

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: BGEOL (1201R004)



Otto Salva

Původ a formy inertinitu a jeho význam pro analýzu prostředí vzniku

Source and forms of inertinite and its significance for analyses of environment origin

Typ závěrečné práce:

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: prof. RNDr. Stanislav Opluštil, Ph.D.

Praha, 2021

Poděkování:

Chtěl bych poděkovat svému školiteli prof. RNDr. Stanislavu Opluštilovi, Ph.D. za trpělivost, ochotu a mnoho času, které byly potřeba k řešení nesnází spojených s prací. Dále bych chtěl poděkovat svému spolužákovi Bc. Tomášovi Mladému za pořízení snímků dřevěného uhlí (Obr. 5, 6) s využitím binokulární lupy typu Meopta dm23. Na závěr bych chtěl poděkovat své rodině, která mě nejen během tvorby této práce trpělivě podporovala.

Prohlášení:

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

V Praze, 22.8.2021

Podpis:

Abstrakt

V práci je podán stručný přehled macerálů a jejich klasifikace se zaměřením na macerály skupiny inertinitu, jejich původ a výskyt. Inertinit se vyskytuje jak v klastických sedimentech, tak uhelných slojích, které jsou pozůstatkem fosilních rašelinišť. Prostředí rašelinišť a jejich hydrologická klasifikace jsou proto součástí práce. Rašeliniště dělíme podle hydrologického režimu na planární (reotrofická) a dómovitá (ombrotrofická). Na složení uhlé hmoty a obsah inertinitu mají vliv relativní změny vodní hladiny vyjádřené poměrem mezi přírůstkem akomodačního prostoru a rychlostí akrece rašeliny. Studium využití inertinitu má široké využití k interpretaci řady geologických procesů. Nejvýznamnější je jeho využití jako prostředku k rekonstrukci obsahu kyslíku v paleo-atmosféře nebo k stanovení rozlohy fosilních požárů.

Klíčová slova

Macerál, inertinit, dřevěné uhlí, rašeliniště

Summary

The bachelor thesis provides a brief overview of macerals and their classification with a focus on the maceral group of inertinite in terms of their origin and occurrence. Inertinite is a common component of many clastic sediments and coal beds, the latter representing fossil peat swamps. Therefore, a fundamental division of peat bogs by their hydrological regime on planar (rheotrophic mires) and domed (ombrotrophic mires) is described as well. Inertinite content in coal seams depends on the prevailing groundwater table in former peat swamp which is usually expressed as a ratio between accommodation rate and peat production rate. The study of inertinite has a broad implication in understanding some geological processes. The most significant usage of inertinite is as a tool to predict past oxygen concentrations in the atmosphere or the extent of fossil fires.

Key words

Maceral, inertinite, charcoal, peat bog

Obsah

1	Úvod	6
2	Petrografická klasifikace uhelné a dispergované organické hmoty	7
2.1	Macerály	7
2.1.1	Huminit	7
2.1.2	Vitrinit	8
2.1.3	Liptinit	9
2.1.4	Inertinit	9
3	Fusain	12
4	Klasifikace inertinitu	15
4.1	Fusinit	15
4.2	Semifusinit	16
4.3	Funginit	17
4.4	Sekretinit	17
4.5	Makrinit	18
4.6	Mikrinit	19
4.7	Inertodetrinit	20
5	Rašeliniště	21
5.1	Charakteristika rašelinišť	21
5.2	Hydrologie rašelinišť	23
5.3	Vliv změny poměru přírůstku akomodačního prostoru a rychlosti akrece rašeliny na petrografické složení uhlí	25
5.4	Význam rašelinišť	29
5.4.1	Recentní rašeliniště	29
5.4.2	Fosilní rašeliniště	31
6	Příklady využití inertinitu	32
6.1	Inertinit jako proxy k rekonstrukci obsahu kyslíku v paleo-atmosféře fanerozoika	32
6.1.1	Princip odhadu množství kyslíku obsaženého v atmosféře	32
6.1.2	Množství kyslíku obsažené v atmosféře paleozoika	33
6.1.3	Množství kyslíku obsažené v atmosféře mezozoika	34
6.1.3.1	Trias	35
6.1.3.2	Jura	35
6.1.3.3	Křída	35
6.2	Zjišťování teploty pyroklastických proudů podle stupně tepelné alterace rostlinné hmoty	37
6.3	Určení teploty hoření	37
6.4	Určení rozsahu karbonského požáru	37

6.5	Inertinit a hranice K–T (křída–terciér)	39
6.6	Dřevěné uhlí a lidé.....	40
7	Závěr	41
8	Literatura použitá v textu	42

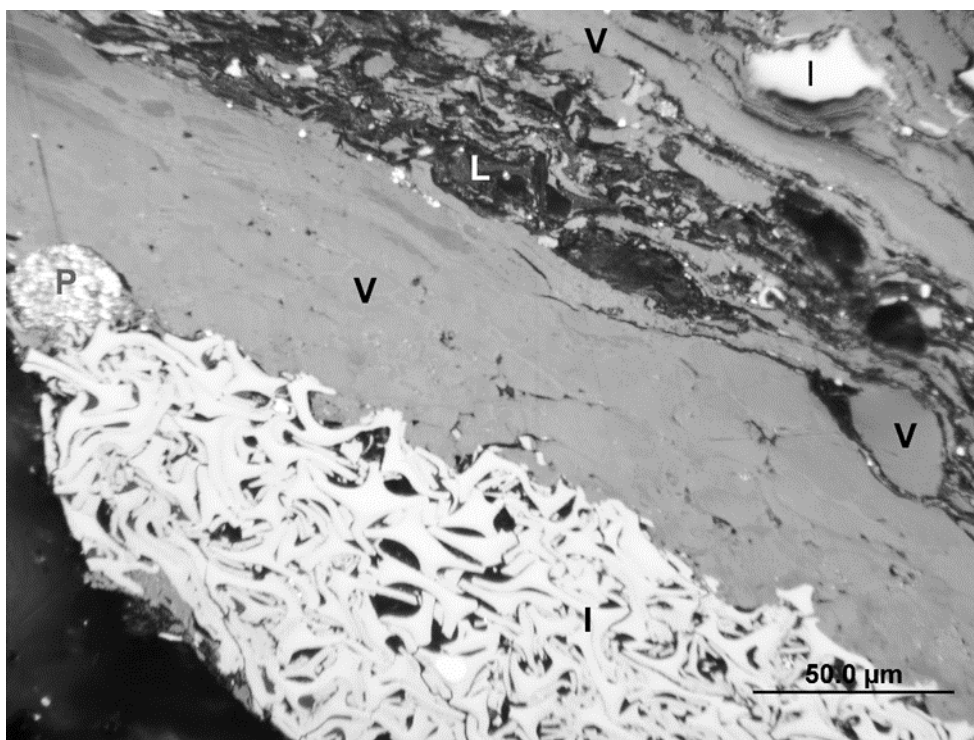
1 Úvod

Inertinit je termín používaný v uhelné mikropetrografii k označení oxidovaného organického materiálu, který je běžnou součástí sedimentárních hornin, zejména klastických usazenin a uhelných slojí, které jsou pozůstatkem fosilních rašelinišť. Jeho makroskopickým ekvivalentem je dřevěné uhlí. Inertinit a s ním související problematika uhelné petrologie jsou mnohdy považovány za okrajovou disciplínu geologických věd. Výskyt inertinitu ve formě dřevěného uhlí v sedimentárním záznamu je indikátorem požárů, jejichž frekvence se v geologické minulosti měnila. Z tohoto důvodu se mění i obsah inertinitu v sedimentárním záznamu. První výskyty jsou nalézány v silurských vrstvách, což je způsobeno rozšířením prvních rostlin, a tedy i materiálu k hoření. Nejhojnější je v karbonských uhlích, kdy dochází k rozsáhlým požárům v oblastech tehdejších tropů s hojným výskytem rostlin. Zcela chybí v sedimentech spodního triasu, což souvisí s tehdejším rozšířením pouští a úbytkem rostlin. Kolísající obsahy inertinitu v sedimentech a uhelných slojích se proto využívají nejen k odhadům frekvence požárů, ale také k odhadu obsahu kyslíku ve fanerozoické atmosféře. Například vysoké obsahy dřevěného uhlí v karbonu jsou důsledkem vysoké koncentrace kyslíku, která umožnila požáry i v tropických lesech s vysokou vlhkostí. Naopak chybějící nálezy dřevěného uhlí ve spodním triasu jsou považovány za jeden z dokladů nízké hladiny kyslíku v tehdejší atmosféře, která způsobila, že se požáry zřejmě téměř nevyskytovaly. V některých případech je dokonce možné z odhadnutého množství obsahu inertinitu v sedimentech určit i rozlohu fosilního požáru tak, jako se to podařilo v irském Donegalu. Kromě inertinitu, jako indikátoru požárů, je ve fosilních rašeliništích obsah inertinitu dokladem kolísání vodní hladiny. Poklesy vodní hladiny v rašeliništi umožní oxidaci rostlinné hmoty. Touto cestou vzniká část inertinitu. Podle zastoupení inertinitu a ostatních komponent lze určit hydrologické poměry v rašeliništi. Z profilů fosilních paralických rašelinišť (uhelných slojí) lze poznat relativní změny mořské hladiny, ev. změny v množství a distribuci ročního úhrnu srážek v důsledku změn klimatu. Princip interpretací petrologických změn v závislosti na kolísání vodní hladiny (přesněji změny poměru přírůstku akomodačního prostoru a míry akrece rašeliny) je uveden v páté kapitole této práce. Z hlediska praktického využití je inertinit významný tím, že ovlivňuje koksovací proces a má vliv na pevnost koksu. V historických dobách bylo recentní dřevěné uhlí palivem umožňujícím dosáhnout teploty potřebné k tavení kovů. Dnes je dřevěné uhlí rozšířeným adsorbčním materiálem. Výše zmíněné případy jsou jen stručným výčtem dokládající význam inertinitu/dřevěného uhlí jak pro studium geologické minulosti, tak z hlediska jeho praktického významu a využití v současnosti, např. při zpracování uhlí. Výzkumu inertinitu je proto dnes věnována nezanedbatelná pozornost. Současný stav poznání zejména s ohledem na geologické procesy a podmínky vzniku inertinitu jsou hlavní náplní této bakalářské práce.

2 Petrografická klasifikace uhelné a dispergované organické hmoty

2.1 Macerály

Základní jednotkou a petrografickou komponentou uhelné či dispergované organické hmoty je macerál. Tímto termínem Stopesová (Mary C. Stopes, 1935) označila mikroskopicky odlišitelné komponenty botanického původu. Macerál je tak analogií minerálů anorganických hornin (Diessel, 1992). Na základě optických vlastností (zejména odraznosti, v menší míře i fluorescence a pozorovaných struktur) jsou macerály sdruženy do tří macerálových skupin (Obr. 1) a ty dále členěny do podskupin. Kromě macerálové skupiny inertinitu, rozlišujeme u hnědých uhlí skupinu huminitu, jejíž ekvivalentem je u černých uhlí skupina vitrinitu. Třetí macerálovou skupinou je liptinit definovaný jak pro hnědá, tak i černá uhlí. Klasifikace macerálů se od svého vzniku postupně vyvíjela. V současnosti platí pro členění macerálů klasifikace označovaná jako ICCP System 1994. Níže jsou stručně popsány jednotlivé macerálové skupiny. Skupina inertinitu je vzhledem k zaměření práce charakterizována podrobněji.



Obrázek 1. Černouhelný ortotyp (R_v 0,73 %), R_v = odraznost vitrinitu, 10. nadložní sloj lampertických vrstev dolu Jan Šverma v Žacléři. Nejsvětlejší je inertinit (I), šedý je vitrinit (V) a černý liptinit (L). Světlý je i minerál pyrit (P). Publikováno v Opluštil et al. (2013), upraveno.

2.1.1 Huminit

Tento název označuje macerálovou skupinu hnědých uhlí (Tab. 1). Poprvé byl termín použit Szádecky-Kardossem v roce 1949; Mezinárodní komisi pro klasifikaci uhlí a organické hmoty (International Committee for Coal and Organic Petrology) byl termín v současném pojetí přijat až v roce 1970. Odraznost macerálů této skupiny se pohybuje mezi méně odrazným (tmavším) liptinitem a více odrazným (světlejším) inertinitem. Vzniká humifikací ligno-celulózových pletiv rostlin za omezeného přístupu vzduchu v subakvatickém prostředí, nejčastěji v rašeliníšti či vodou nasycených sedimentech (Sýkorová et al., 2005). Macerály huminitu lze podle míry zachování buněčných stěn rozdělit na tři podskupiny označované jako telohuminit, detrohuminit, gelohuminit (Tab. 1).

Macerálová skupina	Macerálová podskupina	Vlastnosti	Macerál
HUMINIT	Telohuminit	Zřetelná buněčná struktura zachovalá v neporušeném stavu	Textinit
			Ulminit
	Detrohumininit	Humózní zbytky rostlin, úlomky buněk	Attrinit
			Denzinit
Gelohuminit	Amorfní hmota bez zřetelné stavby	Gelinit	
		Korpohuminit	

Tabulka 1. Klasifikace huminitu podle ICCP System 1994 (Sýkorová et al., 2005).

Telohuminit je macerálová podskupina zahrnující textinit a ulminit, pro kterou je charakteristické zachování neporušených buněčných struktur (Sýkorová et al., 2005). Textinit je macerál skupiny huminitu, jež je tvořen negelifikovanými buněčnými stěnami (Sýkorová et al., 2005). Ulminit je macerál skupiny huminitu, s částečně či zcela gelifikovanými tkáněmi rostlin (Sýkorová et al., 2005).

Detrohumininit zahrnuje macerály attrinit a denzinit, které se skládají z úlomků huminitu menších než 10 µm (Sýkorová et al., 2005). Attrinit je macerál, do kterého jsou řazeny mikroskopické části menší než 10 µm charakteristické různorodým tvarem a houbovitou až porézní strukturou, která není gelifikována (Sýkorová et al., 2005). Denzinit je tvořen mikroskopickými částmi huminitické hmoty, které jsou cementovány humitickými látkami, tudíž na leštěných nábrusech je aspoň částečně homogenní a gelifikovaný (Sýkorová et al., 2005).

Gelohuminit je macerálová podskupina zahrnující korpohuminit a gelinit, ke kterým jsou řazeny huminitové zbytky bez zjevné struktury (Sýkorová et al., 2005). Korpohuminit zahrnuje homogenní odlišitelné gelové výplně buněk, nalézané společně s textinitem i ulminitem (Sýkorová et al., 2005). Gelinit je macerál, který v mezích odraznosti typické pro huminit pozorujeme buď jako homogenní hmotu bez struktury nebo jako porézní materiál (Sýkorová et al., 2005).

2.1.2 Vitrinit

Termín vitrinit byl zaveden Stopesovou v první polovině 20. století. V dnešním pojetí označuje macerálovou skupinu černých uhlí s odrazností ležící mezi světlejším (více odrazným) inertinitem a tmavším (méně odrazným) liptinitem. Je obdobou huminitu hnědých uhlí, který dle normy ICCP System 1994 přechází při hodnotách odraznosti > 0,5 % ve vitrinit uhlí černých. Podobně jako huminit, vzniká z rostlinných tkání tvořených celulózu a ligninem (ICCP, 1998).

Macerálová skupina	Macerálová podskupina	Vlastnosti	Macerál
VITRINIT	Telovitrinit	Tvořen zachovalou stavbou buněčných stěn	Telinit
			Kolotelinit
	Detrovitrinit	Tvořen úlomky rostlinných zbytků	Vitrodetrinit
			Kolodetrinit
	Gelovitrinit	Koloidní výplně dutin	Gelinit
			Korpogelinit

Tabulka 2. Klasifikace vitrinitu podle ICCP System 1994 (ICCP, 1998).

Podobně jako huminit, také vitrinit se dělí do tří macerálových podskupin (Tab. 2). Telovitrinit zahrnuje macerály telinit a kolotelinit se zřetelnou buněčnou strukturou s alespoň částečně nedotčenými rostlinnými tkáněmi (ICCP, 1998). Kolotelinit byl poprvé definován v ICCP System 1994.

Jedná se o macerál, který pozorujeme ve většině případů jako homogenní a bezstrukturní. V těchto případech můžeme pozorovat buněčnou strukturu až po naleptání vzorku (ICCP, 1998).

Detrovitrinit je macerálová podskupina vitrinitu zahrnující macerály vitrodetrinit a kolodetrinit (ICCP, 1998). Vitrodetrinit zahrnuje drobné fragmenty různorodého tvaru rozeznatelné, jen pokud je obklopuje jiný materiál než vitrinit (ICCP, 1998). Kolodetrinit je tvořen nahromaděním úlomků vitrinitu, které jsou však homogenizovány v souvislou hmotu často uzavírající macerály ostatních skupin (ICCP, 1998).

Gelovitrinit je macerálová podskupina vitrinitu zahrnující korpogelinit a gelinit. Korpogelinit je macerál tvořený homogenními tělísky vyplňujícími těla buněk (ICCP, 1998). Gelinit je macerál vzniklý sekundárně v průběhu diagenese. Jedná se o homogenní výplň puklin bez jakékoliv struktury (ICCP, 1998).

2.1.3 Liptinit

Termín liptinit byl zaveden Ammosovem v roce 1956 (Pickel et al., 2017), který nahrazuje dříve používaný název exinit (Dopita et al., 1985). Jedná se o skupinu macerálů (Tab. 3) s nejnižší odrazností. Pro macerály skupiny liptinitu je charakteristický vysoký obsah vodíku a fluorescence ovlivněná mírou prouhelnění (Pickel et al., 2017). Liptinit na rozdíl od ostatních macerálových skupin není členěn na podskupiny, ale pouze na samotné macerály (Tab. 3).

Macerály skupiny liptinitu	Původ
Kutinit	Kutikuly z listů a stonků
Suberinit	Korková pletiva se suberinem
Sporinit	Spory
Rezinit	Pryskyřice a vosky
Exsudatinit	Sekundární macerál
Chlorofylinit	Chlorofylní pigmenty
Alginit	Řasy
Liptodetrinit	Úlomky liptinitu
Bituminit	Rozličný organický materiál

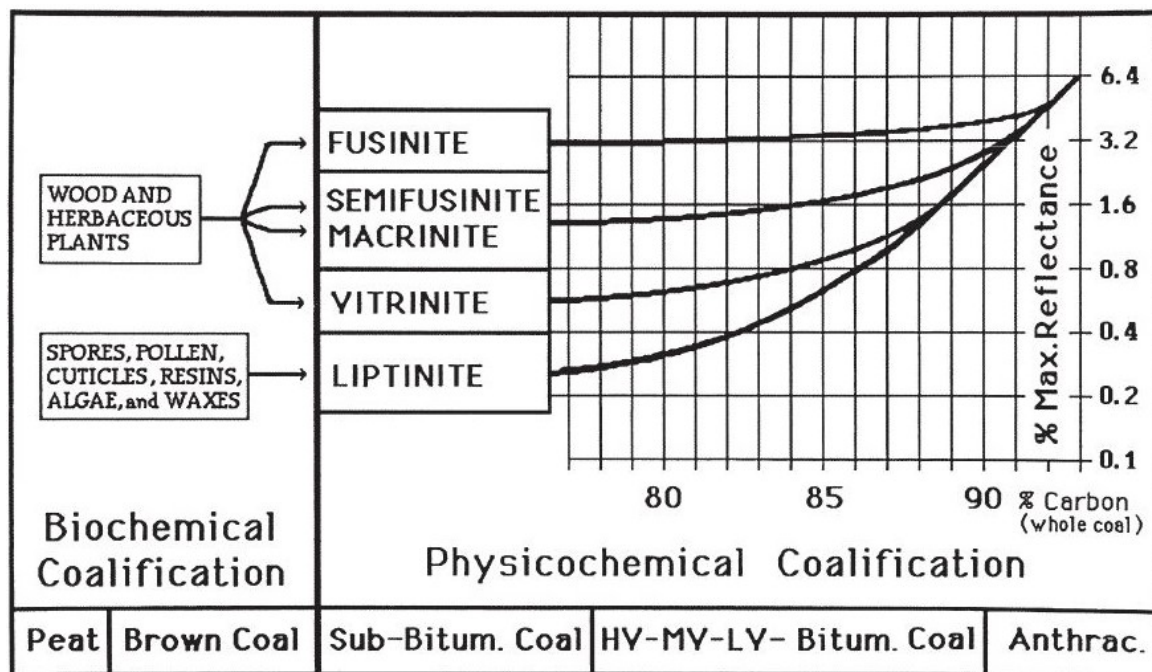
Tabulka 3. Klasifikace liptinitu podle ICCP System 1994 (Pickel et al., 2017).

Macerál kutinit je původem tenká vosková blanka, tzv. kutikula, chránící povrch listů či stonků rostlin proti nadměrnému vysychání. Suberinit je vytvořen ze suberinu vyskytujícím se v korkových pletivech, v uhlí dosahuje tento macerál odraznosti odpovídající liptinitu. Sporinit je macerál tvořený obaly spór a pylových zrn rostlin, jejichž hlavní komponentou je sporopolenin. Rezinit je macerál pocházející z pryskyřice a vosků, zatímco exsudatinit je novotvořený macerál vzniklý během prouhelnění. Vyplňuje proto volné prostory, zejména trhliny. Chlorofylinit tvoří zaoblené drobné částice o průměru nejvýše 5 μm vykazující červenou fluorescenci. Alginit je macerál tvořený pozůstatky řas. Podle morfologie jej dělíme na telalginit a lamalginit. Do macerálu zvaného liptodetrinit jsou řazeny drobné úlomky liptinitu, které se nepodaří zařadit k některému z výše uvedených macerálů. Bituminit je macerál liptinitu s neurčitým tvarem a strukturou. Je hlavní součástí v kerogenu ropomatečných hornin jako zdroj uhlovodíků (Pickel et al., 2017).

2.1.4 Inertinit

Inertinit je označení pro skupinu macerálů, která je běžnou součástí uhlí, ale vyskytuje se také jako příměs v klastických sedimentárních horninách. Název pochází z latinského inertia (neaktivní), protože byl původně považován za nereaktivní během koksování (ICCP, 2001). Inertinit zahrnuje macerály, jejichž odraznost v hnědých a černých uhlí je větší než u zbývajících dvou skupin macerálů, vitrinitu a liptinitu. Ostatní macerály (vitrinit a liptinit) však překonají odraznost inertinitu při vyšším

stupni prouhelnění v antracitovém stadiu, kdy jejich odraznost přesáhne cca 5 % R_{max} (maximální odraznost měřená v polarizovaném světle), tj. v antracitovém stadiu prouhelňovacího procesu (Obr. 2) (ICCP, 2001). Navzdory zmíněné vzrůstající odraznosti ostatních macerálů v průběhu prouhelňovacího procesu existují i nálezy inertinitu v antracitu (Hower et al., 2013). Další vlastností macerálové skupiny inertinitu je všeobecně nižší fluorescence než u vitrinitu (ICCP, 2001).



Obrázek 2. Závislost odraznosti macerálů na míře prouhelnění, horizontální osa značí prouhelnění a vertikální osa maximální odraznost. Fusinit, semifusinit a makrinit jsou macerály inertinitu. Podle Diessela (1992).

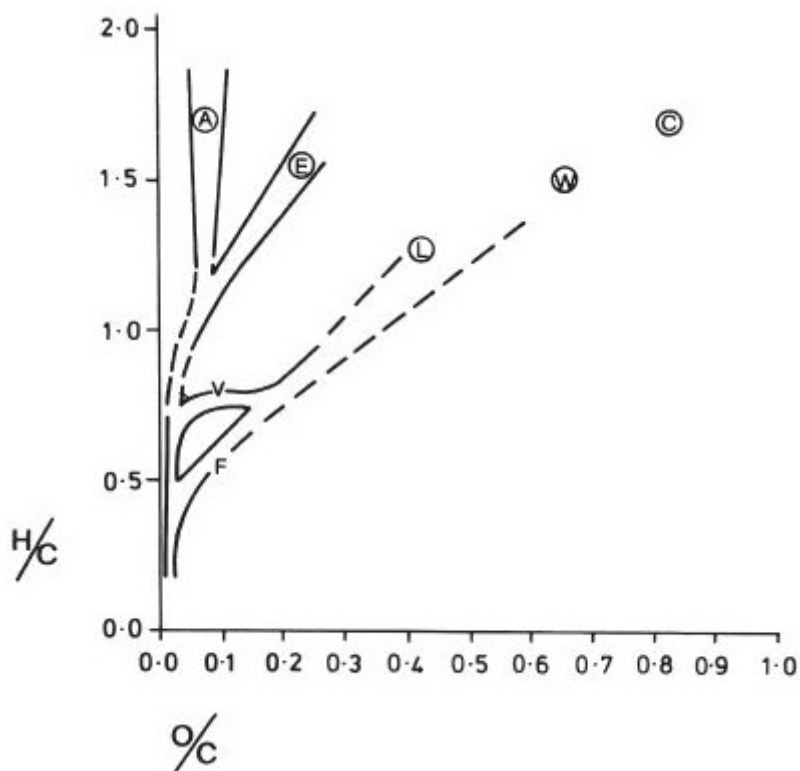
Macerálová skupina inertinitu zahrnuje macerály rozličného původu z hlediska botanické příslušnosti i způsobu vzniku (ICCP, 2001):

- Tkáň vyšších rostlin a hub, na kterých lze pozorovat buněčnou stavbu.
- Mikroskopické organické zbytky, které jsou součástí klastické sedimentace.
- Gelifikované amorfní části uhelné hmoty vytvořené během prouhelňovací fáze.
- Buněčné struktury narušené chemickými procesy a ovlivněné podmínkami prostředí panujícího v rašeliništi.

Přítomnost buněčné stavby je dokladem, že takový inertinit pochází se stejného botanického materiálu jako vitrinit, tj. z rostlinných pletiv. V macerálových analýzách to dokazuje nepřímá úměrnost mezi obsahy inertinitu a vitrinitu. Maxima obsahu vitrinitu odpovídají minimu obsahu inertinitu a naopak (Diessel, 1992). Příčinou jsou rozdílné podmínky přeměny rostlinných pletiv během biochemické fáze v rašeliništi. Zatímco vitrinit vzniká pod vodní hladinou, většina inertinitu je výsledkem procesů výrazného vysychání a oxidace, které jsou způsobeny např. dlouhodobým poklesem vodní hladiny v rašeliništi nebo lesním požárem (Diessel, 1992).

Inertinit má v odraženém světle barevné rozpětí od světle hnědé, hnědobílé až po žlutobílou barvu a tyto barvy jsou odrazem stupně prouhelnění. Světlejší varianty dosahují větší odraznosti. Odraznost je ovlivněna zejména chemickým složením jednotlivých macerálů. Rozsah odraznosti inertinitu v uhelných slojích nebo sedimentárních pánvích bývá značný. Obecně, ale nikoliv vždy, platí, že se zvyšující se odrazností se zvyšuje i reliéf v nábrusu. Z hlediska chemického složení (Obr. 3) je pro

inertinit charakteristický vysoký obsah uhlíku (až 90 %). Naopak vodík a kyslík jsou přítomny jen v malém množství (ICCP, 2001). Inertinit je běžný macerál ve většině uhlí, ale existují výjimky (ICCP, 2001). Pro paleozoická uhlí Gondwany bývají typické vyšší obsahy inertinitu než u mladších uhlí z mezozoika a terciéru. Avšak i u některých křídových uhlí Severní Ameriky a jurských uhlí Evropy se vyskytuje značné množství inertinitu (ICCP, 2001 a Diessel, 2010). Zvýšené množství inertinitu v organické hmotě je typické i pro pískovce oproti organické hmotě v prachovcích (ICCP, 2001). Z geochemického hlediska náleží inertinit do kerogenu typu IV (ICCP, 2001). Zvýšené obsahy inertinitu (zejména fusinitu a semifusinitu) způsobují tvorbu prachu při těžbě uhlí a mohou nepříznivě ovlivnit i proces koksování uhlí. Záleží však na reaktivitě inertinitu během koksování, která se u různých macerálů liší a závisí i na stupni prouhelňování. Z dalších vlastností jednotlivých inertinitových macerálů je potřeba zmínit fluorescenci. Fluorescenčně aktivní a méně odrazný inertinit je částečně, někdy i zcela reaktivní při koksování. Přítomnost částečně reaktivního i nereaktivního inertinitu v uhlí v určitém množství způsobuje zlepšení pevnosti koksu (ICCP, 2001).



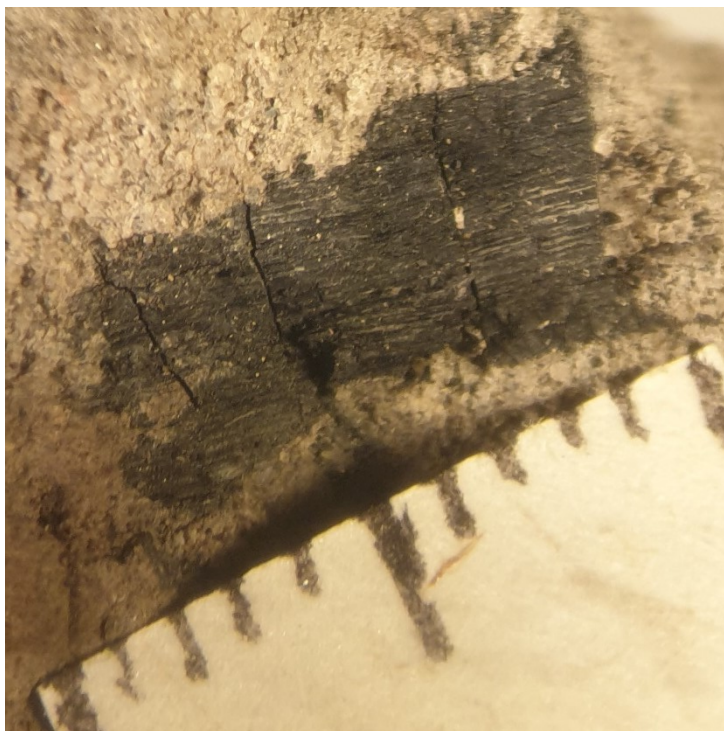
Obrázek 3. Van Krevelenův diagram zobrazující složení organických látek během prouhelňování. Vertikální osa udává hodnotu poměru obsahu vodíku/uhlíku (H/C) a horizontální osa udává hodnotu poměru obsahu kyslíku/uhlíku (O/C). A = řasová hmota, C = celulóza, E = liptinit, F = inertinit, L = hnědé uhlí, V = vitrinit a W = dřevo (Diessel, 1992).

3 Fusain

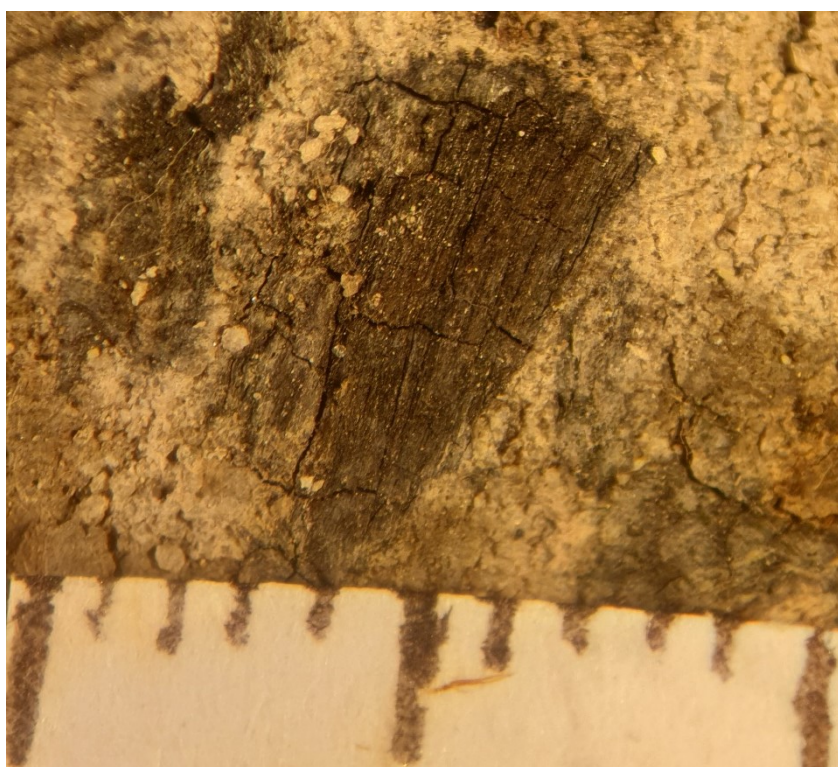
Fusain, nebo také fuzit (Dopita et al., 1985), je označení pro uhelný makrolitotyp, který je obvykle považován za pozůstatek pravěkých lesních požárů a představuje fosilní dřevěné uhlí (Obr. 4, 5, 6, 7). Mikroskopicky je fusain tvořen macerály fusinitem a semifusinitem. Oba macerály vznikají nedokonalým spálením biomasy za výrazně omezeného přístupu kyslíku procesem pyrolýzy (Scott et Glasspool, 2007), s výjimkou semifusinitu, kde experiment prokázal jeho vznik i při opětovném zahřátí částečně ohořelého dřeva na teploty 100 °C a 200 °C. Těchto teplot může být dosaženo již během diagenese (Hudspith et Belcher, 2020). Hlavní stavební látka rostlin, celulóza, se začíná rozpadat při teplotě 325 °C, doprovázené uvolněním hořlavých plynů. Větší odolnosti než celulóza dosahuje lignin, který se častěji vyskytuje jako součást dřevěného uhlí. Při hoření dosahují plameny teplot 700–980 °C a teplota na povrchu rostliny při hoření dosahuje mnohdy kolem 300 °C nebo i více (Scott et Glasspool, 2007). Požáry vznikají v přírodě zejména v důsledku poklesu vodní hladiny v rašeliništi a následné oxidaci povrchu rašeliniště, která způsobí náchylnost svrchní vrstvy rašeliniště k požáru. Požárům podléhá i vegetace mimo rašeliniště. Kousky dřevěného uhlí pak bývají spláchnuty deštěm do vodních toků a uloženy společně s klastickými sedimenty. Nacházíme je pak na vrstevních plochách v uhelných slojích nebo jiných sedimentárních prostředích (Dopita et al., 1985; Diessel, 1992; Scott et al., 2000 a Greb et al., 2002). Při profilování uhelných slojí se fusain vymezuje jako samostatná poloha při mocnosti větší než 5 mm (Diessel, 1992).



Obrázek 4. Vrstvičky a čožky fuzitu o mocnosti do 15 mm (šipky) ve střední látce uhelné sloje mostecké pánve. Lom Bílina. Foto S. Opluštil.



Obrázek 5. Křídové fosilní dřevěné uhlí (černý objekt s trhlinami) v sedimentární hornině. Nalezeno v místech bývalé cihelny „Na Bažantnici“ v Praze 14 – Hloubětíně. Svrchní část vrstvy bazálních slepenců a pískovců. V podloží jílovců a prachovců peruckých vrstev (Chlupáč, 2002). Papírové měřítko vyznačuje 1 cm s rozdělením na milimetry. Nález autora.



Obrázek 6. Křídové fosilní dřevěné uhlí (černý objekt s trhlinami) v sedimentární hornině. Nalezeno v místech bývalé cihelny „Na Bažantnici“ v Praze 14 – Hloubětíně. Svrchní část vrstvy bazálních slepenců a pískovců. V podloží jílovců a prachovců peruckých vrstev (Chlupáč, 2002). Papírové měřítko vyznačuje 1 cm s rozdělením na milimetry. Nález autora.



Obrázek 7. Klasy křídového fosilního dřevěného uhlí (černé objekty ve světlém pískovci) nahromaděné v pískovci. Bývalá cihelna „Na Bažantnici“ v Praze 14 – Hloubětíně. Svrchní část vrstvy bazálních slepenců a pískovců. V podloží jílovců a prachovců peruckých vrstev (Chlupáč, 2002). Ze vzorku pochází snímky Obr. 5, 6. Nález autora.

4 Klasifikace inertinitu

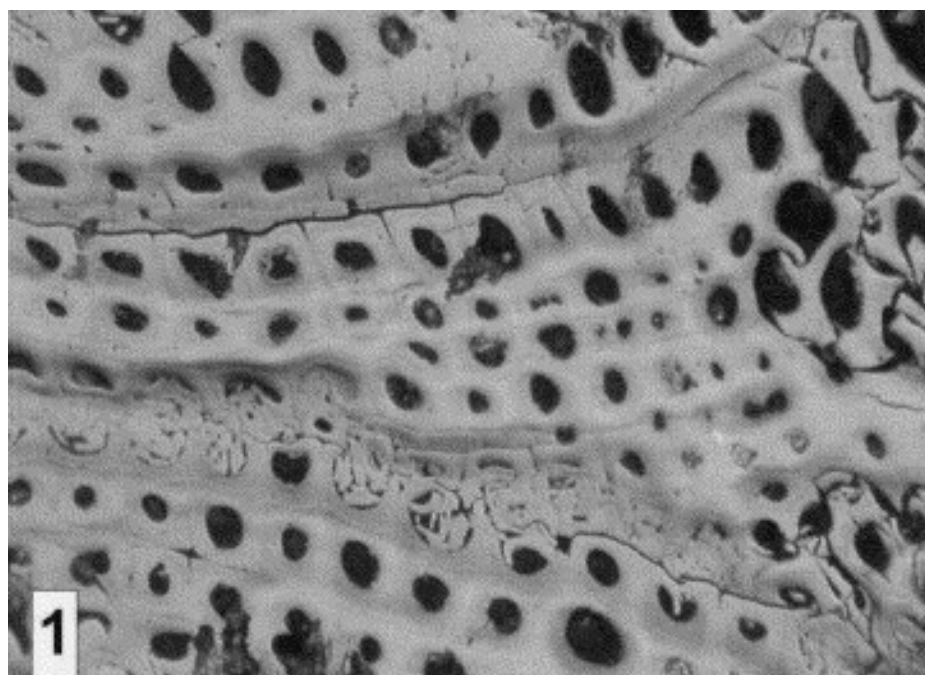
V současnosti platí klasifikační systém (Tab. 4) ICCP System 1994 (ICCP, 2001). Nejpodstatnější změnou oproti předchozí klasifikaci Stopes–Heerlen System je rozdělení macerálu sklerotinitu na macerály funginit a sekretinit (ICCP, 2001 a Diessel, 1992). Proti tomuto kroku byly zveřejněny i nesouhlasné reakce argumentující (mimo jiné) obtížemi při rozpoznávání pozůstatků hub (Scott et Glasspool, 2007).

ICCP System 1994		Stopes–Heerlen System, 1963
Charakteristika	Macerál	Macerál
Macerály s buněčnou strukturou, bez zřetelné gelifikace	Fusinit	Fusinit
	Semifusinit	Semifusinit
	Funginit	Sklerotinit
Sekretinit		
Macerály bez buněčné struktury	Makrinit	Makrinit
	Mikrinit	Mikrinit
	Úlomkovitý inertinit	Inertodetrinit

Tabulka 4. Porovnání dvou klasifikací inertinitu, vytvořeno s pomocí normy (ICCP, 2001) a literatury (Diessel, 1992).

4.1 Fusinit

Jedná se o zbytky ligno-celulózových pletiv s vysokou odrazností (Obr. 8). Nutnou podmínkou je zachování alespoň jedné neporušené buňky (ICCP, 2001).



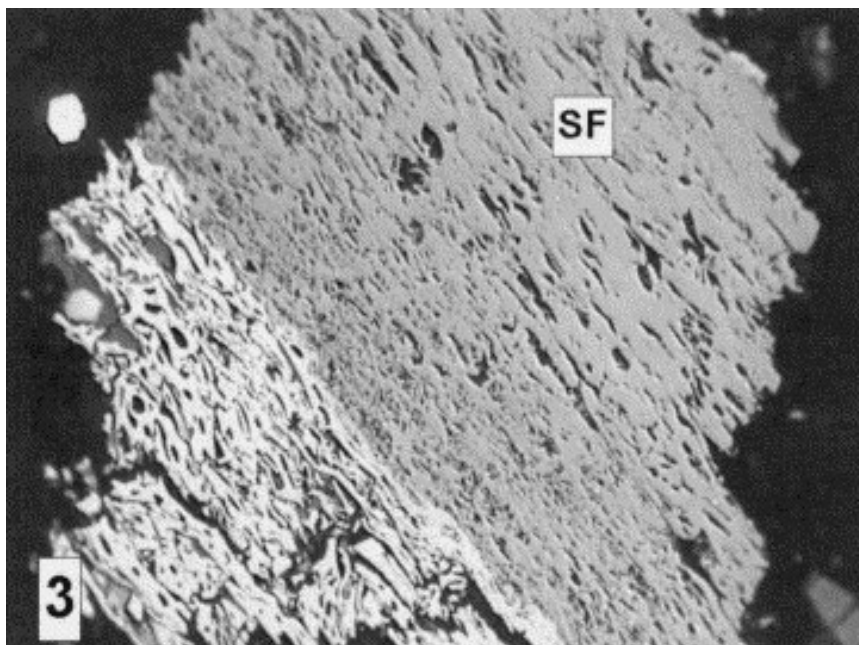
Obrázek 8. Macerál fusinit se zřetelně zachovalou buněčnou stavbou. Delší strana obrázku = 0,31 mm (ICCP, 2001).

Převážná část fusinitu vzniká jako produkt nedokonalého hoření dřevní hmoty při lesních požárech a je tedy svojí podstatou fosilní dřevěné uhlí (Diessel, 1992 a ICCP, 2001). Takto vzniklý fusinit se označuje jako pyrofusinit. Existují však i další způsoby vzniku. Jedním z nich je dekarboxylace rostlinné hmoty způsobená houbami a bakteriemi často v kombinaci s vysušením a oxidací povrchu rašeliniště nebo tlením či trouchnivěním rostlinných pletiv v subaerických podmínkách (ICCP, 2001). Morfologii fusinitu mohou mít i ohořelé živočišné tkáně, například články nebo části krunýřů členovců

(Scott et Glasspool, 2007). Fusinit nalézáme dispergovaný, ev. koncentrovaný do tenkých vrstviček a čoček jak v uhlí, tak i v sedimentárních horninách. V neuhelných sedimentárních horninách převládá fusinit ve formě drobných izolovaných částí, často přelavených vodou nebo přemístěných větrem. V uhlí může fusinit tvořit větší akumulace, například ve formě čoček a pásků. Radíme ho do kerogenu typu IV. Fusinit je křehký, a proto se hojně vyskytuje v nejjemnějším uhelném prachu vzniklém při těžbě či transportu uhlí. Během koksování je zcela inertní, avšak rozptýlen v uhlí v malém množství zvyšuje pevnost koksu. Během hoření nedochází k jeho spotřebě. Oxidace probíhá jen velmi obtížně a běžně nezpůsobuje samovznícení. Některé sloje, tvořené převážně fosilním dřevěným uhlím mikroskopicky odpovídající fusinitu, našly své uplatnění ve stratigrafii jako lokální korelační horizonty (ICCP, 2001).

4.2 Semifusinit

Macerál se střední odrazností a strukturou na pomezí telohuminitu nebo vitrinitu a fusinitu v rámci stejného vzorku uhlí či sedimentární horniny (Obr. 9). Výplně buněk jsou nezřetelné nebo jen částečně viditelné. Tyto výplně tvoří velice různorodé tvary v závislosti na orientaci pletiva vůči naleštěné ploše nábrusu, typu pletiva a botanické příslušnosti (ICCP, 2001).



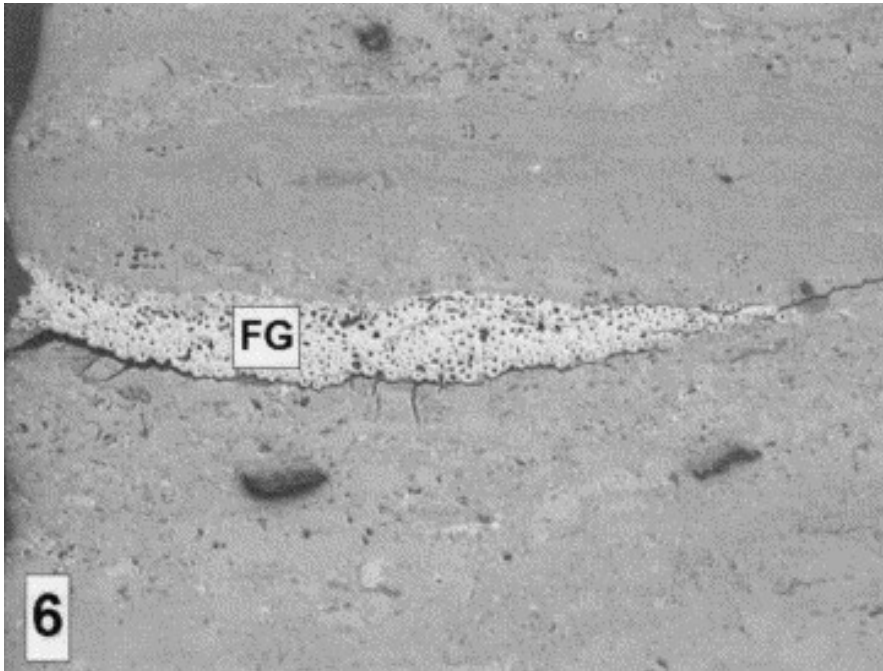
Obrázek 9. Snímek nábrusu vzorku obsahující macerál semifusinit. Značka SF v obrázku vyznačuje semifusinit, delší strana obrázku = 0,31 mm (ICCP, 2001).

Semifusinit, podobně jako fusinit, pochází z rostlinných tkání tvořených celulózu a ligninem. Vzniká v podmínkách, kde intenzita humifikace je obecně nízká, např. v důsledku sezónního poklesu vodní hladiny vedoucí k dočasné dehydrataci a oxidaci povrchu rašeliniště. Materiál klasifikovaný jako semifusinit může rovněž vznikat při lesních požárech (ICCP, 2001). Experimentálně vznikl semifusinit i zahřátím dřeva borovice druhu *Pinus sylvestris* na teplotu 100 °C po dobu 24 hodin, tj. za podmínek „běžné“ diagenese. Na výsledném vzorku byl následně identifikován macerál semifusinit (Hudspith et Belcher, 2020). Obdobně jako v případě fusinitu může materiál s morfologií semifusinitu vzniknout také ohořením živočišných zbytků, i když podíl takto vzniklého semifusinitu v uhlí je všeobecně velmi nízký (Scott et Glasspool, 2007; Scott et al., 2000). Semifusinit je častou komponentou uhlí. Obvykle se vyskytuje v asociaci s vitrinitem a fusinitem. Hojný je v některých uhlích Gondwany a naopak se vzácněji vyskytuje v terciárním uhlí. Běžně je nalézán v pískovcích bez ohledu na stáří (ICCP, 2001). Z macerálů skupiny inertinitu je nejhojnější. V některých uhelných slojích může tvořit i přes 50 %

přítomného inertinitu (Diessel, 1992). Při koksování dochází ke ztrátě volatilních komponent a může dojít ke zmenšení jednotlivých úlomků. Drobné nadrcené fragmenty mohou svým nahromaděním přispět k zesílení buněčných stěn v koksu. Větší části však mohou z důvodu svého smrštění vytvořit v koksu praskliny (ICCP, 2001).

4.3 Funginit

Funginit je macerál s vysokou odrazností tvořený pozůstatky hub (fungi) složených zejména z chitinu (Obr. 10). Tyto pozůstatky jsou tvořeny jak jednobuněčnými, tak i více buněčnými tělísky spór, hyf, sklerocií a mycelií (ICCP, 2001).

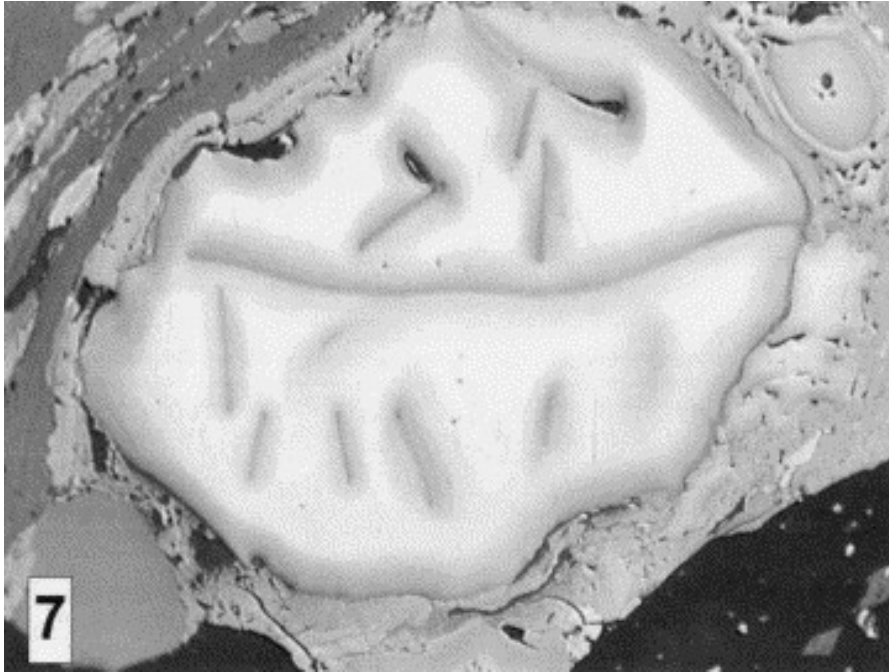


Obrázek 10. Snímek nábrusu vzorku obsahující macerál funginit. Značkou FG je označen světlý funginit, delší strana obrázku = 0,31 mm (ICCP, 2001).

Funginit nalézáme v sedimentárních horninách od devonu až do současnosti. Obvykle se však vyskytuje jen v malém množství. V paleozoických a mezozoických sedimentech bývá vzácnější než v usazeninách kenozoického stáří. Funginit jako většina inertinitu náleží do kerogenu typu IV. Z hlediska praktického není znám žádný účinek tohoto macerálu na procesy briketování nebo koksování uhlí. Výjimkou jsou pouze tělíska teleutospór a sklerocií, které jsou během koksování nereaktivní. Teleutospóry a sklerocia však mohou být využita ke stratigrafickým účelům. Další možnost využití je interpretace paleoprostředí vzniku rašelinišť a jejich fosilních ekvivalentů v podobě uhelných slojí (ICCP, 2001).

4.4 Sekretinit

Macerál zahrnuje zaoblená, někdy i protažená tělíska, která nevykazují struktury rostlinných buněk (Obr. 11). Velikost těchto tělísek kolísá od 10 μm až do více než 2000 μm u protažené varianty (ICCP, 2001).



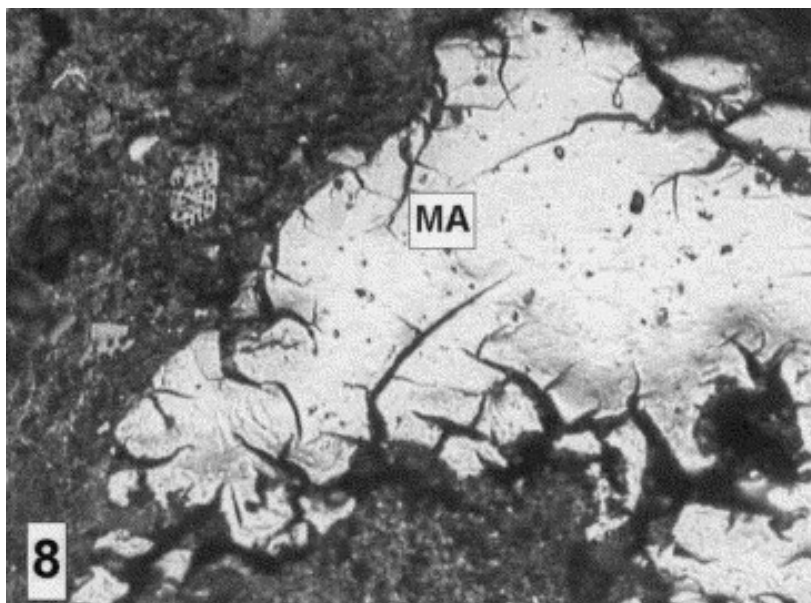
Obrázek 11. Snímek nábrusu obsahující macerál sekretinit, který tvoří velké bílé až světle šedé oválné tělísko uprostřed. Delší strana obrázku = 0,31 mm (ICCP, 2001).

Původ sekretinitu není zcela jasný. Předpokládá se však, že se může jednat o produkt zvětrávání pryskyřic nebo sekretů některých kapradosemenných, případně i některých dalších cévnatých rostlin (ICCP, 2001 a Moreira et al., 2020). Je běžný ve více prouhelněných uhlích karbonu a permu, byl rovněž nalezen i v některých uhlích jurského stáří. Často se v uhlí a břidlicích vyskytuje společně s jílovými minerály. Sekretinit není původcem prachu při úpravě uhlí. Při koksování nedochází k jeho tavení, avšak za určitých okolností zvyšuje pevnost koksu (ICCP, 2001).

4.5 Makrinit

Tento macerál inertinitu tvoří bezstrukturní objekty různorodého tvaru (Obr. 12), orientované delší osou kolmo na vrstevnatost. Koncentruje se do čoček a vrstviček. Tento macerál se rovněž může vyskytovat ve formě amorfni hmoty (ICCP, 2001).

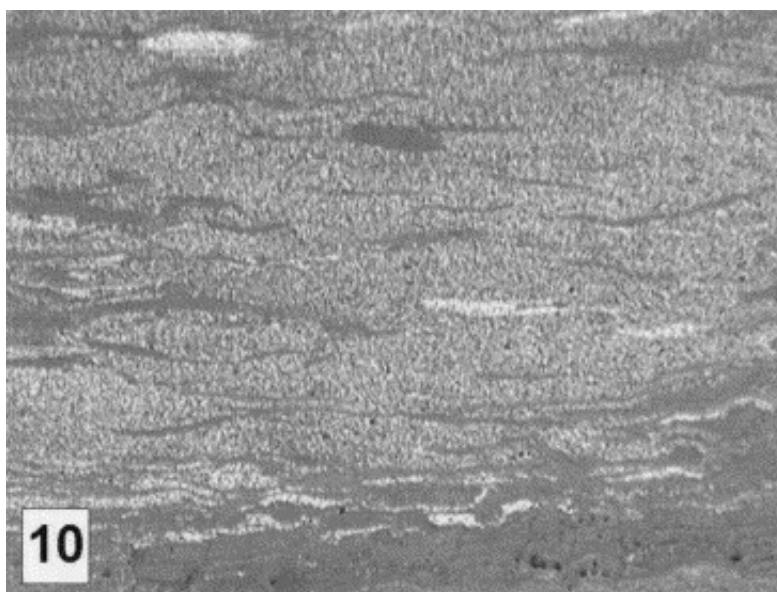
Větší akumulace tohoto macerálu mají pravděpodobně svůj původ odvozen od oxidovaných huminových látek. Dalším možným zdrojem jsou produkty metabolismu hub a bakterií. Některé agregáty mohou představovat koprolyty (ICCP, 2001). V méně prouhelněných uhlích může vzniknout pomalým hořením rašeliny za omezeného přístupu vzduchu anebo subaerickou oxidací rostlinných gelů vzniklých humifikací pletiv. Často je nalézán společně s kolodetrinitem. Většinou náleží do kerogenu typu IV, slabě fluoreskující varianta však může spadat i do kerogenu typu III. Z hlediska praktického využití můžeme uvést, že reaktivita makrinitu závisí na odraznosti a intenzitě fluorescence. Reaktivita roste s rostoucí fluorescencí a snižující se odrazností (ICCP, 2001).



Obrázek 12. Snímek nábrusu vzorku obsahující macerál makrinit označený nápisem MA, delší strana obrázku = 0,31 mm (ICCP, 2001).

4.6 Mikrinit

Tento macerál (Obr. 13) zahrnuje drobná zaoblená zrna menší než 2 μm (ICCP, 2001).



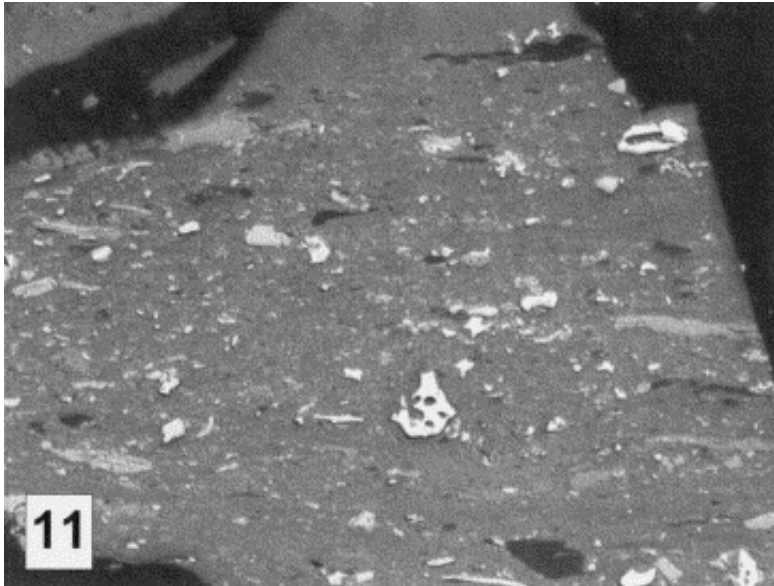
Obrázek 13. Snímek nábrusu vzorku obsahující macerál mikrinit, který je tvořen bílými tečkami, delší strana obrázku = 0,31 mm (ICCP, 2001).

Velká část mikrinitu vznikla sekundárně během prouhelnění z liptinitických a vodíkem bohatých vitrinitických látek. Tento nejhojnější typ mikrinitu se proto vyskytuje v uhlí až po dosažení černouhelného stádia. Menší část mikrinitu vznikla v rašeliništi (ICCP, 2001), do kterého byly naplaveny drobné částice již předtím oxidované huminové hmoty (Taylor et Liu, 1989). Další možný způsob vzniku souvisí s fragmentací jiných macerálů ze skupiny inertinitu. Obecně však platí, že hojnější výskyty mikrinitu pocházejí z černých paleozoických uhlí než z obvykle méně prouhelněných uhlí mladších geologických období. Mikrinit bývá nejhojnější v uhlí z období karbonu, kde tvoří v průměru 3–5 % obsahu. Za zmínku stojí možný výskyt v ropných břidlicích a černých

břidlicích. Z hlediska významu pro praxi nelze říct nic určitého, vzhledem k malým rozměrům tohoto macerálu (ICCP, 2001).

4.7 Inertodetrinit

Tento macerál (Obr. 14) tvoří drobné úlomky různého tvaru o velikosti nejvýše 10 μm (ICCP, 2001).



Obrázek 14. Snímek nábrusu vzorku obsahující macerál inertodetrinit, který zde vytváří větší bílá zrna, delší strana obrázku = 0,31 mm (ICCP, 2001).

Úlomky vznikají nejčastěji mechanickou fragmentací buněčných pletiv, které prodělaly proces fusinitizace, nejčastěji při lesních požárech. Podle míry zaoblení úlomků, lze do určité míry usuzovat na míru transportu před uložením. Snadný transport vodou či větrem je důvodem běžné přítomnosti inertodetrinitu společně s alginitem v klastických sedimentárních horninách. Inertodetrinit bývá proto běžnou až hojnou součástí v subakvatických organických sedimentech a sapropelovém uhlí. Většinou můžeme tento macerál přiřadit do kerogenu typu IV, reaktivnější varianty do kerogenu typu III. Přítomnost většího množství inertodetrinitu v uhlí zvyšuje pevnost koksu (ICCP, 2001).

5 Rašeliniště

5.1 Charakteristika rašelinišť

Rašeliniště (Obr. 15, 16) jsou mělkovodní sedimentární prostředí, ve kterých dochází k přeměně rostlinné biomasy v rašelinu, která se v nich postupně hromadí. Rašelina je organogenní sediment vzniklý zejména z rostlinných pozůstatků, které jsou vodní hladinou chráněny před intenzivní oxidací vedoucí k rychlému rozkladu rostlinné biomasy na produkty, ze kterých procesem fotosyntézy původně vznikla. V české terminologii rozlišujeme dva základní typy rašelinišť: vrchoviště a slatiniště. Vrchoviště jsou rašeliniště typické pro horské oblasti, zásobené převážně oligotrofní srážkovou vodou s malým obsahem živin. Výskyt slatinišť je vázán zejména na nížiny, pahorkatiny a podhorské oblasti (Petránek et al., 2016; Page et al., 2006). Slatiniště vznikají v místech vodních nádrží, kterými jsou jezera a opuštěná ramena řek a jsou na živiny bohatá. Vzniká v nich rašelina zvaná slatina (Petránek et al., 2016).



Obrázek 15. Ukázka vrchoviště. Jižní část Rájeckého rašeliniště ležící v západní části Chráněné krajinné oblasti Labské pískovce asi 100 m od hranice s Německem. Pohled směrem na sever, azimut: 0°. Souřadnice místa focení: 50.8071303 stupně severní šířky a 14.0229142 stupně východní délky podle souřadnicového systému WGS84. Foto autora.



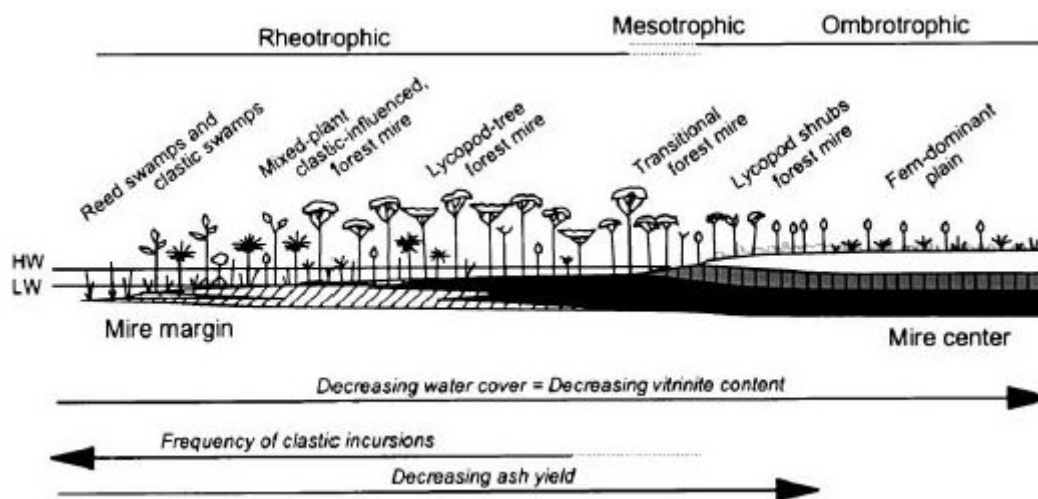
Obrázek 16. Jižní část Rájeckého rašeliniště (vrchoviště) se zatopeným melioračním příkopem v popředí snímku. Azimut snímku činí 25°. Břízy v pozadí dosahují výšky přibližně 6 metrů. Souřadnice místa focení: 50.8072717 stupně severní šířky a 14.0218487 stupně východní délky podle souřadnicového systému WGS84. Foto autora.

Jiným způsobem klasifikace rašelinišť je jejich dělení podle místa vzniku rašeliniště na limnická a paralická. Limnická rašeliniště jsou svým vznikem vázána na vnitrokontinentální pánve, zatímco paralická vznikala na pobřeží moře (Dopita et al., 1985). Rašeliniště vznikají buď procesem terestrializace nebo paludifikace. Terestrializace je proces, při kterém se vodní nádrž např. laguna změlčuje a umožní tak růst vegetace. Příčiny změlčení jsou různé. Může jí být například pokles hladiny moře nebo jezera vedoucí k regresi a změlčení. Původně vodní prostředí se tak mění v relativně sušší rašeliniště. Paludifikace je proces opačný, kdy v důsledku zvýšení hladiny podzemní vody nebo moře dojde k vytvoření rašeliniště. Původně sušší prostředí se tak změní ve vlhčí rašeliniště s hladinou podzemní vody dlouhodobě v úrovni povrchu (Diessel, 1992). Je prokázáno, že uhelné sloje jsou pozůstatky fosilních rašelinišť a svým nepravidelným ploše čočkovitým tvarem analogií vrstev ostatních sedimentárních hornin (Dopita et al., 1985). Z hlediska procesů, kterými se v rašeliništi rostlinná hmota přeměňuje v rašelinu se profil rašeliništěm dělí na svrchní část zvanou akrotelm a pod ní ležící katotelm. Hranice těchto dvou vrstev bývají neostré a odpovídají nejnižší hladině podzemní vody během nejsušší části roku, obvykle léta (Clymo, 1984). Akrotelm tvoří povrchovou vrstvu o mocnosti 10–50 cm s vysokou hydraulickou vodivostí a intenzivnějším aerobním rozkladem rostlinné hmoty v průběhu humifikace. Během průchodu akrotelmem se tak biomasa postupně mění v rašelinu. Při těchto chemických procesech dochází k uvolňování plynů, především metanu. Jednotlivé biochemické stavební látky však rozkladu odolávají nerovnoměrně. Nejsnadněji se rozkládají pletiva tvořená polysacharidy (celulóza, hemicelulóza) a také ligninem. Naopak

voskopryskyřičné látky rozkladu odolávají a koncentrují se ve vznikající rašelině. Pokud by biomasa zůstala příliš dlouho v akrotelmu, došlo by k jejímu rozpadu složky, ze kterých původně fotosyntézou vznikla. Než se rašelina dostane do katotelmu, může dojít ke ztrátě až 90 % objemu biomasy tvořené polysacharidy a ligninem (Page et al., 2006; Clymo, 1984; Dopita et al., 1985; Diessel, 1992). Spodní vrstva katotelu se vyznačuje vyšší mocností. S větší kompakcí a tím i nižší porozitou souvisí také nižší hydraulická vodivost a především mnohem pozvolnější anaerobní rozklad. Proto se v katotelmu rašelina hromadí a je následně pohřbívána do zemské kůry (Clymo, 1984; Dommain et al., 2010; Supardi et al., 1993; Morris et al., 2011).

5.2 Hydrologie rašelinišť

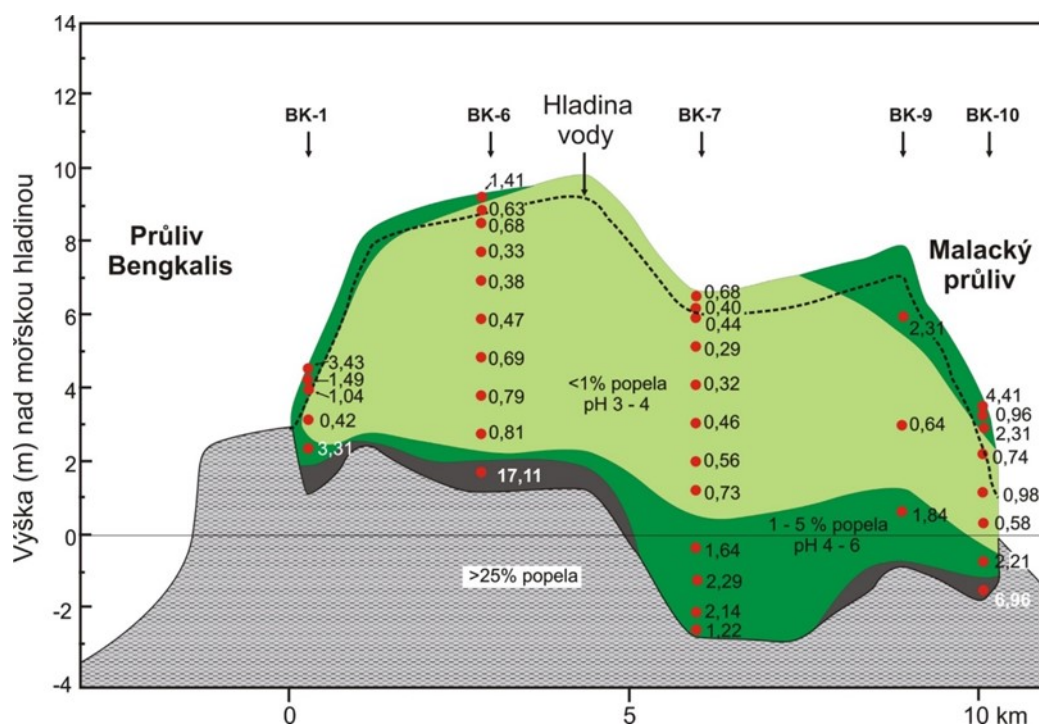
Podle zdroje zamokření neboli podle hydrologického režimu rozlišujeme dva základní typy rašelinišť: planární a dómovitá. Pro planární rašeliniště (rovněž zvané topogenní nebo reotrofická) je typický plochý povrch daný úrovní vodní hladiny, která odpovídá hladině podzemní vody v okolí. Tato rašeliniště tedy vznikají v nejnižších částech terénu v místech, kde hladina podzemní vody vystupuje nad povrch. V takových místech se pak pod úrovní vodní hladiny rostlinné zbytky přeměňují v rašelinu. Biomasa, která zůstane nad touto hladinou, zetlí. Z hydrologického hlediska jsou reotrofická rašeliniště zásobována nejen srážkovou vodou a podzemní vodou prosakující z okolního horninového prostředí, ale také povrchovými vodními toky, které do rašeliniště přinášejí jílovou suspenzi (Diessel, 1992; Greb et al., 2002). Recentní výskyty reotrofických rašelinišť známe ze všech klimatických pásem, včetně tropů, například z delty řeky Orinoko ve Venezuele. V dómovitých neboli ombrotrofických rašeliništích se rašelina tvoří nad hladinou regionální hladiny vody v okolí rašeliniště (Obr. 17, 18). Povrch rašeliniště je pak vyklenutý až několik metrů nad okolní terén (Obr. 18). Podmínkou pro vznik ombrotrofie je velmi vlhké klima, kdy množství srážek převažuje po celý rok nad odparem a transpirací (Greb et al., 2002; Diessel, 1992; Petránek et al., 2016). Rostlinná hmota na povrchu rašeliniště se tak nestačí odvodnit, vyschnout a dochází k její humifikaci, při které se mění v rašelinu (Page et al., 2006; Clymo, 1984; Dommain et al., 2010). Nejznámější a nejrozsáhlejší ombrotrofická rašeliniště se dnes vyskytují v tropických oblastech Indonésie (Greb et al., 2002; Page et al., 2006). V mírném pásmu se tato rašeliniště vyskytují například ve Skotsku (Diessel, 1992).



Obrázek 17. Schéma vzniku karbonských rašelinišť v appalačské pánvi s patrným rozlišením reotrofické a ombrotrofické části. Interval mezi LW a HW je rozmezí výskytu úrovně vodní hladiny (Greb et al., 2002). Anglické termíny: mire = rašeliniště, lycopod = plavuň, fern = kapradina.

Studium tropických rašelinišť v Indonésii ukázalo na některé charakteristiky, kterými se oba hydrologické typy rašelinišť odlišují. Příkladem je snižování velikosti stromů od okraje rašeliniště k jeho středu (Obr. 17) a narůstající intenzita oxidace povrchu rašeliniště ve stejném směru. Nižší vzrůst

stromů a celkově nižší druhová pestrost rostlinných společenstev (Greb et al., 2002; Cecil et al., 1985) v ombrotrofických rašeliništích jsou způsobeny živinami chudým rašelinným substrátem zásobeným pouze srážkovou vodou (Cecil et al., 1985). Živiny jsou proto získávány recyklací rozkládající se rostlinné biomasy (Page et al., 2006). Během sušších období může hladina v ombrotrofickém rašeliništi dočasně klesnout až o několik decimetrů a rašelina na jeho povrchu pak vysychá a oxiduje (Greb et al., 2002; Page et al., 2006). Zásobení ombrotrofických rašelinišť pouze srážkovou vodou však vede ke vzniku velmi čisté rašeliny bez jílové příměsi (Diessel, 2007; Diessel et al., 2000). Z fosilních rašelinišť tohoto typu tak vznikly uhelné sloje s velmi nízkým obsahem popelovin (Greb et al., 2002; Clymo, 1987; Cecil et al., 1985; Diessel, 2007; Jerrett et al., 2011b). Naopak reotrofická rašeliniště mají obvykle vyšší obsahy popela (Cecil et al., 1985), protože zde souběžně s tvorbou rašeliny dochází k občasnému ukládání klastického sedimentu, zejména během povodní (Opluštil et al., 2013; Diessel et al., 2000). Výše položené ombrotrofické části rašeliniště však záplavy nepostihují, a tak zde vodou uložená jílová příměs prakticky chybí (Diessel et al., 2000). Nízké obsahy popela jsou proto využívány jako jedno z kritérií pro interpretaci ombrotrofického původu fosilních rašelinišť (Greb et al., 2002; Cecil et al., 1985; Staub, 1991). Nicméně i některá rozlehlá recentní reotrofická rašeliniště mohou mít v centrálních částech malé obsahy popela (McCarthy et al., 1989; Greb et al., 2002), a tak tento parametr sám o sobě nestačí k odlišení fosilních reotrofických rašelinišť od ombrotrofických (Greb et al., 2002; McCabe, 1984). Situace se dále komplikuje, když uvážíme, že i recentní ombrotrofická rašeliniště začínají svůj cyklus jako rašeliniště reotrofická. V klimaticky příznivých oblastech však mohou přerůst v rašeliniště ombrotrofická a následně se v průběhu svého vývoje mohou do reotrofické fáze opět vrátit. Oba hydrologické typy se pak mohou v profilu rašeliniště/uhelné sloje i několikrát střídát (Greb et al., 2002; Li et al., 2020). Tyto hydrologické cykly jsou ve fosilních rašeliništích přeměněných dnes v uhelné sloje zaznamenány v podobě petrografických změn (Diessel et al., 2000; Diessel, 2007; Jerrett et al., 2011b; Jerrett et al., 2011c). Rašeliniště jsou tak velmi citlivými indikátory kolísání vodní hladiny způsobené často klimatickými změnami a v případě rašelinišť vzniklých v blízkosti mořského pobřeží také eustatickými pohyby mořské hladiny (Diessel et al., 2000; Jerrett et al., 2011b; Opluštil et al., 2018).

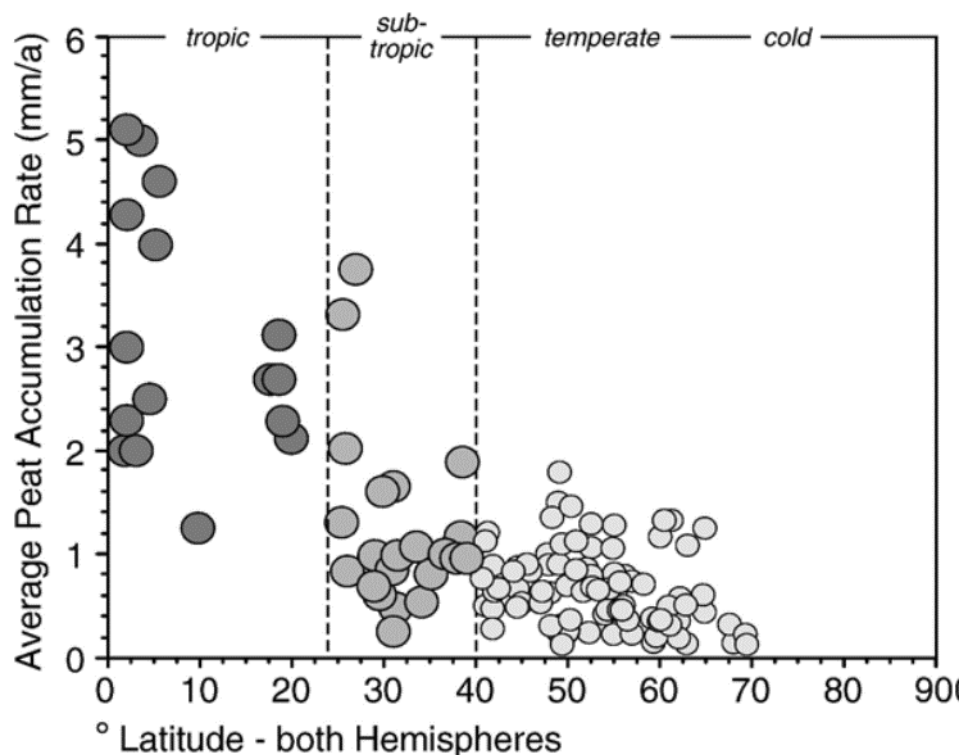


Obrázek 18. Vertikální průřez dómovitým rašeliníštěm nacházejícím se na ostrově Bengkalis, s. pobřeží Sumatry. Červené body s čísly značí obsah popela v %. Podle Supardi et al. (1993), upraveno.

5.3 Vliv změny poměru přírůstku akomodačního prostoru a rychlosti akrece rašeliny na petrografické složení uhlí

K vyjádření hydrologických změn v rašeliníšti se nejčastěji využívá poměru mezi přírůstkem akomodačního prostoru (AR – accommodation rate) a rychlostí akrece rašeliny (PPR – peat production rate), kterou je vzniklý akomodační prostor vyplňován (Jerrett et al., 2011b). Vzájemná rychlost obou dílčích procesů pak určuje, jak velká část vyprodukované biomasy se přemění v rašelinu a kolik této organické hmoty zetlí (Jerrett et al., 2011b). Rychlost, s jakou rašelina přirůstá, ovlivňuje produkce biomasy, která je závislá především na klimatickém pásmu. V rámci jednotlivých pásem bývá produkce biomasy stabilní a vykazuje obvykle podobné hodnoty (Diessel, 2007). Velmi nízká produkce biomasy, a tedy i nízké přírůstky rašeliny jsou typické pro chladné klimatické pásmo. Naopak nejvyšší hodnoty jsou známy z oblasti tropů (Obr. 19). Z uvedeného důvodu jsou hydrologické poměry v rašeliníšti větší mírou závislé na změnách akomodačního prostoru (AR). Ten je definován jako prostor mezi dnem rašeliníště a vodní hladinou (Diessel, 2007; Diessel et al., 2000), která výrazně zpomaluje rozklad biomasy a umožňuje její přeměnu v rašelinu. Biomasa, která se pod vodní hladinou v rašeliníšti včas nedostane, zetlí a rašelina z ní nevznikne (Jerrett et al., 2011a). V některých rašeliníštích tímto způsobem může být „ztraceno“ i více jak 90% vyprodukované biomasy (Clymo, 1984). Přírůstek akomodačního prostoru závisí kromě rychlosti akrece rašeliny na intenzitě subsidence pánevního dna, kompakci sedimentu a v případě rašeliníšť v dosahu mořského pobřeží také na eustatických pohybech mořské hladiny (Jerrett et al., 2011b; Diessel et al., 2000). Pokles dna sedimentární pánve (subsidence) bývá většinou pomalý, ale dlouhodobě vyrovnaný. Rychlejší, a tedy větší změny akomodačního prostoru proto vyvolává oscilace vodní hladiny (Diessel et al., 2000) v důsledku eustatických pohybů mořské hladiny. Mimo dosah eustatických pohybů pak úroveň vodní hladiny závisí na klimatickém režimu daném množstvím srážek a jejich rozložením v průběhu roku (Diessel et al., 2000; Page et al., 2006). Sezónní distribuce srážek vede ke kolísání vodní hladiny v rašeliníšti v průběhu roku a během sušších období k oxidaci povrchu rašeliníště podporující tvorbu

prekursorů některých macerátů ze skupiny inertinitu (Page et al., 2006; Diessel et al., 2000; Jerrett et al., 2011c).



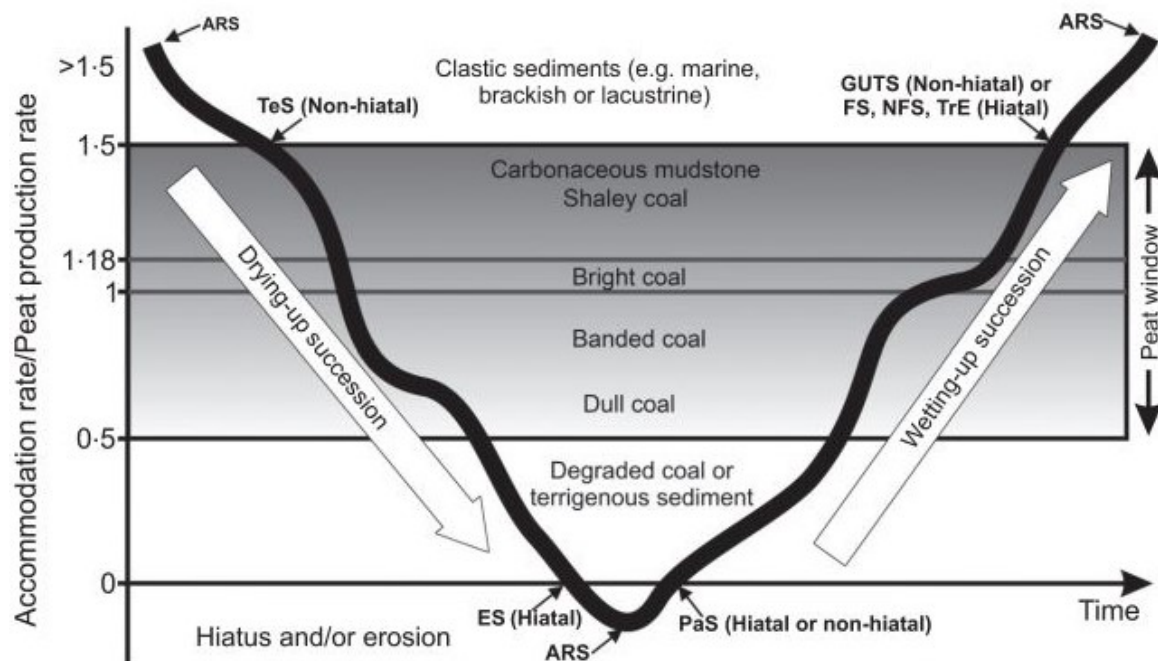
Obrázek 19. Graf závislosti průměrného přírůstku rašeliny (vertikální osa) v mm/rok na zeměpisné šířce (horizontální ose) v průběhu holocénu (Diessel, 2007).

Poměr mezi oběma parametry, tj. přírůstkem akomodačního prostoru (AR) a přírůstkem rašeliny (PPR) v čase obvykle kolísá. Ideální je stav, kdy jsou oba parametry v přibližné rovnováze a poměr AR/PPR se pohybuje okolo 1. Za takových podmínek produkce biomasy kompenzuje přírůstek akomodačního prostoru v plném rozsahu a veškerá biomasa se dostane do akrotelmu, kde se přeměňuje v rašelinu. Pokud je poměr hodnot AR/PPR menší než 1, přírůstek biomasy přesahuje tvorbu akomodačního prostoru a část vyprodukované biomasy zůstává dlouhodobě nad hladinou a zetlí. Objem takto rozložené biomasy narůstá s klesající hodnotou AR/PPR. Pokud je poměr AR/PPR vyšší než 1, dochází k přírůstkem akomodačního prostoru, kterému akrece rašeliny nestačí. Vzniká tak „volný“ akomodační prostor, který mohou vyplnit siliciklastické sedimenty. Z hlediska vzniku uhelných slojí jsou optimální hodnoty AR/PPR v rozpětí mezi 0,5 a 1,5 (Obr. 20). Tyto hodnoty se označují jako „rašelinné okno“ (peat window), protože zde převažuje tvorba rašeliny. V tomto úseku se veškerá nebo většina rostlinné hmoty uloží v prostředí akrotelmu a postupně se mění v rašelinu (Jerrett et al., 2011c; Diessel et al., 2000).

Obecně jsou změny mezi přírůstkem akomodačního prostoru a akrecí rašeliny vyjádřeny grafem zachycujícím změny v poměru AR/PPR (vertikální osa) v čase (Obr. 20). Tento graf ukazuje ideální cyklus s dvěma základní trendy: poklesem hodnot AR/PPR a jejich nárůstem (Jerrett et al., 2011b).

Pokud produkce biomasy dlouhodobě přesahuje rychlost přírůstku akomodačního prostoru, poměr AR/PPR klesá pod 1 a část biomasy na povrchu rašelině vyvětrává a zetlí. Čím větší je produkce biomasy oproti přírůstkem akomodačního prostoru, tím více biomasy se rozkládá a v rašelině se nepřemění. Z hydrologického hlediska vede pokles přírůstku akomodačního prostoru k postupnému vysychání povrchu rašelině a je tedy označován jako „drying-up succession“. Petrograficky se tento proces ve fosilním záznamu projevuje přechodem od lesklého uhlí (poměr AR/PPR od 1 do 1,18) k

matnému, inertním bohatému uhlí (poměr AR/PPR od 0,5 do přibližně 0,7). V případě dalšího poklesu poměru AR/PPR až do záporných hodnot žádný akomodační prostor nevzniká (naopak dochází k jeho úbytku, projevujícího se zápornými hodnotami). Veškerá vyprodukovaná biomasa zetlí, a navíc dochází k degradaci již vzniklé rašeliny na povrchu rašeliniště procesy oxidace, deflace anebo požáry (Jerrett et al., 2011c; Jerrett et al., 2011b). Výsledkem je hiátová plocha, která se projevuje vrstvičkou inertním bohatého uhlí. Obsah inertinitu může v některých případech dosahovat hodnot až kolem 80–90 % (Jerrett et al., 2011c; Jerrett et al., 2011b; Jerrett et al., 2011a).



Obrázek 20. Idealizované schéma vysvětlující změny poměru přírůstku akomodačního prostoru a rychlosti produkce rašeliny (vertikální osa) v čase. V závislosti na hodnotách poměru AR/PPR jsou definovány petrografické typy uhlí, které v jednotlivých úsecích vznikají. Hodnoty poměru přírůstku akomodačního prostoru a přírůstku rašeliny mezi 0,5 – 1,5 ohraničují tzv. rašelinné okno (angl. peat window), nad tímto oknem dochází k přínosu klastických sedimentů, které se mísí se vznikající rašelinou. Pod hodnotami rašelinného okna dochází k tlení části biomasy. Pokud je hodnota poměru AR/PPR záporná, dochází k degradaci povrchu rašeliniště a případné erozi. ARS neboli plocha změny akomodačního trendu je úsek (na obrázku bod), ve kterém dochází k obratu trendu akomodace. TeS je plocha terestrializace. ES je plocha, na které dochází k nahromadění rašeliny, jejímu rozkladu a vzniku hiátové plochy. PaS je plocha paludifikace. GUTS je úsek, ve kterém je sedimentace rašeliny vystřídána mořskou nebo jezerní sedimentací. FS je povrch mořské záplavy. NFS je povrch záplavy jiné než mořské. TrE povrch mořské transgrese způsobující erozi (Jerrett et al., 2011b).

Pokud hladina podzemní vody začne po čase opět stoupat a vytvářet nový akomodační prostor, dochází k paludifikaci a produkce rašeliny se obnoví. Hranicí je pak plocha označovaná jako „Paludification Surface“ (PaS) neboli plocha paludifikace (Obr. 20). Pokud trend přírůstku akomodačního prostoru pokračuje, stále více biomasy je přeměněno v rašelinu. Z hydrologického hlediska se narůstající poměr AR/PPR projevuje postupným zvyšováním vodní hladiny a přechodem na relativně „vlhčí“ typ rašeliniště („wetting-up succession“). Petrograficky se tento trend projevuje přechodem z matného inertním bohatého uhlí do lesklého páskovaného uhlí s převahou vitrinitu. Pokud hodnota poměru AR/PPR přesáhne 1,5 (Obr. 20), rašeliniště je zaplaveno a dosud převládající akreci rašeliny vystřídá sedimentace mořských nebo jezerních jíílů (Diessel et al., 2000; Jerrett et al., 2011b; Jerrett et al., 2011a; Jerrett et al., 2011c). Plochu záplavy pak označujeme zkratkou GUTS (Obr. 20) z anglického „give-up transgressive surface“. Podle prostředí a charakteru záplavy mohou

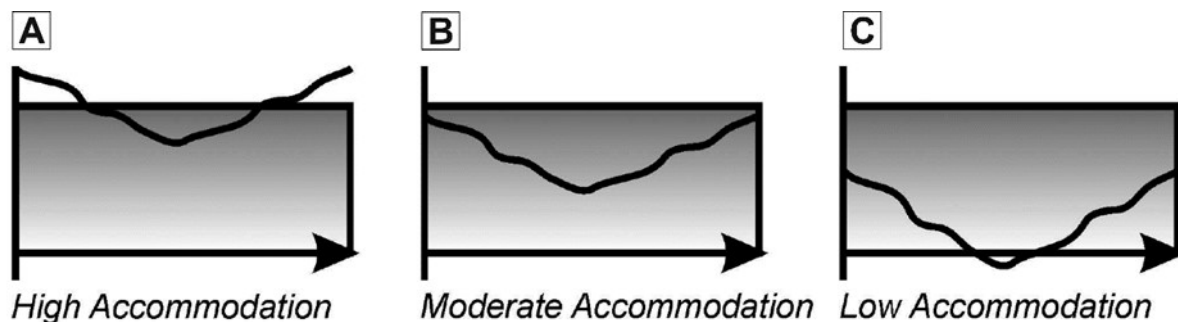
nastat různé varianty. V případě náhlého přírůstku akomodačního prostoru a omezení přísunu klastického sedimentu během mořské záplavy se v zatopeném rašelinšti přestává ukládat rašelina a vzniká plocha mořské záplavy „marine flooding surface“, v grafu (Obr. 20) pod zkratkou FS. K obdobné situaci dochází i v případě jezerní záplavy, kde se podobná plocha označuje NFS (Obr. 20) z anglického „non-marine flooding surface“. Pokud ale při záplavě dochází k odnosu rašeliny (poměr AR/PPR kolem 1,5), hovoříme o tzv. erozím transgresním povrchu TrE (Obr. 20) z anglického „transgressive surface of erosion“ (Jerrett et al., 2011b).

Oba tyto úseky idealizovaného cyklu nárůstu a poklesu AR/PPR jsou odděleny plochami, ve kterých dochází ke změně daného akomodačního trendu v opačný. Plocha (v grafu bod), ve které k takové změně dochází se v anglicky psané literatuře označuje termínem „accommodation reversal surface“ (ARS, Diessel et al., 2000), pro který je v této práci použit termín „plocha změny akomodačního trendu“. Ze sekvenčně stratigrafického hlediska rozlišujeme dva typy ARS. V případě, kdy se pokles hodnot poměru AR/PPR (=pokles vodní hladiny a zmenšení akomodačního prostoru) zastaví až v záporných hodnotách a následně se změní v nárůst, vzniká erozní, a tedy hiátová plocha odpovídající sekvenční hranici (Jerrett et al., 2011b; Jerrett et al., 2011a). Pokud však došlo pouze k dílčímu poklesu hodnot AR/PPR (v rámci kladných hodnot) v důsledku zpomalení vzestupu hladiny, ke vzniku hiátové plochy nedochází a odpovídající bod v grafu má charakter hranice mezi parasekvencemi. Tam, kde vzestup hodnot poměru AR/PPR dosahuje maximální intenzity a následně začne klesat, vzniká ARS, který má v sekvenčně stratigrafické terminologii charakter plochy maximální záplavy. V profilu uhelnou slojí se sekvenční hranice projeví hiátovou plochou, na níž je vázán obvykle nejvyšší obsah inertinitu. Tato plocha tak tvoří přechod mezi petrografickým „zmatněním“ sloje a následným přechodem k lesklému uhlí. Podobně je tomu i v případě parasekvenční hranice. V případě ARS, který má charakter plochy maximální záplavy, představuje tento úsek hranici mezi přírůstkem a úbytkem siliciklastik ve studovaném profilu (Jerrett et al., 2011b; Diessel et al., 2000; Jerrett et al., 2011a).

Z uvedeného přehledu je zřejmé, že změny poměru AR/PPR mají vliv na složení rašeliny, a tedy i na složení uhlí, včetně obsahu inertinitu a minerálů (Obr. 20). Při hodnotách poměru AR/PPR nad 1,5 již zcela převládá sedimentace siliciklastik v subakvatickém prostředí. Pokud se hodnota poměru AR/PPR nacházela dlouhodobě v intervalu mezi hodnotami 1,18 až 1,5, vzniká rašelina s vysokým podílem jílu, která se v zemské kůře mění v jílovité uhlí. V úzkém rozmezí hodnot poměru AR/PPR (od 1 do 1,18) dochází k tvorbě lesklého uhlí. Mezi hodnotami poměru AR/PPR od 1 až po přibližně 0,7 dochází k tvorbě páskovaného uhlí. Od přibližné hodnoty poměru AR/PPR 0,7 až po 0,5 vzniká matné uhlí. Pokles hodnot poměru AR/PPR pod 0,5 se projeví tvorbou fusainu, tedy inertinitem bohatých uhlí. Při záporných hodnotách poměru AR/PPR nedochází k ukládání rašeliny, ale k její oxidaci a vzniku inertinitového horizontu (Jerrett et al., 2011b; Diessel et al., 2000; Jerrett et al., 2011c).

Sloje, které vznikaly v rašelinšti s vysokým přírůstkem akomodačního prostoru (AR/PPR je obvykle větší než 1, Obr. 21 A) obsahují hojnou jílovou příměs mořského nebo terestrického původu (rašelinné okno Obr. 20). Tato sedimentace je způsobena vysokou výškou hladiny podzemní vody v rašelinšti, což vytváří prostor, který rostlinná hmota svým vyprodukovaným množstvím nedokáže zaplnit. Část tohoto prostoru bývá vyplněna klastickými sedimenty, obvykle jílem. Typickou součástí uhelné sloje jsou polohy jílovitého uhlí a uhelnaté jílovce. Sloje vznikající v rašelinštích se střední rychlostí přírůstku akomodačního prostoru, tedy s AR/PPR blízkým jedné (Obr. 21 B), jsou charakteristické vysokým obsahem vitrinitu a nízkým podílem detritických minerálů, jako důsledek toho, že akomodační prostor je zcela vyplněn rostlinným materiálem. Typická jsou lesklá nebo páskovaná uhlí. Pro sloje, jejichž rašelinště vznikalo v podmínkách s převládajícím nízkým přírůstkem akomodačního prostoru, tedy s AR/PPR výrazně nižším než jedna (Obr. 21 C), je charakteristický vyšší obsah macerálové skupiny inertinitu jako důsledek oxidace rostlinné biomasy či dokonce ohoření

povrchové vrstvy rašeliny. Typické je i druhotné nahromadění chemicky odolného liptinitu. Uhlí vzniklé z takové rašeliny má nejčastěji podobu matného uhlí (Jerrett et al., 2011c; Diessel et al., 2000). Sloje vznikající za těchto podmínek mívají svůj původ v ombrotrofickém rašeliništi (Diessel, 2007). Právě tato rašeliniště jsou na výkyvy vodní hladiny v důsledku klimatických oscilací nejchoulostivější (Jerrett et al., 2011c). Vzniklé sloje mají extrémně nízký podíl popela (Cecil et al., 1985; Diessel, 2007; Greb et al., 2002).

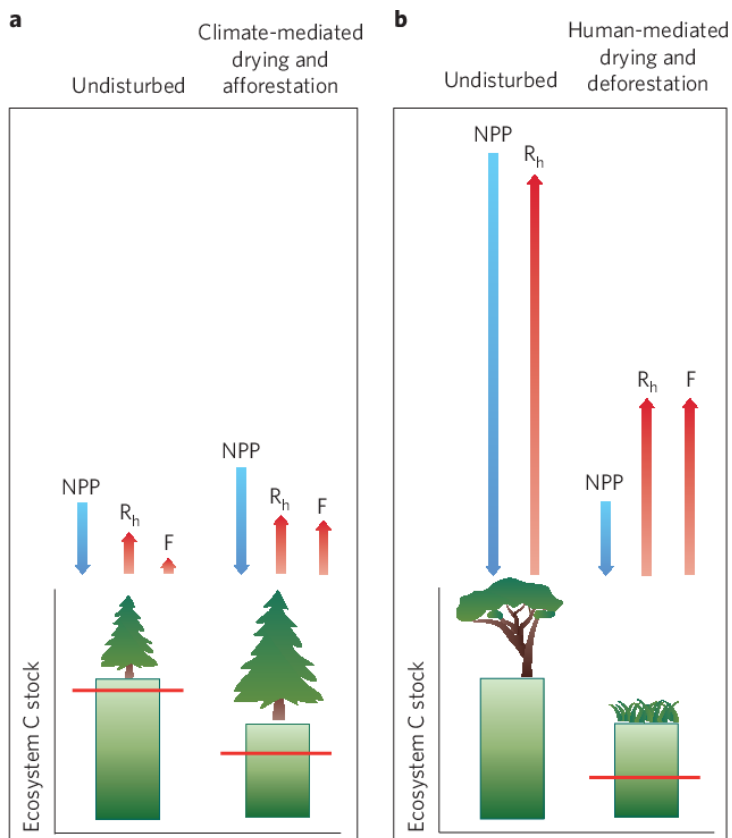


Obrázek 21. Varianty akomodačních prostředí, popisky i hodnoty os jsou stejné jako u Obr. 20, tedy vertikální osa vyjadřuje poměr AR/PPR a na horizontální ose je vyneseno čas. Rozpětí hodnot šedého pole na vertikální ose se pohybuje od 0 do 1,5 (Jerrett et al., 2011c), upraveno.

5.4 Význam rašelinišť

5.4.1 Recentní rašeliniště

Odhaduje se, že současná rašeliniště tvoří přibližně 3 % povrchu pevnin, což z nich činí významné úložiště uhlíku sekvastrovaného z atmosféry procesem fotosyntézy. Odhaduje se, že v katotelmu rašelinišť je dnes uskladněno kolem 180 Gt uhlíku (Clymo, 1984). Pro porovnání uvedme, že množství uhlíku nacházejícího se v zemské atmosféře je odhadováno na 600–700 Gt a dalších přibližně 800 Gt je vázáno v tělech živých rostlin (Clymo, 1984). Mezi významná úložiště atmosférického uhlíku patří nejen rašeliniště chladného a mírného pásma severní polokoule, která mají značnou rozlohu, ale také rašeliniště tropická (Obr. 22, 23, 24), charakteristická větší mocností rašeliny až okolo 20 m (Page et al., 2002; Page et al., 2006). Ta souvisí s vyšší produkcí biomasy (až 1–5 mm za rok) v tropických oblastech oproti ostatním podnebným pásům (Page et al., 2004; Diessel, 2007). Proto je v tropických rašeliništích i při jejich celkově menší rozloze oproti ostatním klimatickým pásmům vázáno až 70 Gt uhlíku (Page et al., 2006). Intenzivní zásahy člověka v posledních desetiletích, spočívající v odvodnění a vypalování rašelinišť k získání zemědělsky využitelné půdy zejména v tropických oblastech jihovýchodní Asie, vedou k uvolňování značného množství uhlíku zpět do atmosféry (Obr. 22). Požáry jsou v takto narušených rašeliništích časté, navzdory tomu, že v těchto oblastech přesahuje roční úhrn srážek 2500 mm. Domorodým obyvatelům žijícím původním způsobem života poskytují rašeliniště potravu a přístřeší (Page et al., 2006; Turetsky et al., 2015).



Obrázek 22. Schematický obrázek znázorňující příjem (modré šipky) /výdej (červené šipky) uhlíku z/do atmosféry. Část a (vlevo) se vztahuje na severoamerická kontinentální rašeliniště. Část b (vpravo) se vztahuje na tropická rašeliniště v jihovýchodní Asii. Undisturbed = nenarušený přírodní stav, Climate-mediated drying and afforestation = vysoušení oblasti v důsledku změn klimatu a zalesnění, Human-mediated drying and deforestation = lidmi způsobené odvodnění a odlesnění. NPP = spotřeba oxidu uhličitého rostlinami, R_h = uvolňování oxidu uhličitého rostlinami v důsledku rostlinného dýchání, F = uvolnění oxidu uhličitého během požáru. Červená linka v zelených obdélnících značí množství hořlavého materiálu v rašeliništi přímo související s hladinou podzemní vody v dané fázi stanoviště. K větším změnám dochází u tropických rašelinišť v jihovýchodní Asii, kdy v nenarušeném stavu k požárům téměř nedochází, což neplatí po odvodnění a odlesnění těchto oblastí (Turetsky et al., 2015).



Obrázek 23. Vývrát stromu na dómovitém rašeliništi v Bruneji (Dommain et al., 2015).



Obrázek 24. Pohled na profil dómovitého rašeliniště v Bruneji s patrnými velkými kusy dřev a drobnějších kořenů (Dommain et al., 2015).

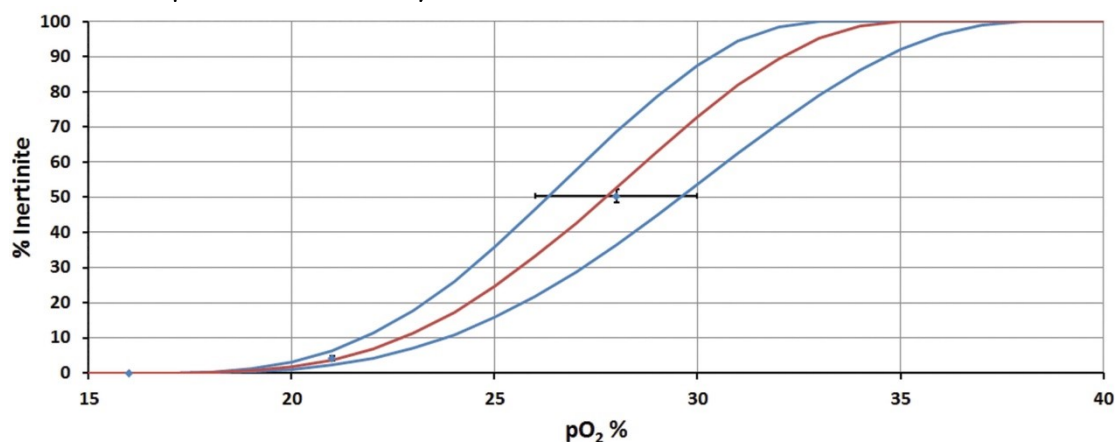
5.4.2 Fosilní rašeliniště

Mimo již zmíněné schopnosti uchovávat informace o paleoprostředí, mají uhelné sloje význam zejména jako zdroje suroviny pro vytápění a výrobu relativně levné energie, která stála u zrodu průmyslové revoluce, a i dnes mají uhelné elektrárny značný podíl na tvorbě elektrické energie a tepla (Cílek et Kašík, 2008). Jako příklad uveďme sloj Prokop v hornoslezské pánvi na česko-polském pomezí, vyvinutou na ploše kolem 5000 km². V české části pánve dosahuje místy mocnosti 9 až 15 m. Pokud uvážíme poměr stlačení uhlí vůči rašelině (1:10) zjistíme, že tato sloj vznikla z 90 až 150 metrů mocné vrstvy rašeliny (Opluštil et Sýkorová, 2018). Lze předpokládat, že karbonská rašeliniště (ale i rašeliniště v jiných geologických útvech) byla důležitou součástí globálního uhlíkového cyklu.

6 Příklady využití inertinitu

6.1 Inertinit jako proxy k rekonstrukci obsahu kyslíku v paleo-atmosféře fanerozoika

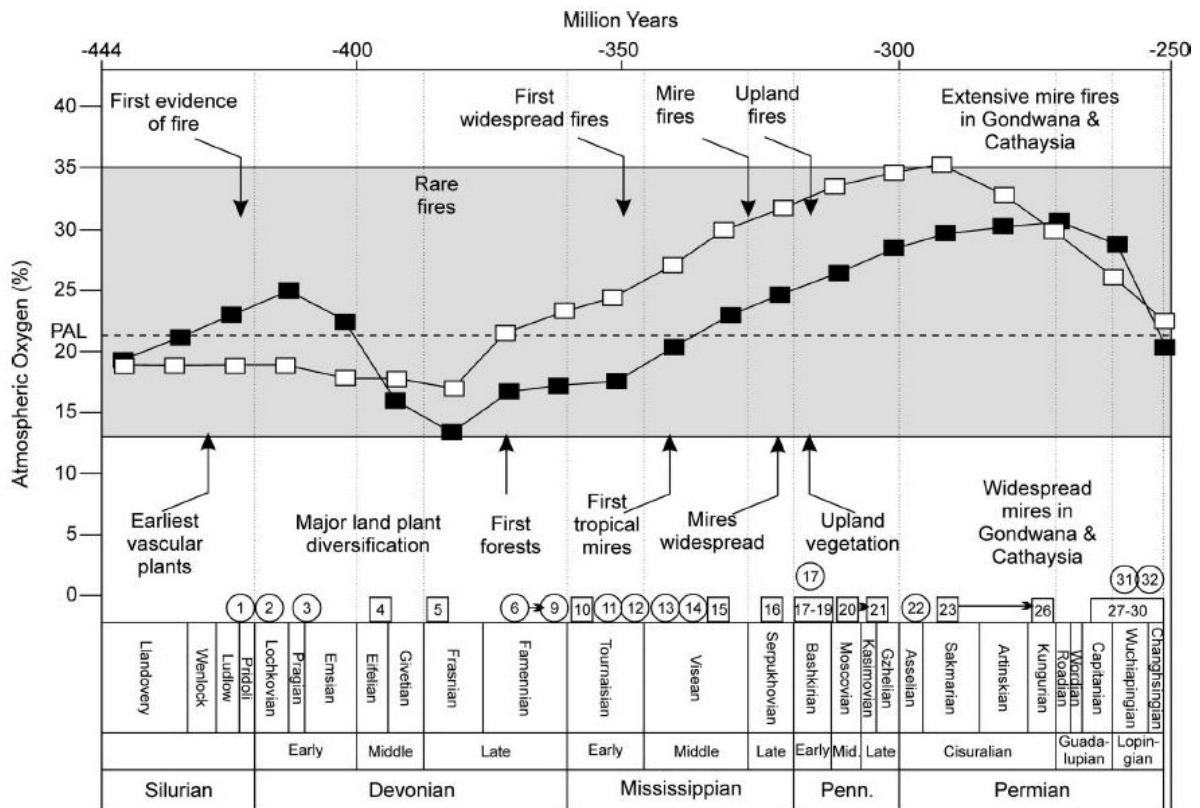
6.1.1 Princip odhadu množství kyslíku obsaženého v atmosféře



Obrázek 25. Vztah mezi procentuálním zastoupením inertinitu v uhlí (vertikální osa) a procentuálním zastoupením kyslíku v atmosféře (horizontální osa) vyjádřený červenou křivkou. Červená křivka zachycuje aritmetický průměr zastoupení inertinitu v uhlí v procentech. Modré křivky jsou vyznačením minimálních a maximálních odhadů zastoupení inertinitu při daném obsahu kyslíku v atmosféře (Glasspool et al., 2015).

Obsahy inertinitu v uhelných slojích i klastických sedimentech v rozmezí od konce siluru do konce neogénu výrazně kolísají a pro určitá geologická období vykazují typické hodnoty. Toto kolísání je spojováno se změnami zastoupení obsahu kyslíku v atmosféře (Obr. 25), které mají přímý vliv na rozsah a četnost požárů. Změny v obsahu inertinitu jsou tak dokladem četnosti požárů v geologické minulosti a lze jich využít jako „proxy“ indikátoru k rekonstrukci obsahu kyslíku v zemské paleo-atmosféře (Scott et Glasspool, 2006; Glasspool et al., 2015). K číselnému odhadu hodnot obsahu kyslíku je však nezbytné křivku relativních změn obsahu inertinitu v geologické minulosti kalibrovat. Glasspool et al. (2015) využili ke kalibraci experimentálně ověřených hodnot, které dokumentují, za jakých koncentrací kyslíku v atmosféře hoření rostlinné biomasy probíhá. Pokud jsou hodnoty nižší než 13 %, k hoření biomasy ani v suchém stavu nedochází. Při obsahu od 13 do 16 % může hořet jen zcela vyschlý rostlinný materiál, tudíž i výskyty fosilního dřevěného uhlí v uhelných slojích či klastických terestrických sedimentech jsou při těchto hodnotách vzácné. Interval hodnot 18 % až do 23 % obsahu kyslíku v atmosféře je v podstatě podobný současné úrovni (21 %), kdy může hořet rostlinná hmota, která má nízkou vlhkost, což bývá často ovlivněno sezonním podnebím. Při obsahu kyslíku v atmosféře nad 25 % se požáry snadno rozšíří i do vlhčích oblastí, kde vznikají zejména po úderech blesků. Při obsahu kyslíku v atmosféře nad 30 % již dochází k požárům globálního rozsahu. Pokud je kyslíku v atmosféře více než 35 %, hoření probíhá nezávisle na množství vlhkosti a dochází k shoření veškeré rostlinné hmoty (Scott et Glasspool, 2006). V tomto stavu se požáry již nedají uhasit a tato hodnota je brána jako horní limit, neboť je nereálné, že by se vyšší hodnoty v paleo-atmosféře v průběhu fanerozoika vyskytovaly (Diessel, 2010 a Scott et Glasspool, 2006). Interval, kdy se nachází množství kyslíku mezi 13 % a 35 % se někdy nazývá „okno požárů“ (angl. fire window) (Scott et Glasspool, 2006).

6.1.2 Množství kyslíku obsažené v atmosféře paleozoika

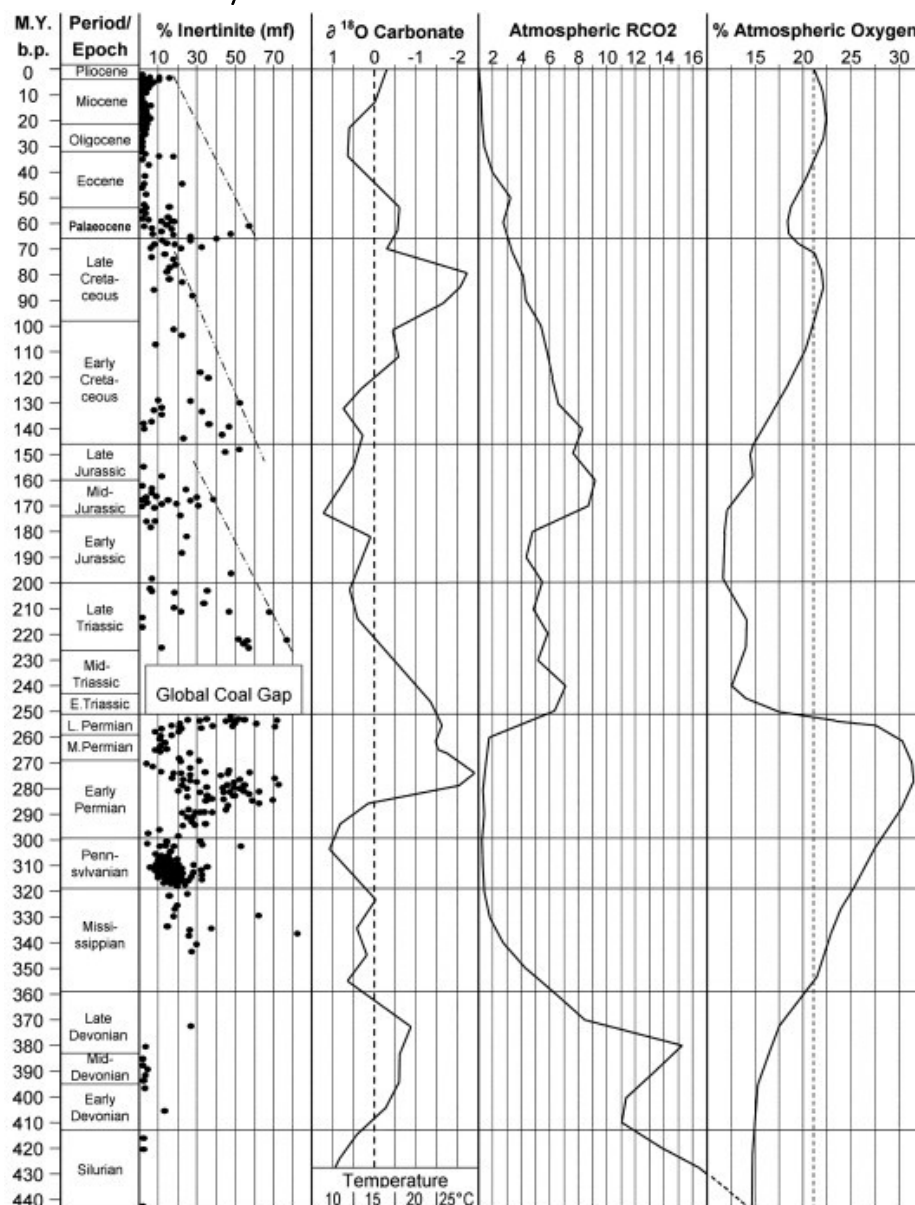


Obrázek 26. Graf obsahu kyslíku v atmosféře paleozoika. Vertikální osa značí procentní zastoupení kyslíku v atmosféře, na horizontální ose je čas (geologická období silur až perm), čísla nad stratigrafickými stupni jsou odkazy na podkladové lokality, spojnice bílých čtverců v šedém poli je odhad obsahu kyslíku v atmosféře podle Bernera et al. (2003), spojnice černých čtverců v šedém poli je opravený novější odhad obsahu kyslíku v atmosféře podle téhož autora (Berner) z roku 2006, šedá oblast v grafu vymezuje tzv. okno požárů (angl. fire window) (Scott et Glasspool, 2006).

První známé ohořelé zbytky rostlin pocházejí ze silurského stupně přídolí (Scott et Glasspool, 2006). Jedná se například o zbytky rnyiofytní rostliny *Hollandophyton colliculum* a koproplitu (Glasspool et al., 2004). Vzhledem k poměrně velkému množství pozůstatků požárů a předpokládanému malému množství suchozemských rostlin a jejich vazbu na vlhká prostředí, bylo odhadnuto, že míra zastoupení kyslíku v atmosféře překročila současnou hodnotu a dosahovala až kolem 25 % (Obr. 26). Ve středním devonu nalézáme jen malé množství ohořelých pozůstatků, navzdory diverzifikaci a zvětšování rostlinných těl a jejich expanzi do dříve pro rostliny neobyvatelných částí souše. To ukazuje na pravděpodobný pokles obsahu kyslíku v atmosféře až na hodnoty kolem 13 %. Na počátku svrchního devonu tento trend vrcholí a zároveň se objevuje první stromovitá rostlina *Archaeopteris*. Obrat ve výskytu ohořelých zbytků rostlin nastává během svrchního devonu. Patrně tak v tomto období muselo dojít ke zvýšení obsahu kyslíku v atmosféře aspoň na 17 %. V mississipu (starší část karbonu) se výskyt inertinitu/fosilního dřevěného uhlí dále zvyšuje. Dochází i k prvním požárům rašelinišť a přítomnost velkých členovců naznačuje, že obsah kyslíku v atmosféře patrně přesáhl 23 %. Celkově v průběhu karbonu narůstá četnost požárů v prostředí rašelinišť (Scott et Glasspool, 2006). Zvýšení obsahu kyslíku v atmosféře je vysvětlováno jako produkt fotosyntézy zelených rostlin, které v tomto období osidlovaly stále větší území souše a vytvořily první rozsáhlé lesy (Diessel, 2010; Chlupáč et al., 2011). Výsledkem byl rovněž úbytek oxidu uhličitého v atmosféře (Obr. 27). Atmosférický uhlík se tak dlouhodobě ukládal v tělech rostlin (Diessel, 2010). Během pennsylvanu přesáhl obsah kyslíku v atmosféře podle konzervativních odhadů hodnotu 25 % (Scott et Glasspool,

2006). Výpověď o pravidelných požárech poskytují velmi hojné výskyty dřevěného uhlí a inertinitu v uhelných slojích i doprovodných klastických sedimentech zejména v oblastech tehdejšího tropického pásu rovníkové Pangey (Scott et Glasspool, 2006). Glasspool et al. (2015) a Scott et Glasspool (2006) z těchto pozorování vyvozují konzervativní odhad obsahu kyslíku v atmosféře na 28 %. Dřívější odhady predikovaly až 35 % zastoupení obsahu kyslíku v tehdejší atmosféře (Obr. 26). Koncem spodního permu klesá obsah dřevěného uhlí a inertinitu zejména v usazeninách na severní polokouli, což je vysvětlováno postupně se zvyšující aridizací klimatu, která způsobila redukcí vegetačního pokryvu. Zejména ve druhé polovině permu (Obr. 26, 27) dochází k poklesu obsahu kyslíku v atmosféře a na konci tohoto období klesá jeho obsah patrně až pod dnešní hodnotu (Scott et Glasspool, 2006).

6.1.3 Množství kyslíku obsažené v atmosféře mezozoika



Obrázek 27. Graf zobrazující obsah kyslíku, oxidu uhličitého a teplotu v paleo-atmosféře v závislosti na četnosti inertinitu v uhlí. Vertikální osa představuje stáří v milionech let, první sloupec jsou geologická období s rozsahem od siluru až do pliocénu, druhý sloupec obsahuje graf zastoupení inertinitu v uhlí vyjádřené v procentech, třetí sloupec je křivka změny obsahu izotopu ¹⁸O ve schránkách mořských organismů, který je používán jako nástroj pro určování teplot v geologické minulosti, čtvrtý sloupec

ukazuje zastoupení oxidu uhličitého v atmosféře a patý sloupec ukazuje zastoupení kyslíku v atmosféře vyjádřené v % (Diessel, 2010).

6.1.3.1 Trias

Po velkém vymírání na přelomu permu a triasu dochází k ojedinělé události, kdy po dobu více než 10 miliónů let ve spodním triasu rašelina, a tedy ani uhlí v celosvětovém měřítku nevzniká. Jelikož nenalzáme z tohoto období inertinit pocházející z požárů, předpokládáme, že obsah kyslíku v tehdejší atmosféře klesl na 12 % (Diessel, 2010). Původ tohoto „globálního bezuhelného období“ (global coal gap, Obr. 27) ve spodním triasu bývá obvykle spojován s masivním rozšířením pouští, které jsou důsledkem aridního kontinentálního klimatu rozlehlého superkontinentu Pangea (Diessel, 2010; Preto et al., 2010). Ve středním triasu až na výjimky tento stav stále pokračuje. K významnějšímu obnovení uhlotvorby dochází až ve svrchním triasu, kdy se v sedimentech začíná hojněji vyskytovat i inertinit. Vzhledem k tomu, že některá uhlí středního a svrchního triasu vykazují velké množství inertinitu (Obr. 27), usuzuje se, že obsah inertinitu v uhlí od tohoto období začíná odrážet více „lokální podmínky“ než globální trend obsahu kyslíku v atmosféře (Diessel, 2010). Z hojného výskytu inertinitu v uhlích svrchního triasu a jeho proměnlivého zastoupení v uhlích jury a křídý vyplývá, že korelace množství inertinitu a obsahu kyslíku v atmosféře od bezuhelného období triasu je nižší než v paleozoiku (Diessel, 2010). Interpretace takto nízkého obsahu kyslíku (až 12 %) v atmosféře triasu (Obr. 27) však není jednoznačně přijímána. Je udáváno několik alternativních vysvětlení chybějících nálezů inertinitu během spodního triasu a s tím související „neexistence“ požárů během tohoto období. Možná absence inertinitu v sedimentárním záznamu mohla být způsobena aridním klimatem, které urychluje mechanický rozpad velkých úlomků dřevěného uhlí. Dalším vysvětlením může být všeobecně řídký vegetační pokryv, což však zřejmě nebude jediným důvodem, protože existují doklady, že v některých oblastech se rostliny vyskytovaly. Možným dokladem pro vyšší koncentrace (více než 12 %) kyslíku v tehdejší atmosféře je i výskyt velkých forem obojživelníků, zastoupených ve spodním triasu např. druhem *Parotosuchus helgolandicus* a později ve středním triasu ještě větším rodem *Mastodonsaurus*. Na základě dat o výskytu inertinitu z celého světa je uvažován obsah kyslíku v atmosféře triasu mezi 15–17 % (Hamad et al., 2012), což je v rozporu s Diessel (2010), (Obr. 27). Diessel (2010) odhaduje obsah kyslíku v atmosféře ke konci triasu na 15 %, podobné hodnoty jsou někdy odhadovány i pro spodní a střední juru (Diessel, 2010).

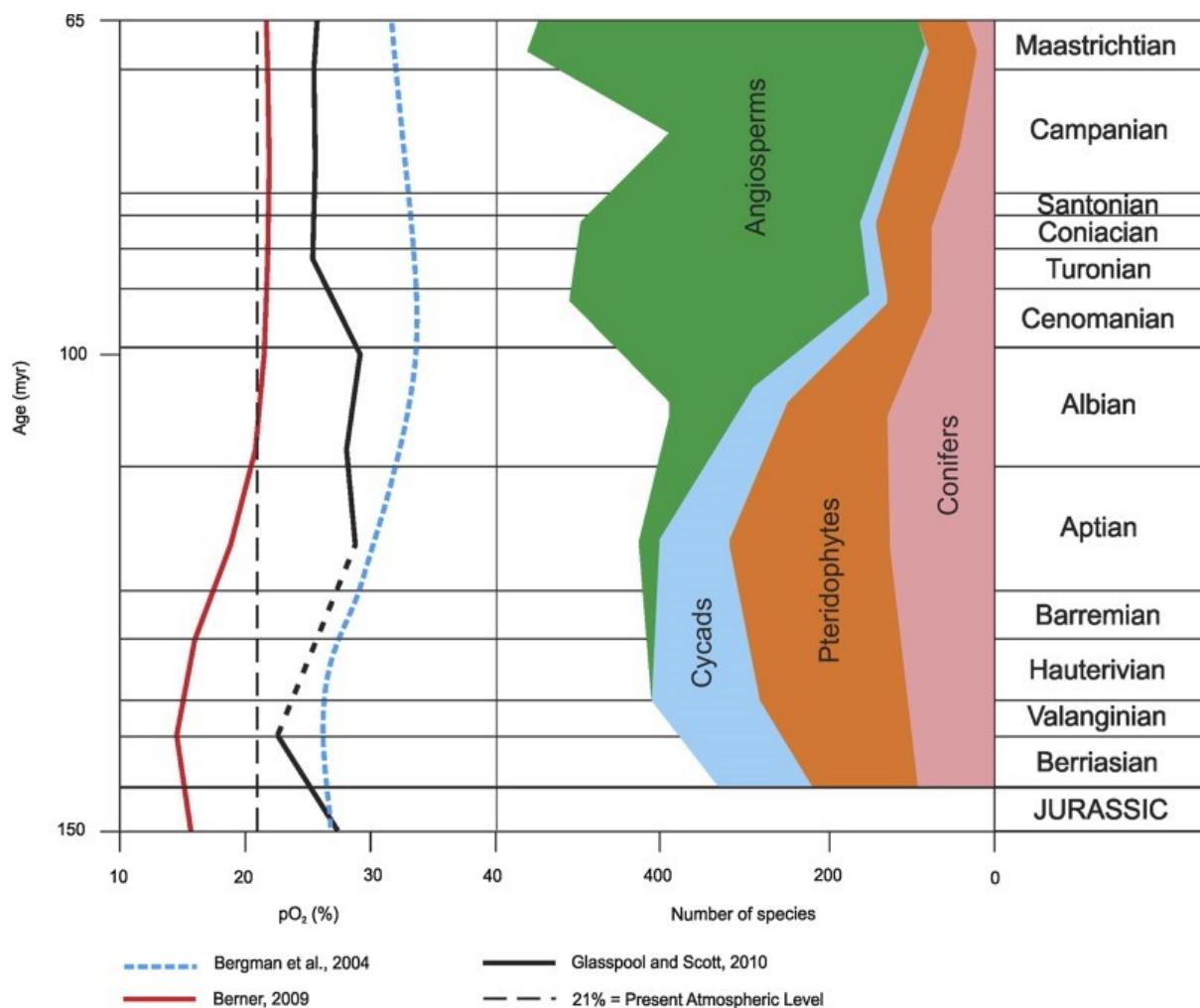
6.1.3.2 Jura

Ve spodní a střední juře bylo dle některých modelů zastoupení kyslíku v atmosféře výrazně pod 20 % (Diessel, 2010; Xu et al., 2020). Podle novějších odhadů naopak obsah kyslíku během celé jury neklesl pod 20 % a pohyboval se mezi 20 % a 27 % (Xu et al., 2020). Tyto vyšší odhady obsahu podporuje analýza 140 vzorků uhlí ze severozápadní Číny, ve kterých byl zdokumentován vysoký podíl inertinitu pocházející z rozsáhlých požárů v této oblasti. Tyto požáry zřejmě přispěly k nárůstu obsahu oxidu uhličitého v atmosféře, který je v této době rovněž předpokládán. Bylo spočteno, že tyto požáry v této oblasti mohly vyprodukovat přibližně 1926 Gt oxidu uhličitého, což tvoří přibližně 64 % současného obsahu oxidu uhličitého v atmosféře (Xu et al., 2020).

6.1.3.3 Křída

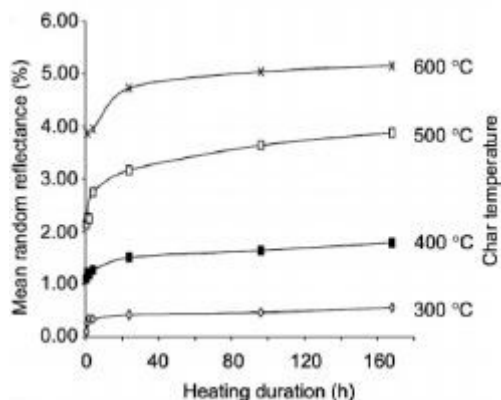
Odhady obsahu kyslíku v křídové atmosféře se značně liší (Brown et al., 2012). Předpokládá se, že během spodní křídý došlo oproti svrchní juře k poklesu obsahu kyslíku v atmosféře. Na přelomu spodní a svrchní křídý dochází k vrcholu v obsahu kyslíku v atmosféře, kdy bylo interpretováno, že obsah kyslíku byl vyšší než v současnosti a pohyboval se až kolem 29 % (Glasspool et Scott, 2010). Od počátku svrchní křídý patrně docházelo pozvolnému poklesu obsahu kyslíku v atmosféře (Obr. 28) až na hodnoty kolem 24 % v eocénu (Glasspool et Scott, 2010). Proto byly požáry během křídového období časté (Obr. 7). Předpokládá se, že požáry v této době mohly vést k vývoji rostlin, které byly

pro tyto podmínky uzpůsobené a které přežily až do současnosti (např. rod *Pinus*). Existuje rovněž předpoklad, že prostředí s vysokým obsahem kyslíku a častými požáry mohlo podnítit rozvoj krytosemenných rostlin (Brown et al., 2012). Časté požáry způsobují půdní erozi, jež se může projevit ve fosilním záznamu. Výskyty těchto uloženin známe například z wealdenské skupiny v sedimentárních sledech na území Belgie a ostrova Wight. V kanadské oblasti Dinosaurího provinčního parku (angl. Dinosaur Provincial Park) eroze po požárech a husté deště způsobily záplavy a uložení naplaveného sedimentu s dřevěným uhlím a těly dinosaurů, kteří záplavám podlehli. V několika vrstvách se zde patrně z tohoto důvodu vyskytují fosilie dinosaurů společně s dřevěným uhlím (Brown et al., 2012). Velký rozsah eroze po požárech mohl vyústit k splachu fosforu do oceánů, což mohlo podpořit větší tvorbu řas a vznik mořské anoxie (Brown et al., 2012).



Obrázek 28. Zobrazení vztahu mezi obsahem kyslíku v atmosféře a zastoupením jednotlivých skupin rostlin v průběhu křídového období. Vertikální osa udává věk v milionech let pro celý obrázek. V levé části obrázku jsou vyneseny odhady zastoupení kyslíku v tehdejší atmosféře a horizontální osa v tomto úseku značí obsah kyslíku v atmosféře (10–40 %), autoři odhadů jsou uvedeni ve spodní části obrázku vlevo. V pravé části je barevně odlišené skupin rostlin odrážející jejich zastoupení v dané době. Zelenou barvou jsou vyznačeny krytosemenné rostliny (Angiosperms), světle modrou barvou jsou označeny cykasy (Cycads), hnědou barvou jsou označeny kapradorosty (Pteridophytes) zahrnující plavuňovité, přesličkovité a kapradinovité rostliny. Fialovou barvou jsou vyznačeny jehličnany (Conifers). V této pravé části udává horizontální osa předpokládaný počet druhů rostlin. Zcela vpravo se nachází členění křídového období na stupně (Brown et al., 2012).

6.2 Zjišťování teploty pyroklastických proudů podle stupně tepelné alterace rostlinné hmoty
 Zajímavým příspěvkem k tématice využití inertinitu je pokus o určení teploty pyroklastického proudu (Scott et Glasspool, 2005). Uvedení autoři porovnávali dřevěné uhlí vzniklé nedokonalým spálením rostlinné hmoty pohřbené pyroklastickým proudem sopky Montserrat na stejnojmenném ostrově s dřevěným uhlím vyrobeným laboratorně zahřátým dřevem na různé teploty. Z předchozích výzkumů již byla známa přímá úměra mezi odrazností a teplotou zahřátí dřeva. Vzorky dřeva zahříváné v laboratoři byly vystaveny teplotám 200–900 °C po dobu 7 dnů (Obr. 29). Největší nárůst odraznosti nastal během prvních 4 hodin. U vzorků vystavených teplotě nižší než 400 °C dochází již po 4 hodinách k ustálení odraznosti, u vzorků vystavených vyšší teplotě než 400 °C se odraznost ustálí až po 24 hodinách. Tyto experimentálně vytvořené vzorky byly srovnány se vzorky dřeva získanými ze tří pyroklastických proudů, jejichž teplotní charakteristiky byly změřeny krátce po erupci. Autoři udávají odchylku odhadu teplot na 25 °C, za předpokladu, že bude dřevo vystaveno žáru po více než 24 hodin. Tak můžeme určit maximální teplotu pyroklastického proudu. Jedním s hlavních přínosů toho výzkumu je možnost spolehlivě rozlišit mezi původně žhavými horninami typu dávných pyroklastických proudů a chladných laharů, které budou obsahovat i tepelně neovlivněnou rostlinou hmotu, což je užitečné při vyhodnocování geologických rizik ovlivňujících nejen lidskou populaci (Scott et Glasspool, 2005).



Obrázek 29. Graf odraznosti laboratorních vzorků dřeva v závislosti na teplotě a době, které byly tyto vzorky vystaveny. Na levé části vertikální osy se nachází odraznost vyjádřená v %, na pravé části vertikálního členění jsou uvedeny teploty, kterým byly v laboratoři vzorky dřeva vystaveny. Na horizontální ose je čas v hodinách, po který byly vzorky zahřívány. Upraveno podle Scotta a Glasspoola (2005).

6.3 Určení teploty hoření

Vztah mezi odrazností inertinitu a teplotou hoření je nelineární. V pracích (Petersen et Lindström, 2012; Xu et al., 2020; Wang et al., 2019) je přibližná teplota hoření získána pomocí aproximace následujícím lineárním vztahem.

$$\text{Teplota } (^\circ\text{C}) \cong 184,10 + 117,76 \times R_0 (\%)$$

Kde R_0 je odraznost inertinitu v % a výsledná teplota je ve °C, koeficient determinace je $r^2 = 0,91$ (Petersen et Lindström, 2012; Wang et al., 2019).

6.4 Určení rozsahu karbonského požáru

V uloženinách Upper Shalwy Beds v okolí Donegalu (Obr. 30) v sz. Irsku byla vyčleněna vrstva s vysokým obsahem (až 20 %) dřevěného uhlí. K usazení takto koncentrované akumulace došlo v místě někdejší estuárie s výrazným tidálním prouděním. V závislosti na síle těchto proudů se ukládaly

pískovce s vložkami prachovců s obsahem dřevěného uhlí. Sedimenty s fosilním uhlím vznikly erozí a splachem půdy s kousky dřevěného uhlí z přilehlé pevniny během velmi krátkého období. Pokud by byl sediment vystaven dlouhodobějšímu vlivu tidálních procesů, jeho zrnitostní vytrídění by bylo patrně vyšší. Hlavním cílem studie bylo určit rozsah tehdejšího požáru. Klíčovým parametrem pro tento výpočet byl objem vyprodukovaného dřevěného uhlí na jednotku plochy, který byl převzat z odhadů pro recentní požáry. Rozloha oblasti s hojným výskytem dřevěného uhlí, jehož koncentrace v ploše se neměnila, byla odhadnuta na 10 km². Průměrná mocnost vrstvy s vysokým výskytem dřevěného uhlí byla pro výpočet odhadnuta na 1 m. Ačkoliv byl průměrný obsah dřevěného uhlí ve vrstvách Upper Shalwy Beds odhadnut na 20 %, pro výpočet byl uvažován obsah 10 % dřevěného uhlí. Tyto hodnoty umožnily odhadnout objem dřevěného uhlí ve vrstvách na 1 000 000 m³.

$$10 \text{ km}^2 \times 1 \text{ m} \times 10 \% = 1\,000\,000 \text{ m}^3$$

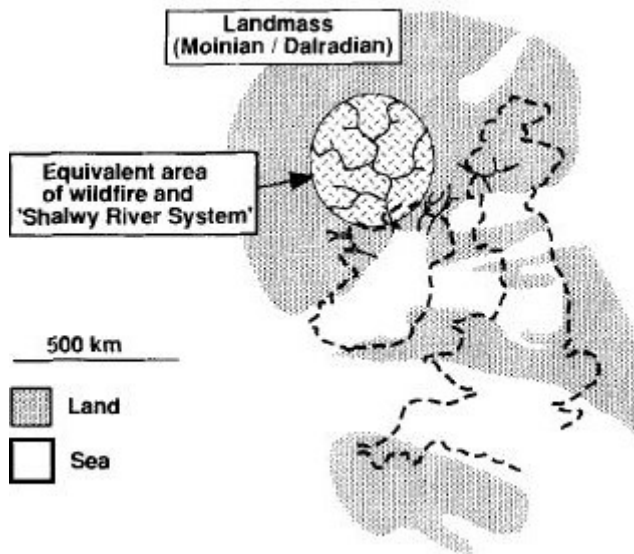
Bylo odhadnuto, že současné požáry jsou schopny vyprodukovat 4150 $\frac{\text{kg}}{\text{km}^2}$ dřevěného uhlí s objemovou hmotností (hustotou) 0,4 $\frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$ neboli 400 $\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$. S vydělením těchto hodnot získáme objem dřevěného uhlí na jednotku plochy tj. 10,4 $\frac{\text{m}^3}{\text{km}^2}$.

$$4150 \frac{\text{kg}}{\text{km}^2} \div 400 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \cong 10,4 \frac{\text{m}^3}{\text{km}^2}$$

Nyní je již možné určit plošný rozsah tehdejšího požáru vydělením celkového objemu dřevěného uhlí objemem dřevěného uhlí vyprodukovaným na jednotce plochy. Požár podle tohoto výpočtu zasáhl oblast o rozloze 95 000 km². To je více než činí současná rozloha Irsko.

$$1\,000\,000 \text{ km}^3 \div 10,4 \frac{\text{m}^3}{\text{km}^2} \cong 95\,000 \text{ km}^2$$

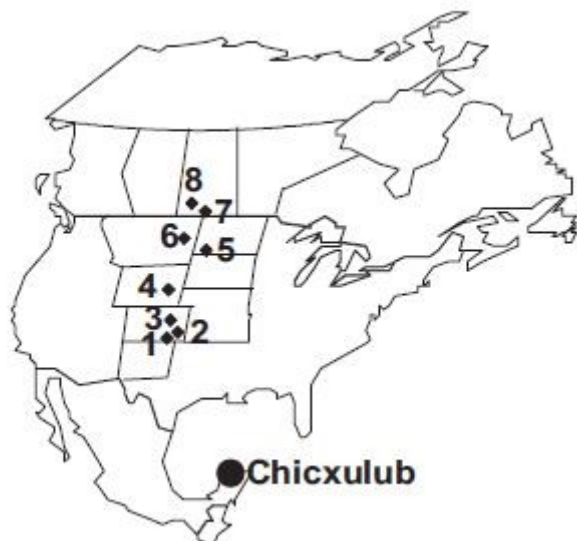
Vypočtená hodnota požáru i při použití nižších odhadů celkové plochy, mocnosti a koncentrace fosilního dřevěného uhlí v sedimentární vrstvě, několikanásobně překonává rozlohu největších požárů známých ze současnosti. Největší recentní požár se odehrál na ostrově Borneo v letech 1982 až 1983 na rozloze až 37 000 km². Tento požár vznikl po úderu blesku během období sucha, a předpokládá se, i v případě karbonského požáru u Donegalu mohla být příčina podobná (Nichols et Jones, 1992).



Obrázek 30. Obrázek zachycující rozmístění souší během mississipu (starší části karbonu). Tmavá barva vyznačuje pevniny, průhledná barva moře. Je zde zachycena i estuárie se zkoumanou vrstvou dřevěného uhlí. V kruhu je znázorněn hypotetický říční systém Shalwy, který odvodněním oblasti způsobil dle interpretace autorů nahromadění dřevěného uhlí v estuárii (Nichols et Jones, 1992).

6.5 Inertinit a hranice K–T (křída–terciér)

Jako jeden z následků po dopadu meteoritu na konci křídového období před 65 miliony lety byl mnoha modely navržen celosvětový výskyt rozsáhlých požárů. Při snaze ověřit výskyt požárů v této době bylo odebráno 8 vzorků (Obr. 31) ze siliciklastických hornin a uhlí z míst, ve kterých je předpokládáno značné zasažení ekosystému po impaktu meteoritu a zároveň rychlá sedimentace. Všechny vzorky obsahovaly typické charakteristiky impaktu tohoto meteoritu, mezi kterými nechybí například iridiová anomálie nebo šokové minerály. Ve zkoumaných vzorcích byl brán jako indikátor požárů obsah dřevěného uhlí, tedy inertinitu. Srovnání průměrných hodnot obsahu inertinitu v těchto vzorcích s průměrným obsahem ve zbytku křídý a terciéru ukázalo, že průměrný obsah inertinitu na rozhraní K–T byl až osmkrát nižší než ve zbylých obdobích křídý a terciéru. Tento inertinit obsažený v sedimentech rozhraní K–T měl rovněž podobnou odraznost jako inertinit ve zbylých obdobích křídý a terciéru. Z uvedeného srovnání plyne, že velké požáry po dopadu asteroidu na konci křídového období s velkou pravděpodobností nenastaly. Po impaktu teplota na povrchu země v této oblasti nemohla přesáhnout ani na okamžik hodnotu 545 °C a zároveň nemohla přesáhnout teplotu 325 °C po delší dobu (Belcher et al., 2005).



Obrázek 31. Vyznačení míst odběru vzorků (body s čísly) na území USA a Kanady, asteroidem způsobený kráter Chicxulub (Belcher et al., 2005).

6.6 Dřevěné uhlí a lidé

Za nejstarší využití dřevěného uhlí je pokládáno jeho použití jako kreslicího prostředku v jeskyních v době již 30 000 let před Kristem. V renesanci bylo dřevěné uhlí opět hojně používáno umělci jako kreslicí materiál, který je využíván až do dnešních dnů. Na rozdíl od tuhy (grafit), která je tvořená stejným prvkem (uhlík), dokáže dřevěné uhlí po sobě zanechat tmavší až černou stopu, ale je hrubší, tudíž po papíře hůře klouže a je obtížnější s ním nakreslit jemné linie. Jeho další využití souvisí s využitím při metalurgii. Získávání kovů z rud počíná cca 3000 let před Kristem získáváním mědi. Jelikož při hoření bylo dřevo příliš vlhké, nebylo možné dosáhnout dostatečné teploty potřebné k tavbě kovů. Dřevěné uhlí umožnilo dosáhnout vyšší teploty ohně (až přes 1000 °C) a zároveň jeho spalování produkovalo jen trochu kouře. K tomuto účelu bylo využíváno dřevěné uhlí vytvořené „pálením“ dřeva v milířích (v podstatě zahřívání za omezeného přístupu vzduchu) po dobu až 10 dní. Takto se využívalo dřevěné uhlí až do počátku 18. století, kdy byla objevena výroba koksu z uhlí. Zásadní rozlišovací kritérium mezi koksem a dřevěným uhlím je teplota, při které se mění na grafit. Tento poznatek zjistila v polovině 20. století Rosalinda Franklinová. Grafitizace u koksu nastává při teplotách nad 2200 °C, zatímco z dřevěného uhlí se grafit nestane ani při teplotě 3000 °C (Harris, 1999).

Jiný způsob využití dřevěného uhlí je doložen z roku 1500 před naším letopočtem. Starověcí Egypťané jej využívali jako adsorbentu „zapáchajících par“ v zánětlivých („hnilobných“) poraněních. Tento typ využití nebyl do počátku 20. století příliš rozšířen, s výjimkou výroby cukru. V průběhu 1. světové války došlo k uplatnění adsorbčních vlastností tzv. aktivního dřevěného uhlí v plynových maskách. Adsorbčních vlastností tzv. aktivního dřevěného uhlí se dnes hojně využívá k čištění plynu a kapalin, z čehož plyne jeho využití v respirátorech, klimatizacích, filtrech pitné vody atd. Dřevěné uhlí sloužilo rovněž jako jedna z přísad střelného prachu (Harris, 1999).

7 Závěr

Macerály skupiny inertinitu jsou nejvíce odraznou skupinou macerálů hnědých a černých uhlí pozorovatelnou v optickém mikroskopu v uhelných nábrusech. Většina inertinitu vzniká subaerickou oxidací rostlinné hmoty nebo v důsledku lesních požárů. Makroskopicky identifikovatelný inertinit má proto nejčastěji podobu fosilního dřevěného uhlí jako pozůstatku těchto událostí. Toto dřevěné uhlí je tvořeno macerály fusinitu, semifusinitu a inertodetrinitu. Svůj název tato skupina macerálů dostala podle původně předpokládané nereaktivity během koksování. Tato vlastnost podnítila zájem o studium inertinitu v aplikované uhelné petrologii a závisí na jednotlivých macerálech této macerálové skupiny. Cílem této práce bylo podat přehled názorů objasňujících prostředí a způsob vzniku inertinitu. Na základě obsahu inertinitu a dalších složek v uhelných slojích lze usuzovat na změny úrovně vodní hladiny v rašeliništi, které mohou být způsobeny klimatickými změnami a v paralických pánvích obvykle souvisejí se změnami mořské hladiny. Vysoké obsahy inertinitu bývají charakteristické pro dómovitá rašeliniště vznikající v oblastech s velmi vlhkým klimatem. Obsahu dřevěného uhlí, resp. macerálů inertinitu v uhlích je využíváno jako nástroje k odhadu obsahu kyslíku v paleo-atmosféře. Obsah inertinitu slouží pro odhad obsahu kyslíku spolehlivěji v paleozoiku, ovšem i pro mezozoické odhady se jedná a zřejmě bude jednat o klíčový parametr. První nálezy dřevěného uhlí pochází ze siluru, kdy je obsah kyslíku v atmosféře odhadován až na 25 %. Nejhojnější výskyt inertinitu je v období karbonu, ve kterém dle konzervativních odhadů obsah kyslíku v atmosféře dosáhl 28 %. Takto vysoké hodnoty obsahu kyslíku v atmosféře způsobily zvýšenou četnost a značný rozsah tehdejších požárů. Naopak nálezy inertinitu pocházející z požárů zcela chybí ve spodním triasu, z čehož je dle modelů obsahu kyslíku ve fanerozoické atmosféře usuzováno na obsah tohoto plynu kolem 12 %. Takto nízká koncentrace kyslíku v atmosféře by zapříčila téměř úplné vymizení požárů. Četné požáry probíhaly v křídovém období. Jejich pozůstatky lze doložit i na našem území. Další využití inertinitu pro interpretaci procesů v geologické minulosti využívají množství inertinitu v sedimentech k odhadu rozsahu fosilních požárů. Tímto způsobem byla odhadnuta rozloha karbonského požáru v oblasti Donegalu v sz. Irsku, přesahující několikanásobně rozlohu největších požárů dokumentovaných v nedávné historii. Z nízké koncentrace inertinitu na několika severoamerických lokalitách byla určena překvapivá absence rozsáhlých požárů na těchto lokalitách během velkého vymírání na hranici křídý a terciéru. Značný význam pro lidskou civilizaci sehrálo dřevěné uhlí jako palivo schopné dosáhnout teploty, která umožnila tavit kovy. Dřevěné uhlí se odpradávná používá jako kreslicí prostředek. V současnosti je dřevěné uhlí hojně využíváno jako adsorbční materiál.

8 Literatura použitá v textu

- Belcher, C.M., Collinson, M.E, Scott, A.C., 2005. *Constraints on the thermal energy released from the Chicxulub impactor: new evidence from multi-method charcoal analysis*. Journal of the Geological Society 162, 591–602.
- Brown, S.A.E., Scott, A.C., Glasspool, I.J., Collinson, M.E., 2012. *Cretaceous wildfires and their impact on the Earth system*. Cretaceous Research 36, 162–190.
- Cecil, C.B., Stanton, R.W., Neuzil, S.G., Dulong, F.T., Ruppert, C.F., Pierce, B.S., 1985. *Paleoclimate controls on Late Paleozoic sedimentation and peat formation in the central Appalachian basin (U.S.A.)*. International Journal of Coal Geology 5, 195–230.
- Cílek, V., Kašík, M., 2008. *Nejistý plamen*. Dokořán, 239 str.
- Clymo, R.S., 1984. *The Limits to Peat Bog Growth*. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences 303 (1117), 605–654.
- Clymo, R.S., 1987. *Rainwater-fed peat as a precursor of coal*. In: Scott, A.C. (Ed.), *Coal and Coal-bearing Strata: Recent Advances*. Geological Society Special Publication 32, 17–23.
- Diessel, C., Boyd, R., Wadsworth, J., Leckie, D., Chalmers, G., 2000. *On balanced and unbalanced accommodation/peat accumulation ratios in the Cretaceous coals from Gates Formation, Western Canada, and their sequence-stratigraphic significance*. International Journal of Coal Geology 43, 143–186.
- Diessel, C.F.K., 1992. *Coal-Bearing Depositional Systems*. SpringerVerlag, Berlin Heidelberg, 721 str.
- Diessel, C.F.K., 2007. *Utility of coal petrology for sequence-stratigraphic analysis*. International Journal of Coal Geology 70, 3–34.
- Diessel, C.F.K., 2010. *The stratigraphic distribution of inertinite*. International Journal of Coal Geology 81, 251–268.
- Dommain, R., Cobb, A.R., Joosten, H., Glaser, P.H., Chua, A.F.L., Gandois, L., Kai, F.-M., Noren, A., Salim, K.A., Su'ut, N.S.H., Harvey, Ch.F., 2015. *Forest dynamics and tip-up pools drive pulses of high carbon accumulation rates in a tropical peat dome in Borneo (Southeast Asia)*. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences 120, 617–640.
- Dommain, R., Couwenberg, J., Joosten, H., 2010. *Hydrological self-regulation of domed peatlands in south-east Asia and consequences for conservation and restoration*. Mires and Peat 6, 5.
- Dopita, M., Havlena, V., Pešek, J., 1985. *Ložiska fosilních paliv*. Nakladatelství technické literatury, 264 str.
- Glasspool, I.J., Edwards, D., Axe, L., 2004. *Charcoal in the Silurian as evidence for the earliest wildfire*. Geology 32 (5), 381–383.
- Glasspool, I.J., Scott, A.C., 2010. *Phanerozoic concentrations of atmospheric oxygen reconstructed from sedimentary charcoal*. Nature Geoscience 3, 627–630.
- Glasspool, I.J., Scott, A.C., Waltham, D., Pronina, N., Shao, L., 2015. *The impact of fire on the Late Paleozoic Earth system*. Frontiers in Plant Science 6, 756. <https://doi.org/10.3389/fpls.2015.00756>.

- Greb, S.F., Eble, C.F., Hower, J.C., Andrews, W.M., 2002. *Multiple-bench architecture and interpretations of original mire phases—Examples from the Middle Pennsylvanian of the Central Appalachian Basin, USA*. *International Journal of Coal Geology* 49, 147–175.
- Hamad, A.M.B., Jasper, A., Uhl, D., 2012. *The record of Triassic charcoal and other evidence for palaeo-wildfires: Signal for atmospheric oxygen levels, taphonomic biases or lack of fuel?* *International Journal of Coal Geology* 96–97, 60–71.
- Harris, P., 1999. *On charcoal*. *Interdisciplinary Science Reviews* 24 (4), 301–306.
- Hower, J.C., Hoffman, G.K., Garrison, T.M., 2013. *Macrinite and funginite forms in Cretaceous Menefee Formation anthracite, Cerrillos coalfield, New Mexico*. *International Journal of Coal Geology* 114, 54–59.
- Hudspith, V.A., Belcher, C.M., 2020. *Some semifusinite in coal may form during diagenesis, not wildfires*. *International Journal of Coal Geology* 218, 103360.
<https://doi.org/10.1016/j.coal.2019.103360>.
- Chlupáč, I., 2002. *Vycházky za geologickou minulostí Prahy a okolí*. Academia, 280 str.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z., 2011. *Geologická minulost České republiky*. Akademie, 436 str.
- International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP), 1998. *The new vitrinite classification (ICCP System 1994)*. *Fuel* 77 (5), 349–358.
- International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP), 2001. *The new inertinite classification (ICCP System 1994)*. *Fuel* 80, 459–471.
- Jerrett, R.M., Davies, R.C., Hodgson, D.M., Flint, S.S., Chiverrell, R.C., 2011. *The significance of hiatal surfaces in coal seams*. *Journal of the Geological Society* 168, 629–632.
- Jerrett, R.M., Flint, S.S., Davies, R.C., Hodgson, D.M., 2011. *Sequence stratigraphic interpretation of a Pennsylvanian (Upper Carboniferous) coal from the central Appalachian Basin, USA*. *Sedimentology* 58, 1180–1207.
- Jerrett, R.M., Hodgson, D.M., Flint, S.S., Davies, R.C., 2011. *Control of Relative Sea Level and Climate on Coal Character in the Westphalian C (Atokan) Four Corners Formation, Central Appalachian Basin, U.S.A.* *Journal of Sedimentary Research* 81, 420–445.
- Li, Y., Shao, L., Fielding, Ch.R., Wang, D., Mu, G., Luo, H., 2020. *Sequence stratigraphic analysis of thick coal seams in paralic environments – A case study from the Early Permian Shanxi Formation in the Anhe coalfield, Henan Province, North China*. *International Journal of Coal Geology* 222, 103451.
<https://doi.org/10.1016/j.coal.2020.103451>.
- McCabe, P.J., 1984. *Depositional environment of coal and coalbearing strata*. In: Rahmani, R.A., Flores, R.M. (Eds.), *Sedimentology of Coal and Coal-bearing Sequences*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 7, 13–42.
- McCarthy, T.S., McIver, J., Cairncross, B., Ellery, W.N., Ellery, K., Ellery, K., 1989. *The inorganic chemistry of peat from the Mouchira channel-swamp system, Okavango Delta, Botswana*. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 1077–1089.
- Moreira, K.S., Guedes, A., Ribeiro, H., Valentim, B., 2020. *Petrographic and micro-Raman spectroscopy study of inertinite discrete structureless bodies, fusinite, secretinite, and 'ovoid' bodies infilling*

- fusinite*. International Journal of Coal Geology 221, 103444.
<https://doi.org/10.1016/j.coal.2020.103444>.
- Morris, P.J., Waddington, J.M., Benschoter, B.W, Turetsky, M.R., 2011. *Conceptual frameworks in peatland ecohydrology: looking beyond the two-layered (acrotelm–catotelm) model*. Ecohydrology 4, 1–11.
- Nichols, G., Jones, T., 1992. *Fusain in Carboniferous shallow marine sediments, Donegal, Ireland: the sedimentological effects of wildfire*. Sedimentology 39, 487–502.
- Opluštil, S., Edress, N.A., Sýkorová, I., 2013. *Climatic vs. tectonic controls on peat accretion in non-marine setting; an example from the Žacléř Formation (Yeadonian–Bolsovian) in the Intra-Sudetic Basin (Czech Republic)*. International Journal of Coal Geology 116–117, 135–157.
- Opluštil, S., Sýkorová, I., 2018. *Early Pennsylvanian ombrotrophic mire of the Prokop Coal (Upper Silesian Basin); what does it say about climate?* International Journal of Coal Geology 198, 116–143.
- Page, S.E., Rieley, J.O., Wüst, R., 2006. *Lowland tropical peatlands of Southeast Asia*. In: Martini, I.P., Martinez Cortizas, A., Chesworth, W. (Eds.), *Peatlands: Evolution and Records of Environmental and Climate Changes*. Elsevier, 145–172 str.
- Page, S.E., Siegert, F., Rieley, J.O., Boehm, H.-D.V., Jayak, A., Limink, S., 2002. *The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997*. Letters to Nature 420, 61–65.
- Page, S.E., Wüst, R.A.J., Weiss, D., Rieley, J.O., Shotyk, W., Limin, S.H., 2004. *A record of Late Pleistocene and Holocene carbon accumulation and climate change from an equatorial peat bog (Kalimantan, Indonesia): implications for past, present and future carbon dynamics*. Journal of Quaternary Science 19 (7), 625–635.
- Petersen, H.I., Lindström, S., 2012. *Synchronous Wildfire Activity Rise and Mire Deforestation at the Triassic–Jurassic Boundary*. PLoS ONE 7 (10), e47236. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0047236>.
- Petránek, J., Březina, J., Břízová, E., Cháb, J., Loun, J., Zelenka, P., 2016. *Encyklopedie geologie*. Česká geologická služba, 349 str.
- Pickel, W., Kus, J., Flores, D., Kalaitzidis, S., Christanis, K., Cardott, B.J., Misz-Kennan, M., Rodrigues, S., Hentschel, A., Hamor-Vido, M., Crosdale, P., Wagner, N., ICCP, 2017. *Classification of liptinite – ICCP System 1994*. International Journal of Coal Geology 169, 40–61.
- Preto, N., Kustatscher, E., Wignall, P.B., 2010. *Triassic climates — State of the art and perspectives*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 290, 1–10.
- Scott, A.C., Cripps, J.A., Collinson, M.E., Nichols, G.J., 2000. *The taphonomy of charcoal following a recent heathland fire and some implications for the interpretation of fossil charcoal deposits*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 164, 1–31.
- Scott, A.C., Glasspool, I.J., 2005. *Charcoal reflectance as a proxy for the emplacement temperature of pyroclastic flow deposits*. Geology 33 (7), 589–592.
- Scott, A.C., Glasspool, I.J., 2007. *Observations and experiments on the origin and formation of inertinite group macerals*. International Journal of Coal Geology 70, 53–66.
- Scott, A.C., Glasspool, I.J., 2006. *The diversification of Paleozoic fire systems and fluctuations in atmospheric oxygen concentration*. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 103 (29), 10861–10865.

- Staub, J.R., 1991. *Comparisons of central Appalachian Carboniferous coal beds by benches and a raised Holocene peat deposit*. International Journal of Coal Geology 18, 45–69.
- Supardi, Subekty, A.D., Neuzil, S.G., 1993. *General geology and peat resources of the Siak Kanan and Bengkalis Island peat deposits, Sumatra, Indonesia*. In: Cobb, J.C., Cecil, C.B. (Eds.), *Modern and Ancient Coal-Forming Environments*: Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper 286, 45–61.
- Sýkorová, I., Pickel, W., Christanis, K., Wolf, M., Taylor, G.H., Flores, D., 2005. *Classification of huminite—ICCP System 1994*. International Journal of Coal Geology 62, 85–106.
- Taylor, G.H., Liu, S.Y., 1989. *Micrinite – its nature, origin and significance*. International Journal of Coal Geology 14, 29–46.
- Turetsky, M.R., Benscoter, B., Page, S., Rein, G., van der Werf, G.R., Watts, A., 2015. *Global vulnerability of peatlands to fire and carbon loss*. Nature Geoscience 8, 11–14.
- Wang, S., Shao, L.-Y., Yan, Z.-M., Shi, M.-J., Zhang, Y.-H., 2019. *Characteristics of Early Cretaceous wildfires in peat-forming environment, NE China*. Journal of Palaeogeography 8, 17.
<https://doi.org/10.1186/s42501-019-0035-5>.
- Xu, Y., Uhl, D., Zhang, N., Zhao, C., Qin, S., Liang, H., Sun, Y., 2020. *Evidence of widespread wildfires in coal seams from the Middle Jurassic of Northwest China and its impact on paleoclimate*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 559, 109819.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109819>.