



Univerzita Palackého v Olomouci \* Přírodovědecká fakulta

# **MODERNÍ METODY STRATIGRAFICKÉ ANALÝZY**

**Ondřej Bábek**

Olomouc 2013

Univerzita Palackého v Olomouci  
Přírodovědecká fakulta

# **Moderní metody stratigrafické analýzy**

Ondřej Bábek

Olomouc 2013

Oponenti: prof. Jiří Kalvoda, CSc.  
Mgr. Martin Faměra, Ph.D.



### INVESTICE DO ROZVOJE VZDĚLÁVÁNÍ

Zpracování a vydání tohoto učebního textu bylo umožněno projektem OP Vzdělávání pro konkurenceschopnost „Inovace studijního oboru Environmentální geologie“ (reg. číslo CZ.1.07/2.2.00/15.0317).

Neoprávněné užití tohoto díla je porušením autorských práv a může zakládat občanskoprávní, správněprávní, popř. trestněprávní odpovědnost.

1. vydání

© Ondřej Bábek, 2013

© Univerzita Palackého v Olomouci, 2013

ISBN 978-80-244-3826-9

## Obsah:

<b>Předmluva</b> .....	3
<b>1. Základní principy stratigrafie a stratigrafické metody</b> .....	4
1.1. Stensenovy principy .....	4
1.2. Princip faunální sukcese („stejných zkamenělin“).....	4
1.3. Princip uniformity (uniformitarianismus nebo aktualismus) .....	5
1.4. Stratigrafická korelace a stratigrafické metody .....	6
<b>2. Nástroje stratigrafické analýzy</b> .....	6
2.1. Stanovení stratigrafického sledu .....	6
2.2. Datování .....	6
2.3. Interpretace.....	9
<b>3. Zástupné proměnné (proxies) a multiproxy analýza</b> .....	9
<b>4. Metody sběru a zpracování dat</b> .....	10
4.1. Vrtná karotáž .....	10
4.2. Vrtná jádra.....	11
4.3. Výchozy .....	12
4.4. Metody zpracování multiproxy dat.....	13
<b>5. Gamaspektrometrie</b> .....	16
5.1. Přirozená radioaktivita hornin .....	17
5.1.1. Princip gamaspektrometrie a podmínky měření .....	17
5.2. Geochemie draslíku, uranu a thoria a nosiče radioaktivního signálu .....	19
5.3. Radioaktivita sedimentárních hornin.....	23
5.4. Geologická interpretace gamaspektrometrie.....	26
5.4.1. Obsah jílu a zrnitost sedimentu .....	26
5.4.2. Minerální složení a provenience sedimentů .....	29
5.4.3. Interpretace klimatických a tektonických změn.....	30

5.4.4. Použití gamaspektrometrie pro stratigrafickou korelaci a sekvenční stratigrafii .....	31
<b>6. Měření magnetické susceptibility a magnetomineralogie.....</b>	<b>35</b>
6.1. Magnetická susceptibilita a její měření.....	35
6.1.1. Magnetické chování materiálů.....	36
6.1.2. Měření magnetické susceptibility .....	39
6.1.3. Další magnetomineralogická měření.....	39
6.2. Magnetická susceptibilita minerálů a hornin.....	41
6.2.1. Závislost magnetické susceptibility na zrnitosti klastických sedimentů.....	42
6.2.2. Magnetická susceptibilita karbonátových sedimentů .....	42
6.2.3. Pedogeneze a pedogenní magnetická alterace .....	44
6.2.4. Antropogenní kontaminace sedimentů a magnetické obohacení .....	47
<b>7. Barva sedimentu a odraznostní spektroskopie .....</b>	<b>51</b>
7.1. Barevné modely .....	51
7.1.1. Munsellův systém .....	51
7.1.2. Systém RGB.....	52
7.1.3. Modely CIE (xy, Lab).....	53
7.1.4. Barevné spektrum a spektrální křivky .....	53
7.2. Geologické využití spektrální odraznosti.....	55
7.2.1. Využití odraznosti v šedé škále .....	55
7.2.2. Použití barevných proxy v pohřbených půdách .....	57
7.2.3. Barevné proxy v jezerních a mořských sedimentech.....	58

## **Předmluva**

Stratigrafie je jednou z nejstarších a také nejdůležitějších geologických věd. Základní stratigrafické principy formulovali Nicolaus Steno, James Hutton a především William „Strata“ Smith mezi 17. stoletím a počátkem 19. století, tedy současně se zrodem geologie jako samostatné přírodní vědy. Přesto stratigrafie zdaleka není mrtvou vědou. Na konci 20. století se objevují postuláty alostratigrafie a sekvenční stratigrafie, která pak spolu s cyklostratigrafií zažívá překotný rozvoj vlastně až do dnešních dnů. Přitažlivost nových stratigrafických disciplín spočívá především v genetické interpretaci vzniku vrstev a schopnosti vytvářet prediktivní modely horninových těles, které jsou tolik odlišné od popisného přístupu typického pro klasickou lito- a biostratigrafii. Rychlý rozvoj nových stratigrafických odvětví je vázán zejména na těžbu ropy a zemního plynu, avšak pozitivně ovlivňuje i teoretické geologické disciplíny jako je paleoklimatologie a paleogeografie. Tento rozvoj je však v každém případě umožněn rozmachem a stoupající dostupností moderních technologií a s nimi souvisejícími rostoucími objemy geofyzikálních a geochemických dat. Geofyzikální, petrofyzikální a geochemické nástroje a technologie jsou nyní běžně dostupné na všech úrovních průmyslové i akademické sféry. Jejich aplikace v moderní stratigrafii představuje hlavní náplň těchto skript.

## 1. Základní principy stratigrafie a stratigrafické metody

**Stratigrafie** studuje časoprostorové vztahy horninových těles, především usazených hornin, a stojí tak na hranici mezi geologickými (materiálními) a historickými vědami. Relativní časová posloupnost vzniku hornin je dána jejich uspořádáním v prostoru (geometrií) a lze ji odvodit pomocí jednoduchých principů: principu superpozice, původní horizontality a laterální kontinuity vrstev (Stensenovy principy), principu průniku těles, principu stratigrafické inkluze a principu faunální posloupnosti („stejných zkamenělin“).

### 1.1. Stensenovy principy

Jedná se o principy, které formuloval dánský kněz, lékař a přírodovědec Niels Stensen (Nicolaus Steno) v roce 1669. **Princip superpozice** říká, že „ve sledu vrstev kterákoliv vrstva je mladší než vrstvy, na kterých tato vrstva spočívá“. Jinými slovy, podložní vrstvy ve sledu jsou starší, nežli jejich nadložní vrstvy. Tento princip Stensen vysvětluje gravitací a vznikem usazenin ve vodním prostředí. Princip **původní horizontality** říká, že vrstvy se ukládají rovnoběžně s horizontem a teprve později mohou být deformovány a ukloněny šikmo nebo kolmo k horizontu. Princip **laterální kontinuity** říká, že „materiály vytvářející vrstvu souvisle pokračují (jsou kontinuální) podél povrchu Země tak dlouho, dokud jim v cestě nestojí jiné pevné těleso“. Podle tohoto principu lze vrstvy, které se usazují v navzájem propojených sedimentačních pánvích, bočně (laterálně) sledovat na značné vzdálenosti. Všechny tři Stensenovy principy jsou obecně platné a tvoří základ pro **stratigrafickou korelaci**. Přesto existuje řada výjimek, například mnoho sedimentárních těles vytváří čocky nebo jazykovité tvary, které se vymykají principu laterální kontinuity, svahové sedimenty na souši nebo pod hladinou moře mohou být již primárně odkloněny od horizontu, atd.

Princip superpozice je univerzálně platný pro usazené horniny a slouží jako limitující podmínka použití stratigrafických metod. Metamorfované a magmatické horniny, na kterých nelze aplikovat princip superpozice, se označují jako **litodemické jednotky**. Jejich časoprostorové vztahy mohou být určovány na základě principu průniku a inkluze.

**Princip průniku** rovněž formuloval Niels Stensen, podle kterého: „pokud jiné těleso nebo diskontinuita protínají určitou vrstvu, musely vzniknout až následně po této vrstvě“. Princip průniku platí pro vrstvy usazených hornin, pro litodemické jednotky a dokonce i pro sekundární geologické struktury, například zlomy, žíly a pukliny. Podle **principu inkluze** „vrstva nebo horninové těleso, které obsahují uzavřeniny (inkluze) jiné horniny musí být mladší, než vrstva nebo těleso, ze kterého tyto inkluze pocházejí“. Tento princip lze aplikovat na usazené horniny, například na konglomeráty, které obsahují klasty (inkluze) starších hornin, nebo na magmatické horniny, které jako inkluze obsahují tzv. xenolity.

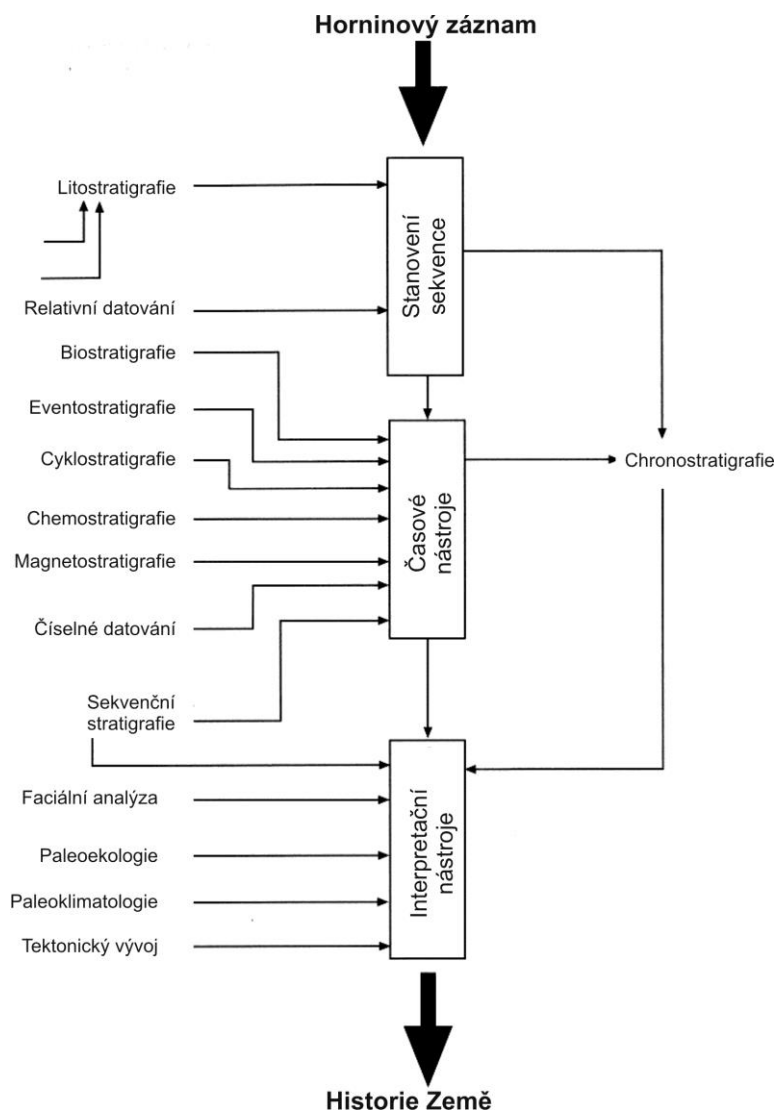
### 1.2. Princip faunální sukcese („stejných zkamenělin“)

Tento princip na samotném konci 18. století formuloval anglický zeměměřič a geologický samouk William Smith, přezdívaný „Strata“ (= „vrstvy“). Smith tento princip použil k sestavení geologické mapy Anglie a Walesu, která byla první geologickou mapou moderního typu na světě. Princip **faunální sukcese** praví, že „nejstarší fosílie ve sledu usazených hornin se nachází v nejspodnější vrstvě a mladší fosílie se objevují postupně v nadložních vrstvách“. Lze jej také formulovat tak, že „vrstvy obsahující stejné fosílie jsou stejně staré“. Tento princip je

podobný principu superpozice, avšak umožňuje geologům porovnávat (korelovat) navzájem nesouvislé vrstevní sledy a určovat jejich relativní stáří. Princip faunální sukcese dodnes slouží jako základ metody biostratigrafie a primární podklad pro definici chronostratigrafických jednotek.

### 1.3. Princip uniformity (uniformitarianismus nebo aktualismus)

Podle **principu uniformity**, který jako první formuloval skotský přírodovědec James Hutton, „stejně přírodní zákony a procesy, které probíhají dnes, probíhaly i v minulosti a fungují v celém vesmíru“ a tedy vyvodit, že pro pochopení minulosti je třeba studovat dnes probíhající procesy („přítomnost je klíčem k minulosti“). Princip uniformity neslouží primárně k určení časoprostorových vztahů nebo datování hornin, nýbrž k interpretaci procesů a podmínek, za jakých horniny vznikají.



Obrázek 1. Schéma pracovního postupu stratigrafické analýzy. Upraveno podle: Doyle - Benett (1999)



#### 1.4. Stratigrafická korelace a stratigrafické metody

**Stratigrafická korelace** je procesem porovnávání stejného stáří prostorově nesouvislých vrstev na základě společných znaků hornin: litologie, obsahu fosilií, magnetických vlastností, chemismu, fyzikálních vlastností, atd. Princip stratigrafické korelace tvoří základ většiny stratigrafických metod, které se dělí podle korelačních znaků na **litostratigrafii** (litologické znaky), **biostratigrafii** (obsah a zachování fosilií), **magnetostratigrafii** (remanentní magnetizace hornin) a **chemostratigrafii** (obsahy prvků, izotopů a sloučenin v horninách). Další stratigrafické metody (**eventostratigrafie**, **cyklostratigrafie**, **sekvenční stratigrafie**) jsou založeny na korelaci celých vrstevních sledů, kombinaci korelačních znaků a částečně na jejich interpretaci (viz níže).

### 2. Nástroje stratigrafické analýzy

Stratigrafická analýza slouží k vytvoření **časového rámce** studia usazených hornin a využívá k tomu řady metod **relativního a číselného datování**. Teprve ve stratigrafickém sledu zařazeném do příslušných časových souvislostí je možné interpretovat geografické, klimatické, ekologické a tektonické podmínky vzniku hornin a jejich vývoj v čase. Kompletní studium sledu usazených hornin můžeme rozdělit na tři sady nástrojů: (a) **nástroje pro stanovení stratigrafické sekvence** (sledu událostí); (b) **nástroje pro datování** (zařazení sledu do časového rámce); a (c) **nástroje pro interpretaci podmínek vzniku** (obr. 1).

#### 2.1. Stanovení stratigrafického sledu

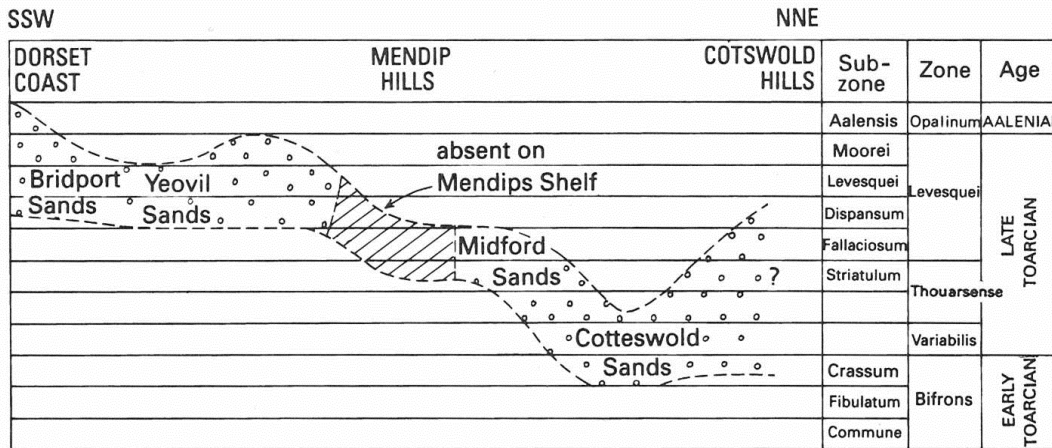
Pro stanovení časové posloupnosti událostí využíváme stratigrafických principů superpozice, průniku, inkluze a metody litostratigrafie. **Litostratigrafie** využívá pro korelaci litologické znaky, minerální složení, barvu, strukturu a texturu hornin, a definuje **litostratigrafické jednotky** jako základní stavební kameny stratigrafického sledu. Základní litostratigrafickou jednotkou je **souvrství**, které se může dělit na menší **členy (vrstvy)** nebo několik souvrství může vytvářet **skupinu** a více skupin tvoří **superskupiny**. Ačkoli hranice mezi litologickými celky může být různorodá, například konkordantní, diskordantní nebo daná pozvolnými přechody, litostratigrafické hranice musí být zvoleny v jednom konkrétním bodě, který je korelovatelný a umožňuje mapovatelnost jednotek. Pod povrchem Země mohou být hranice litostratigrafických jednotek založeny na **karotážních datech**. Hranice litostratigrafických jednotek jsou často diachronní (klouzající v čase) a proto jsou vhodná zpravidla jen pro lokální nebo regionální korelaci (Obr. 2).

#### 2.2. Datování

Pro zařazení vrstevního sledu do časového rámce se používají metody biostratigrafie, magnetostratigrafie, chemostratigrafie, eventostratigrafie a cyklostratigrafie, které využívají globálně korelovatelných znaků. Na rozdíl od litostratigrafie, která má místně omezenou platnost, jsou tyto nástroje schopny stratigrafický sled datovat na základě korelace se **standardní globální časovou škálou**, která je kalibrována pomocí **číselného datování** (např. rozpadových řad  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ ,  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  nebo  $^{14}\text{C}$ ).

Základním metodou globální korelace je **biostratigrafie**, která využívá pro korelaci tzv. **indexové fosílie** (vůdčí zkameněliny), což jsou v ideálním případě kosmopolitní organismy,

kteře jsou dobře identifikovatelné, mají rychlou evoluci a hojný výskyt v horninách. Tyto podmínky dobře splňují například amonoidi, radiolárie, konodonti, kokolity, planktonní foraminifery, trilobiti apod. Základními biostratigrafickými jednotkami jsou **biostratigrafická zóna** (biozóna). Biozóny jsou horninové tělesa, omezená na bázi a na stropu tzv. **biohorizonty**, které jsou dány zpravidla prvním nebo posledním výskytem indexového taxonu na lokalitě. Biohorizonty, podobně jako litostratigrafické jednotky, mohou být někdy diachronní, což komplikuje globální korelace. Indexové fosílie navíc mohou podléhat stratigrafické inkluzi, tzn. starší fosílie mohou být erodovány a přelavovány do mladších vrstev.

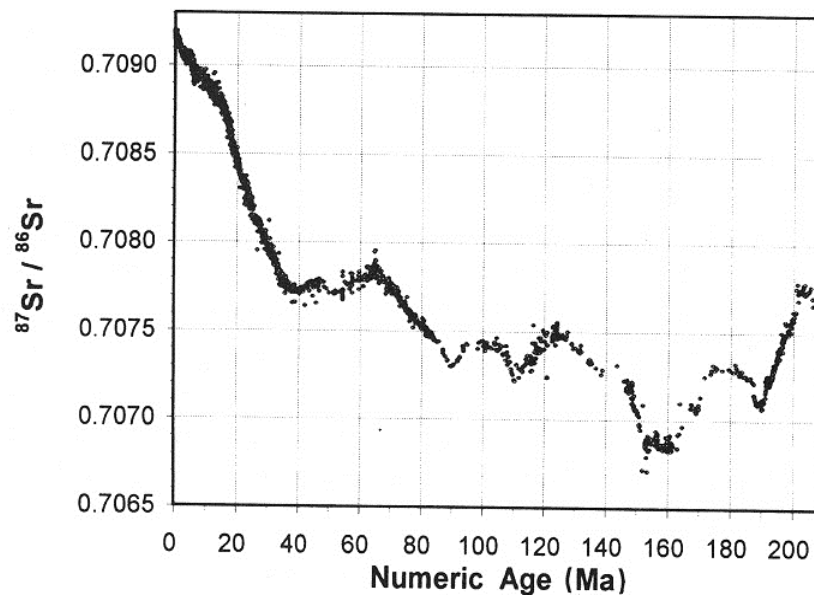


Obrázek 2. Diachronismus litostratigrafických jednotek na příkladu souvrství Bridport Sand v jihozápadní Anglii (spodní jura) na vzdálenost cca 150 km. Horizontální linie představují synchronní hranice amonitových zón a subzón. Upraveno podle: Doyle - Benett (1999).

**Magnetostratigrafie** využívá pro korelaci **reverze polarity magnetického pole** Země, která může být v horninách zaznamenána prostřednictvím **remanentní magnetizace**. Nosiči remanentní magnetizace jsou ferro- a ferrimagnetické minerály, např. magnetit, titanomagnetit, ilmenomagnetit, maghemit a hematit. Reverze magnetického pole Země jsou způsobeny perturbacemi **hydromagnetického dynama** v zemském jádře a probíhají s periodou  $10^4$  až  $10^7$  let. Dílčí reverze (magnetické události) se mohou vyskytovat s kratší periodou  $10^2$  až  $10^4$  let. Reverze magnetického pole jsou dobře kalibrovány pomocí číselného datování, působí celosvětově a jsou izochronní. Díky tomu je magnetostratigrafie přesnější a vhodnější pro globální korelace, než biostratigrafie. Magnetostratigrafie však může být zatížena chybami v důsledku sekundárních remagnetizací, bioturbace sedimentu, atd.

**Chemostratigrafie** využívá pro globální korelace koncentrace prvků nebo poměry izotopů v sedimentech. Nejčastěji používanou metodou je  $\delta^{18}\text{O}$ , parametr založený na poměru izotopů kyslíku  $^{18}\text{O}$  a  $^{16}\text{O}$ , které se v mořské vodě mění v důsledku **izotopové frakcionace** vodních par obsahujících tyto dva izotopy. Molekuly vody s izotopem  $^{16}\text{O}$  se odpařují snáze a vodní páry obohacené o  $^{16}\text{O}$  se tak stávají součástí terestrického hydrologického cyklu. V chladných obdobích kontinentálního zalednění je tato izotopicky lehčí voda fixována v ledovcích a mořská voda je naopak relativně obohacena o izotopicky těžší  $^{18}\text{O}$ . Parametr  $\delta^{18}\text{O}$  tedy kopíruje cyklické střídání glaciálů a interglaciálů a využívá se pro globální korelace především v kvartéru, kde je

definováno celkem 103 **mořských izotopových stupňů (MIS)** s periodou cca 10 až 50 tisíc let. Dalším hojně používaným parametrem je poměr izotopů stroncia  $^{87}\text{Sr}$  a  $^{86}\text{Sr}$  (**stronciová izotopová stratigrafie, SIS**), který se v mořské vodě mění v důsledku přínosu ze tří hlavních zdrojů, z pláště (středooceánské hřbety), z terestrického prostředí (přínos řekami) a rekrystalizací karbonátových sedimentů. Poměr  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  kolísal v mořské vodě za posledních cca 200 mil. let v rozmezí  $\sim 0,707$  a  $0,709$  (Obr. 3).



Obrázek 3. Variace poměru  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  během posledních 206 mil. let

**Eventostratigrafie** neboli událostní stratigrafie je relativně novou stratigrafickou disciplínou, která pro lokální až globální korelace používá záznam rychlých **geologických událostí (eventů)**, jakými jsou podmořské sesuvy, erupce sopek nebo dopady mimozemských těles. Tyto události probíhají v geologickém měřítku ve velmi krátkém čase („okamžitě“) a zanechávají po sobě specifické sedimenty, sekundární struktury nebo mineralogický či chemický materiál, který se výrazně liší od okolních „pozařových“ vrstev. Příkladem globálně korelovatelné události může být dopad asteroidu na poloostrov Yucatán (kráter Chixculub) na hranici křídly a paleogénu, který po sobě zanechal globálně korelovatelnou vrstvu obohacenou o extraterestrický prvek iridium. Také antropogenní činnost může generovat globálně korelovatelné události v sedimentárním záznamu. Příkladem mohou být zvýšené koncentrace radiogenního izotopu  $^{137}\text{Cs}$ , který se do atmosféry a poté do sedimentů dostal nadzemními testy nukleárních zbraní na přelomu 50. a 60. let 20. století.

**Cyklostratigrafie** identifikuje, koreluje a interpretuje cyklické variace v sedimentárním záznamu. Cílem cyklostratigrafie je zpřesnit chronologickou interpretaci cyklických horninových těles s přesností řádově desítky tisíc let, tedy takovou, jakou žádná jiná stratigrafická metoda nenabízí. Cyklostratigrafie k tomu nejčastěji využívá astronomických **orbitálních cyklů** precese, náklonu zemské osy a excentricity (**Milankovičovy cykly**), jejichž perioda je dobře známá a pohybuje se v rozmezí od 19 do 400 tisíc let. Orbitální cykly ovlivňují celkovou dávku získané sluneční energie (oslunění) Země a tím pádem globální klima. Cyklicky se měnící klima se může

přetiskovat do stratigrafických sledů v podobě cyklických změn mineralogie, struktury, textury, barvy a chemismu sedimentů

### 2.3. Interpretace

Z předchozího textu vyplývá, že řada datovacích nástrojů v sobě automaticky nese i interpretace podmínek, ve kterých dané stratigrafické sledy vznikaly, například paleoklimatu, paleogeografie nebo tektonické / magmatické historie. Například  $\delta^{18}\text{O}$  (chemostratigrafie) je zároveň datovacím i paleoklimatologickým indikátorem a bez znalosti jeho řídicího mechanismu - globálně klimaticky řízené izotopické frakcionace během odparu mořské vody - by nebylo možné pochopit jeho význam pro globální korelace. Podobně, cyklostratigrafie umožňuje zpřesňovat časový rámec sedimentace až teprve poté, kdy se podaří cykly identifikovat jako astronomicky řízené, tedy je interpretovat. Metodou, která nejvíce kombinuje stratigrafické korelace a interpretace, je **sekvenční stratigrafie**.

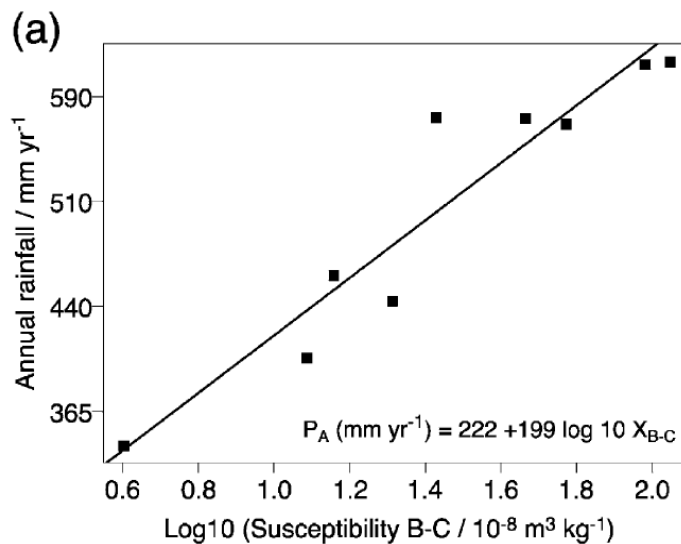
Sekvenční stratigrafie je poměrně novým odvětvím geologie, které studuje *prostorové uspořádání vrstev (stratal stacking patterns) a jejich změny v chronologickém rámci*. Sekvenční stratigrafie uvádí do souvislosti relativní výkyvy hladiny mořské vody v geologické minulosti se vzájemnou geometrií a vnitřní stavbou větších sedimentárních těles. Základní jednotkou sekvenční stratigrafie je **depoziční sekvence**, což je těleso sedimentů, které vzniká během jednoho cyklu relativního vzestupu a poklesu mořské hladiny a je omezené na bázi a na stropu **sekvenční hranicí**. Jako sekvenční hranice se označuje erozní diskordance (unconformity) nebo konkordance, kterou s ní lze korelovat (correlative conformity). Depoziční sekvence se dále dělí na tzv. **systémové trakty**, které odrážejí trendy prostorového uspořádání facií (progradace, agradace a retrogradace) v závislosti na přísunu sedimentu a vzestupu či poklesu relativní mořské hladiny. Systémové trakty se dělí na transgresivní trakt (**TST**), ve kterém převládá transgrese / retrogradace facií z moře na kontinent, trakt vysoké hladiny (**HST**), ve kterém převládá progradace facií do moře (normální regrese), trakt padající hladiny (**FSST**), pro který je charakteristická tzv. nucená regrese, progradace řízená poklesem hladiny moře, a trakt nízké hladiny (**LST**), pro který je charakteristická normální regrese. Systémové trakty jsou odděleny korelovatelnými horizonty nebo **povrchy**, např. **povrchem maximální záplavy** nebo bazálním povrchem nucené regrese.

### 3. Zástupné proměnné (proxies) a multiproxy analýza

**Zástupné proměnné** (z angličtiny **proxies**, s. proxy) se používají v geovědních disciplínách pro interpretaci proměnných, které není možné měřit přímo. Koncepte zástupných proměnných pochází ze statistiky, kde se například životní úroveň v určitém státě posuzuje pomocí hrubého domácího produktu na obyvatele (HDP) – tedy proxy parametru. V **paleoklimatologii** se proxy parametry používají například pro výpočet teploty nebo úhrnu srážek v dávné nebo i méně dávné geologické minulosti, odkud neexistují přímá měření. Paleoklimatickými proxy mohou být například  $\delta^{18}\text{O}$  schránek planktonních foraminifer, poměry levotočivých a pravotočivých schránek planktonních foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* nebo v kontinentálním záznamu pylová spektra dřevin a travin. V sedimentární geologii se jako proxy maximální teploty během pohřbení sedimentu používá proxy odraznosti organické hmoty (vitritu) nebo krystalinity

minerálu illitu. Proxy parametry musí s interpretovanou proměnnou vykazovat **statisticky významnou korelaci**, například lineární, nelineární, pozitivní či negativní (obr. 4).

Proxy parametry jsou v geologických vědách stále více oblíbené díky rozvoji moderních technologií, které umožňují rychle a levně získávat obrovské množství petrofyzikálních, geofyzikálních a geochemických a dalších dat. S relativně levnými metodami měření ale často kontrastují vysoké náklady na získání materiálu, například vrtných jader nebo vzorků na výchozech v nepřístupných lokalitách. Množství získaných dat umožňuje porovnávat více proxy parametrů najednou pro velmi detailní a často složité interpretace. Proto se často měří a interpretuje větší počet proxy parametrů v procesu, který se nazývá **multiproxy analýza**. Renesance stratigrafie, kterou pozorujeme od konce 20. století, úzce souvisí s využitím multiproxy analýzy v paleoklimatických, paleotektonických a dalších interpretacích.



Obrázek 4. Příklad použití proxy parametrů v paleoklimatologii. Hodnoty hmotnostně specifické magnetické susceptibilitity z paleopůd posledního interglaciálu v Čínské sprašové plošině jsou vztaženy k průměrným ročním srážkám ze stejné oblasti v recentu (upraveno podle: Maher - Thompson, 1995)

#### 4. Metody sběru a zpracování dat

Multiproxy analýza ve stratigrafii využívá kvantitativních dat, které statisticky zpracovává. Základní metodou sběru stratigrafických dat je jednorozměrný vertikální řez pevnou částí zemské kůry – vrt, vrtné jádro nebo výchoz vrstevního sledu. Vstupními daty pro multiproxy analýzu jsou tedy **karotážní data**, **vrtná jádra** nebo **výchozová data**.

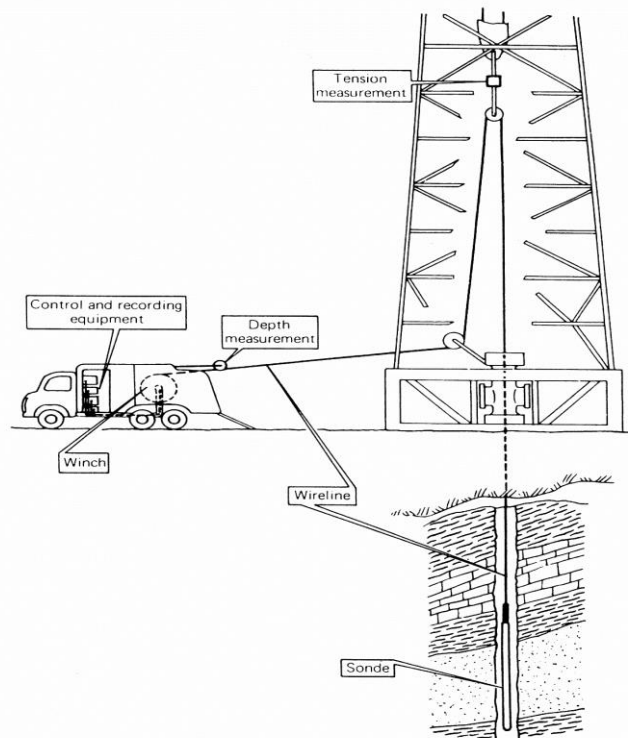
##### 4.1. Vrtná karotáž

Vrtná karotáž (*wire-line logging*) je geofyzikální metoda, která slouží k měření fyzikálních parametrů hornin ve vrtných otvorech, např. elektrického odporu (**odporová karotáž**), spontánního potenciálu (**ekvipotenciální karotáž**), hustoty (**hustotní karotáž**), rychlosti šíření seismických vln (**akustická** nebo **sonická karotáž**), radioaktivního gamazáření (**gamakarotáž**), úklonu vrstev (**sklonoměrná karotáž**) atd. Měření provádí sonda, která je zavěšena na

ocelovém lanku a tažena vrtným otvorem stálou rychlostí (obr. 5). Při průchodu vrtným otvorem se měření neustále opakuje s konstantním časovým krokem (**time constant**). Rychlost pohybu sondy tak definuje vertikální vzdálenost dvou po sobě následujících měřených bodů a tedy **vertikální rozlišení** karotáže. Typickými parametry karotážního měření jsou časový krok 4 s, rychlost pohybu 275 m/h a odtud vyplývající vertikální rozlišení 30,5 cm (Schlumberger, spektrální gamakarotáž). Naměřené hodnoty jsou zpracovány jako hloubkové křivky, ze kterých geolog interpretuje litologii, facie, porozitu, permeabilitu a další geologické a petrologické informace. Interpretované karotážní křivky slouží ke **korelaci** vrstev v sérii vrtů pod povrchem a k dalším litofaciálním, environmentálním, paleogeografickým a sekvenčně-stratigrafickým analýzám.

#### 4.2. Vrtná jádra

Vrtná jádra jsou důležitým přímým (hmotným) zdrojem informací o podpovrchové struktuře zemské kůry a jediným v případě mořské geologie. Rozvoj technologií vrtání a analytických technologií v posledních třech dekádách umožňuje rychlý sběr kvantitativních multiproxy dat s maximálním rozlišením mocností (řádově v mm) i časovým rozlišením (až na úroveň roků). Měření často probíhá pomocí **vrtných skenerů** (*core scanners*, obr. 6) a je tedy plně **automatizované, nedestruktivní** a tedy **opakovatelné**. Hlavními metodami automatické analýzy vrtných jader jsou: **magnetická susceptibilita** (MS), difuzní **odraznostní spektroskopie** (DRS) ve viditelném (VIS) a blízkém infračerveném (NIR) elektromagnetickém spektru, **digitální analýza obrazu** (IA), **rentgenová hustotní analýza** (XRD) a **rentgen-fluorescenční spektrometrie** (XRF).



Obrázek 5. Schéma měření vrtné karotáže. Upraveno podle: Doyle - Bennett (1999)

Naměřené petrofyzikální a geochemické hodnoty se zobrazují jako hloubkové křivky a využívají se pro **paleoklimatologické** a **paleoenvironmentální** analýzy, interpretaci antropogenního znečištění hornin a samozřejmě k vyhledávání minerálních zdrojů a fosilních paliv. Vrtná jádra také slouží ke **kalibraci** geofyzikálních **seismických a karotážních dat**. Většina zmíněných metod opět produkuje proxy data, která vyžadují geologickou interpretaci. Výhodou vrtných jader je však možnost přímé kalibrace proxy dat pomocí mikroskopických metod, chemické analýzy a dalších přímých geologických nástrojů. Například hustotu hornin naměřenou pomocí XRD lze použít jak proxy porozity horniny, kterou můžeme následně přímo mikroskopicky ověřit ve výbruse.

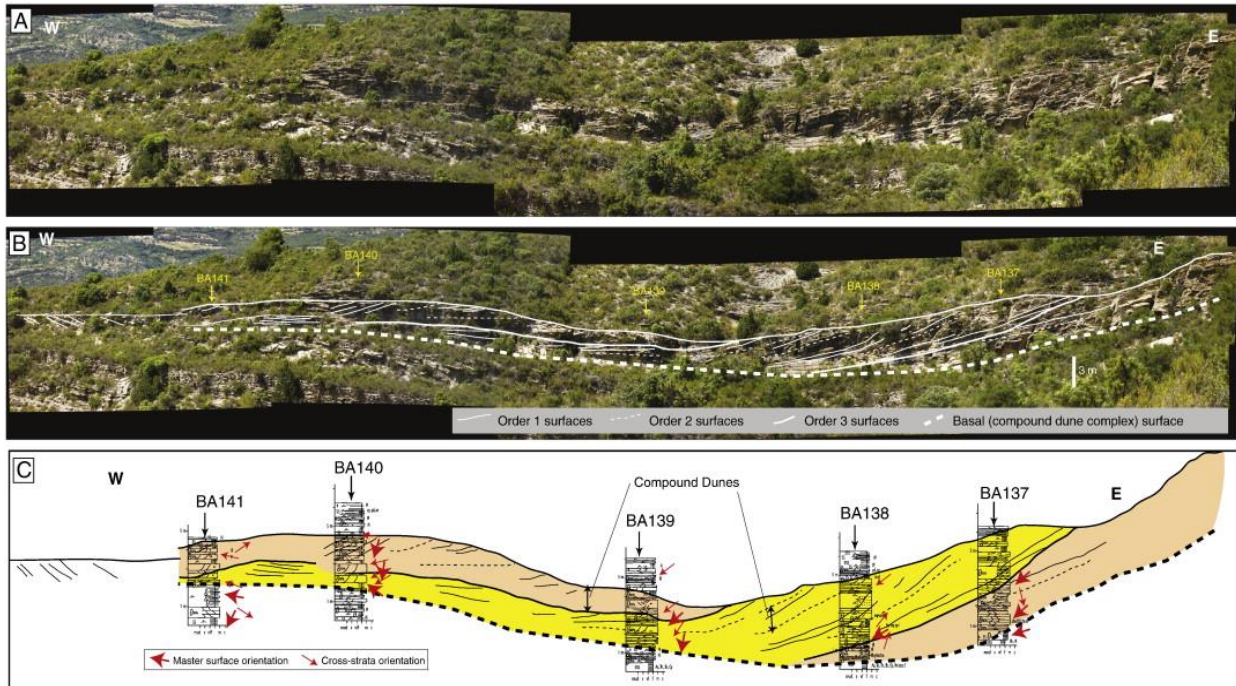
### 4.3. Výchozy

Studium výchozů je nejstarším a tradičním zdrojem informací v geologii. Výchozy jsou kontinuální, dvoj- až trojrozměrné řezy části zemské kůry, které umožňují přímé geologické pozorování, měření a odběr hmotné dokumentace (vzorků). Díky těmto vlastnostem představují výchozy nenahraditelné zdroje geologické informace, avšak jejich nevýhodou jsou často příliš malé rozměry a nevhodné umístění. Tradičním postupem dokumentace výchozů v sedimentární geologii je **litologický profil** (*facies/lithology log*), což je jednorozměrný řez výchozem napříč vrstevním sledem, ve kterém jsou zaznamenána litologická data jako např. mocnosti vrstev, struktury (zrnitost), textur (šikmé, horizontální, gradační a další zvrstvení) a paleontologický obsah (Obr. 7). 2D a 3D vizualizace výchozových dat se provádí na základě **korelace litologických profilů**, které mohou být někdy doplněné o fotodokumentaci stěn výchozu (**fotomozaiky**).



Obrázek 6. Skener vrtných jader ITRAX (Cox Analytical Systems, Švédsko). Podélně rozříznutá vrtná jádra se během analýzy pohybují z levého křídla do pravého křídla přístroje.

Díky technologickému pokroku v geofyzikálních, petrofyzikálních a geochemických metodách je dnes možné provádět petrofyzikální měření přímo na výchozech nebo odebírat pro laboratorní petrofyzikální a geochemická měření velmi početné série vzorků s pravidelným vertikálním krokem. Výsledné hloubkové křivky tak představují důležité pojitko mezi přímým geologickým pozorováním a vrtnými a karotážními údaji. Nejčastěji používanými proxy metodami jsou terénní gamaspektrometrie, magnetická susceptibilita, difuzní odraznostní spektrometrie a XRF.



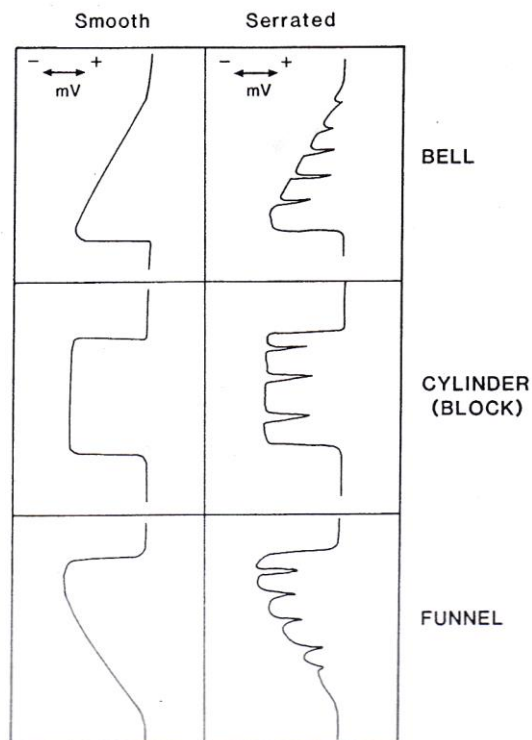
Obrázek 7. Příklad stratigrafické korelace pomocí litologických profilů a fotomozaiky na příkladu přílivově odlivových siliciklastických sedimentů spodního eocénu ve Španělsku. Upraveno podle: Olariu et al. (2012)

#### 4.4. Metody zpracování multiproxy dat

Kvantitativní stratigrafická data se obvykle zobrazují pomocí **hloubkových křivek**, což jsou dvouosé diagramy, kde na horizontální ose je měřený parametr a na vertikální ose hloubka ve vrtu. Metodika zpracování křivek vychází z interpretací vrtné karotáže, kde jsou karotážní hodnoty vztaženy k litologii horniny – nejčastěji zrnitosti klastických sedimentů. Na křivkách se identifikují tyto základní karotážní tvary: **zvoncovitý** (bell), **blokový** (cylinder/block) a **nálevkový** (funnel) (obr. 8). Tvary lze interpretovat jako do nadloží zjemňující (zvoncovitý), do nadloží hrubnoucí (nálevkovitý) **sledy facií**, které mohou být projevem retrogradačních nebo progradačních trendů. Tyto základní tvary křivek je možné aplikovat i na vrtná jádra a výchozová multiproxy data, i když jejich proxy parametry nemusí nutně souviset se zrnitostí. Křivky mohou být také proloženy liniemi **trendu**, které ukazují dlouhodobé tendence (nárůst nebo pokles) hodnot multiproxy parametrů napříč stratigrafickým sledem. Ačkoli linie trendu lze konstruovat i intuitivně (subjektivně), vhodnější je matematické zpracování metodami **statistiky časových řad**, kde funkci času přebírá mocnost. Příkladem může být výpočet **klouzavých průměrů**. Velikost okna pro výpočet klouzavého průměru se může lišit v závislosti na požadované míře vyhlazení, čím větší okno (počet po sobě jdoucích měření) tím hladší křivka. Běžně používaná



velikost okna je 5, vyhlazení klouzavým průměrem je však možné několikrát opakovat. Další způsoby zpracování křivek zahrnují proložení dat spojitou polynomickou funkcí po intervalech, tzv. **spline křivkou**. Linie trendu mohou sloužit ke stejnému účelu jako základní karotážní tvary. Základní karotážní tvary a linie trendu se mohou na křivce vyskytovat ve více hierarchických úrovních, např. Do nadloží stoupající trend o mocnosti ~100 m (**trend 1. řádu**) se může skládat z několika dílčích, po sobě jdoucích trendů o mocnostech několik metrů nebo první desítky metrů (**trendy 2. řádu**).

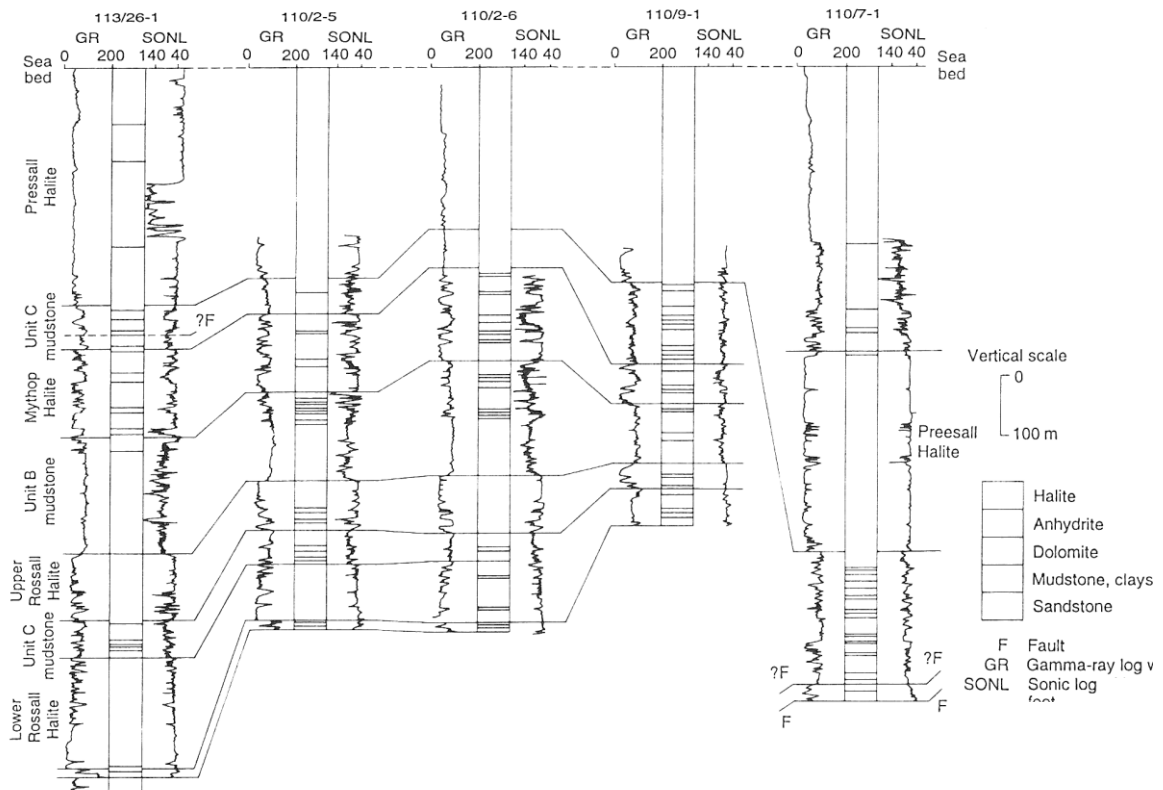


Obrázek 8. Klasifikace tvarů křivek, které se používají ve vrtné karotáži (ekvipotenciální a gama- karotáž). Podle: Rider (1999).

Důležitými tvary na křivkách jsou náhlé **zvraty**, které indikují významná stratigrafická nebo strukturní rozhraní, například skryté nebo úhlové diskordance, transgresní povrchy nebo zlomy. Neméně významné jsou ostré kladné nebo záporné **anomálie** neboli **píky**, které zpravidla indikují podobná rozhraní jako zvraty, nebo které poukazují na anomální podmínky sedimentace (anoxické události nebo hardgroundy). Tvary křivek slouží ke **stratigrafické korelaci** (obr. 9) tak k interpretaci litofacií, sedimentačního prostředí a paleogeografie.

Ještě před analýzou křivek je vhodné provést statistickou analýzu proxy dat. Metody **jednorozměrné statistické analýzy** (průměr, medián, modus, směrodatná odchylka, histogram, atd.) se používají pro definici **pozadových** a **prahových hodnot** pro vymezení kladných a záporných anomálií, nejčastěji u geochemických dat z gamaspektrometrie karotážních a výchozových dat nebo XRF analýzy vrtných jader a na výchozech. Dvourozměrná statistická analýza se pak využívá pro kvantitativní vyjádření **závislosti proxy** proměnných na jejich **interpretované geologické proměnné**, například korelace přirozené radioaktivity z gamakarotáže s celkovým obsahem  $\text{CaCO}_3$  v karbonátových horninách nebo korelace

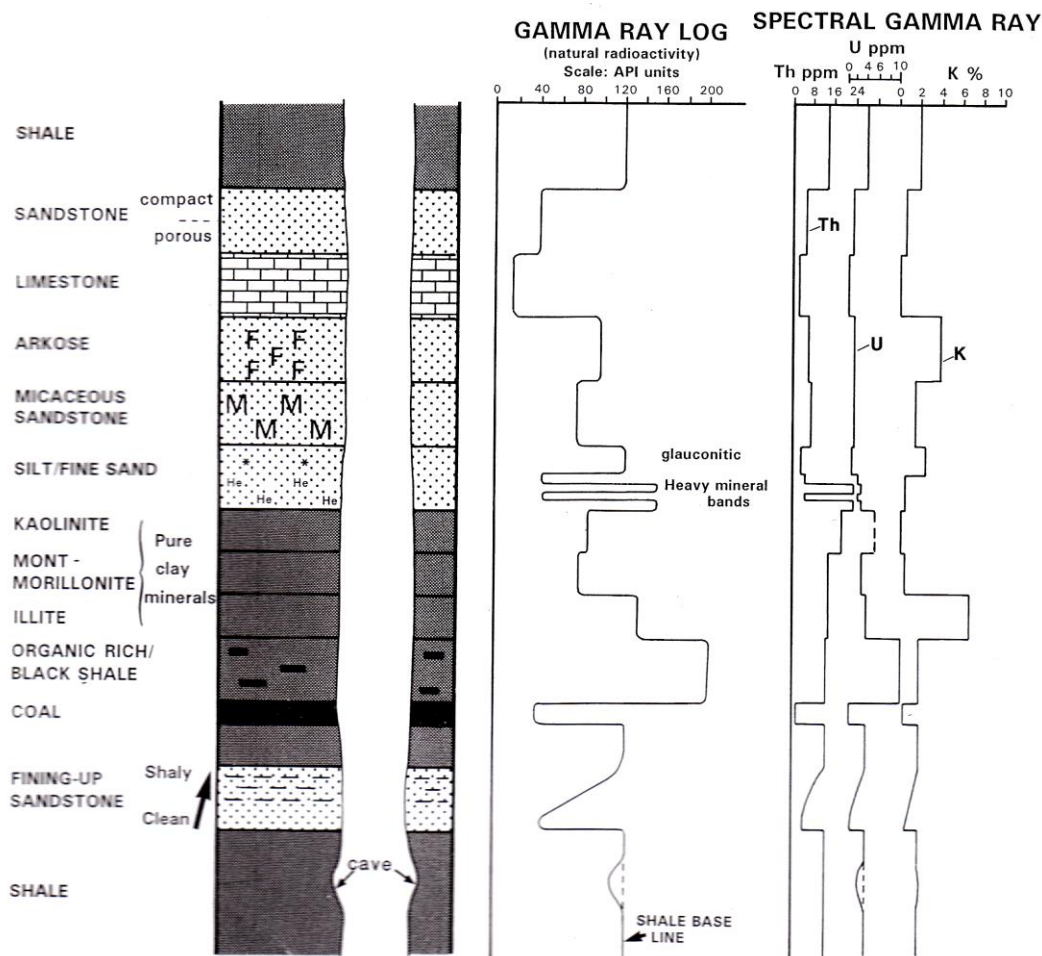
výměnné kapacity kationtů s obsahem expandabilních jílových minerálů v říčních klastických sedimentech. Běžným vyjádřením závislosti proměnných je rozptyl dat ve dvouosém bodovém diagramu s proloženou regresní křivkou a koeficientem (nejčastěji lineární) regrese R (obr. 4). Dvourozměrná statistika tedy primárně slouží ke kalibraci multiproxy dat a vyjádření její statistické chyby. Přírozeným důsledkem využití multiproxy analýzy je zpracování většího počtu proxy parametrů pomocí **vícerozměrných statistických metod** (analýza hlavních komponent, vícenásobná regresní analýza atd.), které podobně jako dvourozměrné metody slouží k vyjádření závislosti proxy na interpretovaných parametrech a rozdělení statistického souboru proměnných na geneticky příbuzné skupiny.



Obrázek 9. Příklad regionální stratigrafické korelace karotážních dat (gama- a akustická karotáž), skupina Mercia Mudstone (trias), Irské moře. Podle: Jackson et al. (1995).

## 5. Gamaspektrometrie

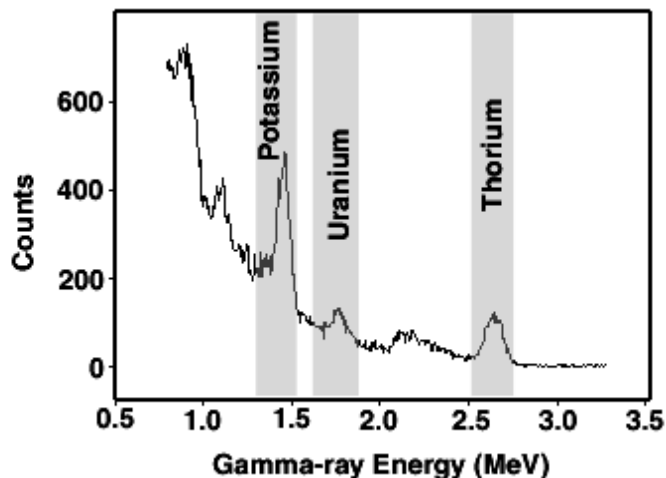
Gamakarotážní a gamaspektrometrické metody měří **přirozenou radioaktivitu** hornin a jsou jednou z nejpoužívanějších karotážních metod a zároveň se hojně používají jako na výchozech. Gamakarotážní křivky úzce souvisí s litologií hornin (obr. 10) a proto se hojně používají k litostratigrafické korelaci, interpretaci facií a faciálních sledů a v posledních desetiletích také v sekvenční stratigrafii. Přirozená radioaktivita hornin souvisí s aktivitou spontánně radioaktivních izotopů tří prvků běžně obsažených v minerálech a horninách: **draslíku** (izotop  $^{40}\text{K}$ ), **uranu** (izotopy  $^{234}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  a  $^{238}\text{U}$ ) a **thoria** (izotop  $^{232}\text{Th}$ ). Tyto prvky jsou obsaženy ve většině hornin a jejich nosiči jsou poměrně běžné minerály (např. jílové minerály, draselné živce, těžké minerály) a organická hmota. Jiné běžné minerály jako je křemen nebo kalcit naopak radioaktivní nejsou a gamakarotáž a gamaspektrometrie tedy vyjadřují **proxy minerálního složení hornin**. Zatímco **základní gamakarotáž** (gamma-ray log) měří celkovou radioaktivitu hornin, která je součtem aktivit těchto tří uvedených prvků, **spektrální gamakarotáž** (spectral gamma-ray log) nebo obecněji **gamaspektrometrie** měří aktivitu každého prvku zvlášť a přepočítává je koncentrace daného prvku (draslík v obj. %, uran a thorium v ppm).



Obrázek 10. Schematizovaná základní a spektrální gama křivka s vyjádřením celkové radioaktivity a koncentrací K, U a Th různých litologií. Podle: Rider (1999).

## 5.1. Přirozená radioaktivita hornin

Přirozená radioaktivita hornin je dána aktivitami draslíku, uranu a thoria, které tvoří běžnou součást řady minerálů a hornin. Záření gama je **elektromagnetické záření** o vysoké frekvenci (frekvence  $>10^{20}$  Hz, vlnová délka  $<10$  pikometrů – méně, než průměr atomu) s **vysokou energií fotonu** ( $> 100$  keV – sto elektronvoltů), které je emitováno primárně při jaderném rozpadu radioizotopů nebo sekundárně při atmosférických interakcích s kosmickým zářením. Energie gamazáření vznikajícího při jaderném rozpadu se pohybuje v rozmezí několika stovek keV až cca 10 MeV. Energie fotonů vyzářených při rozpadu spontánně radioaktivních izotopů K, U a Th jsou pro tyto izotopy typické a pohybují se v rozmezí 100 keV až 3 MeV. Izotop  $^{40}\text{K}$  vyzařuje fotony o charakteristické **energetické hladině** 1,46 keV. Radioaktivní izotopy uranu a thoria vyzařují fotony na mnoha energetických hladinách; nejtypičtějšími z nich jsou 1,76 keV pro uran v rozpadové řadě uran-radium a 2,62 keV pro thorium v thoriové rozpadové řadě (obr. 11). Důležitou vlastností gamazáření je absorpce jeho energie při průchodu hmotou, které nejčastěji probíhá v důsledku jevu nazývaného **Comptonův rozptyl**. Comptonův rozptyl je anelastický rozptyl (odchylka dráhy částice od původní trajektorie) způsobený interakcemi fotonu s elektrony nebo jinými elektricky nabitými částicemi, který vede ke ztrátě energie fotonu. Tato ztráta energie stoupá s elektronovou hustotou materiálu, která je velmi blízká běžné hustotě. Díky tomuto jevu je gamazáření pohlcováno materiály s vysokou hustotou více, než materiály s nízkou hustotou. V důsledku Comptonova rozptylu dochází k posunu typických energetických hladin radioizotopů a diskrétní energetické spektrum se tak mění na kontinuální spektrum. V kontinuálním spektru se energetické hladiny konkrétních radioizotopů překrývají a spektrum je tak méně „čitelné“ (obr. 11). I v kontinuálním spektru jsou však zachovány typické energetické píky 1,46 (K), 1,76 (U) a 2,62 (Th). Spektrum gamazáření je analyzováno přístrojem nazývaným **gamaspektrometr**.



Obrázek 11. Typické spektrum NaI(Tl) krystalu (po Comptonově rozptylu) s energetickými okny využívanými pro výpočet koncentrací draslíku ( $^{40}\text{K}$ ), uranu ( $^{238}\text{U}$ ) a thoria ( $^{232}\text{Th}$ ).

### 5.1.1. Princip gamaspektrometrie a podmínky měření

Jádrem gamaspektrometru je **scintilační detektor** nebo scintilátor, který zaznamenává (detekuje) **scintilaci** – luminiscenční jev charakteristický pro ionizující záření, při které v průsvitném materiálu vzniká záblesk světla v důsledku průchodu částice (elektronu, iontu,  $\alpha$ -

částice nebo vysokoenergetického fotonu). Intenzita vyzářeného světla je závislá na energii dopadajícího fotonu a scintilátory jsou tak schopny nejen zaznamenat průchod fotonu, ale také jej přiřadit k příslušnému zdroji gamazáření podle jeho typické energetické hladiny. Běžně používanými scintilátory v gamaspektrometrech jsou kubické krystaly iodidu sodného obohaceného thalliem - **Nal(Tl)** nebo kubické krystaly bizmut germanátu ( $\text{Bi}_4\text{Ge}_3\text{O}_{12}$ , **BGO**). Zaznamenané scintilace jsou v gamaspektrometru zesíleny pomocí fotonásobičů, převedeny na elektrické signály a dočasně, po nastavenou dobu analýzy, uloženy v kondenzátoru. Gamaspektrometr tedy vlastně **sčítá** všechny dopadající fotony gamazáření v typických energetických hladinách pro K, U a Th. Získaná spektra se přepočítávají na **koncentrace K, U a Th** na základě kalibrace - porovnání spektra se spektrem získaným z radioaktivního materiálu o známých koncentracích K, U a Th. Výsledkem měření jsou koncentrace draslíku vyjádřené v %, uranu a thoria vyjádřené v ppm.

Kromě přepočtených koncentrací radioizotopů gamaspektrometry měří celkovou radioaktivitu – tedy celkový počet zaznamenaných fotonů gamazáření. Běžně používané gamaspektrometry vyjadřují celkovou radioaktivitu v jednotkách **dávkového příkonu** (*dose rate*), kterými jsou Gy/s. Jednotka grey (Gy [J/kg]) vyjadřuje absorbovanou dávku záření, která uloží energii 1 joulu na 1 kilogram hmoty. Veličina nazývaná **aktivita** a vyjadřuje počet jaderných přeměn (rozpadů) v daném množství radionuklidu za jednotku času. Jednotkou aktivity je becquerel [Bq]. V geologii se častěji používá **hmotnostní aktivita**  $a_m$ , což je aktivita přepočtená na hmotnost, která se uvádí v jednotkách Bq/kg. V karotážní praxi se pro vyjádření přirozené radioaktivity používají nesystémové jednotky **API**, což je zkratka pro instituci **American Petroleum Institute**, který sídlí v texaském Houstonu. Jednotka API je definována v referenčním vrtu v sídle této organizace, který je vyvrtán v betonových směsích o vysoké a nízké radioaktivitě a známém složení radioaktivních prvků (4,07 % K, 13,1 ppm U, 24,4 ppm Th). Rozdíl mezi nízké a vysoce radioaktivním betonem definuje hodnotu 200 API. Vrt v API tak slouží jako standard i pro kalibraci průmyslově používaných karotážních gamaspektrometrů. Karotážní sondy udávají výsledky přímo v hodnotách API. Terénní gamaspektrometry celkovou radioaktivitu v API neudávají, avšak je možné ji spočítat jako tzv. **standardní gamazáření** (*standard gamma-ray*, **SGR**) z prvkových koncentrací K, U a Th s použitím přepočtových koeficientů (Schlumberger) podle vzorce:

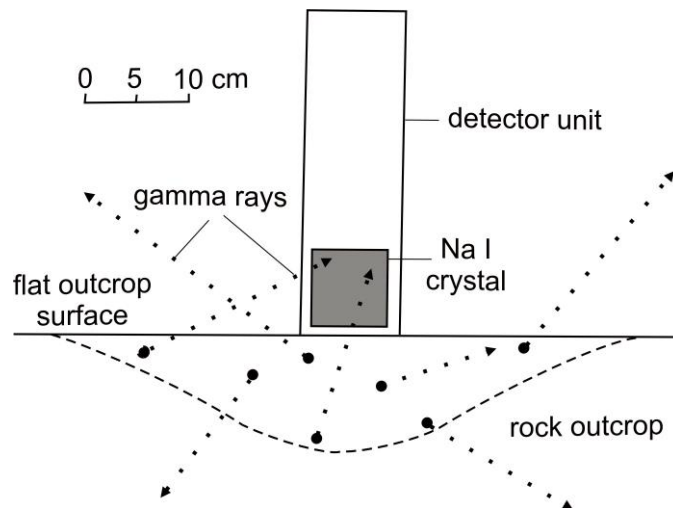
$$\text{SGR[API]} = 16,32 \cdot K (\%) + 8,09 \cdot U (\text{ppm}) + 3,93 \cdot Th (\text{ppm}) \quad (1)$$

Další používanou veličinou v karotážní i výchozové praxi je **vypočtené gamazáření** (*computed gamma-ray*, **CGR**), které díky odlišnému geochemickému chování uranu zohledňuje pouze prvkové koncentrace draslíku a thoria. CGR se vypočítá podle vzorce:

$$\text{CGR[API]} = 16,32 \cdot K (\%) + 3,93 \cdot Th (\text{ppm}) \quad (2)$$

Počet zaznamenaných rozpadů a tedy i statistická přesnost gamaspektrometrického měření úměrně roste s dobou měření a také objemu scintilačního detektoru. Detektory Nal(Tl) používané pro základní gamakarotáž v průmyslové praxi mají tvar válce o průměru 2 cm a délce 5 cm. Pro spektrální gamakarotáž se využívají mnohem objemnější detektory o průměru 5 cm a délce 20 cm, které umožňují mnohem citlivější měření. Na výchozech se používají

gamaspektrometry s velikostí krystalu 2x2“ (průměr krystalu ~5 cm x délka ~5 cm) nebo 3x3“ (7,5 cm x 7,5 cm), které odpovídají objemům 103 cm<sup>3</sup> nebo 350 cm<sup>3</sup>. Doba měření v karotážní praxi úzce souvisí s rychlostí pohybu gamadetektoru napříč vrtem a pohybuje se typicky v rozmezí 1 až 6 s (u spektrální gamakarotáže 4s, viz kap. 4.1). Měření na výchozech je oproti spektrální gamakarotáži znevýhodněno menším objemem měřené horniny, který souvisí s geometrií měřeného prostoru a zpravidla menší velikostí scintilačního detektoru. Proto výchozová měření vyžadují delší časy, typicky v rozmezí 120 až 240 s.



Obrázek 12. Geometrie poloprostoru detekovaného terénním gamaspektrometrem na výchozu. Upraveno podle: Doveton (1994).

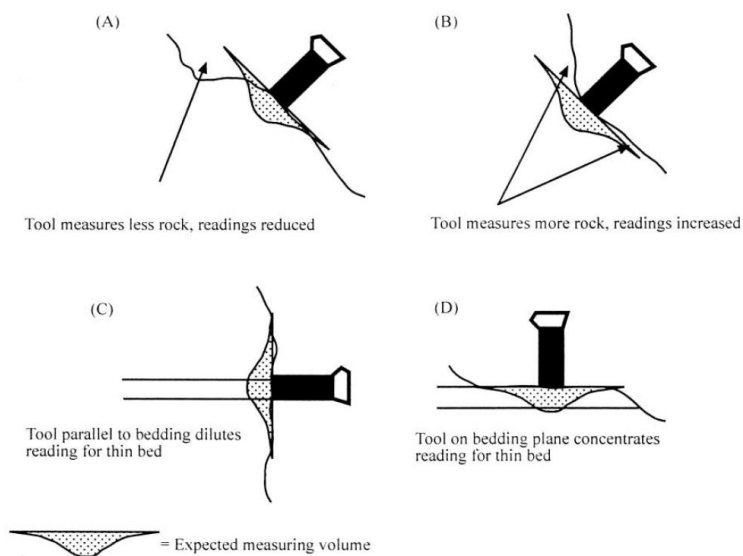
V důsledku Comptonova rozptylu a absorpce záření hmotou je objem horniny, ze kterého přichází fotony gamazáření do scintilačního detektoru, omezený. Experimentální **měření ve vrtech** ukazují, že 75% detekovaného záření pochází z prostoru o tvaru prolátního elipsoidu o poloměru kratší (ekvatoriální) poloosy 14 cm a delší (polární) poloosy 25 cm nad a pod karotážní sondou. Tato čísla se mohou měnit v závislosti na hustotě materiálu, rozměry detekovaného prostoru budou menší v materiálu o vyšší hustotě. Při **měření na výchozech** se detektor přikládá k povrchu horniny a měří tedy jen poloprostor. Experimenty ukazují, že zhruba 90 % detekovaného záření pochází z poloprostoru o tvaru mísy s hloubkou cca 15 cm a poloměrem 50 cm (obr. 12). Protože terénní gamaspektrometry jsou kalibrovány na tento poloprostor, představuje správná geometrie měření na výchozech klíčový předpoklad pro získání správných výsledků. Měření na hranách výchozu výsledek podhodnocuje, protože počet rozpadů bude v porovnání s kalibrovaným poloprostorem menší. Naopak, měření v rohu výchozu nebo v dutině bude výsledky nadhodnocovat (obr. 13).

## 5.2. Geochemie draslíku, uranu a thoria a nosiče radioaktivního signálu

K celkové radioaktivitě hornin přispívají největší měrou radioaktivní izotopy draslíku, uranu a thoria, avšak tyto prvky mají velmi odlišné geochemické chování a distribuci v minerálech a organických látkách. Také jejich průměrné zastoupení v zemské kůře se velmi liší.

**Draslík** je relativně hojný litogenní, chemicky aktivní (kombinovatelný) prvek, který se v zemské kůře vyskytuje v průměrné koncentraci 2,59 %. Draslík je v přírodě zastoupen dvěma stabilními izotopy, <sup>39</sup>K a <sup>41</sup>K a jedním spontánně radioaktivním izotopem <sup>40</sup>K, jehož průměrné zastoupení je

pouze 0,0117 % přírodního draslíku. Izotop  $^{40}\text{K}$  se rozpadá na stabilní izotopy  $^{40}\text{Ca}$  nebo na  $^{40}\text{Ar}$  s poločasem rozpadu  $\tau = 1,3 \times 10^9$  let. Draslík se v minerálech vyskytuje jako součást krystalové struktury některých **fylosilikátů** (muskovit, sericit, biotit, flogopit, illit, glaukonit, kaolinit a další jílové minerály), **draselných živců** (sanidin, ortoklas, anortoklas, mikroklin), **draselných solí** (sylvín, karnalit, polyhalit) a **draselných nitrátů** (draselný ledek). Koncentrace draslíku v těchto minerálech kolísá mezi 0,2 až 52,5 hm. %. Nejvyšší koncentrace draslíku mají sylvín a další draselné soli; z jílových minerálů je na draslík nejbohatší illit a glaukonit, naopak kaolinit a smektit mají obsahy draslíku poměrně nízké (Tab. 1). Díky vyšším koncentracím draslíku v jílových minerálech jsou vysoké obsahy K typické pro jemnozrnné klastické sedimenty, jako jsou jíly a jílovce. V křemenných píscích a pískovcích jsou obsahy draslíku výrazně nižší, avšak v arkózách a psamitech bohatých na draselné živce obsahy K opět stoupají. Obsahy draslíku lze proto s určitým omezením využít jako indikátory zrnitosti.



Obrázek 13. Vliv geometrie měřeného povrchu na množství signálu detekovaného terénním gamaspektrometrem. Upraveno podle: Svendsen - Hartley (2004).

**Uran** se v zemské kůře vyskytuje v průměrné koncentraci 2 až 3 ppm. V přírodě je uran zastoupen třemi izotopy:  $^{234}\text{U}$  (0,0057 % přírodního U),  $^{235}\text{U}$  (0,72 %) a  $^{238}\text{U}$  (99,275 %), které jsou všechny spontánně radioaktivní. Izotopy uranu  $^{235}\text{U}$  a  $^{238}\text{U}$  se rozpadají prostřednictvím alfa- a beta rozpadů na řadu meziproduktů a konečnými produkty těchto rozpadových řad jsou stabilní izotopy  $^{207}\text{Pb}$  a  $^{206}\text{Pb}$ . Izotop  $^{234}\text{U}$  je přechodným členem rozpadové řady  $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$ . Uran je v zemské kůře mnohem méně hojný, než draslík, avšak ve srovnání s draslíkem je cca 3600krát aktivnější. Uran je v přírodě obsažen jako izomorfní příměs v některých **těžkých minerálech** (monazit, xenotim, thorit, zirkon, apatit, allanit/Ce/), které krystalizují především v kyselých magmatických horninách. Dalšími zdroji jsou **sekundární minerály uranu**, např. uraninit (smolinec), coffinit, karnotit, autunit a torbernit, ve kterých je uran zpravidla zastoupen jako šestimocný. Soli šestimocného uranu se mohou rozkládat na **uranylový ion** ( $\text{UO}_2^{2+}$ ), které je rozpustný a může být transportován říční vodou. Většina U v říční vodě je vázána na **jílové minerály** ve formě komplexů. V této formě, adsorbovaný na povrch jílových minerálů, se uran ukládá v jemnozrnných klastických sedimentech. Uran se také druhotně dostává do sedimentů

chemickým srážením v kyselém (pH 2,5 až 4) redukčním (rH 0 až 0,4) prostředí (například v černých břidlicích vznikajících ve stagnujících dysoxických až anoxických vodách), adsorpcí na **organickou hmotu** ve formě urano-organických komplexů nebo jako izomorfní příměs ve **fosfátech** a karbonátových minerálech. Uran je poměrně mobilní i v podmínkách diagenese.

Tabulka 1: Průměrné koncentrace K, U a Th v běžných minerálech (Serra 1979, Mittlefehldt 1999, Bea 1999, Krishnaswami 1999)

minerál	chemický vzorec	K (%)
nefelín	(Na,K)AlSiO <sub>4</sub>	23
alkalické živce obecně	(K,Na)AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ;(Na <sub>x</sub> ,Ca <sub>1-x</sub> )Al <sub>2-x</sub> Si <sub>2</sub> +xO <sub>8(x=0-1)</sub>	13
biotit	K(Mg,Fe) <sub>3</sub> AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	8
muskovit	KAl <sub>2</sub> AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	8
illit	(Al,Mg,Fe) <sub>2</sub> (Si,Al) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> [(OH) <sub>2</sub> ,(H <sub>2</sub> O)]	5,2
glaukonit	(K,Ca,Na) <sub>&lt;1</sub> (Al,Fe <sup>3+</sup> ,Fe <sup>2+</sup> ,Mg) <sub>2</sub> [(OH) <sub>2</sub> /Al <sub>0,35</sub> Si <sub>3,65</sub> O <sub>10</sub> ]	4,5
obecný amfibol (hornblend)	(K,Na) <sub>0-1</sub> (Na,Ca) <sub>2</sub> (Fe,Mn,Mg,Ti,Al) <sub>5</sub> (Si,Al) <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH,F) <sub>2</sub>	1

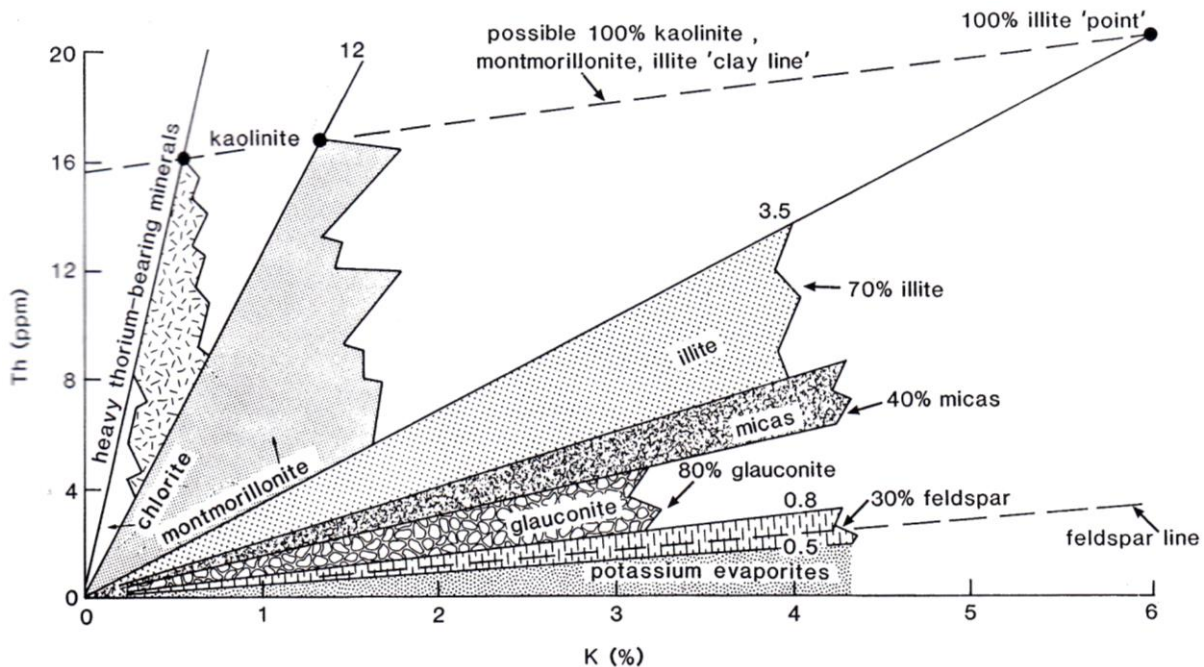
minerál		UO <sub>2</sub> (%)/U (ppm)
uraninit	UO <sub>2</sub>	100 - 20 000 ppm
monazit	(REE,Th)PO <sub>4</sub>	100 - 20 000 ppm
allanit	(Ce,Ca,Y,La) <sub>2</sub> (Al,Fe <sup>+3</sup> ) <sub>3</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> (OH)	10 - 2000 ppm
titanit (sfen)	CaTiSiO <sub>5</sub>	10 - 500 ppm
apatit	Ca <sub>5</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> (F,Cl,OH)	5 - 200 ppm
huttonit, thorit, uranothorit	ThSiO <sub>4</sub> , ThSiO <sub>4</sub> , (Th,U)SiO <sub>4</sub>	1-35%
thorianit, uranothorianit	ThO <sub>2</sub> , (Th,U)O <sub>2</sub>	5%
zirkon	ZrSiO <sub>4</sub>	5%
xenotim	YPO <sub>4</sub>	5%

minerál		ThO <sub>2</sub> (%)
huttonit	ThSiO <sub>4</sub>	80
thorianit, uranothorianit	ThO <sub>2</sub> , (Th,U)O <sub>2</sub>	< 50
thorit, uranothorit	ThSiO <sub>4</sub> , (Th,U)SiO <sub>4</sub>	< 80
monazit	(REE,Th)PO <sub>4</sub>	10
xenotim	YPO <sub>4</sub>	0,4-1
zirkon	ZrSiO <sub>4</sub>	0,01-1
allanit	(Ce,Ca,Y,La) <sub>2</sub> (Al,Fe <sup>+3</sup> ) <sub>3</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> (OH)	0,1-1
apatit	Ca <sub>5</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> (F,Cl,OH)	0,001-0,1
titanit (sfen)	CaTiSiO <sub>5</sub>	0,001-0,1
epidot	CaFe <sup>3+</sup> Al <sub>2</sub> O.OH(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> )(Si <sub>2</sub> O <sub>4</sub> )	0,005-0,05

**Thorium** je v zemské kůře obsaženo v průměrné koncentraci 8 až 13 ppm. Th má v přírodě 6 izotopů, které jsou všechny radioaktivní. Nejběžnějším z nich je <sup>232</sup>Th, který se přes sérii meziproduktů rozpadá na stabilní izotop <sup>208</sup>Pb (τ = 1,41 x 10<sup>10</sup> let). Ostatní izotopy thoria (<sup>227</sup>Th, <sup>228</sup>Th, <sup>230</sup>Th, <sup>231</sup>Th a <sup>234</sup>Th) jsou meziprodukty rozpadu <sup>235</sup>U, <sup>238</sup>U a <sup>232</sup>Th a jejich zastoupení v zemské kůře je zanedbatelné. Thorium je cca 1300krát aktivnější, než draslík. Thorium je primárně obsaženo v akcesorických minerálech kyselých a intermediárních magmatitů, avšak na



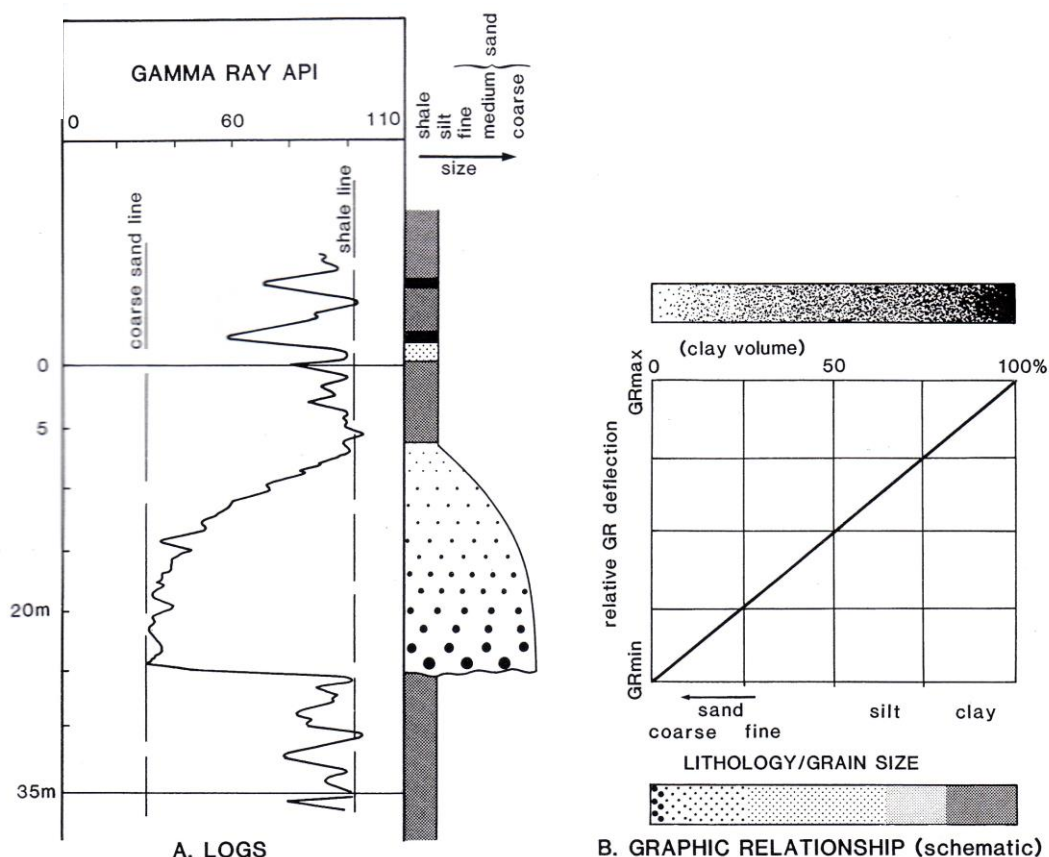
rozdíl od uranu je Th extrémně chemicky stabilní. Nejčastějšími nosiči thoria jsou **těžké minerály**, thorit, allanit(Ce), monazit, epidot, apatit, zirkon a titanit. Thorium se také pravděpodobně váže na **povrch jílových minerálů**, podobně jako uran. Díky své chemické stabilitě je thorium poměrně rovnoměrně distribuováno ve velmi jemnozrnné frakci těžkých minerálů, a je proto výborným indikátorem obsahu jílu (a tedy zrnitosti v klastických sedimentech).



Obrázek 14. Použití poměru K/Th: teoretická distribuce draslíku a thoria v jílových minerálech, těžkých minerálech, draselných živcích a evaporitech. Upraveno podle: Rider (1999).

Kromě absolutních koncentrací se v gamaspektrometrii používají prvkové **poměry K/Th a U/Th**. Draslík a thorium jsou vázány převážně na detritickou složku sedimentárních hornin a koncentrace obou prvků jsou pro konkrétní minerál charakteristické. Z jílových minerálů obsahuje např. illit nejvíce draslíku (3,51 – 8,31 %), ale relativně málo Th (6 – 22 ppm), zatímco kaolinit má draslíku méně (do 1,41 %) a thoria zpravidla více (18 – 26 ppm). **Poměr K/Th** bude tedy u illitu mnohem vyšší, než u kaolinitu. Poměru K/Th lze proto použít pro **identifikaci hlavních nosičů radioaktivity** a tedy zdroje sedimentu (provenience). Vysoké poměry K/Th jsou typické pro draselné soli, draselné živce nebo glaukonit, zatímco smektit, kaolinit nebo těžké minerály mají poměr K/Th nízký (obr. 14). Poměry K/Th je třeba používat opatrně, protože ve většině sedimentů je signál K a Th nesen více minerály a také u jednotlivých minerálních druhů se obsahy K a Th pohybují poměrně v širokém rozpětí. Kromě toho, různé zrnitostní frakce sedimentu mají díky hydrodynamickému třídění různé minerální složení a proto poměr K/Th je závislý na zrnitosti sedimentu. Přestože koncentrace draslíku (%) a thoria (Th) jsou v sedimentech rozdílné běžně o čtyři řády, poměry K/Th se v karotážní praxi běžně uvádějí řádově v jednotkách a nikoli v desetitisících. Například pro pískovce jsou charakteristické poměry K/Th 4 – 6 (nikoli 40 000 – 60 000).

Použití **poměru U/Th** je založeno na skutečnosti, že oba prvky jsou v sedimentech vázány na jílové minerály a uran navíc na organickou hmotu. **Thorium**, jako dobrý indikátor jílu, je proto možné použít pro **normalizaci** obsahů uranu. Vysoké poměry U/Th mohou indikovat jílové břidlice s vysokým obsahem organické hmoty a potenciální matečné horniny pro ropu a zemní plyn. Díky vysoké chemické stabilitě thoria a jeho vazbě na minerály kyselých magmatitů, které jsou typické pro felsickou kontinentální kůru, je možné poměr U/Th použít jako indikátor převážně kontinentálního vlivu (nízké U/Th) vs. převážně mořský vliv (vysoké U/Th). Anomálně vysoké poměry U/Th zpravidla označují stratigraficky **kondenzované horizonty** nebo **anoxické/dysoxické podmínky** sedimentace, díky tendenci uranu vázat se na organickou hmotu v redukčním kyselém prostředí nebo ve vazbě na fosfáty. Alternativně lze použít i reciproké poměry Th/K a Th/U; jejich geologická interpretace má pak opačný význam.

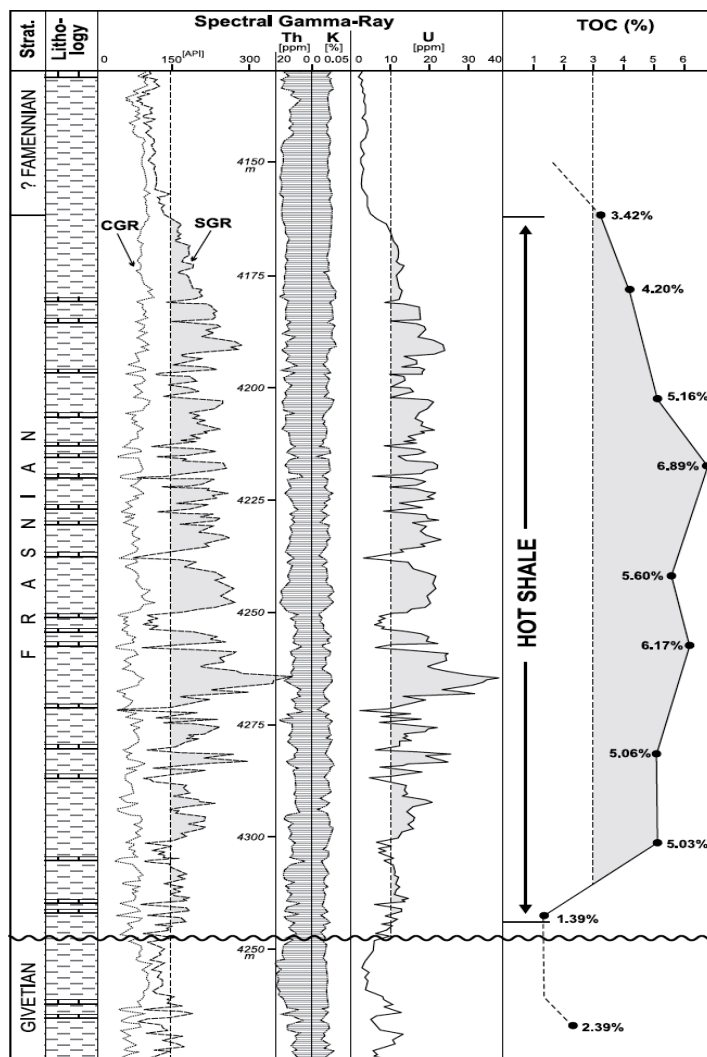


Obrázek 15. Interpretace zrnitosti ze základní gama křivky. Změny v zrnitosti pískovce se odrážejí ve změnách radioaktivity. Grafické znázornění vztahů mezi litologií, zrnitostí a hodnotami gamazáření. Upraveno podle: Rider (1999).

### 5.3. Radioaktivita sedimentárních hornin

Přirozená radioaktivita hornin je vyvolána přítomností **nosičů** radioaktivních izotopů K, U a Th, které mohou být **různého původu**. Část z nich se do místa uložení dostává **mechanickým transportem** (např. detritické těžké minerály, fylosilikáty nebo draselné živce), další se mohou **srážet z roztoků** v místě akumulace (glaukonit, draselné soli), část z nich vzniká až po uložení sedimentu v průběhu **diagenéze** (fosfáty). Vznik některých nosičů je podmíněn specifickými

podmínkami, např. **redukčním prostředím** (U v organické hmotě), extrémním zpomalením **sedimentace** (fosfáty vázané na hardgroundy) nebo **hydrodynamickými podmínkami** klastické sedimentace (vyšší obsahy thoria a draslíku v jílech oproti pískům) nebo **provenienci** (zdrojem materiálu). Řadu hornin lze dobře charakterizovat podle jejich gamaspektrometrické charakteristiky a gamaspektrometrii lze navíc použít jako užitečný **proxy** parametr transportních, depozičních a diagenetických podmínek a proveniencie klastického materiálu.

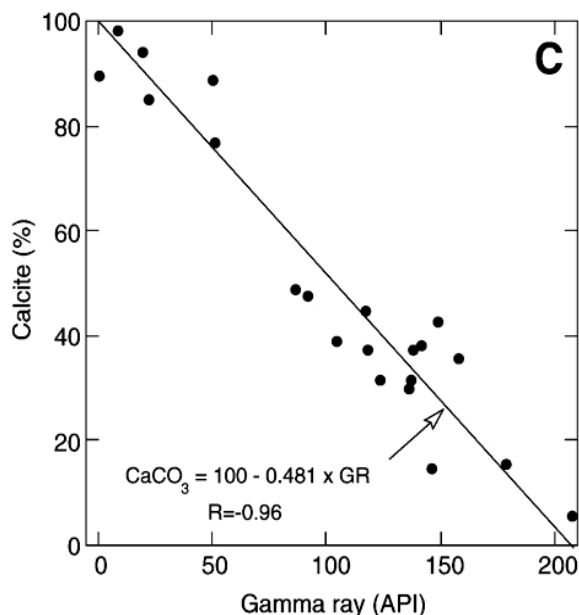


Obrázek 16. Vysoké koncentrace uranu ve svrchnodevonských jílovcích Alžírsko vázané na organickou hmotu. Upraveno podle: Luning et al. (2004).

Radioaktivita **klastických sedimentů** (psefity, psamity, aleurity a pelity) je většinou závislá na **zrnitosti** (obr. 15). Obsah jílových minerálů a těžkých minerálů je přímo úměrný zrnitosti a proto jemnozrnnější klastika mají vyšší radioaktivitu (zejména obsahy Th a K), než hrubozrnná klastika. Nižší radioaktivita psamitů je způsobena vyššími obsahy neradioaktivního křemene a dalších klastů hrubé frakce. Tvary spektrálních gama křivek je proto možné interpretovat jako **do nadloží zjemňující** (retrogradační) zrnitostní trendy (**zvoncovitý tvar** křivek K a Th nebo CGR, viz kap.5.1) nebo **do nadloží hrubnoucí** (progradační) trendy (**nálevkový tvar**). Radioaktivita

psamitů je však ovlivněna také **minerálním složením** písčité a prachové frakce, konkrétně zastoupením draselných živců, slídk a těžkých minerálů. Arkózy, droby a pískovce bohaté na slídky a glaukonit jsou tedy radioaktivnější, než křemenné pískovce. Také radioaktivita pelitů je ovlivněna minerálním složením zrn jílové a siltové frakce. Například jílovce s obsahem illitu mají vyšší aktivitu draslíku, než jílovce bohaté na kaolinit a smektit. Minerální složení ovlivňuje obsahy draslíku mnohem více, než obsahy thoria. **Thorium** adsorbované na jílové minerály a vázané ve velmi jemnozrnných těžkých minerálech je tudíž **velmi dobrým indikátorem zrnitosti**. Zvláštním případem pelitů jsou **černé břidlice** a pelity bohaté na nedegradovanou organickou hmotu, které mohou mít velmi **vysoké koncentrace uranu** (obr. 16). Vysoká radioaktivita uranu tedy může indikovat matečné horniny uhlovodíků.

**Karbonátové sedimenty** (vápence, dolomity) mají velmi nízkou radioaktivitu, protože v nich převažují neradioaktivní minerály (kalcit, aragonit, dolomit). Slínovité vápence a vápence s klastickou příměsí, především jílových a těžkých minerálů, mají vyšší obsahy K a Th, než čisté vápence. Gammaspektrometrie proto v karbonátech může sloužit jako **proxy obsahu CaCO<sub>3</sub>**, kterou je možné ověřit i empiricky na základě korelace gamaspektrometrických dat a geochemicky (coulometrie) stanoveného obsahu CaCO<sub>3</sub> (obr. 17). Stejně jako u klastických sedimentů mohou tedy křivky K, Th nebo CGR ve vápencích sloužit k interpretaci progradčních (nálevkovitý tvar) nebo retrogradčních trendů (zvoncovitý tvar). Vápence a dolomity mohou někdy vykazovat vyšší radioaktivitu uranu, který je vázán na fosfatické horizonty, hardgroundy nebo organickou hmotu.



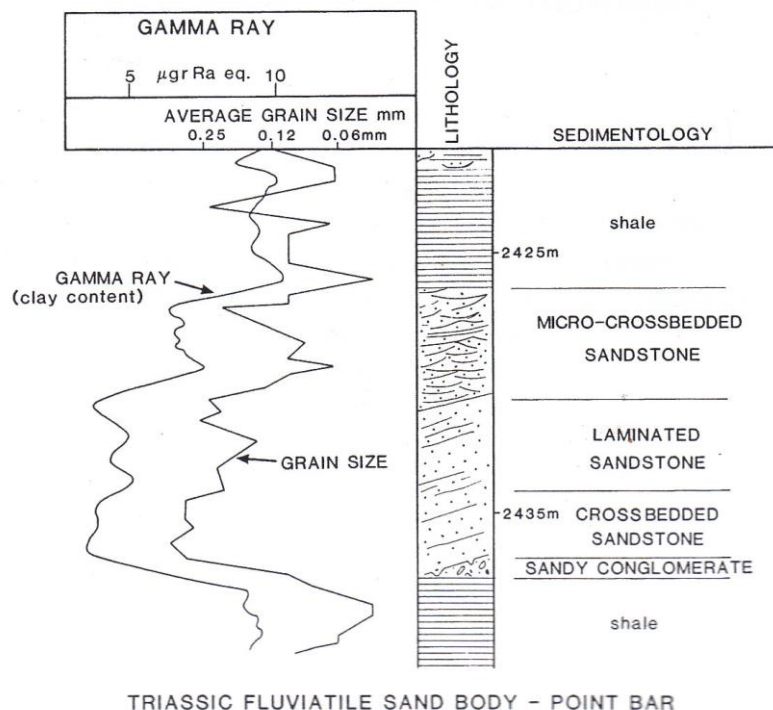
Obrázek 17. Hodnoty gamazáření jako proxy obsahu kalcitu (CaCO<sub>3</sub>), který je stanoven nezávislou coulometrií. Data ze svrchnokambrického souvrství Wheeler, Utah, USA (upraveno podle: Halgedahl et al., 2009).

**Uhlí a rašelina** jsou zpravidla velmi slabě radioaktivní, ačkoli jsou bohaté na organickou hmotu. Radioaktivita v uhlí je vázána na jílovitou příměs. V uhlonosných břidlicích jsou hodnoty gama záření závislé na obsahu jílových minerálů. Velmi nízkou radioaktivitu vykazují také většina **evaporitů**, jako je kamenná sůl, anhydrit a sádrovec. Evapority obsahující **draselné soli** ale mají vysoké aktivity draslíku; tyto horniny jsou však vzácné.

Kyselé a intermediární **vulkanoklastické horniny** a **intruzivní tělesa** v souborech sedimentárních hornin jsou charakteristické vysokými obsahy zejména K, ale i U a Th, které jsou nesené draselnými živci, fylosilikáty a akcesorickými minerály (apatit, zirkon). Polohy kyselých a intermediárních tufů v sedimentech je proto možné identifikovat podle výrazných ostrých anomálií (píků) na spektrálních gama křivkách. Bazické a ultrabazické horniny mají nízkou radioaktivitu.

#### 5.4. Geologická interpretace gamaspektrometrie

Spektrální gamakarotáž je výborným nástrojem pro interpretaci litologie hornin pod povrchem. Konkrétním využitím gamaspektrometrie může být (a) výpočet objemu jílovců nebo **odhad jílovitosti** ("shaliness") sedimentů, (b) **analýza facií a faciálních sledů** na základě jílovitosti a zrnitosti, (c) **identifikace radioaktivních minerálů** a studium **provenience**, (d) interpretace **klimatických změn**, (e) identifikace **kondenzovaných horizontů a diskordancí** a (f) **stratigrafická korelace** a využití v **sekvenční stratigrafii**. Zatímco ve vrtech jsou gamakarotážní data primárním zdrojem informací o faciích, na výchozech jsou facie přímo dostupné a gamaspektrometrie se používá jako podpůrná metoda nebo pro korelaci s vrtnými daty.

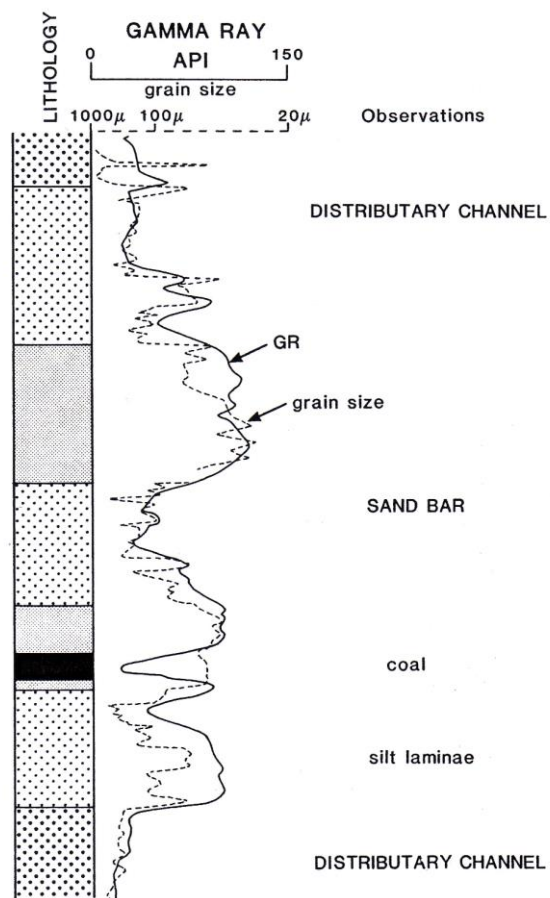


Obrázek 18. Facie, průměrná zrnitost a zvončitý tvar gama křivky na příkladu do nadloží zjemňující sekvence triasových fluviálních sedimentů, Sahara. Upraveno podle: Rider (1999).

##### 5.4.1. Obsah jílu a zrnitost sedimentu

Jíly, jílovce a jílovité břidlice jsou radioaktivní horniny, které obsahují draslík ve struktuře jílových minerálů a dalších fylosilikátů, thorium v jemnozrnné frakci těžkých minerálů, případně adsorbované na povrch jílových minerálů a zpravidla také uran, který je adsorbován na jílové minerály nebo organickou hmotu. Ve směsích jílu s neradioaktivními materiály, například

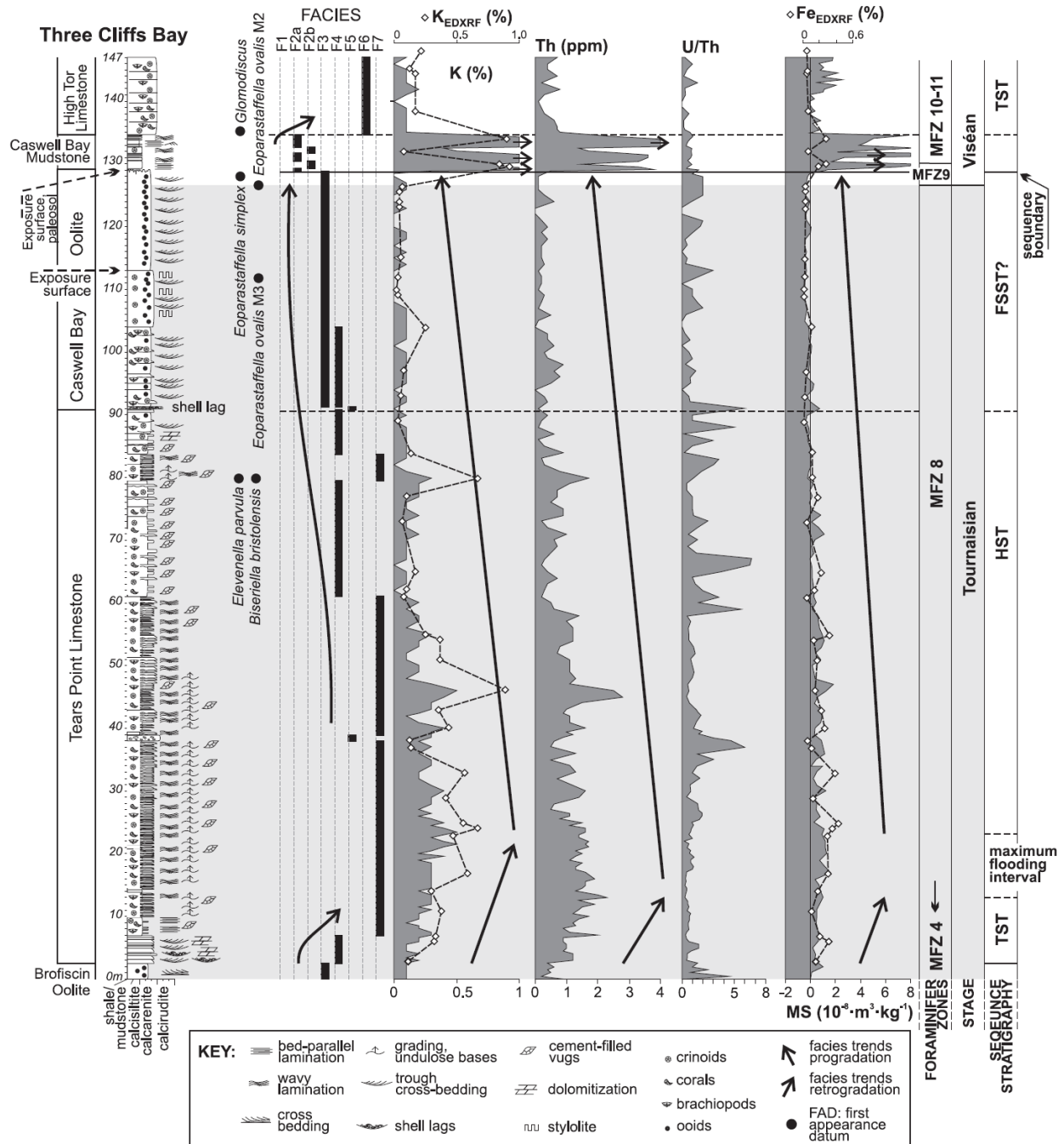
s křemenem v kontinuální řadě jílu - písek nebo s kalcitem v řadě jílu - vápenec, se gamaspektrometrie osvědčuje jako kvantitativní indikátor změny litologie. **Zrnost** klastických hornin obvykle úzce **souvisí s obsahem jílu**: hrubozrnný písek má velmi nízké obsahy jílu; středně zrnitý písek obsahuje jílu více a jemnozrnný písek bude hodně jílovitý. Tento vztah se projevuje na celkově stoupající radioaktivitě s klesající zrností (obr. 15, 18). Závislost na zrnosti je nejsilněji patrná v koncentracích thoria a v menší míře draslíku, kdežto uran, který je zpravidla vázán na sekundární minerály, není dobrým indikátorem zrnosti. V karotážní praxi i na výchozech lze proto jako dobrý indikátor zrnosti použít **vypočtené gamazáření (CGR)**, které zohledňuje pouze záření draslíku a thoria, viz rovnice (1).



Obrázek 19. Vztah mezi zrností a tvarem gama křivky v estuarinním prostředí. Upraveno podle: Rider (1999).

Vertikální tvary na křivkách CGR dobře odrážejí vertikální sledy facií, jakými jsou do nadloží hrubnoucej progradační sledy nebo do nadloží zjemňující retrogradační (transgresivní) sledy ve velmi různorodých sedimentačních prostředích. Pro **fluviální prostředí** s cykly meandrujících řek jsou charakteristické zvoncovité tvary křivky celkové radioaktivity, které odrážejí do nadloží zjemňující jednotlivé cykly. Příkladem mohou být písčité sedimenty triasu na Sahaře, kde zvoncovitý tvar křivky identifikuje cca 10 m mocný fluviální cyklus, kde konglomeráty na bázi přecházejí do pískovců a následně do jílovců s doprovodnou změnou v průměrné velikosti zrna (obr. 18).

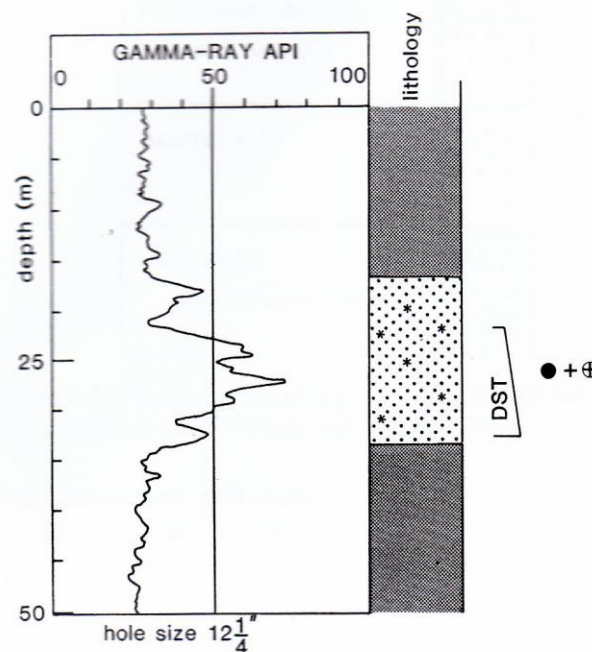
Pro **deltové prostředí** nebo **prostředí estuárií**, kde převládají progradační tendence, jsou charakteristické nálevkovité tvary, které jsou doprovázeny stoupající průměrnou zrnitostí sedimentu (obr. 19). Podobné tvary křivek vázané na zrnitost se vyskytují v turbiditních systémech, šelfových sedimentech a dalších prostředích. V monotónních sledech jílovců lze gamaspektrometrii použít pro vysledování a kvantifikaci kryptických zrnitostních trendů, které nejsou viditelné pouhým okem.



Obrázek 20. Progradační a retrogradační trendy facií rampových karbonátů jižního Walesu, tvary spektrálních gama křivek a interpretace systémových traktů (transgresivní, TST; vysoké hladiny, HST a padající hladiny, FSST). Upraveno podle: Bábek et al. (2013).

V **karbonátových horninách** (vápence a dolomity) lze vypočtené gamazáření (CGR) analogicky využít pro identifikaci trendů, ve kterých do nadloží stoupá nebo klesá čistota vápence (% CaCO<sub>3</sub>) a adekvátně klesá či stoupá obsah jílu. Progradace karbonátové platformy nebo rampy přes hlubokovodní sedimenty je doprovázena nálevkovitým tvarem na křivce CGR a naopak transgrese může být doprovázena zvoncovitým tvarem křivky.

Ve spodnokarbonských sedimentech karbonátové rampy jižního Walesu (obr. 20) jsou nejnižší koncentrace Th a K charakteristické pro velmi čisté oolity plážového komplexu. Směrem k hlubokovodnějším faciím (tempestity, turbidity) koncentrace K a Th stoupají s přibývajícím jílovitostí vápenců, která je způsobena nižšími rychlostmi produkce CaCO<sub>3</sub> v hlubších vodách. Naopak v extrémně mělkovodních sedimentech pobřežních lagun se zvýšeným přínosem terigenního sedimentu hodnoty K a Th znovu stoupají. Tato faciální závislost se dobře projevuje na progradčních a transgresivních trendech na profilu Three Cliffs Bay v jižním Walesu. V monotónních sledech jílovců a slínovců gamaspektrometrie umožňuje identifikovat a kvantifikovat trendy v obsahu CaCO<sub>3</sub>, které se projevují velmi nepatrnou nebo žádnou litologickou změnou.



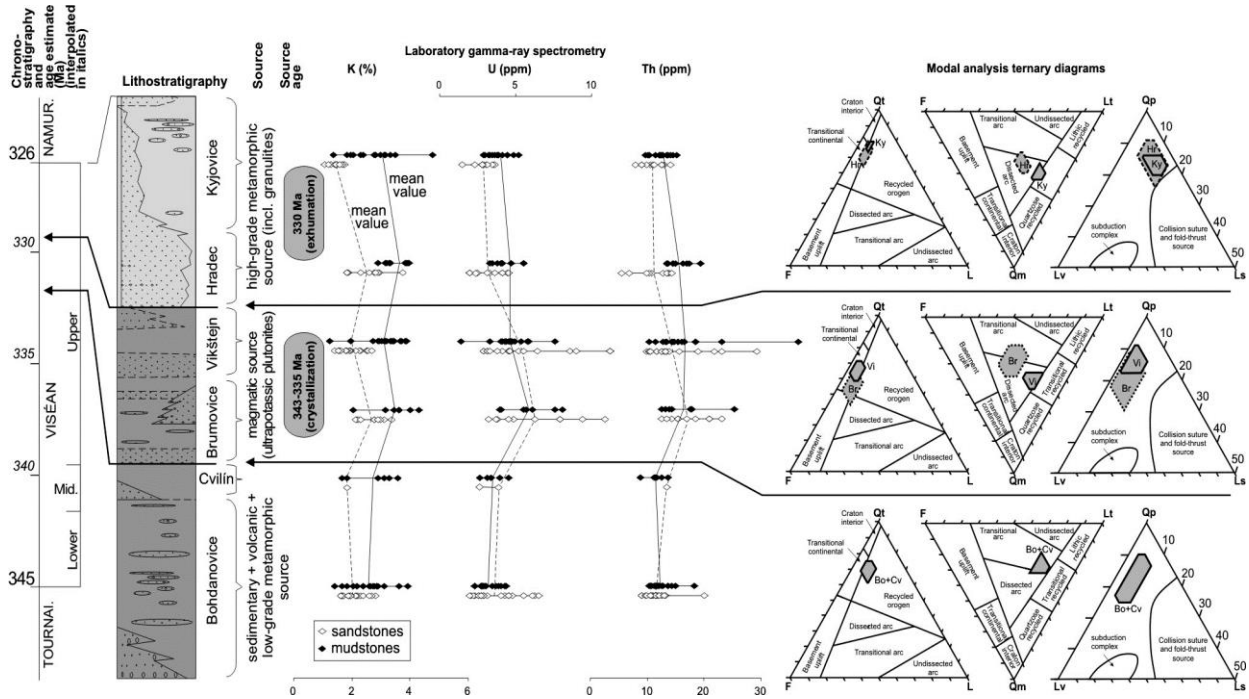
Obrázek 21. Glaukonitický pískovec v základní gamakarotáži, který vykazuje vyšší radioaktivitu, než nadložní a podložní jílovce.

#### 5.4.2. Minerální složení a provenience sedimentů

V tradiční karotážní praxi se křivky gamazáření i spektrální gama křivky používají pro identifikaci facií ve vrtech za použití principu jílovitosti ("shaliness", viz kapitola 5.3.1.) a jeho vztahu k zrnitosti sedimentu. Jak bylo výše uvedeno, obsahy K a Th mohou být v siliciklastikách vázány na minerály obsažené ve všech zrnitostních frakcích, tedy nejen v jílech. Obsahy K, U a Th jsou proto u většiny siliciklastik funkcí zrnitosti i minerálního složení. Například glaukonitické pískovce nebo arkózy mohou vykazovat vyšší radioaktivitu, než jemnozrnější jílovce (obr. 21). Této



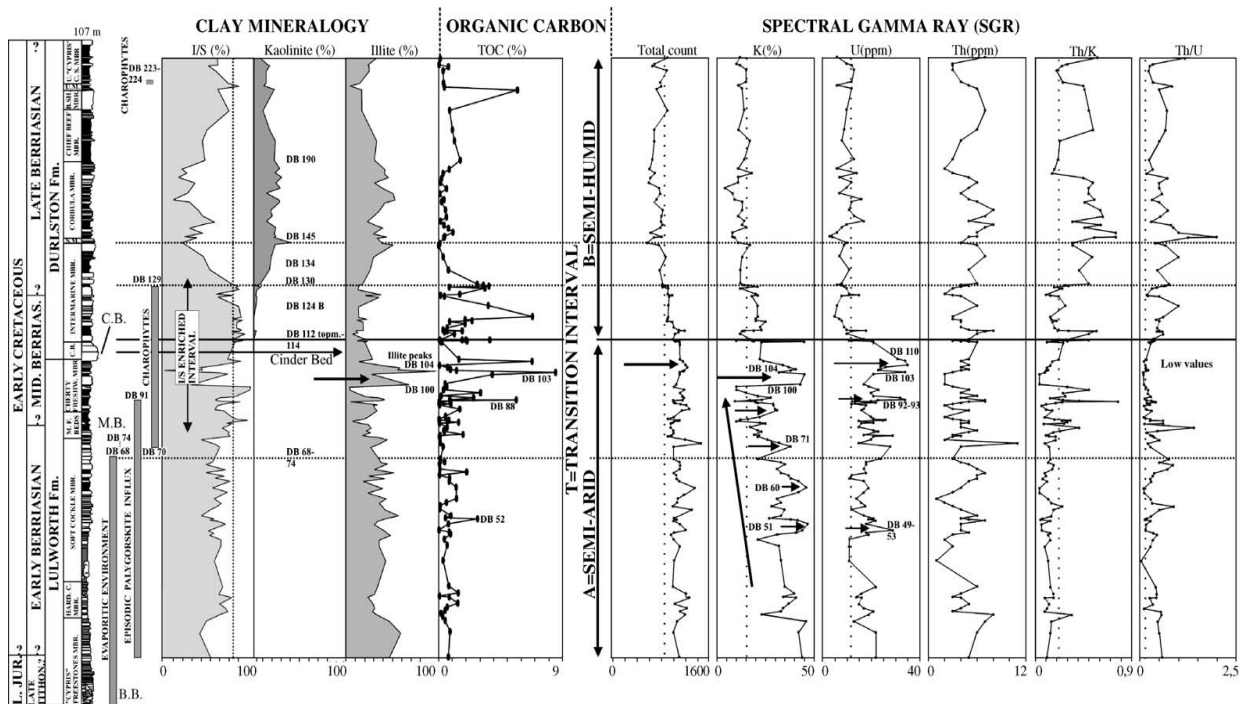
skutečnosti lze využít pro studium provenience z gamaspektrometrie na výchozech, kde jsou facie a zrnitost známy. Porovnáváním obsahů K, U a Th nebo poměrů K/Th a U/Th ze stejných faciálních typů napříč stratigrafickým sledem je možné identifikovat **změny minerálního složení** a provenience. V souvrství siliciklastických turbiditů moravskoslezského kulmu je možné vymapovat stratigrafické členy (brumovické a vikštejnské vrstvy), které mají vyšší obsahy uranu, thoria a poměry U/Th ve srovnatelných litofaciálních typech, jaké jsou v jejich podloží i nadloží. Zvýšené koncentrace U a Th indikují vyšší obsahy draselných živců s inkluzemi těžkých minerálů, které pochází z kyselých magmatitů moldanubika (obr. 22).



Obrázek 22. Průměrné koncentrace K, U a Th v stratigrafických členech kulmu Nížkého Jeseníku (data zvláště pro pískovce a jílovce), které ukazují nárůst koncentrací U a Th v brumovických a vikštejnských vrstvách, vázané na změnu provenience (ternární diagramy). Upraveno podle: Šimíček et al. (2012).

### 5.4.3. Interpretace klimatických a tektonických změn

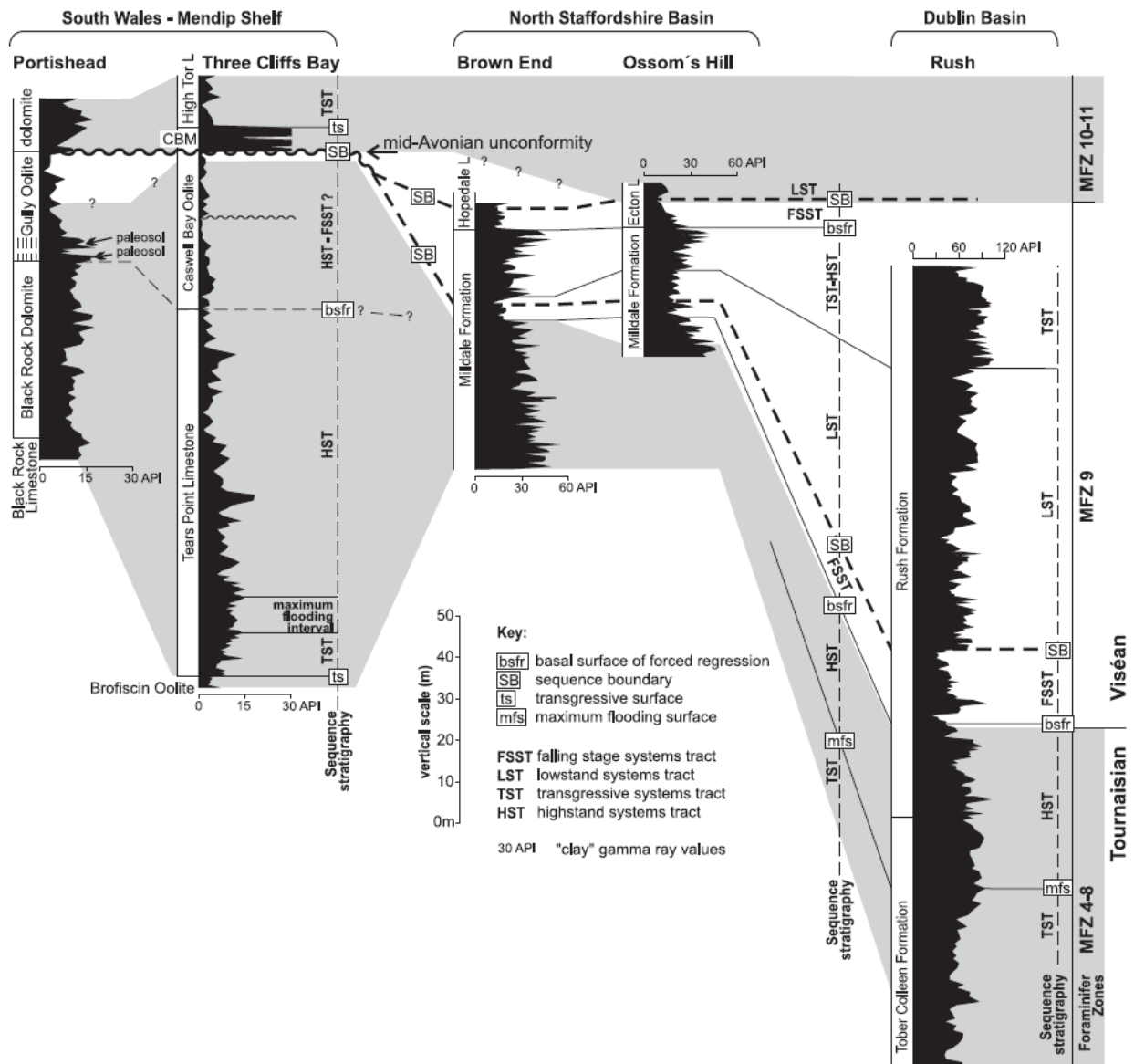
Ve sledech jílovitých břidlic je možné použít pro paleoklimatické interpretace poměrů K/Th. Studium permokarbonských jílovců ve střední Anglii ukazuje postupný pokles poměrů Th/K (resp. vzestup poměrů K/Th), který je vázán na změnu mineralogie jílovců z převážně kaolinitických jílovců na převážně illitické jíly v důsledku postupné aridizace klimatu. V deltaických jílovcích svrchního karbonu (westphal) se poměry Th/K pohybují okolo 6 – 7, zatímco ve spodním permu klesají na ~ 4. Podobné výsledky ze spodní křídy Velké Británie poukazují na náhlý nárůst poměrů Th/K, který je spojen se vzrůstem koncentrací kaolinitu a přechodu od semiaridního k humidnímu klimatu (obr. 23). Podobným způsobem lze využít i obsahy U. V cyklických sledech vápenců a slínů miocénu jižního středomoří (Kréta) vyšší obsahy uranu indikují dysoxické podmínky a omezení oceánské cirkulace, které jsou vyvolány astronomickými Milankovičovými cykly a kolizními událostmi mezi Eurasií a Afrikou.



Obrázek 23. Prudký nárůst hodnot Th/K ve spodnokřídových sedimentech anglického Dorsetu, který je doprovázen náhlým vzestupem koncentrací kaolinitu v důsledku přechodu od semiaridního k humidnímu klimatu. Upraveno podle: Schnyder et al. (2006).

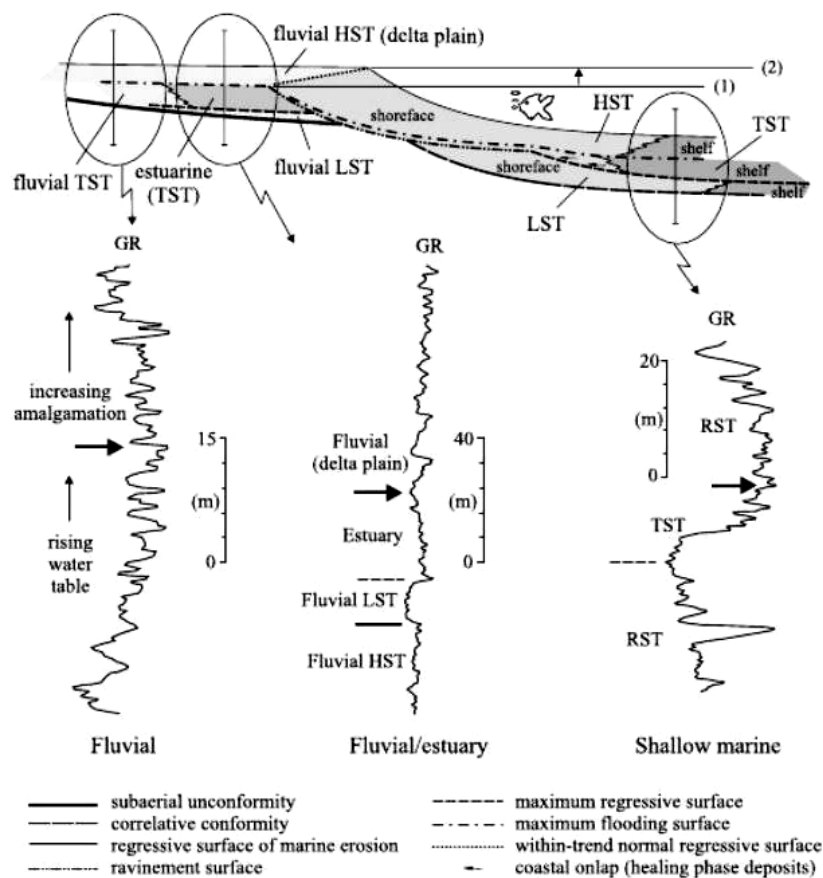
#### 5.4.4. Použití gamaspektrometrie pro stratigrafickou korelaci a sekvenční stratigrafii

Základní i spektrální gama křivky jsou determinované zrnitostí, minerálním složením a dalšími litologickými parametry a proto jsou jedním ze základních korelačních nástrojů v karotážní praxi. Pro korelaci karotážních dat se používají tvary křivek, izolované píky (anomalie) a náhlé zvraty v trendech. Příklad stratigrafické korelace na základě gama křivek je uveden na obr. 24. Některé tvary na gamaspektrometrických křivkách je možné interpretovat jako **genetické povrchy** a zařadit je do rámce sekvenční stratigrafie. Diskordance, erozní povrchy (např. bazální povrch nucené eroze) nebo sekvenční hranice se projevují jako náhlé zvraty hodnot na gamaspektrometrických křivkách. Například **erozní báze** korytového komplexu fluvialních sedimentů se projevují prudkým poklesem radioaktivity. Identifikace **sekvenčních hranic** z gama křivek může být problematická, protože sledy facií od podloží sekvenční hranice do jejího nadožlí se mohou velmi lišit v závislosti na sedimentačním prostředí. Sekvenční hranice se však zpravidla projevují náhlým posunem facií směrem do pánve, který může být doprovázen prudkým vzestupem zrnitosti a poklesem hodnot K, Th nebo CGR. Naproti tomu **transgresní povrchy** se z opačného důvodu, tedy posunem facií směrem na kontinent, obvykle projevují náhlým vzestupem hodnot radioaktivity nebo obsahu K, U a Th. Pravděpodobně nejlépe identifikovatelným sekvenčně-stratigrafickým povrchem je **povrch maximální záplavy**, který se projevuje velmi jemnozrnnou sedimentací a stratigrafickou kondenzací (obr. 25). Na gama křivkách lze tento povrch identifikovat podle maximálních hodnot K, U i Th, které jsou často doprovázeny **vysokými poměry U/Th** (v důsledku kondenzace).



Obrázek 24. Sekvenčně-stratigrafická interpretace a korelace spodnokarbonských profilů jižního Walesu, severní Staffordské pánve a dublinské pánve na základě gama křivek (CGR) a foraminiferové biostratigrafie. Upraveno podle: Bábek et al. (2013).

Podobným způsobem je také možné interpretovat systémové trakty. Nálevkovité tvary gama křivek indikují do nadloží hrubnoucí (progradační) systémové trakty spojené s normální regresí (**trakt nízké hladiny**, LST, **trakt vysoké hladiny** HST) nebo nucenou regresí (**trakt padající hladiny**, FSST). Do nadloží zjemňující trendy naopak odráží transgresi spojenou s **transgresivním traktem** (TST).



Obrázek 25. Typické křivky celkové radioaktivity v různých prostředích kontinentálního šelfu a vyznačení pozice povrchu maximální záplavy (mfs, šipkou). Upraveno podle: Catuneanu et al. (2006).

## **Doporučená literatura**

Adams JAS, Gasparini P (1970) Gamma-ray spectrometry of rocks. Elsevier Pub. Co., Amsterdam.

Catuneanu O (2006) Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier Science Ltd. (375 pp.).

Doveton JH (1994) Geologic log interpretation. SEPM Short Course 29, 1–169.

Durrance EM (1986) Radioactivity in Geology: Principles and Applications. Ellis Horwood Ltd., Chichester.

Rider MH (1999) The Geological Interpretation of Well Logs. Whittles Publishing Services, Dunbeath.

## 6. Měření magnetické susceptibility a magnetomineralogie

Měření magnetické susceptibility je v posledních několika dekádách velmi oblíbenou metodou ve výzkumu vrtných jader a výchozů, zatímco v karotážní praxi je její měření na rozdíl od gamaspektrometrie méně časté. Magnetická susceptibilita (MS) je bezrozměrná veličina, která vyjadřuje míru **magnetizace materiálu** v magnetickém poli. MS se vyjadřuje vícero způsoby, jako objemová, hmotnostně specifická, teplotně závislá, frekvenčně závislá susceptibilita, případně jako tenzor magnetické susceptibility. Hodnota a znaménko MS odrážejí **magnetické chování materiálů**, které může být v zásadě paramagnetické, ferromagnetické nebo diamagnetické (viz níže) a je pro daný minerál nebo horninu charakteristické. Objemová a hmotnostně specifická MS se tedy využívají jako **proxy litologie** nebo minerálního složení hornin. Ostatní typy MS lze použít jako **proxy velikosti zrna** magnetických minerálů nebo jako proxy **struktury hornin** (tenzor MS), například primárního (paleoproudového) nebo sekundárního (tektonického) usměrnění magnetických zrn v hornině. Podobně jako gamaspektrometrie se i magnetická susceptibilita používá k litostratigrafické korelaci, avšak rozsah jejích aplikací je mnohem širší a zahrnuje paleoklimatologii, strukturní geologii, mineralogii, pedologii, studium intenzity zvětrávání, studium antropogenního znečištění sedimentů, atd. Specifickým odvětvím, která se zabývá magnetickými vlastnostmi minerálů (a hornin) je magnetomineralogie.

### 6.1. Magnetická susceptibilita a její měření

Magnetická susceptibilita popisuje schopnost materiálů se magnetizovat ve vnějším magnetickém poli. Teorie magnetismu, podobně jako teorie gravitace a elektřiny, popisuje síly, které působí mezi dvěma magnetickými póly, kladným a záporným (magnetický dipól). **Magnetické pole H** je definováno jako síla působící na jednotkový pól. Zdrojem magnetismu v materiálech včetně minerálů a hornin je magnetický moment elektronů v atomu, který je generován elektronovým spinem - orbitálním pohybem elektronů (nositelů elektrického náboje) okolo atomového jádra, v souladu s Ampérovým pravidlem. Každý atom nebo iont se chová jako tyčový magnet neboli **atomární magnet**. Magnetizovatelné těleso, které je vloženo do vnějšího magnetického pole, se magnetizuje indukci – v důsledku reorientace spinu atomů a molekul. Tato magnetizace se vyjadřuje jako **indukovaná magnetizace M**. Uspořádání atomárních dipólů se magnetizace M generovaná uvnitř tělesa sčítá s vnějším **magnetizujícím polem H**. U slabých magnetických polí je M přímo úměrná H podle vztahu (3)

$$M = k \cdot H \quad (3)$$

Kde **k** je **magnetická susceptibilita**, která vyjadřuje, jakou měrou se materiál magnetizuje. Indukovaná magnetizace i magnetizující pole jsou vyjádřeny na jednotku objemu materiálu a proto lze magnetickou susceptibilitu danou vztahem  $k = M/H$  označit jako objemovou susceptibilitu která je v systému SI bezrozměrnou veličinou. Objemová susceptibilita se také někdy vyjadřuje v nesyntémových jednotkách  $G \cdot Oe^{-1}$  (Gauss / Oersted). Přepočtení na jednotky SI je pak dán vztahem:

$$k(SI) = 4\pi \cdot G \cdot Oe^{-1} \quad (4)$$

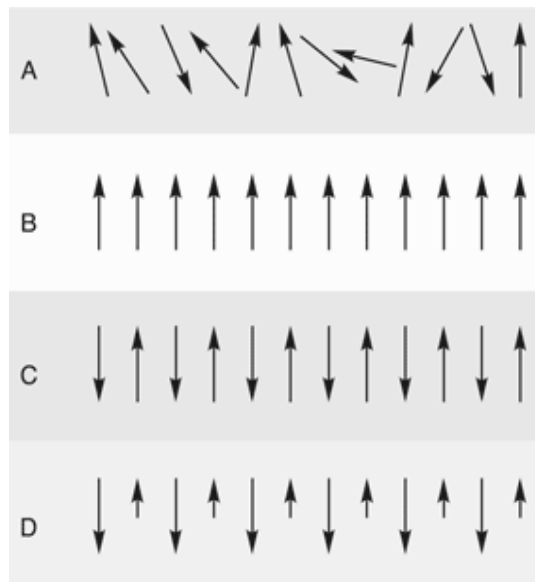
Hmotnostně-specifická susceptibilita ( $\chi$ ) je definována vztahem:

$$\chi(\text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}) = k/\rho \quad (5)$$

kde  $\rho$  je hustota materiálu. Rozměrem hmotnostně specifické susceptibility je tedy kubický metr na kilogram.

### 6.1.1. Magnetické chování materiálů

Rovnoměrné uspořádání atomů v materiálech vede k tomu, že magnetické momenty atomárních magnetů se navzájem ruší a materiál je tím pádem nemagnetický. V některých materiálech však dochází buď spontánně, nebo v důsledku **vnějšího magnetického pole** k uspořádání atomárních magnetů, díky kterému si materiál vytvoří **vlastní magnetické pole**, které může být docela silné. Magnetické chování materiálů je tedy závislé na jeho struktuře, především elektronové konfiguraci, a také na teplotě. Se zvyšující se teplotou dochází k termálnímu pohybu elementárních částic, díky kterému si elektrony stále hůře udržují své uspořádání a ztrácejí magnetismus. Podle chování ve vnějším magnetickém poli se materiály rozdělují na paramagnetické, diamagnetické a ferromagnetické, které se dále dělí na několik dílčích typů.



Obrázek 26. Chování atomárních magnetů ve vnějším magnetickém poli: (A) paramagnetismus (B) ferromagnetismus (C) antiferromagnetismus (D) ferrimagnetismus

Většina prvků periodické tabulky a řada chemických sloučenin jsou **paramagnetické** látky (obr. 26). Pokud je paramagnetická látka vystavena vnějšímu magnetickému poli, její atomární magnety se slabě uspořádají souhlasně s orientací tohoto pole, čímž se materiál slabě magnetizuje a zároveň se vnější magnetické pole zesílí. Jakmile však dojde k odstranění vnějšího magnetického pole, toto uspořádání zmizí a látka svůj magnetismus ztratí. Paramagnetické látky tedy nemohou být nositeli remanentní (zbytkové) magnetizace. Paramagnetické látky mají nízké kladné hodnoty magnetické susceptibility. Magnetizace

paramagnetických materiálů se přibližně řídí Curieovým zákonem, který říká, že objemová susceptibilita paramagnetických látek je nepřímo úměrná jejich teplotě, tzn., že materiály jsou více magnetické při nízkých teplotách. Běžnými paramagnetickými minerály jsou karbonáty a silikáty s příměsí železa, např. granáty, illit, montmorillonit, biotit, siderit, ortopyroxen, olivín, franklinit a další minerály (Tab. 2).

Tabulka 2. Objemová magnetická susceptibilita běžných minerálů při pokojové teplotě.

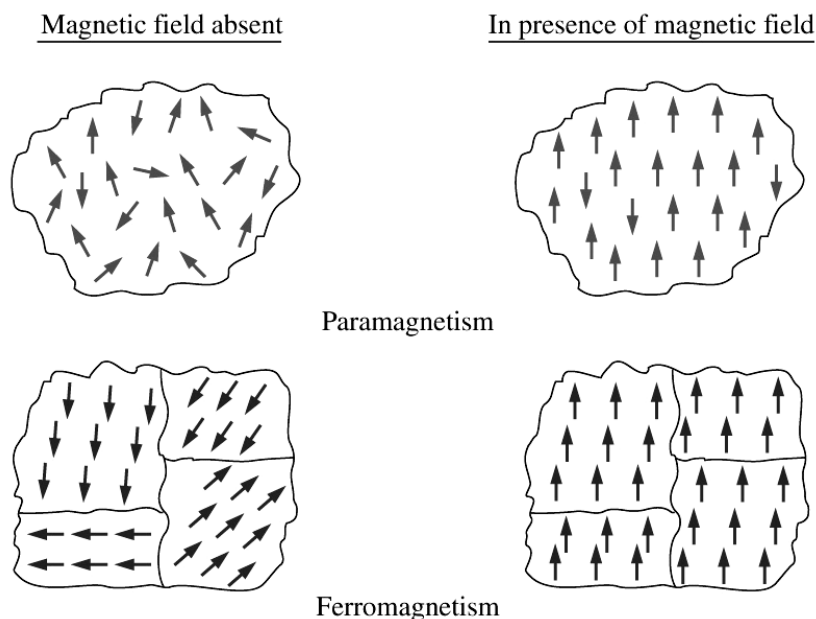
minerál	magnetické vlastnosti	k (SI)
granát	paramagnetický	$2700 \cdot 10^{-6}$
illit	paramagnetický	$410 \cdot 10^{-6}$
montmorillonit	paramagnetický	$330 - 350 \cdot 10^{-6}$
biotit	paramagnetický	$1500 - 2900 \cdot 10^{-6}$
siderit	paramagnetický	$1300 - 11000 \cdot 10^{-6}$
ortopyroxen	paramagnetický	$1500 - 1800 \cdot 10^{-6}$
olivín	paramagnetický	$1600 \cdot 10^{-6}$
grafit	diamagnetický	-80 až -200
kalcit	diamagnetický	-7,5 až $-39 \cdot 10^{-6}$
anhydrit	diamagnetický	-14 až $-60 \cdot 10^{-6}$
ortoklas	diamagnetický	-13 až $-17 \cdot 10^{-6}$
magnezit	diamagnetický	$-15 \cdot 10^{-6}$
halit	diamagnetický	-10 až $-16 \cdot 10^{-6}$
křemen	diamagnetický	-13 až $-17 \cdot 10^{-6}$
galenit	diamagnetický	$-33 \cdot 10^{-6}$
magnetit	ferrimagnetický	0,07 až 20
hematit	antiferromagnetický, slabě ferromagnetický za pokojové teploty	0,0004 až 0,038
maghemit	ferrimagnetický	
goethit	ferrimagnetický	
pyrhotin	ferrimagnetický	0,001 až 6,3
železo	ferromagnetické	0,2

V **diamagnetických** materiálech se ve vnějším magnetickém poli atomární magnety orientují opačným směrem, čímž dojde k zeslabení vnějšího pole. Diamagnetické materiály mají tedy záporné hodnoty magnetické susceptibility. Ve skutečnosti se diamagnetismus objevuje ve všech materiálech a přispívá k celkové reakci materiálu na vnější pole. V paramagnetických a ferromagnetických látkách je však jeho vliv zanedbatelný. Nejběžnějšími diamagnetickými minerály jsou kalcit, křemen, ortoklas a halit (Tab. 2). Horniny, které obsahují tyto minerály v hojném množství, budou vykazovat velmi hodnoty magnetické susceptibility blízké nule nebo dokonce záporné.

Pouze poměrně malé množství chemických sloučenin a prvků (např. železo, nikl, kobalt) jsou **ferromagnetické**. Magnetické momenty atomárních magnetů se orientují souhlasně s vnějším magnetickým polem, ale zároveň se mají tendenci se spontánně uspořádat paralelně vůči sobě navzájem. Po odstranění vnějšího pole toto uspořádání přetrvává a látka si trvale ponechává magnetizaci. Velikost této zbytkové magnetizace se označuje jako **remanence** nebo **remanentní magnetizace**. V důsledku zvýšené teploty se zvyšuje míra neuspořádanosti magnetických momentů elektronů v materiálech. Díky tomuto jevu nad určitou hraniční teplotou,



nazývanou **Curieho teplota** (Curieův bod,  $T_C$ ) ferromagnetické materiály ztrácejí své ferromagnetické vlastnosti. Curieův bod se v běžných minerálech pohybuje v cca 120 až 780 °C a jeho hodnota je pro každou ferromagnetickou látku charakteristická (např. 585 °C pro magnetit). Ferromagnetismus je v materiálech vázán na malé regiony zvané **magnetické domény**, ve kterých jsou všechny atomární magnety uspořádány souhlasným směrem (obr. 27). Pokud doména obsahuje příliš mnoho atomárních magnetů, stává se nestabilní a spontánně se rozdělí do dvou menších domén s opačnou orientací. Podle obsahu magnetických domén se částice ferromagnetických materiálů dělí na jednodoménové a vícedoménové.



Obrázek 27. Orientace atomárních magnetů v jednodoménových (nahore) a vícedoménových (dole) paramagnetických a ferromagnetických látkách.

Specifickými případy uspořádané struktury atomárních magnetů jsou **antiferromagnetické** materiály, ve kterých jsou momenty všech sousedních atomárních nebo molekulárních atomů uspořádány přesně opačně. Výsledný magnetický moment materiálu je nulový a látka tudíž nevytváří magnetické pole. Antiferromagnetické vlastnosti si materiály udržují pouze při nízkých teplotách. Nad specifickou teplotní hranicí (Néelova teplota) se antiferromagnety chovají jako paramagnetické látky. Příkladem antiferromagnetického minerálu je hematit. Podobné uspořádání mají **ferrimagnetické** látky, ve kterých jsou sousední atomární magnety nebo magnetické domény uspořádány přesně opačně, avšak díky strukturálnímu uspořádání molekul (např. v krystalové mřížce) jeden z těchto protisměrných magnetických momentů převládá. Ferrimagnetické materiály se tedy chovají podobně jako ferromagnetické. Běžné magnetické minerály, které jsou nositeli remanentní magnetizace, např. magnetit, titanomagnetit, maghemit a pyrrhotin, jsou ve skutečnosti ferrimagnetické.

Zvláštní formou magnetického chování je **superparamagnetismus**, který se vyskytuje u ferromagnetických a ferrimagnetických **nanočástic** (například částice maghemitu menší než 10 nm). Magnetizace se v těchto částicích může vlivem teploty náhodně přetáčet s periodou, která je mnohem kratší, než běžný interval měření magnetizace. V průběhu měření se přetáčení

zprůměrují a magnetizace látky se zdánlivě jeví jako nulová. Ve vnějším poli se tyto částice magnetizují, podobně jako paramagnetické látky, avšak jejich magnetická susceptibilita je mnohem vyšší, než u paramagnetů.

### 6.1.2. Měření magnetické susceptibility

Princip měření magnetické susceptibility v technické (a geologické) praxi je založen na indukované magnetizaci podle rovnice (3). Cívka přístroje generuje střídavé magnetické pole s nízkou frekvencí. Materiál v blízkosti cívky nebo uvnitř cívky způsobí změnu frekvence nebo magnetické indukce pole, které přístroj změří a rozdíl přepočítá na hodnoty objemové susceptibility měřeného materiálu. Pro běžná měření v terénu a laboratoři se používají indukující pole o nízké frekvenci (~0,5 až ~1 kHz) a intenzitou indukujícího magnetického pole ~80 až ~300 A/m. Některé přístroje měří susceptibilitu při dvou různých frekvencích indukujícího magnetického pole (vyšší frekvenční hladina ~5 kHz). Rozdíl mezi hodnotou vysokofrekvenční a nízkofrekvenční susceptibility vzorku se označuje jako **frekvenčně závislá MS**, kterou je možné použít jako proxy koncentrace superparamagnetických (<1  $\mu\text{m}$ ) ferrimagnetů, například jemnozrnného pedogenního maghemitu.

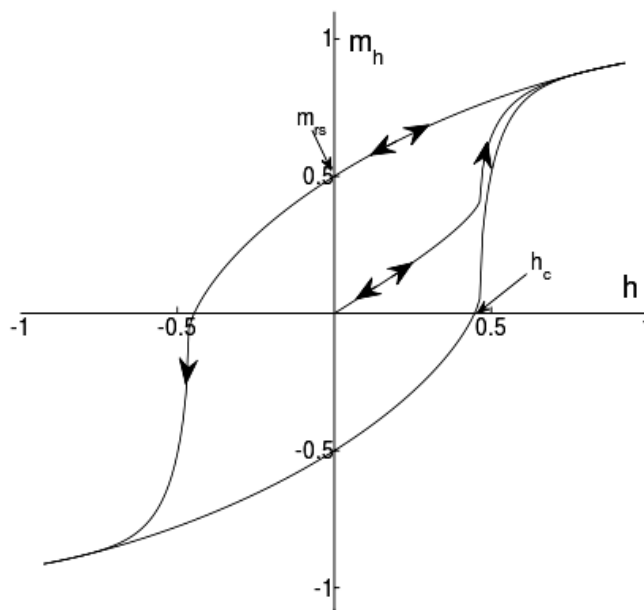
Měřiče magnetické susceptibility mohou být technologicky uzpůsobeny pro měření ve vrtných otvorech (**karotáž magnetické susceptibility**), pro automatické snímání vrtných jader (**skenery**), pro kontaktní měření na povrchu horniny, například na výchozu (**kapametry**) nebo pro velmi přesná laboratorní měření odebraných vzorků uvnitř cívky (**kapamůstky**). Měření musí být kalibrováno na magnetický drift a také na vzájemnou geometrii měřeného vzorku a indukční cívky.

Některé horniny a minerály jsou **magneticky anizotropní**, tzn., že jejich hodnoty magnetické susceptibility se liší v závislosti na směru vnějšího magnetického pole. Susceptibilita těchto materiálů se měří minimálně ve třech na sebe kolmých směrech a vyjadřuje se pomocí elipsoidu, kde minimální, maximální a prostřední hodnota znázorňují délku poloos, podobně jako u elipsoidu deformace. Výsledná **anizotropie magnetické susceptibility** se někdy označuje jako magnetická stavba, která odráží prostorové uspořádání magnetických minerálů v hornině, které může být vyvoláno tektonickým usměrněním podél ploch foliace nebo lineace nebo směrem proudění během sedimentace. Anizotropie magnetické susceptibility se měří na orientovaných vzorcích v kapamůstcích. Například přístroje KLY 4 (Agico) měří susceptibilitu v 15 různých směrech a následně z nich počítají tenzor anizotropie MS metodou nejmenších čtverců.

### 6.1.3. Další magnetomineralogická měření

Pro podrobnější identifikaci magnetického chování minerálů a hornin se používají magnetomineralogické metody. Nejběžnějším typem magnetomineralogických měření je měření **hystereze** ferromagnetických materiálů. Při aplikaci vnějšího magnetického pole na ferromagnet se magnetizace materiálu  $M$  rychle, avšak nelineárně zvyšuje se vzrůstající intenzitou indukovaného magnetického pole  $H$ , dokud nedosáhne asymptoty, která se nazývá magnetická saturace (obr. 28). Pokud, po dosažení saturace vnější magnetické pole budeme snižovat,  $M$  bude klesat odlišnou rychlostí až na maximální hodnotu remanentní magnetizace při nulové hodnotě vnějšího pole, která se nazývá **saturační remanence** (někdy se označuje jako saturační izotermní remanentní magnetizace, **SIRM**). Pro úplné odstranění remanence je nutné

aplikovat záporné (opačně orientované) magnetické pole. Závislost hodnot  $M$  na  $H$  v celém rozsahu  $H$  se nazývá **hysterezní smyčka** (obr. 28). Polovina šířky hysterezní smyčky při nulové hodnotě magnetizace se nazývá **koercivita**.



□

Obrázek 28. Hysterezní smyčka ferromagnetického materiálu:  $h$  – indukující magnetické pole;  $m$  – magnetizace;  $m_{rs}$  – saturační remanence;  $h_c$  – koercivita.

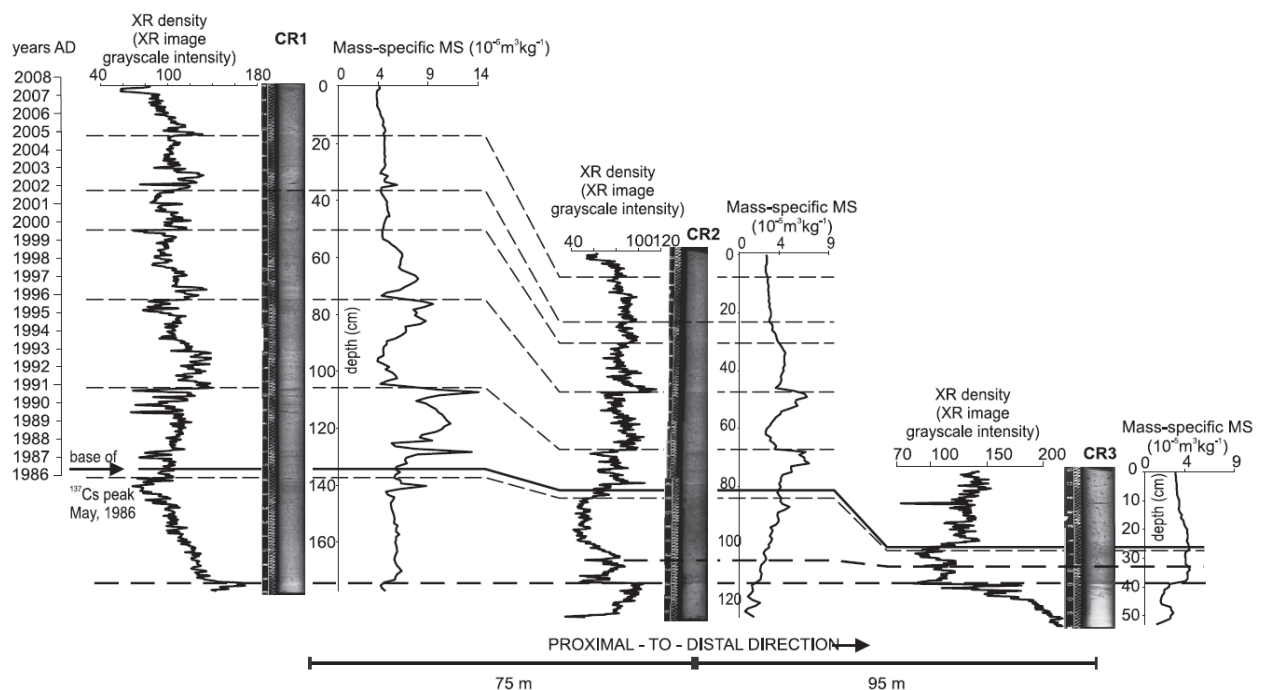
Koercivita (ampér/m) je intenzita vnějšího magnetického pole, která je nutná ke snížení remanentní magnetizace materiálu na nulu poté, co je magneticky satureován. Koercivita tedy měří odolnost materiálu vůči demagnetizaci. **Anhysteretická remanentní magnetizace (ARM)** se indukuje vložením materiálu do střídavého magnetického pole s vysokou intenzitou s nízkým vychylujícím stejnosměrným polem. Amplituda střídavého pole se postupně snižuje až na nulu, kdy dojde k anhysteretické magnetizaci, a poté se pro získání remanence odstraní i vychylující stejnosměrné pole. ARM i SIRM se používají k identifikaci konkrétních minerálních nosičů magnetismu v horninách a jejich zrnitosti.

Tabulka 3. Objemová magnetická susceptibilita běžných hornin při pokojové teplotě (převzato z Telford et al. (1990)).

Hornina	Rozsah $k$ ( $\cdot 10^{-3}$ SI)	Průměr $k$ ( $\cdot 10^{-3}$ SI)
dolomit	0 – 0,9	0,1
vápenec	0 - 3	0,3
pískovec	0 - 20	0,4
jílovec / břidlice	0,01 - 15	0,6
uhlí		0,02
bazalt	0,2 - 175	70
andezit		160

## 6.2. Magnetická susceptibilita minerálů a hornin

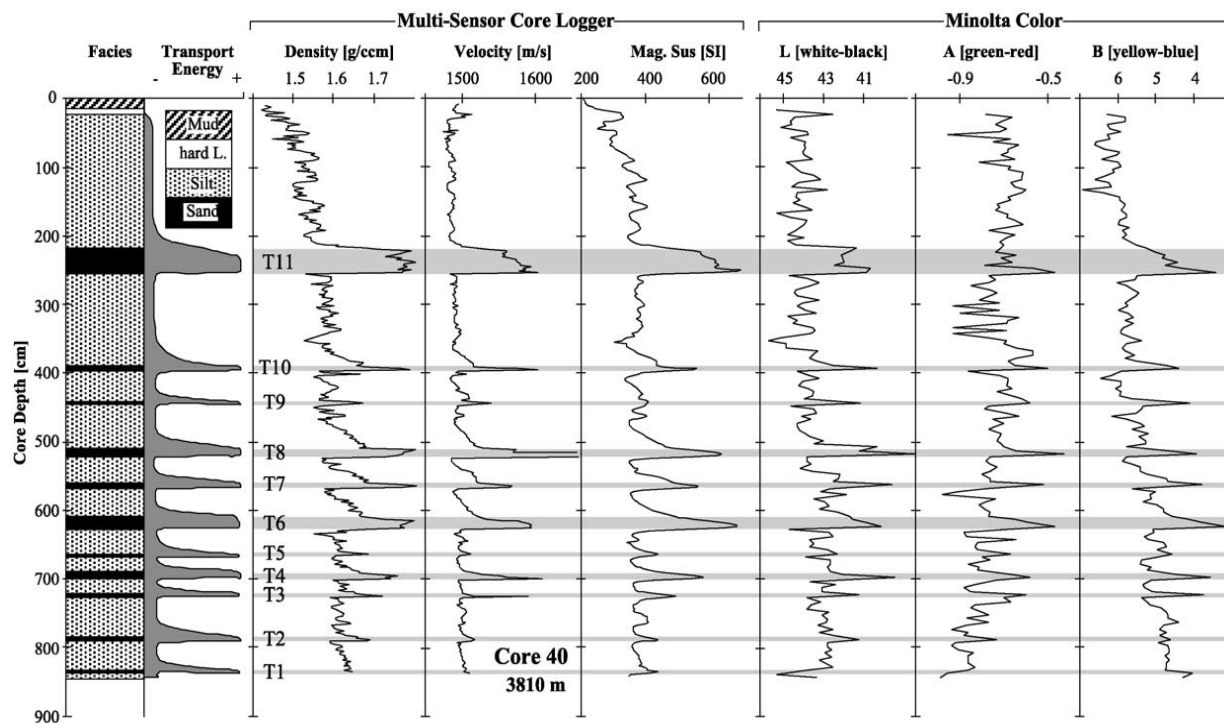
Magnetická susceptibilita hornin je určena susceptibilitami jejích minerálních komponent, které mohou být dia-, para- a ferromagnetické. Celková susceptibilita horniny tedy bude určena koncentracemi a susceptibilitami různě magnetických minerálů nebo jejich velikostí zrna (jednodoménové vs. vícedoménové minerály). Susceptibility hornin se pohybují v rozmezí od  $-1 \cdot 10^{-6}$  do  $2 \cdot 10^{-1}$  SI (Tab. 3), kde záporné hodnoty jsou způsobeny vysokými koncentracemi diamagnetických minerálů, např. halitu. Nosičem nejsilnějšího magnetismu v horninách je železo. V elementární formě je však železo v přírodě vzácné. Častější je železo ve formě ferromagnetických (resp. ferri- a antiferromagnetických) oxidů, hydroxidů, sulfátů a sulfidů (magnetit, titanomagnetit, hematit, maghemit, goethit, pyrrhotin, apod.), které mají zpravidla vysoké magnetické susceptibilitu a jsou nositeli remanentního magnetismu (remanentních magnetických polí), které se využívá v paleomagnetismu (není předmětem těchto skript). Jejich koncentrace v horninách ale bývají zpravidla nízké. Kladné hodnoty susceptibility hornin mohou být také dány přítomností paramagnetických minerálů (slídy, jílové minerály, které nejsou nositeli remanence, avšak jejich koncentrace v horninách může být mnohem vyšší. Hodnoty objemové nebo hmotnostně specifické susceptibilitu mají tedy v horninách velmi široké rozsahy a mnoho stupňů volnosti a pro přesnější použití MS jako proxy je nutná identifikace nosičů magnetismu. Nejnížší hodnoty MS mají monominerální horniny s převahou diamagnetických minerálů, např. **kamenná sůl**, čisté **vápence** a **dolomity**, **psací křída**, **křemenné pískovce**. Nízkou MS má také **uhlí** a **antracit**. Vyšší MS je typická pro horniny s převahou paramagnetických minerálů, např. **jílovce**, **prachovce** a jílovité břidlice. Vysoké hodnoty MS jsou typické pro **vulkanoklastika** bazických a intermediárních magmatitů a jejich intruze (**bazalt**, **andezit**) v sedimentárních sledech.



Obrázek 29. Závislost magnetické susceptibilitu na zrnitosti laminovaných jezerních sedimentů opuštěného ramene řeky Moravy, Česká republika. Písčité povodňové vrstvy se projevují nízkými hodnotami susceptibilitu, podle kterých je možné vrty korelovat. Podle: Bábek et al. (2011).

### 6.2.1. Závislost magnetické susceptibility na zrnitosti klastických sedimentů

Susceptibilita klastických sedimentů obvykle souvisí s jejich **velikostí zrna**. V kontinuální řadě jílovec – pískovec může susceptibilita stoupat s klesajícím obsahem diamagnetického křemene a živců a stoupajícím obsahem paramagnetických fylosilikátů, především jílových minerálů, které odráží zmenšování velikosti zrna. Hodnoty MS pískovců se však mohou zvyšovat v důsledku přítomnosti **ferrimagnetických těžkých minerálů** (ilmenit, magnetit) v prachové a jílové frakci, diagenetickými povlaky hematitu na zrcích pískové frakce (tzv. červené pískovce) nebo přítomností litických klastů v písčité frakci. Světlé křemenné pískovce tedy budou mít nejnižší hodnoty MS. V jezerních sedimentech mohou nízké hodnoty MS indikovat hrubozrnější, normálně gradované laminy písků, které se odlišují od jemnozrnější pozařové sedimentace s vyšší MS (obr. 29). Zcela opačná závislost MS na zrnitosti sedimentu je uvedena na obr. 30, kde písčité vrstvy mají relativně vyšší MS, než pozařové jílovce, protože obsahují prachová zrna detritického magnetitu. Použití MS jako proxy zrnitosti tedy vyžaduje kontrolu dat nezávislou metodou.

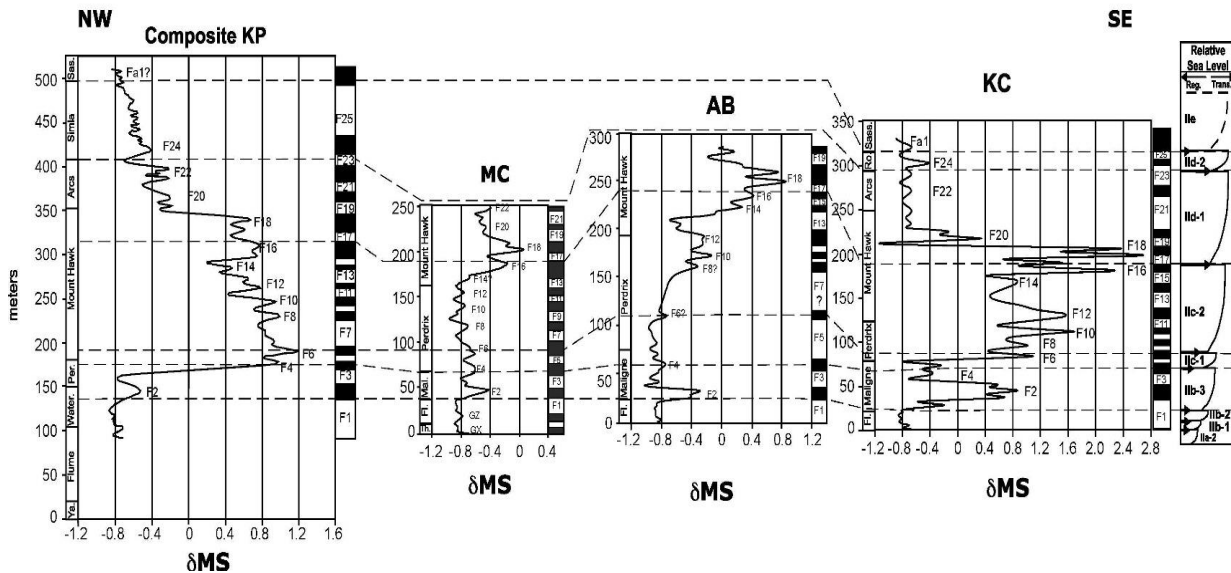


Obrázek 30. Facie, petrofyzikální parametry a optické vlastnosti ve vrtném jádře turbiditních sedimentů Bengálského vějíře. 11 turbiditních vrstev (T) je charakterizováno zvýšenými hodnotami magnetické susceptibility (MS). Upraveno podle: Weber et al (2003).

### 6.2.2. Magnetická susceptibilita karbonátových sedimentů

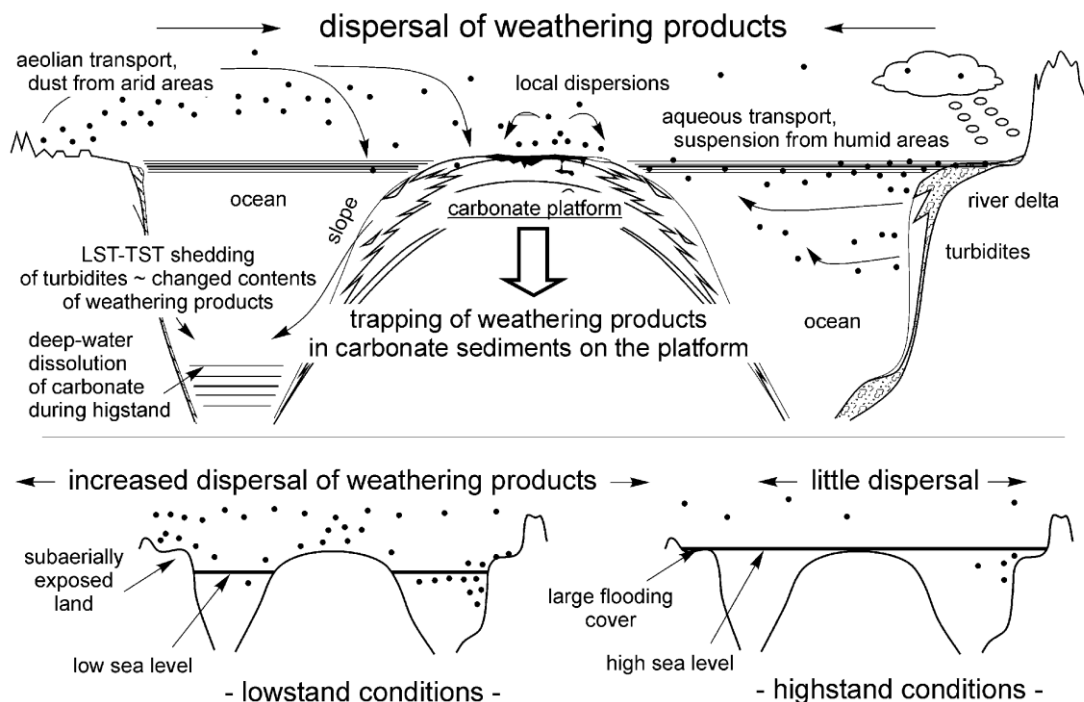
Susceptibilita vápenců a dolomitů je obvykle velmi nízká, což souvisí s diamagnetickým chováním **kalcitu, aragonitu a dolomitu**. Se stoupající příměsí detritických zrn, například paramagnetických jílových minerálů a slíd susceptibilita postupně stoupá v řadě vápenec – slínovec – jílovec. Zvýšené obsahy těchto nekarbonátových minerálů mohou souviset se zvýšením kontinentálního vlivu v marinním prostředí, například progradací říčních delt na

karbonátových šelfech během **regrese** nebo zvýšená intenzita eolického transportu. Signál magnetické susceptibility se proto používá jako proxy poklesů **hladiny světového oceánu**, který vede ke zvýšené erozi a vyššímu přínosu terigenního materiálu do moře. Zvýšení magnetické susceptibility může být také způsobeno snížením primární **produkce CaCO<sub>3</sub>**, zatímco rychlost přínosu nekarbonátových zrn z kontinentu zůstává stejná, například v obdobích **hromadného vymírání** nebo biotických krizí. Oba dva mechanismy mohou být projevem klimatické změny a susceptibilita je proto vnímána jako citlivý paleoklimatologický indikátor. Specifickou stratigrafickou metodou je **magneto-susceptibilitní stratigrafie**, která rozděluje stratigrafický záznam v karbonátových horninách na magneto-susceptibilitní stratigrafické zóny, což jsou v podstatě střídající se kladné a záporné výkyvy na křivkách magnetické susceptibility. Tyto zóny jsou korelovatelné v rámci sedimentační pánve nebo dokonce i globálně. Příklad použití této metody je uveden na obr. 31 z devonu kanadských Skalistých hor. Magneto-susceptibilitní stratigrafie má však řadu úskalí a řada stratigrafů její používání nedoporučuje.



Obrázek 31. Korelace série čtyř profilů karbonátů svrchního devonu v kanadské Albertě na základě magneto-susceptibilitní stratigrafie. Upraveno podle: Whalen - Day (2009).  $\delta MS$  je odchylka magnetické susceptibility od regionálního mediánu. Černobílé kolonky znázorňují magneto-susceptibilitní stratigrafické zóny.

Pokles hladiny oceánu na plochých karbonátových lavicích (platformách) způsobuje jejich vynoření nad hladinu vody, zastavení produkce CaCO<sub>3</sub> benthickými organismy a počátek krasovění. Lavice je vystavena kontinentálním vlivům, zejména větrnému přínosu paramagnetických fylosilikátů nebo ferromagnetických zrn oxy-hydroxidů železa, které zvyšují magnetickou susceptibilitu karbonátů. Produkce karbonátu je zastavena nebo zpomalena, a proto se magnetické minerály nemohou „ředit“ v diamagnetickém CaCO<sub>3</sub> tak, jak je tomu v době, kdy je lavice zaplavena vodou. Tento efekt dále zvyšuje podíl para- a ferromagnetických minerálů a tudíž magnetickou susceptibilitu sedimentu. Regresní horizonty jsou proto v karbonátových systémech obvykle indikovány zvýšenou magnetickou susceptibilitou. Příklady této reakce karbonátových systémů na výkyvy hladiny moře jsou známy z devonu moravskoslezské oblasti i z kvartérních mořských sedimentů (obr. 32, 33).



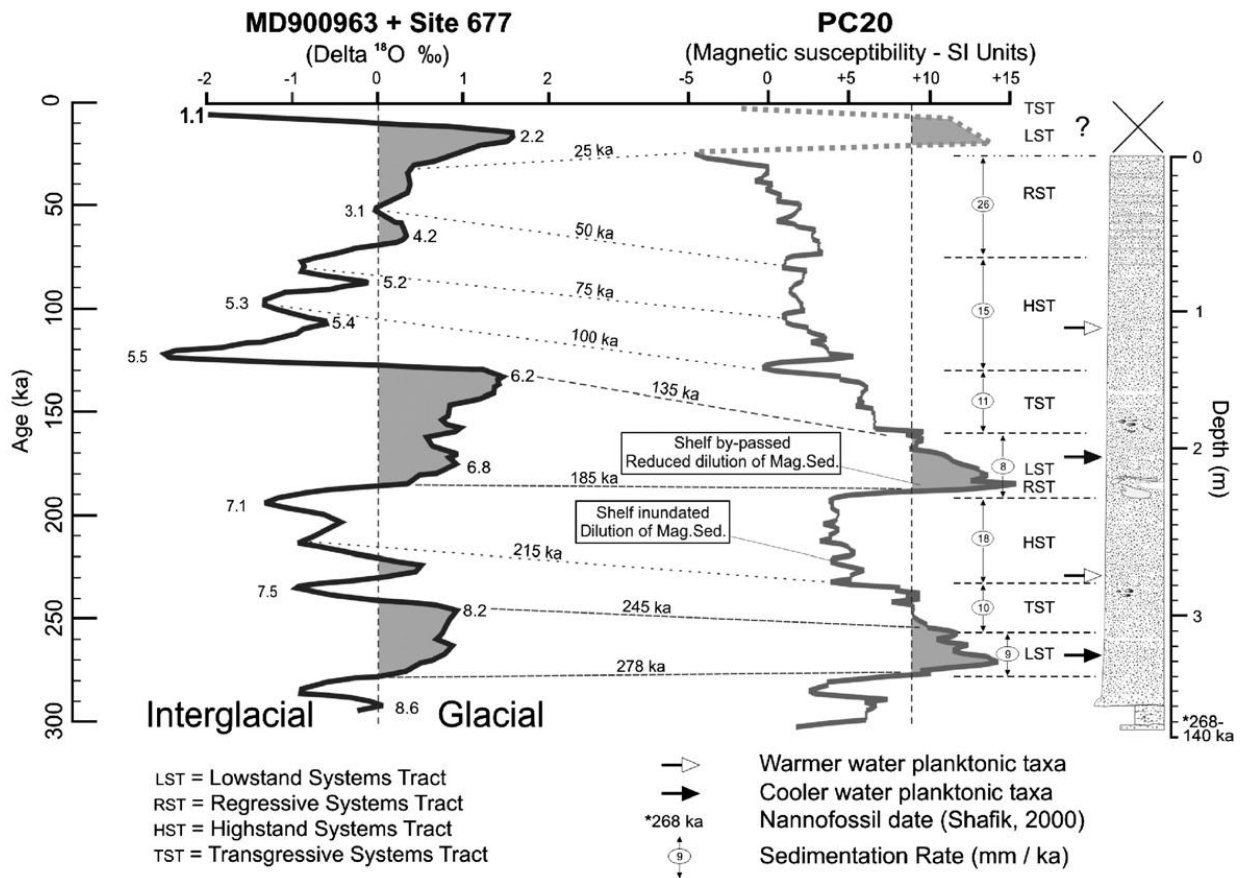
Obrázek 32. Model větrného transportu siliciklastického materiálu na izolované karbonátové lavice. Zvýšený přínos siliciklastik během nízkého stavu hladiny moře vs. snížený přínos během vysokého stavu. Upraveno podle: Hladil (2002).

V hlubokomořských karbonátových sedimentech nebo smíšených karbonát-siliciklastických systémech může magnetická susceptibilita reagovat na rychlost karbonátové produkce. Rychlost produkce  $\text{CaCO}_3$  je za normálních okolností v mořském prostředí závislá na hloubce vody; maximálních hodnot nabývá v hloubkách od 0 do cca 12 metrů pod hladinou a potom postupně klesá až téměř na nulu v hloubkách pod fotickou zónou, několik desítek m pod hladinou. Rychlá produkce  $\text{CaCO}_3$  dodává do sedimentu velké množství diamagnetického kalcitu nebo aragonitu, který „ředí“ para- a ferromagnetická zrna přinesená do vodního sloupce z kontinentu. Se vzrůstající hloubkou dna se efekt ředění snižuje, což vede ke zvyšování magnetické susceptibilita dnových sedimentů. Signál MS se v těchto sedimentačních systémech blíží signálu GRS (viz kapitola 5.3.1) a lze jej využít pro interpretaci do nadloží změlčujících nebo prohlubujících se trendů (obr. 20). Zvýšený přísun klastického materiálu do mořského prostředí a výkyvy produkce  $\text{CaCO}_3$  v oceánu mohou reagovat na cyklické změny klimatu a glacieustatické oscilace mořské hladiny, které mohou být řízeny astronomickou cyklicitou. Magnetická susceptibilita je proto užitečným kvantitativním proxy parametrem v cyklostratigrafii.

### 6.2.3. Pedogeneze a pedogenní magnetická alterace

Magnetická susceptibilita hornin může být silně ovlivněna postdepozičními procesy, jako jsou zvětrávání a **pedogeneze**. V půdách většinou dochází ke zvýšení magnetické susceptibilita, tzv. **magnetickému obohacení**. Zvětráváním primárních minerálů, které obsahují železo v krystalové mřížce dochází k jejich transformačním reakcím na sekundární, často silně magnetické minerály ze skupiny oxy-hydroxidů Fe. Nejčastěji se jedná o **magnetit**  $[\text{Fe}_3\text{O}_4]$ , **maghemit**  $[\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3]$ , **hematit**  $[\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3]$ , **goethit**  $[\alpha\text{-FeO(OH)}]$ , **lepidokrokrit**  $[\gamma\text{-FeO(OH)}]$  a

**ferrihydrat**  $/(Fe^{3+})_2O_3 \cdot 0.5H_2O/$ . Ferrihydrat je metastabilním minerálem, který pravidla rekrystalizuje na více krystalické formy oxy-hydroxidů Fe – goethit a hematit. Vznik sekundárních minerálů železa je podmíněn činností **magnetotaktických bakterií**, které intracelulárně (uvnitř buňky) syntetizují nanometrové krystaly magnetitu nebo extracelulární (mimo buňku) produkcí magnetitu prostřednictvím **Fe-redukujících bakterií** (např. *Geobacter metallireducens*). Bakteriálně produkovaný magnetit se může v půdě rychle transformovat na maghemit. Půdy mohou být magneticky obohacovány také vysokou teplotou například při **požárech**, kdy dochází k oxidačně-redukčním reakcím mezi hematitem, magnetitem a maghemitem a také k dehydrataci lepidokrokitu na magnetit. Magnetické obohacení je urychlováno střídáním redukčních a oxidačních podmínek, které souvisejí s rychlým střídáním půdní vlhkosti a povrchové teploty. Magnetické obohacení půd proto patří mezi nejdůležitější proxy **klimatických podmínek zvětrávání**. Důležitou vlastností pedogenního maghemitu a magnetitu je malá velikost individuálních zrn ( $< 0,03 \mu m$ ), díky které je možné je snadno identifikovat měřením frekvenčně závislé magnetické susceptibility (v rozsahu 0,47 a 4,7 kH).

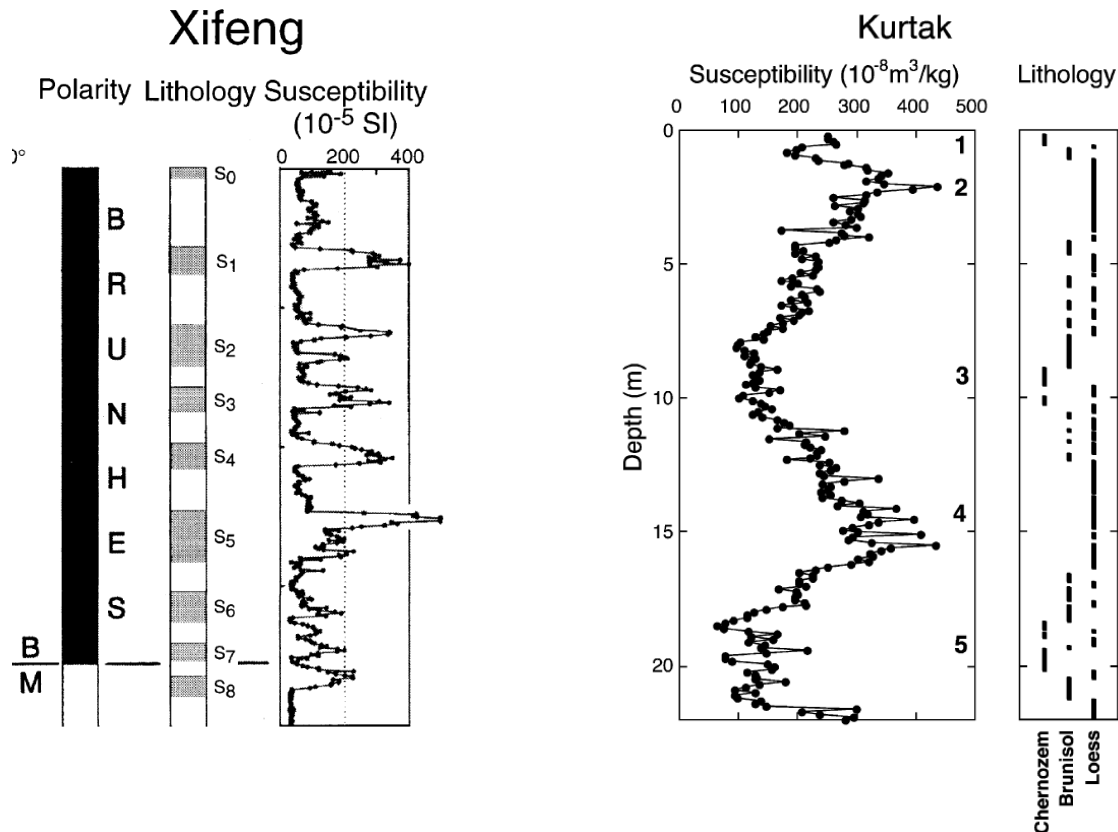


Obrázek 33. Cyklický záznam magnetické susceptibility v kvartérních pelagických sedimentech jižně od Austrálie. Zvýšené hodnoty MS jsou intuitivně korelovány s glaciálními periodami na křivce  $\delta^{18}O$ .

Kromě obohacení může během pedogeneze docházet také ke snížení magnetické susceptibility – **magnetickému ochuzení**. Magnetická susceptibilita při pedogenezi může klesat, pokud obecně dochází k odnosu iontů Fe nebo redukci nebo chelaci železa organickými látkami. V **redukčním prostředí** dochází k rozpouštění ferrimagnetického magnetitu, čím susceptibilita



půdy výrazně klesá a může nabývat nižších hodnot, než susceptibilita matečné horniny. Takové redukční podmínky mohou nastat kupříkladu ve zvodněných glejových půdách. Ovšem i v půdách, které akumulují pedogenní ferrimagnetické minerály a magneticky se obohacují, může během pedogeneze zároveň docházet ke snižování hodnot susceptibility v důsledku **oxidace** pedogenního magnetitu a **tvorbě antiferromagnetického hematitu**, jehož susceptibilita je mnohem nižší.

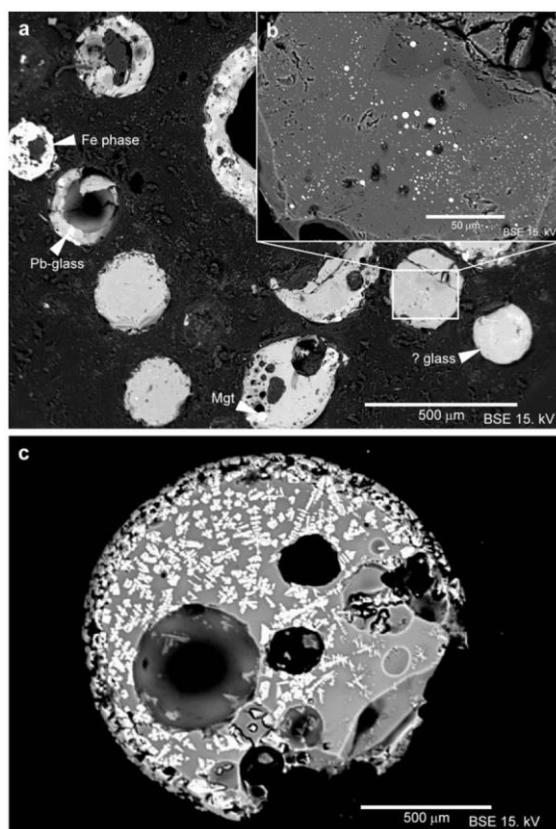


Obrázek 34. Příklady magnetického obohacení a ochuzení půdních horizontů ve spraších. Vlevo: lokalita Xifeng, Čínská sprašová náhorní plošina; S0 – S8 jsou polohy pohřbených paleopůd; B, M jsou magnetostratigrafické chrony Brunhes a Matuyama; upraveno podle: Liu et al. (1993). Vpravo: lokalita Kurtak, jižní Sibiř; upraveno podle: Evans – Heller (2001).

Magnetické obohacení a ochuzení se s úspěchem využívá pro paleoklimatologické rekonstrukce **sprašopůdních komplexů** pleistocénu. V **Čínské sprašové náhorní plošině** (Chinese Loess Plateau), která je největší oblastí akumulace spraší na světě, se měření magnetické susceptibility pohřbených půd používají jako proxy klimatické zonálnosti v kontinentálním prostředí (obr. 34). Střídání poloh **glaciálních spraší** a **interglaciálních pohřbených půd** je doprovázeno střídáním nízkých hodnot susceptibility ve spraších a vyšších hodnot v půdách. Křivky magnetické susceptibility z čínských profilů jsou korelovány s mořskými izotopovými stupni (MIS) v pelagických oceánských sedimentech světového oceánu. Tato korelace je dobrým dokladem skutečnosti, že kvartérní cyklické střídání glaciálů a interglaciálů ovlivňovalo klima globálně. V Čínské sprašové plošině lze také pozorovat vzrůst hodnot magnetické susceptibility holocenních půd zhruba od severu k jihu, napříč klimatickými pásy. Tento nárůst

souvisí se zvyšováním teploty a intenzity srážek přinášených **letním monzunem** z jihovýchodní Asie a slouží jako přímý doklad souvislosti mezi hodnotami magnetické susceptibility v půdách a klimatem, ve kterém tyto půdy vznikají. Podobné pedogenně obohacené sprašopůdní profily jsou obvyklé ve střední a západní Evropě, na Ukrajině nebo v Kazachstánu. Naproti tomu pedogenní magnetické ochuzení spraší je známo například ze sprašopůdních profilů na Sibiři, Aljašce a v Argentině (obr. 34).

Měření magnetické susceptibility se rovněž používá v **geoarcheologii**. V archeologických objektech dochází k magnetickému obohacení v kulturních vrstvách v důsledku: činnosti magnetotaktických a Fe-redukujících bakterií v místech obohacených organickou hmotou (jímky, pohřebiště), tvorby ferrimagnetických oxy-hydroxidů oxidačně-redukčními reakcemi (oxidací karbonátů a sulfidů na magnetit a maghemit, redukcí půdního hematitu na magnetit) za vysokých teplot v okolí a v podloží otevřených ohnišť.

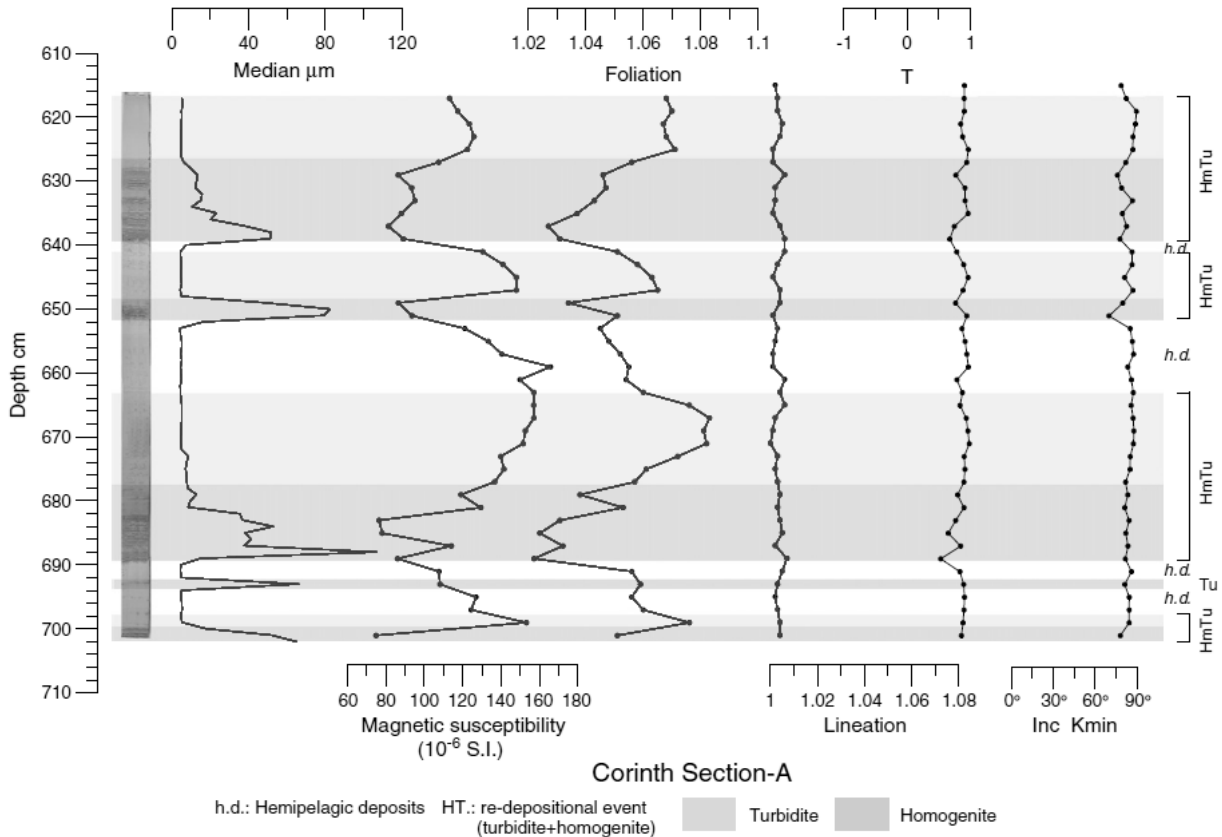


Obrázek 35. Magnetické sférule vyseparované z říčních sedimentů řeky Moravy. Snímky z elektronového mikroskopu. Dendritické útvary na obr. C jsou krystaly magnetitu. Upraveno podle: Faměra et al. (2013).

#### 6.2.4. Antropogenní kontaminace sedimentů a magnetické obohacení

Magnetická susceptibilita se využívá jako indikátoru antropogenního znečištění ve studiích **kontaminace půd** nebo říčních, jezerních a mořských **sedimentů**. Na přírodní ferrimagnetické minerály ze skupiny spinelidů se mohou substitučně vázat některé toxické kovy jako V, Cr, Co, Ni, Zn a Cu, což se projevuje pozitivní korelací mezi obsahy kovů a magnetickou susceptibilitou. Nosiči antropogenní kontaminace mohou být rovněž magnetické antropogenní částice (zpravidla sférické částice) **polétavých popílků**, které vznikají spalováním uhlí nebo jinou průmyslovou

výrobou. Při vysokoteplotním spalování fosilních paliv dochází k oxidaci sulfidů a karbonátů železa za vzniku oxidů – magnetitu a hematitu, které vytváří společně se silikáty hliníku nebo s amorfním křemenem duté sférické částice – **sférule** (obr. 35). Během vysokoteplotního spalování se do strukturní mřížky ferrimagnetických minerálů sférulí vážou toxické kovy. Toxické kovy, nejčastěji ve formě metaloidů nebo organických komplexů, se také mohou adsorbovat na povrch magnetických minerálů za běžných teplot v prostředí, nejčastěji na povrch ferrimagnetických minerálů, goethitu, hematitu nebo paramagnetických jílových minerálů a slíd.



Obrázek 36. Zrnitost, objemová magnetická susceptibilita a anizotropie susceptibility v kvartérních turbiditních vrstvách korintského zálivu. Hrubozrnné báze turbiditů (medián zrnitosti v mm) mají nízkou MS a nízké hodnoty magnetické foliace. Vyšší členy turbiditních vrstev (homogenity) mají výrazné magnetické usměrnění v podobě vysokých hodnot magnetické foliace. Upraveno podle: Campos et al. (2013).

K hlavním zdrojům magnetického znečištění a na ně vázané kontaminace toxickými kovy patří průmysl (hutě, koksovny, cementárny, teplárny), vysokoteplotní spalování fosilních paliv v tepelných elektrárnách, automobilová doprava, průmyslové odpady. Magnetické sférule se mohou mechanicky šířit a velikostně třídit vzdušným a vodním transportem. Jejich výskyt v říčních sedimentech je proto ovlivněn zrnitostí sedimentu a podléhá stejným zákonitostem jako transport přírodních detritických magnetických částic (viz kapitola 6.3.1). Magnetické obohacení doprovázené zvýšenými obsahy kovů je také typické pro přípovrchové partie půdních horizontů, kde o antropogenní ferrimagnetické částice bývají obohaceny fermentační a hulické horizonty půd.

#### 6.2.5. Anizotropie magnetické susceptibility

**Anizotropie magnetické susceptibility** (AMS) může v klastických sedimentech indikovat směry **pale proudění** v důsledku přednostního usměrnění zrn s vyšší magnetickou susceptibilitou. V pozdně pleistocenních a holocenních sedimentech korintského zálivu (obr. 36) byly ve vrstvách turbiditů a pozadřových hemiplegických sedimentů odlišeny různé signály MS a AMS. Zatímco hrubozrnnější báze turbiditních vrstev mají výrazně nižší objemovou MS a nízké hodnoty plošného usměrnění magnetické susceptibility (**magnetické foliace**), jemnozrnnější vyšší členy turbiditních vrstev (tzv. homogenity) mají velmi výraznou magnetickou foliaci a tedy plošné uspořádání magnetických zrn v důsledku pomalého usazování jemnozrnných částic z turbiditního proudu. AMS je v tomto případě dobrým indikátorem přítomnosti turbiditních vrstev, které jsou vyvolány lokálními zemětřeseními.

## **Doporučená literatura**

- Crick RE, Ellwood BB, Hladil J, El Hassani A, Hrouda F, Chlupáč I (2001) Magnetostratigraphy susceptibility of the Pridolian–Lochkovian (Silurian–Devonian) GSSP (Klonk, Czech Republic) and a coeval sequence in AntiAtlas, Morocco. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 167, 73–100.
- Ellwood BB, Crick RE, El Hassani A (1999) The magneto-susceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) method used in geological correlation of Devonian rocks from Anti-Atlas Morocco. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 83, 1119–1134.
- Evans ME, Heller F (2001) Magnetism of loess / palaeosol sequences: recent developments. *Earth Science Reviews* 54: 129 – 144.
- Maher BA (1998) Magnetic properties of modern soil and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 137: 25 – 54.
- Petrovský E, Kapička A, Jordanova N, Knab M, Hoffmann V (2000) Low-field magnetic susceptibility: A proxy method of estimating increased pollution of different Environmental systems. *Environmental Geology* 39: 312-318.
- Rothwell RG (2006) *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Geological Society Special Publication 267. 266 p. London
- Telford WM, Geldart, Sheriff RE (1990) *Applied Geophysics, Second Edition*. Cambridge University Press. 769 pp.
- Whalen MT, Day JE (2010) Cross-basin variations in magnetic susceptibility influenced by changing sea level, paleogeography, and paleoclimate: Upper Devonian, Western Canada Sedimentary Basin. *Journal of Sedimentary Research* 80, 1109–1127.

## 7. Barva sedimentu a odraznostní spektroskopie

**Barva** je vizuálním vjemem lidského oka, který je odvozen ze světelného (viditelného) spektra elektromagnetického záření. **Viditelné spektrum** (VIS, visible) elektromagnetického záření se pohybuje ve vlnově-délkovém rozsahu od 400 do 700 nm. Barva je určena světelným spektrem, které interaguje se fotoreceptory v lidském oku. Spektrum přicházející do lidského oka je ovlivněno fyzikálními vlastnostmi světelného zdroje a materiálu, jako jsou absorpce světla, odraznost nebo emisní charakteristika, které jsou závislé na chemickém složení a (krystalové) struktuře materiálu. Barvu lze na základě těchto parametrů kvantifikovat a jednoznačně identifikovat pomocí souřadnic v tzv. barevného prostoru. Studium barev, jejich kvantifikací a spektrální charakteristikou ve viditelném světle se zabývá obor **kolorimetrie** nebo **spektrofotometrie**. V horninách může být barva indikátorem přítomnosti nebo kvantitativní koncentrace specifických minerálů nebo organické hmoty a proto představuje důležitý proxy parametr.

Barva je jednou ze základních vlastností minerálů. Barva minerálu je způsobena **absorpcí** části viditelného světla elektrony tzv. **chromoforů**, což jsou atomy prvků, které určují barvu látek. **Idiochromatické** prvky jsou základními prvky struktury minerálu a jejich podíl na barvě minerálu je diagnostický. Minerál má díky nim stálou barvu. Příkladem takových minerálů je malachit (zelený) nebo azurit (modrý). Naproti tomu **alochromatické** prvky jsou v minerálu obsaženy jen jako stopové příměsi, avšak jejich přítomnost může barvu silně ovlivnit, například červený rubín a modrý safír jsou různě barevné variety minerálu korundu. Kvantitativní zpracování barevného signálu se v geologii využívá především ve výzkumu **vrtných jader** marinních sedimentů v rámci oceánských vrtných programů. Pro měření se používají **automatické skenery** vrtných jader s vysokým vertikálním rozlišením (mm). Běžné je i laboratorní měření práškových preparátů ze vzorků odebraných na výchozech nebo z vrtů metodami **odraznostní spektroskopie**. Moderní **kolorimetrické skenery** jsou schopné i měření přímo v terénu.

### 7.1. Barevné modely

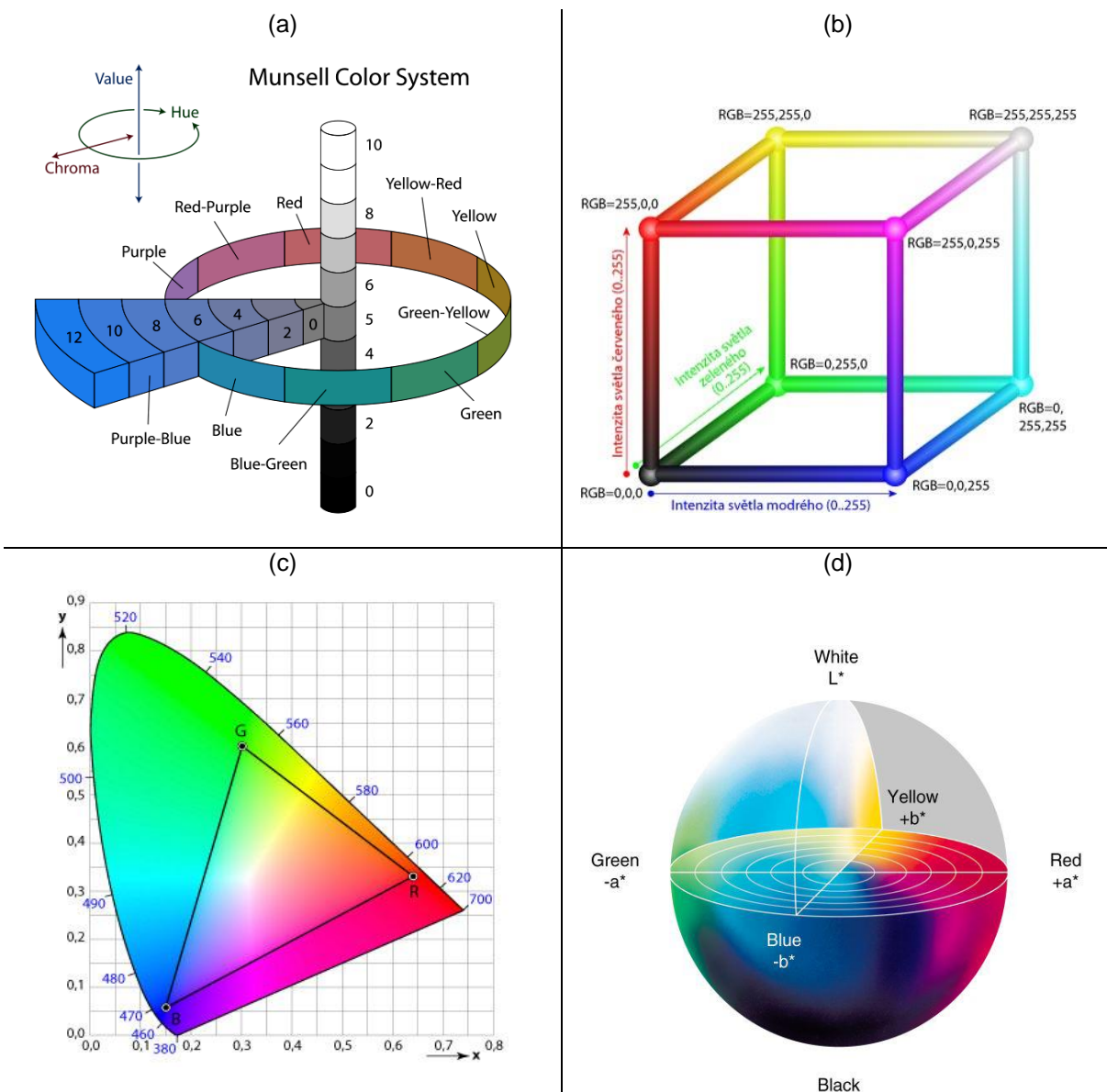
Barva se kvantitativně vyjadřuje pomocí prostorových barevných modelů, kde jsou individuální barvy vyjádřeny jako body v systému tří souřadnic. Většina modelů v sobě odráží spektrální charakteristiku ve viditelném světle, například pomocí tří chromatických souřadnic RGB, které jsou základními součástmi světelného spektra.

#### 7.1.1. Munsellův systém

V geologii a pedologii se pro kategorizaci barvy tradičně používá tzv. **Munsellův systém**, což je semikvantitativní popis barvy pomocí tří diskrétních proměnných, **barevný tón** (hue), **jas** (value) a **syťost** (chroma). Barevný tón je kruhovou stupnicí s pěti základními barvami (R – červená, Y – žlutá, G – zelená, B – modrá a P – purpurová), mezi něž je vloženo pět kombinací těchto barev (YR – žluto-červená, GY – zeleno-žlutá, BG – modro-zelená, PB – purpurovo-modrá, RP – červeno-purpurová). Jas je definován na numerické škále od 0 (absolutně černá) přes daný barevný tón až po 10 (absolutně bílá). Syťost popisuje přechod od neutrální šedé k čistému odstínu (barevnému tónu) při stálé hodnotě jasu. Nulové hodnoty syťosti označují šedou škálu (její odstín záleží na úrovni jasu) (obr. 37). Munsellův systém je kalibrován pomocí tzv. Munsellovy tabulky barvy půd (Munsell soil color chart), která je rozšířena zejména v pedologii

### 7.1.2. Systém RGB

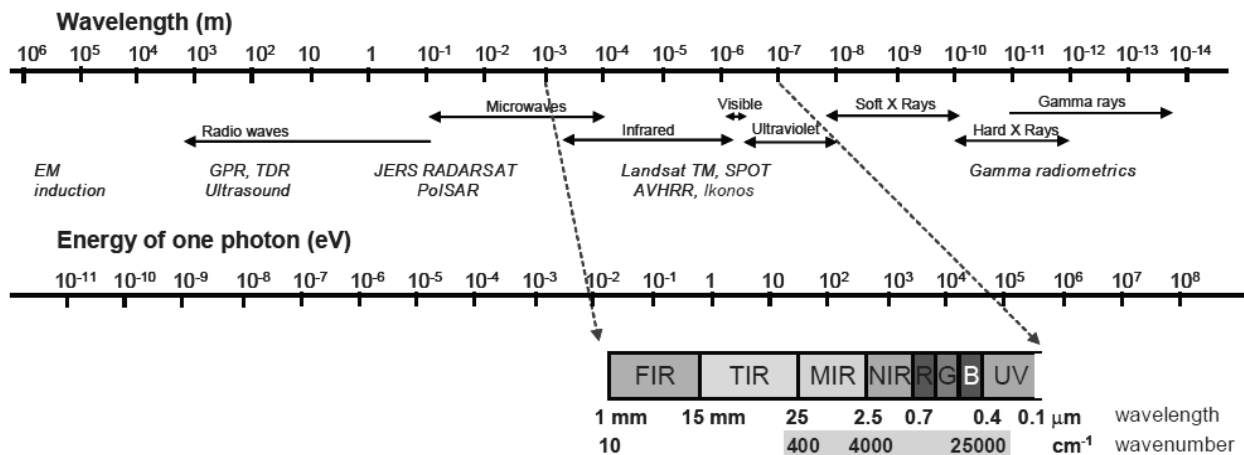
Barva je v systému RGB tvořena aditivním smísením tří základních barev, **červené (R)**, **zelené (G)** a **modré (B)**. Jejich příslušné monochromatické stimuly odpovídají vlnové délce 700 nm (R), 546 nm (G) a 436 nm (B) viditelného světla. V osmibitovém digitálním systému se hodnoty R, G a B vyjadřují jako celá čísla v rozsahu 0 (nejtmavší) až 255 (nejsvětlejší). Kombinace hodnot R, G a B vytváří barevnou paletu (gamut)  $(2^8)^3$  tj. 16 777 216 různých odstínů. Graficky lze tuto paletu znázornit jako krychli složenou ze tří ortogonálních karteziánských souřadnic R, G a B (obr. 37). Konkrétní barva je reprezentována jako bod uvnitř této krychle. Všechny šedé odstíny jsou seřazeny v tělesné úhlopříčce od černé (R = G = B = 0) až po bílou (R = G = B = 255). Protože model RGB se nejčastěji využívá k zpracování barvy v počítačích, lze jej v geologické praxi použít pro kvantifikaci barvy z digitálních fotografií.



Obrázek 37. Barevné modely: (a) Munsellův systém, (b) model RGB, (c) CIE x,y, (d) CIE La\*b\*.

### 7.1.3. Modely CIE (xy, Lab)

Mezinárodní komise Commission International de l'Éclairage (CIE) standardizovala v roce 1931 systém barev na základě definice světelného zdroje, pozorovatele a použité metodiky pro odvozování hodnot barev. Model **CIE Yxy** se skládá ze složky Y, která představuje jas a dalších dvou složek x a y, které jsou představují virtuální, matematický popis původního spektra. V roce 1976 komise **CIE** definovala barevný model **L\*a\*b\*** (obr. 37), který se skládá ze tří složek, světlosti (Lightness, **L\***), která se pohybuje v rozmezí hodnot 0 (černá) až 100 (bílá), **barevné složky a\***, která definuje barevnou osu od zeleno-modré (záporné hodnoty) po červeno-purpurovou (kladné hodnoty) a **barevné složky b\***, která definuje barevnou osu od modro-purpurové (záporné hodnoty) po zeleno-žluto-červenou (kladné hodnoty). Hodnoty a\* a b\* se pohybují v rozmezí -128 až +127. Systém CIE Lab má největší rozsah zaznamenaných barev v barevné paletě (gamutu).



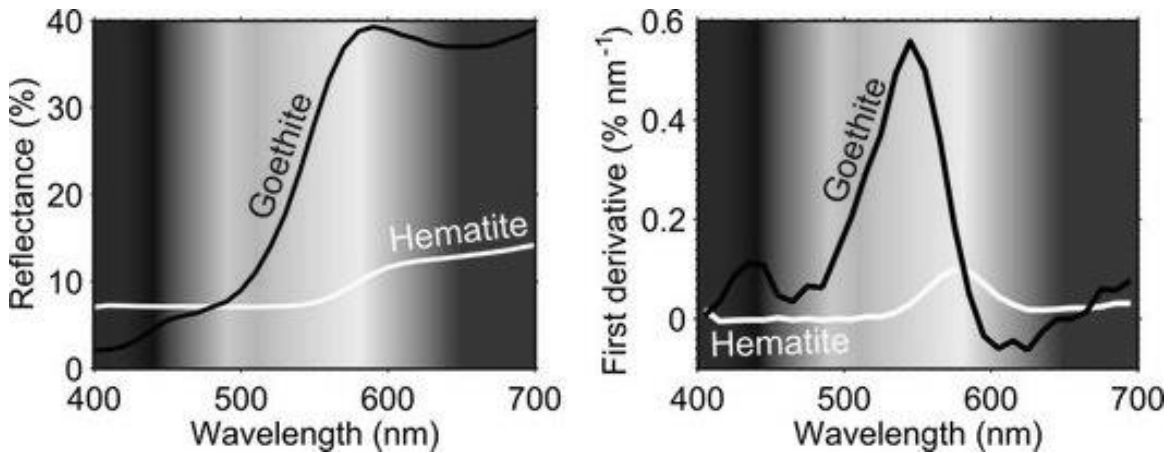
Obrázek 38. Elektromagnetické spektrum záření s vyznačením ultrafialové (UV), viditelné (RGB), blízké (NIR), střední (MIR) a daleké (TIR, FIR) infračervené části spektra. Upraveno podle: Viscarra Rossel et al. (2006).

### 7.1.4. Barevné spektrum a spektrální křivky

Absorpce určitých částí viditelného spektra je podstatou barvy materiálů a lze ji vyjádřit pomocí **odraznosti**. Odraznost či odrazivost je část dopadajícího elektromagnetického záření, která se odrazí od rozhraní (povrchu materiálu). Měřením odraznosti materiálů se zabývá spektrofotometrie. Výsledkem měření **spektrofotometru** je odraznostní **spektrální křivka**, která vyjadřuje odraznostní vlastnosti materiálu jako funkci vlnové délky. Spektrofotometry jsou schopné měřit roztoky, průhledné nebo neprůhledné pevné látky nebo plyny zpravidla v rozmezí vlnové délky od 200 do 2500 nm. Změřená odraznostní charakteristika je porovnána s interním standardem, například bílým síranem barnatým. Vlnově-délková pásma se rozdělují na **viditelné** (VIS, visible) od 400 do 700 nm, **ultrafialové** (UV, ultraviolet) od ~200 do 400 nm, **blízké infračervené** (NIR, near-infrared) od 700 do 2500 nm a **střední infračervené spektrum** (MIR, mid infrared, 2500 – 25000 nm) (obr. 38). V geologické praxi se běžně používá metoda **difuzní odraznostní spektroskopie** (DRS, diffuse reflectance spectroscopy), ve které je analyzován odraz spektra ve velkém množství úhlů na rozdíl od jen jednoho úhlu v případě zrcadlového odrazu. Ideální difuzní spektrum má stejnou světelnost ve všech směrech přiléhajících k odraznému povrchu (Lambertův poloprostor).

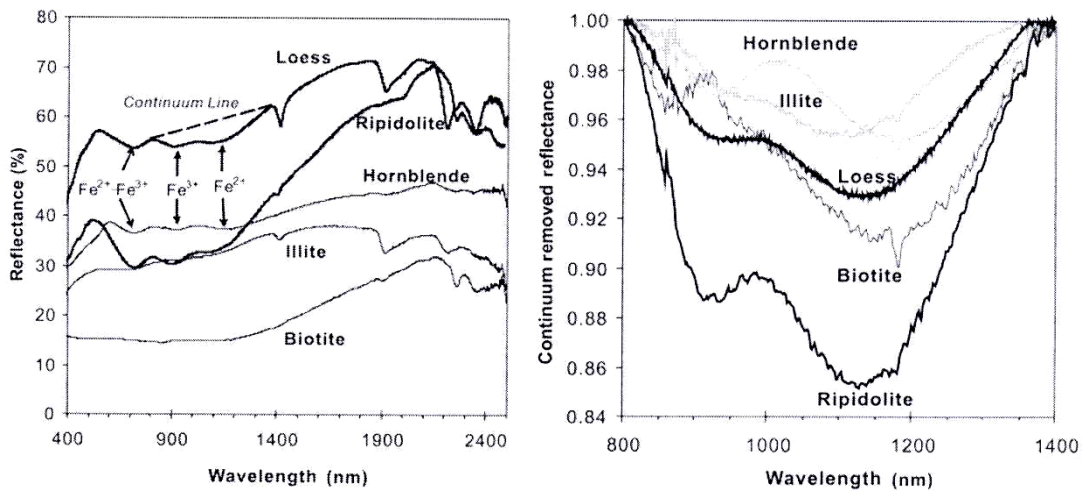


Pomocí spektrální křivky lze charakterizovat specifické **minerály** a také jejich **chemickou variabilitu**. Charakteristické spektrální křivky mají například goethit, hematit (obr. 39), illit, biotit, obecný amfibol, ripidolit, karbonáty (kalcit, dolomit a aragonit) nebo **organický uhlík** v sedimentu. Absorpce dopadajícího světla je dána absorpčními pásmy, které jsou pro daný minerál charakteristické a které se na odraznostní křivce projeví jako minimum odraznosti. Pro přesnou lokalizaci okrajů absorpčních pásem, které přímo souvisí s barevným tónem minerálu, se používá 1. a 2. derivace odraznostní funkce. Hlavní maximum na křivce 1. derivace odraznostní křivky červeného hematitu se nachází v rozmezí 565 až 575 nm, kdežto žlutavý goethit je charakterizován dvěma absorpčními pásmy v úrovni 435 nm a 535 nm (obr. 39).



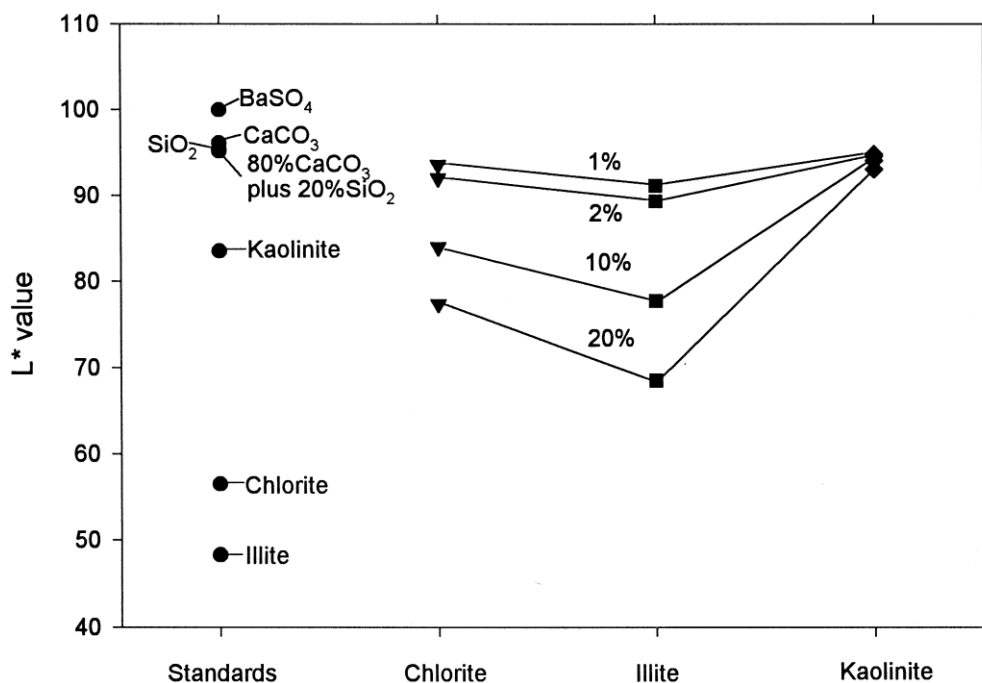
Obrázek 39. Odraznostní křivky goethitu a hematitu (vlevo) a 1. derivace s charakteristickými maximy hematitu (565 až 575 nm) a goethitu (435 + 535 nm).

Většina minerálů je ve viditelném světle podle spektrální charakteristiky neidentifikovatelná, avšak řada minerálů má charakteristické absorpční pásy v blízkém nebo středním infračerveném záření. Příklady odraznostních křivek vybraných minerálů jsou uvedeny na obr. 40.



Obrázek 40. Charakteristické odraznostní křivky illitu, biotitu, obecného amfibolu, ripidolitu a spraše ve VIS + NIR spektru (vlevo) a detrendovaná část spektra těchto minerálů ve spraši v rozmezí 800 až 1400 nm (vpravo). Upraveno podle: Ji et al. (2006).

sedimentárních horninách je odraznostní křivka součtem odraznostních charakteristik všech obsažených minerálů a jejich koncentrací a jednotlivá absorpční pásma charakteristická pro konkrétní minerály se mohou překrývat, sčítat nebo navzájem rušit. Odvození kvalitativní přítomnosti nebo dokonce koncentrace jednotlivých složek ze spektrálních křivek je poměrně komplikovaná záležitost, která vyžaduje použití metod **dekonvoluce** nebo **vícerozměrných statistických metod**, které slouží k identifikaci kolorimetrických faktorů v rozsáhlých souborech měření: např. rozklad matic, vícenásobná regrese metodou nejmenších čtverců, analýza hlavních komponent nebo faktorová analýza. Ve stratigrafické analýze se místo identifikace nebo kvantifikace konkrétních minerálů často používá vybraných spektrálních nebo **kolorimetrických proxy** parametrů. Nejčastěji se používá **jas (CIE L\*)** a hodnoty **CIEa\*** a **CIEb\***, procentuálního vyjádření **odraznosti v barevných pásmech** fialové (400 – 450 nm), modré (450 – 490 nm), zelené (490 – 560 nm), žluté (560 – 590 nm), oranžové (590 – 630 nm) a červené (630 – 700 nm). Odraznost v červeném pásmu se někdy v pedologických vědách označuje jako **index červenosti**, který je důležitým indikátorem půdního hematitu.



Obrázek 41. Variabilita hodnot CIE L\* v závislosti na minerálním složení karbonátového sedimentu. Obrázek ukazuje experimentální mísení CaCO<sub>3</sub> s jílovými minerály. Ve sloupci standardy jsou uvedeny hodnoty CIE L\* pro minerály použité pro studium směsí a pro kalibrační standard BaSO<sub>4</sub>. Ve sloupcích chlorit, illit a kaolinit všechny vzorky obsahují 80% karbonátu. U směsí s koncentrací 1%, 2%, 10% a 20% bylo ke směsi přidáno adekvátní procento SiO<sub>2</sub>. Upraveno podle: Balsam et al. (1999).

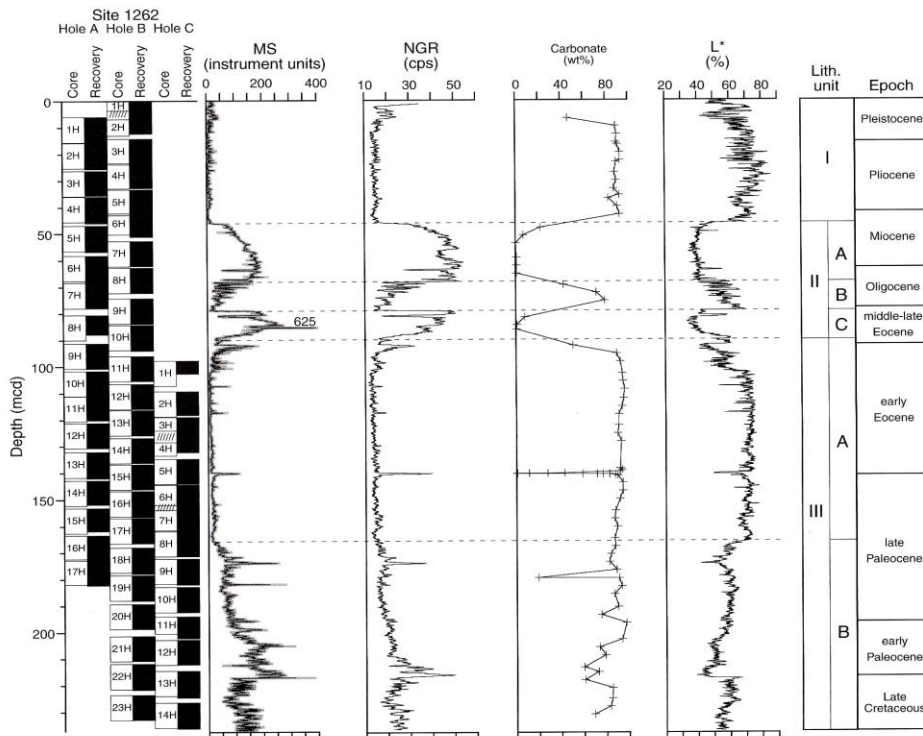
## 7.2. Geologické využití spektrální odraznosti

### 7.2.1. Využití odraznosti v šedé škále

Odraznost v šedé škále (jas) se využívá pro kvantifikaci **obsahu CaCO<sub>3</sub>** v smíšených karbonát – siliciklastických horninách. Kalcit má ve viditelném světle typicky plochou křivku a vysoké hodnoty odraznosti. V jádrech odebraných z kvartérních pelagických sedimentů v rámci oceánských vrtných programů byla prokázána silná korelace mezi obsahem CaCO<sub>3</sub>, jasnem

(celkový součet odraznosti v rozsahu 400 až 700 nm) a parametrem CIEL\*. Vrstvy obohacené o CaCO<sub>3</sub>, které mají vyšší hodnoty jasů a CIEL\*, vznikaly v interglaciálních periodách v důsledku rychlejší produkce karbonátu ve fotické zóně. Naopak v sušších a chladnějších glaciálních intervalech byla produkce CaCO<sub>3</sub> v oceánu utlumena a nižší vegetační pokryv na kontinentech, zvýšená eroze a zvýšený větrný transport dodávaly do oceánů tmavší terigenní materiál (zejména jílové minerály), které hodnoty jasů snižují. Pro kalibraci barevnostních dat se používají směsné experimenty – k matici tvořené CaCO<sub>3</sub> se přidává známé množství barevných minerálních příměsí a výsledné hodnoty odraznosti a barevných parametrů se následně korelují s koncentrací. Například příměs 20 % terigenního illitu v mořském karbonátu je schopna snížit jas až o 30% a stejná koncentrace chloritu snižuje jas o 20%. Naproti tomu světlý kaolinit v koncentraci 20% jas sedimentu nijak výrazně neovlivňuje (obr. 41). Jas sedimentu může být dále velmi výrazně ovlivněn přítomností **organické hmoty**, která jas obecně snižuje. Střídání vrstev obohacených o organickou hmotu s vrstvami čistých karbonátů se potom projevuje jako výrazný cyklický signál na křivce jasů / CIEL\*.

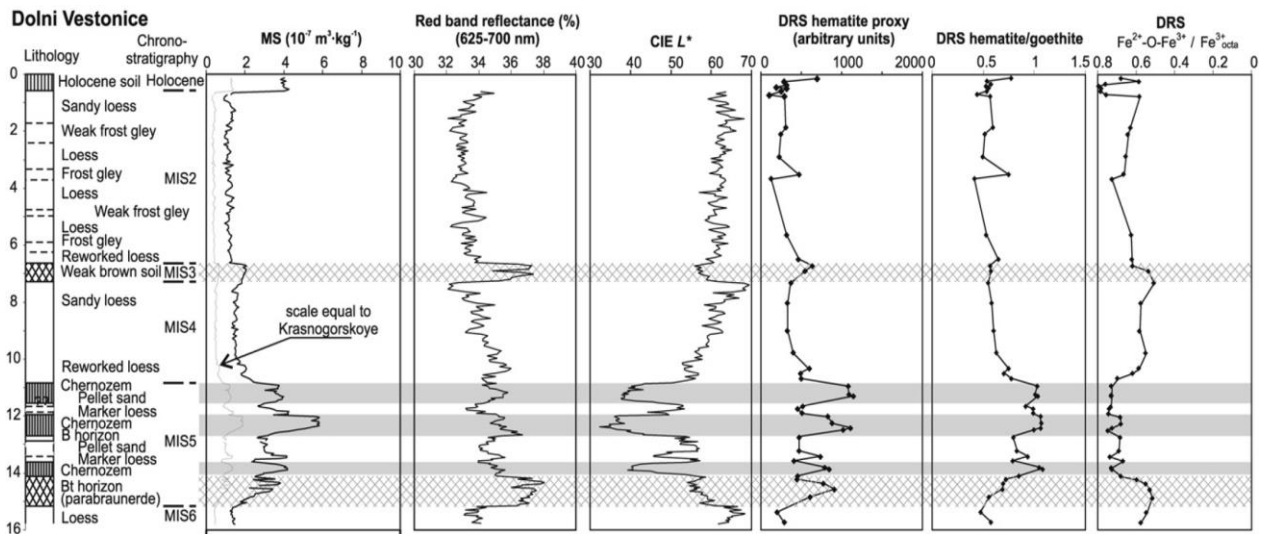
Použití barevnostních proxy pro obsah CaCO<sub>3</sub> (dobrá vzájemná korelace) dobře funguje v holocenních a svrchnopleistocenních sedimentech, avšak ve starších vrstvách tato korelace nemusí být významná. Vztah mezi barvou a obsahem CaCO<sub>3</sub> je dále negativně ovlivněn nasáknutím sedimentu vodou, velikostí zrna a přítomností autigenních minerálů. Barva sedimentu v šedé škále se přesto úspěšně používá jako kvantitativní proxy pro stratigrafickou korelaci v chronostratigrafii (obr. 42), v cyklostratigrafii sledů vápenců a slínovců a jako vstupní data pro orbitální ladění cyklostratigrafického záznamu od mesozoika až po recent.



Obrázek 42. Multiproxy záznam z oceánských sedimentů ve vrtech ODP 1262. Hodnoty CIL\* dobře korespondují s obsahem karbonátu, magnetickou susceptibilitou (MS) a přirozenou radioaktivitou (NGR) a vykreslují korelovatelné úrovně od svrchního eocénu do spodního pliocénu a také hranici křída/terciér. Podle: Rothwell - Rack (2006).

### 7.2.2. Použití barevných proxy v pohřbených půdách

Půdní prostředí je charakteristické zvětráváním primárních minerálů a minerálními transformacemi oxy-hydroxidů Fe (goethit, hematit, atd.), které mohou být důležitými chromofory. Barva půd je dále ovlivňována přítomností a množstvím organické hmoty a srážením sekundárních karbonátů a dalších minerálů. Z toho vyplývá velmi široké využití barevných modelů a spektrální odraznosti v pedologii a stratigrafii pohřbených půdních horizontů (paleopůd). Jas nebo CIEL\* se dají využít k základnímu stratigrafickému rozčlenění poloh spraší a půd. Půdy mají obecně nižší jas ú CIEL\*, což je způsobeno vyšším obsahem organické hmoty, barevných oxy-hydroxidů Fe a nižším obsahem CaCO<sub>3</sub>, než ve spraších. Křivka jasu může docela dobře pozitivně korelovat s křivkou magnetické susceptibility, například v magneticky obohacených paleopůdách Čínské sprašové náhorní plošiny.



Obrázek 43. Variabilita hodnot odraznosti v červeném pásmu, CIEL\*, poměru hematit/goethit a poměru Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> v kvartérním sprašopůdním archívu v Dolních Věstonicích, jižní Morava. Upraveno podle: Bábek et al. (2011).

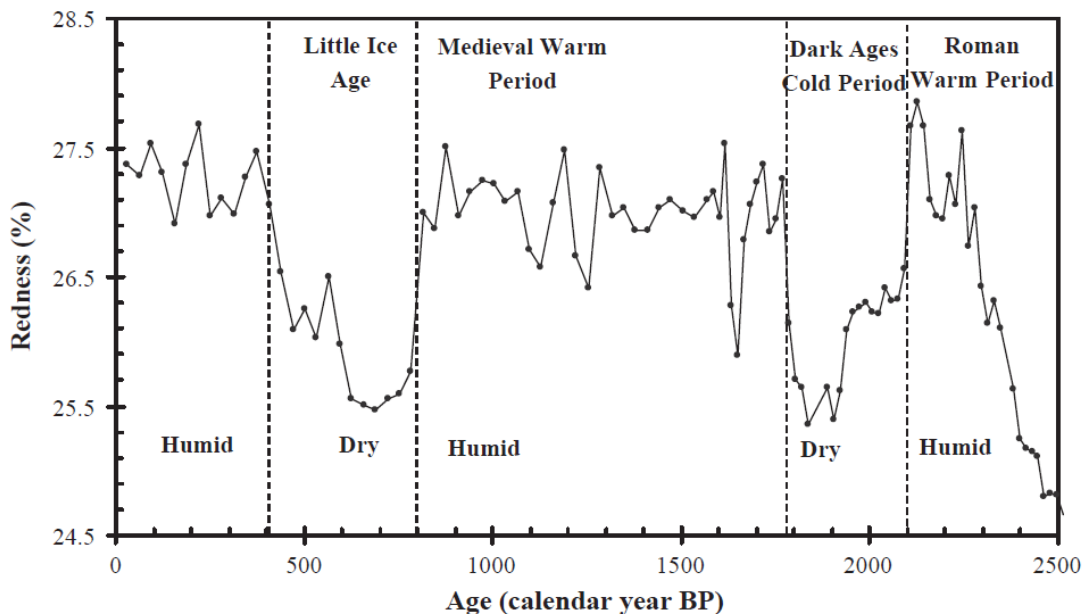
Pro vyjádření oxidačního stupně půd se používá index červenosti, který je vázán na obsah červeného hematitu. Hematit ( $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) představuje nejvyšší oxidační stupeň oxy-hydroxidů Fe a indikuje oxidační podmínky v půdě, které odpovídají střídavému zvlhčování a vysoušení půdy. Naproti tomu srážení goethitu v půdách vyžaduje chladnější a vlhčí klima. Oba minerály jsou dobře definovány odraznostními charakteristikami ve viditelném světle. **Podíl hematitu / goethitu (Hm/Gt)** v půdách proto může sloužit jako užitečný proxy indikátor intenzity srážek. Pomocí barevných proxy lze identifikovat a kvantitativně vyjádřit rozdíly mezi různými typy půd, například černozeměmi a hnědozeměmi (brunisoly), a interpretovat **oxidačně redukční podmínky** jejich vzniku. Odraznostní spektroskopie tak vhodně doplňuje magnetickou susceptibilitu a magnetomineralogické proxy ve sprašopůdních archívech kvartérních klimatických změn. Kombinované studium odraznostních parametrů půdních horizontů ve svrchnopleistocenních spraších v Dolních Věstonicích je uvedeno na obr. 43. **Černozemě** se projevují vysokou magnetickou susceptibilitou díky obsahům pedogenního magnetitu a maghemitu, avšak mají nízké hodnoty jasu díky zvýšenému obsahu organické hmoty, nízké hodnoty odraznosti v červeném pásmu (nízký obsah hematitu) a vyšší poměr Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup>. Tyto

parametry indikují relativně slabší prokysličení během pedogeneze. Naproti tomu **brunisol** mají nižší susceptibilitu a vysokou odraznost v červeném pásmu (vyšší obsahy slabě magnetického hematitu), nízký obsah organické hmoty (vysoký jas) a nižší poměry  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$ , které společně indikují dobré prokysličení během pedogeneze.

VIS, NIR a MIR odraznostní spektroskopie se s různou mírou úspěchu používá jako proxy dalších půdních parametrů, například obsahu anorganického uhlíku, výměnné kapacity kationtů, obsahu Ca, obsahu Fe, Mg, Mn, P, obsahu organického uhlíku, půdního pH, obsahu jílu a zrnitosti půd (koncentrace jílovité, siltovité a písčité frakce).

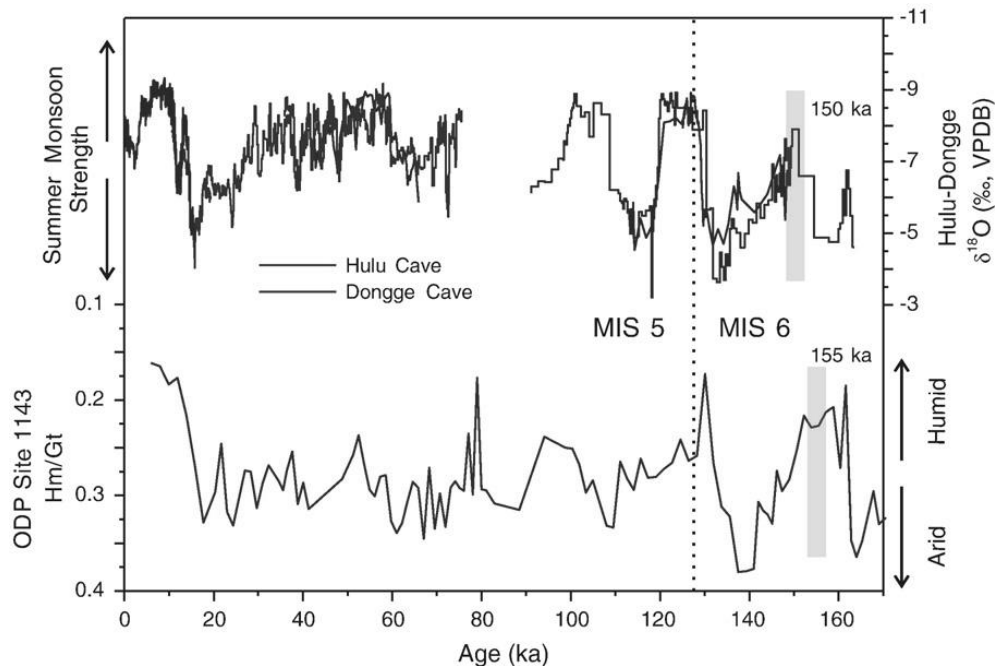
### 7.2.3. Barevné proxy v jezerních a mořských sedimentech

V subakvatických systémech se barva a spektrální charakteristika sedimentu používá podobně, jako v terestrických archívech, zejména jako proxy klimatických a paleoceanografických výkyvů. Příkladem může být použití indexu červenosti v holocenních sedimentech jezera Qinghai v tibetské náhorní plošině. Jezero akumuluje sediment okolních sprašových oblastí a charakter zdrojového sedimentu je ovlivněn asijským monzunem. Červenost vázaná na oxidy Fe v intenzivně zvětrávaných červených půdách se zvyšuje v humidnějších obdobích silnějšího monzunu, kdy jsou srážky vyšší, a naopak klesá v sušších obdobích s nižší intenzitou pedogeneze. Pozdně holocenní záznam z jezera vykresluje významné klimatické periody, jako jsou malá doba ledová, teplé období středověku, chladné období počátku letopočtu a teplé období římské historie (obr. 44).



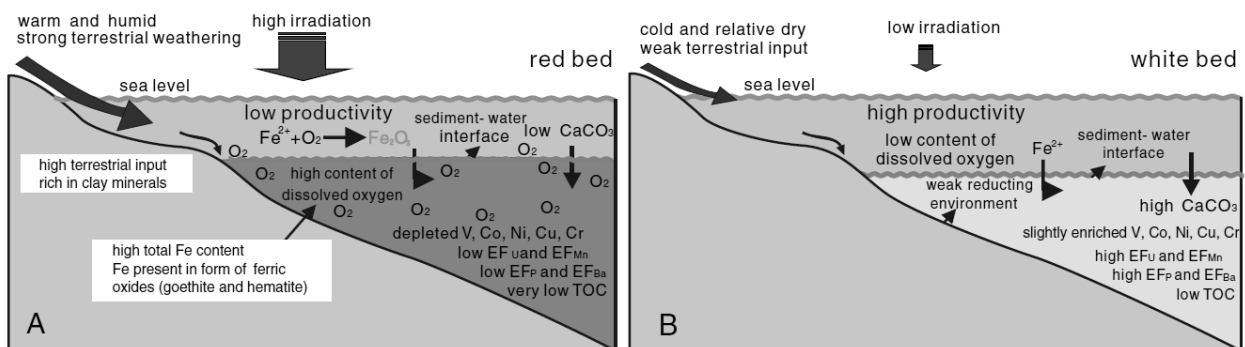
Obrázek 44. Index červenosti na časové ose pozdního holocénu; záznam z jezera Qinghai z tibetské náhorní plošiny. Vysoké hodnoty indexu červenosti jsou charakteristické pro teplá humidní období. Upraveno podle: Ji et al. (2005).

Podobným způsobem se využívá poměr Hm/Gt v oceánských sedimentech, které akumulují pedogenně alterovaný sediment přinesený řekami z kontinentu a reagují tak na klimatické podmínky na kontinentu. Poměr Hm/Gt je možné interpretovat jako výkyvy aridního a humidního klimatu v relativně dlouhodobé perspektivě pozdního pleistocénu až holocénu (obr. 45).



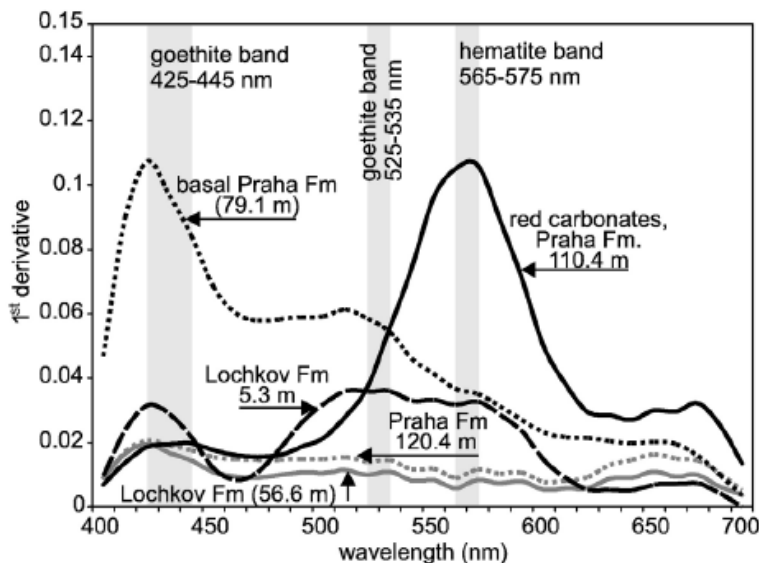
Obrázek 45. Podíl hematitu a goethitu (Hm/Gt) v oceánských sedimentech vrtu ODP 1143 v jihočínském moři (dole) a jeho klimatologická interpretace jako střídání aridního a humidního klimatu. Záznam je korelován s  $\delta^{18}\text{O}$  v sintrech čínských jeskyní Hulu a Dongge (nahore). MIS5 a MIS6 jsou mořské izotopové stupně. Upraveno podle: Zhang et al. (2007).

Červená barva pelagických karbonátových hornin je častým jevem ve fanerozoiku. Specifické úrovně stratigrafického záznamu jsou doprovázeny typickými červenými vápenci, např. facie *Griotte* (střední a svrchní devon ve Francii), *Calcare Ammonitico Rosso* (jura jižních Alp) nebo *Scaglia Rossa* (svrchní křída, Itálie). Tyto facie se označují jako **červené oceánské vrstvy** (ocean redbeds) a jejich červená barva je způsobena obsahem hematitu, případně ve směsi s goethitem a kalcitem se zvýšeným obsahem  $\text{Mn}^{2+}$ . Příčinou zvýšeného obsahu hematitu může být (1) přínos hematitem obohacených sedimentů z kontinentu (srvn. výše uvedený text), (2) syndepoziční bakteriální biomineralizace hematitu, nebo (3) oxidace železa v oligotrofním, vysoce oxidačním prostředí sedimentace. Běžně velmi nízké obsahy organického uhlíku v těchto faciích svědčí pro převahu posledně jmenovaného procesu, tedy oxidačních podmínek při dně (obr. 46).



Obrázek 46. Konceptní model vzniku červených (vlevo) a bílých (vpravo) karbonátů ve vrtech OPD1049C. Podle: Hu et al. (2012).

Obsahy hematitu a dobré prokysličení oceánského dna během křídý nebo devonu (obr. 47) kontrastuje s tradičním vnímáním těchto typicky skleníkových období, které by měly být charakterizovány sníženou oceánskou cirkulací. Každopádně index červenosti je možné využít jako proxy paleoredoxních podmínek, konkrétně jako indikátor oxidačních podmínek.



Obrázek 47. Obsahy goethitu a hematitu v různých stratigrafických polohách spodnordévonských vápenců na lokalitě Požáry v Řeporyjích u Prahy. Polohy šedých vápenců (metráž 56,6 m a 120,4 m) se střídají se žluto-červenými vápenci (5,3 m a 79,1 m) a čistě červenými vápenci (metráž 110,4 m). Podle: Koptíková et al. (2010).

## Doporučená literatura

- Deaton BC, Balsam WL (1991) Visible spectroscopy – A rapid method for determining hematite and goethite concentration in geological materials. *Journal of Sedimentary Petrology* 61: 628 – 632.
- Rothwell RG (2006) *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Geological Society Special Publication 267. 266 p. London
- Scheinost AC, Chavernas A, Barron V, Torrent J (1998) Use and limitations of second-derivative diffuse reflectance spectroscopy in the visible o near-infrared range to identify abd quantify Fe oxide minerals in soils. *Clays and Clay Minerals* 46: 528 – 536.
- Viscarra Rossel RA, Minasny B, Roudier P, McBratney AB (2006) Colour space models for soil science. *Geoderma* 133: 320 – 337.
- Viscarra Rossel RA, Walvoort DJJ, McBratney AB, Janik LJ, Skjemstad JO (2006) Visible, near infrared, mid infrared or combined diffuse reflectance spectroscopy for simultaneous assessment of various soil properties. *Geoderma* 131: 59 – 75.
- Wysecki G, Stiles WS (1982) *Color science: Concepts and methods, quantitative data and formulae*. New York: J. Wiley. 950 p.



## Rejstřík

- alostratigrafie, 4
- anizotropie, 2, 45, 56
- anoxický, 16, 26
- antiferromagnetický, 42
- chemostratigrafie, 8
- chronostratigrafie, 64
- CIE, 2, 60, 61, 63
- CIEL\*, 64, 66
- Comptonův rozptyl, 20
- Curieho teplota, 43
- cyklostratigrafii, 4, 9
- diageneze, diamagnetický, 24, 27, 40, 41, 42, 43
- difuzní odraznostní spektroskopie, 12, 61
- draslík, 1, 18, 20, 21, 23, 25, 26, 27, 28, 29, 31
- dysoxický, 26, 35
- eventostratigrafie, 9
- ferrimagnetický, 42, 44
- ferromagnetický, 40, 41, 42, 43, 44, 47
- frekvenčně závislá magnetická susceptibilita, 40, 44, 51
- gamaspektrometr, 20
- glacieustatický, 50
- hysterezní smyčka, 45
- index červenosti, 63, 66, 67, 68, 70
- jílové minerály, 18, 23, 24, 26, 29, 30, 47, 64
- jíly, 1, 25, 26, 30, 31, 33, 34, 67
- karotáž, 7, 13, 16, 17, 18, 21, 35
- klima, 34, 35, 50, 68
- korelace, 2, 5, 7, 8, 11, 12, 16, 18, 30, 35, 40, 64
- magnetická susceptibilita, 2, 11, 12, 14, 40, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 66
- magnetické domény, 43, 44
- magnetické obohacení, 51, 53, 55
- magnetické ochuzení, 54
- magnetostratigrafie, 7
- Milankovičovy cykly, 10
- Munsellův systém, 2, 58, 60
- odraznostní křivka, 63
- organická hmota, 11, 24, 26, 28, 29, 30, 58, 64, 66, 67
- organický uhlík, 67, 68
- oxidační, 51, 54, 66, 68
- paleoklimatický, 34
- paleoklimatologie, 10, 11, 40
- paramagnetický, 40, 41, 42, 44
- progradace, 33
- provenience, 1, 26, 27, 30, 33, 34
- proxy, 2, 3, 10, 11, 13, 14, 15, 16, 18, 27, 29, 40, 44, 47, 48, 49, 51, 53, 57, 58, 63, 64, 66, 67, 70
- půda, 51, 52, 53, 54, 55, 59, 66, 67
- regrese, 10, 16, 49, 63
- scintilační detektor, 22
- sekvenční stratigrafie, 2, 4, 7, 10, 18, 30, 35
- spektrální křivka, 61
- spektrofotometrie, 58, 61
- spektrum, 2, 20, 58, 61
- spraš, 53, 54, 66
- stratigrafie, 4, 5
- systém RGB, 2, 59
- thorium, 1, 18, 20, 21, 23, 25, 26, 27, 29, 31, 34
- transgrese, 37
- uran, 1, 18, 20, 21, 23, 24, 25, 26, 28, 29, 30, 34, 35
- vrtná jádra, 11, 14, 15
- zrnitost, 2, 15, 23, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 34, 36, 46, 48, 55, 67

## Použitá literatura

- Bábek, O; Chlachula, J; Matys Grygar, T (2011) Non-magnetic indicators of pedogenesis related to loess magnetic enhancement and depletion: Examples from the Czech Republic and southern Siberia. *Quaternary Science Reviews* 30(7-8): 967-979.
- Bábek, O; Faměra, M; Hilscherova, K; Kalvoda, J; Dobrovolny, P; Sedlacek, J; Machat, J; Holoubek, I (2011) Geochemical traces of flood layers in the fluvial sedimentary archive; implications for contamination history analyses. *Catena* 87(2): 281-290.
- Bábek O, Kalvoda J, Cossey P, Šimíček D, Devuyt F-X, Hargreaves S (2013) Facies and petrophysical signature of the Tournaisian/Viséan (Lower Carboniferous) sea-level cycle in carbonate ramp to basinal settings of the Wales-Brabant massif, British Isles. *Sedimentary Geology*, 284–285: 197–213.
- Balsam, W.L., Deaton, B.C., Damuth, J.E., 1999. Evaluating optical lightness as a proxy for carbonate content in marine sediment cores. *Marine Geology* 161, 141-153.
- Campos C, Beck C, Crouzet C, Demory F, Van Welden A, Eris K (2013) Deciphering hemipelagites from homogenites through anisotropy of magnetic susceptibility. Paleoseismic implications (Sea of Marmara and Gulf of Corinth). *Sedimentary Geology* 292: 1-14
- Catuneanu O (2006) *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier. 375 pp.
- Doveton JH (1994) *Geologic log interpretation*. SEPM Short Course No. 29: pp. 169
- Doyle, P. - Bennett, M., R. *Unlocking the Stratigraphical Record*. Wiley, 1999.
- Evans, M.E., Heller, F., 2001. Magnetism of loess/palaeosol sequences: recent developments. *Earth Science Reviews* 54, 129-144.
- Famera M, Babek O, Matys Grygar T, Novakova T (2013): Distribution of Heavy-Metal Contamination in Regulated River-Channel Deposits: a Magnetic Susceptibility and Grain-Size Approach; River Morava, Czech Republic. *Water Air Soil Pollution* 224:1525 DOI 10.1007/s11270-013-1525-1
- Halgedahl SL, Jarrard RD, Brett CE, Allison PA (2009) Geophysical and geological signatures of relative sea level change in the upper Wheeler Formation, Drum Mountains, West-Central Utah: a perspective into exceptional preservation of fossils. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 277: 34–56.
- Hladil, J., 2002. Geophysical record of dispersed weathering products on the Frasnian carbonate platform and early Famennian ramps in Moravia, Czech Republic: proxies for eustasy and palaeoclimate. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 181, 213-250.
- Hu, X.M., Jansa, L., Wang, C.S., Sarti, M., Bak, K., Wagnreich, M., Michalik, J., Sotak, J., 2005. Upper Cretaceous oceanic red beds (CORBs) in the Tethys: occurrences, lithofacies, age, and environments. *Cretaceous Res.* 26, 3-20. Jackson et al. (1995)
- Ji JF, Shen J, Balsam W, Chen J, Liu LW, Liu XQ (2005) Asian monsoon oscillations in the northeastern Qinghai-Tibet Plateau since the late glacial as interpreted from visible reflectance of Qinghai Lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 233(1-2): 61-70
- Ji J, Zhao L, Balsam W, Chen J, Wu T, Lianwen L (2006) Detecting chlorite in the Chinese loess sequence by diffuse reflectance spectroscopy. *Clays and Clay Minerals* 54 (2): 268-275.
- Koptikova, L; Babek, O; Hladil, J; Kalvoda, J; Slavik, L (2010) Stratigraphic significance and resolution of spectral reflectance logs in Lower Devonian carbonates of the Barrandian area, Czech Republic; a correlation with magnetic susceptibility and gamma-ray logs. *Sedimentary Geology* 225(3-4): 83-98.
- Lüning S, Wendt J, Belka Z, Kaufmann B (2004) Temporal-spatial reconstruction of the early Frasnian (Late Devonian) anoxia in NW Africa: new Weld data from the Ahnet Basin (Algeria). *Sedimentary Geology* 163(3–4): 237–264
- Maher, B.A., Thompson, R., 1995. Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols. *Quaternary Research* 44, 383-391.

- Olariu C, Steel RJ, Dalrymple RW, Gingras MK (2012) Tidal dunes versus tidal bars: The sedimentological and architectural characteristics of compound dunes in a tidal seaway, the lower Baronia Sandstone (Lower Eocene), Ager Basin, Spain. *Sedimentary Geology* 279 (20): 134–155.
- Rider, M.H., 1999. *The Geological Interpretation of Well Logs*. Whittles Publishing Services. 288 pp.
- Rothwell, R.G., Rack, F.R., 2006. New techniques in sediment core analysis: an introduction. In: Rothwell, R.G. (Ed.), *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 267, pp. 1-29.
- Schnyder J, Ruffell A, Deconinck JF, Baudin F (2006) Conjunctive use of spectral gamma-ray logs and clay mineralogy in defining late Jurassic-early Cretaceous palaeoclimate change (Dorset, U.K.). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 229(4), 303-320.
- Serra O (1984) *Fundamentals of Well-Log Interpretation: I. The Acquisition of Logging Data*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands.
- Svensen JB, Hartley NR (2001) Comparison between outcropspectral gamma ray logging and whole rock geochemistry: implications for quantitative reservoir characterisation in continental sequences. *Journal of Marine and Petroleum Geology* 18: 65-670.
- Šimíček D, Bábek O, Leichmann J (2012) Outcrop gamma-ray logging of siliciclastic turbidites: Separating the detrital provenance signal from facies in the foreland basin turbidites of the Moravo-Silesian basin, Czech Republic. *Sedimentary Geology* 261–262: 50–64.
- Viscarra Rossel RA, Walvoort DJJ, McBratney AB, Janik LJ, Skjemstad JO (2006) Visible, near infrared, mid infrared or combined diffuse reflectance spectroscopy for simultaneous assessment of various soil properties. *Geoderma* 131: 59 – 75.
- Weber ME, Wiedicke-Hombach M, Kudrass HR, Erlenkeuser H (2003) Bengal Fan sediment transport activity and response to climate forcing inferred from sediment physical properties. *Sedimentary Geology* 155 (3-4): 361-381.
- Whalen, M.T., Day, J.E., 2010. Cross-basin variations in magnetic susceptibility influenced by changing sea level, paleogeography, and paleoclimate: Upper Devonian, Western Canada Sedimentary Basin. *Journal of Sedimentary Research* 80, 1109–1127.
- Zhang, Y.G., Ji, J., Balsam, W.L., Lianwen, L., Chen, J., 2007. High resolution hematite and goethite records from ODP 1143, South China Sea: Co-evolution of monsoonal precipitation and El Nino over the past 600,000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 264, 136-150.