

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Geologie
BGEOL



Jan Bohadlo

Stratigrafická korelace mezi příbřežními a hemipelagickými litofaciemi - sedimentologická,
geochemická a geofyzikální kritéria

Stratigraphic correlation between nearshore and hemipelagic lithofacies - sedimentological,
geochemical, and geophysical criteria

Bakalářská práce

Vedoucí práce: RNDr. David Uličný CSc.

Praha, 2021

Charles University
Faculty of Science

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

V Praze, 17.5.2021

.....

Jan Bohadlo

Tímto bych chtěl poděkovat mému trpělivému školiteli RNDr. Davidu Uličnému CSc. za vědomosti, které mi předal, za čas, který se mnou strávil a za jeho neustávající ochotu se mnou řešit problémy spojené s prací. Zároveň bych chtěl poděkovat panu Mgr. Stanislavu Čechovi, který zprostředkoval zapůjčení vrtného jádra ze skladů ČGS a určil zkameněliny nalezené ve vrtu 4420-G, RNDr. Lence Špičákové Ph.D. za pomoc při popisu vrtného jádra, Mgr. Jiřímu Laurinovi Ph.D. za poskytnutí literatury, GFÚ AV za poskytnutí prostor a přístrojů, Mgr. Vítu Peřestému Ph.D. za pomoc při výpočtu kompakčního poměru, paní Vlastě Klapalové za korekturu a mému kamarádovi Mgr. Janu Ježkovi za poskytnutí fotografie Hejšoviny. Nakonec bych chtěl poděkovat své celé rodině, jež mě během celého studia podporovala a díky níž jsem mohl studium dokončit.

Abstrakt

Práce shrnuje přehled využití geochemických proxy parametrů a karotážních dat pro charakteristiku podmínek sedimentace a jejich změn při vyplňování sedimentárních pánví s důrazem na stratigrafickou korelaci příbřežních a hemipelagických facií. Kompilační část práce doplňuje konkrétní aplikace na příkladech z české křídové pánve (vrty 4420-G Mužský a BCH-1), kde přesná korelace mezi vrstevními celky svrchního turonu může přispět k porozumění vlivu orbitálních cyklů na sedimentaci.

Klíčová slova

Chemostratigrafie, litofacie, karotáž, korelace, turon, hemipelagické vrstvy

Abstract

This thesis summarizes the usage of geochemical proxy parameters and well logs for determination of sedimentation conditions and their changes in filling of sedimentary basins with emphasis on stratigraphic correlation between nearshore and hemipelagic strata. Subsequently an application of the methodology is demonstrated on core and well log data from the Upper Turonian Bohemian Cretaceous Basin (4420-G and BCH-1 wells), where accurate correlation could lead to better understanding of the influence of Milankovitch cyclicity on sedimentation.

Key words

Chemostratigraphy, lithofacies, well log, correlation, Turonian, hemipelagic strata

Seznam kapitol

1. Úvod	7
2. Prvkové proxy parametry	8
2.1 Zdroje prvků v sedimentech	8
2.2 Normalizace	8
2.2.1 Normalizace Al	8
2.2.2 Normalizace Ti	9
2.3 Prvkové proxy parametry v sedimentech	9
2.3.1 Změny zrnitosti - písková až prachová frakce	9
2.3.2 Změny zrnitosti - jílové minerály	10
2.3.3 Paleoproduktivita	12
2.3.4 Kovy v autigenních minerálech	14
2.3.5 Zachování prvkových proxy parametrů v sedimentech	18
2.3.6 Příklady využití prvkových proxy parametrů	18
3. Karotáž	21
3.1 Odporová karotáž	22
3.2 Gama karotáž a gama spektrometrie	25
3.2.1 Měření	26
3.2.2 Draslík	26
3.2.3 Uran	26
3.2.4 Thorium	27
3.2.5 Gama karotáž jako indikátor zastoupení jílovců	27
3.2.6 Th/K a U/Th	28
3.3 Neutronová karotáž	28
3.3.1 Měření	29
3.4 Rozpoznávání litologií	29
4. Fosilní stopy a ichnostavba	32
4.1 Ichnofacie	32
4.1.1 Skolitová ichnofacie	32
4.1.2 Cruzianová ichnofacie	33
5. Česká křídlová pánev	34
6. Vrt 4420-G Mužský	38
6.1 Sedimentologický popis	39
6.2 Fosilní stopy a ichnostavba ve vrtu 4420-G	41
6.2.1 Ichnofacie vrtu 4420-G	42

6.2.2	Kompakce	42
6.3	Interpretace prostředí sedimentace a jeho změn	44
6.4	Prvková data	48
6.4.1	Sběr prvkových dat	48
6.4.2	Zrnitostní proxy parametry.....	48
6.4.3	CaCO ₃	48
6.4.4	Glaukonitické horizonty	48
6.4.5	Interpretace na základě geochemických dat	48
6.5	Geofyzikální parametry	49
7.	Korelace.....	55
7.1	BCH-1.....	55
7.2	Vzájemná korelace BCH-1 a 4420-G	58
8.	Závěr.....	62
9.	Literatura	63

Seznam tabulek

Tab. 1	– Obsahy draslíku v jednotlivých minerálech.....	26
Tab. 2	– Obsahy Th a U ve vybraných minerálech.....	27
Tab. 3	– Rozsah obsahů thoria ve vybraných minerálech.....	27
Tab. 4	– Tabulky s vypočteným zkrácením.....	43

Seznam obrázků

Obr. 1 – Jednotlivé komponenty podílející se na sedimentaci.....	8
Obr. 2 – Zrnitostní proxy parametry z východní části Středozevního moře.....	10
Obr. 3 – K/Ti křivky z různých částí mostecké pánve.....	11
Obr. 4 – Záznam prvkových proxy parametrů z centrální části rovníkového Pacifiku.	13
Obr. 5 – Prostředí, v kterých dochází k vysrážení anoxických/suboxických prvků.	15
Obr. 6 – Chalkofilní prvky v sedimentech centrální části kalifornského kontinentálního svahu..	16
Obr. 7 – Relativní obohacení/ochuzení o prvky v klastických sedimentech	17
Obr. 8 – Idealizovaná odezva prvkového složení karbonátových sedimentů	19
Obr. 9 – Mění se složení jílovců libkovických vrstev v mostecké pánve	20
Obr. 10 – Vztah mezi vzdáleností elektrod na sondě a přesností měření.....	21
Obr. 11 – Mění se odporu v závislosti na druhu horniny a výplně pórů	22
Obr. 12 – Mění se hodnota F faktoru s mění se porozitou.....	23
Obr. 13 – Hodnoty odporu u jednotlivých hornin.	24
Obr. 14 – Změny v křivkách úhrnné gama karotáže a gama spektrometrie	25
Obr. 15 – Mění se poměry Th/K v závislosti na jednotlivých minerálech.....	28
Obr. 16 – Rozdílná porozita mění se v rámci různých hornin a různé výplně pórů.....	29
Obr. 17 – Zjednodušené trendy vývoje zrnitosti zobrazené vodivostí.....	30
Obr. 18 – Reálný příklad použití karotáže k určení jednotlivých sekvencí hrubnutí.....	31
Obr. 19 – Vyznačení pozice BCH-1 a 4420-G v rámci ČKP a České republiky	35
Obr. 20 – Stratigrafická kolonka znázorňující dělení ČKP na genetické sekvence.....	36
Obr. 21 – Hejšovina/Szczeliniec (919 m.n.m.) nedaleko polsko-českých hranic.....	37
Obr. 22 – Lokalita vrt 4420-G Mužský na mapě	38
Obr. 23 – Řez sedimentárním prostředím hydrogeologického rajonu 4420.....	38
Obr. 24 – Sedimentologický profil vrtem 4420-G s fotkami.....	41
Obr. 25 – Bioturbační index.....	41
Obr. 26 – Průřez ichnofosilie <i>Ophiomorpha isp.</i> vystupující z výchozu.....	42
Obr. 27 – Fotografie jednotlivých chodeb <i>Palaeophycos isp.</i>	43
Obr. 28 – Vrstva bohatá na schránky ústřic z genetické sekvence TUR 6.....	44
Obr. 29 – Sedimentologický profil s fotkami ichnofosilií, bioturbačním indexem a litofaciemi. ...	46
Obr. 30 – Zjednodušená interpretace prostředí sedimentace s genetickými sekvencemi.....	47
Obr. 31 – Zrnitostní parametry vrtu 4420-G.....	50
Obr. 32 – Vyznačené horizonty se zvýšeným obsahem Fe a K.	51
Obr. 33 – Chování rubidia v horninovém sledu vrtu 4420-G.....	52
Obr. 34 – Korelace mezi Si/Al, litologickým profilem a geofyzikálními parametry.....	53
Obr. 35 – Změny v porozitě řízené obsahem karbonátu v hornině u 4420-G.	54
Obr. 36 – Korelace mezi zrnitostním proxy parametrem Si/Al a geofyzikálními parametry.	56
Obr. 37 – Změny v porozitě řízené obsahem karbonátu v hornině u BCH-1.....	57
Obr. 38 – Korelační řez mezi vrty 4420-G, BCH-1 a vrty ležící mezi nimi.	59
Obr. 39 – Korelační řez mezi vrty 4420-G, BCH-1.	60
Obr. 40 – Korelace Si/Al prvkových parametrů z 4420-G a BCH-1.	61

1. Úvod

V době globálního oteplování způsobující tání ledovců a zvyšování mořské hladiny je důležité studovat vývoj změn a výšky mořské hladiny i v rámci geologické historie. Sedimenty vzniklé během křídového období, jež je definované vysokým obsahem CO₂ a vysokou hladinou moře, jsou rozšířeny po celém světě a poskytují možnost, včetně změn ve výškách hladiny moří, studovat i fungování klimatického systému, výraznou sezónnost, změny teploty a intenzity proudění.

Bakalářská práce má v první řadě za úkol shrnout základy metod využitelných pro korelaci mezi litofaciemi vzniklými v odlišných podmínkách (příbřežních vs. hemipelagických), mezi které patří chemostratigrafie, prvkové proxy parametry a karotážní metody (gama karotáž odporová karotáž a neutronová karotáž). Ty jsou přehledně zpracovány v první, kompilační části bakalářské práce.

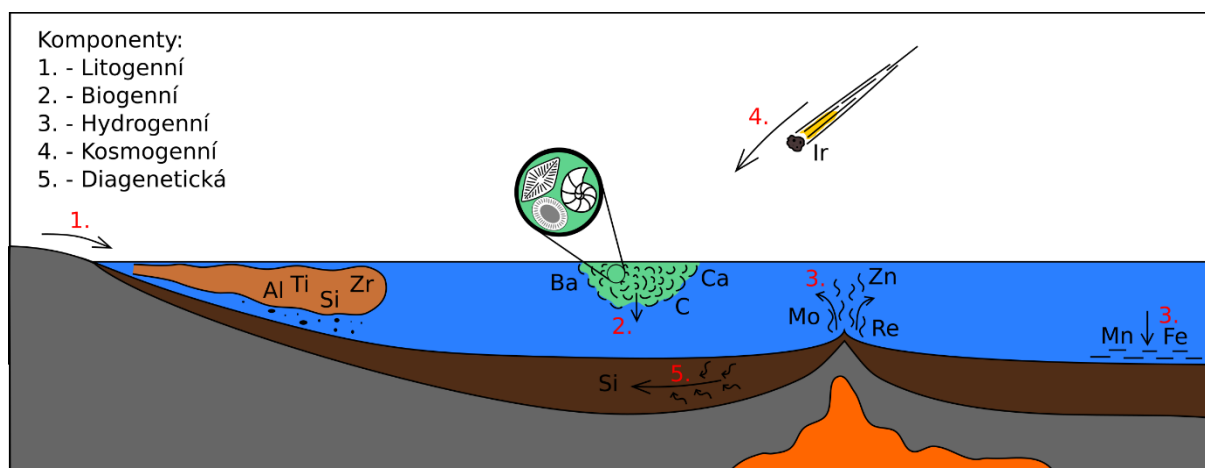
V druhé části je zpracován vybraný interval z vrtu Mužský (ČGS) a následně aplikován soubor metod na konkrétní příklad z české křídové pánve (tj. 4420-G a BCH-1), kde přesná korelace mezi vrstevními celky svrchního turonu může přispět k porozumění vlivu orbitálních (tzv. Milankovičových) cyklů na změny přínosu sedimentu a dalších parametrů, zejména eustáze, v tomto období skleníkového klimatického režimu.

2. Prvkové proxy parametry

Prvkové proxy parametry jsou účinným nástrojem ke zkoumání sedimentů, jejich zdroje, diagenese a jevů ovlivňujících sedimentaci. Přesto, že se začaly používat teprve nedávno, existuje již velké množství parametrů, které mohou určit například změny v zrnitosti/proximalitě pobřeží/energii prostředí, paleoproduktivitě nebo intenzitě zvětrávání. Pokud budeme sledovat změny složení sedimentů v rámci vývoje sedimentárního sledu, můžeme získanou chemostratigrafii použít ke vnitropánevní korelaci (Matys Grygar et al., 2017). Výše zmíněná metodika má na rozdíl od sekvenční stratigrafie velkou výhodu v možnosti aplikování i na vrtných datech. Navíc lze rozpoznat intervaly, které jsou makroskopicky nezachytitelné (Jarvis et al., 2001) a chemostratigrafie zároveň může za určitých (vzácných) podmínek substituovat i biostratigrafii (Herrle et al., 2004). Následující přehled vychází hlavně z těchto prací: Calvert a Pedersen (2001), Brumsack (2006), Turgeon a Brumsack (2006), Matys Grygar et al. (2019), Matys Grygar et al. (2017) a Jarvis (2001)

2.1 Zdroje prvků v sedimentech

Abychom mohli dobře porozumět prvkovému složení sedimentů, musíme znát původ zmíněných prvků. Mezi jejich zdroje patří litogenní, biogenní, hydrogenní, kosmogenní a diagenetická komponenta. V sedimentech se všechny zdroje kombinují a jeden prvek může být obsažen ve více komponentách účastnících se sedimentace. Zároveň platí, že všechny sedimenty jsou tvořeny z více než jednoho zdroje (Calvert a Pedersen, 2001).



Obr. 1 – Jednotlivé komponenty a příklady prvků, které jsou přinášeny vyjmenovanými způsoby do sedimentů.

2.2 Normalizace

Sedimenty jsou tvořeny z více zdrojů. Jelikož se zastoupení jednotlivých komponent v sedimentech může s časem měnit, používáme normalizaci. Ta nám slouží ke vztažení obsahu zájmového prvku k prvku referenčnímu, který je reprezentativní pro jeden zdroj, a tudíž ho i zastupuje.

2.2.1 Normalizace Al

Nejčastěji používaným normalizačním prvkem je Al, který slouží k určení celkového množství litogenní komponenty. Obvykle se vyskytuje jako součást oxo-hydroxidů a jílových minerálů. Velkou výhodou hliníku je jeho poměrně stálá koncentrace v rámci celé litosféry. Včetně litogenní složky je ale hliník součástí i biogenního zdroje. (Calvert a Pedersen, 2001).

2.2.2 Normalizace Ti

Druhým prvkem používaným k normalizaci je Ti. Jeho obsahy ale výrazně kolísají s kyselostí magmatických hornin, a proto jsou jeho obsahy ovlivněny proveniencí sedimentů (až pětinasobné rozdíly mezi kyselými a mafickými horninami). Vyskytuje se převážně v těžkých minerálech (anatas, rutil). Anatas navíc může vznikat i autigenně (na dně oceánů a v hluboce zvětralých půdách). Titan se také vyskytuje v ilmenitu, amfibolech, biotitu a pyroxenech, z nichž pak mohou vzniknout během intenzivního zvětrávání jílové minerály obsahující Ti (Calvert a Pedersen, 2001).

2.3 Prvkové proxy parametry v sedimentech

Určení obsahů prvkových proxy parametrů nám poskytuje účinný nástroj pro kvantitativní charakteristiku vývoje sedimentárního záznamu, případně i historie celé sedimentární pánve. Zajímají nás hlavně změny v prvkovém složení sedimentů v geologickém čase. Z absolutní hodnoty proxy parametru nejsme totiž schopni určit vlastnosti sedimentu, například zrnitost. Vývoj změn v prvkových proxy parametrech nám ovšem může určit změny ve vlastnostech sedimentů, například změny zrnitosti sedimentu.

2.3.1 Změny zrnitosti – písková až prachová frakce

Mezi studované změny v sedimentárním záznamu jsou zrnitostní změny. K jejich určení se používají prvkové proxy parametry zmíněné v následující části.

2.3.1.1 Si/Al

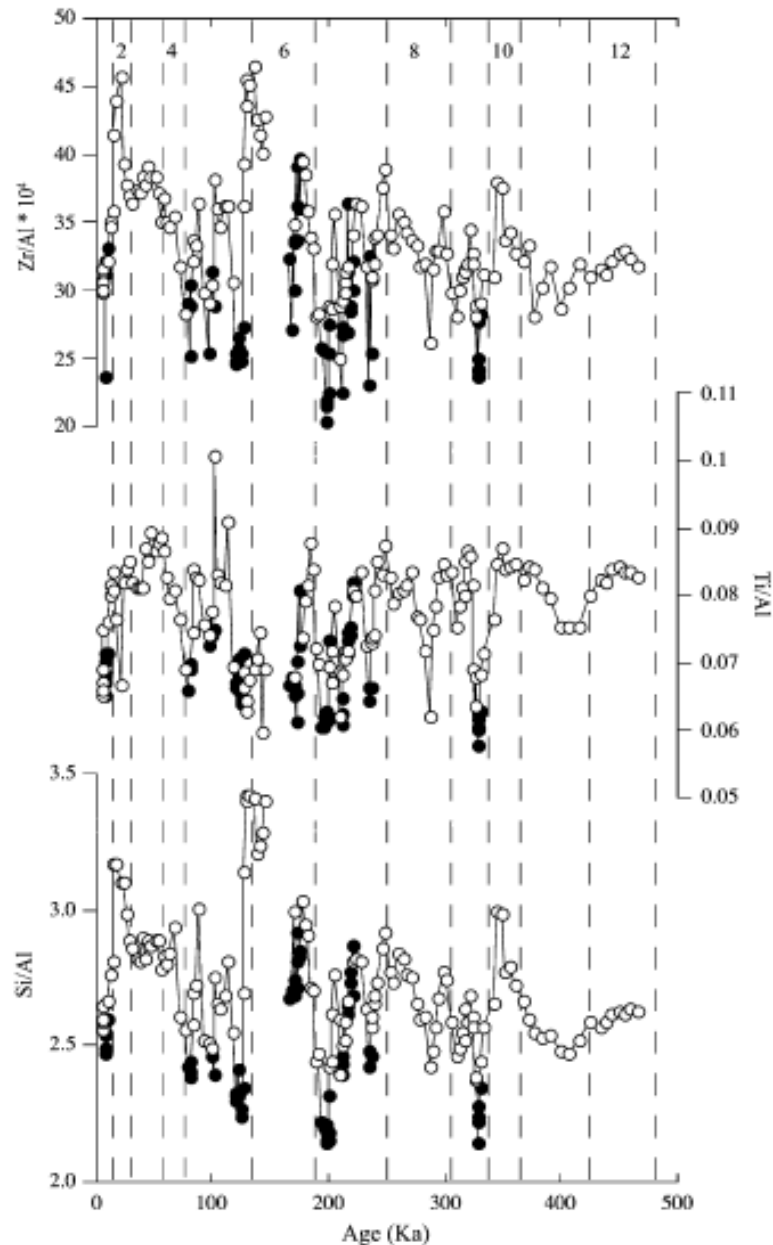
Si se vyskytuje v hlavně v křemičitých materiálech, nejčastěji v křemeni, běžném horninotvorném minerálu s vysokou tvrdostí a bez štěpnosti. Díky těmto vlastnostem je křemen velmi odolnou a běžnou součástí sedimentů schopnou vydržet několik sedimentárních cyklů (Calvert a Pedersen, 2001). Častou komponentou sedimentů je i biogenní křemík vyskytující se jako opál ve schránkách planktonních mikrofosílií (Turgeon a Brumsack, 2006). Tento opál navíc může být v rámci diagenese remobilizován (Calvert a Pedersen, 2001). Proto kromě litogenní složky ukazuje poměr Si/Al i na diagenetický a biogenní zdroj. Proto je vhodné tento proxy parametr porovnávat i s jinými parametry určujícími zrnitost. S rostoucím obsahem Si vůči Al v sedimentu se zvyšuje zrnitost (Calvert a Pedersen, 2001). Výjimečně se používá převrácená hodnota tohoto prvkového proxy parametru Al/Si (kaolín \rightarrow 1 křemen \rightarrow 0) (Matys Grygar et al., 2019)

2.3.1.2 Ti/Al

Titan je sice prvek s komplikovanou geochemií, pokud ale litogenní složka tvoří výraznou část sedimentů, pak obsah Ti v hornině má původ pouze v těžkých minerálech (rutil, anatas). V takovém případě můžeme použít Ti/Al jako zrnitostní proxy parametr, kde s rostoucím obsahem Ti vůči Al roste zrnitost sedimentu (Calvert a Pedersen, 2001).

2.3.1.3 Zr/Al

Zirkonium je prvek výlučně se vyskytující v zirkonu, minerálu bez štěpnosti s vysokou tvrdostí. Stejně jako křemen je schopný se opakovaně účastnit sedimentárních cyklů. Velkou výhodou zirkonia je jeho výlučně litogenní zdroj - nevzniká autigenně ani nedochází k jeho remobilizaci v rámci diagenese. Nevýhodou jsou jeho nízké obsahy v horninách. Stejně jako u předchozích zrnitostních proxy parametrů rostoucí hodnota poměru Zr/Al indikuje větší podíl hrubší frakce sedimentu (Calvert a Pedersen, 2001). Náhlé změny také mohou dokládat změnu proveniencí sedimentů (Olde et al., 2015)



Obr. 2 - Zrnitostní proxy parametry z východní části Středozemního moře zaznamenávající sapopely a slínovce běhemposledních 480 tisíc let. Na horizontální ose je stáří, na vertikální velikosti jednotlivých parametrů. Černými tečkami jsou vyznačené sapropely, bílými slínovce. V případě vyšších proxy parametrů můžeme mluvit o hrubších sedimentech, v případě menších o jemnějších. Z grafu můžeme vyčíst, že sapropely jsou tvořeny jemnější složkou, zatímco slínovce hrubší. Podle Calvert a Pedersen (2001).

2.3.2 Změny zrnitosti - jílové minerály

V případě výrazného podílu jílových minerálů na tvorbě sedimentu jsou používány jiné prvkové proxy parametry. Ty jsou ale často víceznačné, kromě změny zrnitosti v sedimentech mohou totiž ukazovat i na změnu složení jílových minerálů, to je navíc často komplexní.

2.3.2.1 K/Al

Tento prvkový proxy parametr může být použit k určení měnící se zrnitosti. To se týká sedimentů, kde se v sedimentárním záznamu střídají periody nabohacené živci (vysoký proxy parametr) a jílovými minerály (nízký proxy parametr) (Calvert a Pedersen, 2001). Případně může posloužit k určení

změn obsahu jednotlivých j. minerálů (například kaolinit a illit) v sedimentech. (Matys Grygar et al., 2019)

2.3.2.2 K/Ti

Tento poměr (obr. 3) ukazuje intenzitu zvětrávání, případně jej lze použít i jako parametr korelující s vyzářlostí sedimentu (Matys Grygar et al., 2019)

2.3.2.3 Rb/Al

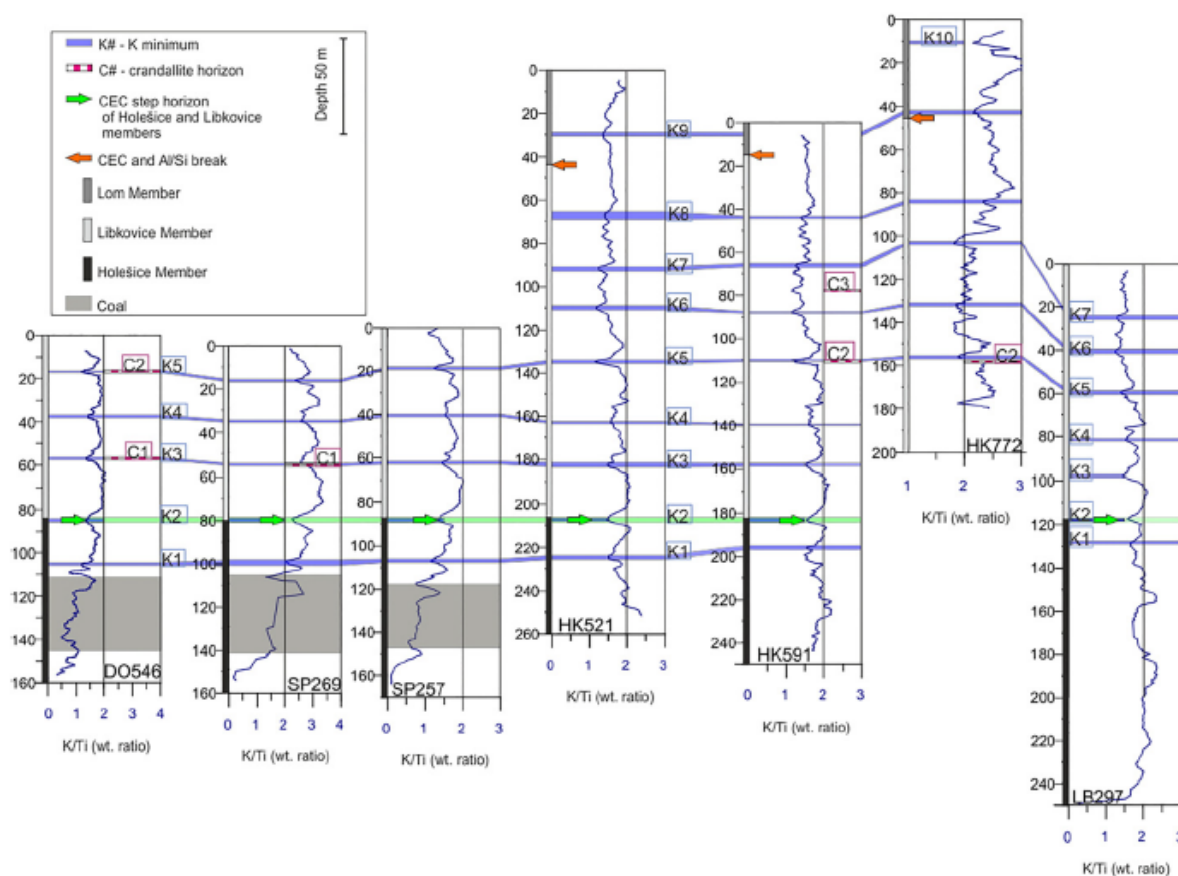
Včetně zrnitosti nám může tento prvkový proxy parametr určit měnící se poměry různých jílových minerálů v sedimentech. Rb substituuje draslík v živcích (Calvert a Pedersen, 2001), je ale obsaženo i v illitu (Matys Grygar et al., 2019).

2.3.2.4 Mg/Al

Tento parametr ukazuje na měnící se množství hořečnatých jílových minerálů v sedimentech. V případě vyššího poměru může být v sedimentu obsaženo například vyšší množství chloritu (Turgeon a Brumsack, 2006)

2.3.2.5 K/Rb; Zr/Rb

Pokud se domníváme, že se obsahy Al budou v rámci klastické složky zkoumaného sedimentárního záznamu výrazně měnit (rozdílné množství živců oproti jílovým minerálům), případně že obsahy Al jsou nízké, můžeme použít jeden ze zmíněných prvkových proxy parametrů, kde je hliník jako normalizační prvek substituován rubidiem (Calvert a Pedersen, 2001).



Obr. 3 –K/Ti křivky z různých částí mostecké pánve (miocén oherského riftu). Autor zde použil hlavní trendy křivek (minima/maxima) k mezipánevní korelaci. Na horizontální ose je hodnota poměru K/Ti, na vertikální pak hloubka vrtu. Podle Matys Grygar et al. 2017)

2.3.3 Paleoproduktivita

Změny v paleoproduktivitě lze určit například pomocí koncentrace mikrofosilií, poměrů stabilních izotopů, distribuce biomarkerů nebo obsahu organického uhlíku (Calvert a Pedersen, 2001). Změny se odrážejí i na prvkovém složení sedimentů, díky čemuž lze změny v paleoproduktivitě pomocí kolísání obsahu prvků sledovat.

2.3.3.1 CaCO₃, SiO₂

Z prvkových parametrů nám mohou posloužit koncentrace CaCO₃ nebo biogenního SiO₂. Tyto markery jsou ale problematické. Je u nich těžké určit, jestli změny koncentrací v sedimentárním záznamu jsou způsobené změnou produkce nebo změnou zachování zmíněných sloučenin. Zachování CaCO₃ ovlivňuje hloubka lysokliny a CCD (karbonátové kompenzační hloubky). V případě jejich kolísání se bude míra zachování měnit. Jejich distribuce navíc kolísá se zeměpisnou šířkou (Calvert a Pedersen, 2001).

2.3.3.2 Sr

Zvýšené obsahy Sr v sedimentech mohou také ukazovat paleoproduktivitu. Příčinou je jeho výskyt v karbonátech (podle Olde et al. (2015) společný výskyt s Ca). Velkou výhodou Sr je jeho setrvání v sedimentu i po rozpuštění karbonátů pod CCD. Na druhou stranu je jeho geochemie komplexní a může být do sedimentu přinášeno i jako celestin (SrSO₄), který se vyskytuje s barytem (Turgeon a Brumsack, 2006).

2.3.3.3 Ba

Baryum se vyskytuje v barytu, jenž vzniká během rozkladu organické hmoty (uvolňuje se z fekálních pelet, případně vzniká i během rozkladu fytoplanktonu za tmy). Nabohacení Ba dobře koreluje s vyšší bioprodukcí (koreluje s akumulacemi biogenního SiO₂ a organického uhlíku).

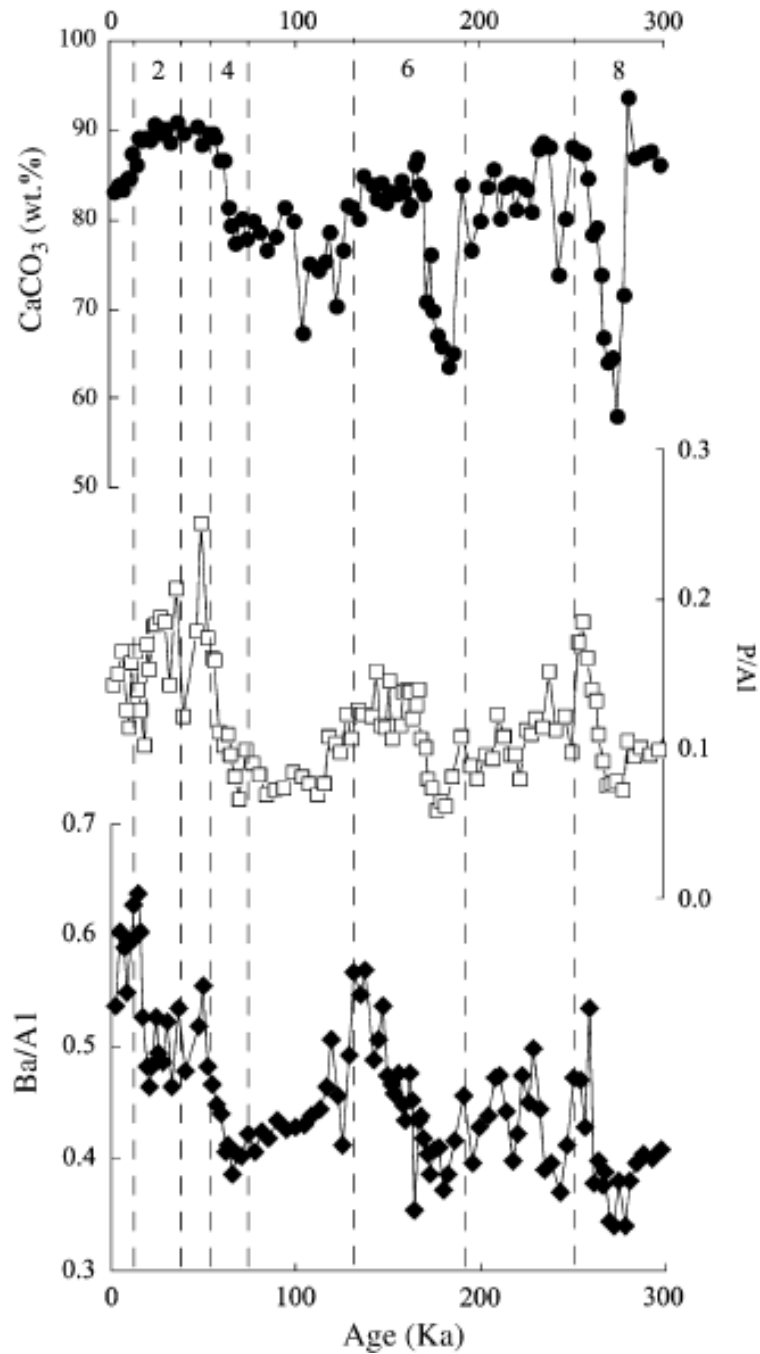
Baryum je ale do sedimentů přinášeno i jako litogenní složka, kde substituuje v živcích draslík (Calvert a Pedersen, 2001) (Ba je podle Eagle et al. (2003) do sedimentů přinášeno i karbonáty a Fe-Mn hydroxidy). Pro určení biogenního barya se proto jeho obsahy porovnávají s obsahy draslíku, mohou se ale použít i obsahy Al. (Calvert a Pedersen, 2001). Baryum je v oxických podmínkách špatně rozpustné, je ale citlivé na anoxii. Podle Brumsacka a Gieskese (1983) se Ba stává nestabilní v případě vstřebávání SO₄²⁻ anaerobními bakteriemi) a jeho koncentrace je závislá na zeměpisné šířce. Navíc může dojít k remobilizaci během diagenese a koncentrace je závislá na hloubce sedimentární pánve (Brumsack, 2006). Tudíž může být interpretace značně složitá.

2.3.3.4 P

Fosfor patří mezi základní biogenních prvky. Proto v případě vyšší produktivity dochází k relativnímu nabohacení fosforu v sedimentech. Převážně je v sedimentech zastoupen frankolitem a jako proxy parametr paleoproduktivity pak můžeme použít prvkový poměr P/Al. (Calvert a Pedersen, 2001)

2.3.3.5 Al

V případě téměř nulového přínosu litogenní složky může jako proxy parametr produktivity posloužit i poměr Al/Ti. Koncentrace biogenního Al v sedimentech se mění v závislosti na zeměpisné šířce. Nejvyšší jsou v tropických oblastech spojených se zvýšenou SiO₂ a CaCO₃ sedimentací. Jelikož ale nulového přínosu litogenní složky v přirozeném prostředí nelze docílit, využití tohoto parametru je problematické (Calvert a Pedersen, 2001).



Obr. 4 – Záznam prvkových proxy parametrů z centrální části rovníkového Pacifiku ukazující na změny paleoproduktivity během posledních 300 kyr. Na horizontální ose se nachází čas, na vertikálních pak hodnoty prvkových proxy parametrů. P/Al poměrně dobře koreluje s Ba/Al, CaCO₃ se více liší, hlavní trend je ale srovnatelný s trendem výše zmíněných proxy parametrů. Z grafu můžeme vyčíst, že období glaciálů byla produktivnější než interstadiály Podle Calvert a Pedersen (2001).

2.3.4 Kovy v autigenních minerálech

Součástí sedimentů jsou často i autigenní minerály. Prvky vstupující do těchto minerálů mohou být hydrogenního (Mo, Re, U), biogenního (Ag, Cd), případně smíšeného původu (Cr, V, Ni, Cu, Zn) (Calvert a Pedersen, 2001). Na nabožení některých prvků se může podílet i diagenese (Re, Sb, Tl) (Brumsack, 2006). V závorkách jsou příklady prvků přinášejících převážně přiřazeným zdrojem. Podle Turgeon a Brumsack (2006) je každopádně hlavním zdrojem kovů v sedimentech mořská voda.

2.3.4.1 Prvky závislé na oxidačním/redukčním prostředí

Mnoho prvků (například již zmíněné baryum) je citlivých na obsahy kyslíku v prostředí (redox sensitivních). V závislosti na koncentraci O se prvky srážejí nebo rozpouštějí (Calvert a Pedersen, 2001). Tyto prvky lze rozdělit podle různých vlastností do několika skupin.

V sedimentech fungují tři hlavní způsoby zachycení prvků. Ty se mohou vysrážet, adsorbovat nebo uvolnit z mořské vody, z rozkládající se org. hmoty, nebo z pevné fáze. (Calvert a Pedersen, 2001) Pro vyšší koncentrace V a Ni v sedimentech je například významné rychlé pohřbení organické hmoty (řasy) (Lewan a Maynard, 1982).

2.3.4.1.1 Rozdílné oxidační číslo v rámci prostředí (Mn, Re, V, I, U)

Tyto prvky jsou typické změnou oxidačního čísla při přestupu z redukčního prostředí do oxidačního a obráceně. Tato změna oxidačního čísla poté ovlivňuje rozpustnost jednotlivých prvků. (Calvert a Pedersen, 2001)

2.3.4.1.2 Výrazná afinita k síře (Cd, Ni, Zn, Cu, Ag)

Tyto prvky se vyskytují v jednom oxidačním čísle a jsou typické svou výraznou afinitou k síře. V případě redukčního prostředí chalkofilní prvky ochotně reagují s H₂S a tvoří tak nerozpustné sulfidy (Calvert a Pedersen, 2001). Princip zachycení těchto prvků v sedimentech je buď čisté vysrážení samostatných sulfidů, inkorporace těchto sulfidů do pyritu (Kremling, 1983) (podle Brumsack (2006) se jedná například o As, Mo, Cr, Pb, Zn, Cu), případně vysrážení během rané diagenese na organice bohaté S (Simoneit, 1978).

2.3.4.2 Mn

Tento kov je postaven mimo jakékoliv řazení záměrně. Je to z důvodu jeho složitě chování v rámci různých sedimentárních prostředí (podle Jarvise, 2001 se Mn do sedimentů přináší jako součást oxo-hydroxidů, jílových minerálů, organických sloučenin a karbonátů). Mn je jako Mn²⁺ v anoxickém prostředí velmi mobilní (Brumsack a Turgeon, 2006, Calvert a Pedersen, 2001). Přesto v případě vysokého podílu karbonátů ve vodě dochází k jeho nabožení (Brumsack, 2006). Naopak v čistě klastických sedimentech se ukládá Mn v oksyloženém prostředí, kde tvoří nerozpustné oxo-hydroxidy (Calvert a Pedersen, 2001)

V rámci karbonátových sedimentů je možné Mn použít jako indikátor prohlubování pánve, kde nejvyšší obsahy tohoto kovu lze korelovat s nejvyšším prohloubením pánve, přičemž hodnoty rostou s transgresí. (Jarvis et al., 2001)

Částečně podobné chování má Co, který je také v anoxických podmínkách výrazně mobilní. Za určitých okolností se ale v anoxických sedimentech koncentruje a používá se jako jejich indikátor. (Turgeon a Brumsack, 2006)

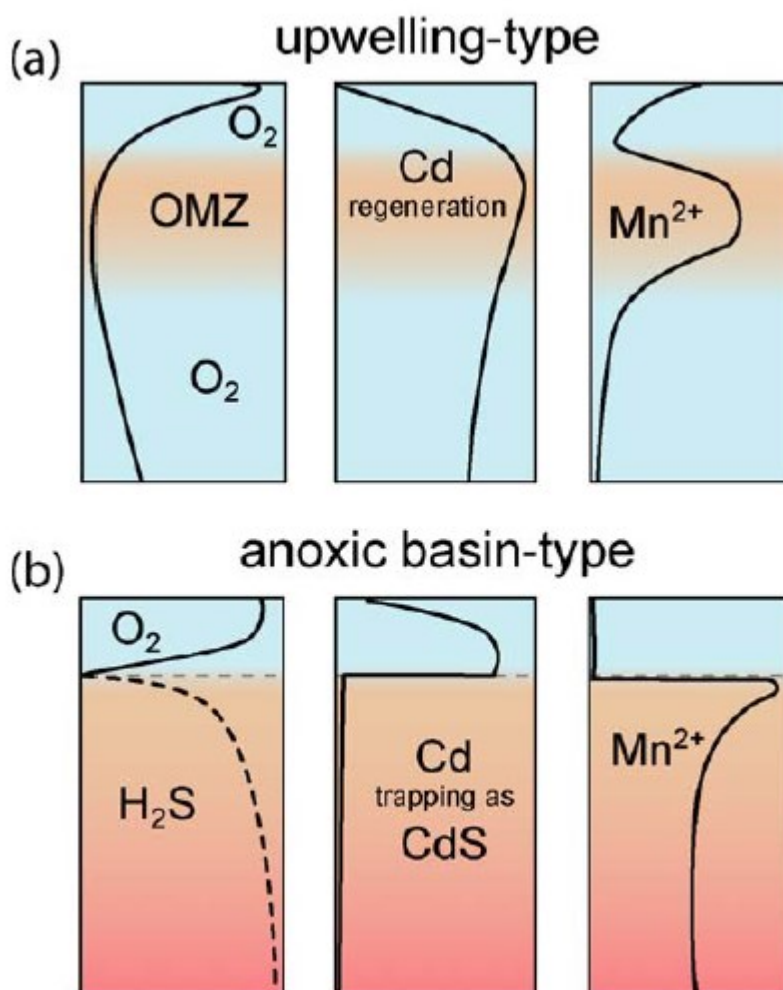
2.3.4.3 Mo

Podobně jako u manganu, ke koncentraci tohoto prvku dochází jak v oxickém, tak anoxickém prostředí, stejně tak má i složitou geochemii. Molybden se vyskytuje v Fe nodulích a Mn krustách, v anoxickém prostředí se ale váže na pyrit a huminové kyseliny. Minoritně také vstupuje do biochemických reakcí (Calvert a Pedersen, 2001). Podle Brumsacka a Turgeona (2006) ale

dochází k jeho hlavnímu nabožení v anoxickém prostředí, kde se jako MoO_2^{4-} váže na sulfidy, Mn oxihydroxidy (Koide et al. 1986) a sírou bohatou organickou hmotu (Tribovillard et al., 2004). Podobně se chová Re (ReO_4^-), prvek, u kterého dochází k výraznému nabožení jak v anoxických, tak suboxických sedimentech.

2.3.4.4 Anoxické prostředí

Anoxie vzniká v místech nedostatečného přísunu kyslíku do prostředí nebo jeho rychlého spotřebování. Je často spojená s výraznou kumulací biogenního materiálu (nepřímý proxy indikátor produkce), případně sníženou schopností „větrat“ anoxické vody – viz níže (Calvert a Pedersen, 2001). Anoxické sedimenty jsou však kromě vysokého obsahu kovů typické i svou nízkou znitostí – jedná se obvykle o jílovce (Brumsack, 2006).

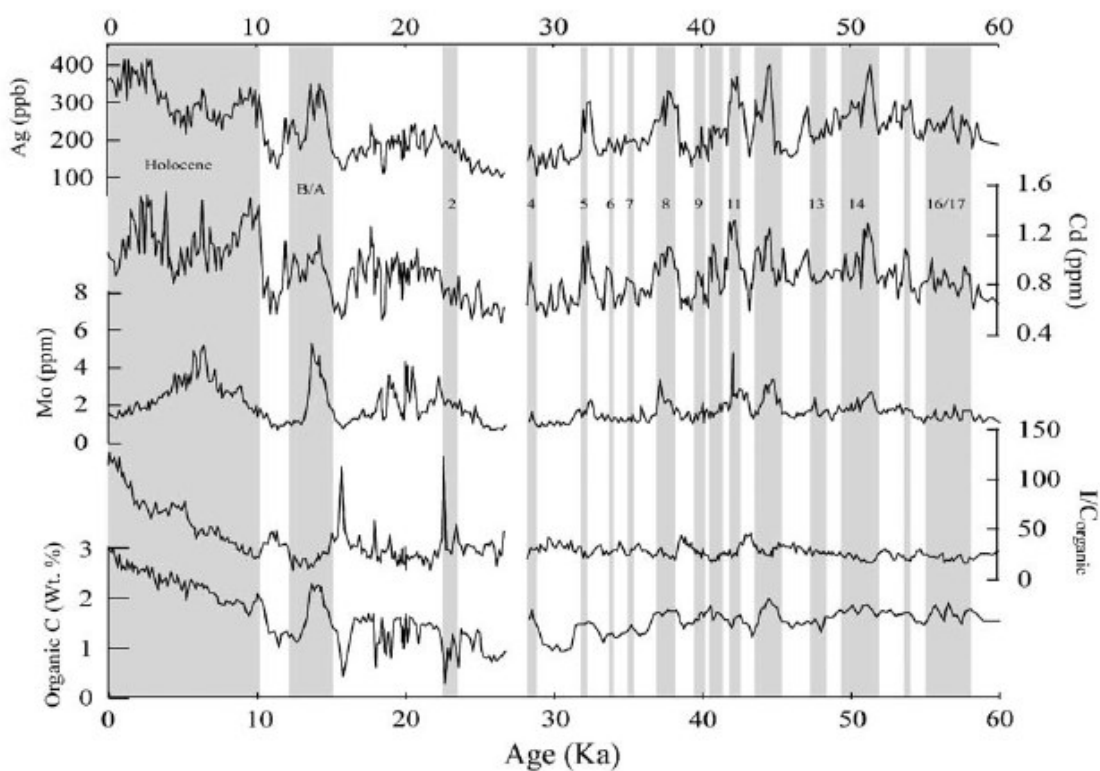


Obr. 5 – Prostředí, v kterých dochází k vysrážení anoxických/suboxických prvků. Na vertikální ose je hloubka, zatímco na horizontální doprava rostoucí koncentrace prvků/sloučenin. Zátímco u typu „Upwelling“ se obsah kyslíku výrazně snižuje, v anoxických pánvích žádný kyslík není. U typu „Upwelling“ dochází k odnosu Mn v rámci anoxické vrstvy do otevřeného moře. Anoxické pánve jsou ale obvykle uzavřené, a proto v nich Mn sedimentuje v podobě karbonátů. Podle Brumsack (2006)

Anoxické prostředí bychom mohli rozdělit do dvou skupin podle místa vzniku anoxií a tím pádem způsobu přínosu chalkofilních prvků do sedimentu.

- 1) Oblasti s upwellingem, kde dochází k vysoké bioprodukcí, jsou typická obohacením o P, Cd (kadmium vstupuje do biochemických reakcí a je podle Calverta a Pedersena (2001) silně vázáno na organiku) a relativního ochuzení Mn, Co, případně dalších mobilních prvků v anoxických prostředí. K prvkům kumulujících se v upwellingových sedimentech patří As, Ba, Cd, Cr, Cu, Mo, Ni, U, V, Zn. (Brumsack, 2006)
- 2) V rámci euxinických prostředí (prostředí typu Černého moře – stagnující anoxické pánve) je mnoho kovů zachycováno v podobě sulfidů (Jacobs et al., 1985). Mezi hlavní nabohacené prvky pak patří Mo, Re, Cu, Sb, Co a Mn (Brumsack, 2006).

Mezi prvkové proxy parametry anoxického prostředí můžeme zařadit chalkofilní prvky. Ty se vážou na sulfidový aniont (S^{2-}) uvolňující se z rozpadající se organiky (Calvert a Pedersen, 2001). Vyšší koncentrace Ag, Cd, Cu, Ni, Zn poté určují anoxické prostředí (Calvert a Pedersen, 2001).



Obr. 6 – Vývoj obsahů prvků v rámci střídajících se redukčních (šedé) a oxidačních podmínek (bílé) v sedimentech centrální části kalifornského kontinentálního svahu. Na horizontální ose je stáří sedimentů, na vertikálních osách jsou pak obsahy prvků. Můžeme si všimnout, že chalkofilní kovy jsou výrazně nabohaceny během anoxií, zatímco obsahy jódu jsou vyšší v oxidačním prostředí. Podle Calvert a Pedersen (2001)

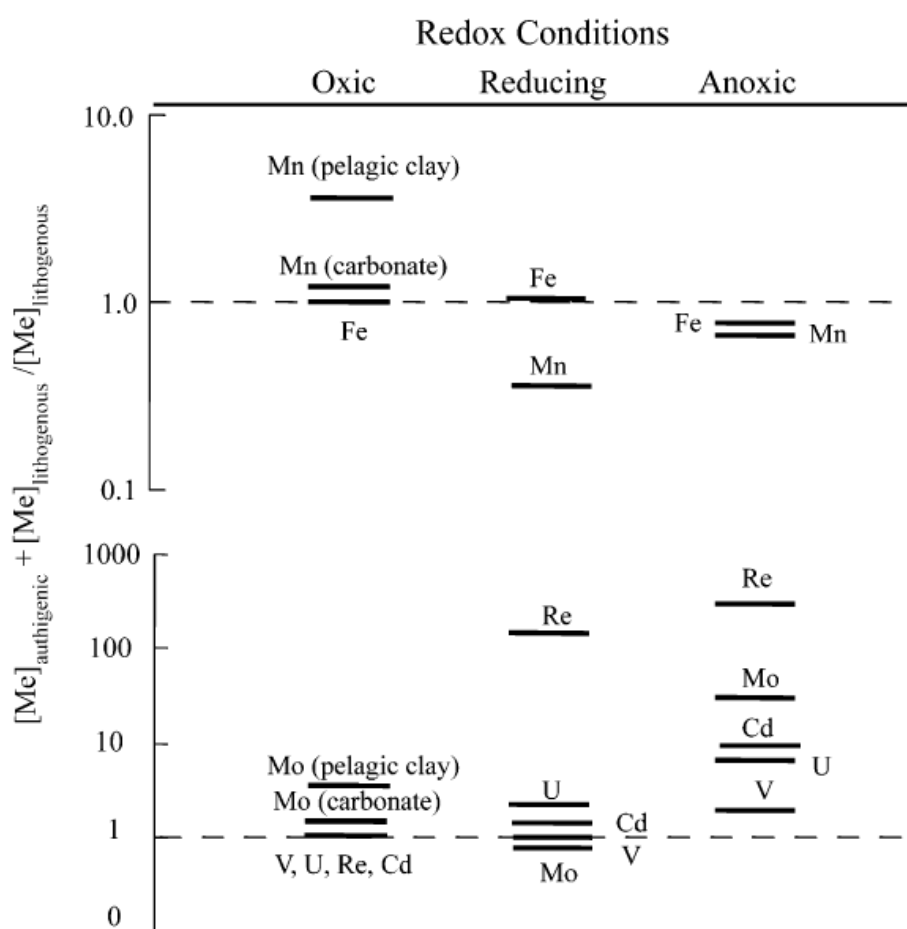
2.3.4.5 Suboxické prostředí

Suboxie vzniká tehdy, kdy se volný kyslík nevyskytuje ve vodě, ale jeho přísun je dostatečný k zabránění vzniku H_2S (Calvert a Pedersen, 2001). V tomto prostředí dochází ke koncentraci Cr, V, Re, U. Nejvýraznější je ale Re, kde je prostředí oproti normálnímu výskytu tohoto prvku obohaceno až 300x. Mezi společné vlastnosti prvků patří dva oxidační stavy a minimální účast

na biochemických reakcích. Uran je zároveň vázaný na přínos organického materiálu, a proto lze jeho koncentrace použít jako nepřímý proxy parametr produktivity.

2.3.4.5.1 Re/Mo

Jak suboxické, tak anoxické prostředí se vyznačuje vyšším obsahem kovů v sedimentech, každopádně tyto kovy se srážejí za různých redoxních podmínek, a tudíž se nemohou vykytovat společně. K určení anoxie nebo suboxie nám slouží prvkový proxy parametr Re/Mo. Pokud výsledný poměr bude větší než poměr těchto prvků v mořské vodě (0,4 mmol/mol), jedná se o suboxické prostředí, pokud bude menší než tento poměr, jedná se o oksyložené prostředí. V případě anoxického prostředí bude poměr přibližně rovný poměru obsahu prvků v mořské vodě (Calvert a Pedersen, 2001).



Obr. 7 –Relativní obohacení/ochuzení o prvky v klastických sedimentech v rámci různých redukčních/oxidačních prostředí. Na vertikální ose je obohacení (v logaritmickém měřítku), na horizontální ose jsou pak vyznačena jednotlivá prostředí. Podle Calvert a Pedersen (2001)

2.3.4.6 Okysličené prostředí

Tvorba autigenních minerálů nemusí probíhat pouze v rámci změn oxidačně redukčních podmínek. K jejich tvorbě dochází průběžně a můžeme u nich rozlišovat dva zdroje prvků. (Calvert a Pedersen, 2001)

2.3.4.6.1 Hydrotermální zdroj

K vysrážení minerálů z horkých roztoků dochází obvykle na středo oceánských hřbetech. Mohou zde vzniknout jílové minerály, například montmorillonity (nontronity) nebo Fe-Mn oxihydroxidy. (Calvert a Pedersen, 2001)

2.3.4.6.2 Hydrogení zdroj

Tyto autigenní minerály vznikají vysrážením z vody za normálních podmínek. K tvorbě těchto minerálů dochází průběžně, proto se výrazně projeví v případě nižšího přínosu sedimentů do pánve. Mohou tak vznikat například Fe-Mn krusty (Calvert a Pedersen, 2001) a nodule, glaukonit (který se používá jako indikátor výrazného zpomalení sedimentace), nebo i siderit (Matys Grygar et al., 2019).

2.3.4.6.3 I/Br

Jód i brom se vyskytují v organických sloučeninách. Po jejich rozkladu se uvolňují do prostředí. Jód je ale na rozdíl od bromu v oxidačním prostředí výrazněji adsorbován v sedimentech. V redukčním prostředí ale koncentrace výrazně klesá, proto vysoký I/Br parametr ukazuje na sedimentaci v okysličeném prostředí. Včetně tohoto proxy parametru můžeme použít i I/C_{org}, který se chová podobně (Calvert a Pedersen, 2001).

2.3.5 Zachování prvkových proxy parametrů v sedimentech

Po uložení sedimentů nemusí být výsledné prvkové složení sedimentů konečné. Pokud se výrazně změny podmínky prostředí (anoxie/dysoxie...), může dojít k podepoziční migraci prvků. To se týká hlavně redox senzitivních prvků (Ag, U, V, Zn...). V takto postižených sedimentech pak na rozhraní mezi anoxickým a okysličeným pórovým prostředím vznikají anomálie výrazného obohacení těmito prvky. Takto může prostředí například ovlivnit i výrazná bioturbace (konkrétně v případě U). V průběhu diagenese může také dojít k remobilizaci některých prvků (Si nodule) (Calvert a Pedersen, 2001).

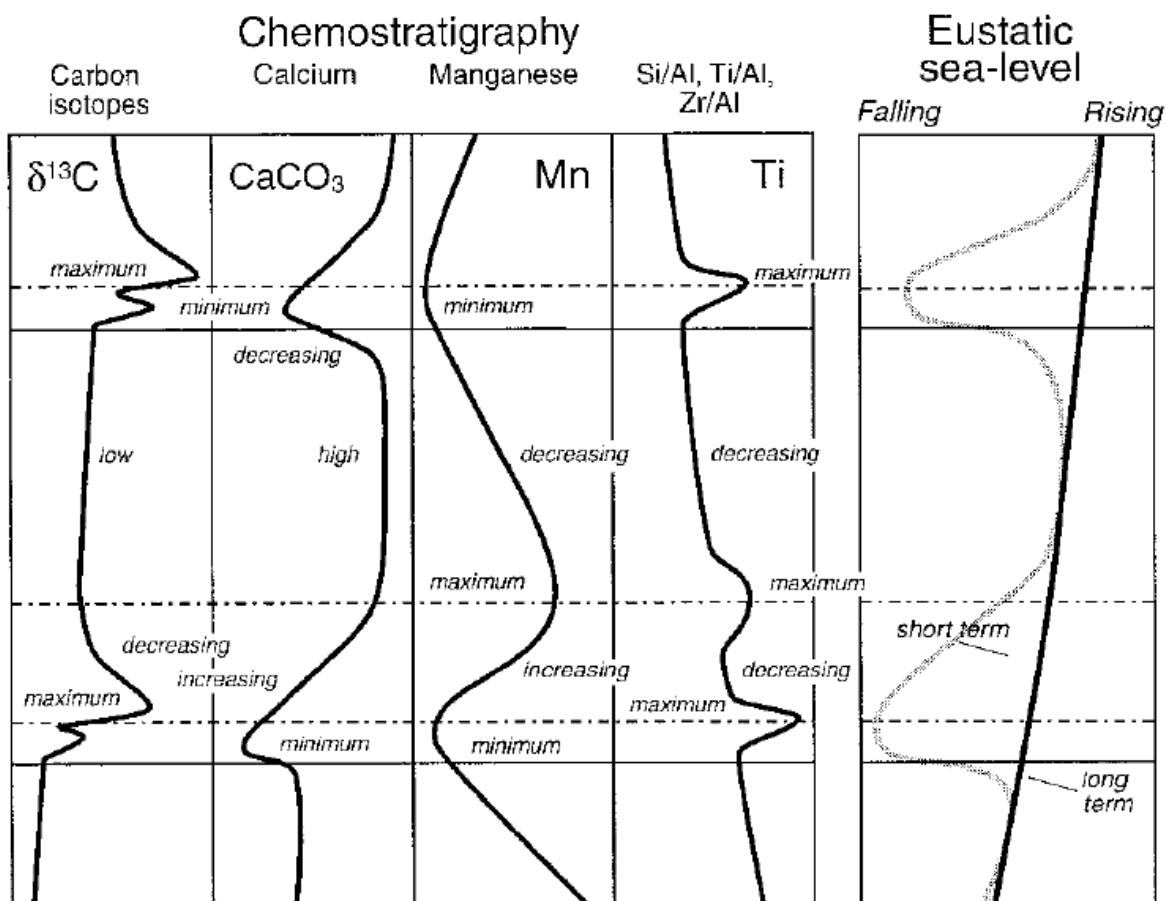
2.3.6 Příklady využití prvkových proxy parametrů

V následujících odstavcích bude krátce představeno několik příkladů, kde byly použity prvkové proxy parametry k interpretování prostředí.

Pokud budeme sledovat v sedimentárním sledu změny v zrnitostních proxy parametrech, můžeme říct, jestli sedimenty hrubnou, případně se zjemňují. Toto zjemnění/hrubnutí může být způsobeno relativním posunem pobřežní linie od námi zkoumaných sedimentů (pánve se prohlubuje/změlčuje) (Jarvis et al., 2001). Tyto posuny pak mohou být způsobeny tektonicky nebo eustatickým zdvihem hladiny. (Matys Grygar et al., 2017).

V sedimentech tvořených nejjemnější klastickou frakcí se můžeme setkat s měnícími se podíly různých jílových minerálů. Důvod těchto změn musíme však často hledat v místě vzniku těchto minerálů, nikoliv v sedimentech. Jednotlivé jílové minerály vznikají zvětráváním v závislosti na protolitu, množství vody a délce jejího setrvání v rezervoáru v následujícím pořadí (vlevo nejnižší setrvání, doprava roste): montmorillonit -> illit + vermikulit -> kaolinit + halloysit. S tím souvisí obsah prvků v jednotlivých minerálech – montmorillonity mají vysoké obsahy kationtů (Mg, Fe, K, Na...), zatímco kaolinit tyto prvky ztrácí (Calvert a Pedersen, 2001). Díky těmto vlastnostem můžeme určit včetně zrnitostních změn i změny v intenzitě zvětrávání, konkrétně zda tyto minerály vznikaly ve více humidním, či více aridním prostředí (Matys Grygar et al., 2019).

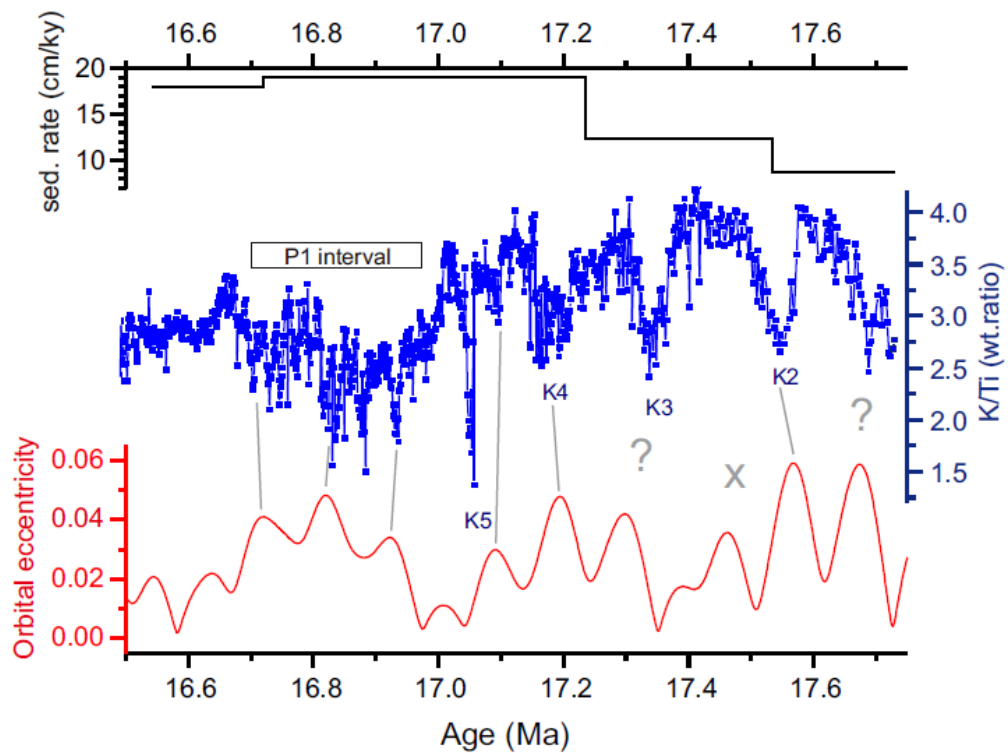
Jak již bylo zmíněno výše, k tvorbě autigenních minerálů dochází průběžně. Výrazně se ale hromadí v místech, kde byl zpomalen přínos sedimentů (Matys Grygar et al., 2017), a proto mohou korelovat s hiáty.



Obr. 8 – Idealizovaná odezva prvkového složení karbonátových sedimentů na prohlubování pánve/změnu výšky hladiny. V levé tabulce jsou na horizontální ose doprava rostoucí obsahy prvků na vertikální ose je čas. Pravá tabulka pak ukazuje změnu hladiny v závislosti na čase. Podle Jarvis et al. (2001)

Někdy se můžeme setkat v rámci záznamů prvkových proxy parametrů s cyklickým chováním (opakující se intervaly hrubozrnných a jemnozrnných sedimentů/střídání j. minerálů). Příčinou tohoto chování mohou být např. Milankovičovy orbitální cykly. Ty určují množství dopadajícího světla na Zemi a tím i výrazně ovlivňují klima (i intenzitu zvětrávání nebo eustatické zdvihy moře).

Například koncentrace sideritu v mostecké pánvi v horní části holešických vrstev tvoří rytmické sledy. Sedimentace těchto vrstev byla nejspíš řízena Milankovičovými cykly (precese). Siderit jako autigenní minerál se poté ukládal během období menšího přínosu sedimentů do pánve (Matys Grygar et al., 2017).

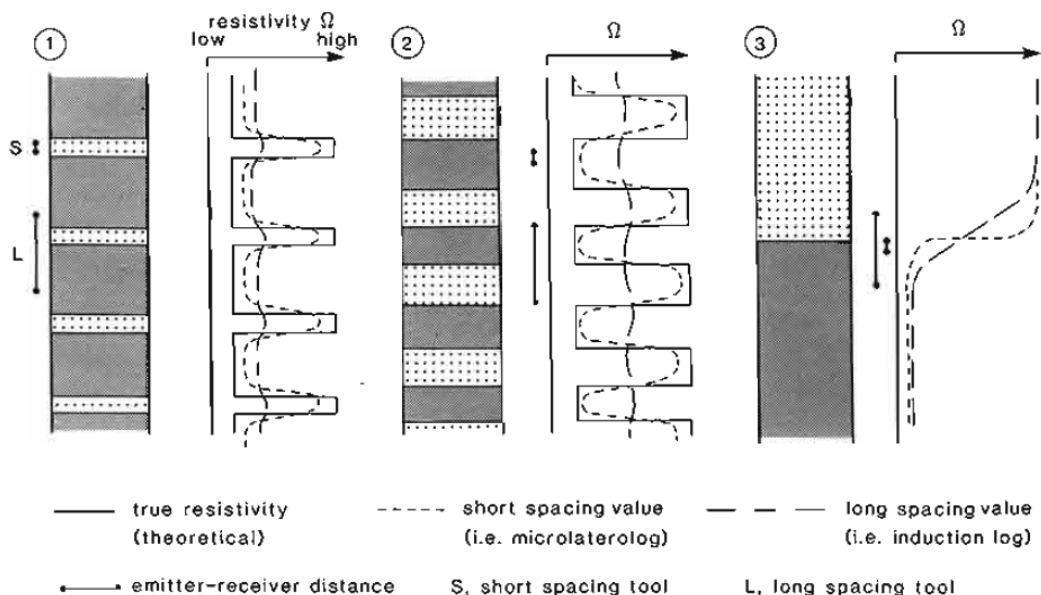


Obr. 9 –Mění se složení jílovců libkovických vrstev v mostecké pánve ukazující na různou intenzitu zvětrávání ve zdrojové oblasti. Na horizontální ose se nachází geologický čas sedimentů, na vertikální ose pak rychlost sedimentace, hodnoty K/Ti proxy parametru a spočtené výchylky orbity Země způsobené Milankovičovou cyklicitou. Autor obrázku poté ukazuje na určitou korelaci mezi již zmíněnou cyklicitou a změnami v prvkovém proxy parametru. Ty by totiž mohly být zodpovědné za změny intenzity zvětrávání ve zdrojové oblasti. Podle Matys Grygar et al. (2019)

3. Karotáž

Geofyzikální měření ve vrtech se v českém prostředí označují jako karotáž. Ta má široké využití od určování jednotlivých litologií, korelace mezi vzdálenými vrty, charakteristiky hydrogeologických vlastností horninového prostředí, po vyhledávání ložisek nerotných surovin.

Při vrtání dochází ke změně měřených parametrů prostředí, a to jak samotným vrtáním, tak výplachem (v případě použití barytu nebo KCl dochází k ovlivnění úhrnné gama-aktivity a gama spektrometrie). Přístroje měřící jednotlivé geofyzikální parametry jsou složeny z dvou sond: emitoru („emitter“) a přijímače („reciever“), přičemž závisí na jejich vzájemné vzdálenosti. Jsme totiž schopni měřit pouze vrstvy (změny v litologiích) větší než vzdálenost těchto sond, vrstvy s menším rozměrem se na výsledné karotáži také projeví, ale nebudou výrazné. Vzdálenost sond také ovlivňuje hloubku proniknutí do horninového prostředí (maximální hloubka může být mezi 2-5 metry). Malá vzdálenost sond sice vytvoří detailní křivku, která ale může být „zašumělá“ a zároveň nebudeme schopni měřit hlubší části horniny (a tudíž horniny neovlivněné vrtáním a výplachem). V případě velkých rozměrů sondy můžeme měřit téměř neovlivněné horniny, ale nebudeme schopni rozlišit jemné detaily v horninovém prostředí (Rider,1996).



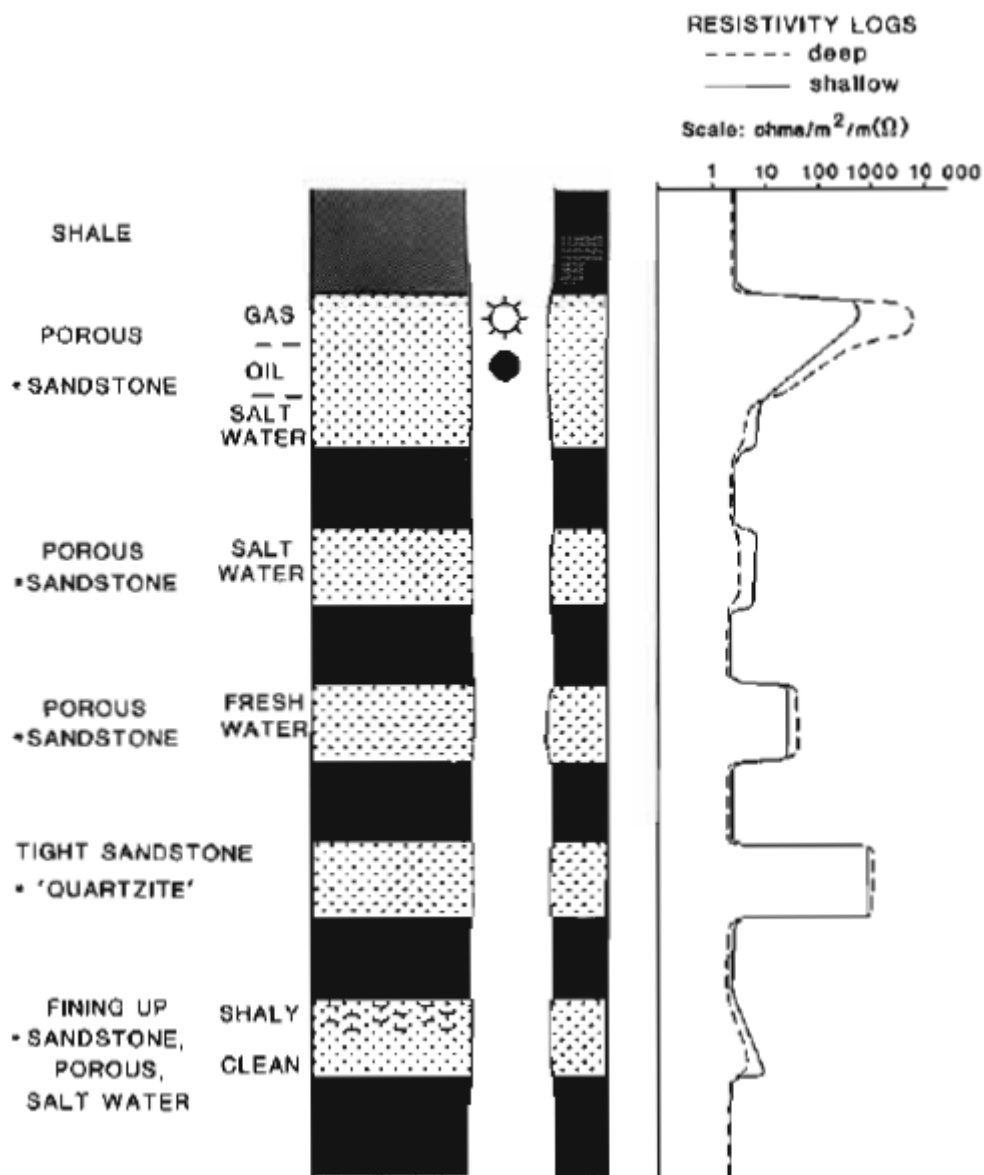
Obr. 10 – Vztah mezi vzdáleností elektrod na sondě a přesností měření. Obrázek je složen ze tří sloupců, přičemž v levém jsou vidět změny horninového prostředí (šedý jílovec, bílý pískovec) v rámci měnící se hloubky vrtu, v pravém pak karotáž vzniklá použitím krátké a dlouhé sondy. Na vertikální ose je hloubka vrtu, na horizontální doprava rostoucí odpor. Je vidět, že krátká sonda zachytí tenké vrstvy lépe než velká sonda. Podle Rider (1996)

U všech karotážních křivek dochází k „shoulder effectu“ (k zakřivení výsledných křivek – nevzniknou žádné ostré hranice). Ten je způsoben jak principem měření (gama nikdy nevytvoří ostré hranice), tak způsobem měření (sonda je vytahována konstantní rychlostí, která neumožňuje vznik ostrých hranic). Rychlost vytahování sondy je klíčová pro rozlišení dat. S rostoucí rychlostí klesá kvalita karotáže a naopak. Dalším úskalím je fakt, že datové soubory z různých sond z jednoho vrtu mohou mít posunutou hloubku měření (někdy až o 5 metrů) (Rider,1996).

V následujícím přehledu jsou charakterizovány metody, které jsou standardně využívány ke geofyzikální charakteristice litologie v české křídové pánvi, odkud pochází také materiál zpracovaný v této práci.

3.1 Odporová karotáž

Mezi hojně používané karotážní metody patří odporová karotáž. Ta se často používá k vyhledávání uhlovodíků, obsahuje také informace o litologii a struktuře hornin (Rider, 1996).

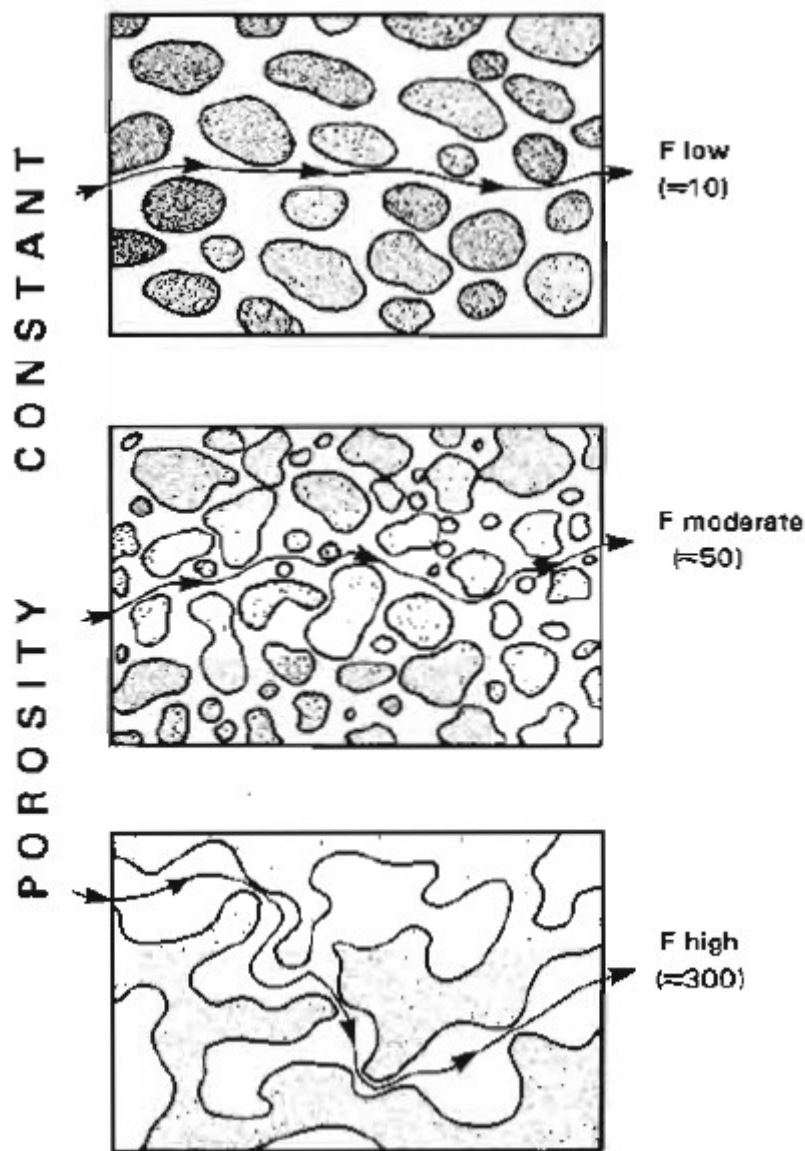


Obr. 11 – Mění se odporu v závislosti na druhu horniny (jílovec/pískovec) a výplně pórů. V prvním sloupci jsou jednotlivé horniny, kde černé jsou jílovce a tečkované pískovce s různou výplní pórů. Pravý sloupec zobrazuje odporovou karotáž, kde na vertikální ose je mění se hloubka a na horizontální odpor. Podle Rider (1996)

Horniny samotné jsou izolátory, a tudíž nevedou elektrický proud. Fluida vyplňující póry jsou ale obvykle dobrými vodiči. Odporovou karotáž lze tedy měřit pouze tehdy, když jsou póry vyplněné fluidy (podzemní voda). Jedna porézní vrstva pak může mít více odporů v závislosti na výplni pórů (kapalinou, plynem). Jednotlivá fluida mají rozdílné odpory. V případě slané vody (formační vody)

je odpor nízký, sladká voda a uhlovodíky jsou naopak nevodivé, a proto je odpor vysoký (u vody s rostoucí salinitou klesá odpor) (Rider,1996).

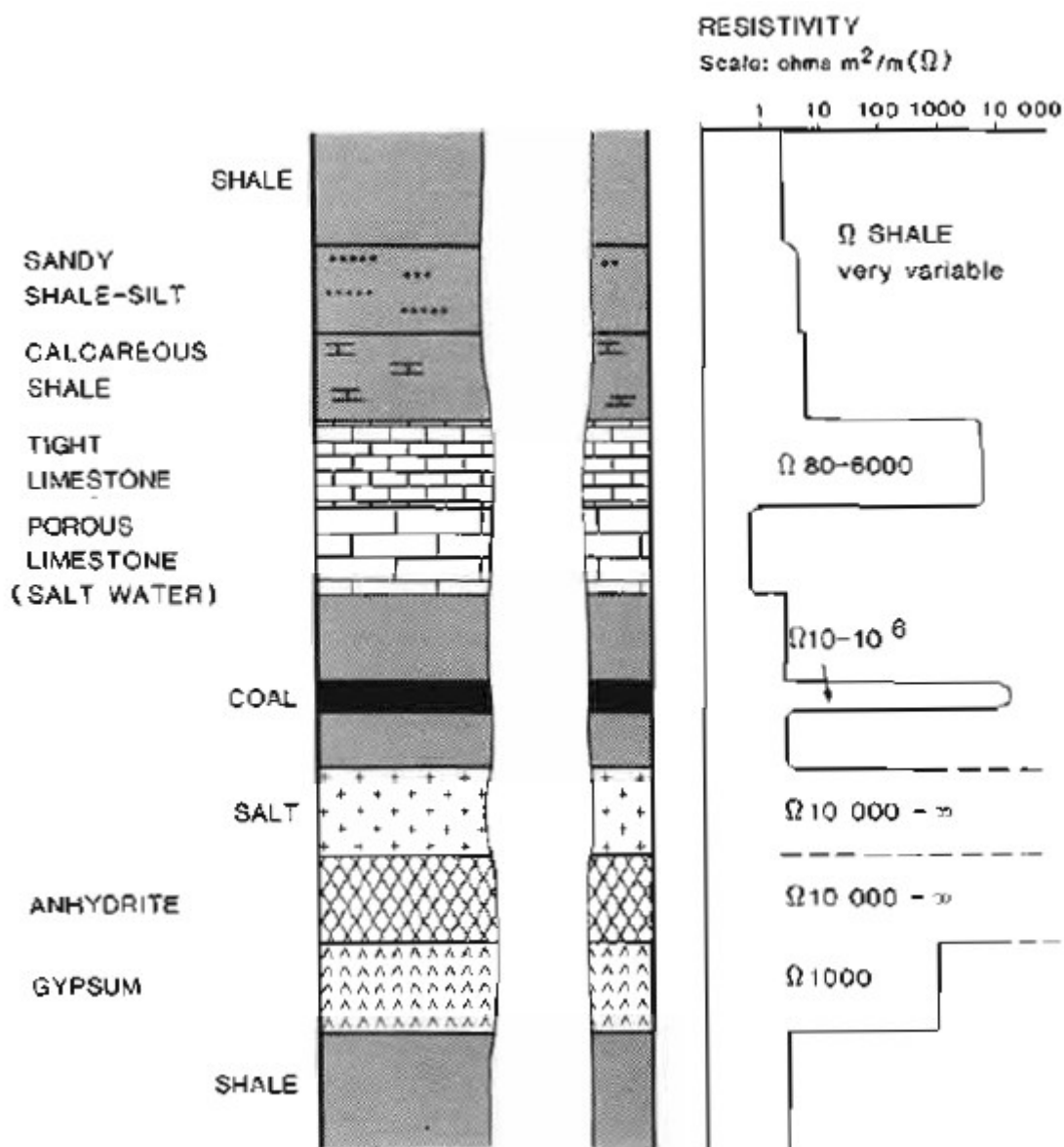
Kromě pórových vod výsledný odpor může ovlivňovat i struktura hornin. Proto se definuje bezrozměrný „formation resistivity factor“ („F“) ovlivněný tvarem a spojením pórů. Ten je odráží vytríděnost a složení sedimentu, případně velikost, orientaci a tvar zrn (porézní pískovec ~10; vápenec ~400). Hornina tedy (prostřednictvím pórů a jejich propojení) hraje pasivní roli na vedení elektrického proudu, přičemž výplň pórů je aktivní složkou vodivosti. Hodnota F se nemění se změnou obsahu pórové vody a ve většině případů je konstantní (Rider,1996).



Obr. 12 – Mění se hodnota F faktoru s měnící se porozitou. Je vidět, že dobře vytríděný pískovec (první obrázek) bude mít nižší odpory než špatně vytríděný pískovec (druhý obrázek). Rozpukané karbonáty (třetí obrázek) pak budou mít z těchto hornin nejvyšší odpor. Podle Rider (1996)

Pokud se v hornině nachází jílové minerály, faktor F přestává být konstantní a klesá s rostoucím proudem vpouštěným do prostředí. Jílové minerály totiž mohou vést elektrický proud (a proud tak bude procházet pórovou vodou a samotnými jílovými minerály). Jedná se o komplexní problém (jílový minerál na povrch adsorbuje vodu a ionty, které pak vedou el. proud), kde velkou roli hraje CEC (cation exchange capacity – kationtová výměnná kapacita).

Mezi jílové minerály s vysokým CEC patří montmorillonit. V případě solanek v pórových vodách se vodivost jílových minerálů neprojeví, u jílovců s póry vyplněnými uhlovodíky je ale odpor nízký. Vodivost jílových minerálů je tedy komplexní téma, které je ovlivněné několika parametry (CEC, výplň pórů...), jež pak určí výsledný odpor (Rider,1996).



Obr. 13 – Hodnoty odporu u jednotlivých hornin. V prvním sloupci jsou vyznačené jednotlivé horniny, v druhém pak doprava rostoucí odpor u těchto vrstev. Podle Rider (1996)

Jak je již zmíněno výše, horninové prostředí je ovlivněné technologií vrtání. Zvláště to platí u odporové karotáže, kterou ovlivňuje hlavně vniknutí výplachu (jílu) do horniny. Postupným pronikáním jílu do určitých (obvykle porézních) partií se výsledný záznam mění s časem. K výraznému ovlivnění horniny výplachem dojde ale až za několik dní (Rider,1996).

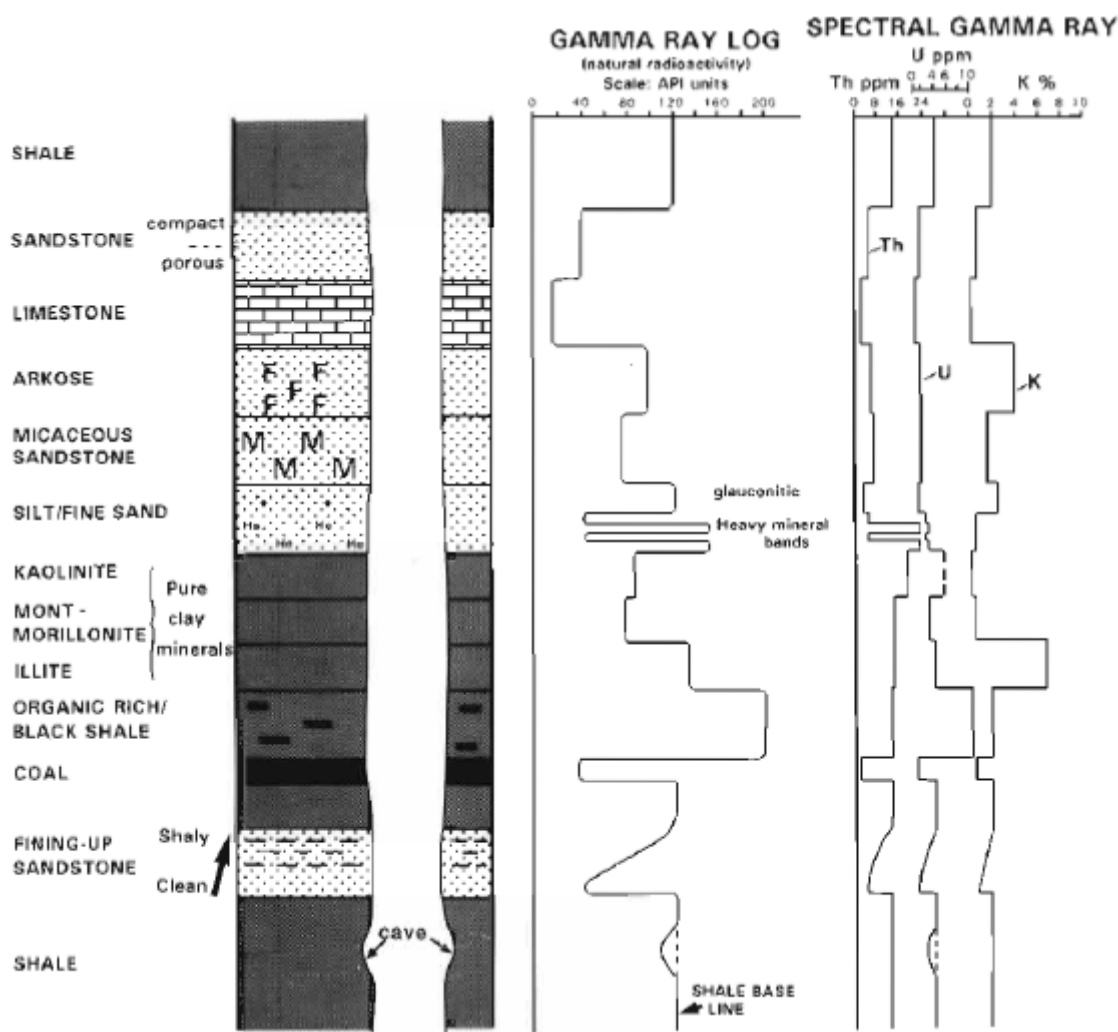
Odporovou karotáž nelze použít k identifikaci jednotlivých hornin (můžeme určit relativní změny zrnitosti – hrubozrnná hornina bude mít vyšší odpor než jemnozrnná hornina). Hodnoty jsou závislé na složení hornin, fluidech a kompakci. Kvůli kompakci roste u odporové karotáže odpor (s vyšším tlakem se hlavně u jílovců zmenšují póry). Přesto může být velmi užitečná při korelaci (Rider,1996).

Pokud korelujeme více vrtů pomocí odporové karotáže, musíme si dát pozor na změny tlaku v sedimentárním sledu (kompakce odpor zvyšuje, „overpressure“ naopak snižuje) a složení vody. Všechny tyto výkyvy jsou totiž nestratigrafické a tím pádem nekorelovatelné (Rider,1996).

U odporové karotáže se používá několik vzdáleností sond, které mají různou hloubku měření. Hluboká karotáž měří samotnou horninu, střední karotáž je schopná určit texturu horniny, mikro karotáž pak strukturu horniny (Rider,1996).

3.2 Gama karotáž a gama spektrometrie

Gama karotáž a gama spektrometrie měří radioaktivitu produkovanou přírodními radioaktivními prvky (U, Th, K), přičemž gama karotáž měří úhrnnou radioaktivitu a gama spektrometrie měří, jak se na úhrnné radioaktivitě podílejí přirozené radionuklidy (to co platí pro gama karotáž platí i pro gama spektrometrii, pokud nebude zmíněno jinak). V případě vysokého obsahu radioaktivních prvků v hornině (například v jílovcích) bude křivka gama karotáže ve vyšších hodnotách.



Obr. 14 – Změny v křivkách úhrnné gama karotáže a gama spektrometrie v závislosti na horninách a minerálním složení. V levém sloupci vidíme jednotlivé horninové s různým minerálním složení, v prostředním je poté doprava rostoucí úhrnná radioaktivita a v pravém jednotlivé doprava rostoucí koncentrace přirozených radioaktivních prvků (Th, U, K) odvozené z gama spektrometrie. Podle Rider (1996)

3.2.1 Měření

Radioaktivní prvky při rozpadu emitují gama záření energie (MeV), které má pro jednotlivé prvky typické spektrum.

K měření úhrnné radioaktivity i gama spektrometrie se používají sondy složené ze scintilátoru (NaI) a fotonásobičů. Přístroj tak vlastně počítá jednotlivé dopady částic („counts“), u gama spektrometrie pak včetně počtu hraje roli i energie uvolněné částice. Přístroje jsou schopné měřit přibližně do hloubky 10 cm směrem do horniny a 20 cm ve směru po a proti vytahování sondy. Gama karotáž je citlivá na hustotu horniny a s jejím růstem se výsledná karotážní křivka snižuje (více gama paprsků je pohlceno). Měření je normované na specifickou rychlost vytahování a sonda je schopná úspěšně rozlišit vrstvy 30 cm mocné. Při opakovaném měření nedochází k přesné reprodukci měřených dat všemi křivkami. To je zapříčiněno náhodností rozpadu radioaktivních prvků a tím pádem nemožností vytvořit naprosto stejné měření. Výsledné měření navíc ovlivňuje i povrch vrtu, kde v případě kaveren klesá hodnota gama záření (Rider,1996).

Gama karotáž je ovlivněná výplachem. V případě použití barytu (vysoká hustota) dojde k odstínění části gama paprsků a absolutní hodnoty měření se sníží (vyšší hustotu mohou mít i kompaktované jílovce), relativní výkyvy ale budou zachovány. Ve výplachu se někdy používá i KCl. Jelikož může být draslík radioaktivní, dojde k celkové zvýšení úhrnné gama karotáže. Problémy pak nastanou v případě gama spektrometrie, kde budou obsahy K převyšovat zbylé přirozené radioizotopy (Rider,1996).

3.2.2 Draslík

Draslík (^{40}K) je nejhojnějším radioizotopem nacházejícím se v zemské kůře. Vyskytuje se v živcích, slídách, evaporitech a jílových minerálech (v illitu je nejzastoupenější, v kaolínu a smektitech jsou obsahy nízké). Zvýšené obsahy K mohou být indikativní pro jílovce ale i arkóзовé pískovce (Rider,1996).

*Potassium content			
Mineral	% by weight	Average %	Construction
Illite	3.51–8.31	5.20	K, Al,Silicate
Glauconite	3.20–5.80	4.50	K, Mg, Fe, Al, Silicate
Kaolinite	0.00–1.49	0.63	Al, Silicate
Smectite	0.00–0.60	0.22	Ca, Na, Mg, Al Silicate
Chlorite	0	0	Mg, Fe, Al, Silicate

*Average shale = 2% – 3.5% potassium

Tab. 1. – Obsahy draslíku v jednotlivých minerálech. V prvním sloupci jsou rozmezí tíhových koncentrací, v prostřední jsou pak průměrné hodnoty zastoupení draslíku v minerálech a v posledním sloupci je složení minerálu. Podle Rider (1996)

3.2.3 Uran

Uran není tak hojný jako K, za to je ale nejvýznamnějším radioizotopem (^{238}U , ^{235}U). Uran vstupuje do sedimentu třemi způsoby. Může být vysrážen v kyselých redukčních prostředích, adsorbován na organickou hmotu nebo vázán na fosfáty. Často se vyskytuje a může být výrazně koncentrován v anoxických jílovcích/břidlicích. Koncentrace U je nerovnoměrně rozložená a uran tak vytváří

anomálie („píky“). Jelikož U není primární komponentou sedimentů, není jeho koncentrace indikativní pro žádný typ horniny (Rider,1996).


	Composition	ThO ₂ content (%)
Thorite	Th, Si, O ₄	25–63
Monazite	Ce, Y, La, PO ₃	4–12
Zircon	Zr, Si, O ₄	less than 1

	Uranium ppm	Thorium ppm
Zircon	300–3000	100–2500
Sphene	100–700	100–600
Epidote	20–50	50–500
Apatite	5–150	2–150

Tab. 2. –Obsahy Th a U ve vybraných minerálech. V prvním sloupci je název minerálu, v druhém pak složení minerálu/obsahy uranu v ppm a ve třetím sloupci obsahy thoriav %/ppm.. Podle Rider (1996)

3.2.4 Thorium

Thorium (²³²Th) se nachází jako součást těžkých minerálů (thorit/monazit) v bauxitech. Je také víc zastoupen v kaolínech (váže se na jílové minerály) a k jeho nabohacení může dojít i v rámci výše energetických sedimentací (kumulace již zmíněných těžkých minerálů). Thorium je dobrý indikátor jílovců (Rider,1996).

Mineral	Thorium ppm (approximate average)	
Bauxite	8–132 (42)	More continental
Kaolinite	18–26	
Illite–muscovite	6–22	
Smectite	10–24	
Glauconite	2–8	

Tab. 3 –Rozsah obsahů thoria ve vybraných minerálech. V prvním sloupci jsou názvy minerálů. V druhém sloupci jsou obsahy thoria a třetí sloupec ukazuje měnící se obsahy thoria v rámci prostředí vzniku minerálu. Thoriem nabohacené sedimenty jsou spíše kontinentálního původu. Podle Rider (1996)

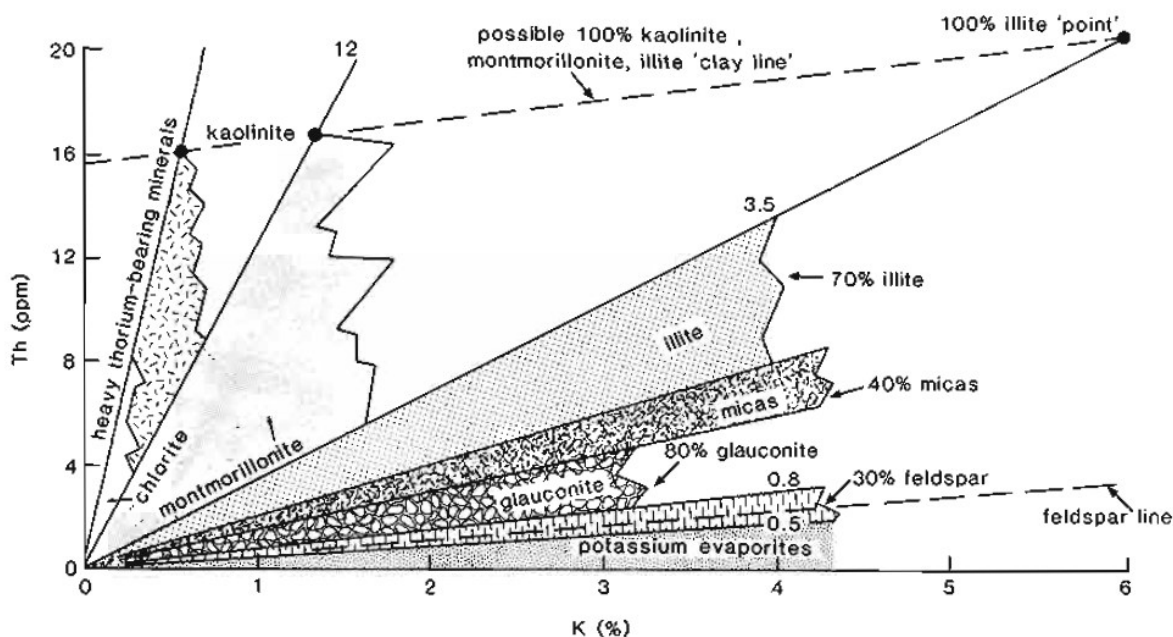
3.2.5 Gama karotáž jako indikátor zastoupení jílovců

Jak již bylo zmíněno výše, zvýšená úhrnná radioaktivita dobře koreluje s vrstvami jílovitých hornin Existují i další, ne tak běžné horniny bohaté na radioaktivní izotopy. Například některé akcesorické minerály v pískovcích jsou radioaktivní (živce (K), slídy (K), těžké minerály (Th), glaukonit (K)), vápence nejsou výrazně radioaktivní, závisí ale na jejich příměsích a v některých evaporitech jsou vysoké obsahy K. Na organickou hmotu je obvykle vázaný U, lze ale říct, že se jedná o nízké obsahy, a tudíž bude úhrnná radioaktivita nižší jak u jílovců. Diskordance a kondenzační horizonty jsou obohaceny o U (kvůli pomalé sedimentaci). Na zlomech lze také často naměřit vyšší obsahy U (Rider,1996).

Jelikož hodnota gama karotáže obvykle roste s množstvím jílových minerálů, svádí v rámci čistě klastického sedimentárního systému k využití jako parametr zrnitosti, ale toto platí jen zčásti, protože neodráží rozdíly zrnitosti nejílových minerálů.

3.2.6 Th/K a U/Th

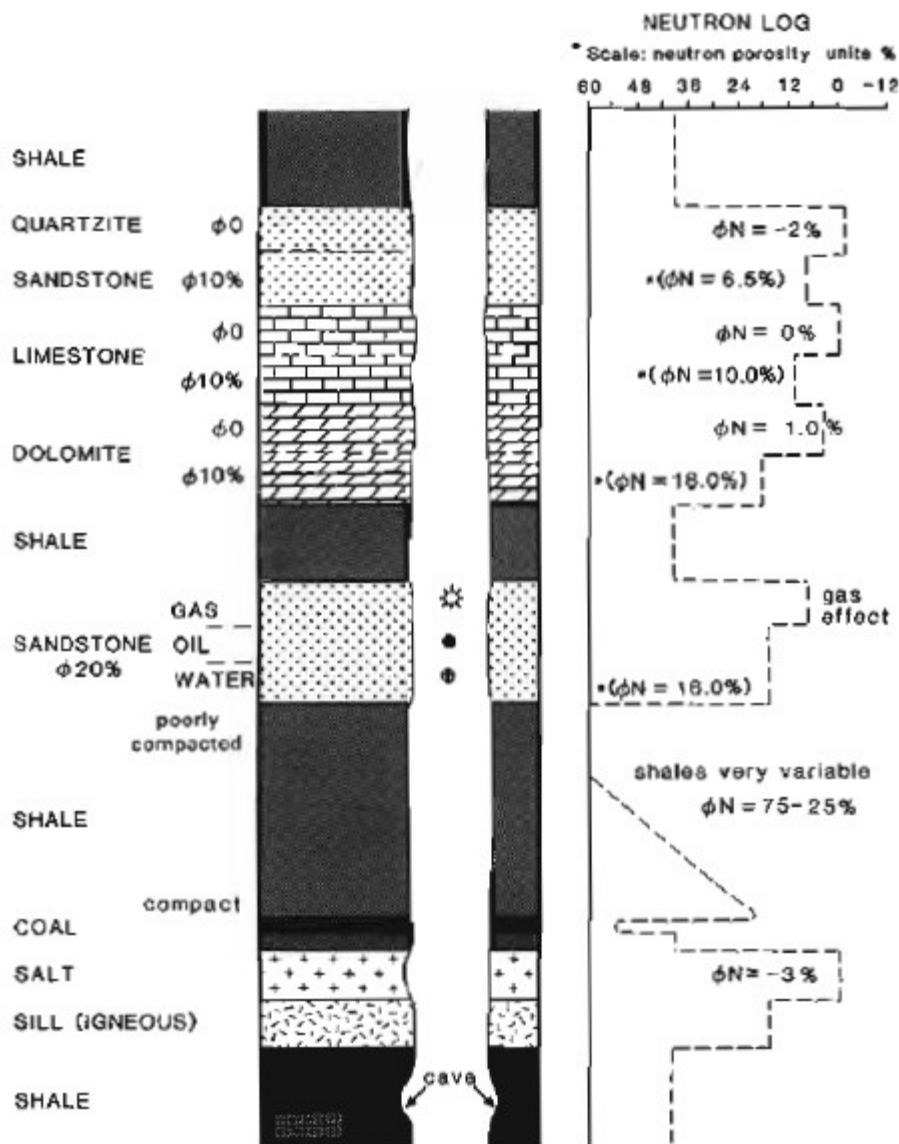
Při určování bližšího složení sedimentů může poměr Th/K vytvořený z koncentrací získaných gama spektrometrií poskytnout zajímavá data. V rámci poměru Th/K lze odlišit jednotlivé jílové minerály (obr. 15). Thorium má komplikovanou geochemii a není znám princip jeho nabohacení v jílových minerálech. Poměr Th/K lze také použít jako indikátor paleoklimatu (intenzity zvětrávání – pokud vysoký K a nízké Th, suché klima a obráceně). Zároveň slouží k zobrazení obsahu živců/jílovců v hornině. V případě pískovců roste Th/K se zrnitostí. Uživatel tohoto parametru by ale měl odlišit jednotlivé horniny (jílovec/pískovec). V pískovcích a jílovcích jsou různá poměry Th/K výsledek by nebyl relevantní (Rider,1996).



Obr. 15 – Mění se poměry Th/K v závislosti na jednotlivých minerálech. Na vertikální ose se nachází koncentrace thoria v ppm a na horizontální koncentrace K v procentech. Podle Rider (1996)

3.3 Neutronová karotáž

Neutronová karotáž zjišťuje, jak prostředí zpomaluje/reaguje na rychlé neutrony. Neutrony postupně ztrácejí rychlost kvůli nárazu do přibližně stejně těžkého vodíkového jádra kvůli elastickému rozptylu („elastic scattering“). V případě srážky s těžším jádrem dojde k neelastickému rozptylu („inelastic scattering“) a nevýraznému zpomalení (Rider, 1996). Protože rychlost neutronů nejvíc ovlivní vodíkové atomy, můžeme říct, že neutronová karotáž ukazuje na koncentraci vodíku („hydrogen index“) v horninovém prostředí. V něm se vodík nejčastěji vyskytuje ve vodě (H₂O). Může se poté jednat o vázanou vodu, krystalizační vodu nebo pórovou vodu. V rámci zjednodušení pak můžeme prohlásit, že neutronová karotáž koreluje s porozitou. Včetně zvýšených obsahů vody ukazuje i na zvýšené množství uhlovodíků, evaporitů a hydratovaných minerálů (například sádrovec - CaSO₄.2H₂O). Celkově lze říct, že se jedná o dobrý litologický indikátor v určování jílovců (vysoké hodnoty porozity) a pískovců nebo vápenců (nízké hodnoty porozity) (Rider,1996).



Obr. 16 – Rozdílná porozita mění se v rámci různých hornin a různé výplně pórů. První sloupec znázorňuje jednotlivé horniny, druhý sloupec pak ukazuje změny doprava klesající porozity. Podle Rider (1996)

Neutronová karotáž má i nedostatky. S rostoucí hloubkou se u jílovců kvůli kompakci snižuje množství pórové a adsorbované vody (například u montmorillonitů), tudíž se mění hodnota neutronové karotáže. Karotáž zároveň není schopná dobře rozlišit příměsi jílu a vody v horninách (Rider,1996).

3.3.1 Měření

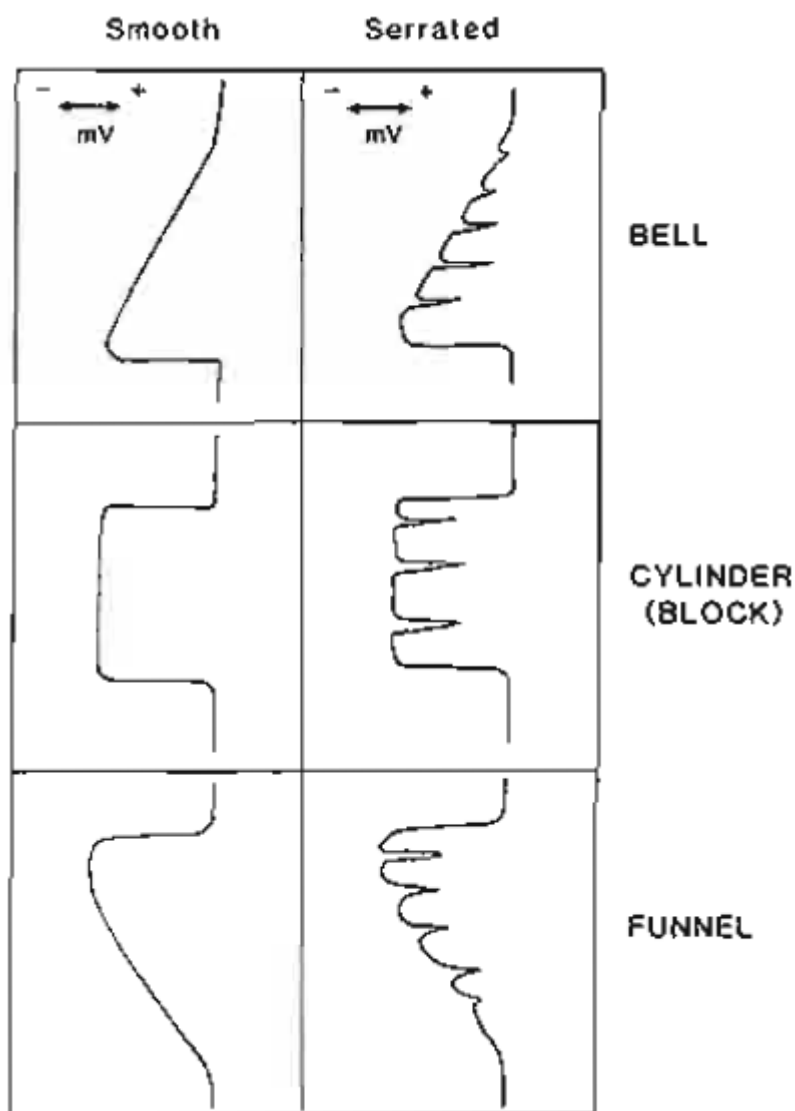
Přístroj má jeden zdroj neutronů a dva přijímače. Je založen na měření počtu neutronů po průchodu sedimentárním prostředím. Neutronová karotáž nemá velký hloubkový dosah, pouze 15-25 mm, poskytuje ale velmi dobré rozlišení vrstev ~40 cm, doporučuje se ale počítat s rozlišením okolo metru (Rider,1996).

3.4 Rozpoznávání litologií

Pokud chceme pomocí karotáží interpretovat geologické prostředí, měli bychom používat vyvrtné vrtné jádro jako referenční materiál k samotné karotáži. Karotáž nám totiž ukazuje pouze změny v horninovém prostředí a jedná se vlastně o zobecnění toho, co vidíme na vrtném

jádře. V případě absolutních čísel karotáž poukazuje pouze na určité vlastnosti horninového prostředí (Rider,1996).

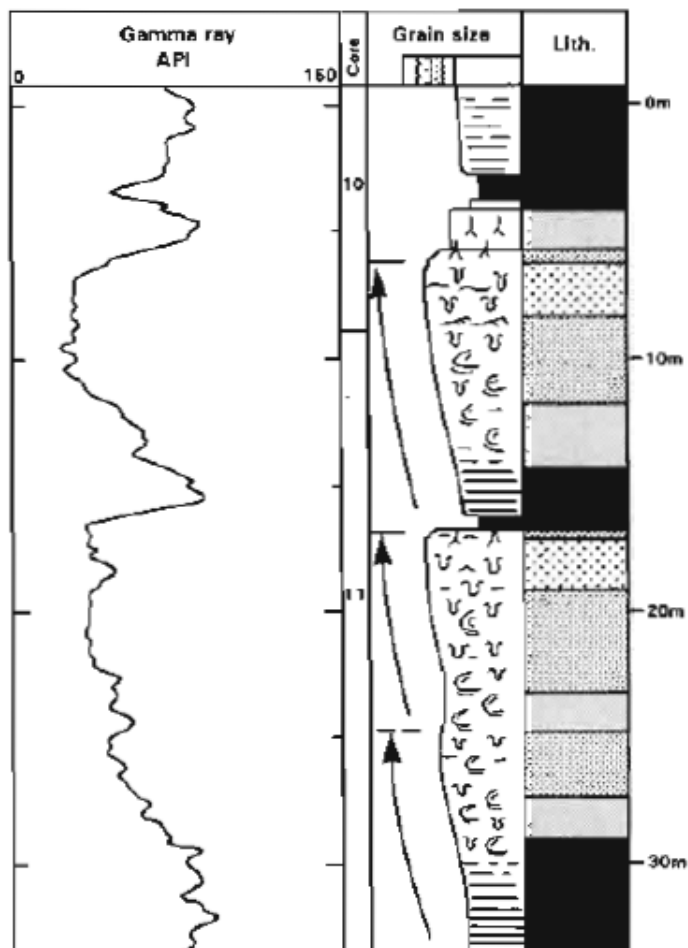
V případě interpretace horninové prostředí pouze s použitím karotážních křivek si musíme dát pozor na chybu určení hloubky (až 5 m). Při vrtání mohly vzniknout i kaverny, které mohou ovlivňovat měření. Při interpretaci se začíná horizontálně (výrazné píky, maxima/minima). Následně se přikročí k pozorování vertikálních změn u křivek, kde můžeme sledovat jednotlivé trendy, a ostré hranice. Hranice litofacií nejsou ostré a jsou skryté v tak zvaném „shoulder effectu“, kde hranici zakreslíme doprostřed křivky (Rider,1996).



Obr. 17 - Zjednodušené trendy vývoje zrnitosti zobrazené na změnách doprava rostoucí vodivosti (převrácená hodnota odporu). V levém sloupci jsou změny vyhlazené, přičemž v pravém jsou přerušené jílými polohami. Jednotlivé tvary poté znázorňují vývoj sekvence v sedimentech. „Zvon“ znázorňuje postupné zjemnění do nadloží způsobené postupnou transgresí nebo pohybem ramene meandrující řeky. „Cylindr“ ukazuje na ostrý přechod z jemných k hrubým sedimentům a může být způsoben průvalovým vějířem nebo náhlým přeložením říčního koryta. „Trychtýř“ poté signalizuje postupné hrubnutí sedimentů a mohl by být způsoben progradací deltových těles nebo regresí. Podle Rider (1996)

Stejné principy popsané v předchozím odstavci se používají i ke korelacím mezi vrty. Karotáž také umožňuje studium jednotlivých litofacií a tvorbu sedimentologických analýz. Obvykle se vychází ze spojení dvou karotážních křivek, a to obvykle odporové karotáže a gama karotáže. Výhodou je,

že tyto křivky mají obvykle „inverzní chování“ a tudíž dojde k zúžení/rozšíření výsledného tvaru a zvýraznění jednotlivých maxim a minim. V rámci trendů pak může sled do nadloží zjemňovat – sedimentární záznam fluviální sedimentace (meandrujících řek), případně se může jednat o záznam transgrese. V případě hrubnocích sledů se může jednat o progradaci deltových těles a pobřeží. Jak je ale již zmíněno výše, hodnoty gama karotáže se mění s obsahem jílových minerálů, ne se zrnitostními změnami (Rider,1996).



Obr. 18 – Reálný příklad použití karotáže k určení jednotlivých sekvencí hrubnutí. V levém sloupci je doprava rostoucí gama karotáž, v pravém sloupci pak je vidět sedimentologický profil s vyznačením jednotlivých cyklů hrubnutí. Podle Rider (1996)

4. Fosilní stopy a ichnostavba

Typy fosilních stop, ichnofacie a ichnostavba sedimentů mohou poskytnout velké množství informací o prostředí sedimentace a jeho změnách (např. MacEachern et al., 2010). Jeden druh stopy může být vytvořen více živočichy se stejným druhem chování; zároveň také týž živočich může v závislosti na podmínkách tvořit několik různých stop. Mezi příklady ichnofosilií následně patří vrtby, stopy po pastvě nebo odpočinku (MacEachern et al., 2010).

Přesto že ichnofosilie přinášejí velmi hodnotnou informaci o prostředí sedimentace (viz níže), jejich pozorování ve vrtu je komplikované. Vrtné jádro totiž na rozdíl od výchozů zasahuje pouze malou část horninového celku a vzhledem k jeho vertikální orientaci obvykle nadhodnocujeme horizontální struktury. Na druhou stranu nám vrtná data poskytují čerstvé řezy jednotlivých ichnofosilií a zobrazují vnitřní stavbu jednotlivých struktur, která je obvykle na výchozech špatně viditelná (MacEachern et al., 2010).

4.1 Ichnofacie

Ichnostavby jsou silně faciálně závislé, a můžou nám poskytnout vzhled do podoby paleoprostředí. Jednotlivé typy chování organismů (způsob získávání potravy) a tím pádem i druhy vrteb jsou podmíněny konzistencí substrátu (zpevněním sedimentu), zrnitostí sedimentu, druhem potravy, energií vody, salinitou, okysličením a rychlostí sedimentace. V závislosti na těchto vlastnostech byly stanoveny ichnofaciální modely, které seskupují ichnofosilie vznikající za stejných podmínek do jednotlivých ichnofacií. V mořském prostředí bylo stanoveno osm ichnofaciálních modelů (MacEachern et al. 2010). Přestože hloubka není základním parametrem ovlivňujícím vznik jednotlivých ichnofacií, výše zmíněné parametry se mění s hloubkou, a proto můžeme říct, že i hloubka ovlivňuje přítomnost jednotlivých ichnofacií. Každopádně jejich přítomnost v rámci pánve neukazuje přímo na paleohloubku, ale na přítomnost určitého komplexu podmínek. Například ichnofosilie *Arenicolites isp.* patří mezi zástupce skolitové ichnofacie, jedná se ale o projevy oportunistických původců stop obsazujících například i hlouběji uložené tempestity (MacEachern et al., 2010).

4.1.1 Skolitová ichnofacie

Skolitová ichnofacie je definována obvykle vertikálními chodbami, případně chodbami ve tvaru písmene „U“, s častými spreiten strukturami („spreiten“ z německého „okraj listu“ jsou laminy ukazující na posun chodby v rámci agradace/eroze sedimentu). Tyto chodby fungují pouze jako úkryt a ukotvení organismů jsou obvykle tvořeny filtrátory či pasivními karnivory. Celkově je v ichnofacii zastoupeno nízké množství horizontálních struktur a struktur vznikající požíráním sedimentů. Diverzita chodeb nemusí být vysoká, jednotlivé druhy ichnofosilií mohou být naopak hojné (MacEachern et al., 2010).

Preferované prostředí těchto organismů je tvořeno čistou, dobře, prokysličenou vodou s nízkým zakalením a normální salinitou. Písečný, sypký nebo přemísťovaný sediment je obvykle dobře vytříděný a často se v něm střídají období eroze a agradace. Celková energie prostředí je poměrně vysoká a je způsobovaná prouděním nebo vlněním. V sedimentech se poté mohou vyskytovat tenké laminy lehce se uklánějící směrem do pánve (MacEachern et al., 2010).

Tato ichnofacie je často přiřazována březní líc a příbřežním sedimentům včetně pláží, barů a kos, může se ale vyskytovat i na čele delt, v přílivem řízených estuáriích, přílivových kanálech a otevřených písčitéch zálivech (samozřejmě pokud jsou splněné výše zmíněné podmínky vzniku ichnofacie). Skolitovou ichofaci můžeme najít i v hlubokovodních sedimentech v dosahu bouřkového vlnění (HCS a SCS struktury) nebo v podmořských kanálech, na šelfových svazích nebo na hlubokomořských vějířích. Posledně zmíněná prostředí se ale budou vyskytovat s nízkoenergetickými ichnofaciemi (MacEachern et al., 2010).

4.1.2 Cruzianová ichnofacie

Cruzianová ichnofacie je typická pro prostředí o nižší energii než skolitová, ale s možným epizodickým přínosem hrubšího sedimentu. Sedimenty jsou obvykle málo vytrříděné (původně odlišitelné prachové, písčivé, případně jílové laminy jsou často výrazně bioturbované) kohezivní jemnozrnné písčivce až jílovce, v kterých mohou být HCS struktury, oscilační čeřiny a výjimečně i písek s šikmým zvrstvením. Obvyklá je i vysoká diversita stop a jejich četnost (MacEachern et al., 2010).

Prostředí je mimo dosahu normálního vlnění a přílivo-odlivových cyklů, ale stále může být v dosahu bouřkového vlnění. K akumulaci sedimentu dochází převážně ze suspenze. Podmínky sedimentace se v rámci času mohou měnit a poměrně klidnou sedimentaci mohou přerušit krátké vysokoenergetické periody (MacEachern et al., 2010).

Chodby jsou obvykle tvořené mobilními požírači sedimentů, filtrátory, karnivory a požírači mršin (zdroje potravy se vyskytují jak v suspenzi, tak v sedimentech), přičemž mohou být vertikální, ukloněné i horizontální (horizontální směr převládá) a může se jednat například o domichnia nebo stopy po pastvě. V sedimentech řízených bouřkovým vlněním jsou hojné oportunistické vertikální struktury (domichnia), které se v návaznosti na zpomalení sedimentace mění na horizontální. Velké množství chodeb následně může být použito k determinaci stabilního nízkoenergetického prostředí. V případě agradace sedimentu může dojít k překryvu mělčeji vznikajících struktur s těmi, které jsou situovány do větších hloubek. Tento překryv následně často vyústí ve vznik komplikovaných struktur (MacEachern et al., 2010).

5. Česká křídová pánev

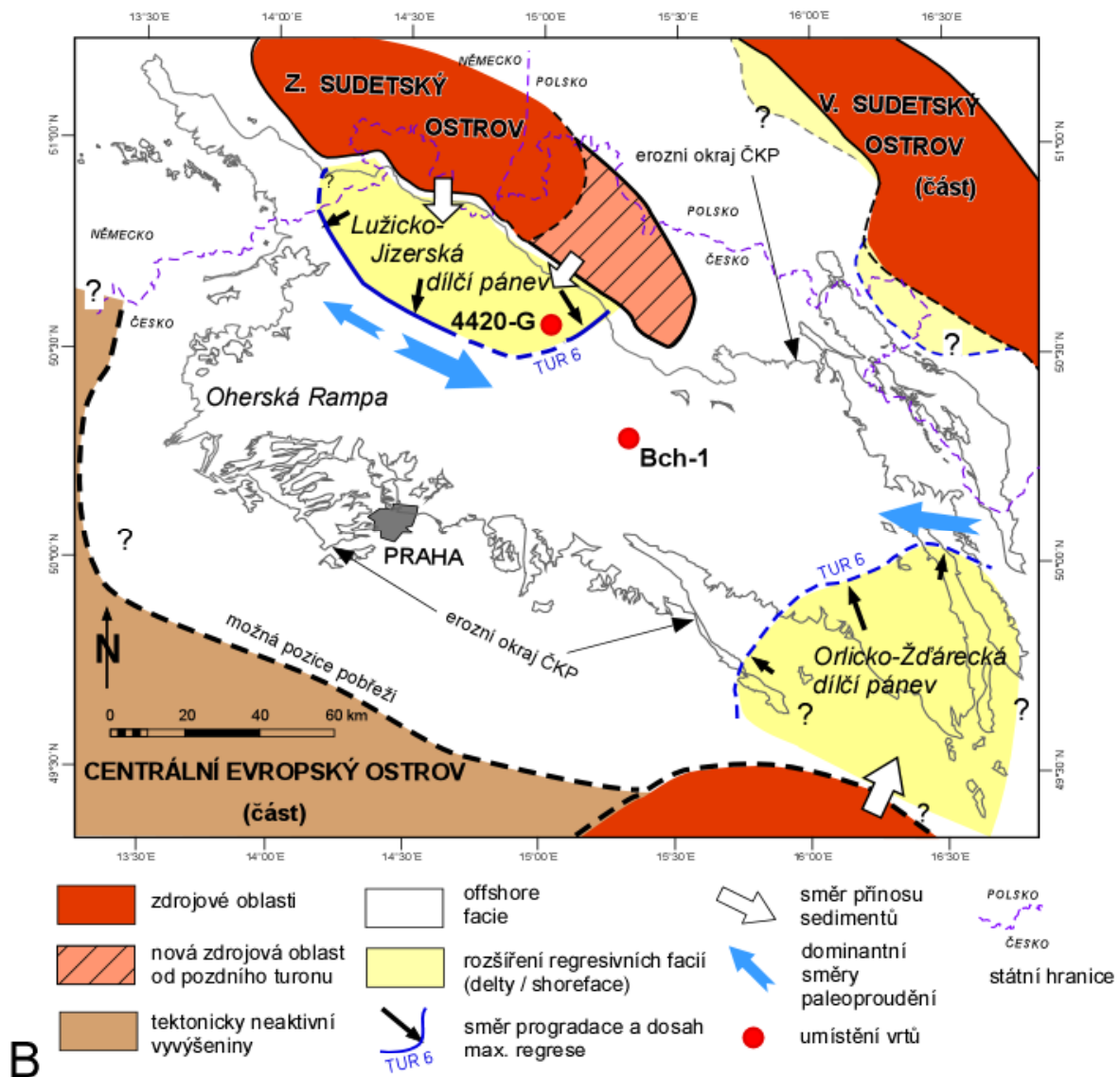
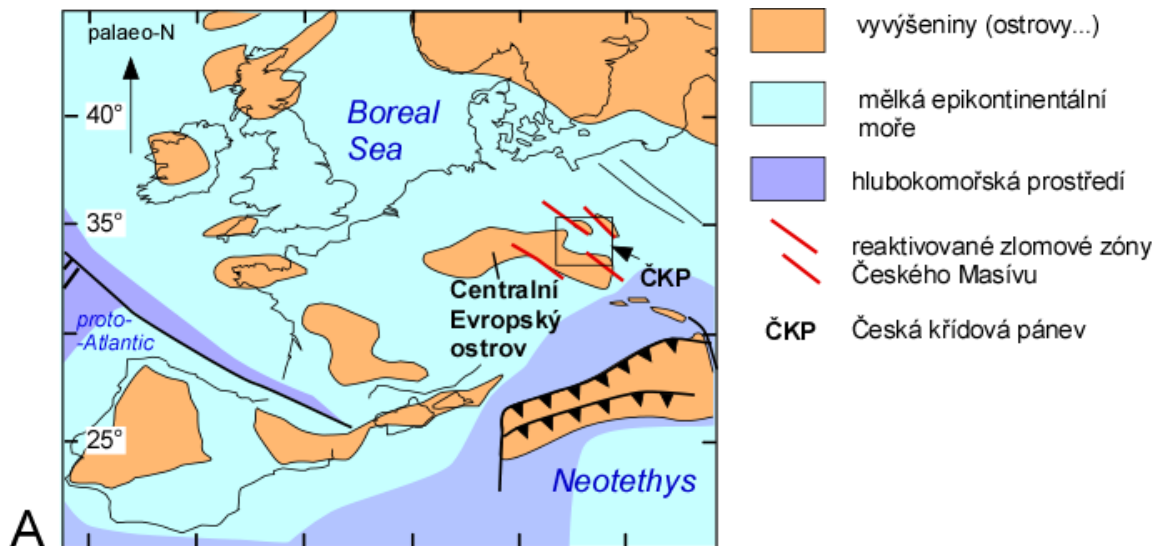
Křídové období je známé svou výrazným skleníkovým efektem (Plint 1991, Gardner, 1995, Gale et al. 2002, Laurin a Uličný et al. 2004), vysokou teplotou moře (Friedrich et al. 2012) a vysokou hladinou celosvětových moří (hlavně od cenomanu do turonu) kde mezi nejvýraznější transgresní eventy patří ty ve středním turonu (Haq et al., 1988; Kominz et al., 2008) a na hranici cenoman/turon, která je nejspíš největší transgresí vůbec (Scholle and Arthur, 1980). Včetně vysoké hladiny jsou křídová moře specifická i vysokými obsahy kovů pocházející nejspíš z podmořského vulkanismu na nových středoocéánských hřebetech. Podle Turgeon a Brumsack (2006) byly v křídových mořích vyšší koncentrace zinku, a tudíž i jeho vyšší koncentrace v (u Zn v anoxických) sedimentech.

Česká křídová pánev (ČKP) je reliktní sedimentární pánev (podle Zieglera, 1990, byla velká část křídových sedimentů erodována v rámci křídovo-paleogénní inverze), jejíž tektonický režim interpretoval Uličný (2009) jako transtenzní. Byla vyplněna v průběhu mladší křídové a vznikla reaktivací variských zlomů při počátku alpské orogeneze (Uličný, 2009). Hlavními řídicími zlomy SSZ-JJV směru náležely k labské poruchové zóně (Uličný et al., 2014), přičemž nejvýrazněji se projevoval zlom lužický nacházející se na SV části ČKP. To je důvod zvyšování mocnosti křídových sedimentů tímto směrem.

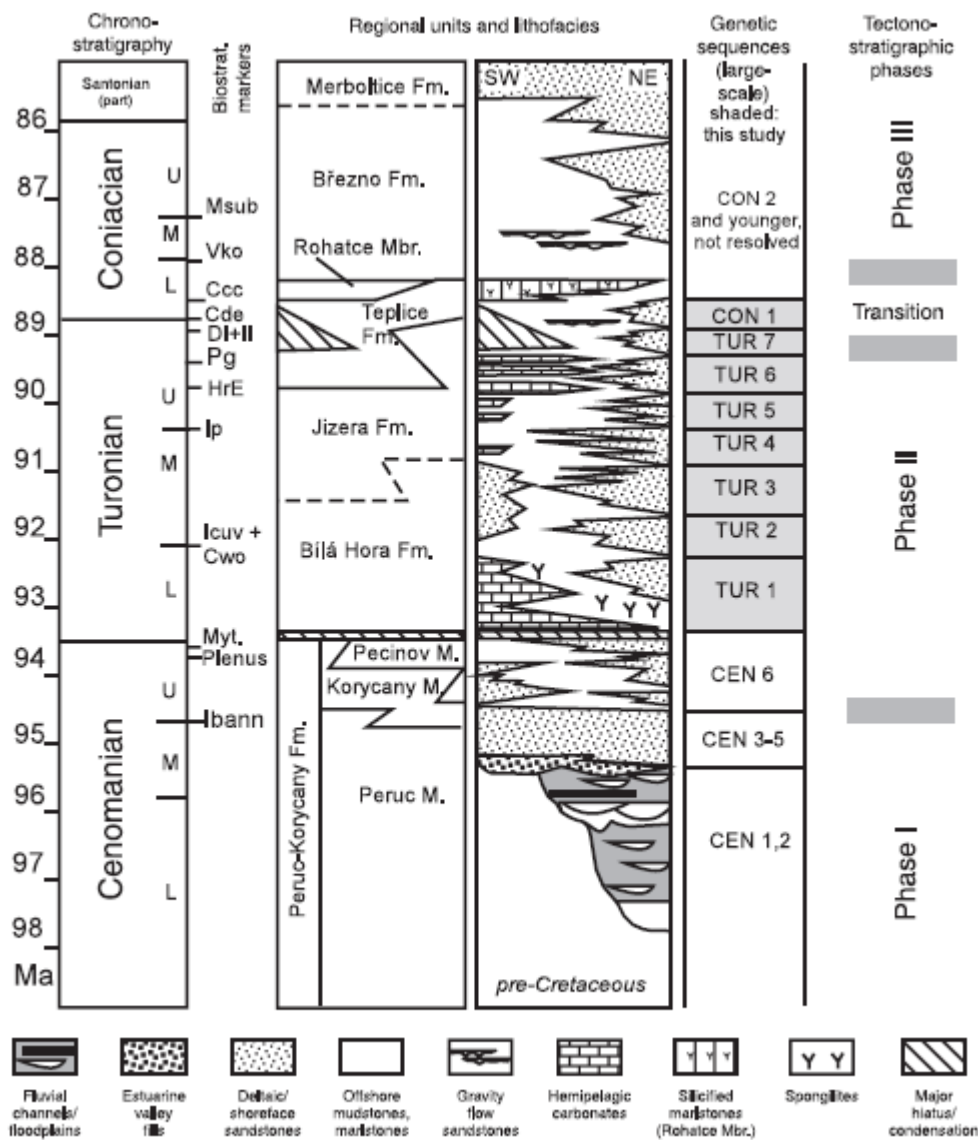
Většina sedimentární výplně pochází ze svrchní křídové, přičemž pánev lze rozdělit do dvou hlavních akomodacních prostorů, a to lužicko-jizerskou dílčí pánev na severozápadě ČKP a orlicko-žďárskou pánev v jihovýchodní části ČKP. (Uličný et al., 2014).

ČKP vyplňovalo mělké epikontinentální moře spojující boreální a peninský oceán. Pro pánev je typický vysoký přírůstek klastického materiálu (Uličný, 2009) a redistribuce jemnějšího materiálu do pánve tidálními proudy (Mitchell 2010, Uličný 2001). Maximální hloubka uvnitř pánve se odhaduje na ~100 m během největšího prohloubení (Mitchell, 2010), přičemž na severu se nacházel maximálně 35 m hluboký „labský průliv“. Ten byl poté od spodního do středního turonu kvůli nízké hladině moře a progradaci deltových těles uzavřen (Olde et al., 2015). Na začátku coniacu došlo k reaktivaci pohybů na řídicích zlomech labské poruchové zóny a subsidence v lužicko-jizerské pánvi výrazně zrychlila (Uličný et al., 2009).

Sedimenty můžeme rozdělit na kontinentální (perucké vrstvy) a mořské (korycanské vrstvy, pecínovské vrstvy, bělohorské, jizerské, teplické, merboltické a březenské souvrství). Perucké vrstvy jsou velmi pestrá kombinací sedimentárních hornin představující výplně paleoúdlí nivními, říčními a poté estuarijními sedimenty (cenoman). V rámci cenomanské transgrese došlo k rychlému prohloubení pánve a sedimentace opuk bělohorského souvrství. Na jizerské souvrství typické vápnitými pískovci nakonec nasedají jílovce a pískovce teplického souvrství. Sedimentace je v ČKP zakončena sedimentací merboltického a březenského, které jsou zachovány pouze v okolí oherského riftu (Čech et al. 1980).



Obr. 19 – Vyznačení pozice BCH-1 a 4420-G v rámci ČKP a České republiky. Na prvním obrázku je vyznačeno rozšíření moří v rámci křídové transgrese (modrou barvou jsou vyznačena moře, světle hnědou barvou ostrovy). Na druhém obrázku věnovaném prostředí ČKP jsou hnědě a světle hnědě vyznačené ostrovy, modře moře. Žlutě jsou vyznačené delty, modré šipky ukazují na směr paleoproudění. Červenou tečkou je označený vrt BCH-1 a 4420-G. Podle práce Chroustová et al. (in press)



Obr. 20 – Stratigrafická kolonka znázorňující dělení cenomanu až coniacu ČKP na genetické sekvence určené v práci Uličného et al. (2009). Vlevo je chronostratigrafická kolonka s dělením na jednotlivé stupně a časovým zařazením, uprostřed je dělení ČKP na jednotlivá souvrství a vrstvy (podle Čecha et al. 1980) s převládajícími litofaciemi. Napravo je pak samotné dělení definované pomocí hlavních transgresních ploch. Podle Uličného et al. (2009)

Od turonu až do coniacu lze sedimentaci popsat cyklickým střídáním transgresně regresních cyklů, pravděpodobně řízených zčásti orbitálními cykly (Laurin & Uličný 2004; Uličný et al., 2014) způsobujících progradaci těles písčitých delt a příbřežních sedimentů výrazně ovlivněných tidálními proudy ovlivňující vytržování sedimentů na čelech delt a roznos jemnější frakce do centra pánve (Uličný et al. 2001, Mitchell et al. 2010)

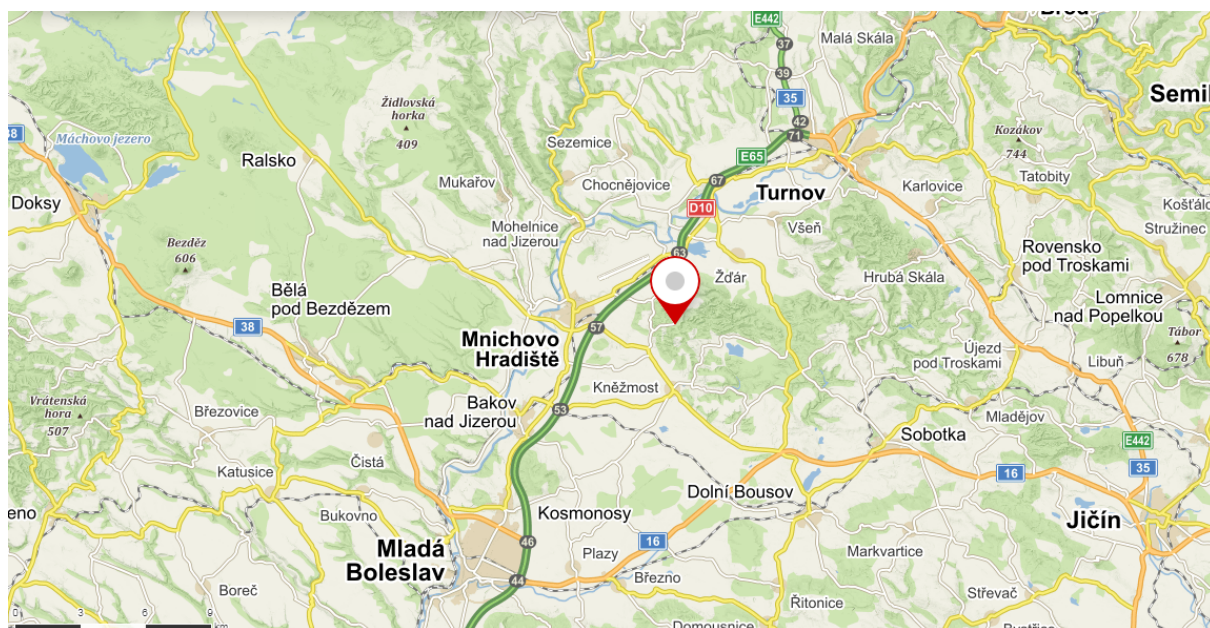
Podle práce Chroustové et al. (in press) bylo klima české křídové pánve ovlivněno změnami mezi vysokou a nízkou sezonalitou způsobenou precesí, která řídila snos klastického materiálu do pánve. To je doložené i paleobotanickými studiemi (Coniak, Kvaček et al. 2015; pozdní cenoman, Falcon-Lang et al., 2001). Chroustová et al. (in press) se domnívá, že vyšší sezonalita mohla vést k rozdílné dotaci srážek v rámci jednoho cyklu precese a tím i změny salinity, vyšší přínos sedimentů a nutrientů do pánve.



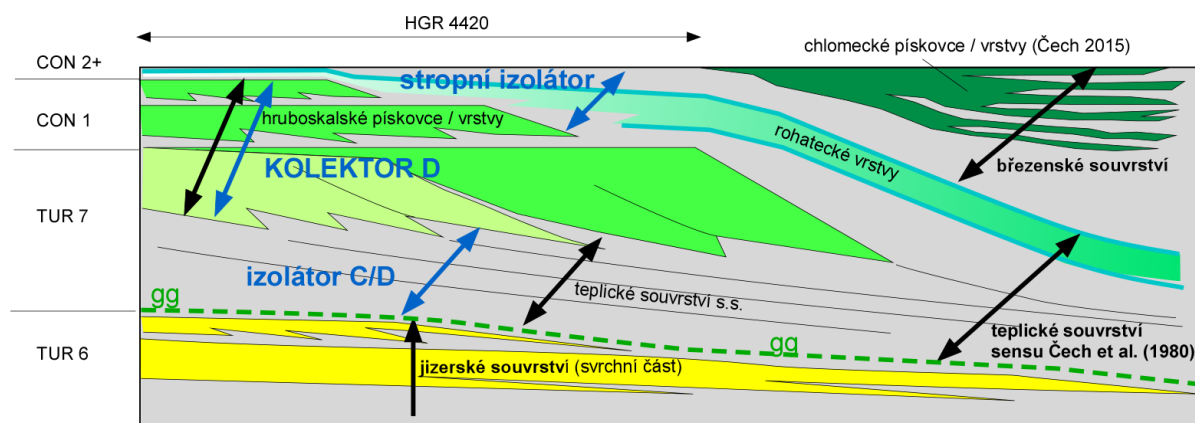
Obr. 21 – Hejšovina/Szczeliniec (919 m.n.m.) nedaleko polsko-českých hranic. Návrší této stolové hory je tvořeno hrubozrnnými pískovci jednotky CON 1 a můžeme tak vidět výrazný projev pánevní inverze ČKP, která zapříčinila výzdvih křídových sedimentů do velkých nadmořských výšek a tím i následnou erozi nadložních sedimentů. Fotografii pořídil Jan Ježek.

6. Vrt 4420-G Mužský

V této práci byl jako příklad aplikace prvkových proxy parametrů ve spojení s využitím karotáže zpracován vrt 4420-G Mužský. Vyvtání tohoto jádrového vrtu o hloubce cca 250 m probíhalo v roce 2015 v rámci projektu „Rebilance zásob podzemních vod“ na východní periférii lužicko-jizerské dílčí pánve (Valečka et al., 2015). Lokalita leží přibližně 20 km od Lužického přesmyku nedaleko obce Mužský v oblasti Českého ráje. Vrt zastihl tzv. hruboskalské pískovce a jílovce teplického souvrství (CON 1, TUR 7) a prachovce a pískovce jizerského souvrství (TUR 6 a TUR 5) (Valečka et al., 2015).



Obr. 22 - Lokalita vrt 4420-G Mužský na mapě (Souřadnice GPS – WGS 84: N 50°30'59.7" E 15°02'21.1"). Souřadnice převzaty z webových stránek ČGS, mapa převzata z mapy.cz.



Obr. 23 – Řez sedimentárním prostředím hydrogeologického rajonu 4420 s vyznačenými pískovcovými tělesy (barevně značené kolektory), jílovci a prachovci (šedě vyznačené izolátory) a genetickými sekvencemi. Zelenými písmeny „gg“ je poté vyznačen výrazný horizont tvořený glaukonitem. V rajonu byl vyvtán vrt 4420-G Mužský. Podle Uličný et al. (2015)

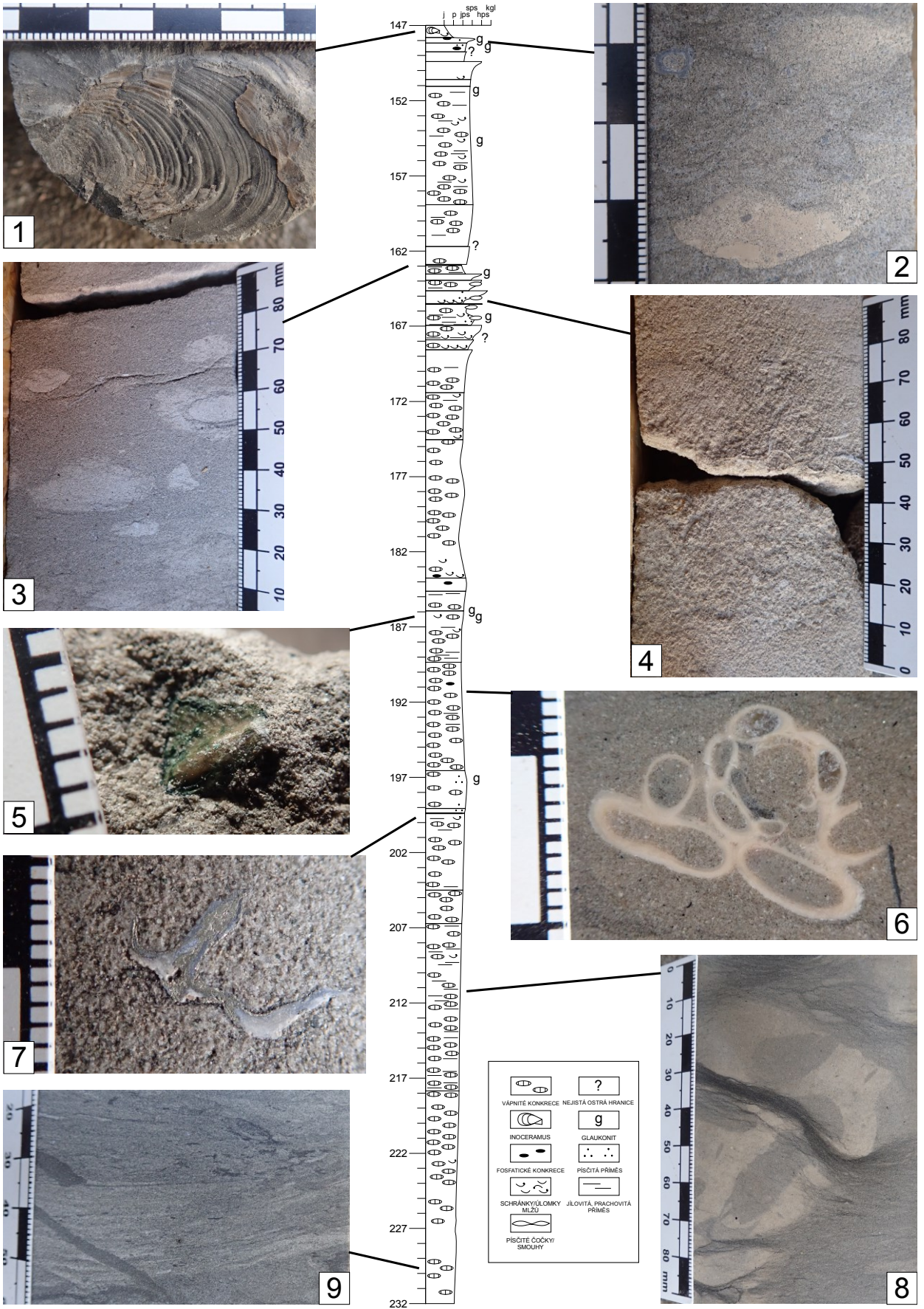
6.1 Sedimentologický popis

Nejdříve bylo vrtné jádro v metrážích 147,00-232,00 podélně rozříznuto a omyto. Po oschnutí následoval sedimentologický popis. Při popisu bylo postupováno podle následujícího postupu: barva, bioturbační index, zrnitost, cementace/porozita, ichtnostavby, nodule, hranice, vytříděnost. Hranice mezi jednotlivými litologickými celky jsou buď ostré (převážně v horní části vrtu) nebo konvenčně stanovené (byla snaha jednotlivé celky co nejjednodušeji popsat, a tudíž byly spodní partie vrtu, které jsou de facto bez ostrých hranic, rozděleny podle společných znaků do menších oddílů). Během popisu byla pořízena fotodokumentace nalezených fosilií, ichtnostaveb, případně zajímavých sedimentárních staveb a ostrých litologických hranic. Fotografie obvykle navlhčených vzorků byly pořízeny v rozptýleném světle pomocí fotoaparátu Olympus Tough TG-5 v módu makro.

Jak uvádí popis, složení sedimentu se ve vrtu 4420-G mění. Pro ulehčení orientace bylo stanoveno dohromady pět litofacií (viz Obr. 29), které vychází z podobnosti znaků (jako je zrnitost, obsah jílových vloček, případně ichtnofacie) mezi sedimenty:

1. Tato litofacie se skládá z různě zrnitých (převážně střednězrných a hrubozrných) vytříděných pískovců s vysokým bioturbačním indexem a bez přítomnosti jílových lamin. Poměrně časté jsou ostré přechody (nejčastější na metrážích ~160-170 – Obr. 24–4).
2. Skládá se z bioturbovaného (BI 5 - BI 6) jemnozrného pískovce s hojnými akcesorickými minerály. Místy se v této litofacii vyskytuje horizontální odlučnost a celkově jsou v ní nižší obsahy karbonátů.
3. Litofacie se skládá z jemnozrného pískovce, který obsahuje vysoké množství jílových lamin. Bioturbační index nabývá převážně hodnoty BI 5.
4. Jedná se o do podloží se zjemňující jemnozrný pískovec až prachovec s chodbami náležící do skolitovo-cruzianové ichtnofacie. Směrem do podloží poté přibývá množství prachu a ve spodních částech tvoří písek pouze tenké laminy (Obr. 24–9). Bioturbační index klesá do podloží a nabývá hodnot 4 a 5.
5. Do podloží hrubnoucí bioturbované (BI 6) jílovce (teplické) s hojnou faunou.

Jádro pak lze de facto rozdělit na dvě části. Spodní část (metráže ~176-232; litofacie 2, 3 a 4) je poměrně monotónní (téměř bez ostrých hranic – výjimkou je hranice na metráži 199,37) s náznaky hrubnutí a zjemňování a výjimečně glaukonitickými a fosfatickými zrny. Nacházejí se v ní šedé jemnozrné pískovce s hojnými ichtnofosiliemi a s kolísajícím ale do podloží se zvyšujícím obsahem prachu. Svrchní část je tvořena světlými (šedými až okrovými) typicky hrubšími pískovci (litofaciemi 1 a 3), které jsou na konci sledu ohraničeny nástupem teplických jílovců (litofacie 5). Ichnofosilie nejsou v sedimentech tak hojně zachovalé jako ve spodní části (způsobeno vysokou hodnotou BI 5 až BI 6). Hojnější jsou glaukonitická a fosfatická zrna (nejběžnější v nejsvrchnější části pískovců před nástupem litofacie 5). Celý sled je výrazně cementovaný karbonáty, které místy tvoří raně diagenetické nodule (viz kompakce), hrubne do nadloží a lze prohlásit, že sedimenty jsou velmi dobře vytříděné (v případě menší nevytříděnosti může být na vině bioturbace). Pro přesný litologický popis viz přílohu 1.

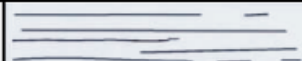
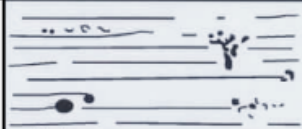
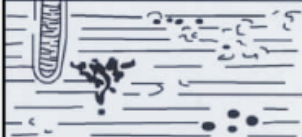
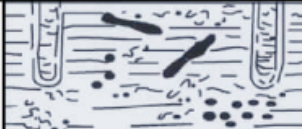





Obr. 24– Sedimentologický profil vrtem 4420-G s přiřazenými fotkami na jednotlivých metrážích. U sedimentologického profilu jsou na vertikální ose metráže a na horizontální doprava rostoucí zrnitost. Fotografie jsou přiřazeny k metrážím pomocí černých čar ukazující na jejich přibližnou pozici. Měřítka jsou v centimetrech (černobílé bloky)/milimetrech (menší členění)

1 – metráž 147,60; *Mytiloides mytiloidiformis* (Tröger) (Čech, osobní sdělení 2021); 2 - metráž 148,33; fosfatická konkrece; 3 - metráž 162,90; jemnozrnný pískovec ukazující minimální hloubku vrtby (tiering depth), která je přibližně 6 cm; 4 - metráž 165,50; transgresní hranice tvořená akumulací schránek a ostrým litologickým přechodem mezi hrubozrnným pískovcem a střednězrnným pískovcem; 5 - metráž 186,55; glaukonitizovaná fauna (šupina?) 6 - metráž 191,12; serpulidní červ; 7 - metráž 199,70; pyritizovaná ústřice; 8 - metráž 211,45; karbonátová nodule s kompaktizovanými jílovcovými laminami; 9 - metráž 229,45; lehce bioturbované pískové laminy.

6.2 Fosilní stopy a ichnostavba ve vrtu 4420-G

Při popisu vrtu byl zaznamenáván bioturbační index (BI), neboli kvantitativní vyjádření procentuálního zastoupení chodeb v sedimentu. Bioturbační index je závislý na rychlosti přínosu sedimentů, kde rychlá sedimentace snižuje intenzitu bioturbace. BI může nabývat sedmi hodnot (BI 0 – BI 6), přičemž ve větší části vrtu (metráže ~147-217) nabýval bioturbační index převážně hodnot 5 a 6 (nejdou v jádře vidět téměř žádné sedimentární stavby, a sediment je v případě BI 6 kompletně přepracován) a ve spodní části (metráže ~217-232) BI 4 (jsou viditelné zbytky sedimentárních struktur, v tomto případě laminací) (MacEachern et al., 2010).

BI Value	Visual Representation	Description
0		Bioturbation absent
1		Sparse bioturbation, bedding distinct, few discrete traces
2		Uncommon bioturbation, bedding distinct, low trace density
3		Moderate bioturbation, bedding boundaries sharp, traces discrete with rare overlap
4		Common bioturbation, bedding boundaries indistinct, high trace density with common overlap
5		Abundant bioturbation, bedding just visible, though completely disturbed
6		Complete bioturbation, total biogenic homogenization of sediment

Obr. 25 – Tabulka bioturbačního indexu použitá při popisu vrtného jádra. Podle Hansen a MacEachern (2007)

Dále byl pozorován tiering, či hloubka průniku chodeb do sedimentu. Ten byl zachycen na metrži 162,89 (Obr. 24–3. obrázek), kde došlo k vyplnění chodeb v šedém jemnozrnném pískovci nadložním bílým karbonatickým pískovcem. Díky tomuto výraznému barevnému kontrastu bylo možné tiering změřit a v těchto metržích nabývá minimálně 6 cm (MacEachern et al., 2010).



Obr. 26 – Průřez ichnofosilie *Ophiomorpha isp.* vystupující z výchozu. Genetická sekvenční jednotka TUR 6. Lokalita Malá Buková nedaleko Doks. Měřítka - vycházková hůl.

6.2.1 Ichnofacie vrtu 4420-G

Sedimenty z vrtu 4420-G spadají do skolitové (litofacie 1 a 3), přičemž ve spodní, jemnozrnnější části vrtu (litofacie 4) se nachází takzvaná „skolitos – cruzianová ichnofacie“. Nejedná se o ichnofacii sensu stricto, nýbrž je to prostředí definované častými změnami rychlosti přínosu sedimentu a změnou energie sedimentárního prostředí. MacEachern et al. 2010 následně zmiňují s tímto sed. sledem sedimentaci v dosahu bouřkového vlnění.

6.2.2 Kompakce

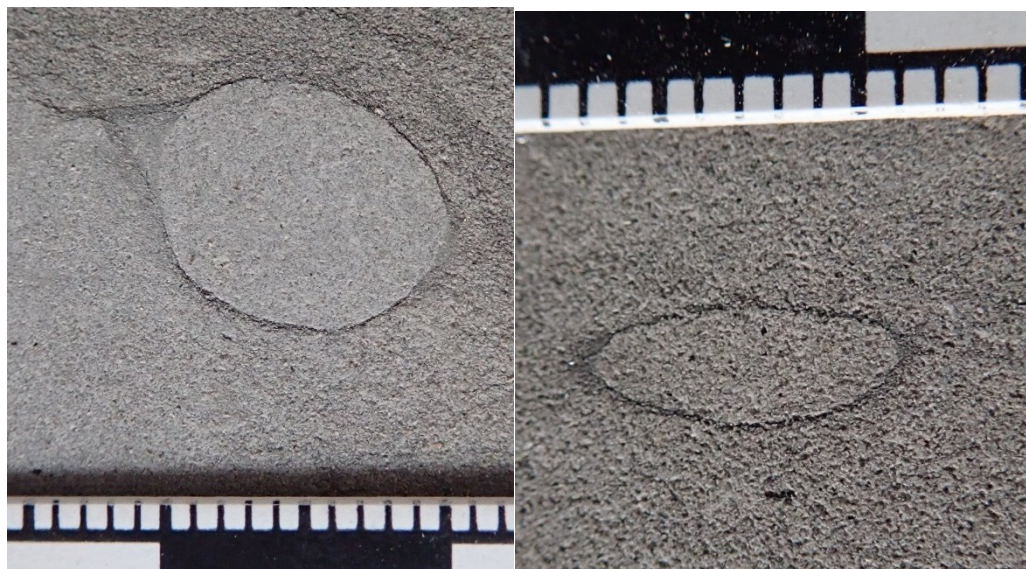
Při fotodokumentaci bylo vyfoceno i několik chodeb (*palaeophycus isp.*), které byly kolmé na rovinu řezu vrtného jádra. Zploštělé průřezy těchto chodeb vznikly pravděpodobně kompakcí původně zhruba kruhových průřezů. Lze proto vypočítat míru kompakce dané horniny.

S využitím programu QGIS (verze 3.16.1) byly změřeny rozměry chodeb (největší a , nejmenší b) a pomocí následujících vzorců bylo vypočítáno protažení/zkrácení (S). Vycházíme z předpokladu, že při deformaci chodeb dochází pouze k objemové změně bez laterální extenze.

$$\pi \cdot a \cdot b = \pi \cdot r^2 \rightarrow r = \sqrt{a \cdot b}$$

$$S_a = \frac{a}{r} = \sqrt{\frac{a}{b}} \rightarrow S_b = \sqrt{\frac{b}{a}}$$

Měření rozměrů chodeb na jednotlivých fotografiích bylo provedeno třikrát a výsledné hodnoty byly zprůměrovány. Tyto hodnoty byly následně vloženy do vzorců pro výpočet zkrácení. V případě vyššího počtu fotografií jednotlivých stop byly tyto také proměřeny a výsledná zkrácení z jednotlivých měření byla zprůměrována. Výsledky byly poté vloženy do tabulek (viz tab. 4). Z měření nakonec byla vypočteno průměrná míra kompakce pro sedimenty v karbonátových nodulích a mimo ně. Do průměru nebyla započtená chodba z metráže 210,35, jelikož vykazuje výrazně odlišné hodnoty od ostatních vypočtených zkrácení.



Obr. 27 – Chodby *Palaeophycos isp.* z metráží 209,95; 214,65, vhodné pro výpočet kompakce.

metráž	Sa	Sb
194,3	1,00	1,00
214,65	1,12	0,90
207,25	1,37	0,73
207,65	1,30	0,77
209,4	1,45	0,69
209,95	1,63	0,61
210,15	1,42	0,70
210,35	2,09	0,48

nodule:	Sa	1,06
	Sb	0,95
prach./písk.:	Sa	1,43
	Sb	0,70

Tab. 4 – Tabulky s vypočteným zkrácením. V tabulce nalevo jsou v prvním sloupci metráže, v kterých byly pořízeny fotografie jednotlivých chodeb. V druhém a třetím sloupci jsou pak vypočtená zkrácení, přičemž modře označené jsou měření z karbonátových nodulí. V tabulce napravo jsou vypočtená zprůměrovaná zkrácení (zaokrouhlená na dvě desetinná místa), kde u výpočtu zkrácení v původní hornině bylo vynecháno měření z metráže 210,35, protože nabývá výrazně odlišných hodnot.

Z výpočtů můžeme usuzovat, že chodby v litofaciích 3 a 4 mají kvůli kompakci 0,7 krát menší vertikální rozměr (jelikož předpokládáme, že původní hornina byla pouze zkrácena a nedocházelo k žádné jiné deformaci, bereme v potaz pouze číslo S_b). Kompakce v karbonátových nodulích byla nižší, což potvrzuje předpoklad, že karbonátové nodule vznikaly během rané diagenese. Chodby v karbonátových nodulích jsou zkrácené pouze 0,95krát, tedy téměř žádnou kompakci neprodělaly.

6.3 Interpretace prostředí sedimentace a jeho změn

Jednotlivá čísla litofacií jsou stanovena tak, že s rostoucí hloubkou sedimentačního prostředí roste i číslo označení litofacie (litofacie 1 sedimentovala v nejmělkčejším a litofacie 5 v nejhlubším prostředí).

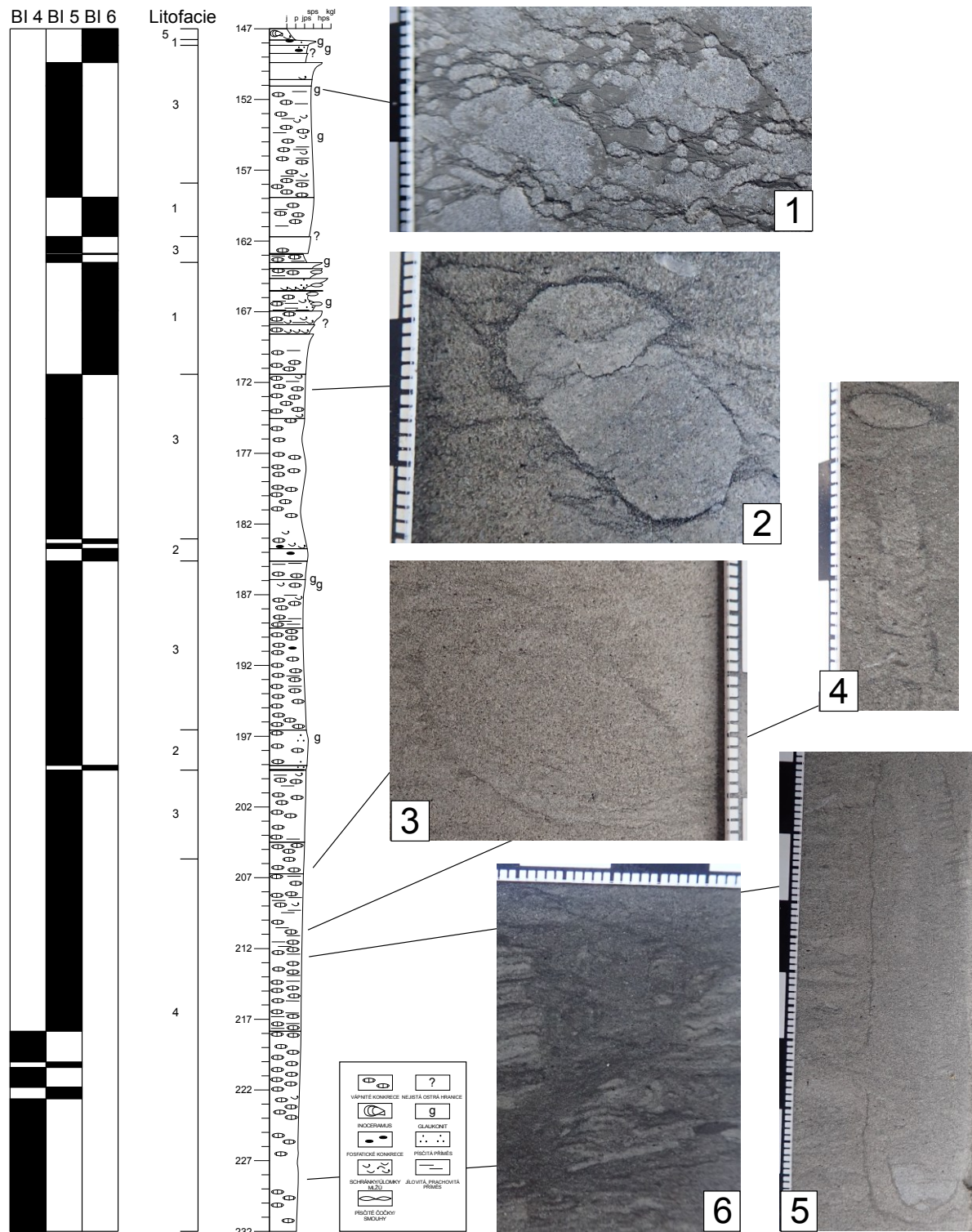
Litofacie 1 je interpretována jako sediment předbřeží. Byla v dosahu vlnění a množství erozních ploch a hrubozrnného pískovce značí sedimentaci v mělké vodě s častými erozními událostmi, jež mohly být způsobené transgresí. Litofacie 2 by mohla být interpretována jako sediment březní líce v dosahu normálního vlnění. Litofacie 3 by mohla vznikat mezi prostředím březní líce a hemipelagickým prostředím mimo dosah normálního vlnění, ale v dosahu vlnění bouřkového. Litofacie 4 sedimentovala v hemipelagickém prostředí, kde se do nadloží zvyšuje množství písku. Směrem do podloží se zvýrazňují laminy tvořené pískem, které značí epizodický přínos hrubějších klastik. Ichnofaciálně spadá sedimentární prostředí do „skolitos – cruzianová ichnofacie“. Proto se domnívám, že sedimenty byly v dosahu bouřkového vlnění, které narušovalo poměrně klidnou sedimentaci a umožňovalo obsazení prostředí oportunistickými organismy ze skolitové ichnofacie. Litofacie 5 je poté v nadloží pískovců a jedná se o sedimenty teplických jílovců sedimentující v hemipelagickém prostředí.

Celkově lze vývoj sedimentárního sledu shrnout jako postupné hrubnutí sedimentu do nadloží s několika opakujícími se transgresně regresními cykly (nejvýraznější na metrážích ~160-170 s množstvím ostrých litologických přechodů - transgresních ploch). Lze se domnívat, že se jedná o záznam progradujícího pobřeží.



Obr. 28 - Vrstva bohatá na schránky ústřic z genetické sekvence TUR 6. Mohlo by se jednat o transgresní hranici. Podobné hranice plné úlomků ústřic nacházíme ve vrtu 4420-G na metrážích 165,50 a 168,57. Lokalita Malá Buková nedaleko Doks. Měřítka - vycházková hůl.

Z velmi dobré vytríděnosti sedimentů, postupného přechodu od dosahu bouřkového vlnění k dosahu báze normálního vlnění, absence větších valounků, absence ostrého přechodu z jemnozrnných do hrubozrnných pískovců a absence šikmého zvrstvení (mohlo ale být zničeno výraznou bioturbací) usuzuji, že by se mohlo jednat o pobřeží ovlivněné vlněním. Dotace jemnozrnnějších sedimentů do hemipelagického prostředí probíhala v rámci tidálních proudů (Mitchell et al. 2010, Uličný 2001), nebo odnosem jemnějšího materiálu z pobřeží a sedimentace dál na otevřeném moři. Zdrojem hrubšího klastického materiálu by mohl být litorální drift, který přinášel materiál ze vzdálenějších deltových těles na pobřeží. Tento model podporuje výraznou bioturbaci sedimentů i osídlení dna hojnými živočichy včetně ústřic, které jsou přizpůsobené životu ve vodách s vysokou energií. Na nevýrazně se prohlubujícím pobřeží utvořeném vlněním mohly v případě silnějších bouřek takové podmínky nastat.

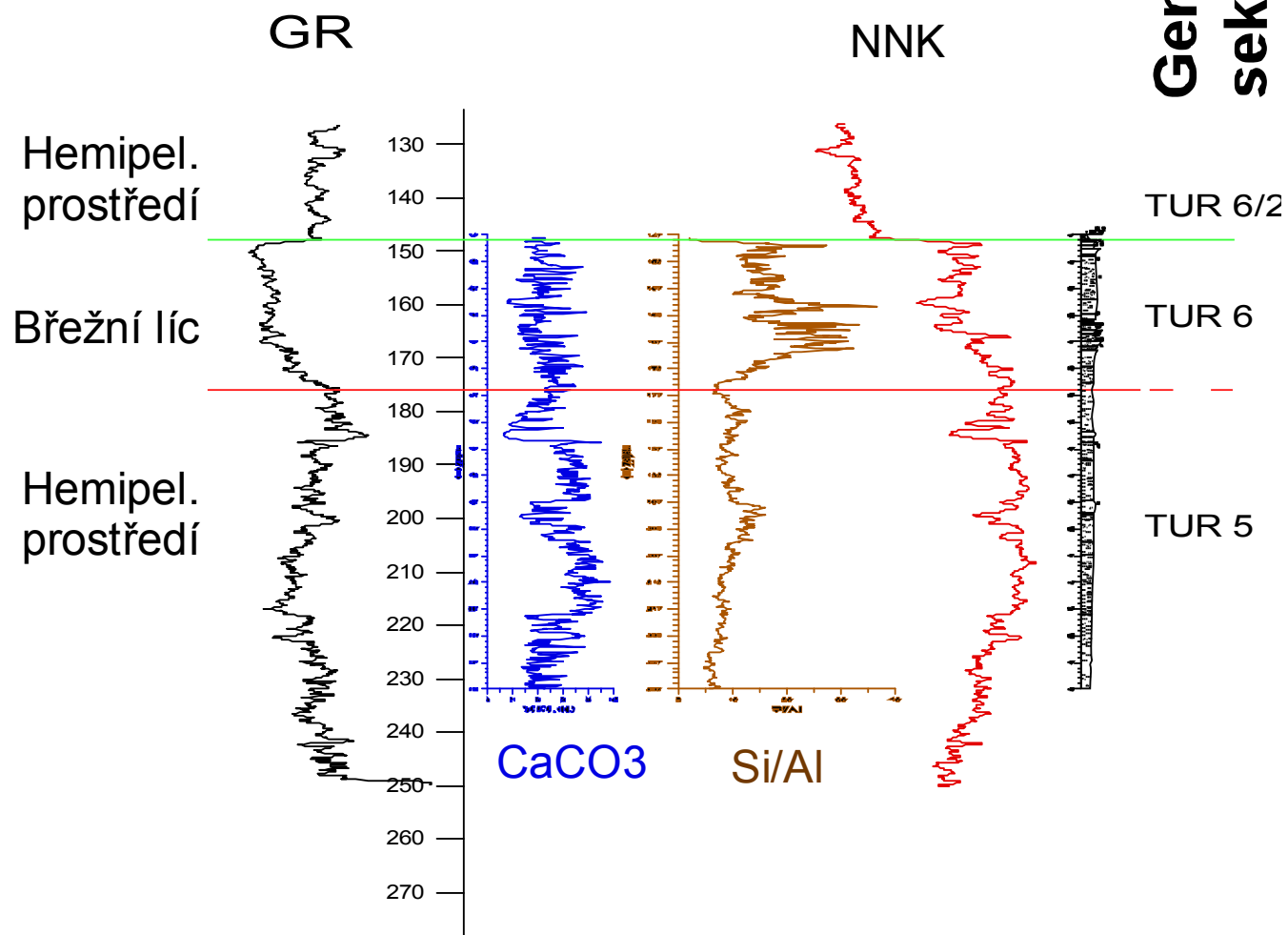


Obr. 29 – Sedimentologický profil s přiřazenými fotkami výrazných ichnofosilií, bioturbačním indexem a přiřazeným jednotlivými litofaciemi. Na vertikální ose profilu jsou metráže, na horizontální pak doprava rostoucí zrnitost. Fotografie jsou přiřazeny k metrážím pomocí černých čar ukazujících na jejich přibližnou pozici. Měřítka jsou v centimetrech (černobílé bloky)/milimetrech (menší členění).

1 – *Phycosiphon* isp. (průřezy do 2mm) a *?Planolites* isp. (větší průřezy), metráž 151,25; 2 – *Palaeophycus* isp., metráž 172,40; 3 – *Ophiomorpha* isp., metráž 206,55; 4 – *Palaeophycus* isp. (oválný průřez) a *Teichichnus* isp. (vertikální stavba); metráž 210,70; 5 – *Arenicolites* isp., metráž 212,75; 6 – *Rosselia* isp., metráž 228,70;

4420-G Mužský

Genetické sekvence



Obr. 30 – Zjednodušená interpretace prostředí sedimentace s přiřazenými genetickými sekvencemi. Zleva do doprava se obrázek skládá z gama karotáže, vypočteného obsahu karbonátu, zrnitostního Si/Al parametru, neutronové karotáže a sedimentologického profilu. V obrázku jsou dvě vodorovné čáry, které vycházejí z korelací s BCH-1 (viz dále) a tvoří (v případě čárkované čáry přibližné) hranice genetických sekvencí. K jednotlivým obdobím jsou následně přiřazeny zjednodušené interpretace prostředí.

6.4 Prvková data

6.4.1 Sběr prvkových dat

Obsahy majoritních a některých stopových prvků byly změřeny pomocí ručního rentgen-fluorescenčního spektrometru Niton XL3t GOLDD+ (Thermo Scientific), zapůjčeného geofyzikálním ústavem AVČR. Měření bylo provedeno v módu TestAllGeo s délkou měření 2 minuty, kde délky měření jednotlivá spektra byla nastavena takto: main – 30 s, low – 30 s, high – 20 s, light – 40 s. Změřená data byla následně vytříděna, kdy chyba musí být menší než 20 % z hodnoty změřeného čísla. V případě, že je chyba vysoká, je naměřená koncentrace nahrazena 1/3 hodnotou LOD (mezní hranice měření) získanou z oficiálních tabulek Thermo Scientific (pro úpravy byly použity data z tabulky pro měřicí mód SOILS – mód TestAllGeo vychází ze stejného nastavení). Tato úprava se týkala chalkofilních prvků. Po zpracování byla data vykreslena a dále studována.

Použitý spektrometr Niton výsledky přepočítává na koncentraci v ppm podle interního kalibračního nastavení; vzhledem k tomu, že sledované parametry mají především charakter poměrů prvků a také proto, že v omezeném čase ke zpracování dat nebyly k dispozici analýzy jinou metodou pro přesné kalibrování, jsou jako absolutní hodnoty brány výsledné hodnoty podle interní kalibrace přístroje.

6.4.2 Zrnitostní proxy parametry

Ze zrnitostních parametrů byly použity poměry Si/Al, Ti/Al a Zr/Al. Všechny parametry spolu dobře korelují a ukazují tak na střídání hrubší a jemnější sedimentace ve studovaném intervalu. Dobrým indikátorem zrnitosti je parametr Si/Al, je ale dobré používat logaritmické měřítko, které potlačí extrémy a zvýrazní jednotlivé trendy. U parametrů Ti/Al a Zr/Al si lze všimnout vyšší variability v hodnotách. Ta je způsobená řídkým zastoupením prvků a vyšší chybou.

Variabilitu sedimentačního prostředí u 4420-G lze rozdělit do několika skupin: 1) postupné hrubnutí do nadloží v opakujících se trendech 2) zrnitostní změny v řádu 2-3 metrů, které se do nadloží zvýrazňují (a v metrážích 160-170 tvoří ostré hranice) a 3) výrazné výkyvy v obsahu karbonátu, který místy tvoří od centimetrových až po decimetrové nodule (viz níže).

6.4.3 CaCO₃

Z obsahu Ca bylo za předpokladu, že všechny Ca je obsažen v CaCO₃ (Jarvis 2015), vypočteno procentuální zastoupení CaCO₃ v sedimentu. V několika případech (hlavně ve spodních partiích) vyšly obsahy i vyšší než 100 %. Existují pak dvě vysvětlení těchto nereálných měření. 1) měřicí přístroj byl chybně nakalibrován a ukazuje nadhodnocené absolutní hodnoty měření 2) v sedimentech se včetně karbonátu vyskytují další minerály bohaté na Ca.

6.4.4 Glaukonitické horizonty

Ve vrtném jádře byly na několika místech nalezeny koncentrace glaukonitu, nikdy ale netvořily výrazný horizont. Jelikož je glaukonit bohatý na K a Fe, můžeme k hledání jeho akumulací použít prvkové parametry K/Al a Fe/Al. Oba parametry se ale mohou měnit i se změnou složení minerálů, a proto byly jako možné glaukonitické horizonty (viz obr. 32) označeny ty, kde byl buď glaukonit nalezen v sedimentech, nacházel se poblíž ostrý litologický přechod, nebo ukazovaly oba prvkové proxy parametry výraznější píky do vyšších hodnot.

6.4.5 Interpretace na základě geochemických dat

V rámci geochemické interpretace byly studovány výše zmíněné prvkové proxy parametry. Lze říct, že zrnitostní parametry úzce korelují se zrnitostí a zhotoveným sedimentologickým profilem, ukazují na postupné cyklické hrubnutí do nadloží a zároveň korelují s ostrými litologickými přechody.

Karbonát v sedimentech výrazně ovlivňuje porozitu, kde v podobě nodulí vyplňuje póry. V místech s karbonátovými nodulemi pak porozita klesá. Místa s nereálnými koncentracemi karbonátu se obvykle nacházejí v karbonátových nodulích. Naprostá většina vápníku tudíž pochází z karbonátu, v hornině ale mohou být zastoupeny například i plagioklasy (vápenaté živce) nebo na vápník bohaté jílové minerály. Tyto minerály by mohly ovlivnit výpočet celkového objemu karbonátu.

Možné glaukonitické horizonty poměrně dobře korelují s ostrými litologickými hranicemi. Nejvýraznějším horizontem je ale ten na metrůži ~149-148, kde dochází k zpomalení sedimentace a sedimentaci teplických jílovců. Za povšimnutí také stojí, že ve svrchní části vrtu (od metrůže ~172 výš, kde sedimenty výrazně hrubnou) je sedimentace draslíku spojená s rostoucí zrnitostí. To by mohlo být zapříčiněné výskytem draslíku v živcích (např. ortoklasu), které byly do sedimentů přinášeny jako součást hrubších pískovců. Na druhou stranu v hrubších sedimentech neroste gama křivka, která by vyšší přítomnost draslíku indikovala. Porozita zjištěná z NNK ale roste a obsahy karbonátu klesají (nejvýraznější na 160-162, obr. 34), proto by případně vyšší obsahy mohly být způsobeny i vyplněním poréznějších pískovců výplachem (pokud byl použit například KCl).

Studován byl i zrnitostní parametr Zr/Rb a obsahy chalkofilních prvků. Tyto parametry měly ale značně složité chování, které je způsobeno výraznou změnou složení sedimentů (horniny jsou ve spodní části tvořeny převážně jílovými minerály a ve svrchní křemenem v podobě pískových zrn).

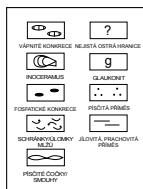
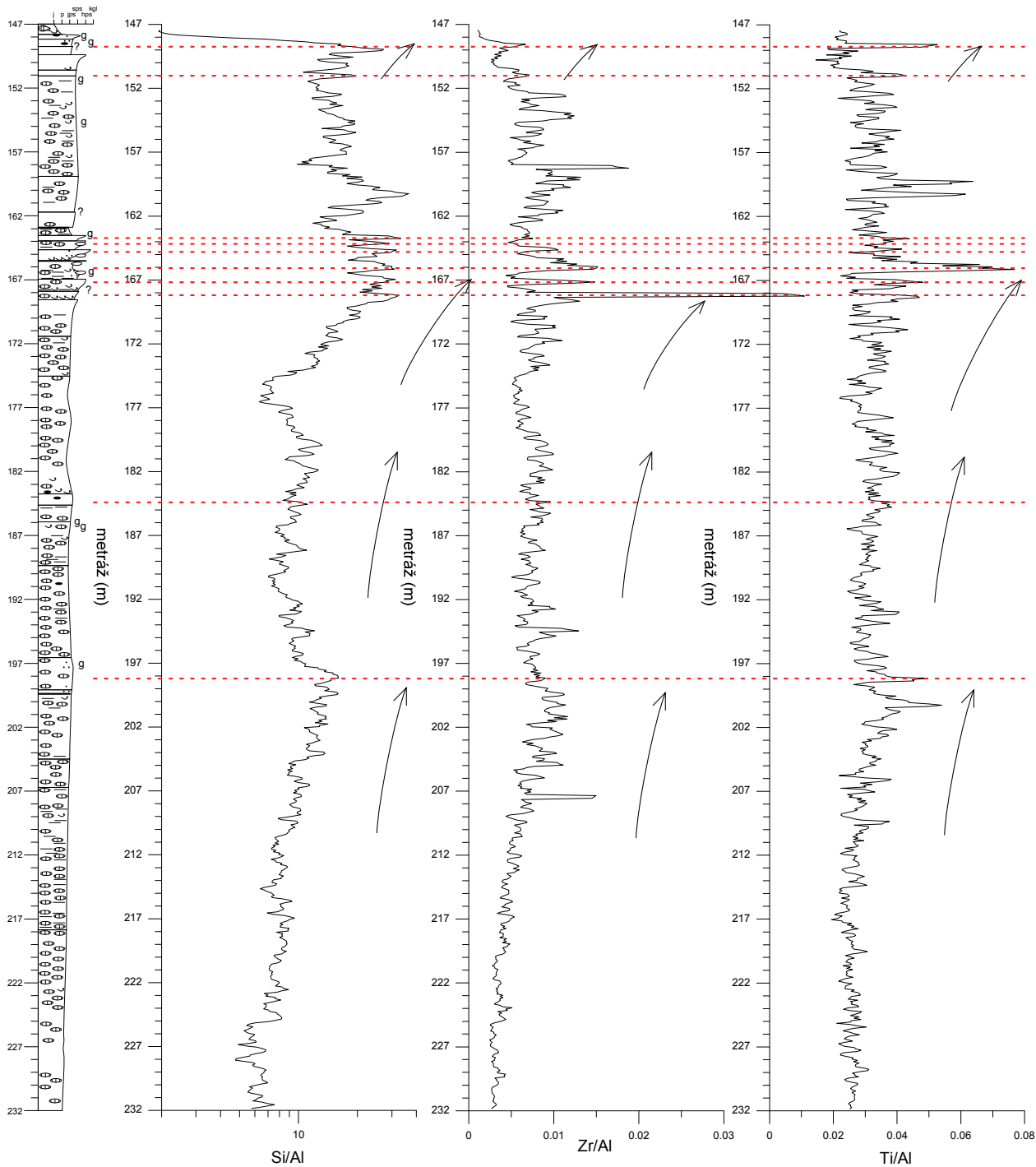
V prvkovém paramteru Zr/Rb určujícím změny zrnitosti v jemnozrnných horninách substituuje rubidium hliník (Rb je součástí jílových). Se zrnitostí se tento parametr ale mění pouze ve spodní jemnozrnné části vrtu. Od metrůže ~170,50 výš hodnota tohoto prvkového proxy parametru klesá a částečně sleduje zrnitost jako inverzní funkce (tento výrazný skok v parametru značí náhlé zvýšení obsahu Rb v sedimentech). V případě vykreslení prvkového parametru Rb/Al nemají spodní metrůže žádnou výpovědní hodnotu, od již zmíněné metrůže 170,50 (přičemž náznaky změny v prvkovém proxy parametru jsou již na metrůži ~172) blízce korelují se zrnitostí.

Chalkofilní prvky a síra jsou v celém vrtu obsaženy ve velmi nízkých koncentracích (koncentrace mnoha chalkofilních prvků byly často pod detekčními limity). Lze tudíž odhadovat, že sedimentace probíhala v oxickém prostředí.

6.5 Geofyzikální parametry

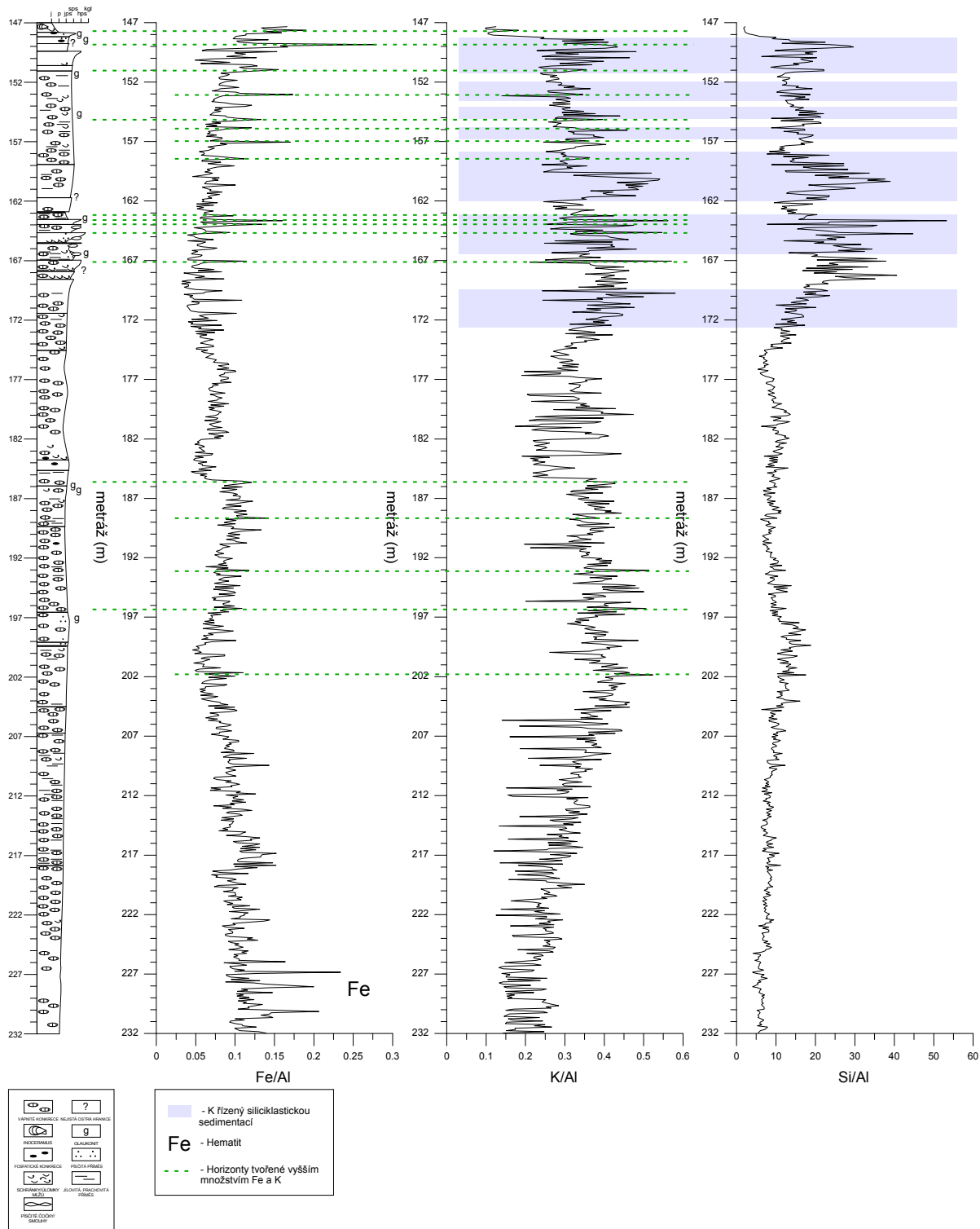
Karotážní data použitá v této práci byla změřena ve vrtu ihned po samotném vyvrtání a byla poskytnuta Českou geologickou službou. Využita byla gama karotáž, neutronová karotáž a odporová karotáž, které byly vykresleny a zpracovány společně s prvkovými daty. Karotážní data byla použita převážně ke korelacím.

Obr. 34. ukazuje srovnání makroskopického sedimentologického profilu a křivky Si/Al. V případě rostoucí zrnitosti klesají obsahy radioaktivních minerálů (jílových minerálů), roste RAP a NNK – zvětšování pórů a klesá porozita. Ze sedimentologického profilu jdou dobře vést korelační linie značící transgresní eventy (ostrá hranice), jež jsou znázorněny poklesem u Si/Al parametru, NNK a RAP a zvýšením Gama karotáže (u výraznějších zobrazeny fialovou čarou). Na obrázku 35 následně můžeme sledovat obsahy karbonátu ovlivňující porozitu sedimentárních hornin.

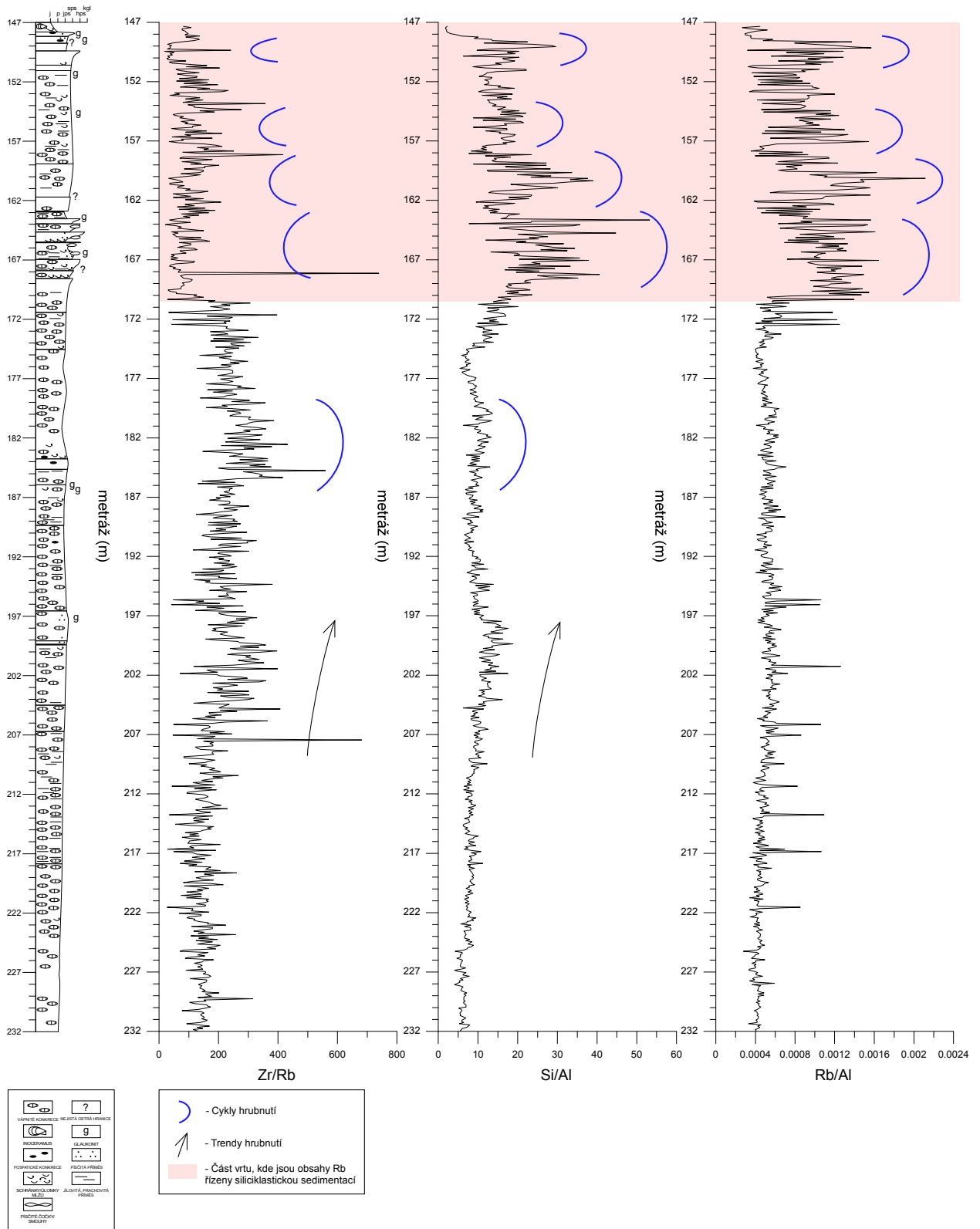


- Trendy hrubnutí
 - Hraniční plochy projevující se v prvkovém složení

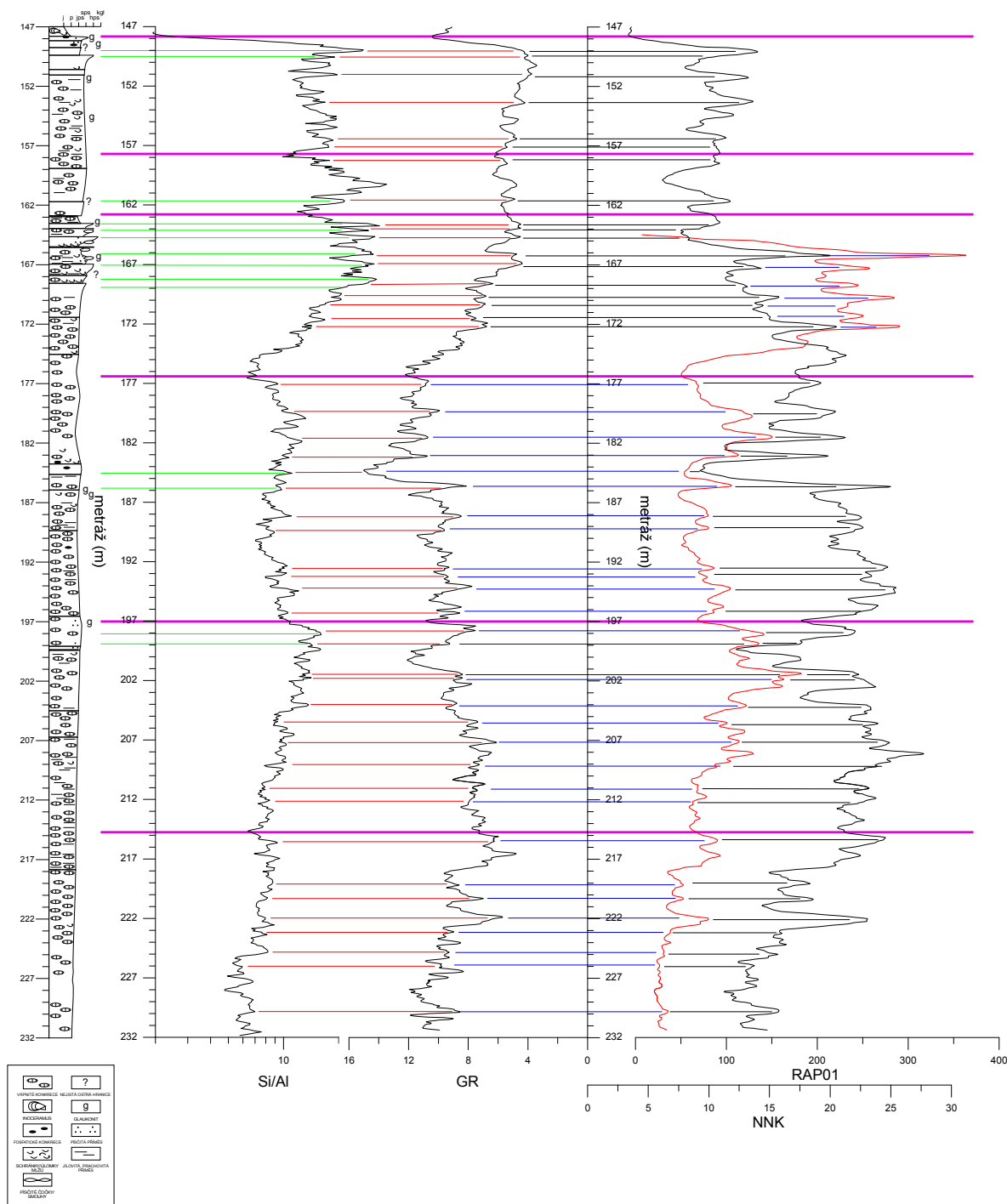
Obr. 31 – Zrnitostní parametry vrtu 4420-G. Lze pozorovat, že spolu zrnitostní parametry souvisí a že ostré litologické přechody jsou vidět i na zrnitostních parametrech. Na vertikální ose jsou metráže, na horizontální pak bezrozměrné prvkové proxy parametry (Si/Al v logaritmickém měřítku; u všech parametrů použitý klouzavý průměr z tři hodnot). Hrubnutí se ve vrtu odehrává v několika trendech, jež jsou vyznačené šipkami.



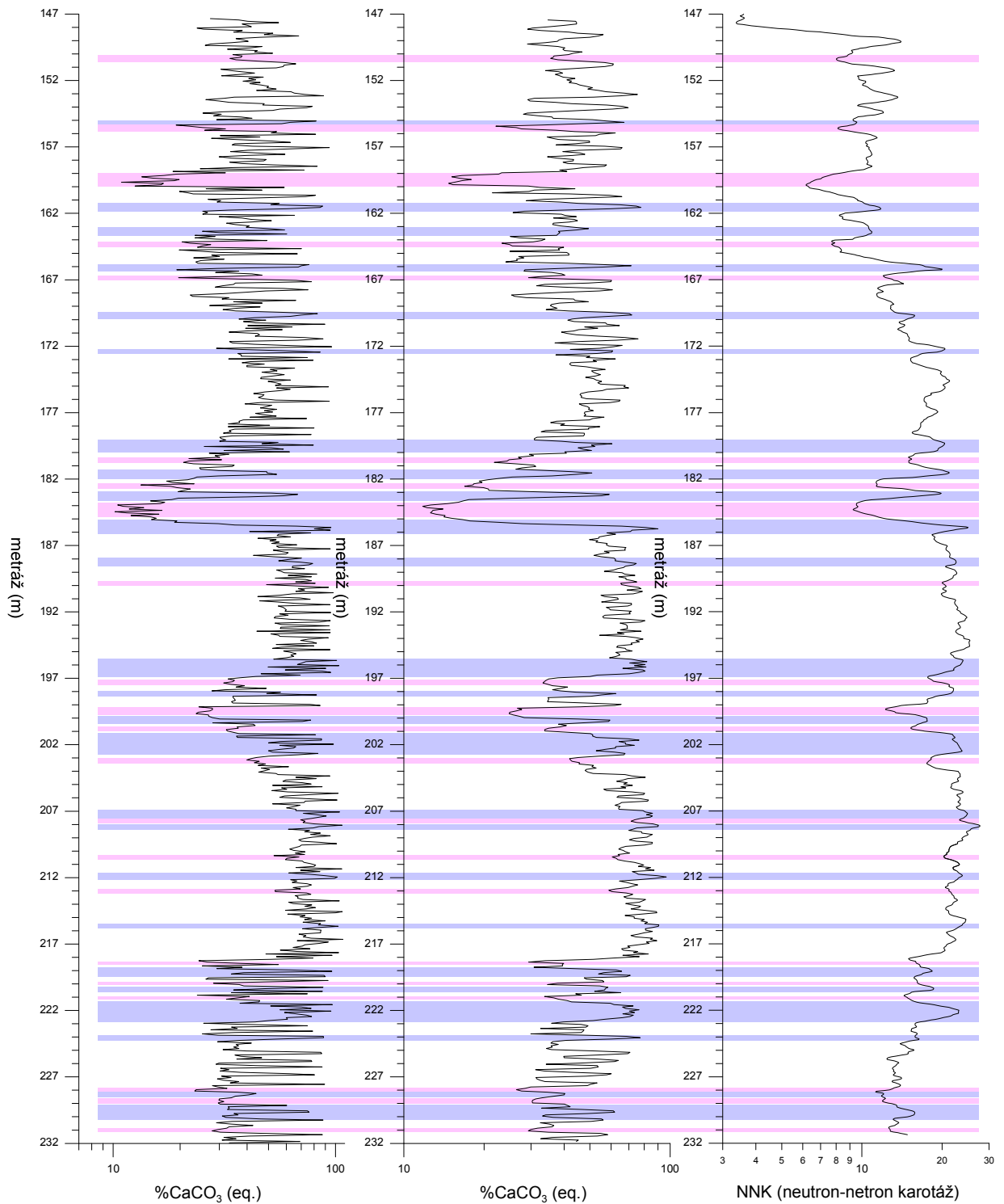
Obr. 32 – Vyznačené horizonty se zvýšeným obsahem Fe a K. Na vertikální ose jsou vyznačené metráže, na horizontální ose doprava rostoucí prvkové parametry. Zelenou čarou jsou následně vyznačené jednotlivé horizonty s vyšším obsahem Fe a K (mohlo by se jednat o glaukonitické horizonty). Ty jsou pak protažené do sedimentologického profilu v případě, že byl v horninách nalezen glaukonit, nebo ostré litologické přechody. Modrými bloky jsou pak vyznačeny oblasti, kde je sedimentace draslíku podřízena siliciklastické sedimentaci. Značkou „Fe“ je poté označené místo s puklinou vyplněnou hematitem (nebo jinými Fe oxi-hydroxidy).



Obr. 33 – Chování rubidia v horninovém sledu vrtu 4420-G. Na vertikální ose jsou metráže, na horizontální ose poté doprava rostoucí hodnoty prvkových proxy parametrů. Šipky a modré oblouky ukazují, kde spolu jednotlivé křivky korelují. Růžovou barvou je pak vyznačen úsek, kde je rubidium obsaženo v minerálech korelujících s hrubozrnnou sedimentací.



Obr. 34 – Korelace mezi zrnitostním proxy parametrem Si/Al, litologickým profilem a geofyzikálními parametry (NNK – neutronová karotáž, RAP01 – odporová karotáž se sondami vzdálenými 10 cm, vyznačená červenou křivkou, GR – gama karotáž). Na vertikální ose jsou metráže, na horizontálních osách jsou jednotlivé parametry (všechny až na GR doprava rostoucí). Karotáž byla provedena spojováním jednotlivých píků horizontálními korelačními liniemi, které kvůli čitelnosti nepřerušují samotné křivky. Barvy korelačních linií pak spojují zprava doleva jednotlivé křivky (RAP01 – modrá, NNK – černá, GR - červená, Si/Al - zelená). Fialovou čarou jsou pak vyznačeny výrazné a dobře korelovatelné transgresní horizonty.



Obr. 35 - Změny v porositě řízené obsahem karbonátu v hornině. Na vertikální ose jsou metráže, na horizontálních osách (v logaritmickém měřítku) hodnoty neutronové karotáže a vypočteného (viz výše) procentuálního obsahu karbonátu (prostřední graf je přepočtený karbonát přepočtený klouzavým průměrem). Modře jsou vyznačeny vyšší obsahy karbonátu s nižší porozitou horniny, růžově pak „karbonátová „minima“ a úseky s vyšší porozitou. Křivka NNK byla posunuta vůči metráží jádra přibližně o 50 cm směrem do nadloží na základě korelace mezi změnami CaCO_3 a neutronové karotáže. Karbonátová cementace výrazně ovlivňuje porozitu v metrážích ~180-186, ~196-204, ~219-223 a ~226-232, přičemž se vždy jedná o úseky, které jsou typické nižším obsahem karbonátů, a tudíž výkyvy v jeho obsahu výrazně ovlivní výslednou porozitu.

7. Korelace

Data z vrtu 4420-G Mužský jsou v této práci nakorelována k vrtu BCH-1 Běchary (souřadnice N50°18'54.200", E15°17'42.030"). Vrt BCH-1 byl vyvrtán v roce 2010 a zastihuje turonské až spodno coniacké výrazně bioturbované (index 6) sedimenty (Uličný et al., 2014) představující typický vývoj hlubokovodnějších sedimentů ČKP (Čech et al. 2011).

7.1 BCH-1

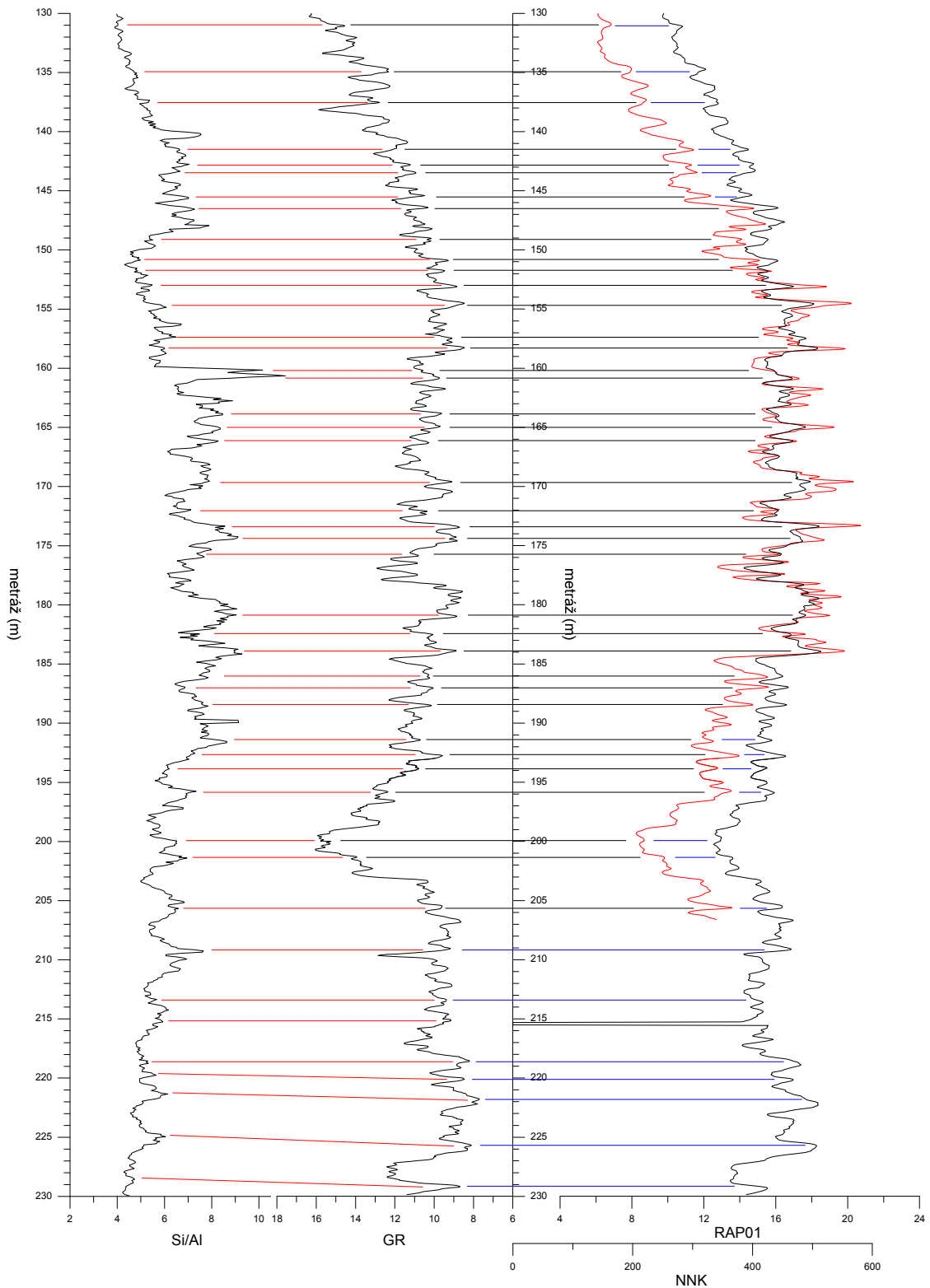
Vrt BCH-1 je vyvrtán převážně v předbřežních až hemipelagických (Uličný et al., 2014) slínovcích a vápnatých jílovcích (Olde et al. 2015), které se nacházely mimo dosah bouřkového vlnění (podle práce Chroustové et al., in press) Se nachází v sedimentu malý počet erozních struktur) v převažujícím oxickém prostředí (Uličný et al., 2014). Sedimentace byla nejspíš řízena náhlými událostmi, které do pánve přinášely klastický materiál, například bouře (Chroustová et al., in press). Matrix je převážně jemnozrná tvořená jílem, prachem a tmelená mikritickým vápencem. Místo se vyskytují bioklasty a sparitický vápenec vzniklý diagenézí (Uličný et al. 2014). Ve spodní části tohoto vrtu se pak nacházejí povrchy s kondenzovanou sedimentací (hiáty) výrazné svým vysokým obsahem glaukonitu a fosfatických konkrecí dokazujících výrazné prohloubení pánve (Uličný et al., 2014)

Stratigrafický interval zpracovaný v této práci zahrnuje genetické sekvence TUR 5 až TUR 6 (Uličný et al. 2014), společně charakterizované postupnou regresí s menšími transgresními epizodami. Podle Uličný et al. (2014) začíná sedimentace sekvence TUR 5 v BCH-1 v hloubce 246 m celopánevně korelovatelnou transgresí a je typický vyšším obsahem karbonátové složky v sedimentech a množstvím úlomků schránek (včetně *Inoceramus perplexus* určující bázi sv. turonu). Sedimentace genetické sekvence TUR 6 je poté typická vyšší karbonátovou cementací.

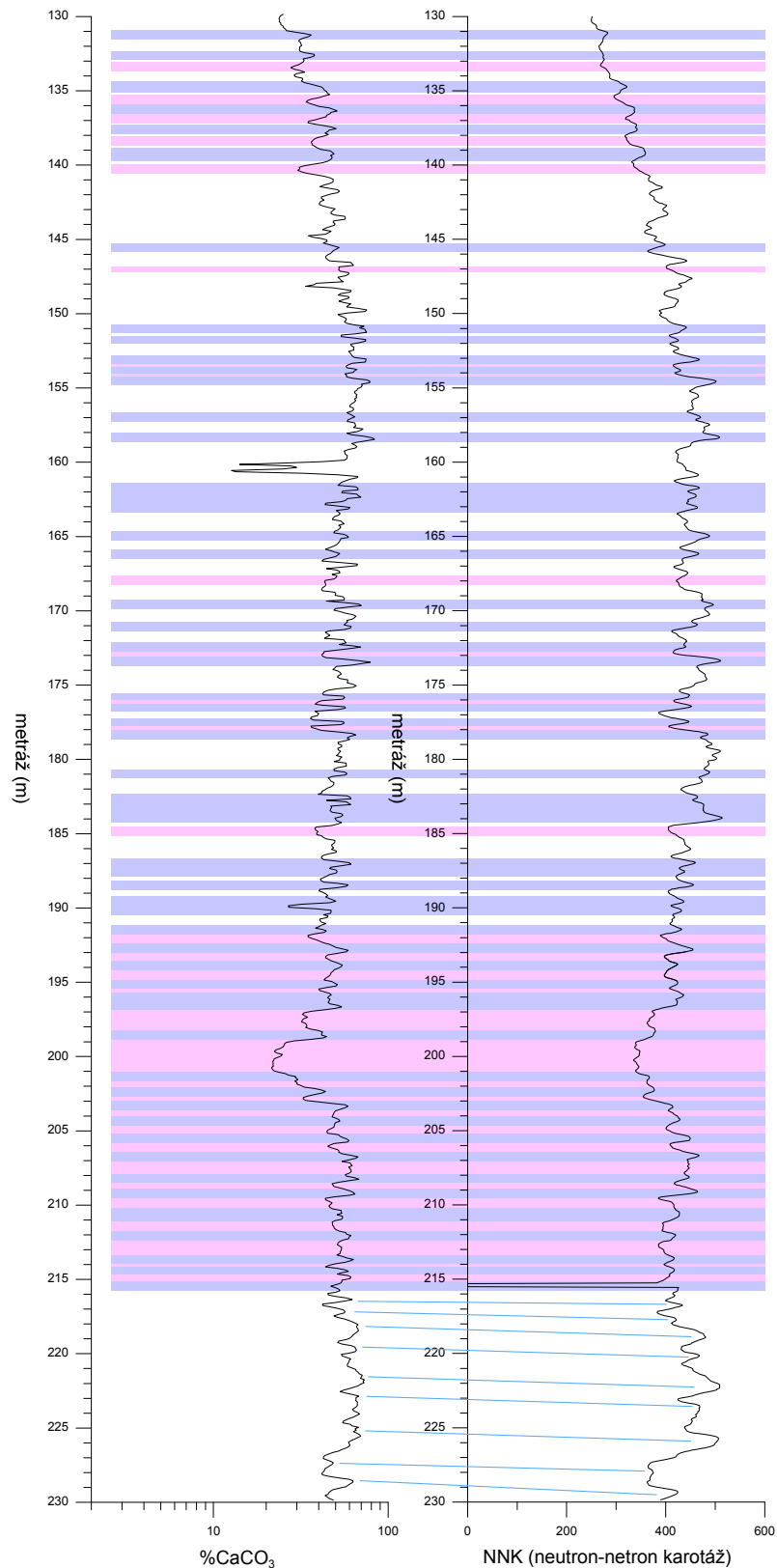
Variabilitu sedimentačního prostředí u BCH-1 podle práce Chroustové et al. (in press) lze rozdělit do několika skupin: 1) postupné hrubnutí až do metráže 160,00 následované zjemněním; 2) přibližně 4-5 metrové cykly změn v obsahu karbonátů a siliciklastické složky; 3) metrové cykly vyznačené hlavně v obsazích siliciklastické složky; a 4) centimetrové až decimetrové sledy s karbonátovou cementací. Z těchto změn jsou pouze první dvě skupiny jsou korelovatelné v rámci pánve.

Podle práce Chroustové et al. (in press) je druhá skupina (2) řízena orbitálním cyklem změn precesí, přibližně 20 kyr, (Laurin in Chroustová et al., in press) a posléze lze vypočítat rychlost sedimentace, která tvoří 20 cm/kyr. K výpočtu byla použita naměřená prvková data, konkrétně parametr Si/Al. Sedimentace centrální části ČKP byla tedy řízena Milankovičovou cykličností, ta ale může ovlivňovat jak eustatické změny (progradace/retrogradace pobřeží), tak klimatické změny (změny objemů srážek) a tím i snos materiálu (Chroustová et al., in press). Zrnitost sedimentů a tím i prvkové složení může být navíc ovlivněno i pánevní tektonikou a pozicí jednotlivých čel delt (Uličný et al., 2009).

Obsahy karbonátu nesledují produktivitu ani cyklicitu (zbytky záznamu precese na metrážích 170–185 m) a jeho koncentrace je nejspíš ovlivněna diagenetickou redistribucí. Karbonát může vyplňovat chodby *Thalassinoides* nebo tvořit nodule, v kterých je o 20 až 50% vyšší obsah karbonátu než v okolní hornině. Nodule nevykazují změny v obsahu jílových minerálů a ukazují na ranou diagenézi (Hrnková, 2013)



Obr. 36 - Korelace mezi zrnitostním proxy parametrem Si/Al a geofyzikálními parametry (NNK - neutronová karotáž, RAP01 - odporová karotáž se sondami vzdálenými 10 cm, vyznačená červenou křivkou, GR - gama karotáž) vrtu BCH-1. Na vertikální ose jsou metráže, na horizontálních osách jsou jednotlivé parametry (všechny až na GR doprava rostoucí). Karotáž byla provedena spojováním jednotlivých píků horizontálními korelačními liniemi, které kvůli čitelnosti nepřerušují samotné křivky. Barvy korelačních linií pak spojují zprava doleva jednotlivé křivky (RAP01 -černá, NNK - modrá, GR - červená). Ve spodní části si můžeme všimnout relativního posunutí karotáže oproti prvkovým parametrům.



Obr. 37- Změny v porositě řízené obsahem karbonátu v hornině. Na vertikální ose jsou metráže, na horizontálních osách hodnoty neutronové karotáže a vypočteného (viz výše) procentuálního obsahu karbonátu. Modře jsou vyznačeny vyšší obsahy karbonátu s nižší porozitou horniny, růžově pak „karbonátová minima“ a úseky s vyšší porozitou. Ve spodní části si můžeme všimnout relativního posunutí karotáže oproti prvkovým parametrům.

Z porovnání parametrů v intervalu odpovídajícímu studovanému intervalu vrtu Mužský, tj. 130-230 m ve vrtu Bch-1, je vidět vztah karotážní křivky se zrnitostí. Porozita ve vrtu BCH-1 řízena obsahem karbonátům, zrnitost (Si/Al parametr je řízený Milankovičovou cykličností). Ve spodní části vrtu (metráž ~215) jsou karotážní křivky posunuty přibližně o 0,75 metru níž oproti metrážím jádra, což ukazuje poměr Si/Al. stejně jako obsah karbonátu (obr. 36) tento posun byl zřejmě způsoben chybně navázaným záznamem po přerušeném měření.

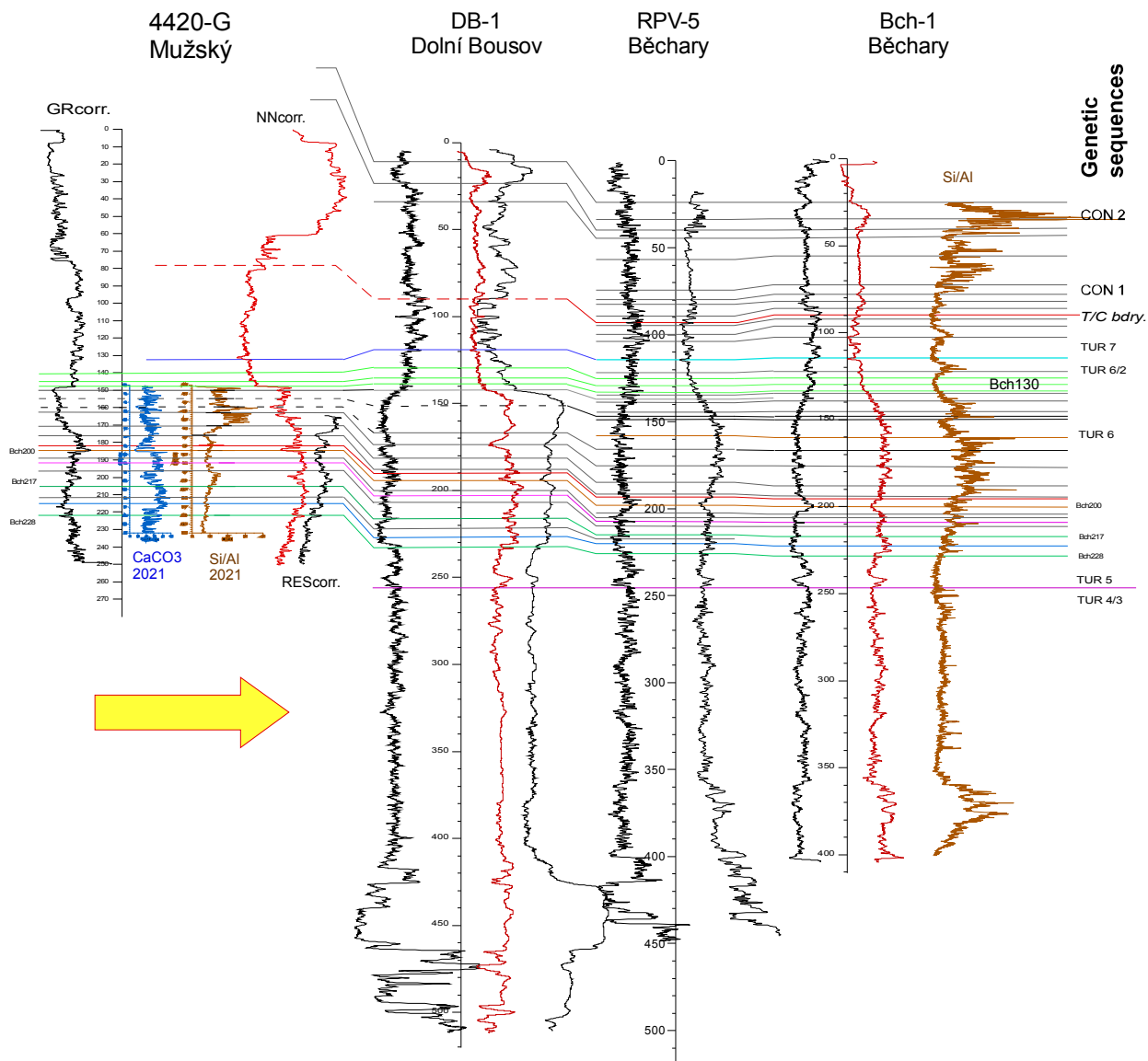
7.2 Vzájemná korelace BCH-1 a 4420-G

Studovaný úsek vrtu 4420-G byl korelován s odpovídajícím úsekem BCH-1, mj. s využitím vrtů nacházejícími se mezi nimi. Při korelaci vrtů vycházíme z karotážních křivek jednotlivých vrtů (NNK, Gama, RAP) a tyto křivky porovnáváme mezi sebou. Zaměřujeme se na výrazné změny v jednotlivých karotážních křivkách. Jelikož transgrese, regrese nebo změna rychlosti subsidence ovlivňují celou pánve, vytváří proto u blízkých i vzdálených vrtů podobné tvary jednotlivých křivek. Takové tvary se snažíme najít a korelovat. Uličný et al. (2014) ve své práci například koreloval jednotlivá regresivní minima podle nejvzdálenější pozice čel jednotlivých delt progradujících do pánve s vrtem BCH-1, které se ve vrtu projeví hrubnutím sedimentů.

Po nakorelování jednotlivých vrtů pomocí geofyzikálních parametrů můžeme přistoupit ke korelaci prvkových proxy parametrů z obou vrtů. K tomu nám pomohou metráže získané z jednotlivých korelačních horizontů vytvořených pomocí geofyzikálních parametrů. Následně budeme pokračovat v korelaci, kde koreluje jednotlivá maxima v Si/Al parametrech, mění se se zrnitostí. Na korelačním řezu si můžeme všimnout, že spodní partie vrtu 4420-G Mužský jsou 4/3 mocnější než sedimenty ze stejného období ve vrtu BCH-1. Ve svrchních partiích se ale poměr obrací a z několika hrubozrnných metrů ve vrtu 4420-G je téměř 2krát mocnější sled ve vrtu BCH-1. Zatímco spodní hemipelagická část je dobře korelovatelná s vrtem BCH-1, s přibývajícím zrnitostní vlastností dobré korelace mizí.

Poměrně špatně jsou korelovatelné zrnitostní proxy parametry. Přesto, že vycházíme z karotážních korelací, výrazné píky ve vrtu BCH-1 se stávají méně výraznými (někdy se i rozdělují do více píků) ve vrtu 4420-G. Z vypočtené Milankovičovy cykličnosti u vrtu BCH-1 můžeme spočítat rychlost sedimentace ve vrtu 4420-G (jeden precesní cyklus trvá přibližně 20 kyr), která činí ve spodní partii (po červenou korelační linii) přibližně 30 cm/kyr (42 cm/kyr) s nejrychlejším přínosem na metráži 198-212 s 70 cm/kyr (1 m/kyr). Rychlost se pak mění ve svrchní partii (u které je ale nejistá korelace), kde se zmenšuje přibližně na 12 cm/kyr (18 cm/kyr). V závorkách jsou uvedené rychlosti spočtené po dekompakci (převedení dnešní mocnosti sedimentů na mocnost původní).

Výše zmíněná disproporce sedimentů by mohla být způsobena pozicí vrtů v rámci pánve. Zatímco 4420-G se nachází blíž pobřeží, BCH-1 je v centru pánve. Během regrese/progradování pobřeží docházelo k intenzivnější sedimentaci ve vrtu 4420-G (kvůli vyšší proximalitě). S postupnou progradací pobřeží hrubnou a ztenčují se sedimenty. Toto hrubnutí je způsobeno vyšší energií prostředí, a proto byla jemná frakce odplavována a usazována dále v pánvi, zatímco byl hrubý písek přemísťován litorálním driftem, jemnější frakce byla redeponována pomocí vlnění a tidálních proudů (Mitchel et al., 2010, Uličný, 2001) a sedimentovala v centru pánve. Další příčinou by mohly být ztráta části sedimentů v rámci následné transgrese a eroze nadložních sedimentů (to je také příčinou proč nacházíme v jádru ostré litologické přechody)

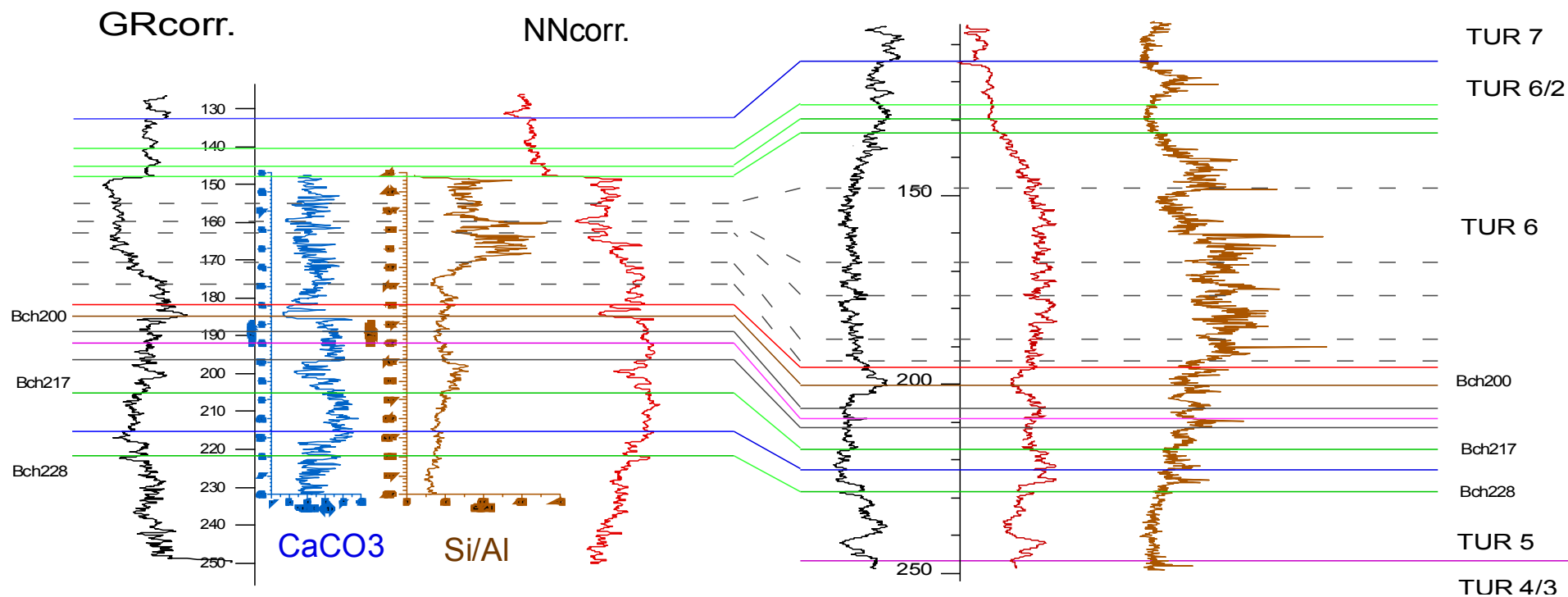


Obr. 38 - Korelační řez mezi vrtky 4420-G, BCH-1 a vrtky ležící mezi nimi, s využitím práce Uličný et al. (2014, příloha S1) a nepublikované korelace D. Uličného k vrtku RPV-5. Na vertikální ose jsou vykresleny prvkové parametry s karotážními křivkami: nalevo doprava rostoucí gama křivka, napravo pak doprava rostoucí neutronová karotáž (červená) a odporová karotáž (černá). Plné korelační čáry jsou poté jisté korelace, čárkované nejisté korelace, přičemž barva jednotlivých čar slouží pouze k lepší orientaci v rámci korelačního řezu. Žlutá šipka poté ukazuje hlavní směr přínosu klastik. Použitá karotážní data z databáze GFÚ AVČR.

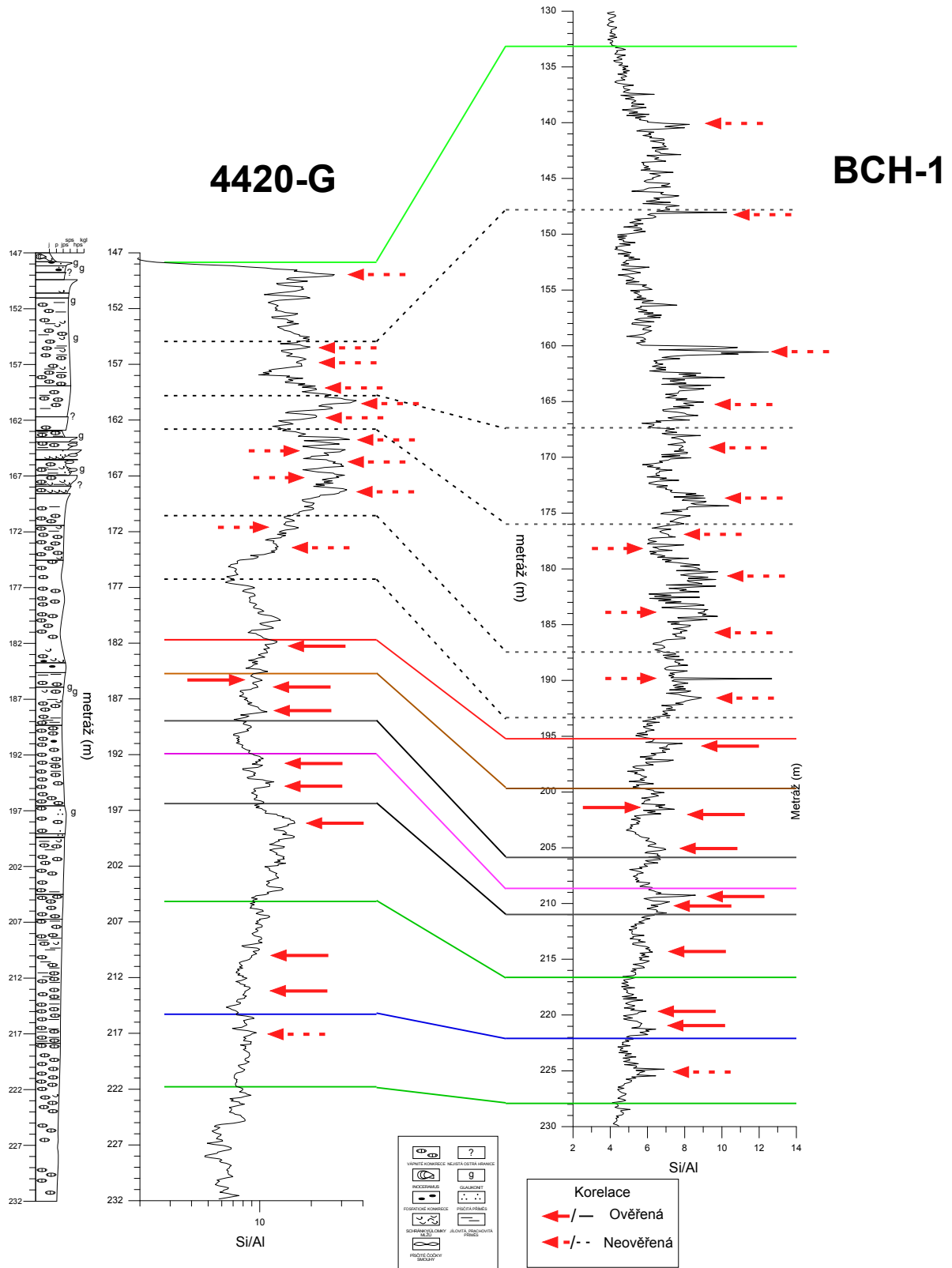
4420-G
Mužský

Bch-1
Běchary

**Genetické
sekvence**



Obr. 39 - Korelační řez mezi vrty 4420-G, BCH-1. Na vertikální ose jsou vykresleny prvkové parametry s karotážními křivkami: nalevo doprava rostoucí gama křivka, napravo pak doprava rostoucí neutronová karotáž (červená) a odporová karotáž (černá). Plné korelační čáry jsou ověřené korelace, čárkované nejisté korelace, přičemž barva jednotlivých čar slouží pouze k lepší orientaci v rámci korelačního řezu.



Obr. 40- Korelace Si/Al prvkových parametrů (šipky) založená na korelačních horizontech získaných z korelace karotážních dat. Nalevo je vykreslená Si/Al křivka z vrtu Mužský, napravo je pak křivka Si/Al z vrtu BCH-1.

8. Závěr

Jak je vidět v kompilační části, geochemické parametry jsou robustním a cenným nástrojem ke zkoumání sedimentů a jevů, které sedimentaci ovlivňovaly. Karotáž je poté s úspěchem používána jako korelační nástroj mezi jednotlivými vrty.

Souběžná aplikace obou přístupů byla využita při analýze litologického složení svrchnoturonského intervalu ve vrtu Mužský a při jeho korelaci k vrtu Bch-1. Samotná korelace mezi oběma vrty je poměrně složitá. V metrážích ~182-232 ve vrtu Mužský lze vycházet z karotážních křivek, kdy navzájem koreluje podobné vzory, které jsou způsobené jevy postihující celou pánev (transgrese/regrese/změna subsidence...). V případě korelování sedimentů březní líce (svrchní část vrtu - 147-~182) se sedimenty vzniklými v hemipelagickém prostředí je dobré vycházet z prvkových proxy parametrů. Ze samotných korelací mezi vrty 4420-G a BCH-1 lze zjistit, že rychlost sedimentace ve vrtu 4420-G se oproti konstantní rychlosti sedimentace v BCH-1 (Chroustové et al., in press) mění. Spodní jemnozrnné sedimenty (metráže ~200-232) vrtu 4420-G vzniklé v hemipelagickém prostředí jsou o 33% mocnější ve vrtu BCH-1. Ve svrchní hrubozrnné části (metráž 147-~176) 4420-G jsou ale naopak přibližně 2x tenčí než v BCH-1. Tato výrazná disproporce sedimentů je způsobena vyšší proximalitou vrtu 4420-G, postupnou progradací pobřeží a výskytem erozních ploch. Ty by poté mohly zaznamenávat změny v relativní výšce hladiny, kde by jednotlivé plochy vznikly jako důsledek transgrese. Pro určení eustatických změn ve svrchním turonu je nutné provést další výzkumy zahrnující i jiné sedimentární pánve.

9. Literatura

Brumsack, H.-J., Gieskes, J.M., 1983. Interstitial water trace-metal chemistry of laminated sediments from the Gulf of California, Mexico. *Mar. Chem.* 14, 89– 106.

BRUMSACK, Hans-J. The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: Implications for Cretaceous black shale formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2006, **232**(2-4), 344-361. ISSN 00310182. Dostupné z: doi:10.1016/j.palaeo.2005.05.011

CALVERT, S.E. a T.F. PEDERSEN. Chapter Fourteen Elemental Proxies for Palaeoclimatic and Palaeoceanographic Variability in Marine Sediments: Interpretation and Application. *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*. Elsevier, 2007, 2007, , 567-644. *Developments in Marine Geology*. ISBN 9780444527554. Dostupné z: doi:10.1016/S1572-5480(07)01019-6

Čech, S., Klein, V., Kříž, J. and Valečka, J. (1980) Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. *Věstník ústředního ústavu geologického*, 55, 227-296.

Čech, S., Rejchrt, M., Štaffen, Z., 2011. Křídové sedimenty ve vrtu V 800 Střeleč, jejich petrografie, litostratigrafie a chemostratigrafie (Cretaceous sediments in the borehole V-800 Střeleč, their petrography, litostratigraphy a chemostratigraphy). *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2010 Czech Geological Survey, Prague* pp. 14–19 (with English summary).

Eagle, M., Paytan, A., Arrigo, K.R., vanDijken, G., Murray, R.W., 2003. A comparison between excess barium and barite as indicators of carbon export. *Paleoceanography* 18, PA3002. doi:10.1029/2002PA000793.

EAGLE, Meagan, Adina PAYTAN, Kevin R. ARRIGO, Gert VAN DIJKEN a Richard W. MURRAY. A comparison between excess barium and barite as indicators of carbon export. *Paleoceanography*. 2003, **18**(1), n/a-n/a. ISSN 08838305. Dostupné z: doi:10.1029/2002PA000793

Falcon-Lang, H.J., Kvaček, J., Uličný, D., 2001. Fire-prone plant communities and palaeoclimate of a Late Cretaceous fluvial to estuarine environment, Pecínov quarry, Czech Republic. *Geol. Mag.* 138, 563–576.

Friedrich, O., Norris, R.D., Erbacher, J., 2012. Evolution of middle to Late Cretaceous oceans — A 55 m.y. record of Earth's temperature and carbon cycle. *Geology* 40, 107–110.

Gale, A.S., Hardenbol, J., Hathway, B., Kennedy, W.J., Young, J.R., Phansalkar, V., 2002. Global correlation of Cenomanian (upper Cretaceous) sequences: evidence for Milankovitch control of sea level. *Geology* 30, 291–294.

Gardner, M.H., 1995. The stratigraphic hierarchy and tectonic history of the mid-Cretaceous foreland basin of central Utah. In: Dorobek, S.L., Ross, G.M. (Eds.), *Stratigraphic Evolution of Foreland Basins*. SEPM Spec. Publ, 52, pp. 283–303.

Vrtná prozkoumanost. *Česká geologická služba* [online]. Praha: ČÚZK, 2021 [cit. 2021-3-16]. Dostupné z: https://mapy.geology.cz/vrtna_prozkoumanost/

Hansen, Cindy & Maceachern, J.. (2007). Application of the asymmetric delta model to along-strike facies variations in a mixed wave- and river-influenced delta lobe, Upper Cretaceous Basal Belly River Formation, Central Alberta. *SEPM Short Course Notes*. 52.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Spec. Publ., 42, pp. 71–109

Herrle, J.O., Kossler, P., Friedrich, O., Erlenkeuser, H., Hemleben, C., 2004. High-resolution carbon isotope records of the Aptian to Lower Albian from SE France and the Mazagan Plateau (DSDP Site 545): a stratigraphic tool for paleoceanographic and paleobiologic reconstruction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 218, 149–161.

HRNKOVÁ, Magdalena. *Záznam změn mořské hladiny, cirkulace a disperze sedimentu v hemipelagitech svrchního turonu české křídové pánve*. Praha, 2013. Diplomová práce. Univerzita Karlova. Vedoucí práce Mgr. Jiří Laurin, Ph.D.

CHROUSTOVÁ, Markéta, Katarina HOLCOVA, Jiří LAURIN, et al. Response of foraminiferal assemblages to precession-paced environmental variation in a mid-latitude seaway: late Turonian greenhouse of Central Europe. *Marine Micropaleontology*. **in press**.

Jacobs, L., Emerson, S., Skei, J., 1985. Partitioning and transport of metals across the O₂/H₂S interface in a permanently anoxic basin: Framvaren

Jarvis, I., Trabucho-Alexandre, J., Gröcke, D. R., Uličný, D., Laurin, J., 2015. Intercontinental correlation of organic carbon and carbonate stable isotope records: evidence of climate and sea-level change during the Turonian (Cretaceous). *Depositional Record* 1, 53–90. <http://dx.doi.org/10.1002/dep2.6>

JARVIS, Ian, Amanda M. MURPHY a Andrew S. GALE. Geochemistry of pelagic and hemipelagic carbonates: criteria for identifying systems tracts and sea-level change. *Journal of the Geological Society, London*. 2001, (158), 658-696.

Koide, M., Hodge, V.F., Tang, J.S., Stallard, M., Goldberg, E.G., Calhoun, J., Bertine, K.K., 1986. Some comparative marine chemistries of rhenium, gold, silver and molybdenum. *Appl. Geochem.* 13, 705–714.

Kominz, M.A., Browning, J.V., Miller, K.G., Sugarman, P.J., Mizintseva, S., Scotese, C.R., 2008. Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal plain coreholes: an error analysis. *Basin Res.* 20, 211–226.

Kremling, K., 1983. The behavior of Zn, Cd, Cu, Ni, Co, Fe and Mn in anoxic Baltic waters. *Mar. Chem.* 13, 87–108.

Kvaček, J., Halamski, A. T., Svobodová, M., Durska, E., 2015. Coniacian flora of the Sudetes (south-western Poland): Palaeoecological and palaeoclimatic interpretations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 436, 178–187.

Laurin, J., Uličný, D., 2004. Controls on a shallow-water hemipelagic carbonate system adjacent to a siliciclastic margin: example from late Turonian of Central Europe. *J. Sediment. Res.* 74, 697–717.

LAURIN, Jiří, Stephen R. MEYERS, David ULIČNÝ, Ian JARVIS a Bradley B. SAGEMAN. Axial obliquity control on the greenhouse carbon budget through middle- to high-latitude reservoirs. *Paleoceanography*. 2015, 30(2), 133-149. ISSN 08838305. Dostupné z: doi:10.1002/2014PA002736

Lewan, M.D., Maynard, J.B., 1982. Factors controlling enrichment of vanadium and nickel in bitumen of organic sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 2547–2560.

MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K., Bann, K.L., 2010. Ichnology and facies models. In: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, pp. 19–58.

Mapy.cz. *Mapy* [online]. Praha: Seznam.cz, 2021 [cit. 2021-5-16]. Dostupné z: <https://en.mapy.cz/zakladni?x=15.0293025&y=50.5169551&z=14&q=N%2050%C2%B030%2759.7%22%20E%2015%C2%B002%2721.1>

MATYS GRYGAR, T., K. MACH, P. SCHNABL, M. MARTINEZ a C. ZEEDEN. Orbital forcing and abrupt events in a continental weathering proxy from central Europe (Most Basin, Czech Republic, 17.7–15.9 Ma) recorded beginning of the Miocene Climatic Optimum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2019, **514**, 423-440. ISSN 00310182. Dostupné z: doi:10.1016/j.palaeo.2018.10.034

MATYS GRYGAR, T., M. HOŠEK, K. MACH, P. SCHNABL a M. MARTINEZ. Climatic instability before the Miocene Climatic Optimum reflected in a Central European lacustrine record from the Most Basin in the Czech Republic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2017, **485**, 930-945. ISSN 00310182. Dostupné z: doi:10.1016/j.palaeo.2017.08.011

MITCHELL, ANDREW J., DAVID ULIČNÝ, GARY J. HAMPSON, PETER A. ALLISON, GERARD J. GORMAN, MATTHEW D. PIGGOTT, MARTIN R. WELLS a CHRISTOPHER C. PAIN. Modelling tidal current-induced bed shear stress and palaeocirculation in an epicontinental seaway: the Bohemian Cretaceous Basin, Central Europe. *Sedimentology*. 2010, **57**(2), 359-388. ISSN 00370746. Dostupné z: doi:10.1111/j.1365-3091.2009.01082.x

N., Riboulleau, A., Lyons, T., Baudin, F., 2004. Enhanced trapping of molybdenum by sulfurized marine organic matter of marine origin in Mesozoic limestones and shales. *Chem. Geol.* 213, 385–401.

OLDE, Kate, Ian JARVIS, Martin PEARCE, David ULIČNÝ, Bruce TOCHER, João TRABUCHO-ALEXANDRE a Darren GRÖCKE. A revised northern European Turonian (Upper Cretaceous) dinoflagellate cyst biostratigraphy: Integrating palynology and carbon isotope events. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2015, **213**, 1-16. ISSN 00346667. Dostupné z: doi:10.1016/j.revpalbo.2014.10.006

Plint, A.G., 1991. High-frequency relative sea-level oscillations in the Upper Cretaceous shelf clastics of the Alberta foreland basin: possible evidence for a glacio-eustatic control. In: McDonald, D.I.M. (Ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy*. Internat. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ, 12, pp. 409–428

RIDER, Malcolm. *The geological interpretation of well logs*. 2nd edition. Sutherland (Scotland): Whittles Publishing, 1996. ISBN 1-870325-36-2.

Scholle, P.A., Arthur, M.A., 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones — potential stratigraphic and petroleum-exploration tool. *AAPG Bull.* 64, 67–87.

Simoneit, B.R.T., 1978. The organic chemistry of marine sediments. In: Riley, J.P., Chester, R. (Eds.), *Chemical Oceanography*. Academic Press, pp. 233–312.

TURGEON, Steven a Hans-Jürgen BRUMSACK. Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–

Marche Basin of central Italy. *Chemical Geology*. 2006, **234**(3-4), 321-339. ISSN 00092541. Dostupné z: doi:10.1016/j.chemgeo.2006.05.008

Uličný, D. – Špičáková, L. – Cajz, V. – Hronec, L. (2015): Podklady pro prostorový model hydrogeologicky významných stratigrafických rozhraní ve vybraných hydrogeologických rajonech. Geofyzikální ústav AV ČR. Závěrečná zpráva. – MS Čes. geol. služba. Praha.

ULIČNÝ, D., I. JARVIS, D.R. GRÖCKE, et al. A high-resolution carbon-isotope record of the Turonian stage correlated to a siliciclastic basin fill: Implications for mid-Cretaceous sea-level change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2014, **405**, 42-58. ISSN 00310182. Dostupné z: doi:10.1016/j.palaeo.2014.03.033

ULIČNÝ, D., L. ŠPIČÁKOVÁ, R. GRYGAR, M. SVOBODOVÁ, S. ČECH a J. LAURIN. Palaeodrainage systems at the basal unconformity of the Bohemian Cretaceous Basin: roles of inherited fault systems and basement lithology during the onset of basin filling. *Bulletin of Geosciences*. , 577-610. ISSN 1802-8225. Dostupné z: doi:10.3140/bull.geosci.1128

ULIČNÝ, DAVID, JIŘÍ LAURIN a STANISLAV ČECH. Controls on clastic sequence geometries in a shallow-marine, transtensional basin: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. *Sedimentology*. 2009, **56**(4). ISSN 00370746. Dostupné z: doi:10.1111/j.1365-3091.2008.01021.x

ULIČNÝ, David. Depositional systems and sequence stratigraphy of coarse-grained deltas in a shallow-marine, strike-slip setting: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. *Sedimentology*. 2001, **48**, 599-628.

VALEČKA, Jaroslav, Martin PROCHÁZKA, Stanislav ČECH, Roland NÁDASKAY, Martin PROCHÁZKA a Anna ZELENKOVÁ-TRUBAČOVÁ. *Závěrečná zpráva průzkumného geologického vrtu 4420_G: Rebilance zásob podzemních vod*,. Praha, 2015.

Voigt, S., 2000. Cenomanian–Turonian composite $\delta^{13}\text{C}$ curve for Western and Central Europe: the role of organic and inorganic carbon fluxes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 160, 91–104. z Olde 2015

Ziegler, P.A. (1990) Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell International Petroleum Maatschappij, The Hague, 239 pp.