

5. **Inosilikáty** – silikáty s nekonečnými jednorozměrnými řetězci tetraedrů, řetězce můžou být jednoduché nebo dvojité, navzájem jsou tetraedry spojené kationty jiných prvků.

6. **Fylosilikáty** – silikáty s nekonečnými vrstvami tetraedrů, každý tetraedr má tři kyslíky společné se sousedními tetraedry, vrstvy jsou jednoduché nebo dvojité, nahrazováním Si – Al v této struktuře, jsou přítomné doplňující ionty a různé možnosti orientace tetraedrů poskytují mnoho kombinací při krystalizaci minerálů.

7. **Tektosilikáty** – silikáty s nekonečnými trojrozměrnými kostrami tetraedrů, všechny tetraedry mají všechny čtyři atomy kyslíku společné se sousedními tetraedry, tato stavba je typická pro křemen, který je však oxid, pro vznik jiných minerálů s touto stavbou je nutné nahrazení části (minimálně poloviny) atomů kyslíku hliníkem, tyto minerály se nazývají alumosilikáty (Al-křemičitany).

Pro potřeby výuky geologie na Mendelově univerzitě v Brně používáme systém, který rozděluje křemičitany podle vzniku (primární, sekundární) a podle prvku, který je v dané struktuře klíčový (Al-křemičitany, Mg-Fe-křemičitany).

III.2. Křemičitany (silikáty)

Křemičitany jsou nejrozšířenější nerosty, skládají asi 75 % zemské kůry a vyskytují se ve všech typech našich hornin, tvoří až hm. 80 %. Jejich chemické složení i vnitřní krystalová stavba jsou často velmi komplikované, na jejich stavbě se podílí 57 chemických prvků. Základem jejich stavby jsou anionty $(\text{SiO}_4)^+$, mající tvar čtyřstěnu (tetraedrů), v jejichž středu je malý ion křemíku (Si) a v rozích čtyři větší ionty kyslíku (O); toto spojení Si a O je značně pevné. U některých křemičitanů mohou být ionty Si v tetraedrech zastoupeny hliníkem (Al) – tzv. alumosilikáty. Další prvky, které jsou zastoupené v křemičitanech: Na, K, Li, Ca, Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} , Be, Al, B, Zr, Ti, F, H.

Systematické rozdělení křemičitanů:

1. Primární Al-křemičitany: a) živce, b) zástupci živců, c) slídy
2. Druhotné Al-křemičitany: d) zeolity, e) jílové minerály
3. Primární Mg-Fe-křemičitany: f) skupina olivínu, g) pyroxeny, h) amfiboly
4. Druhotné Mg-křemičitany: i) skupina serpentinu, j) chlority
5. Druhotné Al-křemičitany: k) Al-křemičitany, l) granáty
6. Borokřemičitany: m) skupina turmalínu.

III.2.2 Primární Al-křemičitany

III.2.2.1 Živce

Nejpočetnější skupina křemičitanů, tvoří 55 % zemské kůry. Rozděluje se dále na živce draselné a živce sodno-vápenaté (plagioklasy).

Živce draselné

Hlavními zástupci živců draselných jsou ortoklas, sanidin a mikroklin.

Ortoklas – $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ – krystalizuje v jednoklonné soustavě a vytváří nejčastěji hranolovité nebo tabulkovité krystaly bělavé, šedé, nažloutlé nebo načervenalé barvy. Je dokonale štěpný, s rovnými a lesklými štěpnými plochami. Jako hlavní minerál se ortoklas vyskytuje hlavně v kyselých a neutrálních horninách vyvřelých (žuly, syenity, pegmatity, porfýry) a přeměněných (zejména ruly) a v některých úlomkovitých sedimentech (arkózy, některé písky aj.). Zvětráváním ortoklasu se a) uvolňuje živina draslík (K) a také malá příměs Na_2O , CaO a mikroelementů, b) vytváří důležitá složka půdního sorpčního komplexu – jílové minerály. Dlouhodobým zvětráváním za spolupůsobení teplých vod se ortoklas přeměňuje v jemně šupinkovitou slídu sericit, může vznikat i při metamorfóze, jako čirá až bílá odrůda adulár.

Sanidin – $(\text{KNa})(\text{Al Si}_3\text{O})$ – krystalizuje jednoklonně v tabulkovitých a lištovitých krystalech, čirých nebo bělošedých. Má skelný lesk, ostatní vlastnosti podobné jako ortoklas, má

však větší příměs NaO. Vyskytuje se zejména v mladších horninách rozlitých (ryolity, trachyty, znělice) a ve vyvřelém hlubinném syenitu. Vzniká v počátečních fázích krystalizace magmatu, při teplotě nad 500°C. Často obsahuje uzavřeniny jiných minerálů nebo vulkanického skla.

Mikroklín – (KNa) (Al Si₃O₈) – trojklonný minerál podobný ortoklasu, ale s jemným rýhováním (mnohočetné srostlice) na povrchu krystalů. Zbarven bývá bíle, někdy i žlutavě, načervenalé, modře nebo i zeleně. Výskyt a zvětrávání stejné jako u ortoklasu. V pegmatitech se vyskytuje s křemenem ve formě tzv. písmenkové struktury. Nachází se také v ortorulách. Mikroklínizace je proces přeměny ortoklasu nebo kyselých plagiokladů na mikroklín. Zelená odrůda mikroklínu se nazývá amazonit.

Plagioklasý (živce sodno-vápenaté)

Plagioklasý jsou izomorfní směsí molekuly albitové Na(AlSi₃O₈) a anortitové Ca(Al₂ Si₂O₈). Podle toho, která molekula ve směsi převládá, pak je dělíme na kyselé neboli sodné (albit a oligoklas), středně bazické (andezín, labradorit) a bazické neboli vápenaté (bytownit, anortit). Směrem od albitu k anortitu klesá obsah SiO₂ a Na₂O a stoupá obsah Al₂O₃ a zejména CaO. V zemské kůře představují 39 hm. %.

Všechny plagioklasý krystalizují trojklonně v hranolovitých nebo tabulkovitých krystalech. Barva bývá bílošedá, nazelenalá, namodralá nebo načervenalá. Jsou dokonale štěpné, s charakteristickým lamelováním (mnohočetné srůsty) na povrchu krystalů. Kyselé plagioklasý se vyskytují hlavně v kyselých a neutrálních horninách vyvřelých a v některých horninách přeměněných. Středně bazické plagioklasý jsou zastoupeny v neutrálních a bazických horninách vyvřelých a v bazických horninách přeměněných. Bazické plagioklasý se vyskytují pouze v silně bazických a ultrabazických horninách vyvřelých.

Kyselé plagioklasý zvětrávají stejně jako ortoklas (ale uvolňují Na), středně bazické a bazické plagioklasý jsou lépe zvětratelné a uvolňují velké množství Ca, který se váže se vzdušným a půdním CO₂ a vzniká CaCO₃. Zároveň se zvětráváním plagioklasů vytvářejí i druhotné jílové minerály. Dlouhodobými přeměnami kyselých plagioklasů vzniká sericit, a přeměnami bazických plagioklasů vzniká saussurit (mikroskopická směs druhotných nerostů), v němž je většina CaO pevně vázána a jen obtížně se uvolňuje do půdy. Při metamorfóze výlevných hornin přeměnou plagioklasů mohou vznikat granáty. Nejčastější přeměny jsou kaolinizace, sericitizace (přeměna kyselých plagioklasů) a albitizace (přeměna středně bazických a bazických plagioklasů).

III.2.2.2 Zástupci živců

Jsou to nerosty, které mohou úplně nebo zčásti zastupovat živce v tzv. alkalických vyvřelých horninách (znělice, trachyty, alkalické čediče). Od živců se liší menším obsahem SiO₂ a vyšším zastoupením K₂O a Na₂O resp. CaO a MgO. Dělíme je na draselné (leucit) a sodné (nefelín, sodalit) zástupce živců.

Leucit – $K(AlSi_2O_6)$ – krystalizuje čtverečně, vytváří pseudokrychlové krystaly bělavé barvy a skelného lesku. Je velmi snadno zvětratelný a snadno uvolňuje živinu K do půdy. Silně leucitické horniny se dají proto použít jako draselné hnojivo. Vyskytuje se hlavně v leucitických znělcích a alkalických čedičích. Pro leucit jsou typické uzavřeniny jiných minerálů nebo vulkanického skla.

Nefelín – $Na(AlSiO_4)$ – krystalizuje šesterečně, tvoří hranolovité krystaly bělavé, nažloutlé nebo nazelenalé barvy. Charakteristický je jeho matný lesk. Zvětrává velmi snadno, a jelikož obsahuje vždy příměs K_2O (až do 5 %), má význam i jako zdroj draslíku. Hydrotermálním zvětráváním se mění v zeolity. Nachází se hlavně ve znělcích a alkalických čedičích. Jako jediný zástupce živců se vyskytuje i v metamorfovaných horninách, zejména v rulách.

Sodalit – $Na_8[Cl_2(AlSiO_4)_6]$ – krystalizuje krychlově a vytváří zrnité krystaly bělošedé nebo nazelenalé barvy a skelného lesku. Zvětrává také velmi snadno a uvolňuje kromě Na i Cl, zvětráváním se vytvářejí jílové minerály. V našich horninách je zastoupen v syenitech, trachytech a alkalických čedičích. Jsou známé i výskyty v kontaktně metamorfovaných karbonátech. Typická je přítomnost Cl, SO_4 .

III.2.2.3 Slídy

Slídy jsou jednoklonné hlinitokřemičitany s typickou vrstevnatou krystalovou strukturou. Vytvářejí ploché destičkovité, šupinkovité krystaly, často šestiúhelníkové, které jsou dokonale štěpné (lístkovitá štěpnost) a pružné. Obsahují H_2O , 4-5 % hm. Každý čtvrtý atom křemíku je nahrazen hliníkem, v jejich krystalové struktuře se také vyskytují K^+ , Al^{3+} , méně pak Fe, Na, Mg, Li. Slídy jsou jedinou skupinou primárních minerálů s vrstevnatou strukturou.

Muskovit (slída světlá, slída draselná) – $KAl_2(OH,F)_2AlSi_3O_{10}$ – je stříbřitě šedá, někdy nažloutlá nebo nazelenalá slída. Muskovit je velmi těžce zvětratelný, rozpadá se hlavně mechanicky až na velmi jemné šupinky, které mají charakter jílových minerálů a schopnost výměny kationtů; má vysoký obsah K, ale jako zdroj této živiny nemá velký význam.

Nahromadění šupinek muskovitu ve zvětralinách a půdách snižuje jejich propustnost pro vzduch i vodu. Muskovit se hojně vyskytuje v kyselých horninách hlubinných a žilných a také i v přeměněných horninách. Poněvadž obtížně zvětrává, je častý i v mechanických sedimentech. Chybí horninám rozlitým. Z hydrotermálních procesů vzniku muskovitu je běžná sericitizace. Sericit je odrůdou muskovitu, jemně šupinkovitou a nazelenalou, který dodává horninám tzv. hedvábný lesk (fylit). Zelená, Cr, odrůda se nazývá fuchsit. Vzniká také autometamorfózou granitoidních hornin tzv. graizenizace. Při regionální metamorfóze jílovito-písčitých sedimentů je muskovit typický pro střední stupeň přeměny (svory).

Biotit (slída tmavá, slída draselná-hořečnatá) – $K(Mg,Fe,Mn)_2(OH,F)_2AlSi_3O_{10}$ – je minerál s nestálým chemickým složením: v kyselých horninách převládá Fe, v neutrálních Mg, obsahuje i mnoho dalších příměsí: Ti, Ba, Li aj. Obsah železa podmiňuje i barvu biotitu – malý obsah dává barvu žlutohnědé, vyšší obsah černohnědé až černé. Biotit zvětrává velice snadno, uvolňující se Fe v podobě limonitu zbarvuje okolní horninu rezavohnědě (typický znak zvětrávání horniny). Zvětráváním, zejména v kyselém prostředí, se biotit odbarvuje – tzv. baueritizace, v alkalickém prostředí zlátne – tzv. kočičí zlato. Je důležitým zdrojem živin K a Mg. Vyskytuje se ve všech

horninách vyvřelých, zejména pak v neutrálních, hojný je v horninách přeměněných (ruly). V sedimentech je vzácný a rychle podléhá dalšímu rozkladu. V metamorfních procesech je typický pro střední až nízký stupeň metamorfózy. Hydrotermální přeměny biotitu vedou k částečné výměně kationtů a vzniku chloridů. Když dojde k celkové výměně kationtů, vzniká minerál úplně jiného složení např. kalcit. Běžně je biotit nahrazován chloritem, epidotem, muskovitem, ilitem nebo jinými jílovými minerály.

Lithné slídy (slídy barevné, lithné slídy) – cinvaldit a lepidolit – zastoupené hlavně v pegmatitech a greisenech, jsou zdroji živiny K a mikroelementů Li, Rb, Cs. Lepidolit je významným zdrojem Li, který se používá jako přísada do skel a kov v raketovém průmyslu. Důležitý je také obsah Rb v lepidolitu, který významný při určování absolutního stáří v geologii (metodou $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$)

III.2.3 Sekundární Al-křemičitany

III.2.3.1 Zeolity

Český název puchavce. Jsou to druhotné vodnaté Al-křemičitany, které mají ve strukturní mřížce velké dutiny s tzv. zeolitovou vodou, která se dá zahříváním vypudit, aniž se poruší krystalová mřížka (rozdíl od vody krystalové). Ztracenou vodu může zeolit znovu přijmout. U dehydratovaných zeolitů dochází snadno k výměně kationtů. Zeolity vznikají buď z hydrotermálních roztoků, nebo dlouhodobými přeměnami zástupců živců a vyskytují se zejména v dutinách rozlitých hornin. Významné jsou především zeolity sodné (natrolit, analcim, klinoptilolit) a vápenaté (chabazit, heulandit, desmin, mordenit, phillipsit, laumontit.). Jsou poměrně dobře zvětratelné a uvolňují Na a důležitou živinu Ca. Všeobecně zeolity mají nízkou měrnou hmotnost a tvrdost, v kyselinách jsou snadno rozpustné a po zahřátí bobtnají.

III.2.3.2 Jílové minerály

Jsou to rovněž druhotné vodnaté Al-křemičitany, vznikající hlavně při zvětrávání živců a zástupců živců z velmi zředěných iontových roztoků, pouze ojediněle (jílové slídy) představují zbytek po zvětrání původního minerálu. Tvorba jílových nerostů je podmíněna chemismem mateční horniny a zejména pak poměry klimatickými (klimatickým zvětrávacím typem); v mírném klimatu je v jílových nerostech poměr $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ 4:1 a jsou v nich dostatečně zastoupeny báze a Fe, v subtropickém a tropickém klimatu je poměr $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ 2:1 a báze a Fe jsou odneseny a na tvorbě jílových minerálů se neúčastňují. Nejběžněji vznikají jílové minerály zvětrávacími procesy, ale i hydrotermálně rozkladem primárních Al-křemičitanů, zejména živců.

Jílové minerály jsou – kromě skupiny alofanu – krystalické s vrstevnatou nebo řetězovou strukturou, která je různě roztažitelná. Mezivrstevní mezery se působením vody mohou rozšiřovat, jílové nerosty pak zvětšují svůj objem, vysycháním se jílové nerosty smršťují. Na tuto důležitou vlastnost jílových minerálů je vázána tzv. sorpce, tj. schopnost poutat vodu a kationty, a to jednak na povrchu, jednak (a hlavně) v mezivrstevních mezerách. Schopnost sorpce závisí jednak na roztažitelnosti krystalové mřížky, jednak na velikosti kationtů s jejich hydratačním.

Měřítkem sorpce je sorpční kapacita, která udává v milimolech množství sorbovaných kationtů na 1000 g látky ($\text{mmol} \cdot 1000^{-1}\text{g}$). Čím je krystalová mřížka více roztažitelná, tím je sorpční kapacita větší. Sorbované kationty mohou být vytěšňovány jinými kationty – tzv. výměna kationtů.

Jílové minerály jsou důležitou složkou zvětralin, sedimentů a zejména půd, ve kterých vytvářejí podstatnou část sorpčního půdního komplexu, tj. půdní složky, která hlavní měrou poutá v půdě rostlinné živiny a vodu. Rozhodují tak jílové minerály nejen o minerální síle půd a vodním režimu, ale i o účinnosti závlah, hnojení apod. Objemové změny jílových minerálů při styku s vodou rozhodují o technickém použití zemin a využití základových půd.

Krystalické jílové minerály jsou jednoklonné (kaolinit trojklonný) a tvoří mikroskopické šupinky velikosti většinou pod $2\mu\text{m}$. Ke studiu a identifikaci jílových minerálů se používá hlavně elektronové mikroskopie, rentgenografie a termických metod (DTA). Systematicky se dělí jílové nerosty podle svých fyzikálně-chemických vlastností na několik skupin.

- **Skupina kaolinitu**

Kaolinit – $\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$ – trojklonný minerál bílé barvy nebo bezbarvý. Vzniká zvětráváním – tzv. kaolinizací – převážně živcových minerálů, zejména v tropickém a subtropickém podnebí. Tvoří důležitou součást kaolinických jílů, hojný je i v třetihorních zvětralinách. V půdách je nepříznivý, má jen málo roztaživou krystalickou mřížku a proto malou, hlavně povrchovou sorpci ($30\text{--}150 \text{ mmol} \cdot 1000^{-1}\text{g}$). Kaolinové šupinky způsobují ulehlost půd.

Halloysit – $\text{Al}_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$ – je minerál podobný kaolinitu, s vyšším obsahem vody a poněkud vyšší sorpci (až $400 \text{ mmol} \cdot 1000^{-1}\text{g}$). Částečnou dehydratací se mění na metahalloysit.

- **Skupina montmorillonitu**

Montmorillonit – přibližný vzorec $(\text{Mg,Ca,Na}_2)\text{Al}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_6 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ – vytváří tenké šupinkaté krystalky bílé nebo nazelenalé barvy. Vzniká hlavně při zvětrávání bazických hornin rozlitých a sopečných skel. Vyskytuje se zejména v křídových a třetihorních jílech a slínech, ve spraších a běžně v našich půdách. Strukturní vrstvy se mohou působením vody velmi rozšiřovat, takže sorpční kapacita i schopnost výměny kationtů jsou velmi vysoké ($800\text{--}1000 \text{ mmol} \cdot 1000^{-1}\text{g}$). V zeminách způsobuje velké objemové změny.

Nontronit – přibližný vzorec $(\text{Ca,Mg,Fe})(\text{Fe,Al})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ – zemité minerál zelené nebo žlutozelená barvy. Vzniká hlavně při zvětrávání železem bohatých hornin vyvřelých i proměněných, hojný je jako produkt třetihorního tropického zvětrávání. Má rovněž značnou roztažitelnost strukturních mezer a proto i velkou sorpci (až $750 \text{ mmol} \cdot 1000^{-1}\text{g}$) a značné objemové změny.

Beidelit – $(\text{Ca,Mg,Na}_2)(\text{Al,Fe})(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ – minerál velmi podobný montmorillonitu (i vznikem), bílé, načervenalé nebo i nazelenalé barvy. Vyskytuje společně s montmorillonitem v jílech, slínech a zejména ve spraších. Značně roztažitelné strukturní mezery ovlivňují jeho velkou sorpci ($500\text{--}800 \text{ mmol} \cdot 1000^{-1}\text{g}$).

Saponit (skalní mýdlo), **sepiolit** (mořská pěna) a **palygorskit** (skalní kůže) jsou další jílové nerosty ze skupiny montmorillonitu.

III.2.3.3 Skupina jílových slíd

Jsou to nerosty slídnatého charakteru, označované též jako hydroslídy.

Illit – $(K,Na)_2(Mg,Ca,Fe)(Al,Fe)_3(AlSi_7O_{20})(OH)_4$ – tvoří jemné nepravidelné šupinky bílé nebo nažloutlé barvy. Vzniká zvětráváním primárních alumosilikátů, vyskytuje se ve zvětralinách kyselejších hornin vyvřelých i proměněných, hojný je v jílech, slínech, spraších a lupkách, je běžnou součástí našich půd. Sorpční kapacita je asi 200–350 mmol · 1000⁻¹g.

Vermikulit – $Mg_2(Mg,Fe)(OH,H_2O)_2(Al,Fe)Si_3O_{10} \cdot 4 H_2O$ – se vyskytuje v podobě jemných šupinek i větších lupínků barvy hnědé nebo zelené. Vzniká hlavně při zvětrávání biotitu, a proto se vyskytuje hojně v půdách na biotitických horninách, druhotně v jílech. Sorpční kapacita je mohutná, až 1300 mmol · 1000⁻¹g. Vzniká metasomatickými i zvětrávacími procesy z ultrabazických hornin, a také účinkem povrchových roztoků na Mg karbonáty. Používá se jako tepelně-izolační materiál a v různých technologických postupech.

Glaukonit – jílový nerost složitějšího vzorce a kolísavého chemického složení, s vyšším obsahem K₂O a středním obsahem Ca a Mg. Tvoří větší okrouhlá zrnka (0,1–2 mm) zelené barvy. Zvětráváním hnědne a uvolňuje K₂O. Glaukonit vzniká a vyskytuje se především v mořských sedimentech (písky, písčovce, opuky, vápence aj.); v ČR je hojný v české křídové tabuli a karpatském flyši. Má silnou sorpční kapacitu a schopnost výměny kationtů (110–250 mmol · 1000⁻¹g). Glaukonitické horniny jsou použitelné jako draselné hnojivo.

Seladonit – jílový nerost velmi podobný glaukonitu, s nižším obsahem drasla. Vyskytuje se hlavně v čedičových horninách.

Skupina alofanu

Alofan – $m Al_2O_3 \cdot n SiO_2 \cdot p H_2O$ – amorfní jílový nerost proměnlivé chemické skladby; je bezbarvý nebo zbarven světle modře, žlutavě. Je produktem zvětrávání v tropickém klimatu. U nás se vyskytuje ve fosilních zvětralinách.

III.2.4 Primární Mg-Fe-křemičitany

Skupina olivínu

Olivín – $(Mg, Fe)_2 SiO_4$ – krystalizuje kosočtverečně, má olivově zelenou barvu, zvětráním hnědne. Je snadno zvětratelný (obsah Fe), uvolňuje důležitou živinu Mg. Dlouhodobou proměnou nebo metamorfózou se mění v serpentín. Vyskytuje se hlavně v bazických a ultrabazických horninách (čediče, peridotity, krystalické vápence a dolomity).

Pyroxeny

Pyroxeny jsou hlavními zástupci tzv. barevných nerostů a důležitými zdroji dvojmocných živin Ca a Mg. Jejich obecný vzorec je $R_2Si_2O_6$. Jsou dokonale štěpné, s téměř pravouhloú štěpností. Zvětrávají podle obsahu Fe. Rozdělujeme je na pyroxeny **kosočtverečné** (enstatit,

bronzit, hypersten – uvolňují živinu Mg) a **jednoklonné** (diopsid, augit, dialag – uvolňují Ca, Mg).

Enstatit – $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ – bývá zbarven šedě, žlutohnědě nebo nazelenale.

Bronzit – $(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ – má barvu zelenohnědou a bronzový lesk.

Hypersten $(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ – je barvy tmavozelené až tmavohnědé.

Všechny kosočtverečné pyroxeny vytvářejí hranolky nebo zrna v bazických a ultrabazických horninách vyvřelých; bronzit je hojný v hadcích. Dlouhodobými proměnami se mění v serpentin a mastek.

Diopsid – $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ – je minerál šedozeleňé barvy a skelného lesku. V podobě hranolků nebo zrn se vyskytuje zejména v granodioritech, syenitech, dioritech, krystalických vápencích apod.

Augit – $\text{Ca}_{6,5}\text{Na}_{0,5}\text{Fe}_2\text{Mg}_6(\text{Al, Fe}_3, \text{Ti})_2\text{Al}_2\text{Si}_{14}\text{O}_8$ – nejrozšířenější z pyroxenů, má barvu zelenou až černou. Tvoří hranolky i zrna hlavně v bazických, resp. i v neutrálních horninách rozlitých (andezity, melafyry, diabasy, čediče aj.). Při jeho zvětrávání vznikají jílové křemičitany.

Dialag – $\text{Ca}_7\text{Fe}_2\text{Mg}_{6,5}\text{Fe}_{0,5}\text{Al}(\text{Al}_{10,5}\text{Si}_{14,5}\text{O}_{48})$ – nerost podobný augitu, barvy zelenošedé, hnědozeleňé nebo hnědočerné s lupenovitou odlučností. Vyskytuje se hojně v bazických hlubinných horninách (zejm. gabra).

Amfiboly

Také amfiboly patří k barevným nerostům. Jsou dokonale štěpné, na rozdíl od pyroxenů svírají štěpné trhlinky úhel 60° (resp. 120°). Horninotvorný význam mají pouze amfiboly jednoklonné. Jsou důležitými zdroji živin Ca a Mg, ale jsou velmi odolné vůči zvětrávání. Dlouhodobými proměnami se mění na mastek, serpentin, chlorit, epidot.

Amfibol obecný – $\text{NaKCa}_4\text{Mg}_4\text{Fe}^2(\text{Al,Fe}^3)_2\text{OH}_4\text{Al}_2\text{Si}_{14}\text{O}_{44}$ – je minerál s kolísavým chemickým složením, tmavozelené nebo tmavohnědé barvy. Tvoří sloupečkovité krystalky nebo zrna ve všech druzích hornin, zejména pak v neutrálních a bazických horninách vyvřelých a proměněných, hojný je i v mechanických sedimentech.

Amfibol čedičový – $(\text{Na,K})_2\text{Mg}_4\text{Fe}^2\text{Ti}(\text{Fe}^3,\text{Al})_2\text{OH}_4\text{Al}_4\text{Si}_{12}\text{O}_{44}$ – vytváří sloupečky hnědočerné až černé hlavně v čedičích, vyskytuje se i v některých dalších horninách rozlitých a bazických hlubinných.

Aktinolit – $\text{NaCa}_3\text{Al}(\text{Mg,Fe})_{10}\text{OH}_4\text{Si}_{16}\text{O}_{44}$ – tvoří krystaly sloupečkovité nebo až paprscité nebo zrna zelené barvy. Vyskytuje se nejvíce v jednoduchých horninách proměněných (aktinolitové, chloritické a mastkové břidlice).

Tremolit – $\text{Ca}_4(\text{Mg,Fe})_{10}\text{OH}_4\text{Si}_{16}\text{O}_{44}$ – stébelnatý nebo jehličkovitý minerál, bezbarvý nebo bílé barvy. Vyskyt v krystalických vápencích a dolomitech.

III.2.5 Sekundární Mg-křemičitany

Skupina serpentinu

Serpentin – $\text{Mg}_3(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$ – jednoklonný minerál zelené až černé barvy. Vyskytuje se kusový; šupinkovitá odrůda se nazývá antigorit, vláknitá chrysotil. Je těžko zvětratelny (v tropickém klimatu zvětrává snadno), při zvětrávání se vytváří $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, opál, jílové nerosty a hnědel. Vzniká dlouhodobou přeměnou z primárních hořečnatých křemičitanů. Vyskytuje se v bazických horninách vyvřelých a je hlavní složkou horniny hadce.

Mastek – $\text{Mg}_3(\text{OH})_3(\text{Si}_2\text{O}_5)_2$ – jednoklonný nerost, tvoří jemně šupinkovité krystalky šedobílé nebo nazelenalé barvy. Je měkký, na ohmat mastný. Je velmi těžko zvětratelny. Vzniká druhotně z olivínu a kosočtverečných pyroxenů. Vyskytuje se hlavně v mastkových a chloritických břidlicích a v jílovitých sedimentech.

Chlority

Chlority jsou druhotné alumosilikáty Mg, Al a Fe s nestálým chemickým složením. Krystalují jednoklonně v tabulkovitých nebo šupinkovitých krystalech zelené barvy. Jsou měkké, dokonale štěpné, šupinky na rozdíl od slíd nejsou pružné, ale pouze ohebné. Vznikají zvětráváním nebo dlouhodobými proměnami (chloritizace). V našem podnebí jsou těžce zvětratelny. Vyskytují se hlavně v přeměněných horninách (chloritické břidlice, hadce), sedimentech a půdách; mikroskopické šupinky dodávají některým horninám zelené zbarvení. K důležitějším chloritům patří pennin, klinochlorit, prochlorit a amesit.

III.2.6 Převážně druhotné Al-křemičitany

Andalusit – Al_2OSiO_4 – kosočtverečný nerost šedé nebo růžové barvy, sloupečkovitý, štěpný, tvrdý. Velmi těžko zvětrává. Vyskytuje se hlavně ve svorech a pegmatitech.

Disten (cyanit) – minerál stejného vzorce, modré barvy, trojklonný. Výskyt ve svorech a granulitech.

Silimanit – minerál stejného vzorce, bělošedý, kosočtverečný, těžko zvětrávající. Výskyt v pararulách a granulitech.

Staurolit – $\text{Al}_4\text{Fe}(\text{O})\text{OH}(\text{SiO}_4)_2$ – kosočtverečný, tvoří sloupcovité krystaly červenohnědé až tmavohnědé barvy, těžko zvětrává. Vyskytuje se hlavně ve svorech.

Kordierit – $\text{Mg}_2\text{Al}_3\text{AlSi}_5\text{O}_{18}$ – kosočtverečný nerost šedomodré až fialové barvy (oj. hnědozelený). Vyskytuje se kusový nebo v krátce sloupcovitých krystalech v horninách přeměněných (ruly). Zvětrává obtížně.

Epidot – $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3[\text{OH}(\text{SiO}_4)]_3$ – jednoklonný nerost, tvoří jehličkovité krystalky i zrna zelené až černozelelé barvy. Nesnadno zvětrává. Vyskytuje se v horninách přeměněných a vyvřelých.

III.2.7 Borokřemičitany

Turmalín – Na Ca (Al, Fe, Mg)₉ (OH)₄ (Si O₃)₃ : Cr, Li, Ti – nerost proměnlivého složení. Krystalizuje trigonálně, vytváří sloupcovité krystaly nebo i zrna barvy černé (skoryl), zelené nebo modré (indigolit) nebo růžové (rubelit).

III.3. Oxidy

III.3.1 Oxidy Si

Oxidy Si dělíme na bezvodé (křemen, chalcedon), a vodnaté (opál).

Křemen – SiO₂ – v zemské kůře tvoří až 12,6 hm %, krystalizuje trigonálně (α -křemen stálý pod 573 °C) – nebo hexagonálně (β -křemen, stálý nad 573 °C). Vytváří sloupcovité krystaly, je i kusový nebo mikrokrytalický, barvy mléčně bílé s četnými barevnými odrůdami (čirý křišťál, žlutý citrín, hnědá záhněda, fialový ametyst, růžový růženín, černý morion). Je tvrdý, má tříštivý, nerovný až lasturnatý lom. Je prakticky neztvrditelný, rozpadá se mechanicky na křemenný písek; proto je podstatnou složkou půd a úlomkovitých sedimentů, neposkytuje žádné živiny, ale důležitou součástí půdní textury. Je rovněž hlavním minerálem všech hornin kyselých a jako vedlejší minerál je součástí neutrálních hornin, chybí horninám bazickým (může se vyskytovat u všech metamorfovaných). Vzniká všemi typy procesů magmaticky, postmagmaticky, metamorfózou a mechanickou sedimentací. Tvoří samostatné žíly a doprovází minerály rudních žil.

Chalcedon – SiO₂ – trigonální, skrytě krystalický minerál, mléčně bílé barvy, někdy i různě zbarvený; vytváří celistvé, ledvinité nebo krápníkovité povlaky nebo výplně v jiných horninách jako sekundární minerál – vzniká překrytalizováním vysrážené kyseliny křemičité. Prakticky neztvrditelný. K chalcedonovým odrůdám patří i známé polodrahokamy achát, onyx, jaspis, karneol aj.

Opál – SiO₂ . nH₂O – je amorfni nerost, bezbarvý, často však velmi pestře zbarvený, obsah vody je mezi 1 a 5 % (výjimečně 34 %). Čirá odrůda se nazývá hyalit. Drahý opál vykazuje známky opalizace, což je „hra barev“. Některé opály petrifikují rostliny a vytváří dřevité opály. Vytváří útvary nebo povlaky kulovité, ledvinité, krápníkovité, výplně dutin apod. Vzniká hlavně při tropickém zvětrávání rozkladem křemičitanů jako hydrogel kyseliny křemičité, je i původu hydrotermálního. V sedimentech může být opál i původu biogenního (schránky a skořápky živočichů), často tvoří i tmel.

III.3.2 Oxidy Al

K bezvodým kyslíčnům Al patří korund, k vodnatým diaspor a hydrargillit.

Korund – Al₂O₃ – krystalizuje trigonálně, vytváří soudečkovité krystaly šedomodré barvy, bývá i čirý nebo načervenalý. Velmi těžko zvětrává. Vyskytuje se v horninách přeměněných (mramory), ve vyvřelých syenitech, syenitových porfyrech, v pegmatitech a úlomkovitých sedimentech. Známé jsou drahokamové odrůdy modrý safír a červený rubín. Černý korund se používá k broušení (karborundum). V současné době se vyrábí také uměle.

Diaspor – $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ – kosočtverečný nerost, tvoří jemné šupinky nebo tabulky bílé barvy, může být i různě zbarven. Je velmi hojný v produktech tropického zvětrávání (bauxity, laterity, kaoliny).

Hydrargillit (gibbsit) – $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ – je jednoklonný, vlastnostmi i výskytem podobný diasporu.

III.3.3 Oxidy Fe

Bezvodé: magnetit, hematit; vodnaté: limonit, goethit.

Magnetit – $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ – krystalizuje krychlově, vytváří osmistěny nebo zrna černošedé barvy; je magnetický. Obsahuje 72 % Fe, obsahuje také příměsi Mn a Ti. Vyskytuje se jako přídatná součástka ve všech horninách, primárně ve vyvřelých a metamorfovaných. Zvětrává obtížně a mění se v hematit, proto je magnetit častou součástí náplavových sedimentů. Je nejkvalitnější železnou rudou, známé jsou ložiska Krivoj Rog (Ukrajina), Kirunavaara (Švédsko).

Hematit (krevel) – Fe_2O_3 – krystalizuje trigonálně, tvoří šupinkovité a destičkovité krystalky nebo zrna. Barvu má hnědošedou nebo až černou, bývá i červený; vryp má vždy červený, často obsahuje příměs Ti. Vzniká hydrotermálně, metamorfózou i sedimentací. Vyskytuje se jako příměs ve všech typech hornin. Je intenzivním barvivem (červené barvy) hornin i minerálů zejména v tropickém a subtropickém klimatu, u sedimentů se podílí na tvorbě tmele. Hydratací snadno zvětrává na limonit. Černá, kovová, šupinkatá odrůda se nazývá spekularit. Je také významnou rudou Fe.

Goethit – $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ – kosočtverečný, skrytě krystalický nerost hnědé barvy, jehličkovitý nebo šupinkovitý, s červenohnědým vrypem. Vzniká zvětráváním jiných Fe-minerálů. Vyskytuje se zejména v podobě kůr, zemitých shluků nebo tmele v horninách usazených.

Limonit (hnědel) – $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ – je amorfní. Tvoří ledvinité, hlíznaté, kulovité aj. tvary nebo povlaky a kůry žlutohnědé až černohnědé barvy. Vryp má žlutorezivý. Limonit je velmi rozšířený minerál, vzniká jako konečný produkt zvětrávání železo obsahujících minerálů. V přírodě se vyskytuje v celé řadě forem: jako intenzivní barvivo (rezivo-hnědé zbarvení hornin, zvětralin a půd), bahenní ruda, železité bročky v zamokřených půdách, okr, rez, půdní železivec (ortštejn) aj. U vyvřelých a přeměněných hornin je znakem zvětrávání.

III.3.4 Oxidy Mn

Méně významné horninotvorné minerály; uplatňují se hlavně jako barviva hornin, zvětralin a půd (hnědá až černá nebo fialová barva).

Pyroluzit – MnO_2 – čtverečný, tvoří drobné vláknité krystalky nebo povlaky šedočerné barvy i vrypu. Při kyselé reakci je rozpustný ve vodě. Obsahuje 63,2 % Mn. Krystalický je minerálem nízkoteplotních rudních žil, jinak je velmi hojným produktem oxidace Fe rud s obsahem Mn. Sedimentárně se nachází jako součást nahromaděných jezerních nebo mělkých bahenních rud.

Manganit – $\text{MnO}(\text{OH})$ – jednoklonný, tvoří hranolkovité krystalky, zrnité agregáty nebo povlaky šedo černé barvy. Nestálý nerost, mění se oxidací v pyroluzit, rozkladem v psilomelan.

Psilomelan – $n\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ – jednoklonný minerál nestálého chemického složení hnědočerné až černé barvy. Vyskytuje se v podobě jemně krystalických kongregací, povlaků nebo keříčkovitých kreseb (odrůda **wad**) na puklinách hornin. Oxidaci se mění na pyroluzit.

III.3.5 Oxidy Ti

Rutil – TiO_2 – krystalizuje čtverečně (odrůdy brookit a anatas), tvoří jehličkovité krystalky nebo zrna hnědočervené barvy (černá odrůda nigrin). Vyskytuje se v horninách vyvřelých i přeměněných, a poněvadž obtížně zvětrává, hromadí se i v úlomkovitých sedimentech (tzv. těžké minerály). Používá se v radiotechnice.

Ilmenit – FeTiO_3 – krystalizuje v soustavě trigonální, tvoří tabulkovité krystaly nebo zrna hnědočerné barvy. Vyskytuje se jako přídatná součástka v bazických horninách vyvřelých i přeměněných; obtížně zvětrává a hromadí se proto v úlomkovitých sedimentech.

Titanit – CaTiSiO_5 – jednoklonný minerál, tvoří hranolkovité krystalky hnědé barvy. Je zastoupen akcesoricky v horninách vyvřelých i přeměněných. Zvětrává pomalu, a proto se vyskytuje v úlomkovitých sedimentech. Využívá se k výrobě předmětů a povrchů odolných proti nárazu.

III.4. Uhličitany (karbonáty)

Uhličitany jsou soli kyseliny uhličitě, je známých více než 80 minerálů této skupiny. 20 % usazených hornin je tvořeno monominerálními horninami tvořenými minerály z této skupiny. Jsou to důležité druhotné horninotvorné nerosty, zdroje živiny Ca a Mg. Využití uhličitánů je pestré. Od šperkařství, přes metalurgii, stavebnictví, po zemědělství a lesnictví. Nejširší použití mají uhličitany ve stavebnictví (výroba cementu, vápna a dekorační kámen), využití jako železniční a cestní štěrky, dále výroba obkladového materiálu a v hutnictví. K bezvodým uhličitánům patří: kalcit, aragonit, dolomit, magnezit, ocelek, k vodnatým: soda, malachit, azurit.

Kalcit – CaCO_3 – krystalizuje v klencové soustavě, vyskytuje se v celé řadě tvarů (klence, zrna, krápníky, čočky, stébla, výkvěty, cicváry aj.). Je bezbarvý nebo bílý, příměsemi bývá různě zbarven. Bez ohledu na barvu má vždy bílý vryp. Kalcit je měkký, velmi dobře štěpný; ve zředěných kyselinách se rychle rozkládá (šumí). Ve vodě je prakticky nerozpustný, ve vodě s pohlceným CO_2 se rozpouští za vzniku kyselého $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Jako sekundární minerál vzniká kalcit především zvětráváním ostatních Ca-minerálů a jeho přítomnost ve vyvřelých horninách je znakem navětrání. Vytváří se rovněž srážením z vápenatých podzemních vod a pramenů. Vyskytuje se hojně v sedimentech, kde tvoří podstatnou součást (vápeneček, travertin), příměs nebo tmel (vápenný pískovec apod.). Je podstatnou součástí přeměněné horniny krystalického vápence a vyskytuje se také jako produkt zvětrávání i v jiných horninách. Vzniká také hydrotermálně v žilných strukturách a dutinách hornin (např. islandský kalcit s dokonalým efektem dvojlomu světla). Důležitý je v půdách, kde ovlivňuje jejich chemické i fyzikální vlastnosti. Zvětrává snadno, ve vlhkém klimatu se snadno z hornin i půd vyluhuje (odvápnění).

Aragonit – CaCO_3 – krystalizuje kosočtverečně, tvoří tabulkovité, stébelnaté nebo paprscité agregáty, kuličkovité útvary a povlaky bílé nebo nažloutlé barvy. Má bílý vryp a šumí

ve zředěných kyselinách. Vzniká vysrážením z teplých (nad 30 °C) vod (vrídelní kámen). Vytváří nátekovité kulovité tvary – hrachovec, i drátkovité tvary – železný květ. Je často kalcitem zatlačován.

Dolomit – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – krystalizuje v klencové soustavě, vytváří klence nebo zrna šedobílé nebo nažloutlé barvy. Časté jsou příměsi Fe, Mn, ve stopových množstvích i Co, Pb, a Zn. V kyselinách se rozpouští až po zahřátí. Zvětrává i rozpouští se obtížněji než vápenec. Vyskytuje se v horninách usazených (dolomity, vápence), ve vyvřelých horninách vzniká druhotně při zvětrávání Ca-Mg křemičitanů, vyskytuje se i v horninách přeměněných. Vzniká často dolomitizací vápence nebo vysrážením z mořské vody v lagunách. Je znám také vznik dolomitu z kalcitu metasomatickou výměnou Mg za Ca v průběhu hydrotermální činnosti. Používá se jako šterk, v hutnictví a ve sklářském průmyslu.

Magnezit – MgCO_3 – krystalizuje v soustavě trigonální, tvoří nejčastěji jemně krystalické agregáty bělošedé nebo nažloutlé barvy. Je dokonale štěpný, s nažloutlým vrypem. V HCl se rozpouští při zahřátí. Vzniká buď jako produkt rozkladu Mg-křemičitanů nebo působením teplých Mg-roztoků na kalcit nebo dolomit. Vytváří samostatnou horninu, vyskytuje se i v přeměněných horninách. Zvětrává obtížněji než kalcit. Je rudou Mg a vyrábí se z něj žáruvzdorné materiály.

Siderit (ocelek) – FeCO_3 – krystalizuje v soustavě trigonální, je to minerál šedé nebo žlutohnědé barvy. V podobě štěpných klenců, kongrecí, čoček, tmele apod. se vyskytuje zejména v permokarbonských a flyšových sedimentech, vzniká i z kalcitu nahrazením Ca železem. Vytváří hydrotermální žilné struktury a častý je také ve směsi s jílovými minerály jako pelosiderit. Oxidací zvětrává snadno až na limonit. Je důležitou rudou Fe. Podobné vlastnosti a použití jako siderit má minerál ankerit – $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$

Soda (natrit) – $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ – tvoří jemné zrnité stébelnaté agregáty nebo povlaky bezbarvé nebo bělošedé. Ve vodě je snadno rozpustná, ve zředěných kyselinách se prudce rozkládá. Vyskytuje se v podobě sodných výkvětů na půdách v oblasti j. Moravy a jižního Slovenska. Tyto tzv. sodné půdy jsou pro obhospodařování velmi nepříznivé.

Malachit (zelený) a **azurit** (modrý) jsou vodnaté uhličitany mědi, krystalizují v jednoklonné soustavě. Vznikají v zóně zvětrávání Cu minerálů, časté jsou nátekovité, zemité i zrnité tvary a povlaky. Krystaly častěji tvoří azurit, malachit vytváří kůry někdy i velmi mocné (výroba dekoračních předmětů, výjimečně dekorační kámen-obklady, spolu s azuritem se také používají ve šperkařství).

III.5. Fosforečnany (fosfáty)

Apatit – $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3 \text{F, Cl, OH}$ – (podle příměsi rozlišujeme fluor-, chlor- a hydroxylapatit) – krystalizuje šesterečně, tvoří šestiboké sloupečky, nebo zrna bělavé, nazelenalé nebo růžové barvy, bývá i bezbarvý. Má nepravidelný lom a matný lesk. Vyskytuje se jako přídatný nerost v horninách vyvřelých a přeměněných. V sedimentech tvoří příměsi nebo i ložiska amorfní nebo skrytě krystalické odrůdy biogenního původu, tzv. fosfority (podolit, kolofanit aj.). Apatit je významným zdrojem fosforu, ale zvětrává obtížně, působení humusových kyselin resp. kyseliny

uhličité v půdách jeho zvětrávání urychluje. Používá se na výrobu umělých hnojiv a fosforu, kyseliny fosforečné, fluoroplastů apod.

Vivianit – $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2$ – je jednoklonný, tvoří drobné jehličkovité krystalky nebo zemité agregáty bezbarvé nebo modře zbarvené. Vyskytuje se v rašelinách a jílovitých sedimentech (redukční prostředí).

Monazit – $(\text{Ce, La, \dots})\text{PO}_4$ – je jednoklonný, obsahuje vzácné zeminy (REE) až v 50-60 % . Je významnou rudou prvků vzácných zemin a Th.

III.6. Halovce (haloidy)

Sůl kamenná (halit) – NaCl – krystalizuje v soustavě krychlové. Vytváří dokonale štěpné krychle, zrna, nebo je i kusová. V čistém stavu je bezbarvá, barvicími příměsemi může být různě zbarvená, často obsahuje organické příměsi. Je hygroskopická a ve vodě se dobře rozpouští. Vzniká vylučováním z mořské vody (ložiska vzniklá evaporací z mořské vody v lagunách teplých klimatických oblastí např. Sasko, Wieliczka, v současnosti takto sůl vzniká v zálivu Kara Bogaz Gol v Kaspickém moři), sublimuje ze sopečných exhalací a vzniká i při zvětrávání hornin v aridních oblastech. V sušších oblastech našeho státu tvoří solné výkvěty na půdách (solné půdy).

Sylvín – KCl – krystalizuje rovněž krychlově v dokonale štěpných bezbarvých krystalech, nebo bývá zbarven bíle, žlutavě, červenavě i modře. Je hygroskopický, ve vodě dobře rozpustný a proto použitelný jako draselné hnojivo. Vyskytuje se většinou ve směsi s jinými solemi.

Karnalit – $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ – kosočtverečný, tvoří bezbarvé nebo načervenalé zrnité agregáty. Vzniká vylučováním z mořské vody. Je velmi hygroskopický. Je důležitou součástí draselných hnojiv.

Fluorit (kazivec) – Ca F_2 – krystalizuje krychlově, vytváří samostatné krychle i jejich dvojité srůsty, tvoří bezbarvé krystaly nebo zrna nebo je zbarven fialově, zeleně, žlutě ve vazbě na různé příměsi. Vyskytuje se v pegmatitech, žulách, greisenech, vápencích a dolomitech. Hojný je v hydrotermálních ložiscích spolu s křemenem, barytem a kalcitem. Zvětrává obtížně, při zvětrávání může dojít k tvorbě kyseliny fluorovodíkové HF, která silně leptá okolí.

III.7. Sírniky (sulfidy, blejna, kyzy)

Pyrit – FeS_2 – je krychlový, tvoří drobné krychle, 12stěny, zrna aj. Je zlatožluté barvy, černého vrypu, kovového lesku. Zvětráváním (oxidací s hydratací) se rozkládá až na limonit a síru a následně volnou kyselinu sírovou (tzv. kyzové zvětrávání), která jednak způsobuje rozklad dalších nerostů v hornině, jednak okyseluje prostředí (půdy, podzemní vody) a působí negativně na vegetaci. Příměs pyritu (i ostatních sírníků) znehodnocuje horninu technicky. Pyrit se vyskytuje jako přídatná součást v horninách vyvřelých a přeměněných; v sedimentech je hlavně původu biogenního (z bílkovin $\rightarrow \text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{FeS}_2$). Práškovitá černá odrůda melnikovit impregnuje jílovité horniny, vápence aj. Používá se na výrobu H_2SO_4 a na získávání dalších kovů (Cu, Co, Au apod.), které se nacházejí v pyritu jako příměsi

Markazit – FeS_2 – krystalizuje kosočtverečně. Tvoří tabulkovité krystalky nebo zrna žluté barvy a kovového lesku. Lépe než pyrit podléhá kyzovému zvětrávání. Je hojný v uhelnatých sedimentech, hydrotermální markazit se nalézá i v jiných horninách.

Pyrotin – FeS – šesterečný nerost bronzově žluté barvy a kovového lesku. Vytváří tabulkovité krystalky nebo zrna zejména v bazických horninách vyvřelých a přeměněných.

Chalkopyrit – CuFeS_2 – mosazně žlutý nerost, vyskytuje se ve všech typech hornin, méně častý v bazických vyvřelinách.

Galenit – PbS – obsahuje 86,6 % Pb a časté příměsi Ag, Zn, Se a další, vyskytuje se v hydrotermálních žilách, tvoří impregnace v horninách, vyskytuje se také v metamorfovaných horninách.

Sfalerit – ZnS – je hlavní rudou zinku, vzniká hydrotermálně, často obsahuje příměsi mnohých prvků jako je Fe, Mn, Hg, Cd, Cu, As apod.

III.8. Sírany (sulfáty)

Jsou to minerály sekundární, vznikají hlavně chemickou sedimentací, při kyzovém zvětrávání aj.

Anhydrit – CaSO_4 – tvoří kosočtverečné tabulky, zrnité nebo vláknité agregáty bělošedé barvy. Ve vodě je velmi málo rozpustný. Hydratací $2\text{H}_2\text{O}$ se mění na sádrovec, přičemž zvětšuje objem o 62 % a dochází k mechanickému rozpadu hornin. Mletý je používán jako hnojivo. Je typickým minerálem mořských evaporitů.

Sádrovec – $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ – je jednoklonný, vytváří tabulkovité nebo jehličkovité krystalky, povlaky apod. Je bezbarvý nebo bílý, dokonale štěpný, měkký, nereaguje s HCl. Ve vodě je jen nepatrně rozpustný. Vyskytuje se zejména v jílovitých sedimentech, ve flyšovém pásmu aj. Používá se jako hnojivo. Čirý nazýváme mariánským sklem, vláknitá, bílá odrůda se nazývá alabastr, v aridních oblastech vytváří srůsty krystalů s podílem písku (vysrážení kapilárních vod ve volných píscích), tyto útvary nazýváme pouštní růže. Je nejrozšířenějším síranem, vzniká s dalšími evapority v mořských lagunách, solných jezerech i bažinách. Používá se na výrobu sádry, barev, ozdobných předmětů. Umělý sádrovec vzniká při odsiřování tepelných elektráren (reakcí vápence s oxidy síry).

Epsomit – $\text{MgSO}_4 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$ – krystalizuje kosočtverečně, tvoří jehličkovité agregáty nebo povlaky bílé barvy, v sušších oblastech i výkvěty na půdách (sulfátové půdy). Ve vodě je snadno rozpustný. Vyskytuje se poměrně hojně v jílovitých sedimentech.

Z dalších síranů, které tvoří hlavně výkvěty na půdách, jsou významnější **tenardit** Na_2SO_4 a **mirabilit** $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$, které jsou hojné i v našich minerálních vodách (Glauberova sůl). Musíme také zmínit **chalkantit** (skalice modrá) - $\text{CuSO}_4 \cdot 5 \text{H}_2\text{O}$, tvoří světle modré povlaky na oxidačních zónách Cu ložisek. Používá se v chemickém průmyslu a k výrobě barev.

III.9. Prvky (elementy)

Ze všech prvků mají horninotvorný význam jen uhlík a síra.

Tuha (grafit) – C – krystalizuje šesterečně, tvoří jemné šupinky černé barvy a kovového lesku. Je nespalitelná, kyselinami se neporušuje. Vznikla přeměnou uhelnatých látek, a vyskytuje se proto hlavně v přeměněných para-horninách a druhotně v úlomkovitých sedimentech a v půdách. Horninám i půdám dodává tmavé zbarvení.

Síra – S – kosočtverečná, tvoří žluté dipyramidální nebo jehličkovité krystalky, zrna nebo povlaky. Je původu sopečného (oxidací H_2S) nebo biochemického (desulfurizací ropy a zemního plynu). U nás se vyskytuje vzácně biochemická síra v rašelinách a močálech. Vzniká také zvětráváním pyritu FeS_2 . Při jejím zvětrávání může dojít ke tvorbě volné H_2SO_4 a k silnému zakyselení. Je důležitou živinou v půdě a svůj význam má také v ochraně rostlin proti houbovým a plísňovým chorobám.

Obecně se prvky dělí na kovy, polokovy a nekovy. Mezi kovy patří **měď** (Cu) – oxidací se mění na druhotné uhličitany mědi (azurit, malachit); **zlato** (Au) – je nejrozšířenějším ryzím kovem v přírodě; **stříbro** – vyskytuje se méně než Cu a Au, se zlatem tvoří „pevné roztoky“ tzv. elektrum; **železo** (Fe) – je zemského i mimozemského původu (meteorické železo) s vyšším obsahem niklu (Ni); **platina** (Pt) – je vzácná, vyskytuje se v ultrabazických horninách s Ni a Cu siričky. Mezi polokovy a nekovy patří **antimon** (Sb), **arzén** (As), **bismut** (Bi) - v přírodě jsou v čisté podobě velmi vzácné; **diamant** - krystalizuje v krychlové soustavě, uspořádání atomů uhlíků tvoří tetraedr, což je nejhustější uspořádání v přírodě, tímto a také silnými vazbami mezi jednotlivými uhlíky ve všech směrech vznikla velká tvrdost diamantu, i přestože je velice křehký. Primárně je diamant vázaný na ultrabazické horniny – kimberlity, sekundárně se vyskytuje v náplavech a rozsypových ložiscích.

III.10. Nerostné látky organické povahy

V horninách, zejména usazených, se vyskytují jako horninotvorné složky i sloučeniny organické, většinou amorfní, jen ojediněle krystalické.

Živice (bitumeny) jsou amorfní sloučeniny C, H, O, S a N (zemní plyny, nafta, asfalt, pryskyřice) a obsahují obvykle i mnoho mikroelementy. Vznikly biochemickou přeměnou organické hmoty bez přístupu vzduchu. Bitumeny jsou součástkami některých bituminózních sedimentů (pískovce, jílovité břidlice, vápence aj.), které často impregnují a zbarvují černohnědě. Zvětráváním oxidací se vybělují.

Uhelnaté látky, tj. látky rašelinné (asi 50 % C), lignitické (60 % C), hnědouhelné (70 % C), kamenouhelné (80 % C), antracitické (90 % C) a grafitoidické (skoro 100 % C) jsou rozšířenými složkami úlomkovitých sedimentů (pískovce, lupky) a způsobují jejich šedé až černé zbarvení. Vznikly zuhelnatěním rostlinné hmoty. Zvětráváním oxidací dochází rovněž k jejich odbarvování. Mezi další minerály organické povahy patří mellit, fichtelit nebo jantar (sukcinit).

IV. HORNINY

Horniny jsou směsí nerostů; jsou podstatnou složkou zemské kůry (litosféry) a nositeli geologických pochodů. Studium hornin se zabývá vědní obor petrologie (dříve petrografie). Jak již bylo v úvodu řečeno, pro zemědělství jsou horniny důležité jako základní a trvale působící složka zemědělského stanoviště, ovlivňující tvorbu a vlastnosti půd i jako stavební hmoty při inženýrských stavbách.

Hornina se skládá z nerostů, které jsou buď prvotné (primární) – vznikly současně se vznikem horniny, nebo druhotné (sekundární), které vznikly později (hydrotermálně, zvětráváním apod.). Nerosty v hornině dělíme na:

- 1) *podstatné*, které jsou v hornině zastoupeny více než 20 % a určují charakter horniny,
- 2) *vedlejší*, zastoupené 5–20 %, a určující odrůdu horniny,
- 3) *přídavné* (akcesorické), zastoupené pod 5 %.

K důležitým vlastnostem hornin patří dále jejich sloh, stavba a odlučnost. Sloh (struktura) hornin vyjadřuje tvar, velikost a povahu nerostných součástí. Stavba (textura) hornin popisuje uspořádání nerostů v hornině. Struktury a textury hornin budou popsány podrobněji u jednotlivých skupin hornin. Odlučnost (přirozený rozpad) hornin má velký význam pro zvětrávání hornin a těžbu kamene. Závisí na struktuře, textuře a tektonickém porušení horniny. Podle tvarů rozpadávající se horniny rozeznáváme odlučnost lavicovitou, deskovitou, břidličnatou a lupenitou (při puklinách rovnoběžných), hranolovitou a roubíkovitou (2 systémy puklin), kvádřovitou (3 systémy puklin), sloupcovitou (prismatickou) u hornin rozlitych, kulovitou a nepravidelně mnohostěnnou (polyedrickou) u hornin tektonicky silně porušených.

Jednou z nejdůležitějších vlastností hornin je jejich chemismus. Podle chemismu dělíme horniny na kyselé, neutrální a bazické, a to podle celkového obsahu SiO_2 (dva nejrozšířenější prvky v zemské kůře). Kyselé horniny obsahují více než 65 % SiO_2 . Obsahují proto vždy křemen jako podstatný nerost (báze nestačily vázat přebytek kyseliny křemičité), ze živců draselné živce nebo kyselé plagioklasy, barevných součástí je velmi málo. Jsou to proto horniny vesměs světlých barev. Ze živin převládají jednomocné báze (zejména K), Ca, Mg a P je nedostatek. Vysoký obsah křemene podmiňuje i jejich obtížné zvětrávání; vytvářejí se na nich mělké půdy lehčího charakteru, s obsahem jílu do 30 %, s příměsí nezvětralé mateční horniny (šterkovité) a s trvalou písčitostí, způsobenou zrny křemene. Půdy na kyselých horninách jsou sorpčně nenasycené a náchylné k degradaci.

Horniny neutrální mají 52–65 % SiO_2 ; kyselina křemičitá byla z velké části spotřebována na tvorbu křemičitanů, takže křemen je v horninách zastoupen jen jako vedlejší nebo přídavná součástka. Živce jsou zastoupeny středně bazickými plagioklasy nebo draselnými živci, barevné nerosty jsou zastoupeny již mnohem více (dohromady v podstatném množství). Neutrální horniny jsou proto středních barev (šedé, zelené, hnědé apod. nebo strakaté). Obsah jedno- a

dvojmocných bází bývá vyrovnaný, P_2O_5 střední zásoba. Zvětráváním těchto hornin se tvoří půdy s obsahem jílu v rozmezí 20–45 %, většinou písčitohlinité nebo hlinité, dostatečně sorpčně nasycené, jen zřídka může dojít k jejich pozvolné degradaci.

Horniny bazické obsahují méně než 52 % SiO_2 (ultrabazické pod 46 %). Křemen již není v horninách vůbec zastoupen, ze živců jsou zastoupeny středně bazické a bazické plagioklasy. Barevné nerosty se stávají hlavní složkou bazických hornin (50–65 %), a ovlivňují jejich tmavou barvu (černošedé, černo zelené, černé). Z nerostných živin převládá Ca a Mg, dostatek bývá i P, zatímco K je zastoupen velmi málo. Jemné drtě a prach z bazických hornin, vzniklý při jejich zpracování, je možno velmi dobře využít jako přirozené minerální hnojivo. Zvětráváním se vytváří na nich půdy středně těžké až těžké s obsahem jílu v rozmezí 40–65 %; mají nasycený sorpční komplex a jejich degradace je nesnadná.

Systematicky dělíme horniny (podle vzniku) na tři hlavní skupiny.

- 1) Horniny **vyvřelé** (eruptivní, magmatické)
- 2) Horniny **usazené** (sedimenty)
- 3) Horniny **přeměněné** (metamorfované)

IV.1. Horniny vyvřelé (magmatické, eruptivní)

Vyvřelé horniny vznikly utuhnutím magmatu, tj. žhavé polotekuté hmoty, která vystupovala z hlubších poloh zemské kůry. Podle toho, kde bylo magma uloženo, rozdělujeme tyto horniny na hlubinné (intruzivní) a rozlité (efuzivní, sopečné).

Horniny hlubinné vznikly pozvolným vykrystalizováním magmatu pod tlakem v hloubce několika set až tisíc metrů. Diferenciací magmatu a pomalým chladnutím došlo k vykrystalování jednotlivých nerostů v podobě různě velkých zrn (nepravidelně omezené krystaly). V zemské kůře se vyskytují ve tvaru velikých, plošně i hloubkově rozsáhlých spoust – tzv. batolitů, menších lakolitů, na výšku postavených pňů nebo v podobě žil. Tato hlubinná tělesa se objevují na povrchu až po rozrušení a odnosu nadložních vrstev. Struktura hornin hlubinných bývá nejčastěji zrnitá (velko-, hrubo-, středo- a jemnozrnná nebo celistvá), porfyrovitá (hrubozrnné vrostlice ve střednězrnné hmotě) nebo pegmatitická či písmenková (při prorůstání dvou nerostů). Textura bývá všesměrná, při proudění magmatu šmouhovitá. Zvětrávání hlubinných hornin závisí na velikosti zrn (čím větší, tím rychlejší je rozpad), na obsahu snadno zvětratelných minerálů a na případných dlouhodobých proměnách.

Horniny rozlité vznikly rychlým utuhnutím magmatu mělce pod povrchem nebo přímo na povrchu zemské kůry. Při rychlém tuhnutí nemusely všechny nerosty vykrystalovat a horniny mohou obsahovat i tzv. sopečné sklo, tj. nevykrystalizovanou amorfní hmotu. Dělíme je na starší (předtřetihorní) a mladší (třetí- a čtvrtohorní). Starší rozlité horniny mohou být postiženy různými dlouhodobými proměnami, což může ovlivnit i jejich zvětrávání. K tvarům hornin rozlitých patří proudy (na šikmém podloží), příkrovy (na rovném podloží), kupy (z hustého magmatu) a složené sopky či stratovulkány (střídání lávy a tufů). Struktura rozlitých hornin může být zcela nebo částečně krystalická (zrna + sklo), sklovitá (při tuhnutí pod vodou),

porfyrická (drobné vyrostlice v celistvé nebo jemnozrné základní hmotě), ofitická (živcové lišty tvoří kostru horniny) nebo intersertální (živcové lišty uložené v celistvé nebo sklovité základní hmotě). Textura bývá všesměrná, proudovitá či fluidální (proudění magmatu během tuhnutí), kulovitá (nerosty uspořádány v kulovité útvary), pórovitá až bublinatá (póry po úniku plynů nebo par), mandlovcovitá (póry vyplněné druhotnými nerosty). Zvětrávání hornin rozlitých závisí na množství základní sklovité hmoty (zvětrává snadno), velikosti a množství vtoušenin resp. zrna a na jejich pórovitosti.

Systematicky rozdělujeme obě skupiny hornin vyvřelých na horniny kyselé, neutrální, bazické s ultrabazické.

IV.1.1 Horniny hlubinné

IV.1.1.1 Kyselé horniny hlubinné

Ke kyselým horninám hlubinným patří žuly, kyselé granodiority, křemité diority a kyselé hlubinné horniny žilné: žulové a granodioritové porfýry, aplity, pegmatity a křemenné žíly. Pro tyto horniny je charakteristický vysoký obsah neztvrditelného křemene (až 50 %), který způsobuje trvalou písčitosť zvětralin i půd. Ze živců (40–55 %) jsou zastoupeny K-živce a kyselé plagioklasy, v malém množství bývá zastoupen i muskovit. Barevné součástky, hlavně biotit, amfibol, turmalín, jsou zastoupeny jen jako vedlejší nerosty.

Barva kyselých hornin je nejčastěji světlešedá, od kysličníku Fe nažloutlá nebo načervenalá. Tvoří se na nich půdy lehké (10–30 % jílu), šterkovité, většinou dobře zásobené K a s nedostatkem Ca, Mg a P. Ve vyšších polohách se často na nich tvoří sutě. Jednotlivé kyselé horniny se obtížně rozlišují (mikroskop, chemické analýzy). Žuly (granity) se skládají průměrně z 35 % křemene, 30–40 % K-živců a 25–30 % kyselých plagioklasů. (K proto převládá nad Na); z vedlejších nerostů přicházejí biotit a muskovit, turmalín aj.

Rozšíření žul je v České republice značné, Větší oblasti se vyskytují ve Středočeském masívu, Železných horách, na Českomoravské vysočině, Novohradských horách, Šumavě i v Podšumaví, Českém lese, Smrčinách, Karlovarské vysočině, málo v Krušných horách, v Lužických horách a žulovském masívu na severní Moravě.

Kyselé granodiority obsahují průměrně 33 % křemene, 37 % kyselých plagioklasů (oligoklas), draselné živce a barevné součástky (biotit, amfibol) jsou již zastoupeny jen jako nerosty vedlejší (Na > K).

Kyselé granodiority se vyskytují často společně se žulou. Větší oblasti jsou zejména ve Středočeském masívu, Železných horách, Brněnské vyvřelině, v západních Čechách u Kralovic a Stříbra, ve šluknovském výběžku, Lužických horách, Krkonoších, Orlických horách, v žulovském masívu.

Křemité diority se skládají 30–35 % křemene a 45–50 % kyselých plagioklasů (oligoklas); z vedlejších nerostů se vyskytuje hlavně biotit a ortoklas.

Křemité diority nacházíme hlavně ve Středočeském masívu, Železných horách, Brněnské vyvěřelině.

Kyselé hlubinné horniny žilné pronikají puklinami utuhlých masívů i okolních hornin.

Žulové (nebo granodioritové) porfyry mají v jemnozrnné základní hmotě vrostlice ortoklasu (nebo kyselých plagioklasů) a křemene.

Aplity jsou velmi kyselé a jemnozrnné horniny, složené z křemene, ortoklasu a kyselých plagioklasů. Jsou obtížně zvětratelné, a aplitové žíly – které často prorážejí masivy kyselých i neutrálních hornin – se projevují v terénu v podobě valů a hřbetů.

Pegmatity jsou naopak horniny velko- nebo hrubozrnné, složené z velkých zrn křemene, draselných živců nebo kyselých plagioklasů. Častými příměsemi zde bývají muskovit, turmalín, andalusit, apatit, lepidolit aj. Mívají zvýšený obsah mikroelementů, zejména Li, Be, B, Ba, Sn aj. V podobě žil, často dosti mocných, prorážejí jiné horniny.

Křemenné žíly, jednoduché horniny tvořené výhradně SiO_2 , jsou původu hydrotermálního. Menší křemenné žíly jsou běžné v masívech i okolí (úlomky křemene v půdě), velké křemenné žíly (křemenné valy), tvoří mohutné hradby, čnějící nad okolní terén (Smrčiny, Český les). Zvětrávají jen mechanicky, netvoří se na nich půdy, ale jen sterilní sutě.

IV.1.1.2 Neutrální horniny hlubinné

K neutrálním hlubinným horninám patří syenity, granodiority a diority.

Pro nižší obsah SiO_2 kolísá obsah křemene kolem 20 %, tak že bývá většinou součástí vedlejší. Živce tvoří přes polovinu hmoty (55–60 %), převládají středně bazické plagioklasy (Na > K), barevné nerosty jsou většinou podstatnými nerosty (16–45 %). Neutrální horniny hlubinné bývají zbarveny šedě, zeleně, nebo jsou načervenalé. Zvětrávají dosti obtížně, tvoří se na nich půdy hlubší, trvalá písčitost je nižší než u kyselých hornin, obsahují 20–45 % jílu. V exponovaných polohách se mohou na nich tvořit sutě, nebo kamenité půdy.

Syenity se skládají z biotitu (35 %), středně bazických plagioklasů (29 %) a ortoklasu (20 %); jako vedlejší nerost se pravidelně vyskytuje amfibol, někdy i křemen. Struktura je většinou hrubozrnná nebo porfyrovitá, barva černobíle strakatá. Syenity jsou rozšířeny ve Středočeském masívu, na Českomoravské vysočině, v Pošumaví a v Malých Karpatech.

Granodiority obsahují průměrně 42 % středně bazických plagioklasů, 20 % barevných součástí (biotit, amfibol); křemen může být místy ještě nerostem podstatným, většinou však již jen vedlejším (15–25 %), rovněž tak ortoklas (10 %). Struktura je většinou jemnozrnná. Granodiority nacházíme hojně ve Středočeském masívu, Železných horách, Brněnské vyvěřelině, Orlických horách.

Diority Podstatnými součástkami jsou středně bazické plagioklasy (44 %) a amfibol (25 %), z vedlejších bývá zastoupen biotit, pyroxeny, někdy i ortoklas a křemen. Barva dioritů je šedá nebo zelená, struktura převážně jemnozrnná. Diority se ve větších plochách vyskytují ve

Středočeském masívu, na Českomoravské vysočině, v Brněnské vyvěřelině a Českém lese; menší ostrůvky jsou ve Všerubském mezihoří.

IV.1.1.3 Bazické a ultrabazické horniny hlubinné

Bazické a ultrabazické hlubinné horniny jsou již zcela bez primárního křemene. Živce jsou zastoupeny středně bazickými až bazickými plagioklasy (30–50 %), hojné jsou barevné součástky (50–65 %), jejichž obsah se se vzrůstající bazicitou zvyšuje (v ultrabazických horninách 60–90 %). Jako akcesorie se často vyskytují rudné minerály (kysličníky Ti a Fe, sirníky aj.). Barva bazických hornin je tmavošedá, tmavozelená nebo černá. Mechanické zvětrávání těchto hornin je pomalé, chemicky se rozkládají středně rychle. Dlouhodobé proměny (saussuritizace, chloritizace) chemický rozklad zpomalují, mechanický rozpad urychlují. Zvětráváním se vytvářejí na nich půdy středně těžké (40–65 % jílu), v členitém terénu pak mělké a kamenité. K bazickým horninám patří gabrodiority a gabra, k ultrabazickým jednoduché horniny pyroxenity, amfibolovce a olivínovce.

Gabrodiority jsou složeny ze středně bazických plagioklasů (45–50 %) a amfibolu (40 %), jako pravidelné vedlejší nerosty se vyskytují biotit, diopsid a bazické živce.

Gabrodiority jsou hojné ve Středočeském masívu, menší výskyty jsou v Železných horách, Brněnské vyvěřelině, Všerubském mezihoří, Českém lese, Orlických horách.

Gabra se skládají z barevných součástek (60–65 %), zejména pak z jednoklonných, méně z kosočtverečných pyroxenů, a ze středně bazických a bazických živců (30–35 %). Vedlejší nerosty bývají zastoupeny amfibolem, biotitem a olivínem. Barva gaber je černošedá až černá, struktura nejčastěji středo- nebo hrubozrnná.

Četné, ale menší ostrůvky gaber se vyskytují zejména ve Středočeském masívu, Železných horách, Českomoravské vysočině, Brněnské vyvěřelině, Českém lese. Tepelské vrchovině, Orlických horách, Hrubém Jeseníku, Gabro je cennou horninou dekorační.

Pyroxenity jsou tvořeny 1 podstatným nerostem pyroxenem (bronzit, hypersten, dialag), z vedlejších nerostů se vyskytují amfiboly, olivín a bazické plagioklasy. Četné drobné ostrůvky pyroxenitů se vyskytují zejména na Českomoravské vysočině, v Blanském lese a v krystaliniku severní Moravy.

Amfibolovce jsou složeny z 80 % z amfibolu, jako vedlejší nerosty mohou být zastoupeny pyroxeny, olivín, biotit a bazické plagioklasy.

U amfibolovců je nepříznivá převaha MgO nad CaO, která se zvětráváním zvyšuje. Amfibolovce tvoří menší ostrůvky ve Středočeském masívu, Brněnské vyvěřelině.

Olivínovce (peridotity) jsou složeny převážně z olivínu, vedlejší nerosty tvoří pyroxeny, amfiboly a biotit. Toxická převaha MgO nad CaO je velmi značná a nepříznivá. Drobné výskyty

olivínovců jsou na Českomoravské vysočině, v Blanském lese, Českém lese, v krystaliniku severní Moravy.

IV.1.2 Horniny rozlité

Rozlité (efuzivní) horniny vznikly utužením z magmatu jednak v malých hloubkách pod povrchem, jednak přímo na zemském povrchu. Podle doby vzniku je dělíme na starší (do konce druhohor) a mladší (třetihorní a čtvrtohorní), podle chemismu opět na kyselé, neutrální a bazické. Mezi chemismem a mineralogickým složením hornin hlubinných a rozlitých existují úzké vztahy: každé základní hornině hlubinné odpovídají 1 – 2 horniny rozlité starší a mladší. Tato závislost, uvedená v tab. č. 14, je dobrou pomůckou při studiu a představuje zároveň i systém rozlitých hornin.

IV.1.2.1 Kyselé horniny rozlité starší a mladší

Podstatné součásti těchto hornin tvoří křemen, K-živce a kyselé plagioklasy, vedlejší nerosty pak zejména biotit a pyroxeny. Křemen i živce tvoří často vrostlice v základní sklovité nebo jemnozrnné hmotě. Z K-živců se vyskytuje u starších hornin převážně ortoklas, u mladších sanidin. Zvětrávání těchto hornin závisí na základní hmotě a její případné přeměně – dlouhodobými proměnami mohlo sopečné sklo buď překrystalovat na mikroskopickou směs křemene a živců (tzv. felsit – felsitizace) nebo se rozložilo v druhotné jílové křemičitany a chlorit. Odrůdy se sopečným sklem zvětrávají velmi dobře, s jemnozrnnou nebo rozloženou základní hmotou dobře, felsity jsou vůči zvětrávání odolné. Půdy na těchto horninách mají vždy trvalou písčitosť (křemen), obsah jílu je do 30 %; jsou vždy šterkovité, ve členitém terénu až kamenité. Mohou vytvářet i balvanité sutě.

Křemité porfyry obsahují průměrně 50 % křemene a 45 % živců, z nichž převládá ortoklas nad kyselými plagioklasy ($K > Na$); jako akcesorie se vyskytuje biotit. Barva bývá bělošedá, nažloutlá nebo načervenalá.

Křemité porfyry se vyskytují v Křivoklátsko-rokycanské vrchovině, Krušných horách, Ještědském pohoří, dolnoslezském permokarbonu.

Ryolity (liparity) jsou tvořeny z 50 % křemene a 50 % živců, převládá sanidin nad kyselými plagioklasy ($K > Na$), akcesoricky může být přítomen biotit. Křemen a sanidin mohou tvořit vrostlice. Barva je bělošedá, nažloutlá, fialová nebo načervenalá. Textura bývá často proudovitá nebo pórovitá.

Ryolity se vyskytují pouze v třetihorních sopečných pohořích na Slovensku.

Křemité porfyry obsahují asi 40 % křemene a 50 % živců; převládají kyselé plagioklasy nad K-živci ($Na > K$). Vedlejší součástku může tvořit biotit. Barva je nejčastěji nazelenalá, též šedá nebo načervenalá.

Křemité porfyry se vyskytují v drobných výskytech v pahorkatině Dobříšsko-stěchovické a vrchovině Křivoklátsko-rokycanské.

IV.1.2.2 Neutrální horniny rozlité starší a mladší

Převážnou část hmoty u těchto hornin tvoří živce (K-živce, kyselé nebo středně bazické plagioklasy), barevné součástky (hlavně biotit, část. amfiboly a pyroxeny) jsou zastoupeny jako podstatné nebo vedlejší součástky. Křemene je málo, ve vrostlicích většinou chybí. Zvětrávání je podmíněno stejně jako u hornin kyselých rozlitých, bývá obvykle snadnější, zejména u starších hornin, kde základní hmota bývá často dosti rozložená. V plochem terénu vznikají na těchto horninách půdy hlubší, středně těžké, v členitém mělké a dosti kamenité.

Porfyry (živcové, bezkřemenné) se skládají z ortoklasu, kyselých a středně bazických plagioklasů ($K > Na$) a barevných součástek. Barvu mají šedou, červenavou nebo zelenou, strukturu většinou zcela krystalickou. U nás se vyskytují málo v Podbrdsku, u N. Knína a u Broumova.

Porfyry jsou složeny ze středně bazických plagioklasů ($Na > K$) a barevných součástek (obvykle chloritizovaných). Barvy jsou tmavozeleňé, červenohnědé nebo fialové. Vyskytují se ve vrchovině Křivoklátsko-rokycanské a broumovské.

Trachyty se skládají hlavně ze sanidinu, který tvoří jemnozrnnou základní hmotu i vrostlice, a z kyselých plagioklasů. Dále obsahují i malé množství biotitu, příp. i pyroxenů nebo amfibolů a sodalit. Barva je nejčastěji šedá; na omak jsou drsné.

Trachyty jsou u nás poměrně málo zastoupeny v Českém středohoří.

Znělce (fonolity) obsahují 50–65 % sanidinu, 10–30 % zástupců živců (zejména nefelin, ale i sodalit), v přídatném až vedlejším množství se mohou vyskytnout i středně bazické plagioklasy, barevné nerosty a zeolity (natrolit). Barva znělců je nejčastěji zelená (v různých odstínech), struktura jemně krystalická nebo porfyrická, textura všesměrná nebo proudovitá.

Znělce se vyskytují v podobě strmých kup v Českém středohoří, ojedinělé výlevy i východněji (Ralsko u Mimoně, Velký a Malý Bezděz aj.).

Andezity jsou složeny ze středně bazických plagioklasů a barevných nerostů (biotit, amfibol, pyroxen), které tvoří základní hmotu i vrostlice. Struktura je zcela i částečně krystalická nebo porfyrická, textura všesměrná, proudovitá i pórovitá. Barva andezitů je buď světlešedá s tmavými vrostlicemi (trachyandezity) nebo tmavošedá (čedičové andezity), může být i nahnědlá nebo nafialovělá. Andezity často podlehly hydrotermální proměně, tzv. propylitizaci (rozklad živců a tmavých nerostů, vznik druhotných nerostů včetně křemene) nebo kaolinizaci; propylitizované nebo kaolinizované andezity jsou skvrnitě. Andezity zvětrávají obtížně, zejména čedičové a propylitizované.

V Čechách se vyskytují andezity ojediněle v Tepelské vrchovině, Doupovských vrších, Českém středohoří a ve flyši Bílých Karpat u Bánova a Bojkovic.

IV.1.2.3 Bazické a ultrabazické rozlité horniny starší a mladší.

Podstatnou součástí těchto hornin jsou středně bazické až bazické plagioklasy a barevné součástky (hl. pyroxeny). Jako akcesorie se dosti pravidelně vyskytují biotit, magnetit a olivín, který u ultrabazik může být i nerostem vedlejším. Struktura bývá celistvá až středožrná, porfyrická, ofitická i intersertální, textura všesměrná, proudovitá i mandlovcovitá. Zvětrávání závisí na velikosti zrna resp. vrostlic, na množství sklovité hmoty a na příp. dlouhodobých proměnách (zvětrávání zpomalují). V plochých a mírně zvlněných terénech vznikají na nich půdy hluboké, většinou jílovitohlinité nebo jílovité; v členitém území jsou půdy mělké a kamenitější.

Melafyry obsahují průměrně 60 % středně bazických až bazických plagioklasů, 30 % pyroxenů a uvedené akcesorie. Barva bývá tmavošedá, hnědofialová nebo nazelenalá. Textura je často mandlovcovitá (melafyrový mandlovec), s výplní (mandlemi) kysličníků Si (polodrahokamy), kalcitu ap.

Melafyry se vyskytují hojněji zejména v podkrkonošském a dolnoslezském permokarbonu, v Ještědském pohoří.

Diabasy jsou složeny průměrně z 50 % stř. bazických až bazických plagioklasů, 35 % pyroxenů (augit) a akcesorií (magnetit, sirníky, chlority, epidot, kalcit ap.). Barvy jsou tmavošedé nebo tmavozelené, struktura bývá jemnozrná (spility), ofitická i porfyrická, textura všesměrná nebo proudovitá. Diabasy se vyskytují hlavně ve středočeském a západočeském algonkiu, v algonkiu Železných hor, v Lužickém masivu, Železnobrodském pohoří, Brněnské vyvěřelině, Drahanské vysočině a Nížkém Jeseníku.

Čediče jsou rozsáhlou skupinou rozlitých bazických a ultrabazických hornin, kterou podrobněji dělíme na živcové čediče (bez zástupců živců) a na alkalické čediče (se zástupci živců), kam počítáme tefrity, bazanity, bezživcové čediče a augitivity. Čediče jsou složeny hlavně z 60–85% z pyroxenů (augit), z 5–25 % plagioklasů a příp. 5–20 % zástupců živců. Struktura je zcela nebo částečně krystalická, textura všesměrná nebo pórovitá. Barva čedičů je tmavo-nebo modrošedá, zvětráváním se odbarvuje na světlešedou. Zvětrávání čedičů probíhá velmi pomalu; rozpadají se prismaticky, kulovitě nebo polyedricky; vzniklé půdy jsou hlubší, jílovitohlinité a šterkovité. V exponovaných polohách vytvářejí kamenité sutě. V terénu vytvářejí typické kupy se strmými svahy, nebo příkrovy.

Živcové čediče obsahují 60–85 % barevných nerostů (augit, amfibol, biotit), 20–30 % plagioklasů, 5–20 % olivínu a 5–20 % magnetitu.

Tefrity jsou složeny 20–45 % plagioklasů, 30–60 % barevných nerostů (augit), 5–15 % zástupců živců a 5–10 % magnetitu.

Bazanity se skládají z augitu, plagioklasů, zástupců živců, olivínu, magnetitu aj.

Bezživcové čediče tvoří z 60–85 % augit, 10–20 % zástupci živců, zbytek pak olivín, magnetit, biotit, zeolity aj.

Augitity tvoří augit, sopečné sklo a magnetit, ojediněle i zástupci živců.

Vyjímaje živcové čediče patří ostatní čedičové horniny k horninám ultrabazickým.

Čediče jsou hlavní horninou Doupovských vrchů a Českého středohoří, menší výlevy jsou i ve Smrčinách, Krušných horách a v Podkrušnohoří, v Podještědí, prorážejí sedimenty české křídové tabule, tvoří tzv. Moravskoslezské sopky u Bruntálu.

Sopečné tufy

Rozlité horniny, které utuhly až na povrchu, bývají často provázeny uloženinami sypkých sopečných vyvrženin, tzv. sopečných tufů, které byly místy dodatečně zpevněny. Sopečné tufy tvoří vlastně přechod mezi horninami rozlitými a usazenými: vznikají při sopečné erupci usazováním sopečného materiálu v širokém okolí. Každá rozlitá hornina může vytvářet tuf, které se pak svým chemismem a obsahem živin v podstatě podobají této hornině. Tufy však vždy zvětrávají snadněji a vytvářejí se na nich hluboké půdy. Zvětráváním se mohou přeměnit až v bentonitické jílovité horniny. V tufech se mohou nacházet i různě velké útržky lávy, tzv. sopečné pumy. "

V České republice zabírají větší plochy tufy andezitové, dále tufy diabasové (tzv. žabáky – chloritizované tufy, stmelené bílým kalcitem – a tzv. deskovice – břidličnaté tufy), zastoupené zejména ve starších prvohorách mezi Prahou a Plzní, a konečně tufy čedičové, provázející jednotlivé výlevy. Tufy ostatních hornin se vyskytují jen málo. Některé zpevněné tufy se dají použít i jako stavební materiál.

IV.2. Horniny usazené (sedimenty)

Horniny usazené jsou nejrozšířenější horniny na zemském povrchu, i když na stavbě zemské kůry se podílejí jen málo. Vznikaly a vznikají zvětráváním všech existujících hornin, transportem produktů zvětrání různými činiteli a usazením (vysrážením) usnášených částic. Tyto z počátku nezpevněné nánosy mohou být později zpevněny (tzv. diagenézí) různými tmely, tlakem nadložních vrstev nebo horotvornými tlaky, překrystalováním původních gelů apod. Některé sloučeniny se mohou během diagenéze vyloučit v podobě shluků čili kongrecí (rohovce ve vápencích, cicváry ve spraších, Fe-Mn kongrece v pískovcích aj.).

Základním geologickým tvarem sedimentů je vrstva, která představuje období stejných sedimentačních podmínek; soubor vrstev se nazývá souvrství. Vrstvy mají různou mocnost; mocnější vrstvy se nazývají lavice. Vrstva může do boků vyklíňovat – její mocnost se rychle zmenšuje a vrstva končí; vyklíňuje-li na obě strany, vzniká čočka. Vrstvy nad uvažovanou vrstvou tvoří její nadloží, pod vrstvou je podloží. Ukládá-li se nepřetržitě stejnorodý materiál,

nebývají sedimenty zvrstvené. Původní uložení vrstev bylo vodorovné, pozdějšími tektonickými pohyby byly vrstvy nakloněny, zvrásněny nebo přetrhány.

Struktura sedimentů je podle tvaru součástek brekciovitá (úločky ostrohranné, málo opracované transportem) nebo pískovcovitá (úločky zaoblené po delším transportu), při větších úločkách slepencovitá. Podle velikosti úloček rozlišujeme strukturu pefitickou (nad 2 mm), psamitickou (0,05 – 2 mm), aleuritickou (0,01 – 0,05 mm) a pelitickou (pod 0,01 mm).

Textura sedimentů je nejčastěji vrstevnatá (rovnoběžná), se sloupkovitými a destičkovitými krystaly uloženými rovnoběžně s vrstvou. Méně často se vyskytuje textura všesměrná (u nevrstvených sedimentů), kulovitá (u biochemických sedimentů) a pórovitá.

Chemismus sedimentů je většinou velmi komplikovaný a závisí na druhu a jakosti úloček i tmele a na čistotě nebo smíšení usazovaného materiálu. Proto může mít jedna a táže hornina na různých lokalitách chemismus jednou kyselý, jindy neutrální, případně i bazický, a proto také se tyto horniny vyznačují značně rozdílným zastoupením makro- i mikroelementů. Určitá pravidelnost v chemickém složení existuje u sedimentů chemických.

Podle vzniku rozdělujeme horniny usazené do 4 hlavních skupin:

a) sedimenty úločkovité (mechanické) vznikly mechanickým rozpadem hornin, přemístěním zvětralin vodou, větrem nebo ledovci a jejich uložení v sedimentačních prostorech;

b) sedimenty chemické vznikly vysrážením nerostných látek, vyluhovaných z hornin, z říčních, jezerních i mořských vod;

c) sedimenty biogenní (organogenní) vznikly sedimentací anorganických i organických částí těl živočichů a rostlin z vodního prostředí;

d) sedimenty smíšené (nejčastěji biochemické) vznikly smíšením materiálu různého původu nebo kombinovanými procesy (sedimentace – srážení apod.).

IV.2.1 Sedimenty úločkovité (mechanické)

Jsou to nejrozšířenější a hospodářsky nejvýznamnější sedimenty. Rozdělujeme je dále na nezpevněné a zpevněné, podle velikosti úloček pak na 4 velikostní kategorie, a to podle převládající kategorie úloček (přes 50 %). Velikost a mineralogická povaha úloček, případně druh a povaha tmele jsou hlavní kritéria, podle kterých tyto horniny posuzujeme. Přehled úločkovitých sedimentů podává tab. č. 28.

IV.2.1.1 Nezpevněné úločkovité sedimenty

Sutě jsou nezpevněné pefitické horniny, které jsou tvořeny různě velkými ostrohrannými úločkami různých hornin. Vznikají jejich mechanickým zvětráváním, hlavně rozpadem vyčnívajících skal a holých skalních štítů. Produkty tohoto rozpadu se pak hromadí na úbočích a úpatích svahů jako tzv. suťové osypy, suťové kužely, kamenné proudy apod. Kamenné až balvanité rozsáhlé sutě se označují jako kamenná moře. Poněvadž úločky sutí neprodlaly žádný nebo jen velmi krátký transport, jsou tyto úločky ostrohranné. Čím je hornina tvrdší, tím ostrohrannější úločky se vytvářejí. Pouze při rozpadu slepenců mohou vzniknouti sutě se zaoblenými úločkami. Velká většina našich sutí byla vytvořena v pleistocénu v dobách ledových.

Zvětrávání sutí a tvorba půd na nich probíhá podle druhu horniny, kterou jsou tvořeny. Poněvadž jsou vždy velmi pórovité a propustné pro vodu, dochází na nich velmi snadno k vyplavování a odnosu vytvořených jemnějších půdních částic, takže vznik půdy – zejména v humidnějších oblastech – je velmi obtížný. Pokud jsou bez zemité výplně, neuchytí se na nich žádné rostlinstvo a jsou to neproduktivní plochy. Často však jsou prostory mezi jednotlivými úlomky vyplněny zemitým materiálem různého charakteru nebo organickou hmotou. Chemismus a minerální síla sutí závisí pak na petrografické povaze úlomků a druhu výplně. V oblasti sutí může dojít ke svahovým pohybům, pomalým (tzv. plíživý pohyb či slézání sutí) i katastrofálním (kamenné laviny).

Sutě jsou rozšířeny hlavně v našich horských oblastech (okrajová pohoří v Čechách, České středohoří, Rychlebské hory, Hrubý Jeseník, Beskydy, Českomoravská vysočina), v nižších polohách pod obnaženými skalními stěnami a dále na svazích zahlubuných údolí.

Do skupiny sutí můžeme zařadit i tzv. bludné či eratické balvany. Jsou to jednotlivé balvany, často velkých rozměrů, které byly k nám v pleistocénu v ledových dobách přivlečeny severským ledovcem. Jsou tvořeny skandinávskými horninami, zejména hlubinnými vyvřelinami (např. žulou s červenými živci – rapakivi), rulou a křemenci. Vyskytují se pouze v oblastech bývalého severského zalednění, ve výběžcích Šluknovském a Frýdlantském, na Opavsku, Těšínsku aj.

Štěrk jsou nezpevněné horniny usazené, které jsou složeny z různě velkých (nad 2 mm) úlomků hornin nebo nerostů, které prošly vždy delším vodním nebo ledovcovým transportem a jsou proto zaoblené. Ploché zaoblené úlomky se nazývají oblázky a pocházejí většinou z hornin vrstevnatých, kulovité nebo oválné úlomky se nazývají valouny a pocházejí hlavně z tvrdých a nevrstevnatých hornin. Podle velikosti dělíme štěrky na balvanité (nad 250 mm), hrubozrnné (50–250 mm), střednězrnné (10–50 mm) a drobnozrnné (2–10 mm). Štěrk nebývá vždy čistý, často obsahují písčitou příměs nebo se přímo střídají s písčivými vrstvami. Jako štěrk potom označujeme horninu s obsahem nejméně 50 % (váhově) valounů nebo oblázků, horniny s obsahem štěrku 25–50 % označujeme jako písčivý štěrk, s obsahem štěrku do 25 % jako štěrkovitý písek. V technické praxi se označují takovéto směsi souhrnně jako štěrkopísek. Kromě písčité příměsi mohou štěrky obsahovat i příměsi hlinité a jílovité.

Petrografické složení štěrku může být velmi pestré: štěrky mohou být složeny z úlomků nerostů (hlavně křemene), jedné horniny nebo různých hornin.

Nejčastěji jsou však štěrky tvořeny tvrdými a vůči zvětrávání odolnými nerosty a horninami, poněvadž měkčí materiál byl při zvětrávání a transportaci rozdrčen na jemnější úlomky. Proto také se stoupající délkou transportu stoupá obsah křemene a silně křemitých hornin ve štěrcích. Na petrografické povaze štěrku pak závisí jejich zvětrávání a tvorba půd. Štěrk složený převážně z křemene a křemitých hornin jsou prakticky nezvětratelné a bez živin, tj. sterilní. Na ostatních štěrcích se mohou vyvinout půdy různého druhu a typu, vždy ale kamenité, velmi dobře propustné pro vodu a většinou výsušné; hlinitá a zejména jílovitá příměs propustnost štěrku snižuje. Minerální síla těchto půd se řídí jakostí štěrku, případně i jakostí příměsí. Podle převládajícího petrografického složení se štěrky pak označují, např. jako štěrky

křemenné, žulové, rulové apod. Štěrků uložené na nepropustných (vodonosných) horninách a v dosahu podzemní vody jsou obvykle vodou plně napojeny a vytváří tzv. zvodnělé horizonty. S tímto faktem je třeba počítat při všech zemních pracích, melioračních zásazích (odvodňování a zavodňování) a jiných technických opatřeních. Tyto zvodnělé horizonty představují vrstvy bez dostatku vzdušného kyslíku pro dýchání kořenů.

Barva štěrků je variabilní a závisí na barvě jednotlivých úlomků. Velmi hojně se na barvení štěrků účastní kyslíčníky Fe a Mn (rezivé, hnědé nebo červenohnědé zbarvení).

Podle vzniku se štěrky dělí na štěrky říční, jezerní, mořské a ledovcové.

Říční štěrky tvoří výplně říčních koryt a údolního dna v nynější úrovni řeky, nebo se vyskytují v tzv. říčních terasách, tj. terasovitých údolních stupních s plošinou, pokrytou štěrkovými nánosy. Říční terasy vznikaly periodickým zahlubováním toku v údolí ve směru svislém a nanášením říčních usazenin na plošinu, vytvořenou boční erozí. Říční štěrky obsahují skoro pravidelně písčitou příměs. Na našem území jsou říční štěrky převážně čtvrtohorního stáří, ojediněle i třetihorního. Tvorba říčních štěrků a jejich nánosů probíhá i v současné době, zejména v horských a podhorských oblastech. Rozsáhlé říční štěrkové terasy se nacházejí v Polabí, Poohří, na Chebsku a Sokolovsku, Plzeňsku, Českobudějovicku, v úvalech Hornomoravském a Dolnomoravském a Dyjskosvrateckém, menší pokryvy pak v údolích všech větších řek.

Jezerní štěrky se vyskytují jen jako malé zbytky v třetihorních pánvích Budějovické a Třeboňské a v Lanškrounské kotlině a jsou tvořeny hlavně křemenným materiálem.

Mořské štěrky jsou uloženy v pruzích podél pobřeží (např. plážové štěrky); jsou nápadně stejnozrné a tvořeny jsou hlavně valouny. V České republice se vyskytují hlavně v Dyjskosvrateckém úvalu. Mají obvykle vápnitou příměs.

Ledovcové či glaciální štěrky jsou tvořeny hrubým horninovým materiálem, který byl opracován transportem na spodině ledovce. Jsou netříděné, tj. jsou složeny z více zrnitostních frakcí a jsou obvykle smíšené s hlinitou nebo jílovitou základní hmotou. Z části byly již vodními toky přeplaveny a rozříděny v terasovité štěrky fluvio-glaciální. Nacházíme je jednak jako zbytky severského zalednění, jednak jako tzv. ledovcové morény, tj. zbytky po místním zalednění ve vyšších horách. Rozšířeny jsou ve výběžku Šluknovském a Frýdlantském, v okolí Javorníku, Vidnavy, Osoblahy, Krnova, Opavy, Hlučína, Ostravy, Těšína.

Štěrků se používají hlavně ve stavebním průmyslu jako přísada do betonu.

Písků jsou hlavním zástupcem nepevněných hornin usazených psamitických a obsahují více než 50 % zrněk o průměru 0,05 – 2,00 mm.

Převládají zrna zaoblená, pouze u eluviálních písků je většina zrn ostrohranných. Podle velikosti převládajících částic se rozlišují písků jemnozrné (0,05 – 0,25 mm), střednězrné (0,25 – 0,5 mm) a hrubozrné (0,5 – 2,0 mm). Kromě čistých písků (s maximální příměsí do 10 %) se vyskytují i písků jílovité, hlinité, prachovité, štěrkovité apod. Polohy písků, jílu, hlín a štěrků se často střídají, zejména v říčních náplavech. Písků vznikají intenzivnějším mechanickým zvětráváním hornin nebo dalším postupným rozpadem štěrku a sutí, zejména při delším

transportu, a proto se převážná část písečných zrn skládá z křemene, který je velmi stálý a odolný. Dále bývají zastoupeny živce, slídy, úlomky křemitých hornin, v mořských píscích glaukonit a určitý podíl těžkých minerálů (hustota > 2,9), např. granáty, turmalín, zirkon, apatit, magnetit, rutil apod. Proto posuzujeme u písků tzv. podíl nezvětratelný (křemen a úlomky křemitých hornin) a zvětratelný (hlavně živce, tmavé minerály a částečně i ostatní minerály), ze kterého se mohou uvolňovat minerální živiny. Obsah zvětratelného podílu se v našich píscích pohybuje od 0–30 % a závisí na složení původní mateční horniny, délce transportu a klimatu, ve kterém zvětrávání a rozpad probíhaly. Tak např. naše třetihorní písky, vzniklé v tropickém klimatu lateritických zvětrávání, neobsahují skoro žádný zvětratelný podíl.

Písky tvoří různě mocná souvrství světlých barev, většinou jsou však zbarveny sloučeninami trojmocného železa žlutě, částečně i hnědě nebo rezivě a kysličníky manganu šedě nebo černohnědě. Písky obsahují 30–40 % pórů a vyjímaje písků velmi jemnozrnných a písků s hojnou jílovitou příměsí jsou dokonale propustné pro vodu i vzduch. Jsou-li uloženy na nepropustné hornině, mohou být nasyceny podzemní vodou a vytváří pak zvodnělé horizonty. Při přebytku vody v pórech jemného písku se může stát písek tekutým. Tyto tekuté písky či kuřavky jsou velmi nebezpečné při zemních pracích, kdy způsobují závaly.

Na píscích vznikají půdy lehké, s obsahem jílnatých částic většinou do 10 %, maximálně do 20 %. Jsou to obvykle půdy hluboké, dobře propustné pro vodu i vzduch a proto i výsušné. Obsah minerálních živin závisí na petrografickém složení jednotlivých písků, tj. na poměru zvětratelného a nezvětratelného podílu a na podílu jemnějších příměsí. Čisté křemenné písky jsou skoro sterilní. Podle vzniku dělíme písky na písky říční, jezerní, mořské, ledovcové, naváté a eluviální.

Říční písky se vyskytují spolu se štěrky jako výplně údolního dna a v říčních terasách. Bývají méně vytríděny a jejich zrnitostní složení a obsah příměsí se může na krátkou vzdálenost rychle měnit. Obsahují zrna zaoblená i ostrohranná a jejich zvětratelný podíl (zejména živce) může být dost vysoký. Vyskytují se v náplavech a terasách většiny našich řek.

Jezerní písky jsou tvořeny hlavně křemenem a mají vždy určitou příměs prachu a jílu, zejména kaolinického. Nacházejí se v třetihorních pánvích Českého masivu a patří k velmi špatným stanovištím.

Mořské písky byly u nás uloženy v mladších třetihorách. Usazují se hlavně podél pobřeží (písky příbřežní) nebo i dále v moři, jsou dobře zaoblené a často zvrstvené; obvykle mají menší příměs jílu nebo i vložky drobného štěrku. Jsou většinou vápnité, obsahují drobné úlomky vápnitých schránek mořských živočichů a někdy značnou příměs glaukonitu (glaukonitické písky). Vyskytují se v úvalech Vyškovském, Dyjskosvrateckém a Dolnomoravském, v Morkovické a Kelčské pahorkatině na Moravě.

Ledovcové (glaciální) písky se vyskytují jen v oblasti severského zalednění a jsou místy tak smíšené s jílem, že ztrácejí písčité charakter. Nejčastěji byly vodou, vytékající z ledovců, přeplaveny a vytríděny v písky fluvio-glaciální různého zrnitostního i petrografického složení.

Naváté písky byly vytvořeny – obdobně jako spraše – tvořivou činností větru a patří proto mezi sedimenty větrné (eolické). Vytvořily se jednak ve starších čtvrtohorách (pleistocénu), hlavně pak počátkem mladších čtvrtohor (holocénu). Na rozdíl od spraší jsou složeny z hrubších

úlomků o průměru zrn 0,1 – 0,75 mm, které byly unášeny nízkou při zemi a zachycovaly se na terénních překážkách, kde byly pak ukládány v podobě přesypů čili dun. Naváté písky vznikly hlavně vyvátím rozsáhlých pleistocenních říčních teras, dále vyvátím zvětralin třetihorních sedimentů a křídových pískovců. Petrograficky jsou tvořeny hlavně křemenem, zvětratelný podíl je nepatrný. Naváté písky v oblasti karpatské jsou většinou vápnité (až 25 % CaCO₃). Rozšířeny jsou hlavně v Polabí, mezi Bzencem a Hodonínem na Moravě.

Eluviální písky vznikají zvětráváním zrnitých hornin a jejich přímým rozpadem na písek bez jakéhokoliv transportu a jsou proto ostrohranné. Vznikly zvětráváním hornin v periglaciálním klimatu v pleistocénu. Jejich chemismus odpovídá chemismu mateční horniny, na níž spočívají. Fyziologická hloubka půd na eluviálních písčích závisí na hloubce rozvětrání, která bývá obvykle značná. V našich zemích se běžně nacházejí na kyselých krystalických horninách (např. žulách), na pískovcích a arkózách.

Hlinité sedimenty tvoří přechod mezi psamity a jílovitými pelity. Svými vlastnostmi, hlavně pak obsahem jílu, sorpčními schopnostmi, tvárností apod. jsou však bližší pelitům. Obsahují 20–50 % jílnatých částic (o průměru < 0,01 mm), pravé hlíny obsahují jílu 30–45 %. Hlavní složkou hlinitých sedimentů jsou však částice prachu (siltu), tj. jemné úlomky o velikosti 0,01 – 0,05 mm, kterých obsahují hlinité sedimenty 40–80 %. Vysoký obsah prachu podmiňuje příznivé, fyzikální vlastnosti hlinitých sedimentů a většiny půd na nich vzniklých, tj. vysokou pórovitost; velmi dobrou propustnost pro vzduch i vodu, vysoký kapilární zdvih vody atd. Podle vzniku jsou to usazeniny převážně suchozemského původu. K hlinitým sedimentům řadíme spraše, sprašové hlíny, svahové hlíny, aluviální hlíny, jeskynní hlíny, ledovcové hlíny a eluviální hlíny.

Spraše jsou větrem naváté (eolické) sedimenty. Tvořily se ve starší době čtvrtohorní (pleistocénu) v jednotlivých dobách ledových (glaciálech), kdy vlivem studeného a suchého podnebí probíhalo intenzivní mechanické zvětrávání hornin. Horniny se hlavně vlivem trhacího účinku ledu rozpadaly na balvany, sutě i jemnější úlomky a při tom se vytvářel i jemný horninový prach. Velkým povrchovým odtokem z tajících sněhových pokrývek a ledovců bylo unášeno mnoho povrchových zvětralin a vytvářely se tak mocné říční náplavy. Jemný prach z povrchových zvětralin i z vyschlých říčních náplavů byl pak větrem odnášen a usazován v místech, kde vítr ztratil svoji unášecí sílu, tj. hlavně v závětrří za terénní překážkou.

Kromě těchto tzv. pravých spraší, usazovaných do suchého prostředí, vyskytují se u nás v Komárenské pánvi i bažinné spraše, usazované v inundačních oblastech, které byly střídavě zaplavovány a vysoušeny. Tyto spraše jsou slabě zvrstvené a mají vyšší obsah jílnatých částic. V pleistocénu rozlišujeme pět hlavních dob ledových; sprašový pokryv není tedy jednotný, ale dělí se na jednotlivé pokrývy, naváté v jednotlivých glaciálech, resp. v jejich glaciálních výkyvech, tzv. stadiálech. Mezi jednotlivými glaciály byly doby meziledové (interglaciální), s klimatem teplejším a vlhčím. Na povrchu sprašového pokryvu se v té době uchytilo rostlinstvo, vytvořil se humus a na spraši se vytvořil půdní typ, odpovídající tehdejšímu klimatickým podmínkám. V následujícím glaciálu (resp. stadiálu) byly humózní půdní horizonty zaváty dalším sprašovým

pokryvem, na němž se v dalším interglaciálu opět vytvořil půdní typ atd. Tyto staré fosilní půdy ve spraších se nazývají pohřbené půdy a jsou to důležité polohy pro posuzování geologického stáří sprašových pokryvů, pro posouzení tehdejšího klimatu, půdotvorných procesů, rozšíření rostlinstva (nálezy pylových zrn) atd. Velmi dobře je můžeme pozorovat na velkých sprašových stěnách v cihelnách. V těchto pohřbených půdách se nalézají četné zbytky koster a kostí tehdy žijících zvířat a první památky lidského osídlení v době kamenné (pazourkové a kostěné nástroje atd.).

Spraš je hornina měkká, barvy světle okrové až světle hnědé (podle obsahu limonitu), s bělavými výkvěty CaCO_3 . Spraše nejsou vrstevnaté, mají homogenní všesměrnou texturu, jsou jemně pórovité a hranolovitě se rozpadají.

Spraše jsou tvořeny třemi základními složkami:

- 1) jílnatými částicemi o průměru úlomků pod 0,01 mm, kterých obsahují 25–35 %, ojediněle až 40 %;
- 2) prachem, kterého obsahují zpravidla 45–60 % (maximálně i přes 80 %) a který tvoří tedy většinu hmoty našich spraší;
- 3) písčitou frakcí, tvořenou jednak práškovitým pískem o průměru úlomků 0,05 – 0,1 mm (5–15 %), jednak pískem s průměrem úlomků nad 0,1 mm (3–20 %).

V tzv. "čistých" spraších je písek zastoupen velmi nepatrně nebo vůbec chybí. Spraše s vyšším podílem písku se nazývají písčité spraše a mají nižší obsah prachu. Prachový i písčítý podíl spraší je mineralogicky tvořen hlavně křemenem (60–80 %), draselným živcem (15–25 %), plagioklasem (3–8 %), ostatní minerály se objevují v množství 2–8 %. Důležitou a skoro pravidelně se vyskytující součástí našich spraší je uhličitan vápenatý CaCO_3 , jeho obsah kolísá mezi 1–35 %, v průměru je v našich spraších obsažen v množství 12–15 %. Vyskytuje se ve spraších ve formě bělavých výkvětů, drobných zrněk, tvoří vláknité rozvětvené žilky (tzv. pseudomycelie) nebo se vyskytuje v určitých horizontech nahromaděných v podobě různě utvářených hlíznatých novotvarů, tzv. konkrecí či cicvárů.

Chemické složení spraší je závislé na druhu a původu spraše a je velmi rozmanité.

Spraše velmi dobře a rychle zvětrávají (v podstatě jsou to již produkty mechanického a částečně i chemického zvětrávání) a vytvářejí se na nich půdy černozemního nebo hnědozemního typu. Jsou to půdy hluboké, fyzikálně neobyčejně příznivé a dobře zásobené minerálními živinami, takže patří k našim nejúrodnějším půdám. Jsou proto většinou zemědělsky obdělávány.

Sprašové pokryvy jsou v ČR uloženy hlavně na mírných údolních svazích, skloněných k východu, jihovýchodu nebo jihu.

Mocnost těchto návějí dosahuje až 30 m. Sprašové pokryvy na plošinách (do nadmořské výšky 350 m) dosahují maximální mocnosti 5 m. Spraše jsou měkké horniny, snadno podléhají vodní erozi a jsou proto – zejména na svazích – rozbrázděny četnými rýhami, roklemi, stržemi apod. Při uložení spraší na nepropustnou jílovitou horninu dochází snadno ke vzniku sesuvů (např. na jižní Moravě).

Spraše jsou v ČR velmi hojně rozšířeny. V Čechách je to hlavně v Polabí, na dolním toku Ohře, na Mšenské plošině, v okolí Turnova, Jičína a Hořic, dále pak v okolí Rakovníka, Loun a Kladna, záp. od Prahy aj.

Na Moravě je sprašemi kryta Malá Haná, Osoblažsko, Opavsko a Hlučínsko a v nepravidelných a neúplných ostrovech celá oblast střední a jižní Moravy (např. úvaly Dyjskosvratecký, Dolnomoravský, Vyškovský, Hornomoravský atd.)

Kromě čistých sprašových pokryvů mají velký význam sprašové příměsi ve zvětralinách jiných, zejména krystalických hornin. Jsou to zbytky z původně mocnějších sprašových pokryvů, které byly během času vodou i větrem rozrušeny, a které velmi často podstatně zvyšují bonitu stanoviště.

Sprašové hlíny vznikají ze spraší vyluhováním CaCO_3 srážkovou vodou, méně často i vodou podzemní. K vyluhování dochází hlavně vlivem vlhčího klimatu a vyplachovaný CaCO_3 se někdy hromadí v hloubce v podobě tzv. karbonátového horizontu. Nadbytek vody způsobuje hydrolytický rozpad živců a vznik druhotných jílových minerálů. Proto se u sprašových hlín zvyšuje obsah jílnatých částic na 45 – 60 %, a to na úkor prachové frakce. K odvápnění spraší a vzniku sprašových hlín dochází hojně v pleistocénních dobách meziledových a dochází k němu i v době přítomné.

Sprašové hlíny jsou horniny měkké, barvy šedožluté, okrové nebo světlehnědé a nevrstevnaté. V chemickém složení sprašových hlín se uplatňuje vyšší zastoupení SiO_2 , vyšší obsah Fe_2O a menší zastoupení všech minerálních živin, které spolu s CaCO_3 byly vyluhovány. Na sprašových hlínách se vytvářejí půdy převážně hnědozemního nebo podzolového typu, hluboké, ale fyzikálně již méně příznivé a v průměru s dobrou zásobou všech minerálních živin.

Sprašové hlíny jsou rozšířeny hlavně v nadmořských výškách od 350 do 600 m. Právě tak jako spraše, i sprašové hlíny se objevují velmi často jako příměs ve zvětralinách jiných hornin a zvyšují bonitu stanoviště.

Svahové hlíny jsou většinou přeplavené sprašové hlíny, které byly v holocénu přemístěny dešťovými vodami na svahy. Při jejich pohybu po svahu došlo ke smíšení původního hlinitého materiálu s písčítým i štěrkovým materiálem z podložních hornin. Na svazích dosahují poměrně malé mocnosti, nejmocnější vrstvy se vyskytují na bázích svahů (tzv. podsvahová deluvia). Jsou zbarveny světle okrově až šedohnědě – podle obsahu limonitu a organických látek a jejich chemické složení a obsah živin bývají různé, podle jakosti výchozího i přimíšeného materiálu. Rozšířeny jsou v hojném výskytu na svazích v oblasti pahorkatin v celé ČR.

Aluviální hlíny (nazývané též nivní nebo povodňové hlíny) tvoří svrchní vrstvy náplavových výplní údolního dna. Většinou jsou to opět přeplavené spraše nebo sprašové hlíny, ojediněle i přeplavené hlinité zvětraliny jiných hornin. Mohou obsahovat vložky jílu nebo jemných písků. Jejich petrografická povaha, chemické složení a obsah živin závisí na výchozím materiálu a na jakosti příměsí. V oblastech nevápnných hornin neobsahují CaCO_3 , v oblastech spraší a jiných vápnných hornin obsahují různé množství CaCO_3 , jehož obsah kolísá od 1–30 %. Barva aluviálních hlín je okrová nebo světle hnědá, často bývají sloučeninami dvojmocného železa (vliv podzemní vody – redukční pochody) zbarveny nazelenale, namodrale nebo šedě. Zvláštností jsou tzv. polabské červenky, tj. červeně zbarvené aluviální hlíny, pocházející ze

zvětralin podkrkonošského permokarbonu. Aluviální hlíny dosahují mocnosti až 4 m. Vytvářejí se na nich hluboké půdy, které jsou fyzikálně velmi příznivé a obsahují skoro vždy dostatek živin.

Aluviální hlíny jsou rozšířeny podél vodních toků všech našich větších řek.

Eluviální hlíny jsou zvětralinu pevných hornin, které mají hlinitý charakter a zůstaly nepřemístěny na původním místě. Podle vlastností mateční horniny mají pak tyto eluviální hlíny různé petrografické složení, chemismus a obsah minerálních živin. Rovněž barva eluviálních hlín se řídí podle obsahu barvicích látek v mateční hornině. Jejich mocnost závisí na zvětratelnosti horniny a v našich poměrech kolísá od 20 do 150 cm. Všechny eluviální hlíny mají vždy příměs hrubších – písčitých nebo šterkovitých – úlomků mateční horniny. Jsou rozšířeny ve větších i menších ostrůvcích na plochých terénech, kde nemohlo dojít k jejich splachu. Poněvadž vznikají na různých horninách, vznikají na nich půdy nejrůznějších typů a velmi odlišné bonity. Hlubší eluviální půdy na neutrálních a bazických horninách a s příznivou vlhkostí patří k velmi dobrým stanovištím.

Ledovcové hlíny (též glaciální či souvkové) jsou hlinité usazeniny, nahromaděné v ledovcích v čelních, základních nebo bočních morénách. Jsou vždy promíseny s pískem a šterkem, poněvadž pro nedostatek vodního proudu nemohlo dojít k jejich dokonalému roztržení. Jejich petrografické složení, chemismus a obsah živin závisí na výchozím materiálu. Rozšířeny jsou hlavně v oblasti Opavska, Ostravska, Hlučínska a v Moravské bráně.

Jeskynní hlíny jsou sprašové nebo svahové hlíny, splavené do jeskynních prostor, které byly jimi často úplně zaneseny. Obsahují vždy příměs vápencového i jiného šterku. Rozpadem kostí zvířat, která v pleistocénu tyto jeskyně osídlovala, byly obohaceny fosforem (až 15 % přístupné kyseliny fosforečné) a těží se pod názvem fosfátové hlíny jako přirozené fosforečné hnojivo.

Jíly

Pod společný název jíly zařazujeme celý soubor usazených hornin, které obsahují přes 50 % částic pod 0,01 mm. Jejich mineralogické složení závisí jednak na matečních horninách, ze kterých vznikly, jednak na stupni chemického rozkladu, který je určen klimatickým zvětrávacím typem. Jílové částice dělíme na hrubý jíl (0,01 – 0,002 mm) a fyzikální jíl (pod 0,002 mm), který má velké sorpční schopnosti jak pro živiny, tak i pro vodu. Fyzikální jíl je tvořen hlavně jílovými nerosty, koloidní kyselinou křemičitou, koloidními sloučeninami Fe a Al a celou řadou dalších příměsí (uhličitanů, fosforečnanů, siřičků, glaukonit, bitumenty atd.). Podle převládajícího zastoupení jílových nerostů rozlišujeme jíly kaolinické, montmorillonitické (bentonity), nontronitické, illitické apod.

Podle obsahu CaCO_3 dělíme jíly na nevápnité (do 2 % CaCO_3), slabě vápnité (2–5 % CaCO_3) a vápnité (5–25 % CaCO_3). Podle mechanického složení rozlišujeme jíly písčité (hubené, se značnou příměsí písku a málo plastické), masné (přes 75 % hrubého a přes 40 % fyzikálního jílu), hlinité (15–20 % prachu) atd.

Barva jílu závisí na příměsi barvivých kysličníků a jiných složek; proto se vyskytují jíly všech barev i pestře skvrnitě.

Na jílech se vytvářejí těžké půdy, fyzikálně nepříznivé, za vlhka rozbředávají, za sucha praskají, špatně propustné pro vodu i vzduch, s vysokou sorpcí a těžko obdělávatelné.

Jíly se vyskytují v třetihorních jezerních pánvích Českého masívu, v Hornomoravském a Dolnomoravském úvalu. Vápnité jíly jsou hojné v Českém útvare křídovém, v moravských úvalech a na obvodu karpatského pohoří. Nevápnité i vápnité aluviální jíly se nacházejí podél toků všech našich větších řek.

Jílovce a lupky jsou horniny částečně zpevněné vahou nadložních vrstev, ale nevrstevnaté. Při větším tlaku vznikají lupky, které jsou již částečně břidličnaté. Působením vody se snadno rozpadají a přecházejí zpět v jíly. Vlastnostmi i tvorbou půd se shodují s jíly; podle obsahu CaCO_3 je rozdělujeme na vápnité a nevápnité. Lupky s příměsí jemného písku se nazývají šlíry.

Barva jílovců a lupků je nejčastěji červenohnědá, šedá až černá. Jílovce i lupky se hojně vyskytují v permokarbonských pánvích Českého masívu, podél jižního okraje českého útvare křídového, v třetihorních hnědouhelných pánvích, v moravských úvalech a v karpatském pásmu flyšovém.

Slíny a slínovce jsou smíšené sedimenty převážně mořského původu. Skládají se ze 25–75 % CaCO_3 (biogenní složka) a 75–25 % jílu (anorganická složka). Podle příměsí rozlišujeme slíny písčité, slídnaté, glaukonitické (nazelenalé), dolomitické a bituminózní (tmavošedé). Slínovce jsou tlakem zpevněné slíny. Na slínech vznikají půdy hluboké a těžké, minerálně bohaté, ale fyzikálně nepříznivé; poněkud lepší půdy vznikají na písčitých slínech. Slíny mohou být do určité hloubky odvápněny, vyluhovaný CaCO_3 se pak vylučuje ve spodinách v podobě žilek nebo kongrecí.

Slíny i slínovce nacházíme v českém útvare křídovém, v moravských úvalech, v karpatském flyšovém pásmu.

IV.2.1.2 Zpevněné úlomkovité sedimenty

Vznikly zpevněním úlomků tmelem, jehož povaha a množství jsou rozhodující pro chemismus a zvětrávání těchto hornin i pro tvorbu půd na nich.

Podle povahy rozeznáváme tmel křemitý, vápnitý, jílovitý, kaolinický, železitý, smíšený apod. Křemitý tmel je chemicky nerozrušitelný a hornina se zvětráváním rozpadá v nepravidelné úlomky; ostatní horniny s chemicky rozrušitelným tmelem se rozpadají zpět v původní úlomky (štěrk, písek apod.). Podle množství tmele a způsobu spojení úlomků rozeznáváme tmel dotkový (kontaktní) – úlomky jsou spojeny tmelem, pouze ve styku zrn, tmel obalový – úlomky jsou tmelem obaleny a spojeny na styku obalů, tmel mezerní – všechny mezery mezi úlomky jsou vyplněny tmelem, tmel základní – úlomky jsou ve tmelu volně uloženy; horniny s tmelem dotkovým a obalovým jsou pórovité, ostatní kompaktní. Tmelem jsou zpevňovány hlavně psefity a psamity, pelity jsou zpevněny převážně jen tlakem.

Slepence (konglomeráty) vznikají stmelím štěrků; podle povahy valounů rozlišujeme slepence homomiktní (štěrky stejného druhu) a polymiktní (štěrky z různých hornin a nerostů). Na povaze štěrků a jakosti tmele pak závisí zvětratelnost a minerální síla slepenců.

Půdy na slepencích jsou vždy kamenité a pro zemědělství málo vhodné; nejméně bonitní jsou půdy na slepencích s nezvětratelnými valouny a křemitým tmelem, příznivější jsou půdy na polymiktních slepencích s rozrušitelným tmelem.

Slepence jsou v ČR značně rozšířeny, často se střídají s psamitickými sedimenty. Hojné polohy slepenců se nacházejí ve středočeském algonkiu a ordoviku kambriu brdském a skryjsko-týřovickém, v devonu brněnského okolí, moravskoslezském kulmu (Drahanská vysočina, Oderské vrchy, Nízký Jeseník) a v permokarbonských pánvích, ojediněle pak i v českém křídovém útvaru a třetihorních pánvích.

V karpatské soustavě jsou hojné slepence v celém flyšovém pásnu.

Brekcie vznikly stmelím sutí a jsou tvořeny úlomky nezaoblenými. Podobají se slepencům a někdy je i provázejí. Jsou u nás poměrně málo rozšířeny.

Pískovce jsou zpevněné písky; skládají se ze zrněk křemene (80 % i více) a zrněk ostatních nerostů (do 20 %) zvětratelných (živce, muskovit, glaukonit, granáty aj.) nebo nezvětratelných (ilmenit, rutil, zirkon aj.), která jsou spojena různým druhem tmelů. Barva pískovců je od bílé až po tmavošedou, podle tmelu a příměsí; struktura je nejčastěji zrnitá, textura rovnoběžná, odlučnost lavicovitá nebo kvádrová. Chemické složení našich pískovců je velmi rozmanité a mění se podle jednotlivých odrůd, proto mezní hodnoty se velmi od sebe liší; rozeznáváme pískovce křemité, železité, kaolinické, jílovité, slinité, vápnité, arkózovité (do 20 % živců), drobové (příměs úlomků hornin), glaukonitické, slídnaté aj.

Zvětráváním se pískovce rozpadají nazpět v písky. Vzniklé půdy jsou skoro vždy lehčího charakteru a dobře propustné pro vzduch i vodu. Minerálně velmi slabé půdy vznikají na křemitých, železitých a kaolinických pískovcích, poměrně dobré půdy pak na pískovcích arkózovitých a slinitých.

Rozšíření pískovců se do značné míry kryje s rozšířením slepenců. Nacházíme je v brdském a skryjsko-týřovském kambriu, středočeském ordoviku, devonu brněnském, v moravskoslezském kulmu, permokarbonských pánvích, českém křídovém útvaru aj. V karpatské soustavě jsou hojné pískovce flyšového pásma.

Křemence jsou horniny podobné křemitým pískovcům, ale úlomky jsou zde spojeny základním nebo mezerným křemitým tmelem (křemité pískovce pouze tmelem dotykovým nebo obalovým). Zvětrávají velmi obtížně, rozpadají se hlavně mechanicky na ostrohranné úlomky, na svazích na hrubé sutě. Jsou složeny z 95–99 % z SiO₂, mají naprostý nedostatek minerálních živin a pro obhospodařování jsou nevhodné. Vyskytují se v středočeském ordoviku, méně pak i v křídě a třetihorách Českého masivu, mohou tvořit vložky v ostatních sedimentech.

Arkózy se skládají z křemene a živců (nad 20 %), nejčastěji draselných, vedlejším nerostem bývá muskovit. Tmel je nejčastěji (křemito-) kaolinický. Vyšší obsah živců způsobuje i mírné zvýšení obsahu minerálních živin, zejména K₂O. Zvětrávání arkóz závisí na množství křemité příměsi v tmelu, vzniklé půdy jsou dočasně písčité, po zvětrání živců až písčitohlinité (20 – 30 % jílu) a bonitnější než půdy na pískovcích. Rozšířeny jsou hlavně v permokarbonských pánvích.

Droby jsou tvořeny převahou křemene, živci a úlomky jiných hornin i nerostů; hlavním znakem drob je křemitobřidličnatojílovitý, tlakem značně zpevněný tmel, velmi obtížně zvětrávající. Barva drob je šedá, struktura jemnozrná, textura všesměrná, odlučnost lavicovitá; droby mohou být i břidličnaté, často se střídají s jílovitými břidlicemi. Droby zvětrávají velmi těžce v mělké a kamenité půdy hlinitopísčité.

Na rozdíl od ostatních psamitů se droby vyskytují výhradně ve zvrásněných útvarech, tzv. oblastech starých zvrásněných sedimentů (algonkium, kambrium a ordovik v Čechách, kulm na Moravě).

Jílovité břidlice jsou horotvorným tlakem zpevněné jílovité sedimenty. Tlakem byly jílové nerosty silně dehydratovány a zpevněny a jejich krystalová mřížka se stává nehybnou. Kromě jílových minerálů obsahují jílovité břidlice zejména zrnka křemene a příměs mnoha dalších minerálů – muskovit, chlorit, granát, živce, turmalín, kysličníky Fe a Mn, uhličitany, sírany, sirníky aj. častá bývá i příměs bitumentů nebo uhelnaté hmoty. Podle příměsí rozlišujeme jílovité břidlice jemné, písčité, slídnaté, drobovité, vápnité, kyzové a kamenečné (s pyritem) aj. Podle stupně zpevnění (stlačení) rozeznáváme jílovité břidlice měkké, normální a fylitické. Jílovité břidlice jsou nejrůznější barvy, od světlešedé až po černou; jejich struktura je jemnozrná, textura rovnoběžná, odlučnost břidličnatá.

Zvětrávání a povaha vzniklých půd závisí na stupni stlačení. Měkké jílovité břidlice zvětrávají snadno v hluboké a těžké půdy, normální jílovité břidlice pomaleji ve středně hluboké půdy s břidličnatými úlomky, fylitické jílovité břidlice obtížně v mělké půdy s vysokým obsahem střípkovitých břidličnatých úlomků. Písčité a drobovité jílovité břidlice dávají příznivější půdy než jemné jílovité břidlice. Velmi špatné půdy vznikají na kyzových a kamenečných břidlicích (H₂SO₄). Povahu zvětralin značně zlepšuje střídání jílovitých břidlic s vložkami pískovců nebo drob.

Jílovité břidlice se nacházejí opět výhradně ve zvrásněných útvarech: ve středočeském a západočeském algonkiu, brdském kambriu, středočeském ordoviku, siluru a devonu, moravsko-slezském kulmu, v karpatské soustavě ve flyšovém pásnu.

IV.2.2 Sedimenty chemické a smíšené

Horniny této skupiny vznikly chemickými, biochemickými resp. biomechanickými pochody, hlavně srážením z roztoků za případné součinnosti organismů (bakterií, řas aj.). Pro zemědělskou geologii mají význam zejména usazené horniny karbonátové, křemité a fosforečné.

IV.2.2.1 Sedimenty karbonátové

Vápence jsou sedimenty převážně mořského původu. Vznikají z vápenitých zbytků živočichů i rostlin a z vysrážených vápnitých gelů a jejich postupným dlouhodobým překrystalizováním na kalcit. Vápence jsou tedy horniny jednoduché, tvořené hlavně minerálem kalcitem. Podle dalších příměsí rozeznáváme vápence dolomitické (10–50 % dolomitu), slinité (10–25 % jílu), křemité (proniknutí SiO_2), rohovcové (konkrece rohovců), glaukonitické, železité, bituminózní atd.; čisté vápence obsahují až 99 % CaCO_3 . Struktura vápenců je celistvá až hrubozrnná, textura všesměrná i rovnoběžná, odlučnost je vrstevnatá nebo nepravidelná. Barva čistých vápenců je bílá, barvicí příměsí mohou zbarvit vápence velmi různě; jako jednoduchá hornina zachovává si vápenec vlastnosti nerostu kalcitu – bílý vryp, šumí ve zředěné HCl.

Zvětrávání vápenců má specifický charakter a probíhá zvláštním zvětrávacím procesem: hornina vápence se vlivem vody a v ní obsaženého CO_2 mění na rozpustný kyselý uhličitán vápenatý $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ který je jednak odplavován vodou, jednak vázán do nových sloučenin, a hlavním zdrojem pro tvorbu zvětralinového pokryvu a půd jsou pouze ostatní minerální příměsí ve vápencích. Proto je vždy velký rozdíl mezi chemismem mateční horniny a chemismem zvětralin a půd – v konečném stadiu vzniká silikátový zvětralinový pokryv, uložený na bazickém karbonátovém podkladě. Na čistých vápencích se půda nemůže vytvořit; čím více je příměsí, tím hlubší může být zvětralina. V současném klimatu se na vápencích tvoří půdy mělké a kamenité, středně těžké, zvané rendziny; jsou vždy bohatě zásobeny dvojmocnými živinami, obsah ostatních živin závisí na množství a druhu příměsí. Rendziny však trpí nedostatkem vody, poněvadž podložní vápence jsou zkrasovatělé. Jsou také velmi ohroženy dešťovou erozí, zejména na strmějších svazích a po odlesnění (viz vápencové oblasti jižní Evropy) a vyžadují zvláštní obhospodařování.

V českém masívu jsou vápence zastoupeny zvláště v oblastech starých zvrásněných sedimentů (Středočeský kras, Moravský, Hranický a Mladečský kras), menší výskyty jsou v jurském vnějším bradlovém pásmu (Pavlovské kopce – Štramberk) a v české a beskydské křídě.

Travertiny vznikají vysrážením $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ z podzemních vápenných vod za součinnosti rostlin, které odebírají CO_2 , a často zůstávají v travertinech inkrustovány. V čerstvém stavu jsou měkké, později se zpevňují, skoro vždy jsou pórovité. Barvy jsou nejčastěji bělošedé, nažloutlé nebo nahnědlé. Chemismem i vlastnostmi jsou příbuzné vápencům. Vyskytují se ojedinele v oblastech starých zvrásněných sedimentů a české křídové tabule.

Travertiny jsou cennou dekorační horninou.

Luční křída je CaCO_3 , který se vysrážel z podzemních vápenných vod, zejména v podloží slatin. Často obsahuje příměs jílu, písku nebo organické hmoty. Za čerstva je žlutošedé barvy a mazlavá, po vyschnutí bílá práškovitá. Vyskytuje se v Polabí, české křídě. Spolu s nadložní slatinou se těží jako hnojivo.

Dolomity jsou horniny, složené hlavně z nerostu dolomitu, nebo z dolomitu a kalcitu, přičemž dolomit musí převládat nad kalcitem (obsah $MgCO_3$ nad 25 %). Z dalších příměsí se vyskytují jílové nerosty, glaukonit, SiO_2 ap. Dolomity vznikají buď primárně, tj. vysrážením a biogenní sedimentací, nebo druhotně tzv. dolomitizací z vápenců (nahrazováním Ca hořčíkem ze solí mořské vody). Dolomity jsou většinou jemnozrnné až celistvé, světlešedé barvy, s typickým ostrohranným nepravidelným rozpadem. Vyluhováním rozpustnějších kalcitových příměsí vznikají buněčnaté dolomity.

Dolomity zvětrávají poměrně snadno mechanicky na jemný dolomitový písek, jejich rozpustnost je podstatně nižší než u vápenců. Vznikají na nich mělké kamenité půdy – rendziny – hlinitého charakteru a výsušné. Dolomity jsou náchylné i k tvorbě kamenitých sutí. Půdy na dolomitech velmi snadno podléhají na svazích dešťové erozi a vyžadují citlivé obhospodařování.

V Českém masívu se objevují dolomity nepatrně ve Středočeském krasu.

Opuky představují soubor sedimentárních hornin s obsahem křemitých jehlic mořských hub, tzv. spongií. Hlavními složkami opuk je písčitoslinitá hmota, uhličitán vápenatý a biogenní SiO_2 v opálové nebo chalcedonové podobě, zachovávající buď tvar spongiových jehlic nebo pronikající v podobě impregnace nebo shluků celou horninu. Jako příměsí se v opukách vyskytují glaukonit, kysličníky a siričky Fe aj. Opuky jsou nejčastěji jemnozrnné, bělavé barvy, od příměsí nažloutlé, nazelenalé apod. Tvoří mohutná souvrství s lavicovitou odlučností.

Zvětrávání opuk a minerální síla zvětralin (obsah živin) závisí na převládající složce a na rozmístění SiO_2 v hornině. CaO_3 bývá snadno vyluhován, stejnoměrná impregnace SiO_2 zvětrávání zpomaluje. Proto zvětralin na opukách mohou mít velmi různý charakter, od jemně písčité až po jílovitohlinité, různou příměsí matečního skeletu a různou hloubku.

Opuky jsou typické horniny českého útvaru křídového. Vyskytují se hlavně ve středočeské a východočeské oblasti české křídly.

IV.2.2.2 Sedimenty křemité

Jsou to horniny u nás poměrně málo rozšířené a jen menšího významu. Všechny velmi těžko zvětrávají, vytvářejí většinou kamenité sutě. Mají nepatrný obsah minerálních živin. Obtížná zvětratelnost způsobuje, že často morfologicky vystupují v krajině nad okolní měkčí horniny.

Limnokvarcity vznikly vysrážením kyseliny křemičité z horkých pramenů. Jsou tvořeny směsí opálu a chalcedonu, bělošedé barvy a pórovité.

Diatomity jsou složeny z opálových schránek rozsivek s písčitou, jílovitou nebo uhelnatou příměsí. Podle stupně zpevnění rozeznáváme rozsivkové zeminy, lupenité diatomity a diatomové břidlice. Významnější výskyt je v českých třetihorních pánvích.

Spongility jsou složeny hlavně z mikroskopických opálových jehlic spongií, jsou obvykle pórovité a tvoří vložky ve vápnatých opukách. Mohou vzniknout i druhotným odvápněním opuk.

Rohovce jsou složeny z různých forem SiO_2 (opál, chalcedon, křemen). Vznikají druhotně v usazených horninách a tvoří konkrece nebo vrstvy šedé nebo hnědé barvy. Vyskytují se zejména ve vápencích (rohovcové vápence), flyšových sedimentech, ve zvětralinách těchto hornin a říčních sedimentech.

Buližníky mají původní opálovou hmotu překrytovanou většinou až na křemen, vyskytuje se i chalcedon, jako příměsí břidličnatojílovitá hmota, uhelnaté látky, kysličníky Fe, chlority aj. Barva bývá šedá až černá, ojediněle nazelenalá, s typickými bílými žilkami druhotného křemene. Struktura je celistvá, textura všesměrná nebo rovnoběžná. Průměrný obsah SiO_2 činí 95 %. Hlavní výskyt buližníků je v českém algonkiu, ojedinělé výskyty v Železných horách a moravskoslezském kulmu.

Menilitové břidlice se skládají z opálu menilitu, jílovité hmoty, křemene a bitumenů, jako příměs se může vyskytovat i CaCO_3 nebo glaukonit. Jsou hnědé až hnědošedé barvy, dokonale břidličnaté a při zvětrávání se snadno rozpadají v ostrohranné střípky. Obsah SiO_2 činí 70 – 90 %, bitumenů až 10 %. Vyskytují se hlavně při vnějším okraji flyšového pásma.

IV.2.2.3 Sedimenty fosforečné

Jsou to sedimenty s určitou příměsí fosforečnanů biogenního původu (skořápky, kosti, exkrementy živočichů apod.). V některých státech tvoří rozsáhlá ložiska, těžená jako cenné fosforečné hnojivo. U nás se vyskytují jako výplně některých jeskyní fosfátové hlíny, žlutohnědý přeplavený sprašový materiál, obohacený fosforem z kostí jeskynních obratlovců a jejich kořisti. Ojediněle nacházíme v našich jeskyních vrstvy mineralizovaného netopyřního trusu – netopyří guano. V permokarbonských a křídových sedimentech nacházíme vrstvy, bohaté mineralizovanými rybími výkaly (koprolity).

IV.2.3 Sedimenty biogenní

Z biogenních sedimentů má pro zemědělství praktický význam pouze fytogenní sediment rašelina.

Rašeliny jsou přírodní organické horniny s obsahem minimálně 50 % spalitelných látek v sušině, vzniklé rašeliněním (ulmifikací), tj. nedokonalým rozkladem odumřelých rašelinistních rostlin nebo jejich částí ve vlhkém prostředí. Podle rostlin, které převládaly v původním porostu a z nichž je pak hmota rašelin převážně složena, rozeznávají se rašeliny rákosové, ostřicové, přesličkové, blatnicové, mechové, rokytové, suchopýrové, rašeliníkové, keříčkové (borůvky, brusinky, vřes, rojovník atd.) a dřevové či lesní (olšová, březová, borová, smrková, lísková).

Rašeliny se vyskytují na rašeliništích. V technické praxi označujeme jako rašeliniště plochy s mocností rašeliny min. 50 cm a o rozloze alespoň 0,5 ha.

Většina našich rašelinišť vznikla v holocénu, v době poledové, známe však i rašeliniště zcela mladá, dokonce i recentně se tvořící.

Ke vzniku rašelinišť a k tvorbě rašelin dochází hlavně dvěma způsoby: zarůstáním vodních nádrží (jezer, rybníků, tůní, mrtvých ramen říčních apod.), nebo zamokřením stanovišť účinkem velké vlhkosti vzdušné a za ztížených odtokových poměrů vod povrchových i podzemních.

Podle vzniku rozeznáváme tři hlavní typy rašelinišť: slatiny, vrchoviště s rašeliniště přechodová.

Slatiny vznikají zarůstáním mělkých vodních nádrží. Odumíráním mikro- i makroplanktonu a zanášením nádrží minerálními nánosy se vytváří vrstva organominerálního bahna, kterou se vodní nádrž stále změlčuje a na mělčiny vniká pozvolna vodní rostlinstvo.

To však rovněž odumírá, jeho zbytky se ukládají do vody a stávají se podložím pro další sukcesi rostlin atd. Tak se na mělkých místech vytvářejí ostrovy organické hmoty, které se stále rozrůstají (od břehů ke středu), až se postupně spojí a zakryjí jezero – vznikla slatina. K největšímu zarůstání vodních nádrží došlo v suchých a teplých obdobích doby poledové.

Slatiny vznikají ponejvíce v nížinných oblastech a mají rovinný povrch. Na jejich tvorbě se účastní zejména vyšší rostliny (ostřice, rákos, třtina, přeslička aj., z dřevin bříza, olše, borovice, smrk aj.) a některé zelené mechy atd. Tvoří se na podkladech minerálně bohatých (např. vápnité jíly, slíny, rybníční bahno), obsahují větší anorganickou příměs a mají proto i zvýšený obsah popela (6–18 %) a neutrální až slabě alkalickou reakci. Obsahuje-li voda více CaCO_3 , dochází k jeho vysrážení na dně ve formě luční křídy. Poněvadž zaujímají v terénu nejnižší polohy, jsou dobře zásobovány podzemními vodami, které do nich přinášejí dostatek minerálních živin. Jsou proto slatiny minerálními živinami poměrně dobře zásobeny.

Vrchoviště vznikají účinkem vysokých srážek a jejich ztíženého odtoku, tj. nad hladinou podzemní vody, a to na minerálně chudých podkladech, převážně na kyselých horninách s nedostatkem Ca. Nadbytek vlhkosti se projevuje zpomaleným rozkladem a hromaděním organické hmoty a zamokření stanoviště se zvyšuje. V takových poměrech mohou vegetovat jen nenáročné rostliny, hlavně mechy (ploník a zejména rašeliník), suchopýr, keříčkovité rostliny, zakrslé dřeviny (zejména smrk a borovice) apod. Obsahují velmi málo anorganické příměsi a mají nízký obsah popela (2–4 %), nedostatek minerálních živin a kyselou reakci. Na rozdíl od slatin narůstají vrchoviště do bochníkového tvaru a klenou se často dosti vysoko nad úroveň podzemní vody. Na vrcholových částech mají četná vrchoviště rašelinná jezírka. Nadbytek vzdušné vlhkosti se objevuje hlavně ve vyšších nadmořských polohách, a proto i vrchoviště se nacházejí zejména v horských a podhorských oblastech.

Přechodová rašeliniště tvoří genetický přechod mezi slatinami a vrchovišti. Patří sem i rašeliniště smíšená, kdy se vrchoviště vyvinulo na slatiněm podkladě, přičemž vrstva čisté vrchovištní rašeliny nepřesahuje 50 cm. Složení této rašeliny je velmi pestré. Vyskytují se zde různé mechy (ploník, rašeliník, rokyt), keříčkovité rostliny, ostřice, dřeviny apod. Přechodová rašeliniště vznikla v mělkých terénních depresích, které byly vyplněny vodou a postupně

zarůstaly. Rozhodujícím faktorem zde byla kvalita vody (nedostatek Ca). Povrch přechodových rašelinišť je rovný nebo mírně vyklenutý, obsah popela činí 4–6 % a zásoba minerálních živin je vcelku malá. Reakce bývá mírně kyselá až kyselá. Vyskytují se u nás v různých nadmořských výškách, zejména v podhůří a českých třetihorních pánvích.

Fytogenní sediment rašelina je hornina hnědé barvy, jejíž odstín se řídí podle stáří a stupně rozložení horniny – mladé rašeliny jsou světlehnědé, starší tmavohnědé až černohnědé. Sloh rašelin je vláknitý, šupinatý, houbovitý, dřevnatý, zemitý apod. Rašelina má nízkou specifickou hmotnost (0,3 – 0,6, ale staré zemité slatiny až 1,6), vysokou pórovitost (50–90 %) a velkou nasáklivost (6–18, tzn., že 1 díl rašeliny pojme až 18 dílů vody). Sloučeniny anorganické jsou v rašelinách ve značné menšině, většinou nepřesahují 10 % a do rašelin se dostávají jednak jako zemitá minerální příměs vodou nebo větrem, jednak jako minerální látky, původně vázané v rostlinných tělech. Minerální živiny jsou ve vrchovištních rašelinách v naprostém nedostatku, slatiny mají obyčejně dostatek Ca a dosti i N. V rašelinách se nachází i celá řada druhotně vytvořených nerostů, jako např. vivianit, pyrit, markazit, sádrovec, hnědel, síra, organické minerály aj. Některé tyto sloučeniny mohou působit v rašelinách i škodlivě (FeS₂, S, H₂SO₄, H₂S apod.). Sloučeniny organické se vyskytují v rašelinách jednak jako podstatně nezměněné součásti rostlin (bílkoviny, pektiny, mono- a disacharidy, hemicelulosity, chitin, lignin, celulosity, bitumeny atd.), jednak jako produkty humifikace a ulmifikace (aminokyseliny, druhotné bílkoviny, organické kyseliny, rozpustné sacharidy, huminy apod.).

Rašelina je neobyčejně cenná surovina, která má rozsáhlé použití v zemědělství, lesnictví, zahradnictví, lékařství, stavebním průmyslu, chemickém průmyslu, jako palivo atd. Pro malou zásobu rašeliny v našem státě nepřichází zatím v úvahu její průmyslové využití a veškerá vytěžená rašelina je spotřebována v zemědělství pro výrobu kompostů a rašelinných hnojiv. Výjimku tvoří rašeliny s léčivými účinky, které jsou používány v lázeňské léčbě (Františkovy Lázně, Mariánské Lázně apod.). Poněvadž těžbou rašeliny docházelo často k devastaci krajiny, je k těžbě nutné provedení podrobného průzkumu rašeliniště a povolení příslušného národního výboru. Pro klasifikaci, třídění a vlastnosti rašelin je závazná ČSN 48-0530-531-532.

V ČR se nachází zhruba 2 000 rašelinišť o celkové rozloze asi 32 000 ha a s přibližným obsahem 700 milionů m³. Nejvíce rašelinišť se nachází v Čechách, asi 27 000 ha. Z toho je 25 % vrchovišť, 65 % přechodových rašelinišť a 10 % slatin. Vrchoviště jsou rozšířena zejména v Novohradských horách, na Šumavě, v Českém lese, Slavkovském lese, Smrčinách, v Krušných horách a v Brdech. Slatiny se vyskytují hlavně v Polabí, v okolí Doks a Mimoně, ve Frýdlantském výběžku, u Ervěnic, v Chebské pánvi aj. Přechodová rašeliniště zabírají velkou plochu (přes 5.000 ha) v pánvi Třeboňské (Jihočeská blata).

Na Moravě se nachází asi 120 rašelinišť o ploše necelých 1.700 ha, z čehož je zhruba 65 % slatin, 18 % vrchovišť a 17 % přechodových rašelinišť. Menší vrchoviště se vyskytují v Hrubém Jeseníku a v Beskydech (tzv. síhly), slatiny u Olomouce, Prostějova, Vracova, Strážnice, Olbramovic a v úvalu oderském, přechodové rašeliniště na Českomoravské vysočině, zejména ve Žďárských vrších.

IV.3. Horniny proměněné (metamorfované)

Proměněné horniny vznikly proměnou (metamorfózou) hornin vyvřelých (orto-horniny) nebo usazených (para-horniny). Metamorfóza hornin probíhala hlavně za změněných tlakových a teplotních podmínek pod zemským povrchem, kam se povrchové horniny dostaly při geologicko-tektonických pochodech v zemské kůře. Velkou úlohu při metamorfóze mají též voda, plyny a magmatické intruze. Voda umožňuje výměnu látek mezi jednotlivými nerosty a její účinnost stoupá s teplotou a tlakem, také plyny mohou spolupůsobit při přínosu nebo odnosu látek. Magmatické intruze (injekce) pronikají do trhlinek hornin, příp. se mohou původní horniny roztavit a smísit s magmatem a vznikají tak smíšené (hybridní) horniny čili migmatity.

Hlavní část našich proměněných hornin vznikla metamorfózou regionální, tj. proměnou hornin ve velkých oblastech a v různé hloubce pod povrchem (epi-, meso- a katazóna). V největších hloubkách převládá hydrostatický tlak – horniny mají slabou břidličnatost – a injekční metamorfóza, směrem do vyšších poloh se mění tlak v jednostranný a horniny mají dokonalejší břidličnatost. Menší význam má kontaktní metamorfóza, tj. proměna hornin na styku s vyvřelými horninami.

Geologické tvary proměněných hornin se při hlubinné regionální metamorfóze celkem shodují s tvary výchozích hornin, ve vyšších polohách mohou být jednostranným tlakem značně deformovány. Struktura proměněných hornin je nejčastěji zrnitá (celistvá až velkozrná) nebo šupinatá, textura je obvykle rovnoběžná, příp. okatá, plástevnatá, stébelnatá, ojedinele i všesměrná. Odlišnost je břidličnatá, vrstevnatá nebo až lavicovitá.

Chemismus proměněných hornin se shoduje s chemismem výchozích hornin jen částečně. Podstatné rozdíly mohly vzniknout látkovým přínosem či odnosem cirkulujícími roztoky a plyny nebo injekcemi magmatu. Při metamorfóze dochází ke vzniku celé řady typických novotvořených alumosilikátů, např. sillimanitu, granátů, distenu, staurolitu, kordieritu, zoisitu, epidotu atd.

Horniny proměněné dělíme podle vzniku na orto- a parahorniny. Podle chemismu pak (pro potřeby zemědělské geologie) můžeme tyto horniny rozdělit na kyselé až neutrální silikátové a kyslíčnickové a bazické až ultrabazické horniny silikátové a uhličitánové.

IV.3.1 Kyselé až neutrální horniny proměněné silikátové a kyslíčnickové

Ruly jsou orto- a para-horniny; skládají se z křemene, živců draselných i sodno-vápenatých (kyselých až středně bazických) a slíd (muskovitu a biotitu). Jako vedlejší součástky se hojně vyskytují granáty, kordierit, sillimanit, amfibol, grafit, chlority aj. Podle mineralogického složení rozeznáváme ruly ortoklasové, plagioklasové, muskovitické, biotitické, dvojslídité, granátické, kordieritické, sillimanitické atd.

Struktura rul je zrnitá nebo zrnitošupinatá, textura bývá rovnoběžná, plástevnatá, okatá, stébelnatá. Také podle struktur a textur můžeme rozlišovat ruly celistvé, zrnité, plástevné, okaté, stébelnaté apod. Málo proměněné ortoruly s pouze naznačeným usměrněním nerostů se

nazývají žuloruly. Odlučnost rul je lavicovitá, deskovitá nebo i nepravidelná. Barva rul je velmi různá, od bělošedé až po černou (grafitické ruly).

Chemismus rul je značně kolísavý; poměrně vyrovnaný je u ortorul, velmi kolísavý u pararul. Podle průměrného chemismu patří naše ruly k horninám kyselým.

Zvětrávání rul závisí na nerostném složení (na snadno zvětratelných nerostech), velikosti zrna a především – jako u všech hornin proměněných – na stupni břidličnatosti a na poloze břidličných ploch k průběhu povrchu terénu (viz zvětrávání hornin). Na rulách se tvoří půdy středně hluboké, hlinitopísčité až písčité, s různým obsahem matečního skeletu. Na exponovanějších polohách bývají půdy mělké, písčité a kamenité. Slídnaté ruly mohou vytvářet zvětraliny se sníženou propustností pro vodu.

Ruly jsou naše nejrozšířenější proměněné horniny a vyskytují se ve všech odrůdách. Velmi hojně jsou zastoupeny na Českomoravské vysočině, Železných horách, ve středočeských metamorfovaných ostrovech, jižních Čechách, na Šumavě a v Českém lese, v Karlovarské vysočině, Smrčinách, Krušných horách, Jizerských horách, Krkonoších, Orlických horách, Zábřežské pahorkatině, Rychlebských horách a v Hrubém Jeseníku.

Granulity jsou ortohorniny, vzniklé proměnou kyselých aplitických žul nebo přímo z migmatitizovaných magmat. Skládají se z křemene a živců (draselných i kyselých plagioklasů), běžnými přídatnými nerosty bývají granát a biotit; biotitický granulit je nejrozšířenější granulitovou odrůdou. Barva granulitů je bělošedá nebo nažloutlá, u migmatitů šedá nebo světle a tmavošedě páskovaná. Struktura je zpravidla jemnozrnná, textura všesměrná nebo rovnoběžná.

Granulity jsou horniny těžko zvětratelné a náchylné – zvláště v hřebenových polohách a na příkrých svazích – ke tvorbě kamenitých sutí. Na biotitických granulitech mohou vzniknout až písčitohlinité, středně hluboké půdy, vždy ale kamenité.

Granulity jsou rozšířeny pouze v českém masivu, hlavně pak na Českomoravské vysočině, v Blanském lese a v Krušných horách.

Svory jsou převážně parahorniny. Složeny jsou pouze z křemene a slíd; jako vedlejší nerosty se vyskytují draselné živce, kyselé plagioklasy, granáty, chlority, staurolit, grafit aj. Podle zastoupení slíd a vedlejších nerostů rozlišujeme i příslušné odrůdy svorů. Barva svorů bývá stříbrošedá, nažloutlá nebo nahnědlá, struktura stredo- až hrubozrnná, textura rovnoběžná nebo plástevnatá, odlučnost většinou tenče břidličnatá.

Svory se mechanicky lehce rozpadají, další zvětrávání je závislé na mineralogickém složení a stupni břidličnatosti. Nejlépe zvětrávají svory biotitické a s větší příměsí živců, nejobtížněji svory muskoviticko-kvarcitické. Na svorech se vytvářejí půdy středně hluboké, s obsahem jílu do 20 %, max. do 30 %, vždy s hojnou příměsí slídy. Jemná svorová zvětralina bývá dešťovým ronem snadno splavována do terénních depresí.

Svory jsou hojně rozšířeny v rulových oblastech, kde vytvářejí v rulách vložky nebo různé přechody. Nacházíme je zejména na Českomoravské vysočině, na Šumavě, v Českém lese, Karlovarské vysočině, Smrčinách, Krušných horách, Krkonoších, Orlických horách. Rychlebských horách a Hrubém Jeseníku.

Fylity jsou parahorniny, složené jako svory z křemene a slíd, ale jemnozrnné až celistvé struktury s typickým hedvábným leskem, způsobeným mikroskopickými šupinkami slídy. Vedlejší nerosty a odrůdy jsou stejné jako u svorů. Textura fylitů je břidličnatá, s rovnými nebo zvlněnými břidličnatými plochami. Barvy fylitů je nejčastěji šedá nebo šedozeleň.

Přes břidličnatost zvětrávají fylity pomaleji než svory, a to pro svou jemnozrnnost. Tvoří se na nich půdy převážně středně hluboké, s obsahem jílu do 20 – 30 %, vždy s obsahem střípkovitě rozpadlé mateční horniny. Ve svažitém terénu dochází často k splavení jemných frakcí dešťovým ronem do nižších poloh.

Fylity nacházíme v podobě větších nebo menších ostrovů, příp. jako vložky v rulách ve středočeských metamorfovaných ostrovech, Železných horách, Českomoravské vysočině, Českém lese, Karlovarské vysočině, Smrčinách, Krušných horách, Železnobrodském pohoří, Krkonoších, Orlických horách, Hrubém Jeseníku, Moravskotřebovské vysočině.

Porfyroidy jsou ortohorniny, vzniklé proměnou starších kyselých hornin rozlitých. Skládají se hlavně ze sericitu a křemene. Jsou světlešedé až šedozeleň barvy, jemné zrnitěšupinaté struktury a břidličnaté nebo plástevnaté textury.

Porfyroidy se vyskytují v jílovském pásmu středočeského masívu, v Železných horách, v pohoří Ještědském, Železnobrodském, v Krkonoších, Hrubém Jeseníku.

Krystalické křemence (kvarcity) jsou parahorniny, vzniklé proměnou sedimentárních křemenců a křemitých hornin. Jsou složeny až z 95 % z křemene, jako příměsi se vyskytují slídy, živce, grafit, granáty apod. Jsou bělošedé barvy, barvicí příměsi je mohou zbarvovat žlutavě, načervenalé, šedě. Struktura je zrnitá, textura všesměrná i rovnoběžná.

Křemence zvětrávají obtížně a jen mechanicky, rozpadají se na ostrohranné sutě, ojediněle (na plošinách) se mohou na nich vyskytnout mělké, písčité a kamenité půdy. Vyskytují se ve středočeských metamorfovaných ostrovech, na Českomoravské vysočině, v Pošumaví, Smrčinách, Krušných horách, Ještědském a Železnobrodském pohoří, Krkonoších, Orlických horách, Hrubém Jeseníku.

IV.3.2 Bazické až ultrabazické horniny proměněné silikátové a uhličitánové

Amfibolity jsou ortohorniny, vznikly proměnou bazických hornin hlubinných i rozlitých. Jsou to horniny jednoduché, složené hlavně z amfibolů (obecný, aktinolit, uralit), jako vedlejší nerosty se mohou vyskytovat plagioklasy, pyroxeny, biotit, granáty aj. Struktura je zrnitá, textura nejčastěji všesměrná nebo rovnoběžná. Zbarveny jsou šedo- až černozeleň, často i páskované. Dokonale zbřidličnatělé amfibolity nazýváme amfibolitické břidlice.

Amfibolity zvětrávají jen zvolna, vytvářejí se na nich nejčastěji půdy středně hluboké až hluboké, s obsahem jílu od 25–45 % a štěrkovité, v členitém terénu pak půdy mělké a kamenité. Amfibolity jsou značně rozšířeny v podobě ostrovů nebo různě mocných vložek v ostatních horninách proměněných na Českomoravské vysočině, Železných horách, v Českém lese, v Karlovarské vysočině, Krušných horách, Orlických horách, Rychlebských horách a v Hrubém Jeseníku.

Chloritické břidlice se skládají ze šupinek chloritů (hornina jednoduchá), jako vedlejší nebo přídatné nerosty se mohou vyskytovat i amfiboly, mastek, živce, rudné nerosty, křemen, kalcit aj. Chloritické břidlice mají zelenou barvu, šupinatou nebo i celistvou strukturu, rovnoběžnou texturu a břidličnatou odlučnost. Vznikly zejména proměnou diabasů a jejich tufů (ortohornina). Zvětrávají převážně mechanicky, další chemické zvětrávání druhotných chloritů je v dnešním klimatu velmi obtížné. Vznikají na nich nejčastěji mělké nebo středně hluboké půdy, bohaté šupinkami chloritů, často s nepříznivým nadbytkem MgO. Menší vložky chloritických břidlic se vyskytují v Ještědském a Železnobrodském pohoří, Orlických horách, Zábřežské a Úsovské pahorkatině a v Hrubém Jeseníku.

Hadce (serpentinity) jsou jednoduché ortohorniny, vzniklé proměnou olivinických vyvřelých ultrabazik. Podstatným nerostem jsou mikroskopické šupinky serpentinu, jako vedlejší nebo přídatné nerosty se mohou vyskytovat chryzotil (hadcový azbest), pyroxeny, olivín, amfiboly, granáty, mastek, rudní minerály aj., jako druhotné minerály (zbytky třetihorního tropického zvětrávání) opál, chalcedon, magnezit, hnědel aj. Barva hadců bývá hnědo-, šedo-, černozeleň až černá, struktura celistvá, textura všesměrná. Chemismus hadců je značně jednostranný, s vysokým přebytkem MgO a nepříznivým poměrem CaO : MgO, který se nedá napravit hnojením; tento zvláštní chemismus hadců a hadcových půd způsobuje zakrslý vývoj rostlin a kultur, tzv. nanismy čili serpentinomorfózy. V současném klimatu zvětrávají hadce velmi obtížně, a vznikají na nich většinou mělké a kamenité půdy (hořečnaté rendziny), pro zemědělskou produkci nevhodné. Četné ostrůvky hadců jsou rozšířeny po celé Českomoravské vysočině, ve Vltavotýnské pahorkatině, Blanském lese, Českém lese, Karlovarské vysočině, Rychlebských horách a Zábřežské pahorkatině.

Krystalické vápence (mramory), jednoduché parahorniny, jsou složeny hlavně z kalcitu a z vedlejších Ca - Al křemičitanů, které vznikly při přeměně (překrystalizaci) původní jílovité hmoty, dále se mohou vyskytovat i živce, slídy, dolomit, křemen aj. Barva krystalických vápenců je od bílé do černé (bílý vryp), struktura zrnitá, textura všesměrná. Zvětrávání krystalických vápenců probíhá stejně jako u vápenců sedimentárních, tj. rozpuštěním hlavní složky CaCO₃. Půdy – rendziny – se opět tvoří jen z příměsí; poněvadž neexistuje již jílovitý tmel, jsou to půdy mělké, kamenité, s obsahem jílu do 30 % (píscitohlinité) a s trvalou písčitostí, způsobenou druhotnými křemičitany. Drobné ostrovy a vložky krystalických vápenců se nacházejí ve středočeských metamorfovaných ostrovech, na Českomoravské vysočině, v

Železných horách, na Šumavě i v Pošumaví, Ještědském a Železnobrodském pohoří, Krkonoších, Hrubém Jeseníku aj.

Horniny s obsahem 10–25 % MgCO_3 označujeme jako dolomitické krystalické vápence, s obsahem MgCO_3 nad 25 % jako krystalické dolomity. Ojediněle se vyskytují na Českomoravské vysočině a ve Slovenském rudohoří.

IV.4. Klasifikace charakteru půdotvorných hornin

IV.4.1 Klasifikace podle zrnitosti zvětralin

Půdotvorné (mateční) horniny se podstatnou měrou uplatňují na zrnitostním složení zvětralin a půd, které různými zvětrávacími pochody na těchto horninách vznikají. Na stejných horninách a ve stejném klimatu se vytvářejí zvětralinové vždy přibližně stejného zrnitostního složení; zrnitost zvětralin, vzniklých na téže hornině, ale v různých klimatických oblastech, tj. za působení rozdílných zvětrávacích činitelů, může být velmi odlišná. Velmi důležitou roli hraje však stáří zvětralin; v počátečním (iniciálním) stadiu má většina zvětralin hrubší zrnitost – dočasnou šterkovitost nebo písčítost, která se pak dalšími zvětrávacími pochody mění a zvětralina se stává jemnější. Ale i ve stejném klimatickém pásmu nezvětrávají různé horniny stejně rychle a netvoří se na nich zvětralinové stejného nebo podobného zrnitostního složení. Zvětratelnost i tvorba a zrnitost zvětralinové jsou výrazně ovlivněny charakterem horniny; rozhoduje tu zejména vznik a původ horniny, její mineralogické složení a stálost jednotlivých minerálů, obsah křemene a vůbec podíl a poměr tzv. minerálů zvětratelných a nezvětratelných, struktura a textura horniny, její barva atd. O zvětrávání hornin bude podrobněji pojednáno v samostatné kapitole.

Zvětráváním se vytváří na horninách na zemském povrchu různě mocná vrstva zvětralin, tzv. zvětralinový plášť, který má podle již uvedených vlastností hornin různé zrnitostní složení. Tento zvětralinový plášť (a půdy na něm vyvinuté) je tvořen minerálními zrnky rozdílné velikosti, která nazýváme zrnitostními prvky (mechanickými elementy), Tvar mechanických elementů je velmi rozmanitý, nacházíme zde zrna ostrohranná (u eluviálních zvětralin) i zaoblená (u přenesených zvětralin). Geneticky jsou tato zrna tvořena buď úlomky matečních hornin, nebo úlomky nerostů; kromě toho se ve zvětralinách vyskytují i některé druhotné minerály, které vznikly při zvětrávacích pochodech. Zvětralinová zrna se třídí podle velikosti do jednotlivých skupin čili zrnitostních frakcí a podle zastoupení zrnitostních frakcí ve zvětralině určíme potom zrnitost čili granulometrické (mechanické) složení zvětralin, zemin nebo půd.

Jednotlivé zrnitostní frakce mají pak specifické fyzikální a fyzikálně chemické vlastnosti, kterými ovlivňují charakter zvětralinové a zejména charakter vytvářejících se půd. Tak např. jílnaté částice (veškerý jíl) ovlivňují pórovitost a provzdušnění zvětralin, jejich vodní režim a propustnost pro vodu, fyzikální a chemickou sorpci atd. Prachové částice se objevují hlavně ve spraších a ostatních hlinitých sedimentech a tvoří velmi často i příměs ve zvětralinách jiných hornin; větší zastoupení prachu ve zvětralinách nebo půdách podmiňuje dobré fyzikální vlastnosti, jako např. dobrou propustnost pro vzduch i vodu, vzlínavost atd. Práškový písek a písek zvyšují propustnost zvětralinové pro vodu i vzduch, ale snižují jejich vodní jímavost a sorpci.

Horninovou drť tvoří úlomky mateční horniny větší než 2 mm, které se vyskytují ve zvětralinovém plášti a v půdách v různých tvarech a v různém stupni navětrání; horninová drť ještě více zvyšuje propustnost zvětralin a velmi snižuje bonitu půd, většinou ji nepočítáme již do vlastní půdní hmoty. Při vyšším obsahu horninové drti v profilu je vždy značně zmenšen fyziologický prostor, který může být využit kořeny lesních dřevin, a ve kterém jsou sorbovány živiny a voda. Drť je významnou složkou půd, zejména v horských oblastech.

Podle obsahu jednotlivých zrnitostních frakcí potom zvětraliny, zeminy a půdy klasifikujeme, a to podle upravené klasifikační stupnice Novákovy; je založena na obsahu veškerého jílu, v tzv. jemnozemi, tj. v zemině nebo půdě bez horninové drti (částice do velikosti 2 mm tvoří 100 % posuzované zeminy nebo půdy):

Souběžně s touto klasifikací posuzujeme i obsah horninové drtě ve zvětralině nebo zemině a podle převládajícího obsahu drtě (šterk nebo kámen) klasifikujeme zvětraliny a zeminy:

- při obsahu drtě 10 -25 % jako slabě šterkovité (resp. slabě kamenité)
- při obsahu drtě 25 -50 % jako středně šterkovité (resp. středně kamenité)
- při obsahu drtě 50 -75 % jako silně šterkovité (resp. silně kamenité)
- při obsahu drtě nad 75 % jako šterkovité (resp. kamenité)

Při přesné klasifikaci (po provedených zrnitostních rozborech) označujeme zvětralinu, zeminu nebo půdu vždy dvěma přídatnými jmény, např. zemina písčitohlinitá a slabě šterkovitá, zemina hlinitá a kamenitá atd.

IV.4.2 Klasifikace podle minerální síly

Řešením minerální síly matečních hornin zemědělských půd se velmi podrobně zabýval J. Stejskal, který také stanovil zásady klasifikace minerální síly, sestavil klasifikační stupnice a rozdělil horniny podle minerální síly do jakostních tříd. Klasifikace minerální síly matečních hornin vychází jednak z klasifikace obsahu minerálních živin (Ca, Mg, K, P) v hornině při plném respektování zákona minima, tj. že rozhodující význam má ta živina, která je zastoupena v nejmenším množství, jednak z klasifikace základního chemismu podle čtyř molekulárních poměrů, určujících předpoklady pro vznik dostatečného a účinného minerálního sorpčního komplexu. Podmínkou pro klasifikaci horniny je tedy její úplný silikátový rozbor.

Při klasifikaci minerální síly určité horniny podle celkové chemické analýzy:

- 1) Oklasifikujeme známkou -3 až +3 obsah každé živiny, hodnoty sečteme = A
- 2) Oklasifikujeme známkou -3 až +3 zákl. chemismus, hodnoty sečteme = B
- 3) $(A+B)/2$ dává konečné bonitní číslo pro horninu; záporná výsledná čísla označují

Horninu s malou minerální silou, kladná čísla horninu s větší minerální silou – čím vyšší číslo, tím větší minerální síla.

Při podrobnějším hodnocení vlastností hornin můžeme klasifikovat podobným způsobem ještě zrnitost zvětralin, vápnitost matečních hornin, odolnost proti degradaci, zvětratelnost

hornin, hloubku a skeletovitost zvětralin a hydrogeologické vlastnosti. Podle průměru všech agrogeologických vlastností zařadil J. Stejskal naše horniny do osmi jakostních tříd.

<p>I. Výborné hluboké hlinité zeminy bez skeletu</p>	<p>spraše</p>
<p>II. Velmi dobré hluboké hlinité až hlinito- jílovité bez skeletu s obsahem skeletu</p>	<p>aluviální (nivní) hlíny, svahové hlíny nejlepších jakostí čedičové a andezitové tufy nezpevněné</p>
<p>III. Dobré hluboké vápnojílovité zeminy měkké slíny bez skeletu hluboké hlinitojílovité zeminy bez skeletu hluboké hlinitopísčité zeminy s obsahem skeletu středně hluboké zvětralin y hlinité až hlinitojílovité s obsahem skeletu</p>	<p>měkké slíny svahové hlíny středních jakostí ryolitové tufy diority, syenity, amfibolity, gabrodiority, těšinitické peridotity, čediče, melafyry, diabasy, gabra, žulosyenity, granodiority, normální peridotity, amfibolovce, andezity, trachyty, znělce, porfyrity</p>
<p>IV. Průměrné hluboké hlinitojílovité zeminy bez skeletu s obsahem skeletu hluboké vápnojílovité zeminy bez skeletu hluboké písčité zeminy bez skeletu hluboké až středně hluboké zvětralin y vápnojílovité bez skeletu hluboké až středně hluboké zvětralin y hlinité až hlinitopísčité s obsahem skeletu</p>	<p>sprašové hlíny svahové hlíny horších jakostí vápnnité jíly mořské a terasové písky slínovce, opuky ruly, svory, fylity</p>

<p>V. Slabě podprůměrné</p> <p>hluboké písčité zeminy bez skeletu s obsahem skeletu</p> <p>hluboké jílovité zeminy bez skeletu</p> <p>mělké zvětraliny hlinité až hlinitojílovité s obsahem skeletu</p> <p>hluboké zvětraliny jílovité bez skeletu s obsahem skeletu</p> <p>hluboké zvětraliny jílovité bez skeletu</p> <p>středně hluboké zvětraliny písčité s obsahem skeletu</p>	<p>sprašové písky</p> <p>mořské a terasové štěrkopísky</p> <p>jíly</p> <p>dolomity, vápence</p> <p>měkké jílovité břidlice, jílovce, lupky</p> <p>normální jílovité břidlice</p> <p>vápnité a slinité pískovce</p> <p>křemité diority, dacity, žuly, ryodacity, kyselé granodiority</p>
<p>VI. Silně podprůměrné</p> <p>hluboké písčité zeminy bez skeletu</p> <p>hluboké až středně hluboké zvětraliny s obsahem skeletu</p> <p>středně hluboké zvětraliny písčité s obsahem skeletu</p>	<p>naváté písky, zvětraliny kvádrových pískovců</p> <p>jílovité břidlice fylitické</p> <p>arkózy, křemité porfyry, droby, usměrněné granulity</p>
<p>VII. Nevhodné</p> <p>velmi mělké zvětraliny s obsahem skeletu</p> <p>mělké písčité zvětraliny s obsahem skeletu</p> <p>mělké zvětraliny silně kamenité</p>	<p>hadce</p> <p>křemité pískovce</p> <p>všesměrné granulity (bělokameny), pegmatity, aplity, felsitické křemité porfyry</p>
<p>VIII. Nepoužitelné</p> <p>mělké hrubě kamenité zvětraliny až skála</p>	<p>křemence, křemité slepence, buližníky.</p>

V. GEOLOGICKÁ ČINNOST VNITŘNÍCH SIL

Rozčlenění zemského povrchu – vznik reliéfu – je výsledkem činnosti vnitřních (endogenních) a vnějších (exogenních) sil. Zemská kůra přechází pravidelně z období klidu do období horotvorné činnosti, která se projevuje jako činnost erupтивní (magmatická – vznik hornin vyvřelých), metamorfóza (vznik hornin proměněných) a zejména činnost tektonická, tj. mechanické porušení a deformace vrstev v zemské kůře. Tektonické změny v zemské kůře se nazývají vrstevní poruchy čili dislokace, které jsou buď tangenciální, vyvolané horizontálními tlaky, nebo radiální, vyvolané pohyby kolmými k povrchu země. Horniny usazené, původně vodorovně uložené, jsou nakloněny a zvrásněny, horniny proměněné (již zvrásněné) a vyvřelé jsou prostupovány sítí trhlin a puklin, posunovány a drceny. Touto činností vnitřních sil vznikají na zemském povrchu tzv. hrubé nerovnosti, základní reliéf, který je potom dále modelován vnějšími silami. Vznikem hrubých nerovností a následnou činností sil vnějších je zahájen geomorfologický cyklus, který – pokud se vnitřní síly znovu neprobudí – končí vznikem paroviny.

V.1. Dislokace tangenciální

Tangenciální dislokace vznikají stláčením zemské kůry v horizontálním, s povrchem země více méně rovnoběžném směru. Vznikají tak vrásy, vrásové příkrovy, vrásové a kerné přesmyky a posuny vrstev.

Vrásy vznikly vlnovitým zprohýbáním vrstevního komplexu. Skládají se ze sedla (antiklinály) a koryta (synklinály); části vrásy mezi sedlem a korytem se nazývají ramena vrásy. Podle polohy osy vrásy rozeznáváme vrásy přímé, šikmé, překocené, ležaté a ponořené. Složené vrásy mají zvrásněna i ramena. Vrásněním vznikla většina našich pohoří (vrásnatá nebo pásemná pohoří).

Vrásové příkrovy vznikají z ležatých vrás vodorovným přesunutím na velké vzdálenosti, přičemž se mohou dostat starší vrstvy nad mladší. Příkrovovou stavbu mají např. velká vrásnatá pohoří Alpy, Karpaty aj.

Přesmyky vrásové vznikly ze šikmých a překocných vrás přetržením středního ramene vrásy a přesunutím svrchní části vrásy přes spodní. Kerné přesmyky nastaly horizontálním přesunutím vrstev přes sebe bez předchozího vrásnění.

Posuny vznikly horizontálním posunutím ker podle svislých puklin ve směru tlaku.

V.2. Dislokace radiální

Radiální dislokace jsou vyvolané radiálními, tj. k povrchu země kolmými pohyby, které vznikly jako následek horizontálních tahů v zemské kůře a projevují se jako různé poklesy zemského povrchu.

Prohyb vrstev (flexura) vzniká poklesem jedné části kry, při čemž se vrstvy nepřetrhnou, ale střední rameno se ztenčí.

Pokles (zlom) vzniká při oddělení pokleslé kry sousedními dislokačními puklinami (svislými nebo šikmými). Opakují-li se poklesy, vznikají stupňovité zlomy. Poklesá-li mezi dvěma stabilními oblastmi stupňovitě střední kra, vzniká prolom, při protáhlém tvaru příkopová propadlina (např. podkrušnohorský zlom, blanický prolom, jihočeské pánve, boskovická brázda, středoslovenské pánve aj.); zůstává-li střední kra v původní poloze a okraje stupňovitě poklesají, vzniká hrásť (Český masív, Malé Karpaty aj.).

VI. GEOLOGICKÁ ČINNOST VNĚJŠÍCH SIL (RUŠIVÁ A TVOŘIVÁ)

Síly, které působí na zemskou kůru z vnějška, nazýváme geologické síly vnější čili exogenní. Počítáme k nim působení atmosféry (fyzikální a chemické působení vzduchu), hydrosféry (fyzikální a chemické působení vody a ledu) a organismů (biosféry); jejich účinek je převážně umožňován tíží zemskou. Exogenní síly se uplatňují zejména při přetváření zemského povrchu a při modelování hrubých nerovností původu tektonického a sopečného. Působí buď mechanicky, nebo chemicky a jejich činnost je především rušivá (horniny a reliéfy jsou rozrušovány) po níž následuje činnost tvořivá (nové horniny a reliéfy jsou vytvářeny).

Síly vnější a vnitřní jsou spolu v neustálém protikladném boji. Hrubé nerovnosti terénu, které se vytvořily činností vnitřních sil na zemském povrchu, podléhají ihned po svém vzniku účinkům vnějších sil a jsou jimi rozrušovány: vyvýšeniny jsou rušivou činností vnějších sil neustále snižovány, prohlubeniny pak jejich tvořivou činností – ukládáním usazenin – jsou zanášeny a dochází tak k vyrovnání terénních nerovností. V plochem a zarovnaném terénu jsou síly vnitřní i vnější v rovnováze, která může být porušena pouze novým projevem vnitřních sil a vznikem nových hrubých nerovností.

K hlavním geologickým vnějším silám řadíme činnost větru, vody a organismů.

VI.1.1 Geologická činnost větru

Geologická činnost větru je velmi rozsáhlá a závisí na jeho směru, rychlosti, síle a na vlastnostech prostředí, na které působí vítr. V suchém podnebí se suchými a sypkými zvětralinami se vítr uplatňuje více, než v krajinách s klimatem vlhčím. Právě tak i oblasti bez rostlinného krytu jsou větrem více ovlivňovány nežli oblasti se zvlněným reliéfem a rostlinným krytem.

Vítr se projevuje svými účinky nepřímo i přímo. Nepřímé působení větru se projevuje jednak rozvlněním mořské hladiny, která pak jako mořský příboj způsobuje mohutnou plošnou erozi (abrazi) pobřežních skal a útesů, jednak tím, že vítr přináší mraky a tím i srážky, které jsou pak původcem veškeré geologické činnosti vody. Přímé působení větru je rozsáhlejší a významnější a jejich činnost dělíme na činnost rušivou a tvořivou. K rušivé činnosti větru patří větrný odnos či deflace, větrný obrus či větrná eroze a větrný přenos či transportace. Tvořivá činnost větru se pak projevuje jako větrná sedimentace, tj. tvorba eolických sedimentů.

a) Větrný odnos čili deflace (odvívání)

Jak již bylo uvedeno, větrný odnos probíhá hlavně v oblastech se suchým klimatem a podléhají mu zejména suché a sypké zvětraliny. Mohutnost větrného odnosu závisí na unášecí síle větru (tj. na jeho rychlosti) a na velikosti úlomků zvětralinového materiálu. Nejsnadněji jsou odnášeny jemné prachové částice, které vítr může přenášet ve značné výši a do velkých vzdáleností – např. prach z afrických a předoaasijských pouští se objevuje až ve Skandinávii. Vítr může samozřejmě přenášet i částice větší, písčité, maximálně však do velikostí asi 3 mm. Hrubší úlomky jsou větrem pouze posunovány po zemi. Silným větrným odnosem vznikají prachové

bouře (u nás např. v oblasti jižní Moravy) a zároveň velké škody na zemědělských a lesních pozemcích, poněvadž odnosem jemného zvětralinového materiálu se ochuzují půdy o nejcennější minerální složku, zmenšuje se fyziologická hloubka půdy, případně může dojít až k úplnému obnažení skalního podkladu. V plochých krajinách se čelí větrné deflaci výsadbou větrolamů.

b) Větrná eroze

Větrná eroze probíhá hlavně formou větrného obrusu čili koraze, tj. jako eroze převážně mechanická. Vítr unáší, s sebou drobná zrnka prachu nebo písku, která narážejí na povrch skal, balvanů apod., a obrušují a ohlazují je.

Vzhledem k různé místní odolnosti skal (závisí na petrografickém složení) jsou některá místa obrušována silněji, jiná slaběji. Tak dochází k tzv. selektivní větrné korazi na horninách se vytváří výčnělky tvrdších partií, měkčí partie jsou oderodovány. Zvláštní formou selektivní koraze jsou voštiny, tj. duté buňkovité vybrušování měkčích částí horniny (např. u pískovců). Větší úlomky, které vítr pouze smýká po zemi, obrušují osaměle stojící skály v jejich spodní části a vznikají tzv. hřibovité skály. Podobně vznikají z osamělých balvanů viklany, tj. balvany labilně podepřené o podloží v jediném bodě. Sutě i štěrkové valouny jsou proudem písku obrušovány na povrchu při změnách polohy v několika rovných plochách, které se stýkají v přímých hranách – vznikají tzv. hrance. Větrným obrušováním se tvoří dále v měkčích horninách skalní mosty a skalní okna (u nás např. v Děčínských stěnách). Rozsáhlé planiny, tvořené vodorovně uloženými horninami, jsou větrnou erozí rozčleňovány v tabulové hory či svědky, které mají příkré a hladké stěny a na jejich úpatí chybí suťové kužely.

c) Větrný přenos

Větrný přenos probíhá podle velikosti přenášených úlomků a podle síly větru. J. Thoulet stanovil, že při rychlosti větru:

0,5 m/vt. unáší vítr zrna do velikosti 0,04 mm,

1,0 m/vt. unáší vítr zrna do velikosti 0,08 mm,

3,0 m/vt. unáší vítr zrna do velikosti 0,25 mm,

5,0 m/vt. unáší vítr zrna do velikosti 0,41 mm,

7,0 m/vt. unáší vítr zrna do velikosti 0,57 mm,

9,0 m/vt. unáší vítr zrna do velikosti 0,73 mm,

11,0 m/vt. unáší vítr zrna do velikosti 0,89 mm,

13,0 m/vt. unáší vítr zrna do velikosti 1,05 mm

atd.

Během přenosu se úlomky stálým třením o sebe dále drobí, obrušují a zmenšují a zároveň třídí podle velikosti a specifické váhy. Poněvadž však se rychlost, unášecí schopnost a směr větru často mění, nacházíme ve větrných návějích úlomky různých velikostí.

d) Větrná sedimentace

Větrnou sedimentací se tvoří větrné čili eolické sedimenty. K sedimentaci přenášených úlomků dochází tam, kde slábně síla větru (v závětrí, za terénní překážkou apod.), nebo kde unášený materiál narazí na překážku. Podle velikosti usazovaných úlomků rozdělujeme eolické sedimenty na písčité a prachové. Hrubší sedimenty, hrubozrnné písky a sutě, vznikají činností větru jen nepřímo, zejména vyvátím jemnějšího prachového a písčitého materiálu.

Písčité eolické sedimenty se nazývají náváté či přesypové písky a nejčastější formou jejich výskytu jsou přesypy čili duny. Unášený písek je zachycován různými drobnými překážkami (trsy trav, keře, balvany apod.) a vytváří se první nízké valy, které podporují další sedimentaci – vznikají tak písečné přesypy. U většiny přesypů má návětrná strana mírný sklon, strana závětrná je příkrá. Typické je také křížové zvrstvení jednotlivých písčitých vrstev na příčném průřezu, které je způsobeno častými změnami směru větrů. Nezpevnělé přesypy bez vegetace se posunují ve směru větru a mohou zasypat polní i lesní kultury, komunikace, osady aj. Prachové eolické sedimenty vytvářejí jednak návěje spraší, jednak návěje eolických tufů, tj. návěje sopečného popela, který bývá při Výbuších sopek zanášen na velké vzdálenosti.

O rozšíření a vlastnostech přesypových písků, spraší a tufů bylo již pojednáno v kapitole o usazených horninách.

VI.1.2 Geologická činnost vody

Voda se na zemském povrchu vyskytuje ve třech skupenstvích – kapalném, tuhém i plynném, přechází z jednoho skupenství do druhého a je v neustálém pohybu (koloběh vody). Ve vodních nádržích i volných tocích, ale i z povrchu zemského, rostlinstva atd. se voda neustále vypařuje. Vodní páry jsou přenášeny větrem, sráží se v mraky, které se kondenzují v déšť, sníh apod. a v podobě srážek se voda vrací zpět na zemský povrch. Voda, která spadne na zemský povrch, se zčásti vypaří do vzduchu, zčásti vsákne do země a zčásti odteče na povrchu. Srážková voda se rozděluje na tři části, výpar, povrchový odtok, infiltrace, ale poměr těchto tří částí je velmi různý a je přímo závislý na místních poměrech (klíma, reliéf terénu, fyzikální stav hornin a půdy, rostlinný kryt apod.), jak je podrobněji vyloženo při vzniku podzemních vod.

Voda je hlavním exogenním činitelem, který se nejvíce podílí na tvorbě reliéfů krajiny a na vzniku hornin usazených. Veškerou geologickou činnost vody můžeme opět rozdělit na činnost rušivou (zvětrávání a vodní eroze), přenášecí a tvořivou (vznik vodních sedimentů). V obou případech může voda působit buď mechanicky, nebo chemicky. Největší účinky mechanické a chemické má tekoucí voda – vodní páry působí jen chemicky, led převážně mechanicky.

VI.1.2.1 Geologická činnost dešťové vody

Dešťová voda působí na zemský povrch mechanicky i chemicky. Mechanický účinek dešťové vody se projevuje hlavně při dopadu dešťových kapek na půdu, zvětralou nebo měkkou horninu. Neustálými a opakovanými nárazy se částičky půdy nebo uvedených hornin uvolňují a na svazích pak dochází při povrchovém odtoku dešťové vody k plošnému splachování půd a zvětralin (tzv. ronový splach) nebo i dešťové erozi.

Ronový či dešťový splach je splachem plošným a jsou jím přenášeny půdní nebo jemnější horninové částice ze svahů na jejich úpatí. Tím se zmenšuje hloubka půd nebo mocnost zvětralinové pokrývky na okrajích plošin a v horních částech svahů a mění se i jejich zrnitostní složení – jsou odnášeny převážně jemnější částice a převládá v nich proto hrubší materiál. Odnášený materiál se hromadí v dolních, mírnějších polohách svahů, zvláště pak na úpatích jako deluvia a podsvahová deluvia, která jsou zrnitostně jemnější a mají vždy větší mocnost. Poněvadž spolu s půdními částicemi jsou odnášeny i minerální živiny, je i minerální síla podsvahových deluvií větší a jsou také vlhkostně příznivější. Plošným ronovým splachem dochází zákonitě na každém svahu k rozrůznění mocnosti půd a ke změnám v jejich zrnitostním složení; tím se mění i základní půdní vlastnosti, jako např. fyziologická hloubka, obsah živin a vody apod.

Dešťová eroze (vymílání dešťovou vodou) probíhá hlavně při silných a déle trvajících deštích, kdy v půdách nebo měkčích horninách se vytváří nejprve sít mělkých stružek (eroze stružková), které se postupně prohlubují v hlubší brázdy (eroze brázdová, rýhová) a konečně až v hluboké výmoly nebo strže (eroze stržová). Za velkých přívalů hrubý unášený materiál dále prohlubuje brázdy a strže často až do pevné mateční horniny a je potom ukládán při vyústění strže do údolí v podobě nánosů na údolní nivu, jemný materiál je odnášen potoky a řekami. Mezi jednotlivými erozními rýhami často vznikají hřebenovité výstupky s příkrým sklonem svahů, nazývané kulisy. Silná dešťová eroze se v České republice projevuje nejvíce na svazích v horských a podhorských oblastech (např. v celém flyšovém pásmu, v tufových oblastech, v oblastech s výskytem svahových hlín apod.) a to zejména jako následek odlesnění, pastvy dobytka, špatně trasovaných cest atd. Tento druh eroze je velmi škodlivý a způsobuje v celém národním hospodářství velké škody a ztráty.

Dešťovým ronem i dešťovou erozí se mění reliéf celé krajiny: všechny nerovnosti a ostrosti se zmírňují, ostré hrany a kolmé svahy zaříznutých říčních údolí jsou modelovány do tvarů široce rozevřených; údolí s kolmými stěnami (kaňony) se vyskytují jen tam, kde dešťová voda se rychle vsakuje a nemůže mechanicky působit (ve vápencích, pískovcích apod.), nebo tam, kde je nedostatek srážek.

Dešťová voda působí na horniny i chemicky a je důležitým činitelem hlavně při zvětrávání hornin, které bude probráno ve zvláštní kapitole.

VI.1.2.2 Geologická činnost tekoucích vod (potoků a řek)

Tak jako v detailu při erozi dešťovou vodou jsou svahy rozryty sítí stružek, rýh a roklí, je ve velkém měřítku i celý zemský povrch rozbrázděn soustavou údolí, kterými protékají vodní toky - potoky a řeky. Většina vodních toků začíná pramenem ve výše položené oblasti, odtud stékají pak po nakloněném povrchu pod vlivem zemské tíže, spojují se ve větší toky, ty ústí dále do velkých toků atd., až konečně hlavní veletoky dopravují veškerou vodu do jezer nebo moří. Činnost tekoucích vod je nejvýznamnější geologickou činností vody a můžeme ji opět rozdělit na činnost rušivou a tvořivou, při čemž v obou případech se voda uplatňuje jak mechanicky tak i chemicky. Chemická rušivá činnost tekoucí vody se uplatňuje hlavně při vzniku krasových

jevů a bude o ní pojednáno ve zvláštní kapitole. V následujících odstavcích se budeme zabývat pouze mechanickou činností tekoucích vod, rušivou a tvořivou.

Mechanická rušivá činnost tekoucích vod se projevuje při mechanickém rozrušování hornin (eroze a denudace) a při transportu unášeného materiálu.

Říční eroze

Říční eroze (vymílání tekoucí vodou) patří k nejsilnějším rušivým jevům na zemském povrchu. Je způsobována v malé míře přímo čistou tekoucí vodou a projevuje se buď jako pozvolné rozplavování nezpevněných a měkkých hornin, nebo tam, kde voda naráží na horniny velkou silou nebo volným pádem (např. u peřejí a vodopádů). Hlavní příčinou vodní eroze je však vymílání skalního podkladu koryta a podemílání břehů pomocí unášených úlomků hornin, které se pohybují po dně, nebo kterými vodní tok naráží na břehy. Rychlost a intenzita říční eroze je úzce závislá na druhu, petrografickém složení, zpevnění nebo navětrání horniny a na rychlosti proudu, tj. na unášecí síle vodního toku, která je určována spádem a tvarem koryta, jakož i množstvím vody v řečišti. Erozní síla toku vzrůstá ve vztahu k rychlosti proudu geometricky, tj. zvýší-li se rychlost proudu na dvojnásobek, je erozní síla čtyřikrát větší. Působení eroze je také podstatně závislé na průběhu proudnice, tj. na průběhu směru největší rychlosti proudu. Říční eroze probíhá buď čistě mechanicky jako koraze, působí-li vodní eroze i chemicky – např. některé nerosty nebo horniny jsou vodou rozpouštěny – mluvíme o korozi.

Podle směru působení rozdělujeme říční erozi na erozi svislou čili vertikální, na erozi vířivou čili evorzi a na erozi bočnou čili postranní (horizontální).

Svislá (prohlubovací) eroze působí do hloubky a prohlubuje říční koryto. Svislou erozí vodních toků vznikají roklovitá údolí, která hlavně v oblastech horního toku, kde řeky mají charakter bystřin, jsou hluboce zaříznuta a mají příkré až strmé svahy. Eroze zde totiž pokračovala rychleji, nežli mohl dešťový ron otupovat ostré hrany a zmírňovat sklon údolních svahů. Svislá eroze postupuje pozvolna zpět proti proudu a tím prodlužuje délku toku a údolí směrem do pohoří (zpětná eroze). Zpětnou erozí může proniknout tok i do sousedního údolí a odvést části toku sousedního povodí – tzv. pirátství říčních toků.

Bočná (postranní eroze) vzniká tehdy, přiblíží-li se proudnice k některému břehu – k tomu dochází v říčních zákrutech, kde se proud odstředivou silou přibližuje k vnějšímu vydutému (konkávnímu) břehu. Na tento břeh, nárazový čili výsepní, pak voda a jí unášený materiál narážejí a podemílají jej, až vlivem tíže dojde k jeho zřícení. Na vnitřní straně zase břeh narůstá nanášením a usazováním říčních sedimentů (břeh nánosový čili jesepní). Při pokračující bočné erozi dojde tak ke zvětšení říčního zákrutu a ke vzniku meandru. Meandrové pásy se postupně zařezávají i do údolních svahů a současně pozvolna postupují ve směru toku. Tak dochází na středním a dolním toku k neustálému rozšiřování údolí. Ve středních a dolních částech říčních toků je meandrování obecným zjevem a jednotlivé meandry často na sebe navazují. Meandrové zákruty se často přiblíží k sobě velmi blízko, takže při zvýšeném vodním stavu dojde snadno k jejich protržení a vyrovnání vodního toku. Ze zbytku bývalého řečiště vznikají pak slepá říční ramena, která mohou být od napřimeného vodního toku zcela odříznuta nánosy, mění se v tůně a postupně mizí. V oblasti středního toku řeky se mohou meandry při poklesu erozní báze

svislou erozí zahlubovat do skalního podkladu. Tak vznikly meandry zaklesnuté (např. na Českomoravské vysočině, ve středních Čechách a jinde), jejichž zákruty jsou odděleny strmými skalními hřebeny – tzv. ostruhou. Po protřžení a zkrácení meandru se ostruha mění v okrouhlík. Meandry vytvořené ve vlastních nánosech řeky na dolním toku, kde nedochází k hloubkové erozi, označujeme jako meandry volné.

Evorze (vířivá eroze) vzniká při kruhovém pohybu unášeného materiálu ve vírech. Krouživým vybrušováním vznikají polokulovité, kuželovité nebo i válcovité jamky, mísy nebo kotle, označované též jako obří hrnce. Evorze nastává pod vodopády a její stopy pozorujeme v oblastech horního toku řek v peřejích.

Vznik a vývoj říčních údolí

Údolí jsou přirozené brázdy na povrchu zemském, které byly vytvořeny erozní činností tekoucích vod. Jejich vývoj určuje a podmiňuje utváření celých krajin. Erozní činnost řek závisí především na výškovém rozdílu mezi horní a dolní erozní základnou (bází). Horní erozní základnou je oblast prameniště, dolní ústí řeky.

Spojnice obou těchto bodů, tj. podélný profil údolím, se nazývá spádová křivka řeky. Obvykle není plynulá, je přerušována úseky s větším spádem – tzv. stupni. Takovou spádovou křivku označujeme jako nevyrovanou a údolí s touto spádovou křivkou jako mladá nebo nezralá. Veškerá činnost řek pak směřuje k vyrovnání spádové křivky, která by teoreticky měla tvar paraboly s rychlým stoupáním k pramenné oblasti. Toto vyrovnávání se děje dvojím způsobem: jednak vymíláním, tj. snižováním úrovně údolního dna v horní části spádové křivky, jednak nanášením, tj. zvyšováním údolního dna v dolní její části. Blíží-li se spádová křivka křivce geometrické, mluvíme o údolí zralém nebo starém.

V údolí i u řek rozlišujeme oblast horního, středního a dolního toku. Horní úsek toku se nachází obvykle v hornaté oblasti a má velmi prudký spád. Vodní tok unáší velké množství štěrku a silně vymílá dno svého koryta. Tato údolí mají v profilu tvar písmene V a jsou hluboce zaříznuta do okolního pohoří. Spádová křivka je nevyrovaná, má četné stupně, na kterých řeka vytváří vodopády nebo peřeje. Oblast středního toku má spád již mírnější. Řece sice přibývá na vodnatosti, ale snižuje se její unášecí síla, unášený materiál je hlavně postrkován po dně a omílá se na drobnější štěrk nebo písek.

Značná část materiálu se zde již usazuje, proto se i výmolná činnost zmenšuje a nastupuje boční eroze, kterou se údolí rozšiřuje. V oblasti dolního toku řeky je spád ještě mírnější, k vymílání dochází jen ojediněle, hlavně při vysokém stavu vody, a řeka většinou jen nanáší. Vodní tok teče v široké a ploché nivě – úvalu, a často vytváří četné volné meandry.

Eroze a vývoj údolí bývají oživovány pomalými pohyby (zejména zdvihy) kůry zemské nebo změnami klimatu. Po každém zdvihu si musí řeky znovu upravit spádovou křivku a počnou znovu vymílat třeba i tam, kde dříve sedimentovaly. V suchém nebo chladném klimatu mají řeky menší vodnatost i unášecí sílu a nanášejí, při větší vodnatosti ve vlhčím klimatu erodují. Tím dochází k zmlazení tzv. erozního cyklu. Erozním cyklem nazýváme vývoj údolí (a

tím i celé krajiny) od stavu nezralosti ke stavu zralosti. Konečným výsledkem erozního cyklu a působení ostatních exogenních činitelů (= vývojový cyklus) je pak zarovnaný a málo členitý krajinný útvar – paroviny. Pochody, vedoucí ke vzniku paroviny, označujeme souborně jako denudaci. Např. v Českém masívu byla vytvořena poslední parovina ve starších třetihorách - pohyby zemské kůry ještě ve starších a v mladších třetihorách došlo ke vzniku nových erozních bází a počal další erozní cyklus.

Přenášecí činnost tekoucích vod

Přenášecí čili transportační činnost tekoucích vod je rovněž úzce závislá na rychlosti proudu a na množství protékající vody. Větší balvany jsou vodním tlakem pouze odvalovány a postrkovány, při tom se poměrně velmi rychle zaoblují a zmenšují. Rychlost obrušování závisí samozřejmě na petrografickém složení a odolnosti materiálu. Tak např. žulový balvan o průměru 40 cm se zmenší po 11 km cestě v horské bystřině na valoun o průměru 4 cm a asi po 15 km transportu se zcela rozpadne. Pískovcový balvan se rozpadne v písek již po 2 km transportu. Proto se v říčních náplavech vyskytují hlavně úlomky odolných hornin a nerostů, zejména pak křemene, který bývá převládající složkou ve všech říčních sedimentech. Drobnější úlomky, např. písčítá a prachová zrna, jsou vodou přenášeny do delších vzdáleností. Také při jejich transportu dochází k zaoblování a dalšímu zmenšování úlomků. Nejjemnější jílnaté částice jsou ve vodě suspendovány a volně se v ní vznášejí, způsobují zakalení říční vody a jsou přenášeny velmi daleko. Podle Woldřichových výpočtů odnáší např. Labe z Čech ročně 900 000 tun suspendovaného materiálu. Řeky dopravují také mnohé látky v roztoku, průměrně asi 180 mg rozpuštěných látek v 1 l říční vody – z rozpuštěných látek převládá CaCO_3 .

Mechanická tvořivá činnost tekoucích vod

Jakmile vodní proud ztratí svoji unášecí sílu, dochází k usazování unášeného materiálu, k říční sedimentaci neboli akumulaci. Ke snížení unášecí síly dochází hlavně tam, kde se snižuje rychlost proudu, je to zejména u břehů, na vnitřní straně zákrutů a u říčního dna, kde síla proudu následkem tření poklesá.

Říční usazeniny se vytvářejí také hojně na říčních nivách při pravidelných záplavách. Hlavními oblastmi říční sedimentace jsou úseky středního a zejména pak dolního toku řeky. Říční sedimenty jsou ve směru proudu obvykle dobře roztríděny podle velikosti úlomků – hrubší materiál se usazuje nejdříve a postupně s klesající unášecí silou dochází k sedimentaci stále jemnějšího materiálu. Protože vodní stavy v řekách jsou kolísavé, je říční sedimentace nepravidelná (střídají se vrstvy hrubého a jemnějšího materiálu) a přerušovaná. Za vyššího stavu vody jsou usazeniny zčásti zerodovány a pokryty novými.

K říčním sedimentům počítáme náplavové kužely, šterkové a pískové výspy, vlastní říční sedimenty a říční terasy.

Náplavové kužely vznikají při ústí úžlabin a roklí do větších údolí nanesením hrubě roztríděného materiálu přívalovými vodami. Šterkové, pískové nebo smíšené výspy se tvoří z náplavů na dně v korytech větších řek, rozdělují říční tok na několik ramen a při malém stavu vody vyčnívají na povrch. Jejich tvar se stále mění a postupně se stěhují po proudu řeky.

Vlastní říční sedimenty jsou ukládány jednak v říčních korytech, jednak v údolních nivách (aluviích). Říční sedimenty, vyplňující údolní dna, byly uloženy hlavně při postupu meandrových zákrutů. Kromě svého normálního koryta mají však starší a větší řeky dnes ještě druhé koryto, které je ploché a široké, a které je zaplavováno vodou jen za vyššího vodního stavu (inudační oblast). Tyto záplavy usazují pak na jeho dně různé nánosy, kterými se úroveň dna tohoto druhého koryta pozvolna zvyšuje a vzniká tak říční niva. V těchto říčních sedimentech se vyskytuje a nepravidelně střídá materiál všech zrnitostních velikostí, od balvanů a štěrků až k jílu – podle kolísání unášecí síly toku.

Říční údolní terasy jsou pojmem spíše geomorfologickým. Označujeme tak výrazné větší nebo menší plošinky, vyvinuté po jedné nebo po obou stranách údolí, a to i v několika stupních nad sebou. Vznikají u řek, které si již vytvořily říční nivu, a u kterých následkem zmlazení eroze (u nás hlavně vlivem klimatických změn v ledových dobách v pleistocénu), došlo k dalšímu hloubkovému vymílání. Proto údolní svahy bývají často stupňovité, a jednotlivé stupně představují zbytky starších říčních niv. Říční terasy jsou podle svého vzniku buď výmolné (erozní) nebo nánosné (akumulační). Erozní terasy jsou tvořeny plochou, která se vytvořila zbroušením podkladu, po kterém řeka tekla. Erozní terasa může být tvořena skalním

podkladem nebo i staršími říčními nánosy. Akumulační terasy jsou tvořeny štěrkovými nebo písčivými nánosy, které jsou uloženy na erozní terase.

VI.1.2.3 Krasové jevy

Krasové jevy jsou vytvořeny v horninách více či méně rozpustných a rozpukaných chemickou a v podzemí i mechanickou rušivou činností vody. Tento druh eroze se označuje jako krasovatění. Hlavní horninou, ve které se krasové jevy vyskytují, jsou všechny druhy vápenců, v menší míře nacházíme krasové jevy i v dolomitech a travertinech. Vývoj a rozsah krasových jevů závisí úzce na stupni rozpustnosti krasových hornin. Oblast s hojným výskytem krasových jevů nazýváme potom kras.

Základním pochodem při tvorbě krasových jevů je rozpouštění krasových hornin vodou, a to dešťovou a tekoucí povrchovou i podzemní. Vápenec je rozpustný i v čisté vodě – desetkrát silněji však působí voda, která obsahuje pohlčený CO_2 (ze vzduchu, z rozkladu organických látek v půdě apod.). Z normálního, málo rozpustného CaCO_3 vzniká tak kyselý uhličitán vápenatý $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ podle zvrtné rovnice:



Tento kyselý uhličitán je však nestálý, snadno se rozpadá na své původní složky a z vod se pak znovu sráží normální CaCO_3 . Tak dochází k tvořivé chemické činnosti vod – k vylučování travertinu, sintrů, k tvorbě krápníků a ve podvinách i luční křídly. "

Krasové jevy se rozdělují na povrchové a podzemní. Ke *krasovým jevům povrchovým* patří škrapy, závrtky, polje, propasti, ponory, vyvěračky, kaňonovitá údolí, slepá, poloslepá a suchá údolí, ke krasovým jevům podzemním počítáme krasové komíny a jeskyně.

Škrapy jsou hřebenovité útvary na povrchu krasových hornin, které vznikají rozpouštěním skalního podkladu srážkovou vodou. Jsou uspořádány buď ve směru stékající vody nebo ve směru puklin nebo vrstev v hornině. Větší krasová území, jejichž povrch je pokryt škrapy, označujeme jako škrapová pole. Povrch škrapových polí je buď holý, nebo jsou žlábků mezi škrapy vyplněny zeminou, která může být porostlá travou, křovinami i stromy.

Závrtý jsou mísovité nebo nálevkovité prohloubeniny na povrchu krasových oblastí. Mají průměr od několika metrů do 1 km, jejich hloubka kolísá v našich krasových oblastech od několika decimetrů do 20 metrů. Dno závrtu je buď otevřeno ponorem, nebo trhlinou a souvisí s podzemními prostory (závrtý zející), nebo je ucpáno splavenými sedimenty (závrtý zavřený). Závrtý jsou jedním z nejtypičtějším a nejčastěji se vyskytujících krasových jevů (v Jihoslovenském krasu se vyskytuje až 20 závrtů na 1 km²). Mají značný význam hydrologický, soustřeďuje se v nich prosakování vody do podzemí a počíná v nich koloběh krasových vod. Mohutné závrtý mají své zvláštní mikroklima a mohou se v nich vytvářet i mrazové kotliny.

Polje jsou závrtý o průměru přes 1 km. Jsou to obyčejně protáhlé a uzavřené krasové deprese s rovným nánosovým dnem, s četnými vyvěračkami a ponory. Vyskytují se hlavně v jugoslávském krasu.

Propasti jsou hluboké jámy, u nichž hloubka převládá nad šířkou – mají příkré i svislé stěny. Vznikají buď rozpouštěním vápence podél puklin a jsou potom úzké, s kruhovým nebo eliptickým průřezem a často velmi hluboké, nebo k jejich vývinu dochází zřícením jeskynního stropu nebo provalením dna závrtů do podzemních dutin.

Ponory nebo **propadání** jsou místa, kde se vody ztrácejí do podzemí a povrchový tok se mění v tok ponorný. Vyskytují se obyčejně při vstupu vodního toku na krasové území. Místa výtoků podzemních vod pak označujeme jako vyvěračky. Objevují se všude tam, kde nepropustná podloží krasové horniny vystupuje na povrch.

Údolí v krasových oblastech mají příkré svahy, protože zde chybí modelace dešťovým rohem (snadná propustnost vápence) a označujeme jako kaňonovitá údolí. Slepá údolí jsou krasová údolí, která jsou ukončena příkrou stěnou (skalní závěr), na jejímž úpatí se vodní tok ztrácí do podzemí a údolí za skalním závěrem již dále morfologicky nepokračuje. U poloslepých údolí je závěrová stěna nižší a údolí za ní pokračuje dále, je však většinou bez vody – jen výjimečně za vysokých stavů vodních přetékaají vody přes skalní závěr a protékají pak druhou částí údolí. Suchá údolí (suché žleby) jsou hluboká kaňonovitá údolí, kterými normálně neprotéká vodní tok, neboť veškerá povrchová voda se na začátku žlebu ztrácí ponory do podzemí. Jen při zvýšených stavech vody, kdy ponory nestačí pojmout přitékající vodu, teče voda povrchově celým údolím. Suchá údolí se postupně mění v poloslepá, neboť postupným hloubením ponorů se vytváří skalní závěr.

Krasové jevy podzemní nemají pro zemědělskou geologii žádný praktický význam. Zájemci najdou jejich podrobný popis v každé všeobecné geologii. Krasová území mají také svoji zvláštní hydrografii. Srážková voda prosakuje četnými trhlinami, puklinami a závrtý do podzemí, kde vytváří podzemní toky nebo podzemní nádrže. Proto se krasové oblasti vyznačují nedostatkem povrchových vod a celkovou suchostí, tj. mezi jiným i nedostatkem vody v půdách. Mají obyčejně i suché a teplé mikroklima a představují vždy stanovištně dosti extrémní

oblast. Mělké a kamenité půdy v krasových oblastech podléhají lehce vodní erozi a celá oblast se snadno mění ve skalní poušť (viz např. celou oblast jihoevropského krasu – Slovinsko, Bosna a Hercegovina, Řecko, Itálie apod.). Proto také hospodaření i technické práce v krasových oblastech vyžadují velkou péči a obezřetnost.

Vývěry krasových pramenů jsou buď puklinové, nebo výstupné po vložkách nekrasových a nepropustných hornin. Podzemní krasová voda nemá souvislou hladinu, ale soustřeďuje se po puklinách v samostatné toky, které pak soustřeďují ostatní kolující vodu.

S těmito zvláštními poměry hydrologickými souvisí i zvláštní morfologie krasové krajiny. Chybějící modelace dešťovým ronem způsobuje výskyt četných ostrých hran a nerovností, příkrost stěn údolí, propastí i některých závrťů apod. Krasový povrch je četnými depresiemi a neúplnými údolními rozčleněn v nepravidelné hydrografické a morfologické oblasti. Jednotlivé vápencové bloky vytvářejí časté plošiny a planiny, které mohou relativně vyčnívat nad své okolí, poněvadž povrchová denudace je nepatrná.

Rozšíření krasu v Čechách je celkem malé. Menší krasové oblasti se nacházejí v silurských a devonských vápencích mezi Prahou a Berounem (Český kras), v krystalických vápencích dolomitických u Chýnova (Táborsko), dále pak u Ledče nad Sázavou, v Železných horách u Vápenného Podola, u Vrchlabí aj. Na Moravě jsou krasové jevy velmi hojné a dokonale vyvinuté. Nejznámějším krasovým územím je oblast devonských vápenců mezi Brnem a Sloupem – Moravský kras. V severní části Dražanské vysočiny se nachází kras Mladečský a Javoříčský, mezi Teplicemi nad Bečvou a Zbrašovem kras Hranický s aragonitovými jeskyněmi. Krasové jevy se vyskytují i v oblasti severomoravského devonu (jeskyně na Pomezí, Špičák aj.) a v některých jurských vápencích ve vnějším pásmu bradlovém (Pavlovské kopce, Štramberk aj.)

VI.1.2.4 Geologická činnost jezer a moří

Jezerá jsou přirozené vodní nádrže na povrchu souší, které vznikají buď jako výplně prohlubenin (jezera hloubená) nebo zahrazením údolí a nadržáním vod (jezera hrazená). Jezera bezodtoká nemají říční odtok, jezera říční jsou protékána řekami. Většina jezer má vodu sladkou, bezodtoká jezera v aridních oblastech mají i vodu slanou. Naše jezera jsou hlavně původu ledovcového, vyhloubena i hrazená. Geologickou činnost jezer můžeme opět rozdělit na rušivou a tvořivou. Rušivá činnost jezer je celkem slabá a projevuje se plošnou erozí pobřežní (tzv. abraze), kdy následkem vlnobití je podél celého pobřeží vymílán plošný stupeň – abrazní plošina. Tvořivá činnost jezer se projevuje hlavně vznikem jezerních sedimentů. Jako důležité jezerní sedimenty u nás vznikly např. permokarbonské kamenouhelné uloženiny a třetihorní uloženiny hnědouhelné. Jezera poměrně rychle zanikají a to buď zanesením jezerní pánve sedimenty, nebo proříznutím jezerní hráze říční erozí. Jezera mají značný význam klimatický, regulační i jako přirozené čistící stanice protékající vody.

Moře pokrývá v současné době většinu povrchu zemského a patří proto k nejvýznamnějším exogenním činitelům. Rušivá činnost moří se projevuje obdobně jako u jezer – hlavně ve formě plošné abraze. Tato abraze je však silnější, účinek příboje je zvýšen unášenými úlomky, a také vzniklé abrazní plošiny jsou mohutnější. Poněvadž v průběhu geologických dob se rozložení moří a pevnin měnilo, nacházíme abrazní plošiny i na dnešní souši. Také u nás

bývala často moře nebo mořské zálivy a proto nacházíme abrazní plošiny v jihovýchodní části Českomoravské vysočiny, na Dražanské vysočině, v Oderských vrších, Nízkém Jeseníku aj. Tvořivou činností moří se utvořilo množství hornin usazených úlomkovitých, chemických i organogenních. V ČR jsou mořské sedimenty hojně rozšířeny např. v Křídové tabuli české, v oblasti jižní a východní Moravy.

VI.1.2.5 Geologická činnost ledu

Voda ve skupenství pevném se na zemském povrchu vyskytuje a působí hlavně ve formě sněhu, údolních (horských) ledovců, pevninských (kontinentálních) ledovců a říčního ledu. Působí opět jako faktor rušivý a tvořivý.

Sníh

Sníh jsou v podstatě velmi jemné, kostrovité krystalky ledu, krystalizující v šesterečné soustavě. V horských oblastech je sníh hlavním materiálem při vzniku lavin, tj. sesuvů sněhových hmot. Rozlišujeme: laviny prašné, vznikající sesuvem suchého prachového sněhu, laviny kluzné, vznikající ze sněhu měkkého a vlhkého, laviny povrchové, které vznikají sesuvem čerstvého sněhu, napadlého na starší zledovatělý sníh atd. Laviny, zejména pak laviny kluzné, jsou velmi nebezpečné; kromě zničení porostů na dráze, kterou se lavina ubírá, dochází na suvné dráze lavin i ke stržení půdního a zvětralinového povrchu a otvírá se cesta vodní erozi. Sníh působí dále jako izolace, je špatný vodič tepla a zabraňuje promrzání půdy do větších hloubek. Táním sněhu vzniká každoročně mnoho vody, která při pozvolném roztávání je důležitým zdrojem pro zásobení podzemních vod. Rychlé tání může způsobit povodně a záplavy a na svazích erozní nátrže.

Ledovce

Ledovce pokrývají dnes asi 18 milionů km² zemského povrchu. V dřívějších geologických dobách, zejména v pleistocénu, bylo jejich rozšíření ještě větší. Ledovce horské čili údolní vyplňují vysokohorské údolí ve formě ledovcových splazů, ledovce pevninské čili kontinentální (též ledovcové štíty), což jsou mohutné ledovcové pokryvy, kryjí ploché pevniny a dosahující až 4 000 m mocnosti. Horské ledovce se vyskytovaly v pleistocénu i u nás a některá naše pohoří nad 1 000 m nadmořské výšky měla místní zalednění (Vysoké a Nízké Tatry, Šumava, Krkonoše částečně Jeseníky, Beskydy aj.). Také velký pevninský ledovec, který v pleistocénu zasahoval ze severní Evropy až do středního Ruska a podél naší severní hranice k ústí Rýna a do jižní Anglie, zasáhl naše území, a to v Čechách ve výběžcích Šluknovském a Frýdlantském, na Moravě v oblasti bývalého Slezska, odkud pronikl Moravskou branou až k Hranicím.

Rušivá činnost horských ledovců je podmíněna jejich pohybem (několik metrů až několik set metrů ročně). Tvrdost ledu (1-6 stupňů Mohse podle teploty) a spolupůsobení unášeného a po dně sunutého úlomkovitého materiálu způsobují obrušování podložních a postranních

hornin (ledovcová eroze). Horské ledovce rozšiřují původní říční údolí, která mají tvar písmene V, ve vanovitá údolí čili trogy, mající tvar písmene U (např. tatranské doliny). Horské hřbety, oddělující jednotlivá ledovcová údolí, se mění v ostré a rozeklané skalní hřebeny. Spádová křivka ledovcových údolí je nevyrovnaná, jsou tu četné skalní stupně a prohloubeniny, které jsou většinou vyplněny vodou a vytvářejí tak horská ledovcová jezírka (skalnatá plesa). Ledovcová údolí končí kotlovitými uzávěry čili kary (Obří důl v Krkonoších, Velký Kotel v Jeseníkách, jezer. stěny na Šumavě aj.) Rušivá činnost pevninských ledovců spočívá ve velkoplošném ohlazování a obrušování podkladu, po kterém se ledovce sunou a v zarovnávání veškerých nerovností terénu. Přitom vznikají četné brázdovité prohlubniny, vyplněné jezery (sev. Německo, Polsko, Finsko aj.).

Rušivá činnost říčního ledu je ve srovnání s činností ledovců malá, ale zato se každoročně opakuje. Tlakem ledu na břehy dochází k jejich narušování. Také odchod ledových ker způsobuje erozi říčních břehů, případně i říčního dna. Při pohybu říčního ledu dochází k transportaci materiálu, který je do ledu při zmrznutí uzavřen.

Tvořivou činností ledovců vznikají ledovcové sedimenty čili morény, vznikající ze všech úlomků, které se dostanou na povrch, okraj nebo nitra ledovce, a které jsou posunovány pod ledovcem. Na konci ledovcového splazu tak vznikají morény čelní, přehrazující napříč údolí, po jeho bocích morény postranní (boční). Po ústupu ledovců zůstávají za čelními morénami hrazená jezera (např. Štrbské pleso). Nejvíce materiálu dopravuje ledovec na svém spodku. Tento materiál je silně drčen a rozmělněn až v prach a po ústupu ledovce vytváří morénu spodní čili základní. Spodní morény mohutných pevninských ledovců se proto skládají většinou z jemnějšího materiálu a vytváří úzké nepravidelné pahorky.

Horninový materiál v ledovcových sedimentech je netříděný a nezvrstvený – balvany, suť, štěrky, písek, prach i jíly se vyskytují v různých směsích. Tato sypká směs se jako hornina nazývá till. Vody, odtékající z ledovců, přeplavují morénavý materiál a vytváří mohutné nánosy, které označujeme jako sedimenty fluvio-glaciální. Pevninským ledovcem byly k nám ze severu přivlečeny i bludné (eratické) balvany.

Periglaciální jevy

Jako periglaciální jevy označujeme morfologické změny, které u nás vznikly v období tundry následkem mrazového klimatu na nezalesněné části území v předpolí pevninského ledovce, kdy půda byla v hloubce stále zamrzlá. Počítáme k nim mrazové klíny, zvířené půdy, polygonální, brázděné a girlandové půdy, půdotok, kamenná moře atd.

Mrazové (ledové) klíny jsou klínovité trhliny v půdách a zvětralinách, vyplněné původně ledem. Po jeho roztání byly vyplněny mladšími zeminami a výrazně se odlišují od okolí.

Zvířené půdy (kryoturbační textury) jsou půdy, jejichž horizonty byly porušeny vířivými pohyby následkem vymrzání – k porušení došlo zvláště u silně vlhkých horizontů.

Polygonální (mnohoúhelníkové) půdy jsou druh mrazem tříděných půd, na jejichž povrchu jsou vyvinuty mnohoúhelníkové nebo kruhové vzory, tvořené vytríděnými kameny.

Brázděné půdy vznikají rovněž mrazovým tříděním a vytváří na mírných svazích kamenité nebo hlinité brázdy. Girlandové půdy vytvářejí na svazích kamenité nebo hlinité stupně, lemované drnem. Všechny druhy těchto půd se často vyskytují v našich horských oblastech a zachovaly se i ve středohorách.

V periglaciálním klimatu byly půdy trvale hluboko promrzlé a v průběhu krátkého léta rozmrzly jen do malé hloubky. Vlivem přebytku vody z roztávajícího sněhu a ledu došlo k rozbřednutí rozmrzlých vrstev a na svazích pak k pohybu těchto kašovitě rozbředlých zemin. Tento zjev je označován jako půdotok neboli soliflukce.

Kamenná (skalní) moře vznikala mechanickým rozpadem hornin vlivem mrazu. Ostrohranná suť se hromadila na temenech i svazích skalních hřbetů a zejména pod skalními stěnami a štíty na jejich úpatí.

V periglaciálním klimatu v pleistocénu došlo také ke vzniku říčních teras a spraší.

Periglaciální jevy se hojně vyskytují ve všech oblastech našeho státu a setkáváme se s nimi hlavně při sondovacích pracích. Jejich znalost nám může vysvětlit některé nepravidelnosti ve zvrstvení půdních horizontů a uložení zemin.

VI.1.3 3. Geologická činnost organismů

Organismy, tj. rostlinstvo, živočišstvo, a zejména pak člověk, působí jako geologický činitel jednak přímo, aktivně, jednak nepřímo, pasivně. Veškerou činnost organismů můžeme opět rozdělit na rušivou, přenášečí a tvořivou.

Rušivá činnost organismů se uplatňuje zejména při zvětrávání hornin a bude podrobně vyložena v kapitole o zvětrávání.

Přenášečí činnost organismů je celkově bezvýznamná (např. mraveniště, krtčí hromádky, činnost žížal, bobří stavby apod.). Větší přenášečí schopnost nalézáme u některých mořských řas, které unášejí daleko do moře pobřežní materiál, na kterém byly původně upevněny.

Tvořivou činností organismů vznikají biogenní (organogenní) usazené horniny, s to jednak přímo – nahromaděním jejich odumřelých těl, koster a schránek, jednak nepřímo – organismy nebo produkty jejich rozkladu vyvolávají ve svém okolí chemické reakce, kterými se srážejí a pak sedimentují některé minerální látky. Tak dochází k usazování biochemickému.

V minulosti i současné době se stále více uplatňuje jako významný geologický činitel i člověk. Značná je jeho činnost rušivá: svými pozemními stavbami, těžbou stavebních hmot v lomech, cihelnách, pískovnách apod. a těžbou uhlí a rud v dolech rozrušuje člověk denně zemskou kůru a přemísťuje velké množství hmoty. Na druhé straně člověk četnými navážkami, haldami, skládkami, stavbou hrázi apod. vytváří nové uložení a uplatňuje svoji činnost tvořivou. Hlavní význam člověka jako geologického činitele však spočívá i v jeho nepřímém působení, v ovlivňování působnosti ostatních geologických sil. Tak např. člověk svými zásahy podstatně ovlivňuje dešťovou a říční erozi (kladně nebo i negativně), říční sedimentaci, větrnou erozi (větrolamy), množství protékajících vod v řekách (odběr vody apod.), výšku hladiny podzemní vody (regulace, jezy atd.), obsah vody v horninách i půdách, rozšíření rostlinných i živočišných druhů atd. Bezplánovitě a vykořisťovatelské zásahy člověka působily v přírodě

většinou negativně, způsobily velmi mnoho škod a devastaci celých krajin. Veškeré tyto zásahy vedly rychle k erozím a denudaci a původně úrodné kraje se proměnily v neplodné skalní pouště. Teprve v moderní době se chápe význam a důležitost ochrany krajiny před škodlivými lidskými zásahy a člověk začíná plánovitě a pracně napravovat škody, které předchozí generace způsobily.

VI.1.4 4. Svahové pohyby

Vnější geologické síly mohou být i příčinou svahových pohybů, které nastávají působením tíže a po porušení stability horninových vrstev.

a) Slézání drnové pokrývky je pozvolný pohyb po podložní půdě ze svahů do údolí, způsobovaný zejména dešťovou vodou na severních a východních svazích horských a podhorských oblastí.

b) Slézání svahových sedimentů – tj. jejich pomalý (plíživý) pohyb dolů po svahu – je zapříčiněno rovněž zemskou tíží, sklonem svahu, srážkovou i podzemní vodou a střídáním teplot. Voda zmenšuje vnitřní tření zemin a vyvolává objemové změny; střídavé zamrzávání a rozmrzání zemin způsobuje nadzvedávání půdních částic a jejich pokles směrem po svahu. Slézáním svahových sedimentů dochází k tzv. hákování vrstev, tj. ohybu horních částí vrstev dolů po svahu, které je časté např. u sedimentů flyšového pásma. Tento pomalý pohyb se projevuje i bajonetovým (šavlovitým) vzrůstem stromů, na svahu rostoucích.

c) Svážení svahových sedimentů probíhá značně rychleji a může způsobovat i vážné škody národnímu hospodářství. Geologickým předpokladem pro vznik svážného území je uložení propustných zvětralin nebo hornin na nepropustném jílovitém podkladu (jíly, slíny, lupky, jílovité břidlice aj.). Propustnou vrstvou prosakující voda (nebo i voda podzemní) způsobuje rozbřednutí povrchu podložní jílovité horniny (bobtnání jílových minerálů) a po této kluzké vrstvě může dojít k svážení větších nebo menších oblastí nadložních vrstev, a to buď najednou, nebo postupně v jednotlivých svážných krátech. Svážení se může často opakovat, obvykle ve vlhkých obdobích, poněvadž v horní části svahu (odlučné oblasti) se vytvořil nestabilní sklon svahu. Odloučený materiál vytváří pak v dolní části svahu typické svážné jazyky, často zvlněné a rozbahněné.

Ke svážení sedimentů dochází velmi často v podkrušnohorských pánvích, Českém středohoří, v permokarbonských pánvích, české křídě, karpatských úvalech a v celém flyšovém pásmu.

d) Sesuvy zasahují do větší hloubky a dochází k nim hlavně v jílovitých horninách. Nejedná se zde o svážení po rozbředlé podložní hornině, ale o vyrovnání porušené statické rovnováhy svahu podél tzv. smykové plochy, tj. válcové plochy s osou probíhající vodorovně nad povrchem svahu.

Svážení i sesuvy vznikají přirozeně podle geologických dispozic území, jsou však často vyvolávány i činností člověka, zejména zatěžováním nadloží (výstavba), porušováním stability svahu zářezy (cesty, silnice), závlahami, zanedbáním starých drenáží apod. Velkoplošné a náhlé

sesuvy způsobují velké škody na kulturách, domech i komunikacích a mohou způsobit i katastrofy a ztráty na lidských životech. Svážná území podléhají snadno následně dešťové erozi.

VII. ZÁKLADY GEOMORFOLOGIE

Geomorfologie je nauka, pojednávající o tvarech zemského povrchu a jejich vzniku. Povrchové tvary jsou výsledkem činnosti sil vnitřních, jejich modelace výsledkem činnosti sil vnějších. Reliéf terénu je důležitým činitelem hospodářským i ekologickým a jeho tvar resp. změny mají velký význam i pro zemědělství. Tento činitel není však konstantní, podléhal v geologických dobách změnám, závislejícím zejména na geologické stavbě, pevnosti hornin, způsobu a intenzitě rozrušování hornin – probíhal tzv. geomorfologický cyklus. Prvním vývojovým stadiem po rozčlenění zemského povrchu vnitřními silami je stadium svážnosti s hluboce zaříznutými údolními (V-tvar), nevyrovnaným spádem toků a velehorským reliéfem; pokračující eroze a denudace postupně snižuje a zarovnáává reliéf, údolí se vyrovnávají a boční erozí rozšiřují, sít vodních toků houstne, převládají středohorské tvary – vzniká stadium zralosti reliéfu. Dalším vývojem dochází pak až ke vzniku paroviny – reliéf dospívá do konečného stadia senility. V suchých oblastech probíhá aridní cyklus (mechanický rozpad hornin + činnost větru), ve studených oblastech cyklus glaciální (mrazový rozpad + činnost ledu) aj.

VII.1. Základní geomorfologické tvary

Detailní tvary reliéfu mají značný význam pro zvětrávání hornin, tvorbu půd, hydrogeologii, vodní erozi, stavební práce apod. Při popisu těchto tvarů je třeba používat jednotných názvů.

Rovina je vodorovný terén v úrovni vodních toků, tvořený aluviálními (říčními) sedimenty: v podkladu bývají štěrky a písky, kryté říčními sedimenty hlinitými až jílovitými. Sedimenty rovin jsou ve vodorovném i svislém směru značně proměnlivé a nesourodé; je to následek nestálých podmínek při říční sedimentaci. Hladina podzemní (poříční) vody bývá většinou nehluboko pod povrchem.

Plošina je označení pro plochý (nebo i nepatrně zvlněný) terén mimo dosah vodních toků. Rozlišujeme plošiny a) destrukční (denudační), vytvořené zvětráním a odnosem zvětralin do úplného zarovnaní terénu, b) akumulační, tvořené říčními terasami vyšší úrovně (terasové plošiny) nebo mořskými sedimenty (abrazní plošiny), c) tabulové, tvořené vodorovně uloženými vrstvami (česká křída).

Vrchol je vyvýšenina, omezená ze všech stran svahy; zaoblený se nazývá kupa, ostrý hrot. Pro svoji exponovanou polohu podléhá intenzivnímu zvětrávání a denudaci, na svazích bývá kryt kamenitou sutí. Podzemní voda bývá hluboko.

Hřbet je protáhlá, mírně vyklenutá vyvýšenina, omezená ze dvou stran svahy. Skalnatý hřbet s ostrými tvary se nazývá hřeben; je tvořen obvykle tvrdšími horninami.

Svah je nakloněná část zemského povrchu a nejrozšířenější geomorfologický tvar. Podle úhlu sklonu rozeznáváme svahy mírné, střední, příkré a svislé (stěny), podle tvaru svahu rozlišujeme svahy přímé (s jednotným sklonem), vypuklé, vyduté a nepravidelné (nepravidelně zvlněné). Tvar a délka svahu jsou rozhodující pro diferenciaci zvětralinového pláště i půdního pokryvu (vlivem dešťového ronů mocnost svahových sedimentů k úpatí stoupá), pro vývoj a rozsah vodní eroze apod. Jako hranice pro zemědělské využití se udává sklon svahu 25°.

VII.2. Geomorfologické reliéfy

Podle původu hrubých nerovností rozlišujeme základní reliéfy vrásový, zlomový a vulkanický.

Vrásový reliéf vzniká tangenciálními dislokacemi, vyvrásněním zemské kůry do pásemných pohoří (souběžné hřbety antiklinál), která jsou oddělena údolními (synklinálami). Činností vody a ledovců byla původně souvislá pásma rozrušena v jednotlivá pohoří, kopce spod. Příkladem vrásového reliéfu je karpatské flyšové pásmo.

Zlomový reliéf je vytvořen dislokacemi radiálními. Projevuje se různými terénními stupni, vytvořenými poklesy zemské kůry podél zlomů (hrástě, prolomy, propadliny aj.) Zlomový reliéf se vytvořil na našem území zejména v třetihorách jako následek tlaků vrásnicích se Alp a Karpat.

Sopečný reliéf vznikl výlevy magmatu na zemský povrch. Vyznačuje se četnými kupami, plošinami vytvořenými rozsáhlejšími sopečnými příkrovy nebo vytváří celá sopečná pohoří. Sopečný reliéf se vyskytuje všude tam, kde jsou zastoupeny horniny rozlité.

Podle modelace základních reliéfů vnějšími geologickými činiteli rozeznáváme reliéfy eolický, fluviační, krasový, glaciální, abrazní a svážný. Eolický reliéf má ráz mírně zvlněných plošin a vyskytuje se v oblastech navátých hornin – přesypových písků a spraší, jejichž návěje pokrývají jiné horniny i reliéfy. Písečné přesypy mají mírně skloněnou stranu návětrnou (5-12°) s příkřejší stranou závětrnou (i přes 30°) a mohou se pohybovat ve směru větru. Eolický reliéf bývá často postižen hlubokou erozí.

Reliéf **fluviační** je výsledkem činnosti tekoucích vod, a to jak jejich činnosti rušivé, tak i tvořivé. V oblastech rušivé činnosti vzniká erozí různě hluboká odvodňovací síť (brázdy, strže, údolí aj.), která se zahlubuje do všech hrubých nerovností, zejména do vrstev měkčích hornin. Stupeň působení eroze je závislý na erozní bázi, tj. na výškovém rozdílu mezi pramenem a ústím toku; čím je erozní báze nižší, tím silněji eroze působí. Rušivou erozní činností vznikají kromě údolních systémů tabulové plošiny, skalní pískovcová města aj. Jako fluviační reliéf označujeme též oblasti říčních sedimentů (říční terasy, aluviální nivy).

Reliéf **krasový** je charakteristický povrchovými a podzemními krasovými jevy, údolními se strmými svahy a s nedostatkem povrchových toků. Krasová území vytvářejí nejčastěji mírně zvlněné plošiny, svažité horské krasy jsou chudé na krasové jevy.

Reliéf **glaciální**. Velký kontinentální ledovec, který několikrát přešel území severní Evropy a zasáhl až do některých oblastí našeho státu, zarovnal tato – původně hornatá – území do mírně zvlněné plošiny, pokryté valy ledovcových sedimentů – morén (čelní, boční, bazální). Krajina je typická četnými bezodtokými okrsky (často jsou vyplněné jezery), nepravidelnou vodní sítí a různě mocnými pokryvy ledovcových morén s příp. výskyty bludných balvanů. Horské ledovce vytvořily v uzávěrech údolí ledovcové kotle – kary se svislými stěnami, rozšířily horní části údolí typu V v trogy a uložily opět netříděné ledovcové morény. Čelní morény a ledovcem vybroušené (exarace) sníženiny daly vznik ledovcovým jezerům – plesům.

Reliéf **abrazní** vznikl při postupném zvedání pevniny nebo při ústupu moře plošnou erozí skalnatého břehu v abrazní terasy, které se pak vyskytují stupňovitě nad sebou – krajina má ráz stupňovin (např. Českomoravská vysočina, Dražanská vysočina, Nízký Jeseník, Oderské vrchy aj.).

Reliéf **svážný** vzniká ve svážných územích a je nápadný nepravidelným zvlněním terénu s četnými bezodtokými oblastmi, kotlinovými odlučnými oblastmi, svážnými jazyky apod. Svážný terén bývá často měněn dešťovou erozí nebo překryt sprašovými návějeji, jeho poznání a vymezení je však nezbytné při jakémkoliv územním plánování.

Podle nadmořské výšky rozlišujeme jako makoreliéfy (velké celky) nížiny (do 200 m n.m.), pahorkatiny (200-500 m), vrchoviny či vysočiny (500-1000 m) a hornatiny (nad 1000 m). Při popisech částí makoreliéfů s relativními výškovými rozdíly 50-100 m označujeme území jako mezoreliéf, území do 2 km² a výškovými rozdíly do 50 m označujeme jako mikrorelief.

VIII. ZÁKLADY HYDROGEOLOGIE

VIII.1. Podzemní vody

Podzemní vody (nesprávný název spodní vody) jsou veškeré vody pod zemským povrchem, vyplňující póry, pukliny a dutiny v horninách. Podzemní vody vznikají hlavně infiltrací srážkových vod, ojediněle (asi 7 %) kondenzací vodních par. Množství srážkové vody, která infiltruje, je závislé na klimatických, geologicko-petrografických, geomorfologických, porostních aj. poměrech dané oblasti.

Propustnost hornin je pórová, puklinová nebo krasová. Pórová propustnost se vyskytuje u pórovitých zemin a hornin a závisí na velikosti a tvaru pórů – v hrubých pórech se pohybuje voda rychle, v jemných pórech je pohyb brzděn kapilárními silami, jílovité zeminy jsou přes velký obsah jemných pórů nepropustné. Puklinová propustnost závisí na množství, průběhu a velikosti puklin, jest tedy největší u hornin tektonicky silně porušených. Krasová propustnost je omezena na soustavy krasových dutin a puklin povrchových i podzemních. Podle propustnosti rozlišujeme pak podzemní vody pórové, puklinové a krasové. Zvláštním případem jsou vody poříční, které infiltrují z vodních toků do okolních propustných říčních napařů.

Podle propustnosti rozdělujeme horniny na:

velmi dobře propustné – vodu rychle přijímají i propouštějí (zkrasovatělé horniny, sutě)

dobře propustné – příjem i propustnost vody je stále dosti rychlý (šterky, hrubé písky, hrubě rozpukané horniny)

málo propustné – vodu zvolna přijímají i propouštějí (jemné písky, spraše, pórovité slepence a pískovce, sopečné tufy, drobně rozpukané horniny)

velmi málo propustné -vodu zvolna přijímají a jen velmi pomalu ji propouštějí (jílovito-hlinité zeminy, horniny s kapilárními puklinami a póry)

nepropustné -vodu zvolna přijímají do nasycení, ale nepropouštějí (jílovité horniny)

absolutně nepropustné -vodu nepřijímají a nepropouštějí (horniny bez pórů a puklin, horniny se zamrzlou podzemní vodou).

Propustnost hornin ovlivňuje i celý charakter krajiny, např. povrchová zamokření, vodnatost toků, povodně, výskyt pramenů apod. Podzemní vody mohou být stojaté, vytvářející podzemní nádrže, nebo (většinou) proudící; rychlost pohybu podzemní vody je nejmenší u vody pórové (do několika metrů za den), největší u vod krasových.

Při svém pohybu se podzemní vody obohacují o různé minerální látky, které způsobují tvrdost vody. Tvrdost vody se měří tzv. německými stupni tvrdosti ($1^\circ = 10 \text{ mg CaO} + \text{MgO}$ v 1 l vody). Podle tvrdosti rozeznáváme vody velmi měkké ($0 - 4^\circ$), měkké ($4 - 8^\circ$), středně tvrdé ($8 - 12^\circ$), dosti tvrdé ($12 - 18^\circ$), tvrdé ($18 - 25^\circ$), velmi tvrdé (nad 25°). Tvrdost podzemních vod bezprostředně záleží na chemismu a rozpustnosti hornin (např. velmi měkké vody jsou ze silně kyselých hornin, tvrdé vody z uhličitánových hornin apod.). Velmi měkké vody a kyselé vody s obsahem CO_2 označujeme jako vody agresivní – porušují odebíráním $\text{Ca} + \text{Mg}$ základové zdivo, beton, maltu apod.

Souvislý povrch podzemních vod označujeme jako hladinu podzemní vody, která má různý tvar. U stojatých podzemních vod je hladina vodorovná, je-li povrch terénu vodorovný, a zvlňená, je-li povrch zvlňený. U proudících podzemních vod je hladina skloněná podle sklonu nepropustného podkladu a terénu. U pořičních vod se při normálním stavu vod hladina směrem od koryta zvyšuje, při vyšším stavu vod snižuje. U studní se hladina podzemní vody ke studni snižuje podle tzv. depresního kužele. Hladina podzemních vod v průběhu roku kolísá v závislosti na srážkách a pásmu kapilárního zdvihu; nejnižší položená bývá v suchých měsících začátkem podzimu. Kolísání hladiny podzemní vody je důležitý faktor pro zásobování rostlin vodou, pro závlahy, meliorace, zemní práce aj. Vyhledávání nádrží podzemních vod vyžaduje kvalifikovaný hydrogeologický průzkum; amatérské vyhledávání pomocí proutků (virgulí) je zcela nespolehlivé. "

VIII.2. Prameny

Prameny jsou přirozeným výtokem podzemní vody na zemský povrch. Podle pohybu podzemních vod k prameništi rozeznáváme prameny sestupné a vzestupné.

a) Sestupné prameny jsou nejběžnějším typem našich pramenů. Vyskytují se ve svažitém území tam, kde terén nařízl vodorovnou nebo po svahu skloněnou nepropustnou vrstvou. Mezi sestupné prameny patří zejména prameny suťové, vrstevní, puklinové a přetékové (viz vyobrazení).

b) Vzestupné prameny se mohou vyskytovat i v plochém terénu, ale musí mít vždy delší sestupnou větev, kterou je voda vytlačována do kratší vrstvy vzestupné. Patří sem zejména vzestupné prameny tektonické, kdy voda vystupuje podél zlomové poruchy, a vzestupné prameny puklinové.

VIII.3. Artéské vody

Mají tzv. napjatou hladinu podzemní vody, podzemní voda je uzavřena mezi nepropustné podloží a nepropustné nadloží. Vznikají v oblastech, kde jsou příznivé geologické a geomorfologické podmínky, tj. kde se střídají propustné a nepropustné pánvovitě prohnuté vrstvy, při čemž propustné vrstvy musí ve vyvýšené sběrné oblasti vystupovat až na povrch. Artéská voda se pak získává provrtáním nepropustného nadloží a tryská pod tlakem vrtem nahoru. U nás se artéské vody vyskytují v české křídové tabuli, třetihorních pánvích a karpatských úvalech.

IX. ZVĚTRÁVÁNÍ HORNIN

Veškeré horniny na zemském povrchu nebo v blízkosti zemského povrchu podléhají neustále fyzikálním a chemickým změnám, kterými dochází k jejich stálému rozrušování. Tento složitý a komplexní proces označujeme jako zvětrávání. Zvětrávání hornin je výsledkem souborného působení všech vnějších (exogenních) rušivých činitelů – atmosféry, vody, ledu, kolísání teploty, činnosti organismů atd. Na zemském povrchu, kde je jiný tlak i teplota a kde je přítomný volný kyslík, CO₂ a jiné plyny a rovněž tekutá voda, musí se horniny, které původně vznikly v úplně jiných podmínkách, přizpůsobit změněným povrchovým podmínkám. Zvětráváním se pak vytváří nové nerosty a sloučeniny, které jsou za těchto nových podmínek stálé. Zvětrávacími pochody vzniká na zemském povrchu zvláštní zóna litosféry, složená z produktů větrání hornin – zvětralinový plášť. Nejsvrchnější polohu této zóny, ve které se uvolňují minerální živiny, která je oživena organismy a ve které probíhají pedogenetické procesy, tvoří půda.

Zvětrávání může proniknout v zemské kůře za tropických podmínek do hloubky maximálně několika desítek metrů, ale u nás dosahuje mocnost současného zvětralinového pláště maximálně pouze několik metrů. Rozlišujeme:

1) Reziduální čili zbytkový zvětralinový plášť (tzv. eluvium), kdy produkty zvětrávání zůstávají na místě (in situ) a nejsou přemístovány. Směrem do hloubky přibývá ve zvětralině hrubších úlomků a zvětralininy pozvolna přecházejí do nerozrušeného skalního podkladu. Složení a vlastnosti reziduálních zvětralin závisí proto zejména na složení a vlastnostech původních hornin.

2) Přemístěný zvětralinový plášť, vzniklý přemístěním reziduálních zvětralin. Složení přemístěné zvětralininy se může od původní reziduální zvětralininy částečně odlišovat, může dojít k jejímu obohacení (nebo ochuzení) některými prvky nebo minerály. K přemístění zvětralin může dojít všemi exogenními činiteli, zejména však vodou a ledovci. Přemístěné zvětralininy jsou oproti skalnímu podkladu ostře ohraničeny a mohou obsahovat i úlomky hornin nebo nerostů, které se v okolí nevyskytují.

3) Přeměněný zvětralinový plášť, vzniklý z reziduálních zvětralin druhotnými chemickými pochody. Dochází zde k výraznějším změnám původního chemického a mineralogického složení zvětralininy.

Zvětralinový plášť vznikal ve všech geologických dobách a k jeho tvorbě dochází i v době přítomné (eluvia).

Rychlost a intenzita zvětrávacích pochodů je závislá na klimatu, druhu a petrografickém složení horniny, na reliéfu oblasti a na jejich tektonickém porušení. : Nejlépe probíhají zvětrávací pochody ve vlhkém a teplém klimatu, na tektonicky stabilních územích a plochých reliéfech. Přitom vliv klimatu je vždy větší a silnější než vliv mateční horniny; rozdíly v rychlosti zvětrávání stejné horniny v různém klimatu jsou větší než rozdíly v rychlosti zvětrávání různých hornin ve stejném klimatu.

Podle způsobu zvětrávání rozlišujeme zvětrávání mechanické čili fyzikální, chemické a biologické. Tyto dílčí zvětrávací pochody působí zpravidla současně a vzájemně se doplňují, kvantitativně se však uplatňují různě.

IX.1. Mechanické zvětrávání

Mechanickým neboli fyzikálním zvětráváním se hornina rozpadá na různě velké úlomky, aniž při tom nastávají podstatnější změny v chemismu zvětralin. Proto tento druh zvětrávání nazýváme též rozpadem (desintegrací) hornin. Vytvořené hrubé úlomky se pak dále rozpadají v drobnější suť, drť, písek, a konečným produktem mechanického zvětrávání je jemný prach- silt. Mechanickým zvětráváním se tedy nevytváří jílnaté částice, zvyšuje se však stupeň dispersity hmoty a tím se mnohonásobně zvětšuje plocha pro účinnější zásah vnějších rušivých činitelů. Hlavními příčinami mechanického zvětrávání jsou kolísání teploty, působení mrazu, krystalizace solí a destrukce horninového materiálu při transportu větrem, vodou a ledovci.

Rozpad hornin kolísáním teploty. Horniny jsou jednak špatnými vodiči tepla, jednak jsou nestejnorodé – jsou složeny z různých a nestejně orientovaných (důležité u hornin jednoduchých) minerálů. Jednotlivé minerály mají podle své vnitřní krystalové stavby v různých směrech různou roztažitelnost, vlivem rozdílných barev různě pohlcují tepelné paprsky – tmavé nerosty lépe a rychleji než nerosty světlé. Proto se horniny při oteplování nestejněmzně roztahují, při ochlazení opět nestejněmzně smršťují. Tím však nastávají v horninách nestejněmzně vnitřní napětí, která se uvolňují vznikem drobných trhlinek, jež se postupně rozšiřují a mohou vést v určitých případech přímo k rozpadu horniny. Velmi snadno podléhají tomuto rozpadu horniny, složeny z více minerálů různě zabarvených. Tmavé horniny a hrubozrnné horniny se rozpadají snadněji nežli horniny světlé nebo jemnozrnné. Při velkých tepelných rozdílech mezi dnem a nocí vzniká opakované silné napětí hlavně v povrchových vrstvách horniny. V hornině se pak tvoří trhliny, rovnoběžné s povrchem, a hornina se počne podle nich rozpadat a loupat. Rozpad hornin kolísáním teploty se projevuje nejvýrazněji v teplejších oblastech a nedostatečným půdním pokryvem s rostlinným krytem.

Působení mrazu. Do pórů hornin a do všech prasklin a trhlin v hornině vniká voda, která se mrazem mění v led a zvětšuje svůj objem až o 9 %. Zmrznutím vody dochází ke vzniku silných tlaků na stěny pórů a puklin, pukliny se rozšiřují a prohlubují, takže led vniká do horniny postupně stále hlouběji jako klín, až se horniny při opakujícím se zmrznutí a tání rozpadnou. Největší objem má led při teplotě při bodu mrazu a k porušování hornin mrazem dochází nejvíce za mírné zimy, kdy teplota kolísá kolem bodu mrazu. Magmatické horniny se rozpadají mrazem hlavně podle primárních systémů odlučných puklin, horniny proměněné podle břidličnatosti, horniny usazené hlavně podle směrů vrstevnatosti. Sypké zeminy (a půda) se vlivem mrazu zkyprují a jejich objem se zvětšuje. Trhací účinek ledu se uplatňuje nejsilněji v krajinách s arktickým klimatem, tj. mezi jiným i ve vysokých horách. V našich krajích dochází k promrzání hornin pouze v zimě a maximálně do hloubky asi 1,5 m.

Mechanické účinky krystalizace druhotných solí se projevují nejvíce v pustinných krajinách se suchým klimatem, kde nejsou rozpustné minerální soli odplavovány. Tyto soli jsou většinou silně hygroscopické, přecházejí proto snadno do roztoků (např. při nočním ochlazení a

kondenzaci vodních par, vztlínající kapilární vodou apod.), které vnikají do pórů a trhlinek v hornině. Po odpaření vody soli znovu krystalizují a přitom vyvolávají na stěny pórů a trhlin tlak (podobně jako led při zmrznutí vody), kterým dochází k trhání hornin; účinky jsou ovšem podstatně menší. V ČR dochází k mechanickému porušení krystalizací solí zejména u jílovitých břidlic s jemně rozptýleným pyritem a to jako následek krystalizace druhotně vytvořených síranů. Mechanický rozpad horninového materiálu nastává také při přenosu horninových úlomků větrem, vodou i ledovci. Unášené částice se jednak navzájem otloukají a obrušují a velikost úlomků se zmenšuje, jednak je unášenými částicemi rozrušován a vymílán skalní podklad, břehy atd.

IX.2. Chemické zvětrávání

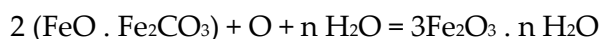
Chemické zvětrávání spočívá – na rozdíl od zvětrávání mechanického – v úplné změně fyzikálních i chemických vlastností zvětrávající horniny. Původní minerály, skládající horninu, se rozkládají a vytvářejí se nové sloučeniny – druhotné minerály s nižší specifickou vahou a současně se zvyšuje pórovitost zvětrávající horniny. Intenzita chemického zvětrávání je závislá na teplotě a tlaku; stoupne-li teplota o 10°C, zdvojnásobí se intenzita i rychlost zvětrávání. Proto v oblastech se studeným klimatem je chemické zvětrávání méně účinné než v krajinách s teplým a vlhkým klimatem. Konečným produktem chemického zvětrávání v oblasti našeho klimatu je půdní jíł. Zároveň dochází k uvolnění minerálních živin, které se pak v rozpustné formě dostávají do půdy.

Chemické zvětrávání probíhá jako určité chemické pochody. K hlavním pochodům chemického zvětrávání počítáme rozpouštění, hydrataci, hydrolýzu, oxidaci, redukci a karbonatizaci. Hlavními látkami, které podmiňují chemické zvětrávání, jsou voda (hlavně dešťová), CO₂, O₂, SO₂, SO₃ a jiné plyny a látky původu atmosférického nebo vznikající životními pochody rostlin a mikroorganismů. Biologické vlivy se vůbec při chemickém zvětrávání silně uplatňují a některé z uvedených chemických pochodů jsou přímo vyvolávány činností organismů (např. bakterií, řas atd.) nebo se na nich organismy podílejí; takové zvětrávání označujeme jako biochemické.

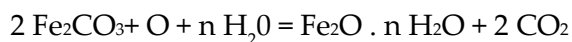
a) Rozpouštění patří k nejjednodušším, ale velmi významným formám chemického zvětrávání. Rozpouštěcí schopnost vody záleží na její teplotě a zejména na obsahu příměsí; v přírodě není voda zpravidla nikdy čistá, ale obsahuje vždy určité množství rozpuštěných solí, organických i minerálních kyselin, zásad, pohlcených plynů atd., které zvyšují její rozpouštěcí schopnosti. Jednotlivé nerosty nejsou stejně rozpustné, ale v průběhu geologických dob a vlivem dlouhého působení vody se mohou rozpustit skoro všechny nerosty. Velmi rozpustné jsou např. všechny chloridy, některé sírany, dobře se rozpouští i kalcit; velmi odolné jsou např. křemen a slídy. Při rozpouštění uhličitánů tvoří se působením CO₂ kyselá uhličitany, které jsou pak ve vodě až desetkrát rozpustnější než normální uhličitany. Rozpouštění je do značné míry ovlivňováno i zrnitostí horniny; jemnozrnné horniny s drobnými nerosty se rozpouštějí rychleji nežli horniny stejného složení, ale s většími nerosty. Důležitým faktorem je rovněž odvádění nebo vázání zplodin rozpouštění; při rychlém odvedení těchto zplodin se porušuje rovnováha mezi roztokem a nerozpuštěnou horninou a urychluje se další rozpouštění. Chemické zvětrávání rozpouštěním má také velký význam v půdoznalství a stanovištním výzkumu; půda

lateritickým. Chemismus i mineralogické složení konečných produktů zvětrávání závisí vždy na chemismu a složení původní horniny a na souhrnu všech zvětrávacích činitelů. Ve zvětralinových pokryvech dochází vždy k nahromadění koloidních sloučenin Si, Al a Fe; vzájemným poměrem těchto tří hlavních složek charakterizujeme jednotlivé zvětrávací typy.

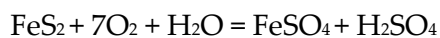
d) Oxidace čili okysličování probíhá zejména účinkem kyslíku, rozpuštěného ve vodě; dosti silný je také účinek ozonu O₃, jehož množství v 1 m³ vzduchu činí asi 0,02 – 0,03 mg. Nejčastěji se oxidují sloučeniny dvojmocného železa, jeho siřníky a siřné soli, a sloučeniny manganu. Oxidací se mění nejen mocenství, ale i chemické vlastnosti a barva vznikajících druhotných minerálů. Železo, které je ve vyvřelých horninách většinou ve vazbě dvojmocné a jehož sloučeniny mají zelenavé nebo modrošedé barvy, se oxidací mění na železo s trojmocnou vazbou, jehož sloučeniny jsou zbarveny žlutě, hnědě, rezivě nebo červeně; fialově nebo růžově zbarvené sloučeniny dvojmocného manganu se oxidací mění na tmavohnědé až černé sloučeniny manganu troj- a čtyřmocného. Tak např. magnetit se mění oxidací nejprve na krevel a dále pak hydratací na limonit:



Podobně se oxiduje ocelek:



Také siřné soli a siřníky Fe snadno podléhají oxidaci. Např. pyrit nebo markazit FeS₂ se oxidací mění – přes přechodně vznikající síran železnatý a železitý v hnědel, přičemž se uvolňuje kyselina sírová (tzv. kyzové zvětrávání):



Vznikající volná kyselina sírová silně rozrušuje své okolí a podminuje vznik druhotných síranů. Horniny s obsahem siřníků se proto nesmí používat k technickým účelům. Při kyzovém zvětrávání se uvolňuje také mnoho tepla, a toto teplo je často příčinou důlních nebo haldových požárů.

Pozvolnou oxidací se také vyběluji některé naše tmavé horniny, barvené uhelným pigmentem (např. pískovce, vápence atd.) a na jejich povrchu se vytváří světlá kůra. Oxidace má také význam při půdotvorných procesech: vyvolává buď kyselou, nebo zásaditou reakci zvětralin a tím podmiňuje různou pohyblivost (migraci) jednotlivých prvků.

e) Redukce čili odkysličování probíhá v přírodě jen při naprostém nedostatku kyslíku. K redukčním pochodům dochází proto zejména v horninách a zeminách pod hladinou podzemní vody nebo v horninách a zeminách, které jsou po větší část roku zamokřené. Redukce probíhá za spolupůsobení organických látek, které ke svému rozkladu potřebují kyslík. Vlivem redukčních pochodů se přeměňují hlavně sloučeniny trojmocného železa a čtyřmocného manganu na sloučeniny dvojmocné; při tom dochází ke změně jejich chemických vlastností a jejich barvy (viz dříve). Probíhající redukční pochody se projevují v zeminách zelenavým, zelenomodrým nebo až modrošedým zbarvením. V lehkých zeminách (s obsahem jílu do 20 %)

je vyvinuta obyčejně ostrá barevná hranice při hladině podzemní vody; v pelitických sedimentech a těžších zeminách jsou vrstvy, které jsou pod trvalým vlivem podzemní vody, zbarveny uvedenými barvami, které směrem nahoru přechází v horizonty skvrnitě zbarvené, s rezivými oxidačními skvrnami. Tento skvrnitý horizont představuje výšku kolísání hladiny podzemní vody a v době zamokření v něm probíhají redukční pochody; v době, kdy hladina podzemní vody poklesla, probíhají pochody oxidační, hlavně podél trhlin, kořenů a větších pórů. Přesné určení výšky kolísání hladiny podzemní vody a hloubky jejího trvalého (nebo po větší část roku) působení má velký význam při stanovištním i pedologickém výzkumu (závisí na tom např. fyziologická hloubka půd, vyluhování živin, dýchání kořenů atd.).

f) Karbonatizace je druh chemického zvětrávání, při kterém se vytvářejí vlivem působení kyslíčnicku uhličitého druhotné uhličitany. Potřebný kyslíčnick uhličitý se dostává na zemský povrch jednak ve srážkových vodách z atmosféry, jednak vzniká v půdě činností organismů a rozkladem organické hmoty; přechází pak do půdního vzduchu a půdního roztoku. Schopnost tvořit druhotné uhličitany mají zejména kationty Ca, Mg, Na, K, Fe, Mn, Sr, Ba, Pb aj., které se uvolňují hlavně při hydrolytickém zvětrávání. Druhotné uhličitany se vytvářejí nejčastěji ve zvětralých nebo navětralých horninách bazických.

IX.3. Biologické zvětrávání

Biologické zvětrávání hornin je způsobováno činností organismů. Biologické zvětrávací pochody mají sice ráz buď mechanického, nebo chemického zvětrávání, ale pro jejich velký význam se obyčejně vyčleňují zvlášť.

Mechanické působení rostlin se projevuje hlavně zvětšováním trhlin v hornině kořeny vyšších rostlin (zejména dřevin); jemné kořeny vnikají do trhlin, které jsou vyplněny zeminou, a při růstu rostliny a tloušťnutí kořenů dochází k rozšiřování těchto trhlin a k jejich prodlužování, případně i k oddělení nebo rozpadu části horniny. Tímto působením se zároveň usnadňuje pronikání vzduchu a vody do větších hloubek. Rovněž živočichové ovlivňují mechanické zvětrávání hornin prohrabáváním a provrtáváním chodeb a nor v půdních zvětralinách a měkkých horninách (např. králíci, krtci, hraboši, syslové, někteří plazi, žížaly, roupice, larvy hmyzu atd.). Živočichové také rozrušují a drtí rostlinné zbytky, mísí je s minerální půdou a urychlují tak humifikaci.

Chemické působení organismů má mnohem větší význam a také se v přírodě více uplatňuje, v některých krajích pak patří k hlavnímu druhu zvětrávání vůbec (např. tropy). Při chemickém zvětrávání se uplatňují jak rostliny, tak i živočichové; největší význam však má působení drobných mikroorganismů bakterií.

Bakterie se nacházejí ve velkém množství v půdách, ve zvětralinách a objevují se i na povrchu a v trhlinách hornin (v 1 g půdy může žít až několik milionů bakterií). Aerobní bakterie potřebují ke svému životu kyslík a uvolňují CO_2 ; nitrifikační bakterie okysličují amoniak na kyselinu dusitou a dále až na kyselinu dusičnou, která pak silně rozrušuje nerosty. Tyto bakterie mohou žít přímo na skále a podle Polynova patří k prvním pionýrům při osídlování skal organismy. Jiným druhem aerobních bakterií jsou bakterie okysličující SO_2 a SO_3 a produkující volnou kyselinu sírovou, která rovněž působí silně na rozklad nerostů. V železitých vodách s

rozpuštěným kyselým uhličitanem železnatým, okysličují železité bakterie tento uhličitan na hydroxid železitý $\text{Fe}(\text{OH})_3$ a spolupůsobí tak při vzniku bahenních železných rud. Podstatný podíl mezi půdními minerály zaujímají silikáty, obsahující minerální živiny, které v půdě tvoří rezervu živin; tzv. silikátové bakterie, žijící v půdě, tyto silikáty velmi rychle rozkládají a uvolňují minerální živiny do půdního prostředí (při laboratorních pokusech se z draselných křemičitanů v půdě uvolnilo po pěti dnech inkubace asi 15 % drasla). Anaerobní bakterie se vyskytují v prostředí bez vzdušného kyslíku, a potřebný kyslík si opatřují redukcí jiných kyslíkatých sloučenin; k těmto patří např. bakterie denitrifikační, které redukují kyselinu dusitou a dusičnou a přeměňují je často až na elementární dusík. Veškeré bakterie mají důležitou úlohu při rozkladu odumřelých zbytků rostlin i živočichů v půdě; při tom se uvolňuje velké množství CO_2 , který se s prosakující srážkovou a půdní vodou slučuje na kyselinu uhličitou, rozpouštějící nerosty a podporující zejména hydrolytické zvětrávání.

Kromě bakterií se při biologickém zvětrávání podobně intenzivně uplatňují také řasy, plísně, houby, lišejníky a mechy.

Lišejníky, mechy i vyšší rostliny podporují chemické zvětrávání jednak přímo – vylučováním kyselých leptavých látek kořeny, které rozpouštějí horniny, jednak nepřímo – jako producenti CO_2 a organických látek (odpad, odumřelá těla rostlin), jejichž rozkladem vzniká celá řada plynů, organických kyselin atd., které po rozpouštění ve vodě opět silně rozrušují horniny.

Chemické působení živočichů je méně významné nežli působení rostlinstva. Také živočichové ovlivňují chemické zvětrávání buď přímo - vylučováním a vyměšováním různých látek, které napomáhají chemickému rozkladu hornin, nebo nepřímo produkcí CO_2 a po odumření jako zdroj organických látek. Účinek biologického zvětrávání závisí na druhu mateční horniny a na klimatických poměrech, které rozhodují o rozšíření vegetace i fauny. V oblastech arktických a pustinných je nedostatek vegetace a málo fauny a proto je zastoupení mikroorganismů v půdě minimální. V oblastech, kde je mohutný rostlinný kryt a bohatá fauna (subtropy, tropy), je působení organismů velmi silné.

IX.4. Závislost zvětrávání na vlastnostech hornin

Průběh zvětrávacích pochodů je kromě jiného také závislý na vlastnostech hornin a na jejich úložných poměrech. K nejdůležitějším vlastnostem, které ovlivňují zvětrávání hornin, patří mineralogické složení, struktura a textura hornin, sklon a směr vrstev, tektonické porušení horniny a reliéf povrchu.

Nerostné složení, zejména obsah snadno zvětratelných nerostů, velmi podstatně ovlivňuje zvětrávání horniny. Některé minerály jsou poměrně velmi stálé a odolné proti všem druhům zvětrávání, jiné minerály, které vznikaly za odlišných podmínek (vysokých tlaků a teploty), jsou na zemském povrchu nestálé a snadno podléhají rozkladu. Proto obecně snáze zvětrávají horniny krystalické (tj. vyvřelé a proměněné), kdežto sedimenty, které druhotně vznikly až ve zvětrávací zóně, jsou chemicky stálé a rozpadají se hlavně mechanicky (vyjímaje rozpouštění uhličitanových sedimentů) u klastických sedimentů rozhoduje o zvětratelnosti i druh a množství tmele. Tmavé minerály, které skládají hlavně bazické horniny, jsou vždy méně stálé, a proto tyto horniny rychle zvětrávají; kyselé horniny, složené ze světlých minerálů, zvětrávají

mnohem pomaleji. Z jednotlivých hlavních minerálů je velmi stálý křemen, a to i v drobných krystalcích; pouze v alkalickém prostředí dochází k jeho pomalému rozpouštění. Odolný vůči zvětrávání je i muskovit, který se však po vyluhování v něm zastoupených alkálií může měnit v hydroslídy. K stálým minerálům počítáme dále i rutil, ilmenit, turmalín, některé granáty, sillimanit, disten, andalusit atd., a v určitém prostředí i jílové minerály, poněvadž to jsou v podstatě produkty zvětrávání jiných minerálů. Živce, kterých bývá v krystalických horninách v průměru více než 50 %, se v průběhu zvětrávání mění obyčejně v hydroslídy a dalšími pochody v kyselém prostředí až v kaolinit; nejstálejší jsou živce draselné a kyselé plagioklasy; bazické plagioklasy jsou celkem nestálé. K nestálým minerálům, které snadno podléhají zvětrávání, můžeme zařadit např. olivín, augit, obecný amfibol, pyrit, apatit, diopsid, biotit, Ca-Fe granáty aj. Stálost některých minerálů je závislá na fyzikálně-chemických podmínkách zvětrávání (určených zejména klimatem). U některých větších skupin minerálů, jako jsou např. amfiboly, pyroxeny, granáty atd., mají jednotliví členové skupiny rozdílný chemismus a tím i rozdílnou odolnost vůči zvětrávání. Také anorganická pevná fáze půd sestává z minerálů, uvolněných z mateční horniny nebo z jejich změněných produktů. Rovněž tyto minerály mají různou stálost a jejich zvětrávání ovlivňuje další uvolňování minerálních živin do půdy a tvorbu jílové frakce.

Také texturní znaky jsou důležité při zvětrávání hornin, poněvadž velmi často usnadňují průnik exogenních činitelů – hlavně vody a kořenů rostlin – do horniny. Proto zvětrávají poměrně snadno horniny vrstevnaté, s rovnoběžnou texturou, poněvadž zvětrávání může snadno postupovat podle vrstevních ploch do značných hloubek, a proto také většina hornin s všesměrnou texturou je vůči zvětrávání značně odolná. U hornin vrstevnatých je však důležité, jaký sklon mají vrstvy a zejména jak jsou postaveny vzhledem k povrchu terénu. Jsou-li vrstvy rovnoběžné s povrchem, nemůže se rovnoběžná textura při zvětrávání uplatnit a hornina zvětrává (s přihlédnutím k mineralogickému složení, struktuře atd.) obtížně; jsou-li však vrstvy terénu naříznuty, tj. vrstevní plochy svírají s terénem určitý úhel, mohou exogenní činitelé do horniny snadno pronikat a zvětrávání horniny rychle pokračuje, a to tím lépe, čím je sklon vrstev větší. Velmi podstatně ovlivňuje zvětrávání také pórovitá textura hornin, hojná např. u hornin vylitých; póry umožňují – tak jako vrstevní plochy – rychlý průnik exogenních činitelů do velkých hloubek a se zvyšující se pórovitostí horniny se zrychluje i její fyzikální a chemické zvětrávání. Sklon a postavení vrstev a pórovitost hornin také rozhoduje o zasakování srážkové vody a jejím hydrolytickém působení, o vyluhování zvětralinového pokryvu atd. Totéž platí o břidličnatosti u hornin proměněných a to ve zvýšené míře.

Značný význam má při zvětrávání také struktura hornin, zejména pak velikost zrna. Horniny velkozrnné a hrubozrnné zvětrávají lépe a rychleji nežli horniny jemnozrnné; nejtíže zvětrávají horniny celistvé. U hornin rozlitých rozhoduje o zvětratelnosti kromě velikosti zrna také množství a druh základní hmoty a množství vrostlic. Nejlépe zvětrávají rozlité horniny s vyšším obsahem sklovité základní hmoty, poněkud hůře odrůdy s jemnozrnnou mikrogranitickou základní hmotou, zatím co horniny se základní hmotou felsitickou jsou velmi těžko zvětratelné; větší množství velkých vrostlic zvětrávání usnadňuje, horniny bez vrostlic nebo jen s malými vrostlicemi zvětrávají hůře.

Podobným způsobem jako pórovitost a vrstevní plochy ovlivňuje zvětrávání hornin i jejich tektonické porušení, tj. síť trhlin a puklin, které vznikají v horninách různými tahy a taky při tektonických deformacích zemské kůry.

Rovněž reliéf terénu a tektonické pohyby prostředí mohou významně působit na průběh zvětrávacích pochodů. V klesajících oblastech a pánvích nedochází k intenzivnějším projevům zvětrávání, právě tak jako v oblastech stoupajících nebo hornatých, které jsou vystaveny zvýšeným účinkům eroze a denudace. Nejlépe probíhá zvětrávání na tektonicky stabilních plošinných oblastech, kde je také hloubka zvětralinového pláště největší.

IX.5. Závislost zvětrávání na klimatických poměrech

Celková působnost zvětrávacích pochodů závisí vždy na klimatických poměrech, poněvadž klima podmiňuje výskyt a účinnost hlavních exogenních činitelů, tj. množství a rozdělení srážek a teplotu. V souvislosti s tím se mění i stupeň působení jednotlivých zvětrávacích pochodů, které nepůsobí na zemském povrchu nikde nezávisle na sobě, ale vždy společně, ovšem v různé intenzitě – právě podle klimatických poměrů. Proto probíhá úplně jinak zvětrávání v oblastech suchého klimatu, v oblastech klimatu studeného nebo v oblastech klimatu vlhkého.

V oblastech se suchým (aridním) klimatem probíhá zvětrávání při velkém nedostatku srážek a většinou i při vysoké teplotě. Vegetace je chudá a místy úplně chybí, takže zemský povrch není chráněn před přímým působením slunečních paprsků, které jej silně oteplují. Oběh vody v půdě je silně omezen s v průběhu roku často převládá výpar nad vsakem. Poněvadž je ve velkém nedostatku důležitý faktor chemického zvětrávání – voda, převládá v těchto oblastech zvětrávání mechanické, způsobené hlavně kolísáním teploty mezi dnem a nocí (rozdíly až 70°C), činností větru a krystalizací druhotných solí. Chemické zvětrávání probíhá velmi slabě, ponejvíce v období krátkých srážek a dochází tak pouze k uvolnění lehce rozpustných solí (síranů, uhličitánů a chloridů alkálií); pro nedostatek vegetačního krytu a fauny je také biologické zvětrávání omezeno na minimum. V aridních oblastech vzniklý zvětralinový plášť je mechanického rázu, velmi často vystupují na povrch holé skály, a půdy – pokud jsou zde vyvinuty – jsou převážně písčitého nebo kamenitého charakteru, s naprostým nedostatkem jílnatých částic, bez organické příměsi (probíhá rychlá mineralizace) a jen slabě oživené mikroorganismy. Srážková voda vniká jen do nepatrné hloubky, rozpustné produkty zvětrávání mají malou pohyblivost, a proto se srážejí obyčejně hned pod povrchem. Velmi často jsou rozpuštěné látky dopravovány vzlínající vodou zpět k povrchu, kde se voda odpaří a rozpuštěné soli na povrchu vykvétají (solné výkvěty) nebo tvoří celé souvislé povlaky, někdy i dosti mocné kůry. K tvorbě solných výkvětů a kůr dochází hlavně v obdobích, kdy výpar převládá nad vsakem, a zejména v územních depresích, kde leží hladina podzemní vody nehluboko pod povrchem.

V oblastech polárních a vysokohorských probíhá zvětrávání hornin v klimatu chladném (arktickém). Srážek je tu sice dostatek, ale většina jich spadá v podobě sněhu; průměrná roční teplota je velmi nízká. Osídlení vegetací a faunou je celkem malé, povrch těchto krajin bývá trvale nebo po větší část roku pokryt ledovcem nebo sněhem; často se vyskytují holé skály. Také

v těchto oblastech převládá mechanické zvětrávání hornin, zatím co chemický rozklad a působení organismů je mnohem slabší. Jako hlavní zvětrávací faktory zde působí střídání teplot a trhací účinek ledu. Střídavé promrzávání a oteplování skal v dobách zimních a letních i krátkodobé tepelné změny mezi dnem a nocí působí velmi intenzivně na rozpraskání horniny, často až do hloubky několika metrů. Působením mrazu a trhacího účinku ledu se pak horniny podle své odlučnosti rozpadají a konečným produktem tohoto zvětrávání je kamenitá suť, která se hromadí na horských svazích a úpatích, nebo je bystřinami přemístována a ukládána v rozsáhlých pokryvech v rovinách a kotlinách. Půdy arktických oblastí jsou proto většinou kamenité, s příměsí písčitého a méně i prachového materiálu a mají velký nedostatek jílnatých částic. Organická hmota se ve studeném klimatu špatně rozkládá, dochází k jejímu hromadění, a proto jsou suť a půdy na nich často promíšeny zrašeliněným humusem; při vyšší vlhkosti dochází k tvorbě četných rašeliníšť. Tyto půdy jsou hluboko promrzlé, během krátkého arktického léta rozmrazí jen na povrchu a do nepatrné hloubky; následkem přebytku vody z tajícího sněhu a ledovců se rozbahní a dochází k četným soliflukčním jevům. Střídavé promrzání a rozmrazání vede ke vzniku různých periglaciálních jevů.

Humidní zvětrávání probíhá ve vlhkých oblastech, kde je dostatek srážkové, povrchové a podzemní vody, a vyšší průměrná roční teplota; je to oblast klimatického pásma mírného, subtropického a tropického. Zastoupení vegetace i fauny je velmi bohaté a vznikající půdy jsou rychle osídlovány četnými mikroorganismy. Proto zde mohutně probíhá chemické zvětrávání a pod vlivem bohatého výskytu organismů i zvětrávání biochemické a biologické. Zvětrávání mechanické je zde slabší než v oblastech aridních a arktických a jeho účinek je zpomalován rostlinným krytem; přesto však má i zde značný význam jako počáteční stadium zvětrávání. V oblastech humidního zvětrávání bývá většinou vyvinut mohutný zvětralinový plášť, který chybí pouze na exponovaných polohách, odkud je erozí a denudací odstraňován, takže holé skály a pevné ne zvětralé horniny se vyskytují pouze na příkrých svazích, ostrých hřebenech apod. Půdotvornými procesy se tu vytvářejí půdy různé hloubky a různého zrnitostního složení, skoro vždy však s dostatkem jílnatých částic a organických látek v profilu. Srážková voda prosakuje půdami i zvětralinami do značných hloubek, způsobuje rozpouštění, hydrataci i hydrolýzu zvětralin a vyluhovává z nich rozpustné složky a přemísťuje je v podobě pravých nebo koloidních roztoků do spodin. Koloidní složky Si, Al s Fe a část rozpustných solí se pak ve spodinách hromadí, druhá část rozpustných solí přechází do podzemních vod a je odváděna prostřednictvím pramenů a povrchových vod do moří a oceánů.

X. ZÁKLADY REGIONÁLNÍ GEOLOGIE ČESKÉ REPUBLIKY

Regionální geologie vymezuje základní oblasti – přirozené krajiny – na základě shrnutí poznatků petrografických, tektonických, geomorfologických a stratigrafických. Stratigrafická geologie se zabývá rozložením hornin podle jejich vzniku v určitých časových úsecích.

Na stavbě území ČR se podílejí dva velké geologické a geomorfologické celky, které prodělaly odlišný vývoj – Český masív a Karpaty. Hranicí mezi těmito dvěma celky je čára Znojmo – Brno – Přerov – Ostrava.

Český masív

Český masív je jedním z největších souvislých fragmentů původního variského orogenu (vrásnění) vystupující z podloží mladších povariských platformních sedimentů. Jedná se o heterogenní celek převážně krystalinika složený ze čtyř (pěti) samostatných regionálních celků definovaných na základě specifických stratigrafických, tektomagmatických a tektonických omezení. Jednotlivé regionální celky mají řadu společných znaků v prekambriickém a částečně i kambrium-ordovickém vývoji, ale výrazně se liší v pozdějším paleozoickém vývoji během variské orogeneze. Po skončení variské orogeneze se Český masív postupně transformuje na platformní jednotku s převažujícím sedimentačně-erozním vývojem.

Regionální celky tvořící krystalinikum:

1. moldanubická oblast (moldanubikum)
2. sasko-durynská oblast (saxothuringikum), kterou dále dělíme na :
saxothuringikum v užším slova smyslu (krušnohorská oblast)
lugikum (lužická oblast)
3. tepelsko-barrandienská oblast (bohemikum)
4. moravskoslezská oblast (moravosilezikum)

Moldanubická oblast (moldanubikum)

Jedná se o velmi heterogenní a polymetamorfní jednotku různého stáří. **Moldanubikum** zahrnuje silně metamorfované horninové komplexy pronikané převážně variskými granitoidními horninami (granity, granodiority, syenity, aj.). Metamorfované komplexy obecně dělíme na tzv. monotónní a pestré skupiny, kdy monotónní skupiny jsou tvořeny převážně různými typy pararul a pestré skupiny navíc obsahují pestré vložky zejména kvarcitů, mramorů a amfibolitů a grafitických hornin. Ve východní části a v oblasti Blanského lesa a podhůří Šumavy se hojně vyskytují granulity. Významně se stavbě moldanubika podílí variský granitoidní magmatismus. K nejvýznamnějším zástupcům patří centrální **moldanubický pluton** (masív) tvořený převážně granity a granodiority. **Třebíčský** a **jihlavský** syenitový (durbachitový) **masív**. Zvláštní postavení zaujímá naše největší plutonické těleso **středočeský pluton**, který leží na hranici moldanubika a bohemika. Je tvořen převážně granodiority, ale významné jsou i granity (říčanský typ) a syenity (Čertovo břemeno, tábořský masív). Celá oblast

moldanubika je typická omezeným množstvím povrchových zvětralin a významnými ložisky zlata.

Podle nejnovějších názorů regionálních geologů do moldanubika zařazujeme i **kutnohorskosvrateckou oblast**, která lemuje moldanubikum ze severu a můžeme ji rozdělit na kutnohorské a svratecké krystalinikum. Od moldanubika se liší nižší metamorfózou, která se projevuje vyšší přítomností metamorfního muskovitu.

Středočeská oblast (bohemikum)

Geologická stavba středočeské oblasti je dosti složitá. Tvoří ji řada dílčích krystalinických jednotek budovaných metamorfovanými a magmatickými horninami a jednotky sedimentárních hornin prostoupené horninami vulkanickými. Do středočeské oblasti řadíme tyto jednotky:

- a) **Barrandien** - území budované komplexy sedimentárních hornin a paleovulkanitů. V zásadě se dělí na dvě části:
 - **Svrchnoproterozoickou**, budovanou **klastickými sedimenty** a **silicity** (převažují droby, prachovce, jílovce, slepence, bulžníky), prostoupenými pestrými vulkanity bazaltového až ryolitového složení.
 - **Paleozoickou**, která ve spodní části obsahuje klastické sedimenty a silicity. Ve svrchní části jsou uloženy **karbonátové sedimenty** - převažují různé typy vápenců (Koněpruské jeskyně). Vulkanity v paleozoiku jsou ryolitového, andezitového, až čedičového složení.
 - **krystalinické jednotky** (budované metamorfovanými a magmatickými horninami)
- b) **poličské a letovické krystalinikum** zasahující do východních Čech a na Moravu, mající velmi podobné horninové složení. Jsou tvořena komplexy rul, krystalických vápenců, amfibolitů, granulitů a nemetamorfovaných až metamorfovaných neutrálních, bazických a ultrabazických magmatických hornin.

V západních Čechách jsou součástí bohemia drobná granitoidní tělesa a masivy bazických magmatických hornin, z nichž nejvýznamější je **kdyňský masiv a mariánskolázeňský komplex**.

Sasko-durynská oblast (saxothuringikum)

Krušnohorská oblast má složitou geologickou stavbu a dělí se na řadu dílčích jednotek. Horniny zastoupené v této oblasti jsou velmi pestré. V centru oblasti (samotné Krušné hory) převládají silně **metamorfované horniny**. Převážně různé typy rul a migmatitů. V okrajových jednotkách se nacházejí i horniny slaběji metamorfované, jako jsou svory či fylity. Krystalinické jednotky krušnohorské oblasti prostupují také **tělesa magmatických hornin**. Nejvýznamnější z nich je **karlovarský pluton** tvořený zejména dvěma druhy granitoidů odlišného stáří, staršími biotitickými granity a granodiority a mladšími granity s typickou albitizací. Významné jsou také přeměny tohoto granitu vedoucí ke vzniku kaolínových ložisek.

Lugikum

Lugická oblast je od krušnohorské oblasti oddělena **labským údolím**. Jde o střídání metamorfovaných a vyvřelých hornin v pásu táhnoucím se podél naší hranice až na Moravu, kde východní hranici lugické oblasti tvoří tzv. **ramzovské a nýznerovské nasunutí**.

Nejvýznamnější plutonické masivy jsou **lužický pluton** (granitoidní těleso kadomského stáří) a **krkonošsko-jizerský pluton** (tvořený převážně biotitickým granitem s typickými růžovými vyrostlicemi draselných živců), oba masivy jsou hojně těženy a zpracovávány na drobné kamenické výrobky, ale i jako dekorativní kámen.

Oblasti metamorfovaných hornin se dělí na **krkonošsko-jizerské krystalinikum** (tvořící Krkonoše a Jizerské hory), kde hlavními horninovými typy jsou ortoruly, svory a fylity. Východní část tvoří **orlicko-kladské krystalinikum** zasahující až k ramzovskému nasunutí na Moravě. Tvoří ho především ruly, migmatity a svory. Horninová pestrost je zvýrazněna přítomností poloh mramorů, metakvarcitů, grafitických hornin a různých metabazitů, eklogitů a granulitů.

Moravsko-slezská oblast

Její prostorové vymezení je poměrně složité, ale tvoří prakticky souvislý pruh od jihu k severu lemující moldanubickou a lugickou oblast na západě a na východě se nořící pod horniny karpatské předhlubně.

Moravsko-slezskou oblast dělíme na celou řadu dílčích jednotek, nejvýznamnější oblasti krystalinika jsou **moravikum, silesikum a brunovistulikum**.

Moravikum tvoří dvě části. Na jihu je to **dyjská skupina**, na severu pak **skupina svratecká**, obě tvořené různými druhy metamorfovaných hornin (fylity, svory, ruly a migmatity). V jádru obou oblastí se vyskytují granitoidní horniny.

Silesikum bylo silně deformováno a regionálně metamorfováno v období variské orogeneze. Tvoří ho ruly, migmatity, svory, erlany, amfibolity, metakvarcity, krystalické výpence a grafitové horniny. Součástí silesika jsou také dva granitoidní masivy **žulovský a šumperský masiv**.

Brunovistulikum tvoří především hlubinné magmatické horniny a částečně metamorfity. Větší část je zakryta sedimentárními horninami.

Brněnský masiv tvoří převážně granodiority. Úzká zóna metabazitů severojižního směru ho rozděluje na západní a východní část. Z důvodu tektonického porušení hornin jsou tyto

využívány pouze k výrobě drceného kameniva, např. lom v Želešicích (amfibolit) a Dolních Kounicích (granodiorit).

Sedimentární pokryv

Moravsko-slezský devon je tvořen dvěma hlavními oblastmi **Moravským krasem** a **hranickým devonem**. Devonská sedimentace začíná usazením tzv. bazálních klastik (hematitem zbarvené slepence a pískovce). V jejich nadloží sedimentovaly na Moravě především vápence. V současnosti jsou devonské horniny většinou překryty mladšími karbonskými sedimenty. Devonské vápence se využívají jako základní surovina pro výrobu vápna a cementu.

Moravsko-slezský spodní karbon (kulm) - kulmské sedimenty vytvářejí na Moravě dvě velké oblasti, a to **kulm Dražanské vrchoviny** a **kulm Nízkého Jeseníku a Oderských vrchů (slezský)**. Kulm je tvořen komplexem sedimentárních hornin v typické sekvenci slepence a droby a jílovité břidlice. Tento komplex je variskou orogenezí provrásněn a rozlámán. Nejrozšířenější droby se na Moravě používají jako nejvýznamnější drcené kamenivo.

Na severní Moravě a ve Slezsku sedimentace pokračovala i ve **svrchním karbonu v moravsko-slezské oblasti** za vzniku rozsáhlých uhlonosných sedimentů, dnes z větší části překrytých neogenními sedimenty karpatské předhlubně a sedimenty flyšového pásma Západních Karpat.

Limnický permokarbon je tvořen mocnými komplexy permokarbonských terestrických sedimentů, zejména pískovci, prachovci, slepenci a jílovcí s hojnými vložkami černého uhlí. Výskyt permokarbonu je vázán převážně na tzv. brázdy, z nichž nejvýznamnější jsou **boskovická, poorlická, podkrkonošská a blanická**.

Platformní sedimentární pokryvné jednotky

Jedná se o různé typy sedimentů různého prostředí seřazené stratigraficky od nejstarších po nejmladší.

Trias – na území Českého masivu se pravděpodobně vyskytuje jen velmi omezeně v podobě červených převážně pískovcových sedimentů (Náchodsko).

Jura – jurské sedimenty (vápence) se v Českém masivu zachovaly pouze v reliktních ostrůvcích, nejvýznamnější výskyty jsou v Brně a jeho okolí (Stránská skála a Hády).

Křída – drobné reliktní výskyty spodnokřídových sedimentů se nacházejí v Blanenském prolomu. Ve svrchní křídě zasáhla Český masiv rozsáhlá transgrese, která zde zanechala rozsáhlé sedimentární pokryvy tzv. **české křídové pánve**. Konkrétně se jedná převážně o souvrství pískovců a jílovců až slínovců a opuk. Pískovce a opuky se intenzívně využívali,

zejména ve středověku, jako stavební kámen. Sladkovodní křídové sedimenty se nacházejí ve dvou jihočeských pánvích, větší **třeboňské** a menší **českobudějovické**.

Terciér

Třetihorní horniny se v Českém masívu vyskytují především v západních, severních a jižních Čechách (moravský terciér náleží k jednotce Západních Karpat). Horninově převládají různé typy klastických sedimentů, zpevněných i nezpevněných. Významné jsou sloje hnědého uhlí, které se nacházejí v dílčích pánvích v podkrušnohoří. V neogénu také začala významná **vulkanická aktivita**, zejména podél podkrušnohorského zlomu, tedy v oblasti **Českého středohoří** a **Doupovských hor**. Ojedinele se neovulkanity vyskytují i ve směru na východ (Kunětická hora u Pardubic) a malá oblast se vyskytuje i na Moravě v okolí Bruntálu (Velký Roudný, Venušina sopka...). Petrograficky se jedná většinou o výlevné bazické horniny (čediče) nebo horniny s foidy (znělce). Méně často se vyskytují jiné typy hornin, např. trachyty.

Západní Karpaty na území České republiky

Západní Karpaty jsou jednou z dílčích jednotek rozsáhlého orogenního pásma tzv. Alpid táhnoucích se z oblasti Španělska do oblasti jihovýchodní Asie. Dělíme je na vnitřní, centrální a vnější Západní Karpaty, z nichž na území České republiky zasahují pouze vnější Karpaty. Moravské vnější Karpaty dále dělíme na tři dílčí jednotky, a to karpatské flyšové pásmo, karpatskou předhlubeň a vídeňskou pánev.

Flyšové pásmo Západních Karpat je na Moravě reprezentováno flyšovými komplexy křídového a paleogenního stáří tvořenými rytmickým střídáním jílovců, prachovců, pískovců a slepenců, kdy jednoznačně dominují hrubozrnější písčité vrstvy nad ostatními zrnitostními frakcemi. Celková mocnost sedimentárního komplexu dosahuje několika kilometrů. Podle stáří a pozice dělíme flyšové komplexy na starší **magurskou** skupinu příkrovů a mladší **slezskou**, **podslézskou**, **ždánickou** a **pouzdranskou**. Zvláště ve slezské jednotce jsou v rámci příkrovů obsaženy karbonátové horniny jurského a křídového stáří tvořící olistolity a tektonické útržky (bradla).

Karpatská přehlubeň tvoří území bezprostředně před čelem karpatských příkrovů a v dnešní době se jedná o tzv. moravské úvaly (hornomoravský, dyjsko-svratecký, vyškovská brána, moravská brána). Sedimentární výplň tvoří převážně mořské sedimenty, které jsou v mladším neogénu překryty říčními sedimenty a posléze v pleistocénu často sprašovou sedimentací. Celkové mocnosti převážně jílovitých a písčitých sedimentů mohou dosahovat více jak jednoho kilometru.

Vídeňská pánev – v neogénu se v nejnižnějších částech České republiky začíná tvořit v rámci složitě tektonického vývoje tzv. vídeňská pánev. Na území ČR zasahuje její severní část do oblasti mezi Hodonínem a Břeclaví. Nejstarší sedimenty vídeňské pánve jsou mořského původu

a postupně dochází k postupnému přechodu k brakickým, jezerním a říčním sedimentům. Jedná se převážně o střídání písčitých a jílovitých sedimentů, které v mladším období obsahují ložiska uhlovodíku (ropa, zemní plyn) a drobná ložiska lignitových slojí. Celková mocnost sedimentu přesahuje pět kilometrů.

V období středního neocénu došlo v oblasti jihovýchodní Moravy k drobné vulkanické činnosti reprezentované drobnými výskyty trachyandezitů a trachybazaltů v okolí Uherského Brodu. Tato vulkanická činnost však není spojena s obdobnou vulkanickou činností v Českém masivu, ale s vulkanickou aktivitou v centrálních Karpatech.

XI. APLIKOVANÁ GEOLOGIE

Tato kapitola pojednává o praktickém používání nabytých poznatků v praxi, o geologických pomůckách a metodách a podává též základy inženýrské geologie

XI.1. Geologické mapy a profily

Geologické mapy patří k základním geologickým pomůckám, ze kterých můžeme vyčíst poměry geologické (zastoupení jednotlivých útvarů), petrografické (zastoupení hornin nebo jejich skupin), tektonické (dislokace, směry a sklony vrstev), případně i zastoupení pokryvných útvarů, poměry půdní, prameny aj. Pro znázornění plošného rozšíření útvarů a hornin je použito na geologických mapách barevné stupnice, jejíž legenda (vysvětlivky) je vždy součástí listu mapy. Tektonika, směry a sklony vrstev jsou značeny černými čarami. Kromě těchto základních geologických map byly vydány – opět v různých měřítkách – i specializované mapy hydrogeologické, ložiskové, tektonické aj. Podle měřítka mapy rozlišujeme mapy podrobné (katastrální, speciální), generální a přehledné. Pro zemědělskou praxi mají největší význam podrobné geologické mapy (měřítko 1: 25.000, 1: 50.000, 1 : 75.000), kde jsou mapovány jednotlivé horniny s přesnými hranicemi. Téměř celé území naší republiky je zmapováno v geologických speciálkách, z nichž valná část byla ovšem vydána již v minulém století, s německým textem a dnes již zastaralou podkladovou sítí. V letech 1963-64 vydal Ústřední ústav geologický tiskem tzv. mapy generální v měřítku 1:200 000 z celého území ČR. Tyto nové, dnešní situaci odpovídající geologické mapy, již spojují některé příbuzné horniny i útvary v jeden celek, jsou tudíž méně přesné, ale pro zemědělskou praxi ještě dostačující. Všechny mapy větších měřítek řadíme do kategorie map přehledných, které mohou sloužit pouze k základní hrubé orientaci. Ke každému listu geologické mapy speciální nebo generální je vydána samostatná kniha vysvětlivek, ve které jsou velmi podrobně popsány poměry geologické, stratigrafické, tektonické, petrografické, geomorfologické, hydrogeologické, zásoby nerostných surovin aj. na daném území; geologická mapa a kniha vysvětlivek k ní tvoří proto spolu nedílný celek. Podle provedení geologických map rozeznáváme mapy odkryté, částečně odkryté a agrogeologické (resp. mapy základových půd, mapy pokryvných útvarů.). Odkryté mapy nezaznamenávají vůbec pokryvné útvary, které jsou však pro zemědělskou produkci nejvýznamnější, a mají proto pro praxi jen malou cenu. Částečně odkryté mapy vyznačují pokryvné útvary tam, kde jsou mocnější než 2 m, tedy i v tomto případě může být udávána mateční hornina kryta jiným pokryvem, který může změnit charakter i bonitu stanoviště. Agrogeologické mapy 1:75 000, později přejmenované na mapy základových půd a mapy pokryvných útvarů, zachycují zejména mocnost a vlastnosti pokryvné zvětralinové a půdní vrstvy a základní chemismus mateční horniny (vydáno zatím asi 20 listů).

Geologické profily jsou svislé řezy zemskou kůrou, které tak názorně představují geologickou stavbu území. Rozeznáváme normální (nepřevýšené) a převýšené profily (měřítko výšky je větší než měřítko délky). Geologické profily, položené kolmo na směr vrstev, nazýváme pravé čili příčné, položené ve směru vrstev jsou profily nepravé čili podélné; profily mohou být vedeny i šikmo na směr vrstev.

XI.2. Sondování

Při geologických výzkumech, ale také při orientačním mapování pedologickém, výzkumu základových půd, při vyhledávání nerostných surovin nebo podzemních vod atd. používáme ke studiu svrchních vrstev zemské kůry sondovacích prací. Sondování provádíme buď ručním nářadím (sondovací tyče, ruční vrtáky) nebo kopanými sondami, pokud hloubka nepřesáhne 2 m. Pro větší hloubky je třeba použít strojních souprav nebo hlubších sond, které je třeba vypořádat.

Základem všech průzkumů jsou kopané sondy, které nejlépe umožňují studium celého profilu v souvislé šíři i přesný a reprezentativní odběr vzorků; rozměry sond jsou obvykle 2 m x 1 m, hloubka max. 2 m. Nevýhodou kopaných sond je jejich pracnost a nákladnost, v oblastech s výše položenou hladinou podzemní vody se často zaplavují.

K doplňkovému sondování se používá nejčastěji sondovacích tyčí; jsou to ocelové tyče s podélným žlábkem na celé straně tyče, nahoře s ocelovou hlavicí a otvorem pro vratidlo. Sondovací tyče mají délku 1 m, 1,2 m nebo 2 m. Zarážejí se do země dřevěnou palicí, po zaražení tyče se vratidlem tyč otáčí a tak se do žlábků nabírá vzorek zeminy po celé délce tyče. Po vytažení tyče lze vzorek ze žlábků použít pro interpretaci vrstvení profilu a hrubé posouzení vzorků, pro laboratorní rozbor není zeminy dostatek. Zarážené sondy nelze použít ve velmi sypkém nebo silně kamenitém materiálu. Kromě sondovacích tyčí se ojediněle používají i spirálové, talířové nebo komorové vrtáky, kterými je nutno odebírat vzorky postupně po 20 - 30 cm hloubky. Vrtání strojními soupravami provádějí specializované závody geologického průzkumu.

XI.3. Geologické podklady pro pozemkové úpravy

Rozdělení půdního fondu, tzv. delimitace, pro potřeby zemědělské a lesní výroby bylo provedeno v letech 1953-60 s cílem co nejlépe sladit zemědělskou a lesní výrobu s přírodními podmínkami. Poněvadž však rozvojem techniky i názorů na využitelnost půd se stav neustále mění – nové pozemky jsou zabírány pro zemědělskou výrobu, jiné pozemky jsou opět zalesňovány – je delimitace půdního fondu úkol trvalý. Základem delimitace jsou vždy podmínky geologické, stabilní a trvale působící, které – spolu se zastoupením hornin a poměry geomorfologickými – zásadně rozhodují o optimálním využití pozemků. Proto při delimitaci je třeba vždy provést důkladné vyšetření zastoupení geologických útvarů, rozšíření a bonity matečních hornin a jejich úložných poměrů, zvětrávacích procesů, poměrů hydrogeologických aj. a provést sondáž zvětralinového pláště s případným odběrem vzorků hornin a půd pro další zhodnocení. Zároveň se musí provádět i podrobné studium geomorfologie krajiny a důkladně odborně popsat jednotlivé geomorfologické tvary a hodnotu jejich zvětralinového resp. půdního pláště. Zvláště důležité jsou přesné popisy a vymezení svahů (sklon, délka, tvar), které rozhodují o zemědělském využití pozemků (do sklonu 15° pole, max. do 25° louky a pastviny, nad 25° lesy). Rovněž je nutno podrobně vylíčit území ohrožená erozí, svážná území, suťové oblasti, prameniště, ochranné pásy vodohospodářsky důležitých oblastí nebo léčivých pramenů, rašeliniště, rekreační oblasti, území vhodná pro zástavbu (málo úrodné pozemky) atd. Zároveň s výzkumem geologicko-geomorfologickým musí probíhat i potřebný výzkum půdních poměrů.

XI.4. Geologické podklady melioračních prací

Každá půda je charakterizována určitou produkční schopností. Půdy, které mají podstatně sníženou produkční schopnost, můžeme podrobněji rozdělit na půdy primárně neplodné a na půdy uměle degradované. Půdy primárně neplodné mají sníženou úrodnost pro některé nepříznivé přirozené vlastnosti, které jsou převážně podmíněny mateční horninou (např. nepříznivá dispersní skladba – nedostatek nebo přebytek jílnatých částic v půdě, nedostatek živin, malá fyziologická hloubka, nadbytek nebo nedostatek vody, nesnadná zvětratelnost mateční horniny atd.) i vytváří se např. na některých sutích, štěrkách, pískách, křemencích, kaolinizovaných horninách, lateritech, hadcích, vrchovištích apod. Půdy uměle degradované jsou půdy původně úrodné, jejichž produkční schopnost poklesla následkem nepříznivých pěstebních i jiných zásahů. Půd primárně neplodných i uměle degradovaných je v ČSSR velmi mnoho, přes 450 000 ha, což znamená pro naše národní hospodářství velkou ztrátu. Aby se těmto ztrátám zamezilo, je nutno uvést půdy různými melioračními zásahy opět do plné produkční schopnosti. Velmi často se pro mechanické a chemické meliorační zásahy používá některých hornin, a to buď v přirozeném stavu, nebo po určitých úpravách. Meliorační zásahy se týkají zlepšování nepříznivé dispersní skladby (zrnitostního složení) půd, zlepšování minerální síly a obsahu organické hmoty v půdě a rekultivačních prací.

XI.4.1 Zhutňování lehkých půd

má za úkol dodat do půdy chybějící jílovité částice. Provádíme je hlavně u půd na pískách (říčních, navátých, jezerních i eluviálních), kde obsah jílové frakce obvykle nepřesahuje 10 %, často však činí jen 12 %. Obsah jílu v půdě má velký význam a ovlivňuje půdní vlastnosti fyzikální (pórovitost, vodní režim a zejména retenční schopnost půd, strukturu, propustnost pro vodu atd.), i chemické (sorpci jiných minerálních látek, zejména však minerálních živin, je základní složkou sorpčního komplexu). Půdy chudé jílem (půdy písčité) jsou proto vždy velmi propustné a vysušné, mají nedostatek vody zejména ve vegetační periodě, nedostatek minerálních živin a organické hmoty v profilu (dochází k její mineralizaci), snadno podléhají podzolizaci atd. Proto je na některých extrémních stanovištích jejich obohacení jílem, tj. zhutnění, nezbytnou podmínkou pro jejich hospodářské využití. V ČR zauímají lehké písčité půdy rozlohu přes 230 000 ha, z toho asi 100 000 ha se nalézá pod lesními porosty. Zhutňování písčitých půd provádíme hlavně povážením půd slínem, vápnitými jíly bentonity (jílovité horniny s podstatným obsahem montmorillonitu, vzniklé u nás hlavně chemickou přeměnou sopečných tufů), sedimentačními kaly, rybničním bahnem atd. Před provedením melioračního zásahu je potřeba provést důkladný rozbor meliorované písčité půdy, a to zejména po stránce zrnitostní, fyzikální, mineralogického složení písčitých zm, posouzení podílu zvětratelného a nezvětratelného atd. Rovněž je nezbytná podobná podrobná charakteristika používaného hnojiva, a to nejen zrnitostní rozbor a stanovení obsahu CaCO_3 , resp. ostatních živin, ale i mineralogický rozbor, zejména stanovení povahy jílových minerálů, obsahu křemene (nesmí být vysoký), škodlivých příměsí (např. pyritu), apod. Vrstva povázky nesmí být příliš vysoká a musí dojít k jejímu dokonalému smísení s podložím; pováží se ve vrstvě 2 -5 cm mocné, což představuje 200 – 500 m³ povázky na 1 ha. Množství povázky se volí tak, aby meliorovaná půda

obsahovala po zásahu 20 – 30 % jílnatých částic. V praxi se velmi osvědčilo povážení kombinací jílu s kompostem a zeleným hnojením. Výsledkem tohoto zásahu musí být – při zachování všech ekonomických podmínek – dlouhodobá meliorace, která zajišťuje vhodnou technologickou úpravou rychlou tvorbu humusojílového sorpčního komplexu a trvalé zlepšení meliorovaného stanoviště. Povážku je třeba po 10 -15 letech opakovat.

XI.4.2 Vylehčování těžkých půd

je meliorační zásah zatím méně obvyklý a také jeho technologie není tak propracována jako u zhutňování lehkých půd. Používá se u jílovitých a jílnatých půd, které mají nadbytek jílnatých částic a mají proto silně zhoršené fyzikální vlastnosti, tj. jsou uléhavé, špatně propustné pro vzduch i vodu, s velkou kapilární jímavostí, náchylné k zamokření, vymrzavé, v létě za sucha pukající atd. Takové půdy vznikají na všech jílovitých horninách, ale i na kaolinických a lateritických zvětralinách jiných hornin.

Meliorační zásah má vylehčit půdu přidáním písčítých a hlinitých částic, které činí půdu fyzikálně příznivější. K vylehčování těžkých půd se nejčastěji používá písčítých zemín (pískování); doporučuje se používat písky vápnité, poněvadž CaCO_3 rovněž působí na zlepšení těžkých půd. Správné množství povážky se nejlépe určí přímými pokusy, smíšením obou zemín a laboratorními rozbory. Podrobná a všestranná charakteristika mateční jílovité horniny, jílovité půdy a používané písčité zeminy je samozřejmě opět nezbytná.

Při zlepšování disperzní skladby půd lehkých i těžkých platí všeobecné zásady, že se zlepšováním fyzikálních poměrů se má zároveň zlepšovat i chemismus meliorovaných půd, nedostatek živin, mikroelementů atd.

Meliorační suroviny pro zlepšování minerální síly půd.

Některé půdy, vyvinuté na minerálně velmi slabých horninách (křemité sedimenty, některé písky a pískovce, silně kyselé horniny vyvřelé i přeměněné apod.), na kaolinických a lateritických zvětralinách hornin a rovněž některé půdy silně degradované jsou neobyčejně chudé minerálními živinami. Jiné horniny, např. hadce mají velmi jednostranný chemismus, a s výjimkou hořčíku velký nedostatek ostatních základních minerálních živin. Meliorační zásahy mají pak za úkol dodat takovým půdám nejen chybějící živiny, ale upravit i celkový chemismus půd, zajistit souběžně předpoklady pro tvorbu aktivního sorpčního komplexu, pro úpravu vodního režimu, atd. Kromě hnojení stájovými nebo umělými hnojivy se pro tyto účely hodí i prach a drť některých bazických hornin vyvřelých, přeměněných i usazených, např. čedičů, diabasů, gaber, amfibolovců, amfibolitů, vápenců apod. Aby však meliorace splnila plně svůj účel, je zapotřebí provést detailní výzkum hnojených půd i používané drtě nebo prachu bazické horniny. Pro meliorační horniny se hodí pouze bazické horniny s menším obsahem SiO_2 (pod 50 %) a s dostatkem účinných dvojmocných bází CaO a MgO . Zároveň je však nutno prošetřit pevnost minerálních vazeb, tj. zvětratelnost jednotlivých nerostů a rychlost uvolňování živin, tvorbu minerálního sorpčního komplexu při rozpadu dodávané bazické horniny atd. Také chybějící mikroelementy mohou být do půdy dodány vhodně volenou horninou. U nás např. některé karpatské vápence obsahují mnoho účinných mikroelementů. Účinnost stopových

prvků závisí na jejich koncentraci a vzájemné kombinaci a jejich nerovnoměrné přidávání do půdy může být škodlivé, v nadměrném množství mohou působit na rostliny až toxicky. Otázka jejich správného dávkování zůstává zatím dost složitým problémem.

Meliorační horniny mají většinou alkalickou reakci a jejich přidáním do půdy se otupuje půdní kyselost, sorpční komplex se stává nasyceným a zvyšuje se mikrobiální činnost. Spolu s humusem mohou tvořit příznivé humusosilikátové komplexy, které jsou podstatnou součástí živného humusu.

Meliorační bazické horniny jsou vesměs horniny, které jsou běžně lámány v lomech ke stavebním účelům nebo pro silniční štěrk. Při jejich drcení vzniká množství drobné drtě i prachu (to jest pro provoz bezcenný odpad), které jsou pro hnojení nejlépe způsobilé. Hrubší kusy se pro pomalé zvětrávání a pro pomalé uvolňování živin pro hnojení nehodí.

Meliorační suroviny pro zlepšování obsahu organické hmoty v půdě

Jednou z důležitých podmínek pro zvýšení půdní úrodnosti je zvýšení podílu organické hmoty v půdě. V ČR je obsah humusu v půdách všeobecně velmi nízký. Nedostatek organické hmoty v půdě se projevuje zejména v agronomických oblastech. Jsou to hlavně oblasti se suchým a teplým klimatem a s lehkými písčitými půdami, kde vlivem značného oteplování půdního povrchu a dobrého provzdušení půd dochází rychle k úplnému rozkladu (mineralizaci) nejen pokryvného humusu, ale i veškeré organické hmoty v celém půdním profilu. Ztráta humusu se pak okamžitě projeví ve zhoršení vodního režimu, snížené sorpci, rozpadu půdní struktury atd.

Hlavním přírodním zdrojem organické hmoty pro výrobu různých organických hnojiv je fytogenní sediment rašelina. Rašelina nezpracovaná, v přirozeném stavu, není hnojivem – obsahuje (zejména rašelina vrchovištní) velmi málo živin a kromě toho bývá většinou ještě silně kyselá. Může tedy v přirozeném stavu sloužit nejvýše jako méně kvalitní humusotvorný zdroj a zlepšovat některé fyzikální vlastnosti půdní, např. zvyšovat vodní jímavost, sorpci, pohlcování tepla, kyprost, zlepšovat strukturu, omezovat kapilární zdvih a tím i výpar z půdy atd. Rašelina se však dá použít daleko ekonomičtěji a proto používáme rašeliny hlavně k výrobě rašelinných hnojiv. Tak se rašelina používá ve směsi s jinými tekutými hnojivy, která zahušťuje a upravuje jejich fyzikální vlastnosti (např. směs s močůvkou, se splaškami, odpadními vodami z továren, jatek), nebo se rašelina kompostuje. Při použití rašeliny v přirozeném stavu používáme hlavně rašelinu slatinou. Rašelina vrchovištní je méně vhodná a musí se před použitím neutralizovat.

Kromě pro hnojení písčitých půd používáme rašelinu i jako krytu (i v přirozeném stavu) k ochraně kultur před mrazem a k ochraně půdy před výparem. Každá rašelina musí být před použitím důkladně laboratorně vyšetřena, zejména musí být stanoven obsah vody, obsah popelovin, obsah živin v sušině, kyselost, případně obsah CaCO_3 (u slatin) a obsah škodlivých látek (H_2SO_4 , FeS_2 apod.).

Meliorační hmoty pro rekultivační práce

Různě upravené horniny a zeminy se používají rovněž jako přirozené meliorační suroviny při rekultivačních pracích, a to zejména tam, kde byla krajina porušena rozsáhlou povrchovou těžbou (povrchové doly, lomy, rašeliniště atd.) nebo hromaděním mohutných výsypek, hald apod. Po vytěžení suroviny zůstává často na povrchu nezávětralá a tudíž neplodná hornina. Při ukládání výsypek a hald byly to opět nezávětrale části hornin různé minerální síly, škvára, struska apod., tedy rovněž neplodná stanoviště. Úkolem melioračních prací je potom upravit půdní poměry na povrchu těchto devastovaných oblastí, tj. upravit hloubku půdy, vodní režim, dosáhnout správného poměru hlavních půdotvorných složek a živin, neutralizovat nebo odstranit případné škodlivé příměsi atd. Postup melioračních prací závisí na druhu, petrografickém složení, minerální síle a závětralosti minerálního podloží, resp. na petrografickém složení a chemismu výsypek, na jejich tvaru, expozici a sklonu svahů atd. Vlastní rekultivační práci obvykle předcházejí práce odvodňovací, vyčištění a zarovnění území. Pro meliorování pak používáme povážku zeminou, kombinovanou ještě se zúrodněním a vyhnojením povážky. Materiál pro povážku získáme buď z ornice, která byla před započítím těžebních prací shrnuta a v hromadách uskladněna, nebo používáme kvalitní hlinitou zeminu s dobrým obsahem minerálních živin (spraše, sprašové hlíny, jeskynní hlíny apod.). Těžké zeminy se pro své nepříznivé fyzikální vlastnosti na meliorační povážky nehodí, lehčí zeminy – písčitohlinité a hlinitopísčité – se mohou použít pro melioraci jílovitého podloží, výsypek a hald z jílovitého materiálu a silně rozložených rašelinišť. Zúrodnění povážky se provede vyhnojením průmyslovými hnojivy, kompostem, stálovým hnojem apod.

Na rašeliništích nepoužíváme nikdy k vyhnojení povážky hnojiv organických nebo organominerálních, poněvadž organické hmoty je v podloží dostatek. Povážená zemina se rozprostře stejnoměrně po podloží, její mocnost se řídí druhem rekultivované půdy a cílem rekultivace. Nejčastěji se používá 30 – 50 cm mocné povážky.

Rekultivační práce jsou velmi důležité a nutné, poněvadž vrací devastované plochy zpět produkčním účelům a mají také značný význam zdravotní a estetický.

Ochrana půd před erozí a svahovými pohyby

Vodní i větrná eroze patří mezi nejdůležitější vnější geologické činitele. Vodní eroze modeluje celé velké celky zemského povrchu až do vzniku paroviny, po zmlazení reliéfu činností horotvornou počíná erozní cyklus znova. Rozšíření a intenzita vodní eroze je závislá hlavně na petrograficko-geomorfologických podmínkách území a činnosti člověka, zejména pak na sklonu a délce svahu, na druhu a vlastnostech hornin (minerologické složení, struktura, textura, odlučnost, závětrávání atd.), na vytvořeném půdním krytu (hloubka, zrnitost, struktura, obsah skeletu apod.) a na vegetačním krytu. Činnost člověka ovlivňuje podstatně vegetační kryt a to buď úplným odstraněním přirozeného vegetačního krytu, nebo jeho zkulturněním. Lesní porosty, zdravé a řádně zapojené, nedovolují vznik eroze; Odlesněním svahů s větším sklonem, a zejména pak následnou pastvou a obděláváním půdy se otevírá cesta rychlé erozi; na lehčích půdách a při nesprávném obdělávání půdy (orba po svahu, pěstování okopanin aj.) může dojít během několika let i k úplnému stržení půdního krytu. Ve svažitéch územích není možno erozi úplně odstranit. Hlavní ochrana proti výmolnému a splachovému působení vody spočívá v

technických pozemkových úpravách (terasování, hrazení strží a bystřin), správném rozmístění kultur resp. v úplném zakrytí půdního povrchu, v zakládání ochranných porostů a zasakovacích pásů, ve vhodné agrotechnice a udržení příznivé půdy. Větrná eroze postihuje hlavně sušší oblasti našeho státu (Poohří, jižní Morava), a to hlavně odnosem jemných částeczek zkulturněného půdního povrchu – ornice. V dřívějších dobách docházelo i u nás k pohybům přesypových písků a k velkým škodám na zemědělských a lesních kulturách i komunikacích; zalesněním přesypových oblastí byly tyto škody téměř likvidovány. Proti větrné erozi se bráníme jednak výsadbou (a udržováním) dobře zapláštěných větrolamů, jednak zlepšováním půdní struktury, zhutňováním, úpravou vodního režimu a zvyšováním obsahu humusu v půdě a samozřejmě též správnou a odpovídající agrotechnikou.

Svahové pohyby – ať pomalé nebo i katastrofální sesuvy – jsou na území ČR velmi četné a způsobují značné škody na pozemcích, ale i na komunikacích, obytné i průmyslové výstavbě aj. Svážná území asanujeme odvodněním tak, aby nemohlo dojít k rozmočení povrchu nepropustného jílovitého podloží. Hloubku a reliéf nepropustného podkladu je třeba sondovacími pracemi prozkoumat a drenáž je nutno zabudovat celou světlostí do pevného podkladu tak, aby případnými pohyby nedošlo k jejímu porušení nebo přetržení. Pokud se jedná o území s proběhlými staršími sesuvy (svážný reliéf), musíme provést i terénní povrchové úpravy (vyrovnání svážných jazyků). Na svážných územích se nemá provádět výstavba, rovněž komunikace mohou rozrušit stabilizovaná svážná území.

XII. DOPORUČENÁ LITERATURA

- BOUŠKA, V., KOUŘIMSKÝ, J. *Atlas drahých kamenů*. 2. vyd. Praha: SPN, 1985. 172 s.
- CHLUPÁČ I. a kol. *Geologická minulost České republiky*. Academia Praha, 2002. 436 s. ISBN 80-200-0914-0
- JELÍNEK, S., BAJER, A. *Cvičení z lesnické a zemědělské geologie*. 1. vyd. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, 2002. 83 s. ISBN 80-7157-610-7.
- KACHLÍK, V., CHLUPÁČ, I. *Základy geologie*. 2. vyd. Praha: Karolinum, 2001. 342 s. ISBN 80-246-0212-1.
- KOUŘIMSKÝ, J. *Minerály*. 1. vyd. Praha: Aventinum, 2003. 256 s. Fotografické atlasy. ISBN 80-7151-213-3.
- KOUŘIMSKÝ, J. *Užitkové nerosty a horniny*. 1. vyd. Praha: Aventinum, 1999. 248 s. ISBN 80-7151-072-6.
- KUKAL, Z., NĚMEC, J., POŠMOURNÝ K. *Geologická paměť krajiny*. Česká geologická služba 2005. ISBN 80-7075-654-3.
- MATYÁŠEK, J. *Mineralogický systém*. 1. vyd. Brno: Masarykova univerzita, 1995. 132 s. ISBN 80-210-1068-1.
- MATYÁŠEK, J., SUK, M. *Základy petrologie*. 1. vyd. Brno: Masarykova univerzita, 2002. 224 s. ISBN 80-210-3011-9.

Multimediální, veřejně přístupné studijní opory:

http://jirman.info/www/ugp/atlas_zakl_horn/index.html

<http://jirman.info/www/ugp/presentace/00-uvod/uvod.html>

<http://is.muni.cz/do/1499/el/estud/pedf/ps06/2722682/petro/index.htm>

www.geology.upol.cz/cz_skripta.html

geotech.fce.vutbr.cz/studium/geologie/skripta/geologie.pdf

<http://atlas.horniny.sci.muni.cz/index.html>